

Stefan RASEMANN

**Geomorphometrische Struktur
eines mesoskaligen alpinen
Geosystems**

Herausgeber:

K.A. Boesler - R. Dikau - E. Ehlers - R. Grotz - M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



**Geomorphometrische Struktur
eines mesoskaligen alpinen
Geosystems**

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Heft 111

ISSN 0373-0468

Stefan RASEMANN

**Geomorphometrische Struktur
eines mesoskaligen alpinen
Geosystems**

Herausgeber:

K.A. Boesler · R. Dikau · E. Ehlers · R. Grotz · M. Winiger

Schriftleitung: W. Schenk



ASGARD-VERLAG SANKT AUGUSTIN 2004

Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems

von

Stefan RASEMANN

mit 19 Tabellen, 26 Photos und 35 Abbildungen,
davon 10 auf 1 Beilage

In Kommission bei

Asgard-Verlag · Sankt Augustin

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 537 - 87661 - 0

© 2004 Asgard-Verlag Dr. Werner Hippe GmbH, 53757 Sankt Augustin

Herstellung: Druckerei Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Umschlag: G. Storbeck

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Konzeptionelle Grundlagen	4
2.1	Hügel, Berg und Hochgebirge	4
2.1.1	Definition und Abgrenzung von Hügel, Berg und Gebirge	4
2.1.2	Definition und Abgrenzung des Hochgebirges	13
2.2	Geomorphometrie	24
2.2.1	Der Begriff des Reliefs in der Geomorphologie	24
2.2.2	Dimensionalität des Georeliefs	25
2.2.3	Regionalisierung	27
2.2.4	Geomorphometrische Strukturen und Muster	28
2.2.5	Geschichte der Geomorphometrie im Hochgebirge	30
2.2.6	Konzepte der Reliefgliederung	32
2.2.7	Anwendungsbeispiele regionaler Reliefanalyse und Reliefklassifikation	49
2.3	Reliefformen des Hochgebirges	53
2.3.1	Die Formung	54
2.3.2	Glazial überprägtes Tal — aufbauende Formen	55
2.3.3	Glazial überprägtes Tal — subordinierte Formen	63
2.3.4	Anmerkung	93
2.4	Zusammenfassung	94
3	Geomorphometrische Methoden und Techniken für die Analyse des Hochgebirgsreliefs	95
3.1	Visualisierung digitaler Höhenmodelle	95
3.2	Häufigkeitsverteilung und Histogramm	96
3.3	Hypsometrie und Klinometrie	97
3.4	Anpassung analytischer Oberflächen	99
3.4.1	Anpassen von Gleichungen an Reliefformen	100
3.4.2	Verteilung und Trendflächen	107
3.5	Nachbarschaftsanalysen im Ortsraum	111
3.6	Geomorphometrische Parameter spezifischer Reliefformen	113
3.6.1	Parameter für Blockgletscher	113
3.6.2	Parameter für Drumlins	113
3.6.3	Parameter für Wanderblöcke	115
3.6.4	Parameter für Kare	115
3.7	Ableitung geomorphometrischer Objekte	120
3.7.1	Formelemente	120
3.7.2	Hydrologische Einzugsgebiete	121
3.7.3	Hangprofile	124
3.8	Zusammenfassung	134

4 Erhebung digitaler Basisdaten	136
4.1 Das 100 m Höhenmodell der Schweiz	136
4.2 Das 25 m Höhenmodell Turtmanntal	136
4.3 Das 10 m Höhenmodell Turtmanntal	137
4.4 Das 1 m Höhenmodell Turtmanntal	139
4.5 Höhenmodell des Blockgletschers HT5	139
4.5.1 Das Global Positioning System — GPS	140
4.5.2 Datenaufnahme im Turtmanntal	145
4.5.3 Erstellung eines digitalen Höhenmodells aus Messpunkten	149
4.6 Blockgletscherinventar des Turtmanntals	151
4.7 Zusammenfassung	151
5 Untersuchungsgebiet Turtmanntal	152
5.1 Geologie	153
5.2 Klima	154
6 Ergebnisse	155
6.1 Das Gesamttal	155
6.1.1 Geomorphologische Beschreibung	155
6.1.2 Verteilung von Höhe und Hangneigung	157
6.1.3 Talquerschnitte	159
6.1.4 Abgrenzung der Untersuchungseinheit Hängetal	165
6.1.5 Geomorphometrische Parameter der Tällis	169
6.2 Ausgewählte Tällis	172
6.2.1 Hungerlitälli	173
6.2.2 Pipjitälli	177
6.2.3 Meidtälli	181
6.3 Blockgletscher	185
6.3.1 Geomorphologische Beschreibung	186
6.3.2 Formelemente	190
6.4 Hangprofile	194
6.4.1 Vorbereitung der Ausgangsdaten	194
6.4.2 Ableitung von Hanglinien	195
6.5 Toposequenzen	197
6.5.1 Toposequenzen aus Transekten	197
6.5.2 Geomorphologische Toposequenztypen	200
6.5.3 Geomorphometrische Charakterisierung von Toposequenzen	202
6.6 Zusammenfassung der Ergebnisse	205
7 Zusammenfassung	208
8 Ausblick	211
Literaturverzeichnis	212

Anhang	227
A Geomorphometrische Parameter	228
A.1 Drumlins	228
A.2 Kare	230
A.3 Hangprofile	234
Zusammenfassung/Abstract	238
Dank	240

Auf die Dokumentation der in dieser Arbeit entwickelten Programme zur geomorphometrischen Analyse wurde aus Platzgründen verzichtet. Sie ist als Anhang A.1 in der elektronischen Version der Dissertation in der eBibliothek der Universität Bonn unter folgender URL enthalten:
http://hss.ulb.uni-bonn.de/ulb_bonn/diss_online/math_nat_fak/2003/rasemann_stefan

Datengrundlage:

Abb. 3.23, 4.3, 6.1, 6.13, 6.14, 6.16, 6.17, 6.19, 6.20, 6.22, 6.23, 6.24, 6.25, 6.27, 6.28, 6.29, 6.30, 6.31 6.33, 6.37: Die Daten wurden vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) im Auftrag des DFG-Graduiertenkollegs 437 am 28. 9. 2001 erhoben.

Abb. 2.13, 5.1: © Bundesamt für Statistik (BFS), GEOSTAT, CH-3003 Bern, Schweiz.

Abb. 4.1, 6.3, 6.10, 6.11: © Swisstopo 2004, Bundesamt für Landestopographie der Schweiz.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Aufbau der Arbeit	3
2.1	Freie und nicht freie Reliefhüllen der Erdoberfläche	12
2.2	Die zwölf Berggruppen der Alpen	23
2.3	Der Begriff des Georeliefs	25
2.4	Formgröße und Existenzdauer von Reliefformen	27
2.5	Reliefgenerationen im Hochland von Semién	28
2.6	Geomorphometrische Mustertypen	30
2.7	Verschiedene Ausprägungen einfacher Reliefformen	37
2.8	Untergliederung einer Reliefform in ihre Formelemente	40
2.9	Gefügetaxonomische Hierarchie geomorphologischer Reliefseinheiten	42
2.10	Analytischer Ansatz hierarchischer Reliefmodellierung	43
2.11	Formelemente des Haupttyps I	44
2.12	Polyhierarchisches Modell zur Ableitung geomorphometrischer Parameter und Objekte	47
2.14	Informationen über katalogisierte Hochgebirgsformen	53
2.15	Talform des Turtmanntales	56
2.16	Schematisches Querprofil eines Trogtales	58
2.17	Talform des Turtmanntales mit Bezeichnung der Reliefkomponenten	59
2.18	Hängetal Meidtälli	62
2.19	Talstufen und Riegel im Meretschitälli	64
2.20	Schroffer Gipfel des Meidhorn	65
2.21	Kleiner Rundhöcker im Grüobtälli	66
2.22	Großer Rundhöcker im Pipjitälli	67
2.23	Schematisches Längsprofil eines Kares	68
2.24	Kar mit Rothornletscher im Hungerlitälli	70
2.25	Steilwand der Barrwang mit vorgelagerter Schutthalde	71
2.26	Stark eingetieftes Gerinne am Talseitenhang des Turtmanntals	72
2.27	Nivationsnische in der Wurzelzone des Blockletschers HT5	73
2.28	Kryoplanationsterrasse im Grüobtälli	74
2.29	Seitenmoränen des Turtmannletschers	75
2.30	Endmoräne des Turtmannletschers	76
2.31	Aktiver Blockletscher im Hungerlitälli	78
2.32	Fossiler Blockletscher am Ausgang des Hungerlitällis	80
2.33	Typisierung von Blockletschern nach Materialherkunft	81
2.34	Hypsometrisch basierte Abfolge von Blockletschertypen	82
2.35	Schematische Darstellung eines Protalus Rampart	83
2.36	Protalus Rampart im Frilitälli	84
2.37	Gelifluktion am Zwischentalhang Grüobtälli/Hungerlitälli	85
2.38	Gelifluktionslobe im Grüobtälli	86
2.39	Schutthalde im Hungerlitälli	88

2.40	Modell der Drumlingene	89
2.41	Thermokarstdepression auf einem schuttbedeckten Gletscher	90
2.42	Steinstreifen im Pipjitälli	91
2.43	Wanderblock und Gelifluktionsloben im Pipjitälli	92
2.44	Gletscherschrammen im Vorfeld des Turtmanngletschers	93
3.1	Häufigkeitsverteilungen der Höhe und Hangneigung	96
3.2	Hypsometrische Kurven von Einzugsgebieten	98
3.3	Anpassen logarithmischer Kurven an Längsprofile von Kären	101
3.4	Dreidimensionales Modell der Karmorphologie	102
3.5	Rosenkurven zur Beschreibung der Drumlinform	102
3.6	Lenniskaten zur Beschreibung der Drumlinform	103
3.7	Anpassen konvexer Hangprofile an Geraden	104
3.8	Modellierter Talquerschnitt des Reintals	106
3.9	Beispiele linearer, quadratischer, und kubischer Trendflächen	108
3.10	Verteilung der Kareexposition	110
3.11	Gleitendes Fenster zur Nachbarschaftsanalyse	112
3.12	Geomorphometrische Parameter von Blockgletschern	114
3.13	Drei Definitionen der Exposition eines Kares	117
3.14	Flächenelemente und Formelemente	121
3.15	Erstreckung und Kompaktheit von Einzugsgebieten	122
3.16	Mündungsabstand benachbarter Einzugsgebiete	123
3.17	Das hypothetische 'five-unit slope model'	125
3.18	Vergleichende Nomenklatur Hangprofil/Hanglinie	126
3.19	Die Begrenzung von Hangprofilen	129
3.20	Einfluss der Horizontalwölbung auf den Verlauf einer Hanglinie	130
3.21	Die Kodierung der Fließrichtung	132
3.23	Ableitung von Hanglinien mit unterschiedlichen Algorithmen	133
4.1	Systematische Fehler im 25 m DHM des Turtmanntals	137
4.2	Systematische Fehler im 10 m DHM des Turtmanntals	138
4.3	Systematische Fehler im 1 m Höhenmodell des Turtmanntals	140
4.4	Die Signalstruktur des Global Positioning Systems	141
4.5	Relative Genauigkeit der RTK-Vermessung	146
4.6	Fehler der Positionsbestimmung bei der RTK-Vermessung	148
4.7	Mit GPS aufgenommene Höhenpunkte auf dem aktiven Blockgletscher HT 5	149
4.8	Höhenmodelle des Blockgletschers HT 5	150
5.1	Lage des Untersuchungsgebietes	152
5.2	Geologie der südlichen Walliser Alpen	153
6.1	Das Untersuchungsgebiet Turtmanntal und seine 14 Tällis	156
6.2	Verteilung von Höhe und Hangneigung im Turtmanntal	158
6.3	Lage der Transekte im Turtmanntal	160
6.4	Transekt 1: Wängerlitälli – Talboden – Turtmannhütte	161
6.5	Transekt 2: Friliwang – Talboden – Längi Egga	161
6.6	Transekt 3: Meidhorn – Blüomatt – Gighorli	162
6.7	Transekt 4: Pletschuhorn – Niggelingu – Ginalshorn	163
6.8	Transekt 5: Brunnethorn – Talboden – Ergischalhorn	164

6.9	Transekte zur Beschreibung des Talquerschnitts	165
6.10	Subeinzugsgebiete des Turtmantals	166
6.11	Ableitung von Einzugsgebieten im Hochgebirge	168
6.12	Hypsometrische Kurven des Brändjtällis	169
6.13	Topographie des Hungerlitällis	173
6.14	Blick ins Hungerlitälli	174
6.15	Verteilung von Höhe und Hangneigung im Hungerlitälli	176
6.16	Topographie des Pipjitällis	177
6.17	Blick ins Pipjitälli	178
6.18	Verteilung von Höhe und Hangneigung im Pipjitälli	180
6.19	Topographie des Meidtällis	182
6.20	Blick ins Meidtälli	182
6.21	Verteilung von Höhe und Hangneigung im Meidtälli	184
6.22	Lage ausgewählter Blockgletscher im Hungerlitälli	186
6.23	Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT2b	187
6.24	Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT5	188
6.25	Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT11	189
6.32	Vergleich der Formelemente der Blockgletscher	193
6.33	Ableitung von Hanglinien im Hungerlitälli	196
6.34	Schema der Typisierung von Toposequenzen	198
6.35	Einfluss der Glättung des Höhenmodells auf das Transekt	199
6.37	Toposequenztypen im Hungerlitälli	201

Abbildungen auf Farbbeilage

2.13	Reliefklassifikation von Hammond am Beispiel der Schweiz
3.22	Vergleich der Fließalgorithmen D8 und Rho8
6.26	Farbliche Kodierung des Formelementehaupttyps FEH01
6.27	Formelementeberechnung auf ungeglättetem und geglättetem DHM
6.28	Formelemente mit unterschiedlichen Wölbungsradiuskriterien
6.29	Formelemente des Blockgletschers HT5
6.30	Formelemente des Blockgletschers HT2b
6.31	Formelemente des Blockgletschers HT11
6.36	Abhängigkeit der Formelemente von der Glättung der Ausgangsdaten
6.38	Formelemente des Transekts Hungerli 2

Tabellenverzeichnis

2.1	Attribute zur Definition und Abgrenzung der Begriffe Hügel und Berg	6
2.2	Klassifikation von Gebirgstypen auf Basis des relativen Reliefs	15
2.3	Attribute zur Definition und Abgrenzung des Hochgebirges	17
2.4	Größenordnungen der Berggruppierung auf Basis der relativen Einsattelung . . .	22
2.5	Größenordnungstypen des Reliefs	26
2.6	Geomorphometrische Parameter von Gebirgen	31
2.7	Größenordnungen von Einzelformen des Reliefs	35
2.8	Reliefformen des Hochgebirges	54
3.1	Klassifikation der Trendstärke	109
3.2	Klassifikation der Drumlinform	115
3.3	Geomorphometrische Parameter von Drumlins	116
3.4	Geomorphometrische Parameter von Karen	118
5.1	Klimadaten ausgewählter Stationen im Wallis	154
6.1	Geomorphometrische Parameter der Ausdehnung und Höhe	170
6.2	Geomorphometrische Parameter der Hangneigung und Exposition	171
6.3	Geomorphometrische Parameter von Blockgletschern	189
6.4	Geomorphologische Toposequenztypen	200
6.5	Geomorphometrische Parameter für Transekte von Toposequenztypen	203
6.6	Bewertung geomorphometrischer Methoden und Techniken	207

Akronyme

ArcGIS	GIS-Produktfamilie der Firma ESRI
ArcInfo	GIS der Firma ESRI
A-S	Anti-Spoofing
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
C/A	Coarse Acquisition Code
D8	Deterministic 8, Algorithmus zur Fließrichtungsberechnung
DHM	Digitales Höhenmodell
DHM25	Digitales Höhenmodell der Schweiz mit einer Rasterweite von 25 m
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DOP	Dilution of Precision
ETOPO5	Earth Topography – 5 Minute
GEOSTAT	Digitales Höhenmodell des Schweizer Bundesamtes für Statistik
GIS	Geographisches Informationssystem
GPS	Global Positioning System
GRASS	Geographical Resources Analysis Support System
GRK	Graduiertenkolleg
GTOPO30	Globales DHM mit 30 Bogensekunden Zellengröße
HRSC	High Resolution Stereo Camera
HYDRO1K	Datenbank globaler geographischer Daten
NAVSTAR	Navigation Satellite Timing and Ranging
NVIZ	Visualisierungsmodul in GRASS
PPS	Precise Positioning Service
Rho8	Algorithmus zur Fließrichtungsberechnung
RIMINI	Digitales Höhenmodell des Schweizer Bundesamtes für Statistik
RTK	Real-Time-Kinematic
S/A	Selective Availability
SPS	Standard Positioning Service
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS84	World Geodetic System 1984

1 Einleitung

'Die feste Erdkruste zeigt einen großen Reichtum der verschiedensten Oberflächenformen, welche zwischen der jäh aufragenden Bergzinne und dem vielgewundenen Thal eine überwältigende Mannigfaltigkeit einzelner Typen aufweisen, [und] durch ihre Vergesellschaftung den landschaftlichen Charakter ausgedehnter Gebiete bestimmen [...]' (PENCK, 1894).

In diesem, der Einleitung zu seinem wegweisenden Werk 'Morphologie der Erdoberfläche' entnommenen Zitat, umriss ALBRECHT PENCK Ende des 19. Jahrhunderts eine Betrachtungsweise des Georeliefs, die bis heute nichts an Aktualität eingebüßt hat. Er vertrat hier die Ansicht, dass sich alle Formen des Georeliefs bestimmten, voneinander unterscheidbaren Typen zuweisen ließen, gleichgültig, ob es sich um Formen des Hochgebirges oder einer Flusslandschaft handle.

Vielleicht noch entscheidender ist die Feststellung, dass der Reliefcharakter einer Landschaft das Produkt der Vergesellschaftung von Reliefformen ist. Die Vergesellschaftung bezeichnet das Auftreten verschiedener Reliefformen in bestimmter räumlicher Anordnung. Diese nur selten zufällige Anordnung von Reliefformen bildet die Struktur des Reliefs.

Die systematische Klassifikation von Reliefformen, ihren Komponenten, Assoziationen und der durch ihre Vergesellschaftung gebildeten Strukturen ist eine entscheidende Voraussetzung für ein besseres Verständnis geomorphologischer Form-Prozess-Reaktionssysteme in unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Dimensionen (DIKAU, 1999). Ein Hauptproblem ist die Umsetzung systemtheoretischer Hypothesen in numerische Konzepte zur Kennzeichnung von Reliefelementen unterschiedlicher Größe und Komplexität (DIKAU, 1990).

Die vorliegende Arbeit war als Teilprojekt B1 'Semantische geomorphometrische Strukturdefinition' in das Graduiertenkolleg 437 'Das Relief — eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche' eingebunden. Im Zentrum dieses interdisziplinär angelegten Forschungsprogrammes steht das Relief als Grenzfläche zwischen Atmosphäre/Hydrosphäre und Pedosphäre/Lithosphäre. Eines der Ziele des Graduiertenkollegs ist die Analyse von Wechselwirkungen zwischen geomorphologischen Formen und Prozessen im Hochgebirge. Die Arbeiten hierzu sind im 'alpinen Cluster' des Kollegs zusammengefasst.

Ein interdisziplinär angelegtes Forschungsprojekt wie das GRK 437 ist auf eine konsistente Semantik (*gr.*: semantikos: bezeichnend, zum Zeichen gehörend) angewiesen, um den Informationsaustausch zwischen Wissenschaftlern und Disziplinen zu gewährleisten. Ist sie nicht gewährleistet, sind je nach Herkunft, Erfahrung und Perzeption des Betrachters unterschiedliche Bezeichnungen gleicher Objekte und Sachverhalte die Folge. Ein Beispiel aus der Geomorphologie ist die Definition und Abgrenzung der Reliefformen Hügel und Berg.

Fragestellung

In der vorliegenden Arbeit wird am Beispiel eines Hochgebirgstals der Frage nachgegangen, wie die Struktur des Reliefs geomorphometrisch parametrisiert werden kann. Grundlegende Fragestellungen der Arbeit sind:

- Was ist ein Hochgebirge, welche Kriterien existieren zur Definition des Hochgebirges und zu seiner Abgrenzung von anderen Relieftypen?
- Welche Reliefformen treten im Hochgebirge als Komponenten eines Tales auf und welche geomorphometrischen Methoden und Parameter zur Analyse des Hochgebirgsreliefs und von Reliefformen im Hochgebirge liegen heute vor?
- Sind diese geomorphometrischen Methoden und Parameter geeignet, Aussagen über den strukturellen Charakter des Georeliefs im Hochgebirge zu treffen?

Lösungsweg

Aufgrund der Perzeption des skulpturellen Kontinuums Georelief als eine verschachtelte Hierarchie von Formen und Prozessen und der Annahme, dass die räumliche Variabilität des Systems mit seiner Größe zunimmt, fordert DIKAU (1994) die geomorphometrische Analyse eines Untersuchungsgebietes auf unterschiedlichen räumlichen Skalen.

Dies umfasst einerseits die Untersuchung der inherenten geomorphologischen Variabilität eines geomorphologischen Objekts und andererseits die Einbindung dieses Objekts in einen geometrisch toposequentiellen Kontext auf der übergeordneten Hierarchieebene des Reliefs.

Die geomorphometrische Analyse erfolgt daher auf verschiedenen räumlichen Skalen im Untersuchungsgebiet Turtmanntal. Der Schwerpunkt liegt neben der geomorphometrischen Analyse der Reliefformen auf der Erkennung struktureller Beziehungen der Reliefformen untereinander. Dies soll durch die folgenden Arbeitsschritte erreicht werden:

- Aufarbeitung der Definitionen und Abgrenzungen zum Thema Berg, Gebirge, Hochgebirge in der Literatur.
- Darstellung der grundlegenden Konzepte der Geomorphometrie und Gliederung des Georeliefs.
- Konkretisierung der Hochgebirgscharakterisierung durch Erstellung eines Formenkatalogs für Reliefformen des Hochgebirges unter Berücksichtigung geomorphometrischer und topologischer Kriterien.
- Darstellung von Techniken zur geomorphometrischen Analyse und Strukturierung des Hochgebirgsreliefs.
- Entwicklung von Programmen zur computergestützten geomorphometrischen Analyse des Hochgebirgsreliefs.
- Geomorphometrische Analyse des Hochgebirgsreliefs auf Basis digitaler Höhenmodelle mit folgenden Zielen:
 - Geomorphometrische Charakterisierung und Strukturierung eines Untersuchungsgebietes als Grundlage weiterer Untersuchungen des Geosystems Hochgebirgstal.
 - Bewertung bekannter und modifizierter Methoden in Hinblick auf ihre skalenabhängige Eignung zur Analyse des Hochgebirgsreliefs.
 - Bereitstellung getesteter Techniken und Werkzeuge für die geomorphometrische Analyse und dreidimensionale Visualisierung.

Aufbau der Arbeit

Im folgenden Kapitel 2 werden konzeptionelle Grundlagen der Arbeit vorgestellt. Dies umfasst die Definition und Abgrenzung des Hochgebirges (Kapitel 2.1), eine Einführung in die Geomorphometrie (Kapitel 2.2) und Konzepte der Reliefgliederung (Kapitel 2.2.6) sowie eine Darstellung typischer Reliefformen eines Hochgebirgstales (Kapitel 2.3). In Kapitel 4 werden die in dieser Arbeit verwandten digitalen Basisdaten vorgestellt. Neben der Beschreibung kommerzieller Höhenmodelle und ihrer spezifischen Probleme erfolgt die Darstellung der Generierung des digitalen Höhenmodells eines Blockgletschers auf Basis satellitengestützter Messtechnik. Kapitel 5 beschreibt das Untersuchungsgebiet Turtmanntal, ein Hochgebirgstal in den südlichen Walliser Alpen, Schweiz. In Kapitel 6 erfolgt die Anwendung geomorphometrischer Methoden und Techniken auf digitale Höhenmodelle des Turtmanntals und ihre Bewertung hinsichtlich einer Eignung zur Anwendung im Hochgebirgsrelief. Kapitel 7 fasst die Arbeit abschließend zusammen. Der Aufbau der Arbeit ist schematisch in Abbildung 1.1 dargestellt.

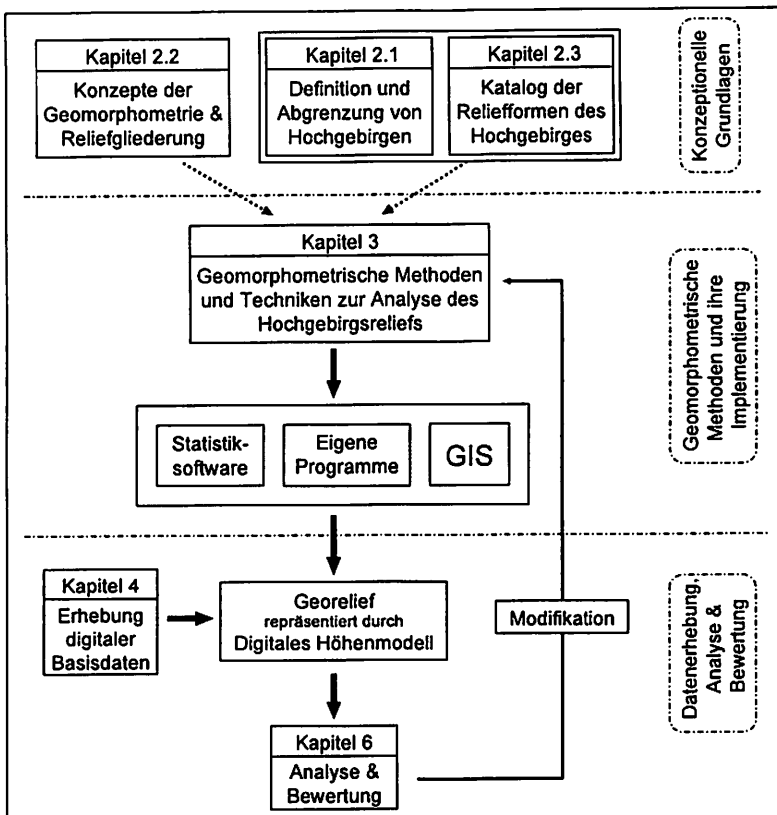


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des Aufbaus dieser Arbeit.

2 Konzeptionelle Grundlagen

Die geomorphometrische Analyse eines Hochgebirgstales steht im Zentrum der vorliegenden Arbeit. Im folgenden Kapitel werden konzeptionelle Grundlagen dargestellt, die einer qualitativen und in einem weiteren Schritt einer quantitativen Beschreibung dienen. Die Definition des Begriffs Hochgebirge und die Abgrenzung des Hochgebirges von anderen Reliefformen erfolgt in Kapitel 2.1. In Kapitel 2.2 wird eine Einführung in die Geomorphometrie und in die geomorphometrisch basierte Klassifikation des Reliefs gegeben. Kapitel 2.3 vermittelt einen Überblick über die in einem Hochgebirgstal auftretenden Reliefformen mit Beispielen aus dem Gebiet des Turmanntales.

2.1 Hügel, Berg und Hochgebirge

Die Definition der Begriffe Hügel, Berg, Gebirge und Hochgebirge sowie die Abgrenzung dieser Reliefeinheiten ist nicht trivial und beschäftigt die Geomorphologie seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert. Schon RITTER (1852) wies in frühen Arbeiten auf die unklare Bedeutung des Begriffes 'Berg' hin. Die Schwierigkeiten bei der Benennung zunächst so klar erscheinender Formen wie die eines Berges haben mehrere Ursachen. So steht der umgangssprachliche Gebrauch landschaftsbeschreibender Termini oft im Gegensatz zur wissenschaftlichen Bedeutung. Die fehlende Exaktheit der Umgangssprache bewirkt beispielsweise die Vermengung relativer und absoluter Bezeichnungen. Begriffe wie 'hoch' und 'tief' werden mit Begriffen wie 'flach', 'hügelig' oder 'gebirgig' gleichgesetzt oder verwechselt (KREBS, 1922). Die Benennung von Reliefformen ist weiterhin stark vom regionalen Kontext sowie der Perzeption und Erfahrung der namensgebenden Person abhängig. So erhebt sich der Kreuzberg in Berlin nur wenige zehn Meter über seine Umgebung und wird doch als 'Berg' bezeichnet. Erhebungen am Rande des Himalaja mit Höhen von über 3000 m relativ zu ihrer Umgebung haben oft gar keinen Namen, da sie in Anbetracht der dahinter liegenden Massive einfach nicht bedeutend genug sind, um benannt zu werden. Die Bedeutung der Perzeption, vor allem die der lokalen Bevölkerung, für die Bezeichnung einer Erhebung als Berg mit der damit verbundenen symbolischen oder gar mythischen Wirkung hebt PEATTIE (1936) hervor:

'[...] a mountain is a mountain because of the part it plays in popular imagination. It may be hardly more than a hill; but if it has distinct individuality, or plays a more or less symbolic role to the people, it is likely to be rated a mountain by those who live about its base.'

2.1.1 Definition und Abgrenzung von Hügel, Berg und Gebirge

Definitionen zum Themenkomplex Hügel, Berg und Gebirge, die — verglichen mit der Charakterisierung von PEATTIE (1936) — verstärkt auf geomorphologischen Kriterien fußen, existieren seit Mitte des 19. Jahrhunderts. Meist wird explizit der Berg definiert und der Hügel als dem Berg in der Form ähnlich, aber von kleinerem Ausmaß abgegrenzt. Die erste auf quantitativen Kriterien beruhende Definition des Begriffs Berg geht auf SONKLAR (1873) zurück, sie lautet:

'Eine wenig ausgedehnte, schwach oder gar nicht gegliederte Reliefform, die sich entweder durch isolierte Stellung oder durch mehr oder minder einschneidende

Kammsättel samt den beiderseitigen Kammhängen als eine physisch individualisierte Bodenmasse darstellt.'

Die wesentlichen Merkmale dieser Definition tauchen in ähnlicher Form in den meisten zeitlich folgenden Definitionen auf. SONKLAR (1873) bezog sich auf: (1) die geringe Ausdehnung der Form, (2) die schwache Gliederung der Form und (3) die isolierte Stellung innerhalb einer Ebene oder eines Gebirges. Er berücksichtigte weiterhin die Unterscheidung zwischen Hügel und Berg, wobei die Grenze des Höhenunterschieds zwischen Talboden und Gipfel, die den Berg vom Hügel unterscheidet, bei 200 m liegt. Das begrenzende Kriterium ist hier der geomorphometrische Parameter des 'relativen Reliefs', der früher im deutschsprachigen Raum als Reliefenergie bezeichnet wurde. Als zusätzliches Definitionskriterium kommt bei späteren Arbeiten anderer Autoren im Wesentlichen die Begrenzung der Form durch ein allseitiges Gehänge hinzu, um die Dominanz geneigter Flächen an der Gesamtfläche der Reliefform Berg zu betonen (vgl. OBST, 1914; SUPAN, 1930; FINCH & TREWARTHA, 1949). Auf die wichtigsten Abgrenzungskriterien wird im Folgenden näher eingegangen.

Hügel und Berg

Die Definition des Hügels als eines Bergs kleinen Ausmaßes oder geringer Höhe ist der von den meisten Autoren gewählte Weg zur Unterscheidung beider Formen. Oft wird ein Höhengrenzwert angegeben (vgl. SONKLAR, 1873; KREBS, 1922; THOMPSON, 1964; PRICE, 1981), der zwischen 200 m und etwa 700 m variiert. Andere Autoren nennen die Höhe als Kriterium, unterlassen aber die Angabe eines starren Grenzwertes, meist mit Verweis auf die lokal variierende Perzeption (vgl. SUPAN, 1930; MAULL, 1958; IVES et al., 1997). Eine Höhengrenze nach oben, die den Berg vom Gebirge scheidet würde, gibt es nicht. Einen Sonderweg beschritt PHILIPPSON (1924), der zwar einen Grenzwert zitiert, die Unterscheidung zwischen Hügel und Berg jedoch im weiteren ablehnt und auf den Reliefkontext verweist:

'Man wird Höhen am Rande eines großen Gebirges Hügel nennen, die in einer flachen Umgebung schon als stattliche Berge gelten würden.'

THOMPSON (1964) unterschied Berg und Hügel durch das Vorhandensein unterschiedlicher Klimate beim Berg als Folge der vertikalen Ausdehnung, mit entsprechenden Auswirkungen auf die Nutzung durch den Menschen. Dieses Attribut findet bei anderen Autoren als Kriterium zur Abgrenzung des Hochgebirges Verwendung (vgl. Kapitel 2.1.2). Am deutlichsten ist der Klimawandel nach THOMPSON (1964) am Wandel der Vegetation zu beobachten. Eine Übersicht über die zur Definition und Abgrenzung der Begriffe Hügel und Berg in der Literatur angewandten Attribute gibt Tabelle 2.1.

Eine nicht auf absolute und relative Höhen gestützte, aber dennoch 'wissenschaftlich erwünschte' Unterscheidung zwischen Hügel und Berg bieten LOUIS & FISCHER (1979). Obwohl sie bei der Anwendung während einer Geländekampagne gute Dienste leisten mag, spiegelt sie doch die Hilflosigkeit bei der Entwicklung einer geomorphologisch sinnvollen Definition wieder:

'[Ein] Hügel [kennzeichnet] stets nur solche Erhebungen [...], bei denen ein kräftiger Mensch für Auf- und Abstieg nur einen sehr kleinen Teil eines Tages braucht. Zu einem Hügel kann man ohne Zeitplan und ohne Vorsorge für Nahrung und Wettersturz aufsteigen und wieder zurückkehren. Eine Erhebung fängt dagegen an, ein Berg zu sein, wenn bei einer Besteigung die angedeuteten Vorkehrungen empfehlenswert sind; sie ist sicherlich ein Berg, wenn diese Vorkehrungen notwendig werden.'

Literaturquelle	Param.		
	Relatives Relief	Absolute Höhe	Rücken/Tal Distanz
THOMPSON (1964)			
SUPAN (1930)			
SONKLAR (1873)			
PRICE (1981)	•		
PHILIPPSON (1931)			
PENCK (1894)			
OBST (1914)			
MAULL (1958)			
KREBS (1922)			
IVES et al. (1997)			
GERRARD (1990)	•	•	•
FINCH & TREWARTHA (1949)	•		
BENISTON (2000)			

Ende der Tabelle

Anmerkung

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Definition der Reliefformen Hügel und Berg zu einem guten Teil auf identischen Attributen basiert. Die Erhebung über die Umgebung, eine fehlende Gliederung, Isoliertheit, das Vorhandensein eines Bergfußes und die Dominanz geneigter Flächen sind gemeinsame Attribute. Der Unterschied zwischen Hügel und Berg ist dann auf eine unterschiedliche Höhe und horizontale Ausdehnung — also einen Größenunterschied — beschränkt. Wo diese Grenze zu ziehen ist, hängt weitgehend von der betrachteten Fragestellung und dem regionalen Kontext ab.

Berg und Gebirge

Die Abgrenzung von Bergen und Gebirgen ist wesentlich komplexer als die Abgrenzung von Hügel und Berg. Während der Unterschied im allgemeinen Sprachgebrauch zunächst recht klar erscheint und Berge sich von Gebirgen durch geringere Höhe und Ausdehnung zu unterscheiden scheinen, wird diese Grenze immer unschärfer, je genauer sie bestimmt werden soll. Zahlreiche Attribute der Definition von Berg und Gebirge sind identisch. Das ist auch eine Folge der verbreiteten Auffassung, ein Gebirge sei 'ein Berg im Großen' (OBST, 1914; SUPAN, 1930). Wann aber der Berg groß genug ist, um ein Gebirge zu sein, oder ob das Gebirge nicht vielmehr aus einer Anzahl vergesellschafteter Formen des Typs Berg besteht, darüber herrscht in der Literatur Uneinigkeit. Unter Vermeidung der Abgrenzung zum Berg definiert PENCK (1894) das Gebirge folgendermaßen:

'Jene unebenen Strecken des Landes mit einem anschaulichen Wechsel von Höhen und Tiefen, welche ringsum gegenüber ihrer tiefer liegenden Umgebung abfallen, werden Gebirge genannt.'

Quantitative Attribute zur Beschreibung von Gebirgen im allgemeinen werden kaum verwandt. Sie spielen erst wieder bei der Abgrenzung verschiedener Gebirgstypen untereinander eine Rolle. Auf die Abgrenzung speziell des Hochgebirges wird in Kapitel 2.1.2 näher eingegangen. In den folgenden Abschnitten werden die wichtigsten Attribute zur Definition und Abgrenzung von Bergen und Gebirgen vorgestellt.

Geringe Ausdehnung der Form

Die geringe Ausdehnung der Form, gemeint ist die Ausdehnung in der Horizontalen, wird von zahlreichen Autoren zur Abgrenzung des Berges vom Gebirge genutzt. Dem widerspricht PHILIPPSON (1931) mit dem Argument, dass sich aus Ebenen erhebende Einzelberge durchaus Gebirge in Höhe und Ausdehnung übertreffen können. Tatsächlich wird der Begriff der 'geringen horizontalen Ausdehnung' oder des 'geringen Ausmaßes' (SUPAN, 1930) in der Literatur nicht quantifiziert. OBST (1914) wies auf den Umstand hin, dass die in diesem Zusammenhang verwandten Attributierungen des Berges als Einzelerhebung und des Gebirges als ausgedehntere Erhebung keineswegs gegensätzliches aussagten und somit als Abgrenzungskriterien ungeeignet seien. Aufgrund der Erkenntnis, dass sich basierend auf den Kriterien der räumlichen Erstreckung und Höhe allein keine sinnvolle Klassifikation oder Unterscheidung von Bergen und Gebirgen erreichen lasse, fanden weitere Attribute Beachtung.

Der Bergfuß

Immer wieder wird für die Abgrenzung des Berges die Bedeutung des Bergfußes hervorgehoben. Das Vorhandensein eines deutlichen Absatzes zur Umgebung unterscheidet nach SUPAN (1930) den Berg einerseits von der Schwelle, die keinen deutlichen Absatz aufweist, und andererseits von der Stufe, die einen Absatz nur auf einer Seite besitzt. Der Bergfuß unterscheidet nach SUPAN (1930) auch den Berg vom Gipfel. Hochpunkte eines Gebirges erheben sich nicht aus einer Ebenheit und haben daher keinen Bergfuß. Erhebungen im Gebirge sind daher nach SUPAN

(1930) als Gipfel zu bezeichnen, nicht als Berge. Hiermit widerspricht er der Auffassung von SONKLAR (1873). Dieser macht keinen Unterschied zwischen einem einzelnen Berg, der sich aus einer Tief- oder Hochebene erhebt und einem mehr oder weniger deutlich eine Gebirgskette überragenden Gipfel. Sie beide bezeichnet er als Berge. In die gleiche Richtung zielt MAULL (1958). Er geht jedoch einen Schritt weiter und weist die Bedeutung des Bergfußes kategorisch ab, um auch Hochpunkte innerhalb eines Gebirges als Berg bezeichnen zu können und nicht auf den Begriff Gipfel angewiesen zu sein.

Fehlende oder schwache Gliederung

Neben der horizontalen Erstreckung dient vor allem das Attribut der internen Variabilität — der Gliederung der Reliefform — zur Grenzziehung zwischen Berg und Gebirge. Erst wenn die Einheitlichkeit und 'Geschlossenheit des Gebirgskörpers' verloren geht, handelt es sich nach SUPAN (1930) um ein Gebirge. Das Kriterium der Gliederung verwenden auch SONKLAR (1873) und zumindest implizit auch PENCK (1894), wenn er Gebirge als 'Kombination aufgesetzter und ausgearbeiteter Formen' bezeichnet. Am Beispiel der Einzelform Vulkan, entsprechend der hier gegebenen Definitionen zumindest dann als Berg zu bezeichnen, wenn er sich über seine Umgebung erhebt, beschreibt PENCK (1894) die Wandlung vom Berg zum Gebirge mit den Worten: '*Polygenetische Vulkane werden durch die Abtragung in förmliche vulkanische Gebirge verwandelt*'. Damit sagt PENCK (1894) aus, dass die Gliederung der aufgesetzten Form Vulkan durch Abtragung aus dem Berg erst das Gebirge macht. Weiterhin stützt er die Aussage von PHILIPPSON (1931), dass der Gebirgsbegriff nicht größenabhängig sei. Denn wenn durch Gliederung schaffende Erosion aus einem Berg ein Gebirge wird, können weder die horizontale Ausdehnung noch die Höhe der Form ein Abgrenzungskriterium sein. Weiter gehen die Gemeinsamkeiten mit PHILIPPSON (1931) jedoch nicht, da dieser auch Berge 'mit den verschiedensten Formen der Zertalung' weiterhin als Berge bezeichnet.

Gebirge — eine Ansammlung von Bergen?

In seinem wegweisenden Buch 'Die Morphologie der Erdoberfläche' definierte PENCK (1894) einen Berg entsprechend den Kriterien von SONKLAR (1873), Gipfel und Berg wurden als Synonym gebraucht. Er kritisierte die frühe Definition von RITTER (1852), und lehnte die Auffassung ab, Gebirge bestünden aus 'zusammengruppierten Bergen'. Vielmehr vertrat er die Auffassung, Einzelberge — sofern sie im Gebirge auftreten — seien herausgearbeitete Formen. In einer späteren Publikation definierte PENCK (1896) den Berg präziser als 'ringsum von einem bestimmten Orte abfallende Fläche'. Interessant ist auch die Einordnung des Bergbegriffes in die Reliefklassifikation von PENCK (1896) (s. Kapitel 2.2.6, S. 34). Hier erscheinen Berge als eine von sechs Grundformen des Reliefs der Erdoberfläche. Folglich wird ein Gebirge als eine Reliefeinheit höherer Ordnung aufgefasst, als eine 'Vergesellschaftung' einer gewissen Zahl von Individuen des Typs Berg. Mit dieser Definition vertritt PENCK hier also die Auffassung, ein Gebirge bestehe aus einer Anzahl von Bergen, ein Gebirgsbegriff welcher der von ihm kritisierten (PENCK, 1894) Definition von RITTER recht nahe kommt. An anderer Stelle betont PENCK (1894) jedoch, dass Gebirge '*nur höchst selten [...] aus einzelnen isolierten Erhebungen, nämlich einer Summe von Einzelbergen gebildet [werden]*'.

Die vorgestellten Kriterien zur Definition und Abgrenzung von Bergen und Gebirgen und die stark variierenden Auffassungen bezüglich ihrer Aussagekraft in der Literatur zeigen die Schwierigkeiten einer zufriedenstellenden Definition der Begriffe. Der Themenkomplex Gebirge ist nur ein Beispiel für die Komplexität eines solchen Versuches. Beim Studium der Literatur fällt auf, dass intensive Bemühungen um eine Definition von Berg und Gebirge Ende des 19. Jahrhun-

derts einsetzen, aber auch spätestens mit dem Paradigmenwechsel der Geomorphologie, hin zu prozessorientierten kleinräumigen Studien, Mitte des letzten Jahrhunderts weitgehend beendet wurden.

Die semantische Modellierung von Landschaftsbegriffen in forschungsspezifischem Kontext ist erst seit einigen Jahren wieder Gegenstand der Forschung (vgl. FISHER & WOOD, 1998; DEHN et al., 2001; SMITH & MARK, 2002). Die angelsächsische Literatur bereitet zusätzliche Schwierigkeiten, da eine explizite Unterscheidung von 'Berg' und 'Gebirge' oft unterbleibt. Beide Formen werden als 'mountains' bezeichnet. Ob mit 'mountains' dann tatsächlich ein Gebirge oder nur mehrere Berge gemeint sind, bleibt oft im Dunkeln. Auf die großzügige Verwendung dieser Begrifflichkeiten weist schon OBST (1914) hin, der deshalb bei seiner 'Terminologie und Klassifikation der Berge' auf die angelsächsische Literatur gänzlich verzichtet.

Unabhängig von der Frage, ob Gebirge als Berge im Großen oder als Aggregation von Bergen aufgefasst werden, sind folgende geomorphologischen Attribute charakteristisch für die Relief-formen Berg und Gebirge (u.a. PENCK, 1894; OBST, 1914):

- Deutlicher Absatz der Reliefform von der Umgebung durch einen allseitigen Bergfuß, zur Abgrenzung von Stufe und Schwelle.
- Isolierte Aufragung der Form aus einer dazu relativen Ebenheit.
- Ausreichende Höhe, um als isolierte Erhebung zu gelten.
- Interne Gliederung beim Gebirge, fehlende Gliederung beim Berg.

Eine weiter gehende Eingrenzung der Begriffe Berg und Gebirge scheint aufgrund der Formen-vielfalt des Georeliefs nicht sinnvoll. Es existieren jedoch zahlreiche weiter gehende Klassifikationen von Berg- und Gebirgstypen auf Basis ihrer Form und Genese. Da sie für die vorliegende Arbeit aber nicht von Belang sind, sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (SONKLAR, 1873; PENCK, 1894; FAIRBRIDGE, 1968; OLLIER, 1991). Besondere Beachtung verdient die rein auf geomorphometrischen Kriterien basierende Definition von Berg und Gebirge von HORMANN (1965).

Geomorphometrische Definition von Berg und Gebirge

Im Rahmen seiner 'morphographischen Gliederung der Erdoberfläche' klassifizierte HORMANN (1965) die Reliefform Berg als einen von fünf Grundtypen flächenhafter morphographischer Einheiten. Zur Definition des Berges nutzte HORMANN das Konzept der Hüllfläche des Reliefs von FISCHER (1963) (s. Kapitel 2.2.5) in modifizierter Form und gelangte so zu einer rein geomorphometrischen Definition des Berges. HORMANN (1965) betrachtet jeden Punkt der Erdoberfläche als Spitze eines hypothetischen, senkrecht stehenden Kegels. Die Neigung des Kegelmantels beträgt 10 % (15 % bei FISCHER, 1963). Die Relieffülle bildet dann die Oberfläche all dieser sich überschneidenden Kegel. Eine Relieffülle heißt 'freie Relieffülle', wenn in einem Bereich, in dem sie nicht die Erdoberfläche berührt, zwei Punkte der Erdoberfläche mit mindestens 150 m Höhenunterschied liegen. Andernfalls handelt es sich um 'nicht freie Relieffüllen' (Abbildung 2.1). Anhand der freien Relieffülle definiert HORMANN (1965) zunächst den Berggipfel als einen Punkt der Erdoberfläche, der folgenden Kriterien genügen muss:

1. Der Punkt muss von einer 150 m tiefer gelegenen Isohypse umgeben sein, die keinen höheren Punkt als den betrachteten Berggipfel einschließt.
2. Der Punkt ist von einer freien Relieffülle umgeben.

- Schließt die freie Reliefhülle nicht einen Punkt, sondern eine Fläche mit nicht freier Reliefhülle ein, darf diese Fläche nicht breiter als 1,5 km sein¹. Andernfalls handelt es sich um ein Plateau mit allseitigen Abfällen. Dieser Grenzwert wurde von HORMANN (1965) willkürlich gewählt. Die maximale Länge der Fläche ist nicht festgelegt, da von Bergspitzen lange, flache Grate ausgehen können. Der Definition ist Genüge getan, wenn der Gipfelbereich von freien Reliefhüllen umgeben ist.

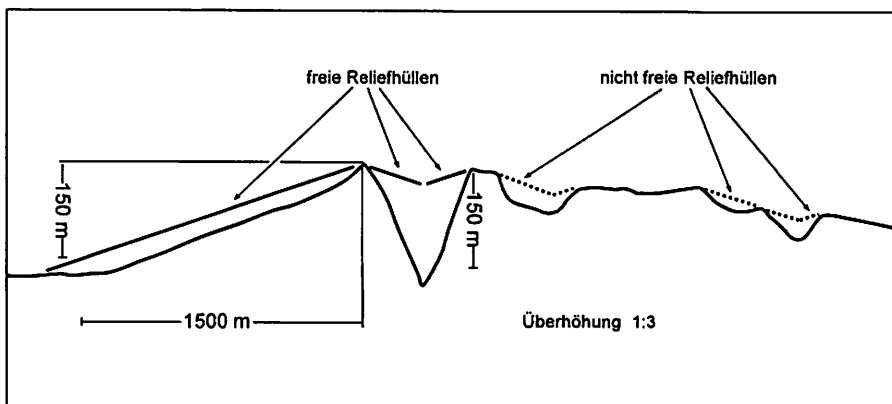


Abbildung 2.1: Reliefhüllen der Erdoberfläche. Eine Reliefhülle heißt 'freie Reliefhülle', wenn in einem Bereich, in dem sie nicht die Erdoberfläche berührt, zwei Punkte der Erdoberfläche mit mindestens 150 m Höhenunterschied liegen. Andernfalls handelt es sich um 'nicht freie Reliefhüllen' (HORMANN, 1965).

Nach der Definition des Gipfels wird das Areal des Berges durch Verkleinern der freien Reliefhülle nach folgenden Regeln bestimmt:

- Liegen im Bereich der freien Reliefhülle weitere Bergspitzen, sind die Sättel zwischen diesen Bergspitzen zu bestimmen. Die Falllinien der Sättel bilden dann die Grenze zwischen zwei Bergen.
- Danach erfolgt die Abtrennung der Talböden als Ebenheiten, definiert als Bereiche mit gleichsinnigem Gefälle, einer Mindestbreite von 10 m und geringer Wölbung.
- Falls mit vorgenannten Kriterien das Bergareal nicht ausreichend abgegrenzt ist, wird die freie Reliefhülle vom Rande aus schrittweise verkleinert. Dies geschieht durch Erhöhung der Neigung der freien Reliefhülle wo dies möglich ist auf zunächst einen Wert $< 15\%$, dann auf 20% und schließlich auf 50% .
- Zuletzt werden noch in das Areal des Berges hineinlaufende Falllinien abgegrenzt.

Die schrittweise Erhöhung der Hangneigung kann bei Bedarf durch Einfügen weiterer Schritte verfeinert werden. Im Gegensatz zum so definierten Berg ist ein 'Abfall' eine Fläche, die von einer freien, aber nicht rings um die Bergspitze geschlossenen Reliefhülle bedeckt ist. HORMANN (1965) wies darauf hin, dass ein morphographisches System nicht aus reinem Selbstzweck existieren könne und präsentierte geomorphometrische Parameter, die auf Basis dieser Definition und Abgrenzung eines Bergareals berechnet werden können. Es sind dies (1) die Bergdichte, definiert

¹HORMANN (1965) schreibt im Text 'Breite', aber mit der Einheit km^2 . Es ist jedoch tatsächlich die Breite gemeint, definiert als Durchmesser des größten Kreises, den man in diese Fläche einbeschreiben kann.

als der Kehrwert des Bergareals, (2) die relative Berghöhe, definiert als die Höhendifferenz zwischen Gipfel und niedrigstem Punkt des Bergareals und (3) die relative Einsattelung eines Passes, die sich aus der Differenz zwischen Gipfelhöhe und Passhöhe ergibt.

Auf Basis der geomorphometrischen Definition und Abgrenzung eines Berges gelangt HORMANN (1965) auch zu einer Definition des Gebirges:

'Gebirge sind zusammenhängende Gebiete von Bergen, d.h. sie sind zusammengesetzt aus Bergen, deren Areale nicht durch die Areale anderer morphographischer Typen (Ebenen, Hügelländer, usw.) getrennt werden. Das Areal eines Gebirges ist die Summe der Areale der Berge.'

Mit dieser Definition wendet sich HORMANN (1965) gegen die Bedenken von OBST (1914), ein Gebirge als Aggregat von Bergen aufzufassen. Mit PENCK (1894) gibt dieser zu bedenken, dass ein Gebirge im allgemeinen durch Zerschneidung entstünde, nicht aber durch die Gruppierung von Bergen. Mit Recht wendet HORMANN (1965) ein, dass dieser Umstand für eine rein morphographische, die Form beschreibende Sichtweise des Reliefs nicht von Belang ist.

Anmerkung

Wie schon bei der Abgrenzung vom Hügel zum Berg wird bei der Unterscheidung von Berg und Gebirge die Größe, ausgedrückt durch Höhe und horizontale Erstreckung der Form, als Kriterium angewandt. Da jedoch Berge existieren, die allgemein als Gebirge bezeichnete Massenerhebungen an Größe übertreffen, ist dieses Abgrenzungskriterium nur eingeschränkt anwendbar. Besser geeignet erscheinen hier Attribute wie beispielsweise die innere Gliederung einer Form, die den Berg vom Gebirge unterscheidet. Ist eine Massenerhebung als Gebirge definiert, sollten die Hochpunkte im Bereich dieser Erhebung als Gipfel bezeichnet werden, um sie von aus Ebenen aufragenden Bergen zu unterscheiden.

Dass die Beschränkung auf rein quantitative Kriterien nicht automatisch zu einer einfachen Definition von Berg und Gebirge führt, zeigt der Ansatz von HORMANN (1965). Zwar sind Berge und Gebirge damit eindeutig von anderen Relieftypen zu unterscheiden, die Anwendung willkürlich gewählter Schwellenwerte erschwert jedoch die universelle Anwendbarkeit.

2.1.2 Definition und Abgrenzung des Hochgebirges

Die Definition und Abgrenzung des Hochgebirges von anderen Gebirgstypen und die Abgrenzung der Hochgebirgsstufe innerhalb eines Gebirges wird in der Geographie schon ähnlich lange und mindestens genauso kontrovers diskutiert wie die Definition von Hügeln und Bergen.

Das angelsächsische Pendant zum deutschen Begriff Hochgebirge sind die 'high mountains' oder das 'high mountain system'. Diese Bezeichnungen zeigen erneut, dass der englischen Sprache ein der deutschen Bezeichnung Gebirge entsprechender Begriff fehlt. Während hinsichtlich des Begriffs 'high mountains' noch weitgehend Einigkeit herrscht, ist die Bezeichnung für Mittelgebirge im Englischen uneinheitlich. PRICE (1981) beispielsweise bezeichnet sie als 'medium mountains', IVES et al. (1997) als 'middle mountains'. Im klassischen amerikanischen Lehrbuch der Physischen Geographie von FINCH & TREWARTHA (1949) taucht im Kapitel 21 mit dem Titel 'Mountains' auch die Bezeichnung 'high mountains' nicht auf. Eine Typisierung von Gebirgen (s. Tabelle 2.2) weist als Typ mit der größten absoluten Höhe die 'sierran mountains' aus. Sie entsprechen am ehesten dem Hochgebirge nach europäischem Sprachgebrauch. Die Verwendung des Begriffs 'sierran mountain', der sich mit großer Wahrscheinlichkeit an der Sierra Nevada der USA orientiert, weist auf den Einfluss des Erfahrungsschatzes und der Perzeption lokaler Phänomene auf die Benennung geomorphologischer Objekte hin.

Die wichtigsten Attribute zur Definition und Abgrenzung des Hochgebirges sind in den folgenden Abschnitten erläutert und in Tabelle 2.3 zusammengestellt. Aufgrund der herausragenden Bedeutung der landschaftsökologischen Definition von Hochgebirgen durch C. TROLL ist dieser ein eigener Abschnitt vorbehalten.

Absolute Höhe

Die absolute Höhe, bezogen auf den Meeresspiegel, dient bei den meisten älteren Definitionen der Abgrenzung des Hochgebirges. Schon C. RITTER (1817, zitiert in PENCK (1894)) bezeichnete Gebirge ab 6000 Fuß (ca. 1725 m) Höhe als Alpengebirge, darüber folgt ab einer absoluten Höhe von mehr als 10.000 Fuß (ca. 2875 m) noch der Typ des Riesengebirges.

PASSARGE (1921) unterschied auf Basis der absoluten Höhe neben den Kategorien Tiefland (0–200 m ü.NN) und Mittelland (200–1500 m ü.NN) die in diesem Kontext interessanten Typen Hochland (1500–3000 m ü.NN) und Alpenland (>3000 m ü.NN).

Doch schon damals waren sich die Autoren der Tatsache bewusst, dass die absolute Höhe nur ein zusätzliches, kennzeichnendes Attribut sein kann und zur Definition per se ungeeignet ist, da Bereiche der Erdoberfläche mit einer absoluten Höhe von mehr als 3000 m existieren, die kaum reliefiert sind. So schlug PHILIPPSON (1931) für Gebiete mit einer absoluten Höhe von mehr als 1500 m neben der Bezeichnung 'Hochgebirge' den allgemeineren Begriff 'Hochgelände' vor.

KREBS (1922) definierte Hochgebirge als Bereiche mit einer absoluten Höhe von mehr als 1500 m. Er verstand unter dem Begriff Hochgebirge ein auf einer gewissen absoluten Höhe gelegenes Gebirge. Der Hochgebirgsbegriff ist nach dieser Definition ein hypsographischer und nicht mit einem bestimmten Relieftyp oder Formenschatz verknüpft. Dies erscheint terminologisch inkonsequent, da KREBS (1922) Ebene, Bergland und Mittelgebirge auf Basis des relativen Reliefs abgrenzte. Bereiche mit einem höheren relativen Relief (>1000 m) bezeichnete KREBS nicht als Hochgebirge, sondern als 'alpines Relief'. Gebiete mit einer absoluten Höhe von mehr als 1500 m als Hochgebirge. Mit Recht kritisierte SUPAN (1930) diese Einteilung und schlug für die hypsographische Kennzeichnung den Begriff 'Hochgelände' vor. 'Hochgebirge' ist hier eine morphographische Bezeichnung, die auf den alpinen Formenschatz verweist.

Relatives Relief

Ein früher Ansatz von PENCK (1894) zog analog zur Abgrenzung von Hügel und Berg das relative Relief zur Abgrenzung heran. Im deutschsprachigen Raum wurde dieses Attribut lange Zeit als Reliefenergie bezeichnet. Das Hochgebirge ist danach durch ein relatives Relief von mehr als 1000 m gekennzeichnet. Dieses Attribut wurde in die meisten folgenden Hochgebirgsdefinitionen anderer Autoren übernommen, meist mit identischem oder ähnlichem Höhenwert (vgl. Tabelle 2.3).

PASSARGE (1921) beispielsweise unterschied auf Basis des relativen Reliefs die Typen Flachland (ca. 50 m), Hügelland (50–200 m), Bergland (200–500 m), Mittelgebirge (500–1000 m) und Hochgebirge (>1000 m). Eine Kombination des relativen Reliefs und der absoluten Höhe zur Abgrenzung von Relieftypen nahm PASSARGE jedoch nicht vor.

Das relative Relief wird in der Literatur unterschiedlich definiert. Während meist die Höhendistanz vom Gipfel zum benachbarten Talboden gemeint ist, werden auch andere Definitionen verwandt. BARSCH & CAINE (1984) drückten das relative Relief als Höhendistanz in Meter pro Quadratkilometer aus. Ein ähnlicher Parameter beschreibt die Höhendifferenz über eine horizontale Distanz von 5 km (BARSCH & CAINE, 1984), FINCH & TREWARTHA (1949) legten eine Horizontalabstand von 10 *Meilen* (ca. 16 km) zugrunde.

Die Ausprägung des relativen Reliefs ändert sich innerhalb eines Gebirges deutlich. Am Rand eines Gebirges mit tief eingeschnittenen Tälern treten oft höhere Werte des relativen Reliefs auf als im Zentrum der Erhebung. Dies ist Folge der zum Zentrum des Gebirges hin stark ansteigenden Täler (KREBS, 1922) und bei der Charakterisierung eines Gebirges unbedingt zu berücksichtigen.

Schon PENCK (1894) erkannte, dass ein solcher Grenzwert nur lokale Bedeutung besitzt und wies auf die Abhängigkeit des relativen Reliefs — als Maß der Zerschneidung eines Gebirges — vom Klima, genauer von der jährlichen Niederschlagsmenge, hin. In niederschlagsreichen Gebieten ist das zur Ausbildung eines Hochgebirgscharakters nötige relative Relief geringer, in trockenen Gebieten wesentlich höher. PENCK führte als Beispiel die seit dieser Zeit immer wieder zitierte Isle of Skye vor der Küste Schottlands an. Hier treten Hochgebirgsformen schon ab einem relativen Relief von etwa 800 m auf. Da größere Feuchtigkeit allgemein die biologischen Höhengrenzen und die Schneegrenze herabdrücken (TROLL, 1966b), ist die benötigte Reliefenergie in sehr niederschlagsreichen Gebieten entsprechend geringer. Dagegen dominieren in Bereichen geringeren Niederschlags, etwa in der Basin and Range Province, USA, trotz erheblichen relativen Reliefs Mittelgebirgsformen. Auf die Sonderstellung arider Hochgebirge geht HOELLERMANN (1973) ausführlich ein.

KREBS (1922) ging bei der Abgrenzung des Hochgebirges einen Schritt weiter. Auch er zog die Grenze von Mittelgebirge zu alpinem Relief aus mitteleuropäischer Sicht bei einem relativen Relief 1000 m. Dabei setzte er alpines Relief jedoch nicht mit Hochgebirge gleich und kritisierte die Abgrenzung allein durch das relative Relief, wie sie von PENCK (1894) und SUPAN (1930) vorgenommen wurde. KREBS (1922) argumentierte, dass der Begriff 'Hochgebirge' nicht synonym mit alpinem Formenschatz gebraucht werden dürfe, sondern tatsächlich ein 'hoch über den Tälern' gelegenes Gebirge bezeichne. Daher zog er neben dem relativen Relief von mehr als 1000 m noch die absolute Höhe von mehr als 1500 m heran und kombinierte so beide Attribute zur Abgrenzung des Hochgebirges.

Das relative Relief wurde auch von FINCH & TREWARTHA (1949) und BARSCH & CAINE (1984) genutzt, um Gebirge semi-quantitativ zu klassifizieren. Diese Klassifikationen enthalten auch eine Abgrenzung des Hochgebirges beziehungsweise der dem Hochgebirge weitgehend entsprechenden 'sierran mountains' von FINCH & TREWARTHA (1949). Sie werden exemplarisch für zahlreiche ähnliche Klassifikationen der Literatur in Tabelle 2.2 dargestellt.

Tabelle 2.2: Klassifikation von Gebirgstypen auf Basis des relativen Reliefs. Zu beachten ist die unterschiedliche Definition des Attributes 'relatives Relief'. (FINCH & TREWARTHA, 1949; BARSCH & CAINE, 1984).

Typ	Höhendifferenz über 10 Meilen Distanz	Höhendifferenz über 5 km Distanz	Relatives Relief
FINCH & TREWARTHA (1949)			
Low mountains	2000–3000 m		
Rough mountains	3000–4500 m		
Rugged mountains	4500–6000 m		
Sierran mountains	>6000 m		
BARSCH & CAINE (1984)			
High mountain system		>1000 m	500 m/km ²
Mountain system		500–1000 m	200 m/km ²
Mountainous terrain		100–500 m	100 m/km ²
Hilly terrain		50–100 m	50 m/km ²

Hangneigung

Hochgebirge sind gekennzeichnet durch eine steile Topographie, dominiert von freien Felsflächen mit Hangneigungen von über 60° und steilen Hängen mit Hangneigungen von $35\text{--}60^\circ$ (BARSCH & CAINE, 1984). Obwohl die hohe Hangneigung eine der offensichtlichsten Formeigenschaften des Hochgebirges ist, findet sie nur in wenigen Definitionen Anwendung (s. Tabelle 2.3). Dies liegt in dem Umstand begründet, dass auch eine Reliefeinheit mit geringer vertikaler Ausdehnung, also geringem relativem Relief, hohe Hangneigungen aufweisen kann, ohne dadurch den Reliefcharakter eines Hochgebirges aufzuweisen. BARSCH & CAINE (1984) kombinierten daher beide Attribute zur Unterscheidung von Mittelgebirge und Hochgebirge. Das erstere, charakterisiert durch nur wenige Hänge mit Hangneigungen von über 35° und einem relativen Relief von weniger als 1000 m, steht dem Hochgebirge mit Hangneigungen von $35\text{--}60^\circ$ und einem relativen Relief von mehr als 1000 m gegenüber (BARSCH & CAINE, 1984).

Weitere Charakteristika des Hochgebirges

Der gegebene Überblick verdeutlicht, dass eine rein auf geomorphometrischen Kriterien basierende Definition des Hochgebirges nicht ausreicht, um die komplexe Natur dieser spezifischen Vergesellschaftung von Reliefformen und anderen Geofaktoren gerecht zu werden. Daher werden in der Literatur weitere Faktoren herangezogen (u.a. FAIRBRIDGE, 1968; RATHJENS, 1982; BARSCH & CAINE, 1984; STAHR & HARTMANN, 1999):

- Hohe interne geomorphologische Diversität und Variabilität. Sie hat ihre Ursache in Höhe, Relief und Exposition der Landschaft.
- Komplexe geologische Struktur mit Faltung und Verwerfungen als Folge tektonischer Aktivität im Tertiär und Quartär. Die Hebung führt zu verstärkter Erosion, dennoch findet häufig eine Nettohebung statt.
- Die Vergletscherung der meisten Hochgebirge im Pleistozän führte zu verstärkter Erosion und zur Ausbildung charakteristischer Oberflächenformen, beispielsweise Karen, Trogtälern, Hängetälern und Graten (s. Kapitel 2.3). Sie bewirkte die Aufzehrung von Altflächen, Verflachungen sind in größerem Umfang nur noch in sedimentgefüllten Talböden und auf der Trogschulter vorhanden. Neben der pleistozänen, ist auch die rezente Vergletscherung ein Charakteristikum des Hochgebirges.
- Das ganzjährige Vorhandensein von Schnee und Eis sowie eine erkennbare Wirkung jahreszeitlicher Bodengefrorenis mit Frostsprengung, Strukturböden und Solifluktion.
- Die Ausbildung mehrerer übereinander liegender Höhenstufen, die sich am auffälligsten durch Höhenstufen des Klimas mit der entsprechenden Wirkung auf die Vegetation und die ablaufenden geomorphologischen Prozesse und resultierenden Formen äußert.

Die aufgeführten Charakteristika sind typisch für die europäischen Alpen. Für die Definition von Hochgebirgen in anderen Klimaten sind diese Attribute nur eingeschränkt anwendbar. In Polargebieten treten die hier zur Abgrenzung genutzten Formen, zum Beispiel Spuren der Vergletscherung, schon nahe des rezenten Meeresspiegels auf. Hochgebirgsformen bestimmen die Szenerie bereits bei einem relativen Relief von weniger als 1000 m.

Tabelle 2.3: Attribute zur Definition und Abgrenzung des Hochgebirges. Die Erwähnung eines Attributes in der Literatur ist durch ein Punktsymbol (●) dargestellt. Das nicht ausgefüllte Punktsymbol (○) bezeichnet Attribute, die in der jeweiligen Quelle mit Verweis auf C. TROLL aufgeführt sind. In der Literatur angegebene Attributewerte sind als Werte in der Tabelle eingetragen.

Literaturquelle										Parameter									
BARSCHE & CAINE (1984)	FINCH & TREWARTHA (1949)	FURRER & FITZE (1970)	GERRARD (1990)	HAMMOND (1964a)	HEUBERGER (1994)	HOELLERMANN (1973)	JENTSCH & LIEDTKE (1980)	KREBS (1922)	PASSARGE (1921)		PENCK (1894)	PHILIPPSON (1924)	PHILIPPSON (1931)	PRICE (1981)	SONKLAR (1873)	SUPAN (1930)	STAHR & HARTMANN (1999)	TROLL (1966b, 1973)	
			1500					1500				1500		2000	1500				Absolute Höhe (m)
			1000	1000			1500	1000	1000	1000							●		Relatives Relief Gipfel/Tal (m)
	2000																		Relatives Relief über horizontale Distanz (m)
																			Relatives Relief (m/km ²)
							30												Hangneigung (°)
			○			○							○					●	Erhebung über pleistozäne Schneegrenze
			○			○	●						○					●	Untergrenze periglaziale Formen

Fortsetzung nächste Seite

Literaturquelle		Parameter									
TROLL (1966b, 1973)		•									
STAHN & HARTMANN (1999)		•	•	•	•			•	•		
SUPAN (1930)					•						
SONKLAR (1873)											
PRICE (1981)					•						
PHILIPPSON (1931)						•					
PHILIPPSON (1924)											
PENCK (1894)											
PASSARGE (1921)											
KREBS (1922)											
JENTSCH & LIEDTKE (1980)			•	•	•	•	•		•		
HOELLERMANN (1973)		•		•	•	•	•				•
HEUBERGER (1994)							•				
HAMMOND (1964a)											
GERRARD (1990)					◦						
FURRER & FITZE (1970)										•	
FINCH & TREWARTHA (1949)											
BARSCH & CAINE (1984)					•	•	•	•	•	•	•

Fortsetzung nächste Seite

Literaturquelle	Parameter			
	Raueres Klima als tieferes Umland	Aktive Schutthalden	Grate und Gipfelpyramiden	Dominanz glazialer & periglazialer Prozesse
TROLL (1966b, 1973)				
STAHR & HARTMANN (1999)				
SUPAN (1930)				
SONKLAR (1873)				
PRICE (1981)				•
PHILIPPSON (1931)				
PHILIPPSON (1924)				
PENCK (1894)				
PASSARGE (1921)				
KREBS (1922)				
JENTSCH & LIEDTKE (1980)	•	•	•	
HOELLERMANN (1973)	•	•	•	
HEUBERGER (1994)				
HAMMOND (1964a)				
GERRARD (1990)				
FURRER & FITZE (1970)				
FINCH & TREWARTH (1949)				
BARSCH & CAINE (1984)				

Ende der Tabelle

Landschaftsökologische Hochgebirgsdefinition von C. Troll

Die Erkenntnis, dass geomorphometrische Parameter alleine keine universell einsetzbare Abgrenzung von Hochgebirgen zu ihrem Umland erlauben, führte zur Einbeziehung weiterer Landschaftsmerkmale. Doch auch Attribute wie die tektonische Aktivität oder die Variabilität des Reliefs erscheinen nur begrenzt hilfreich. Nach TROLL (1966b) kann

'[...] Seine Lösung nur über die Erkenntnis gefunden werden, dass der Begriff Hochgebirge ein Landschaftsbegriff ist. Er bezieht sich nicht auf ein einzelnes orographisches, klimatisches oder morphologisches Element, sondern auf den gesamten Landschaftscharakter.'

Ebenso argumentierte HOELLERMANN (1973) und mahnte, die Begriffe Hochgebirge und Hochgebirgsformenschatz nicht synonym zu verwenden. In einer Reihe von Publikationen entwickelte TROLL (1966a,b, 1972, 1973, 1975) eine auf geoökologischen Kriterien basierende Abgrenzung des Hochgebirges mit dem Ziel einer möglichst globalen Anwendbarkeit.

Der geographische Begriff des Hochgebirges bezeichnet danach eine Landschaft mit bestimmten Auffälligkeiten und Landschaftselementen und ist geprägt vom Formenschatz der europäischen Alpen. TROLL (1966b) stellte auf der Suche nach einer universell anwendbaren Definition die Frage nach dem Wesen der Hochgebirgsnatur. Er forschte nach Merkmalen, die allen Hochgebirgen der Erde eigen und gemein sind und doch mehr Aussagekraft haben als die bisher verwandten Attribute. Dies führte zur Kombination mehrerer Kriterien nach denen TROLL (1966b) die Untergrenze des Hochgebirges auswies und so zu einer Definition und Abgrenzung des Hochgebirges gelangte. Die Kriterien sind:

- Die obere Waldgrenze der Gebirge als Ausdruck der gegenwärtigen klimatischen und vegetationskundlichen Verhältnisse.
- Die eiszeitliche Schneegrenze als Ausdruck des in den Eiszeiten entstandenen, aber heute noch in Vorzeitformen vorhandenen und das Hochgebirge beherrschenden Formenschatzes.
- Die Grenze der subnivalen oder periglazialen Bodenabtragung als Ausdruck der gegenwärtigen bodenkundlichen und geomorphologischen Dynamik.

Auf die Bedeutung der einzelnen Kriterien, die nicht alleine, sondern erst in Kombination der Abgrenzung des Hochgebirges dienen, wird in den folgenden Abschnitten eingegangen.

Die obere Baum- und Waldgrenze

Die Abgrenzung des Hochgebirges durch die obere Wald- oder Baumgrenze wurde bereits von PHILIPPSON (1924) vorgeschlagen. Doch schon in der zweiten Auflage seines Buches 'Grundzüge der allgemeinen Geographie' schränkte PHILIPPSON (1931) die globale Anwendbarkeit dieses Kriteriums mit Hinweis auf die Klimaabhängigkeit der Waldgrenze ein. So ist die Waldgrenze in den niederen Breiten oft eine Trockengrenze, da sie stark von der Abnahme der Feuchtigkeit mitbestimmt ist. Für die mittleren Breiten und hier vor allem in Bereichen, in denen die Baumgrenze nur wenig anthropogen verändert ist, leistet das Kriterium gute Dienste. In den Alpen liegt die Baumgrenze in den peripheren, ozeanischen Bereichen bei 1500 m und steigt in den zentralen Bereichen auf etwa 2300 m an (TROLL, 1973).

Die eiszeitliche Schneegrenze der Gebirge

Unabhängig von der modifizierend wirkenden geographischen Breite und der vorherrschenden Lithologie existieren in fast allen Hochgebirgen der Erde ähnliche Reliefformen. Diese Skulpturformen, die in der Vergangenheit als 'Formenschatz des Hochgebirges' bezeichnet wurden, sind in erster Linie Folge sowohl der pleistozänen als auch der rezenten Vergletscherung der Gebirge.

Zu diesen Formen zählen die meisten der in Kapitel 2.3 vorgestellten Reliefformen wie Kare, Trogtäler, Grate und Gipfel, aber auch Schuttakkumulationen in Form von Schutthalden oder Moränen. Die heute eisfreien Kare sind während des Pleistozäns entstanden, ihre Untergrenze dient der Bestimmung der Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze. Die pleistozäne Schneegrenzdepression wird von TROLL (1966b) für die Alpen mit etwa 1200 m angegeben. In anderen Teilen der Erde betrug sie zwischen 600 m und 1500 m. Der Verlauf der pleistozänen und der rezenten Schneegrenze ist daher nicht immer parallel, wohl aber gleichsinnig auf- und absteigend. Die Folge der pleistozänen Schneegrenzdepression ist eine 'Disharmonie' zwischen Vorzeitformen und rezentem Prozessgefüge. Da sie die Untergrenze des Auftretens der für das Hochgebirge als typisch betrachteten Formen darstellt, bietet sie sich zur Abgrenzung des Hochgebirges an. Ähnlich wie die Waldgrenze verläuft auch die eiszeitliche Schneegrenze. Sie steigt mit abnehmender geographischer Breite, mit zunehmender Kontinentalität und Trockenheit und vom Rand zum Zentrum eines Gebirges hin an (TROLL, 1966b). Gerade in den mittleren Breiten verlaufen pleistozäne Schneegrenze und rezente Waldgrenze auffallend gleichsinnig, wenn auch nicht immer parallel. Ihr Abstand beträgt dabei nur 50–200 m (TROLL, 1973). Eine Kombination der beiden Attribute zur Abgrenzung des Hochgebirges bietet sich an.

Die Grenze des periglazialen Bodenabtrags

Sowohl die Waldgrenze als auch die eiszeitliche Schneegrenze sind, sei es aus klimatischen oder anthropogen bedingten Gründen, nicht immer ausreichend für die Abgrenzung der Hochgebirgsstufe. Als drittes Kriterium führte TROLL (1966b) daher die Untergrenze des periglazialen Bodenabtrags ein. Auf die terminologischen Probleme des Begriffs 'Periglazial' soll hier nicht näher eingegangen werden. Gemeint sind in diesem Kontext Vorgänge der physikalischen Verwitterung, Schuttbildung und des Transports von Material unter starker Einwirkung von Frost und Frostwechseln. Die entstehenden Formen sind unter anderem Frostmusterböden, Solifluktionsloben und Blockgletscher (vgl. Kapitel 2.3). In den Alpen wurde die Untergrenze des Periglazials in der Vergangenheit unter anderem von FURRER (1965), FURRER & FITZE (1970) und DORIGO (1971) untersucht. Der Vorzug dieser Grenze liegt in ihrem Auftreten in Hochgebirgen unabhängig von der Klimazone unterhalb der jeweiligen Schneegrenze. Sie ist von den polaren bis zu den äquatorialen Kaltklimaten verbreitet. Der zeitliche Verlauf der Gefornis jedoch variiert. Während in den Jahreszeitenklimaten der mittleren Breiten die Zahl der Frostwechsel geringer ist, die Eindringtiefe aber größer, dringt der Frost in den Tageszeitenklimaten aufgrund der häufigen Frostwechsel nicht tief in den Boden ein. Die auftretenden Formen, beispielsweise Steinringe, erreichen hier nur eine geringe Ausdehnung. Die Stufe des periglazialen Bodenabtrags nimmt in ihrer vertikalen Ausdehnung etwa den Bereich zwischen Waldgrenze und rezenter Schneegrenze ein. Meist liegt ihre Untergrenze geringfügig über der Waldgrenze. In den randlichen Teilen der Alpen liegt sie bei 1700–2000 m, in den zentralen Teilen bei 2200 m (TROLL, 1966b). Die zahlreichen, die Lage dieser drei Grenzen beeinflussenden Faktoren bedingen, dass sie nur selten auf einer Höhe liegen. In den Alpen verläuft die eiszeitliche Schneegrenze geringfügig tiefer als die heutige Waldgrenze, diese wiederum liegt meist recht nahe an der Untergrenze der gebundenen Solifluktion (TROLL, 1966b; HÖLLERMANN, 1985). Diese Grenzkriterien bilden demnach einen Übergangsbereich, einen Grenzgürtel, jedoch keine scharfe Grenze.

Eine Hochgebirgsdefinition

Auf Basis der erläuterten Abgrenzungskriterien schlug TROLL (1966b) folgende geographisch-landschaftskundliche Definition des Hochgebirges vor:

'Hochgebirge sind Gebirge, die sich in dem jeweiligen Klimagürtel zu solcher Meereshöhe erheben, dass sie den Formenschatz, das Pflanzenkleid, die Verwitterungsböden und den Landschaftscharakter annehmen, die man mit der ursprünglich in den Alpen gewonnenen Vorstellung eines Hochgebirges verbindet. Dazu gehört, dass

sich die Gebirge über die obere Grenze des Waldes und des Baumwuchses erheben; weiter, dass sie in der Eiszeit bzw. in den Eiszeiten über die damalige Schneegrenze aufragten, so dass sich der an den nivalen Klimabereich gebundene Formenschatz ausbilden konnte; schließlich, dass in der heutigen Landschaft durch eine starke Wirkung der Bodengefrorenis der mechanische Gesteinszerfall, die Strukturbodenbildung und die solifluidale Bodenabtragung flächenhaft wirksam werden können.'

JENTSCH & LIEDTKE (1980) stimmen mit TROLL überein, fordern aber die Berücksichtigung weiterer kennzeichnender Merkmale für eine umfassende Definition des Hochgebirges (vgl. Tabelle 2.3). Andernfalls gelten auch manche Mittelgebirge, zum Beispiel Teile des Schwarzwaldes und der Vogesen, nach den Kriterien Vergletscherung und der — wenn auch anthropogen erniedrigten — Waldgrenze als Hochgebirge.

Ein weiterer Kritikpunkt an dieser Hochgebirgsabgrenzung ist die Eigenschaft, nur Bereiche oberhalb der Waldgrenze zu erfassen. Damit ist nicht das Hochgebirge als Ganzes, sondern nur eine Hochgebirgsstufe, die subnivale Stufe des jeweiligen Gebirges definiert. Das Hochgebirge wird also nicht als geographische Einheit behandelt (JENTSCH & LIEDTKE, 1980). Als schwierig erweist sich auch die Einbeziehung junger Vulkangebirge in diese Definition. Ihnen fehlen bisweilen altersbedingt die Spuren pleistozäner Vergletscherung ebenso wie in manchen Fällen die obere Waldgrenze oder überhaupt nennenswerte Vegetation (HENNING, 1976).

Geomorphometrische Unterteilung von Hochgebirgssystemen

Neben der weiter oben vorgestellten Definition von Bergen und Gebirgen (s. S. 11) präsentierte HORMANN (1965) eine auf geomorphometrischen Kriterien basierende Methode zur semi-quantitativen Unterteilung von Hochgebirgssystemen in eine Anzahl Berggruppen. Das Unterteilungskriterium ist die relative Einsattelung zwischen den Bergen, die folgendermaßen ermittelt wird: Ausgehend von einem Pass, definiert als ein Höhenminimum auf einer Wasserscheide, werden auf beiden Seiten die höchsten Punkte des Wasserscheidensystems ermittelt. Diese Punkte, im allgemeinen Berggipfel, dürfen vom betrachteten Pass nicht durch weitere, noch tiefere Pässe getrennt sein. Die 'relative Einsattelung' ergibt sich aus der Höhendifferenz des Passes und des niedrigeren der beiden Gipfel. HORMANN unterscheidet vier Größenordnungen von Berggruppierungen auf Basis der relativen Einsattelung (Tabelle 2.4). Nach diesen Kriterien unterteilte HORMANN (1965) die Alpen durch elf Pässe mit einer relativen Einsattelung von über 2000 m in zwölf Großgruppen (Abbildung 2.2). Diese Gruppen stellen Berge dar, die mit ihren Nachbarn durch höhere Grate verbunden sind als mit Bergen benachbarter Berggruppen. Es handelt sich bei dieser Methode um eine geomorphometrisch basierte Unterteilung des Gebirgsreliefs in untergeordnete Einheiten auf Basis der Wasserscheiden. Eine Abgrenzung von Landschaftsräumen oder morphogenetischen Einheiten ist damit jedoch nicht erreicht (HORMANN, 1965).

Tabelle 2.4: Größenordnungen der Berggruppierung auf Basis der relativen Einsattelung zur semi-quantitativen Unterteilung von Hochgebirgssystemen (HORMANN, 1965).

Größenordnung	relative Einsattelung
Berge	150 m
Berggruppen	500 m
Hauptgruppen	1000 m
Großgruppen	2000 m

Anmerkung

Die Komplexität und Variabilität des Hochgebirges verschließt sich einer einfachen Definition und Abgrenzung. Die Beschränkung auf bestimmte Attribute und Parameter erfasst stets nur einen Teilaspekt der Hochgebirgsnatur. Daher ist eine Abgrenzung des Hochgebirges stets mit Blick auf die zu bearbeitende Fragestellung vorzunehmen. Das Verständnis des Hochgebirges als Landschaftsbegriff und seine Abgrenzung durch die Kriterien der Waldgrenze, der eiszeitlichen Schneegrenze und der Grenze des periglazialen Bodenabtrags mündete in einer umfassenden Definition des Hochgebirges (TROLL, 1966b). Dass auch diese Definition vom Erfahrungsschatz des Autors beeinflusst ist, zeigt der explizite Verweis auf die Alpen als die prägende Lokalität für das Bild vom Hochgebirge.

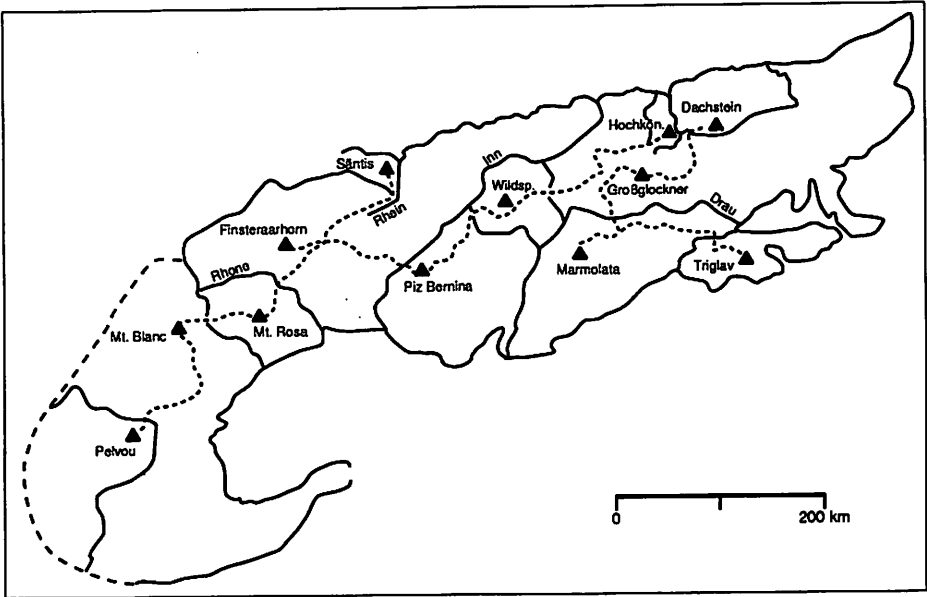


Abbildung 2.2: Die zwölf Berggruppen der Alpen. Der wichtigste Gipfel jeder Region ist mit einem Dreieck gekennzeichnet. Die unterbrochenen Linien zeigen die Hauptwasserscheiden (HORMANN, 1965).

2.2 Geomorphometrie

Im Zentrum der vorliegenden Arbeit steht die Analyse der geomorphometrischen Struktur des Hochgebirgsreliefs. Daher folgt auf die Definition und Abgrenzung des Hochgebirges, in deren Rahmen bereits geomorphometrische Parameter zur Anwendung kamen, nun eine Einführung in die Grundlagen der Geomorphometrie. Auf eine Darstellung der Eigenschaften des Georeliefs aus geomorphologischer und geomorphometrischer Sicht in den Kapiteln 2.2.1 bis 2.2.4 folgt in Kapitel 2.2.5 ein Abriss der Geschichte der Geomorphometrie im Hochgebirge. Kapitel 2.2.6 beschreibt wichtige Konzepte zur Gliederung des Georeliefs auf Basis seiner geomorphometrischen Eigenschaften. Ausgewählte Beispiele regionaler Reliefanalyse (Kapitel 2.2.7) schließen das Kapitel ab.

Geomorphometrie ist die Lehre von der quantitativen Erfassung und Analyse der geometrisch-topologischen Merkmale des Georeliefs (DIKAU & SCHMIDT, 1999). Steht die quantitative Analyse im Zentrum des Interesses, wird der Begriff Geomorphometrie verwandt. Liegt der Schwerpunkt auf einer geomorphologischen Fragestellung und werden sowohl qualitative als auch quantitative Methoden angewandt, sollte dem summarischen Begriff Geomorphographie der Vorzug gegeben werden (DIKAU, 1996). So verwendet auch A. HUMBOLDT (1849) den Begriff der Geomorphographie und versteht darunter eine die *'Gestalt der Erdoberfläche oder [das] Relief'* beschreibende und die *'physische Constitution der Erdoberfläche'* messende Wissenschaft (HUMBOLDT, 1849, zitiert in DIKAU (1992b)). In der angelsächsischen Literatur wird meist die Bezeichnung *'morphometry'* gebraucht und als *'measurement of landforms'* definiert. Sie umfasst qualitativ deskriptive Reliefklassifikationen ebenso wie quantitative Messungen von Reliefattributen (DIKAU, 1992b). Eine Ausnahme bildet hier EVANS (1972a), der die Bezeichnung *'geomorphometry'* fordert, um eine Abgrenzung von der Messung nicht reliefbezogener Attribute zu erreichen.

Innerhalb des für die Geomorphologie fundamentalen Rahmens der Prozess-Form Beziehungen beschäftigt sich die Geomorphometrie mit der Erkennung und Quantifizierung von Reliefformen. Das Relief beinhaltet dabei zwei geomorphologische Bedeutungen. In der Beziehung zum rezenten Prozessgefüge dient das Relief als Rahmenbedingung, welche durch die agierenden Prozesse dynamischen Veränderungen unterliegt. Andererseits ist das heutige Relief das Ergebnis der Reliefgenese, also eines über längere Zeiträume wirksamen Prozessgefüges. Daher besteht die Aufgabe der Geomorphometrie aus zwei Teilaspekten; sie ist einerseits ein Mittel der Beschreibung und andererseits ein Mittel der Erklärung.

Im angelsächsischen Sprachraum wird zwischen allgemeiner Geomorphometrie (*engl.: general geomorphometry*) und spezifischer Geomorphometrie (*engl.: specific geomorphometry*) unterschieden. Die allgemeine Geomorphometrie umfasst nach EVANS (1972b) die Messung und Analyse der Charakteristika des Reliefs, die auf jede kontinuierliche Oberfläche anwendbar ist. Die spezielle Geomorphometrie beinhaltet die Messung und Analyse spezifischer Reliefformen, die durch eindeutige Definitionen von räumlich benachbarten Reliefformen abgrenzbar sind (EVANS, 1972b). Beispiele hierfür sind die Analyse der Form von Karen oder Drumlins.

2.2.1 Der Begriff des Reliefs in der Geomorphologie

Der Begriff des Reliefs — Georelieft wird in der vorliegenden Arbeit synonym benutzt — findet in der Geomorphologie in unterschiedlichem Kontext Verwendung. Das Georelieft wird als Grenzfläche zwischen den geomorphologisch relevanten äußersten Bereichen der Lithosphäre und der Atmosphäre beziehungsweise Hydrosphäre aufgefasst. So betrachtet ist das Relief ein zweidimensionales Gebilde im dreidimensionalen Raum (Abbildung 2.3 a). Eine andere Sicht auf das

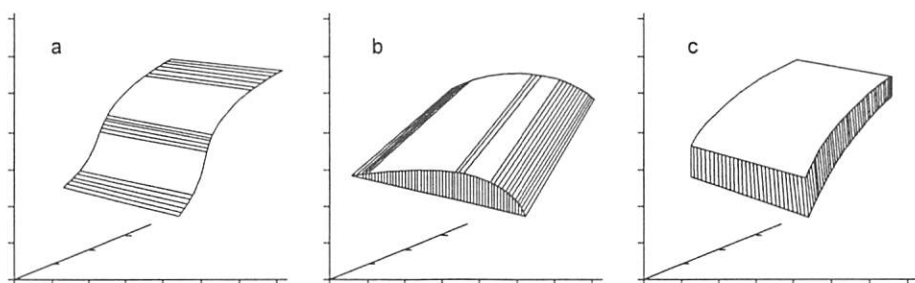


Abbildung 2.3: Der Begriff des Georeliefs. Das Georelief im eigentlichen Sinne als zweidimensionale Fläche im Raum (a), als Volumen, entstanden durch die Krümmung im Raum (b) und als geomorphosphärischer Komplex mit den Komponenten Georelief, Baustoff und Dynamik (c) (DIKAU, 1992b).

Relief ist die eines Körpers, entstanden durch die Krümmung der Fläche im Raum (PENCK, 1894; BARSCH, 1969). Das Relief besitzt hier dreidimensionale Ausdehnung, da das Volumen zwischen der gekrümmten Oberfläche und einer nach unten begrenzenden Ebene dem Relief zugeordnet wird (Abbildung 2.3 b). KUGLER (1974) und DEMEK et al. (1982) weisen auf eine dritte Möglichkeit hin und betrachten das Relief als dreidimensionalen geomorphosphärischen Komplex, mit den Komponenten (1) Georelief (Oberfläche), (2) Baustoff (Substrat) und (3) der Prozesse (Abbildung 2.3 c). Das Relief hat nach diesen Sichtweisen eine statisch-geometrische Natur, die jedoch unter den Gesichtspunkten einer zeit-räumlichen Dynamik zu betrachten ist (DIKAU, 1992b).

2.2.2 Dimensionalität des Georeliefs

Spezifische Reliefformen der Erdoberfläche existieren in einem bestimmten Größenbereich. Diese Skalenabhängigkeit impliziert, dass die Formen in räumlichen Hierarchien verschachtelter Reliefformenassoziationen organisiert sind (AHNERT, 1988; DIKAU, 1989; PIKE & DIKAU, 1995; BRUNSDEN, 1996). Die Angabe der Größenordnung einer Reliefform kann sich auf die Basisbreite der Form, die Fläche als Horizontalprojektion oder auf die wahre Oberfläche und maximale Höhe der Form beziehen. Basierend auf den Klassifikationsvorschlägen von KUGLER (1974) und BARSCH (1978) unterscheidet DIKAU (1988) Größenordnungstypen des Pico- bis Megareliefs (Tabelle 2.5). Die in der vorliegenden Arbeit näher betrachteten Größenordnungstypen des Reliefs umfassen die räumlichen Skalen des Mikro- und Meso-Reliefs, sie sind in Tabelle 2.5 grau unterlegt.

Das gemeinsame Ziel aller Konzepte der Reliefanalyse ist die Diskretisierung des räumlichen Kontinuums Georelief in Einheiten, die mit dem untersuchten Prozess oder Phänomen in Beziehung stehen. In der Regel ist die Größenordnung einer Reliefform mit einer zeitlichen Komponente verknüpft. Dieser zeitliche Aspekt betrifft die Dauer der Genese beziehungsweise die Existenzdauer der Reliefform. Normalerweise existieren größere Formen über längere Zeiträume als kleinere. Kleinere Objekte geringerer Existenzdauer treten aufgrund ihrer kürzeren Entstehungszeit deutlich häufiger auf als größere Objekte längerer Existenzdauer. Kleine und jüngere Objekte sitzen auf größeren und älteren Objekten auf und können funktional mit ihnen verknüpft sein. Die Beziehung zwischen Formgröße und Existenzdauer von Reliefformen ist in Abbildung 2.4 dargestellt. BRUNSDEN (1993) untersuchte die Existenzdauer und zeitliche Persistenz von Reliefformen und postulierte, dass Formen unterschiedlicher Größe und Existenzdauer und deren

Tabelle 2.5: Größenordnungstypen des Reliefs. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten räumlichen Skalen sind grau unterlegt (DIKAU, 1989, verändert).

	Größenhaupttyp			Größentyp			BEISPIELE	Untersuchte Skale
	B (m)	F (m ²)	T/H (m)	B (m)	F (m ²)	T/H (m)		
MEGARELIEF	>10 ⁶ 10 ⁶	>10 ¹² 10 ¹²		>10 ⁶ 10 ⁶	>10 ¹² 10 ¹²		Schilde, Ebenheiten	
MAKRORELIEF			>10 ³			>10 ³	Ebenen, Kontinentale Gebirge	
A				10 ⁵	10 ¹⁰		Mittelgebirge, Plateaus, Tiefebene	
B	10 ⁴	10 ⁸	10 ³	10 ⁴	10 ⁸	10 ³	Mittelgebirge, Plateaus, Tiefebene, Täler	Tal
MESORELIEF				10 ³	10 ⁸	10 ²	Moränenhügel, Talböden, Täler	Tal
A							Doline, Düne, Totlooch, Hangmulde, Rutschung	Objekt
B	10 ²	10 ⁴	10 ¹	10 ²	10 ⁴	10 ¹	Erosionsrinne, -graben, Bachbett	
MIKRORELIEF				10 ¹	10 ²	10 ⁰	Karren, Tafoni, Erosionsrille	
A	10 ⁰	10 ⁰	10 ⁻¹	10 ⁰	10 ⁰	10 ⁻¹	Gletscherschrammen	
NANORELIEF								
	10 ⁻²	10 ⁻⁴	<10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻⁴	<10 ⁻¹		
PICORELIEF	<10 ⁻²	<10 ⁻⁴		<10 ⁻²	<10 ⁻⁴			

Prozess-Reaktions-Systeme ein 'Palimpsest' von Reliefen bilden. Der Begriff Palimpsest (*gr.*: wieder abgekratzt) bezeichnet Pergament- oder Papyrushandschriften, die nach Abkratzen des ursprünglichen Textes ein zweites Mal beschrieben wurden. Der ursprüngliche Text ist jedoch nicht vollständig verschwunden und weiterhin auf dem Pergament vorhanden. Die Bezeichnung eines Palimpsestes von Reliefen geht auf CHORLEY et al. (1984) zurück und bezeichnet den Umstand, dass tendenziell kleinere und jüngere Reliefen ältere und größere überlagern. Ältere Formen werden teilweise durch jüngere überlagernde Formen ausgelöscht, während sie als Rahmenbedingungen für Prozesse agieren, welche die jüngeren Formen erschaffen.

Die Verknüpfung von Reliefen und damit Reliefgenerationen untereinander wurde von BÜDEL (1977) am Beispiel des Hochlandes von Semien im Norden Äthiopiens dargestellt (Abbildung 2.5). Es bildet eine verschachtelte dreistufige Hierarchie von Prozess-Reaktions-Systemen und den entsprechenden Reliefen. Das Hochland selbst, von BÜDEL als Altfläche bezeichnet, ist eine widerstandsfähige tertiäre Reliefenform, die von einem eigenen System flacher Muldentälchen (M) dominiert ist. Das Hochland ist durch zahlreiche steilwandige Canyons zerschnitten. In die Seitenhänge dieser Canyons sind durch rückschreitende Erosion von unten heraufgreifende kleine Kerbtälchen (K) eingetieft. Oft erreichen diese jedoch nicht das obere Ende der Canyonhänge und die dort ausstreichenden Muldentäler (die konvexe Arbeitskante (Akx) nach BÜDEL). Die beiden Talgenerationen der flachen Muldentälchen und der steilen Canyons sind prozessual entkoppelt und operieren vollkommen unabhängig voneinander. Sie repräsentieren zwei unterschiedliche Stadien zeitlicher Reliefentwicklung. Der Raum und damit die Größe von Reliefen interagiert mit der Zeit. Kleinere und damit jüngere Reliefen — Kerbtälchen und Canyons — sitzen auf älteren Reliefen auf — dem Hochland. Das Beispiel von BÜDEL zeigt, dass das Georelief aus einer verschachtelten Hierarchie unterschiedlich an ihre Umgebung

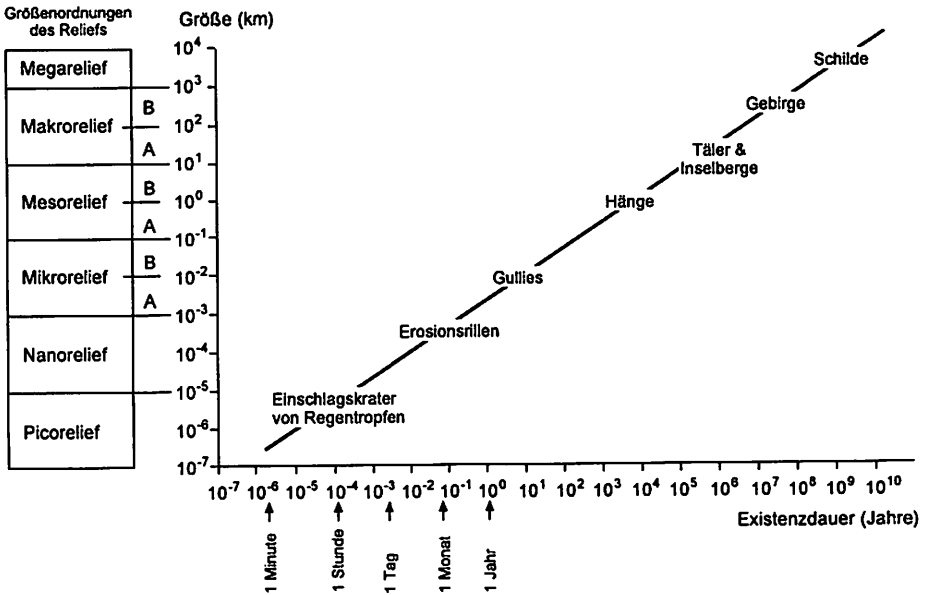


Abbildung 2.4: Formgröße und Existenzdauer von Reliefformen. Größere Formen existieren normalerweise über längere Zeiträume als kleinere. Kleine Formen treten in größerer Zahl auf, sitzen auf älteren, größeren Formen auf und sind funktional mit ihnen verknüpft (DIKAU, 1989).

angepasster Reliefformen besteht. Diese variierende Anpassung reflektiert die unterschiedliche Sensitivität der Reliefformen gegenüber Veränderungen im geomorphologischen System durch verschachtelte negative Rückkopplungen (DIKAU, 1999).

2.2.3 Regionalisierung

Die Betrachtung des Georeliefs als räumliche Hierarchie verschachtelter Reliefformen unterschiedlicher Größenordnung erfordert eine am räumlichen Maßstab orientierte Auswahl geomorphometrischer Parameter und Methoden. Auf einer rein geometrisch-topologischen Ebene der Mikro- und Meso-A Skala (siehe Tabelle 2.5) können Reliefformen durch Attribute wie Wölbung, Neigung und Exposition beschrieben werden. Großmaßstäbigere Analysen auf der Makro- oder Megaskala erfordern eine Anpassung der Attributklassifikation und die Integration von mehr synoptisch wirkenden Parametern wie beispielsweise Rauigkeit, Attributevariabilität oder Kammdichte (DIKAU, 1990). Regionalisierung in der Geomorphometrie ist die Übertragung geomorphometrischer Attribute, Objekte und Funktionen vom lokalen in den regionalen Maßstabsbereich. Eine Quantifizierung der Formeigenschaften des Georeliefs ist auf jedem Maßstab notwendig. Einerseits zur Bestimmung der geomorphometrischen Variabilität des betrachteten Objekts selbst, zum Beispiel der Variabilität der Hangneigung eines Plateaus. Andererseits zur Untersuchung der Einbindung eines Objektes in einen bestimmten Kontext, etwa die Position eines konvexen Hangelements in eine Toposequenz von der Wasserscheide zur Tiefenlinie (DIKAU, 1992a). Für die Quantifizierung einer Makroform — wie den Alpen — wird die Bedeutung der lokalen Hangneigung oder Wölbung abnehmen zugunsten regionaler Attribute wie der Höhe,

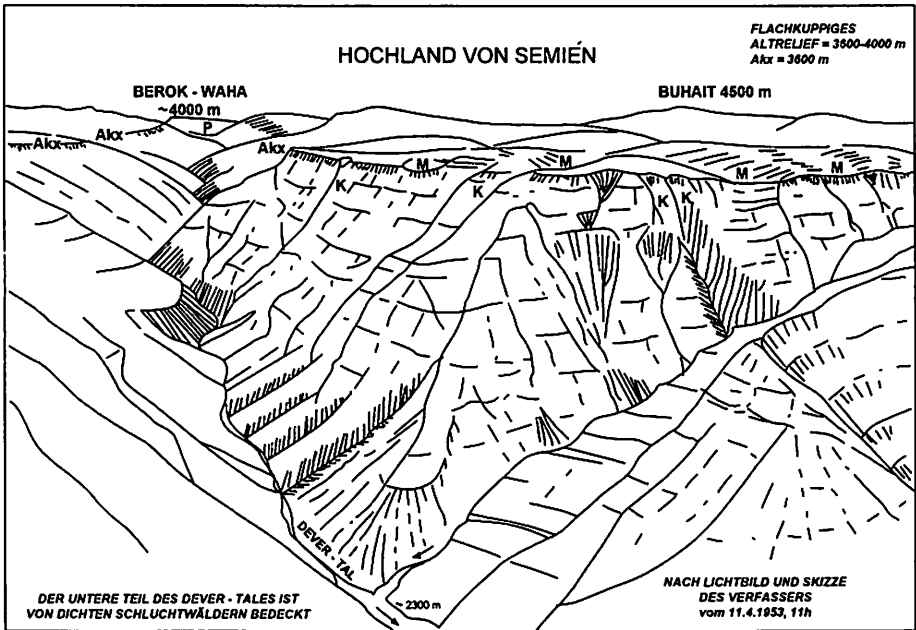


Abbildung 2.5: Reliefgenerationen im Hochland von Semién. Die aus den Canyons heraufgreifenden Kerbtälchen (K) erreichen meist nicht die Arbeitskante (Akx) des Hochlandes und die dort ausstreichenden Muldentälchen (M). Die Reliefseinheiten sind prozessual entkoppelt und bilden eine verschachtelte Hierarchie von Reliefformen (BÜDEL, 1977).

Distanz und Variabilität oder der Verteilung, Anzahl und räumlichen Dichte von Wänden größter Neigung (DIKAU, 1994).

2.2.4 Geomorphometrische Strukturen und Muster

Die Begriffe 'Struktur' und 'Muster' werden umgangssprachlich mit unterschiedlichen Bedeutungen verwandt. Eine Definition dieser Begriffe im Kontext der vorliegenden Arbeit scheint daher geboten.

Geomorphometrische Struktur

Der Begriff der Struktur bezeichnet allgemein die Anordnung der Teile eines Ganzen zueinander, die innere Gliederung. Im Bereich der Geomorphologie und Geomorphometrie bezeichnet Struktur die räumliche Anordnung gegeneinander abgrenzbarer Prozessbereiche und/oder Formen des skulpturellen Kontinuums Georelief. Ein wichtiges Beispiel für geomorphometrische Struktur ist die Toposequenz im Sinne von SPEIGHT (1974). Sie ist folgendermaßen definiert:

'Die topographische Abfolge von Oberflächenformelementen, die ein imaginärer Partikel passiert, während er sich unter dem Einfluss der Schwerkraft hangabwärts bewegt.'

Diese Definition beschreibt eine räumliche Abfolge von Reliefseinheiten, deren Gruppierung auf einem Prozess, der gravitativen Bewegung eines imaginären Partikels, beruht.

Geomorphometrische Struktur tritt auf verschiedenen räumlichen Skalen auf. So bildet die räumliche Anordnung unterschiedlich gewölbter Segmente eines Hanges auf der Mikroskala ebenso eine Struktur wie die räumliche Anordnung von Seitentälchen im Hochgebirgstal auf der Mesoskala. Zahlreiche Vorschläge zur Erfassung der 'landscape structure' kommen aus dem Bereich der Landschaftsökologie. Die Beschreibung von Formeigenschaften und Verteilungen einzelner Objekte im Raum erfolgt durch formbeschreibende Parameter unterschiedlicher Komplexität. Einen ausführlichen Überblick gewähren HAINES-YOUNG & CHOPPING (1996).

Geomorphometrische Muster

Geomorphometrische Muster sind räumliche Anordnungen oder Mosaik von Reliefeinheiten (DIKAU, 1992b). Kennzeichnend für ein Muster ist das regelhafte, sich wiederholende Auftreten unterschiedlicher Reliefelemente. Der Aspekt der Wiederholung unterscheidet die Struktur vom Muster. Ein Muster besteht in der Regel aus einer oder mehreren sich wiederholenden Strukturen. Die Vorstellung immer wiederkehrender Reliefelemente in einem bestimmten Landschaftstyp ist in der Geomorphologie schon lange bekannt. Sie wird je nach Autor unter anderem als Muster, Mosaik oder Gefüge bezeichnet.

Schon PENCK (1896) baute sein hierarchisches System der Reliefformen (vgl. Kapitel 2.2.6, S. 34) auf diesem Gedanken auf. Eine Reliefeinheit höherer Ordnung, etwa ein Gebirge, entsteht durch die Vergesellschaftung, also das sich räumlich wiederholende Auftreten, der Grundformen Berg und Tal. Ähnlich wie PENCK verwandte KUGLER (1964a, 1974) geomorphometrische Muster als Anordnungstypen von Reliefeinheiten gleicher hierarchischer Ebene. Objekte unterschiedlicher Größe, Gestalt und verschiedener Grund- und Aufrisstypen treten zu Mustern zusammen. Auf unterschiedlicher hierarchischer Ebene kann unter einem Muster ein Gefügemosaik, das wiederholte Auftreten hierarchisch subordinierter Formen innerhalb einer Reliefeinheit höherer Ordnung, im Sinne von DEMEK et al. (1982) verstanden werden.

Das 'nine unit landsurface model' von DALRYMPLE et al. (1968) beruht auf der Beobachtung der Autoren, dass sich die Hangformen der Nordinsel Neuseelands oftmals durch neun sich ständig wiederholende Einheiten ähnlicher Formeigenschaften beschreiben lassen. Das Modell basiert zum einen auf den Formeigenschaften des Hanges, vor allem seiner Profilform, und zum anderen auf den am Hang rezent ablaufenden geomorphologischen und pedogenetischen Prozessen (CO-NACHER & DALRYMPLE, 1977).

Von zentraler Bedeutung ist der Musterbegriff in der Reliefklassifikationen von SPEIGHT (1974). Er unterschied 'landform elements' als relativ homogene Reliefeinheiten und 'landform patterns'. Letztere setzen sich aus einer Anzahl von landform elements zusammen, die in einer für den betrachteten Landschaftstyp charakteristischen Weise regelhaft und sich in ihrer Abfolge wiederholend in etwa gleich großen Intervallen auftreten (SPEIGHT, 1974). Das so entstandene Muster wird innerhalb eines Kreises mit einem Radius von 300 m durch geomorphometrische Parameter beschrieben.

LOPIK & KOLB (1959) unterschieden auf Basis der Anordnung und Gestalt von Formen Musterstypen des Reliefs. Sie ermittelten das 'Characteristic Plan Profile' (CCP) eines Gebietes, definiert als die am häufigsten auftretende Oberflächenformengemeinschaft. Das Characteristic Plan Profile wird auf Basis von vier Faktoren bestimmt: (1) die Gipfeligkeit (*engl.*: peakedness) der Hochlagen des Reliefs, (2) der Flächenanteil der Hochlagen an der Gesamtfläche, (3) der Grad der Längserstreckung dieser Hochlagen und (4) der Grad der Orientierung oder Ausrichtung der Hochlagen des Reliefs. Abbildung 2.6 zeigt die graphische Umsetzung der aus der Kombination dieser vier Faktoren resultierenden 25 Typen des Characteristic Plan Profile.

LEGEND						
Highs occupy:	Highs are →		Non - Linear and Random	Linear and Random	Non - Linear and Parallel	Linear and Parallel
	Schematic Plan	Schematic Profile				
> 60% of area	Flat - topped					
40 - 60% of area						
< 40% of area						
> 60% of area	Crested or Peaked					
40 - 60% of area						
< 40% of area						
No pronounced Highs or Lows						

Abbildung 2.6: Auf Basis reliefbeschreibender Faktoren unterschiedene geomorphometrische Mustertypen. Sie bezeichnen die vorherrschende Oberflächengestalt, das 'Characteristic Plan Profile' eines Gebietes (LOPIK & KOLB, 1959; CARR & LOPIK, 1961).

In der vorliegenden Arbeit werden unter Mustern jedoch nicht nur Anordnungen von Objekten verstanden, auch Anordnungen von Attributen bilden Muster. Ein Beispiel hierfür ist die regelhafte Anordnung von Bereichen gleicher Neigung oder Wölbung, ohne dass diese Bereiche bereits einer bestimmten Objektdefinition genügen.

2.2.5 Geschichte der Geomorphometrie im Hochgebirge

Die Wurzeln der geomorphometrischen Analyse von Gebirgen und Hochgebirgen reichen zurück ins frühe 19. Jahrhundert, als Alexander von HUMBOLDT (1816, 1825) die mittleren Kamm- und Gipfelhöhen verschiedener Hochgebirge verglich. HUEBER (1825) verfeinerte die Methodik durch Einbeziehung aller Gipfel eines Gebirges an Stelle einer Auswahl. In seiner Monographie 'Allgemeine Orographie' verwandte SONKLAR (1873) die Methodik von HUMBOLDT und präsentierte ein System von zwölf geomorphometrischen Parametern, dargestellt in Tabelle 2.6. Die Parameter der ersten Kategorie (1–5) beschreiben die Höhe des Gebirges, die Form der Kammlinie und die mittlere Hangneigung des Gebirges. Die Parameter der zweiten Kategorie (6–9) beschreiben die Tiefe der Zerschneidung, die mittlere Neigung der Täler in Längsrichtung und die mittlere Erhebung der Kämme über den Gebirgssockel. Die dritte Kategorie (10–12) schließlich betrachtet das Volumen des Gebirges.

SONKLAR nannte die Wissenschaft, die sich mit der quantitativen Beschreibung von Gebirgen befasst, 'Orometrie'. Geomorphometrische Parameter, die ein räumliches Maß zur Charakterisie-

Tabelle 2.6: Geomorphometrische (orometrische) Parameter zur Beschreibung und zum Vergleich von Gebirgen, ergänzt um Vorschläge für englische Bezeichnungen der Parameter (SONKLAR, 1873, verändert).

Nr.	deutsche Bezeichnung	englische Bezeichnung
1	Mittl. Gipfelhöhe des Gebirges	Mean summit altitude
2	Mittl. Sattelhöhe des Gebirges	Mean altitude of passes
3	Mittl. Schartung des Gebirges	Diff. of mean pass and summit altitude
4	Mittl. Kammhöhe des Gebirges	Mean ridge altitude
5	Mittl. Neigungswinkel der Kammgehänge	Mean gradient of valley-side slope
6	Mittl. Höhe der Täler	Mean altitude of valleys
7	Mittl. Gefälle der Täler	Mean gradient of valleys
8	Allg. Sockelhöhe des Gebirges	Mean altitude of mountain base
9	Allg. relative Höhe der Käme	Relative height of ridges
10	Vol. aller Käme und das des Gebirgssockels	Volume of mountain base and ridges
11	Totalvolumen des ganzen Gebirges	Total volume of mountain system
12	Höhe des massiven Plateaus	Relation Total volume/area

nung von Gebirgen darstellen, sollten Wissenschaftlern den Vergleich von Gebirgen in Hinblick auf deren räumliche Eigenschaften ermöglichen (SONKLAR, 1873). In den darauf folgenden Jahren erfuhr die Methodik der Berechnung orometrischer Parameter weitere Verbesserungen durch NEUMANN (1888) und PEUCKER (1890).

Thalwegfläche und Gipfelflur

Eine präzisere Möglichkeit zur Beschreibung von Höhendifferenzen zwischen Gipfeln und Talböden in Gebirgssystemen sind die Konzepte der Thalwegfläche und der Gipfelflur. Die Thalwegfläche, von ANNAHEIM (1946) 'Thalweg Isohypsen Fläche' genannt, entsteht durch das Verbinden von Punkten gleicher Höhe in Hauptgerinnen verschiedener Täler. Um jedwede Subjektivität bei der Auswahl der einzubeziehenden Gerinne zu vermeiden, beachtete LOUIS (1957) bei der Konstruktion seines 'Reliefsockels' — einer Weiterentwicklung der Thalwegfläche — nur Gerinne mit einer Neigung von weniger als einem Prozent. Er projizierte diese Neigung entlang des Gerinnes talaufwärts in Bereiche, in denen die Neigung des Gerinnes für gewöhnlich höhere Werte annimmt. Hier liegt der resultierende Reliefsockel dann unter Umständen unter der tatsächlichen Geländeoberfläche (PANNEKOEK, 1967).

Ein Methode der Beschreibung von Variationen der maximalen Höhe eines Bergsystems oder zur Darstellung einer möglichen Übereinstimmung der Gipfelhöhen eines Gebietes ist das Konzept der Gipfelflur, dargestellt durch Isolinien der Gipfelhöhen. Die Auswahl der einbezogenen Gipfel unterliegt jedoch einer gewissen Subjektivität, die zu unterschiedlichen Ausprägungen der Gipfelflur in der kartographischen Repräsentation führt. Eine Lösung bietet das von FISCHER (1963) vorgestellte Modell der 'Hüllfläche' des Reliefs. Jeder Gipfel des untersuchten Gebietes wird als Spitze eines hypothetischen Kegels mit einer bestimmten Neigung aufgefasst. FISCHER schlägt für die Alpen einen empirisch ermittelten Neigungswert von 10% vor. Jeder dieser Kegel wird durch einen Satz konzentrischer Isohypsen mit einem Höhenintervall von 100 m dargestellt bis sich mit abnehmender Höhe die Isohypsen benachbarter Kegel überschneiden. Die sich ergebende Anordnung von benachbarten Kegeln bildet die Hüllfläche des Gebietes. Während diese Vor-

gehensweise in Untersuchungsgebieten mit in etwa übereinstimmenden Gipfelhöhen zufriedenstellende Ergebnisse liefert, ist sie in Bereichen, in denen ein einzelner Gipfel die benachbarten deutlich überragt, kaum anwendbar. Seine Kegeloberfläche erstreckt sich über die benachbarten Gipfel und maskiert die wahre Topographie über große horizontale Entfernungen (PANNEKOEK, 1967).

Diese frühen Ansätze geomorphometrischer Analyse sind oft Gegenstand der Kritik neuerer geomorphometrischer Arbeiten gewesen. Bereits PENCK (1894) wies darauf hin, dass auch die Verfeinerung der Methodik hinsichtlich der Datenaufnahme nicht zu dem Ziel führte, verlässliche numerische Werte zum quantitativen Vergleich von Gebirgen zu erhalten. HORMANN (1971) argumentierte, die orometrischen Parameter, beispielsweise von SONKLAR (1873) oder FREY (1965) suggerierten durch die Angabe der Werte in 'Maß und Zahl' (PENCK, 1894) eine nicht vorhandene Objektivität. Die Datenaufnahme auf Basis oft unzuverlässiger topographischer Karten kleinen Maßstabes oder der visuellen Abschätzung im Gelände sei eine in hohem Maße subjektive Vorgehensweise. Dennoch waren diese Methoden für die damals verfügbaren Daten gut geeignet und sollten nicht unterbewertet werden. In den vergangenen Jahrzehnten blieben die orometrischen Ansätze weitgehend unbeachtet, da die Beziehung zwischen ihnen und der 'modernen Geomorphometrie', einschließlich der Untersuchung von Prozess-Form Beziehungen, als ziemlich schwach angesehen wurde (HORMANN, 1971). Die kostenlose Verfügbarkeit von digitalen Höhenmodellen globaler Ausdehnung bewirkte jedoch einen Aufschwung dieser Methoden und führte zu vielversprechenden Ergebnissen bei der geomorphometrischen Charakterisierung von Gebirgen im regionalen Maßstab (s. Kapitel 2.2.7).

Mitte des letzten Jahrhunderts fand in der Geomorphologie ein Paradigmenwechsel statt. Lag der Schwerpunkt zuvor auf der Analyse von Erosionszyklen und großmaßstäbiger Reliefentwicklung, rückten nun kleinräumige prozessorientierten Studien auf Einzelhängen oder in kleinen Einzugsgebieten in den Mittelpunkt des Interesses. Damit änderten sich auch die zur numerischen Beschreibung des Reliefs angewandten Methoden und Parameter. Ein bemerkenswertes Beispiel für diese Entwicklung sind die Arbeiten zur Geomorphometrie von hydrologischen Einzugsgebieten (u.a. HORTON, 1945; STRAHLER, 1950a,b). Geomorphometrische Studien im Gebirge beschäftigten sich nun mit den Formeigenschaften von Objekten, vorwiegend Drumlins und Karen sowie der Form von Längs- und Querprofilen von Gebirgstälern in Bezug auf die wirkenden Prozesse und herrschenden Rahmenbedingungen (s. Kapitel 3.4.1). Zusätzlich zu diesen kleinmaßstäbigen prozessorientierten Arbeiten konzentrierte sich die Forschung auf die räumliche Verteilung von Reliefformen als Ergebnis wirkender Prozesse. Beispiele hierfür sind Trendflächenanalysen zur Beschreibung der Verteilung von Drumlins und Karen (s. Kapitel 3.4.2). Parameter der Position, der Form und der Orientierung ermöglichen Rückschlüsse auf Eismächtigkeit und Bewegungsrichtung während des Pleistozäns.

2.2.6 Konzepte der Reliefgliederung

Die geomorphologische Gliederung und Analyse des Reliefs erfolgt mit dem Ziel einer wissenschaftlich vollständigen, geometrisch einwandfreien Abbildung einer unter geomorphologischen Gesichtspunkten betrachteten Realität (DIKAU & SCHMIDT, 1999). Die systematische Klassifikation des Reliefs, seiner Komponenten und Assoziationen sowie seiner regionalen Struktur ist eine Voraussetzung für das Verständnis geowissenschaftlicher Systeme auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen (DIKAU & SCHMIDT, 1999). Das Konzept der Reliefformklassifikation als räumliche Taxonomie hat in der Geomorphologie eine lange Geschichte (vgl. LOPIK & KOLB, 1959; WOOD & SNELL, 1960; HAMMOND, 1964a).

Eine Reliefklassifikation muss eine jederzeitige Wiederholbarkeit der Ergebnisse gewährleisten und zu einer Gliederung führen, die den geomorphogenetisch-geomorphodynamischen Charakter des Georeliefs berücksichtigt (DIKAU, 1988). Hinsichtlich der Klassifikation von Reliefseinheiten ist zwischen der auf Aggregation und der auf Dissaggregation basierenden Vorgehensweise zu unterscheiden. Der aggregierende Ansatz synthetisiert, ausgehend von den kleinsten Bausteinen, zunehmend größere und komplexere Einheiten. Der disaggregierende Weg unterteilt komplexe Reliefseinheiten sukzessive in immer einfachere Teile des Georeliefs.

Eine auf geometrischen Attributen beruhende Reliefsprache und -analytik stellt wohl die zweifelsfreieste Methode einer Reliefgliederung dar. Um unter geomorphologischen Gesichtspunkten sinnvoll das Georelief zu gliedern, darf jedoch nicht nur der gegenwärtige Habitus einer Form betrachtet werden. Sowohl Geomorphogenese als auch rezente Geomorphodynamik sind einzuschließen und folgende Aspekte zu berücksichtigen: (1) Die Systematisierung verschieden großer und somit verschieden alter Objekte, (2) die hierarchische Struktur des Georeliefs und (3) die Dimensionsorientierung des Georeliefs (s. Kapitel 2.2.2). Die Dimensionsorientierung der geomorphographischen Analyse muss dabei nicht nur die Klassifikation der Attribute der betrachteten Dimension anpassen, auch die dimensionsabhängig unterschiedliche Aussagefähigkeit geomorphometrischer Parameter ist zu berücksichtigen.

Bei der geomorphometrischen Reliefklassifikation mit rasterbasierten digitalen Höhenmodellen kann der Dimensionsorientierung des Georeliefs auf zwei unterschiedliche Arten Rechnung getragen werden:

- Die Ableitung geomorphometrischer Parameter erfolgt auf Basis digitaler Höhenmodelle mit unterschiedlichen Zellengrößen. In diesem Falle stehen die klassifizierten Reliefformen in explizitem Zusammenhang mit der Zellengröße des jeweiligen Höhenmodells.
- Die Regionalisierung der Parameter erfolgt durch lokale Ableitung von Höhenmodellen mit einem gleitenden Fenster (*engl.*: moving window), durch Filtertechniken, oder durch Aggregation benachbarter Parameterwerte oder Reliefelemente (DIKAU et al., 1995).

Einen umfassenden Überblick über Reliefklassifikationsverfahren in der Geomorphologie bieten CHORLEY et al. (1964), sowie KUGLER (1964b, 1974) unter Berücksichtigung russischer Literatur. Im Anschluss an die Definition einiger Termini zur Klassifikation werden ausgewählte Reliefklassifikationsansätze vorgestellt.

Klasse, Typ und Taxonomie

Zum besseren Verständnis der Terminologie der teilweise recht komplexen Reliefklassifikationsansätze werden im folgenden die wichtigsten Termini definiert.

Klassifikation: Das ordnende Einteilen der behandelten Phänomene nach bestimmten Merkmalen beziehungsweise Parametern in Klassen verschiedenen Umfangs. Es können sowohl Individuen als auch Klassen klassifiziert werden. Die Klassengrenzen der übergeordneten Stufe dürfen dabei durch die Grenzen der untergeordneten Stufe nicht überschritten werden. Auch dürfen sich die Klassen einer durchgehenden Klassifikation nicht überschneiden, sie müssen disjunkt sein.

Klassifikationsmerkmale: Alle Individuen einer Klasse müssen hinsichtlich der Klassifikationsmerkmale einheitlich sein. Diese allen gemeinsamen Merkmale, die auch die Klassengrenzen bestimmen, sind die invarianten Merkmale der Klasse. Ihnen gegenüber stehen die unterschiedlichen varianten Merkmale der Elemente einer Klasse. Es genügt bereits ein gemeinsames Merkmal zur Klassenbildung. Klassifikationsmerkmale können statisch (z.B. Wölbung), dynamisch (z.B. Prozess), qualitativ (z.B. Wölbungsart) und quantitativ (z.B. Neigungsstärke) sein.

Typ: Der allgemeine abstrakte Vertreter einer Klasse, der die invarianten Merkmale einer Klasse widerspiegelt beziehungsweise besitzt. Er wird gewonnen, indem abstrahierend die invarianten Merkmale der Klasse extrahiert und der durch sie bestimmte Klassenraum gleichsam personifiziert wird. Während die Klasse konkrete Individuen umfasst, ist der Typ ein Abstraktum. Die Klassifikation ist eine notwendige Vorstufe der Typbildung.

Systematik/Taxonomie: Eine Form der Klassifikation, deren aufeinander folgende Klassen (Taxa) so hierarchisch gestuft sind, dass die Klassen der vorangehenden subordinierten Stufe von den übergeordnet folgenden taxonomischen Einheiten mit anderen, den ersteren gleichrangigen Taxa eingeschlossen werden.

Die Reliefklassifikation von A. Penck

Ein früher Ansatz einer geomorphometrisch basierten Reliefklassifikation wurde von A. PENCK (1894, 1896) als Zusammenfassung der Konzeptionen des 19. Jahrhunderts entwickelt. Sein Modell basierte auf der Annahme, dass sich alle auftretenden Reliefformen durch wenige fundamentale Formen auf sechs hierarchischen Stufen ausdrücken lassen. Die unterste Stufe und damit die fundamentale Reliefeinheit bilden die Formelemente, definiert als Flächen homogener Neigung. Theoretisch kann jede komplexere Reliefform in sie zerlegt werden. Eine weitergehende, geometrisch eindeutige Definition des Formelementes gibt PENCK (1896) jedoch nicht. Formelemente treten häufig auf bestimmte Weise vergesellschaftet auf und vereinigen sich so zu den sechs Grundformen des Reliefs, der nächsthöheren Stufe der Hierarchie. Die fundamentalen Oberflächenformen wurden von PENCK (1896) folgendermaßen definiert:

1. Die wenig geneigte ebene Fläche, oder *Ebene*.
2. Eine steil geneigte Fläche, welche entsprechend dem geringen Ausmaß der Höhenunterschiede auf der Erde in ihrer Fallrichtung nie sonderlich weit ausgedehnt sein kann, und nur in ihrer Streichrichtung gestreckt ist. Das ist die *Stufe*.
3. Zwei parallel streichende, gegeneinander zugewandte Stufen (Gehänge), getrennt durch einen schmalen Streifen ebenen Landes (Talboden), der sich nach bestimmter Richtung hin senkt. Das ist das *Tal*.
4. Eine ringsum von einem bestimmten Orte abfallende Fläche, der *Berg*.
5. Eine ringsum nach einem bestimmten Orte einfallende Fläche, die *Wanne*.
6. Die nur selten und in geringer Ausdehnung auftretenden Einstülpungen der Erdoberfläche, die *Höhlungen*.

Durch die Vergesellschaftung der Grundformen entstehen auf der nächsten Hierarchiestufe die Formengruppen oder Landschaften. Dabei kann ein Gebiet von einer Grundform beherrscht sein oder sich durch eine regelmäßige Wiederholung verschiedener Grundformen auszeichnen. Neben dem grundlegenden Gedanken der hierarchischen Organisation des Reliefs und der Vergesellschaftung von Formen niedrigerer Ordnung zu solchen höherer Ordnung verweist PENCK durch die Wiederholung von Reliefformen im Raum auf den strukturierten Charakter des Reliefs (s. Kapitel 2.2.4). Die vierte Stufe der Hierarchie bilden ausgedehnte gleich hohe Gebiete, auch Räume genannt. Ein Beispiel sind Gebirge, die sich durch ihre übereinstimmende Höhenlage von anderen Gebirgen und sie umgebenden Ebenen abgrenzen. Aus der Vergesellschaftung von Räumen, etwa eines Gebirges und seines Vorlandes, entstehen auf der nächsten Hierarchiestufe Gruppen von Räumen oder Systeme. Die höchste Stufe schließlich bilden der Kontinentalblock und die abyssische Tiefe.

Obwohl die sechs grundlegenden Oberflächenformen nicht exakt geometrisch definiert werden und PENCK keine weiteren geomorphometrischen Parameter angibt, um Reliefeinheiten höherer Ordnung zu definieren, beeinflusste dieser Ansatz zahlreiche geomorphologische Relieffklassifikationsansätze des 20. Jahrhunderts. Konsistente Relieffklassifikationen, basierend auf der Arbeit von PENCK und auf quantitativen geomorphometrischen Parametern, wurden unter anderem von JEFREMOV (1949), KUGLER (1974) und SPEIGHT (1988) vorgestellt. Diese Autoren nutzten ausschließlich geomorphometrische Parameter zur Klassifizierung des Reliefs, basierend auf Reliefeinheiten, Einheiten höherer Ordnung und geomorphometrischen Parametern zur Quantifizierung der Reliefstruktur.

Die Relieffklassifikation von D. Barsch

In seiner Studie zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras vertritt BARSCH (1969) die Ansicht, dass die Geomorphometrie nur ein Durchgangsstadium auf dem Wege zur Erfassung der Geomorphogenese sein könne und legt einen Schwerpunkt auf die Beziehung zwischen Genese und Gestalt des Reliefs. Die vorgenommene Relieffgliederung basiert auf der Gliederung des Untersuchungsgebietes in Einzelformen in Abhängigkeit ihrer Größe. BARSCH unterscheidet Makroformen (Großformen), Mesoformen (Mittelformen), Mikroformen (Kleinformen) und Miniformen (Kleinstformen) (Tabelle 2.7).

Tabelle 2.7: Größenordnungen von Einzelformen des Reliefs mit lokalen Beispielen aus dem Untersuchungsgebiet des zentralen Berner Jura (BARSCH, 1969, verändert).

Bezeichnung	Größe (m)	Fläche (m ²)	Beispiel
Makroformen	um 10 ⁴	3 – 10 × 10 ⁷	größere Bergkette, größeres Becken: Mtgne du Droit, Becken v. Delsberg
Mesoformen	um 10 ³	0,3 – 10 × 10 ⁶	Klus von Court, Kombe v. La Saigne (W Les Rouges Terres)
Mikroformen	um 10 ¹ – 10 ²	0,1 – 10 × 10 ²	Erosionsrinne
Miniformen	um 10 ⁰	um 1 × 10 ⁰	Einzelkarre

Aus der Vergesellschaftung dieser Formen ergibt sich dann das Relief. Dabei ist nach BARSCH (1969) die Komplexität des Verhältnisses der Formen untereinander zu berücksichtigen, da Makroformen nicht aus Mesoformen und diese wiederum nicht aus Mikroformen zusammengesetzt seien. Vielmehr bildet jede der Größenordnungen selbständige dreidimensionale Formen und auf jeder Stufe können Formen in Formelemente zerlegt werden. Eine Makroform ist danach aus Makroformelementen aufgebaut, eine Mesoform aus Mesoformelementen. Das System ist also polyhierarchisch aufgebaut. Formelemente sind im Sinne von BARSCH (1969) als nach Gestalt und Genese und nach Maßstab der Betrachtung im wesentlichen einheitlich anzusehende Teilstücke des Reliefs. Diese können ein- oder zweidimensional sein. Eindimensionale Formelemente sind Kanten oder Hangknicke, die den Übergang zwischen Flächen unterschiedlicher Neigung und Exposition darstellen. Ihre Wölbung ist so groß, dass sie im Gelände als linienhafte Elemente erkannt werden und auch in der geomorphologischen Karte als Linie erscheinen. Zweidimensionale Formelemente sind Hangflächen und Verebnungen. Dreidimensional sind schließlich die aus eindimensionalen und zweidimensionalen Formelementen zusammengesetzten Formen. Eine Makroform ist nach dieser Terminologie beispielsweise ein Bergrücken. Flächenhafte Makroformelemente sind in Form der Bergflanken vorhanden; der Grat, die Linie zwischen den Berg-

flanken ist ein linienhaftes Formelement. Bezüglich der Geomorphogenese betrachtet BARSCH (1969) die Formen als polygenetisch und polyphasig, die Formelemente hingegen als einfacheren morphogenetischen Prozessgefügen zugeordnet. Die Analyse der Geomorphogenese der Formelemente trägt somit zur Entschlüsselung des polygenetischen Charakters der Gesamtform bei (DIKAU, 1996).

'Physiognomic landscape features' von A. Spiridonov

Die Arbeit von SPIRIDONOV (1973) basiert auf der Annahme, dass die interne Struktur des Georeliefs, insbesondere sein Ursprung und seine Entwicklung, ihren Ausdruck in eindeutigen Formeigenschaften findet. Folglich kann auf Basis der sichtbaren Reliefform auf Ursprung, Entwicklung und rezente Prozessdynamik rückgeschlossen werden. Die enorme Komplexität des Georeliefs erschwert jedoch die Analyse und bedingt die Zerlegung in geometrisch einfachere Komponenten. Zu diesem Zweck unterscheidet SPIRIDONOV (1973) folgende Reliefformen mit zunehmendem Komplexitätsgrad:

Reliefelemente (engl.: elements of relief): Die Reliefelemente, die niedrigste Stufe der Hierarchie, sind wiederum unterteilt in (1) Punkte und Linien — sie bilden das 'Gerüst' des Reliefs — und in (2) Flächen (engl.: faces of relief):

1. Punkte des Reliefs sind charakterisiert durch ihre Position und den Charakter der Reliefform auf der sie lokalisiert sind, zum Beispiel als Sattelpunkt. Zusätzliche Attribute sind die kartographischen Koordinaten des Punktes, sowie seine absolute und relative Höhe.
Linien des Reliefs sind charakterisiert durch ihren Verlauf in horizontaler (u.a. elliptisch, parabolisch) und vertikaler Richtung (u.a. konkav, konvex) sowie ihre Bedeutung innerhalb der übergeordneten Reliefform, beispielsweise als Wasserscheide oder Tiefenlinie.
Das Gerüst des Reliefs entsteht aus der räumlichen Anordnung und Vergesellschaftung der punktförmigen und linienhaften Reliefelemente. Charakteristika sind ihre absolute und relative Höhe sowie ihre Dichte und Verteilung im Raum.
2. Flächen sind wiederum unterteilt in horizontale und geneigte Flächen. Sie sind neben der Neigung vor allem durch die Wölbung charakterisiert. Dabei können die Reliefelemente nicht nur einheitlich konkav, gestreckt und konvex sein, sondern auch komplexere Wölbungen mit Inflexionen aufweisen. Das unterscheidet sie von den Formelementen im Sinne von KUGLER (1974) und DIKAU (1988), die auf Basis homogener Wölbung definiert sind.

Einfache und komplexe Reliefformen: Reliefformen sind dreidimensionale geometrische Körper, die durch Reliefelemente — Gerüstelemente oder Flächenelemente — begrenzt werden. SPIRIDONOV unterscheidet (1) einfache Reliefformen und (2) komplexe Reliefformen:

1. Einfache Reliefformen sind begrenzt durch geneigte und horizontale Flächen und ein einzelnes punkt- oder flächenförmiges Gerüstelement. Sie werden weiter unterteilt in positive und negative Formen und in gestreckte oder kompakte Formen. Die negativen Formen können zusätzlich geschlossen oder offen sein. Ein Beispiel für eine gestreckte positive Form ist ein Bergrücken, ein Beispiel für eine kompakte negative Form eine Doline. Abbildung 2.7 stellt verschiedene Ausprägungen einfacher Reliefformen dar. Reliefelemente treten in allen Größenordnungen auf, das System von SPIRIDONOV ist also polyhierarchisch organisiert. Große Reliefformen weisen einen

Besatz durch Formen untergeordneter Größenordnung auf. Die Analyse der einfachen Reliefformen erfolgt durch geomorphometrische Parameter der Höhe, Ausdehnung, Hangneigung und Wölbung der Formen und aus diesen Parametern gebildeten Koeffizienten, etwa dem Verhältnis von Länge zu Breite einer Form.

2. Komplexe Reliefformen bestehen aus mehreren Flächen- und Gerüstelementen. Diese sind jedoch so vergesellschaftet, dass die Bedeutung der Form als morphologische Einheit erhalten bleibt. Auch komplexe Reliefformen können positiv oder negativ, gestreckt oder kompakt, und im Falle der negativen Formen, geschlossen oder offen sein. Ein Beispiel ist ein Tal mit mehreren fluvialen Terrassen, oder ein Vulkan mit Parasitärkratern. Diese Formen werden als Ganzes und auf Basis der sie aufbauenden Reliefelemente analog zu den einfachen Reliefformen analysiert.

Systematische Gruppen von Reliefformen: Gruppen von Reliefformen bestehen aus benachbarten, sich wiederholenden Reliefformen, die in Form systematischer räumlicher Kombinationen auftreten. Sie werden auch Assoziationen genannt. Namensgebend für eine Gruppe ist die dominant auftretende Reliefform innerhalb der Assoziation. Charakterisiert werden Assoziationen durch die generalisierten geomorphographischen Charakteristika der sie konstituierenden Formen. Zusätzlich finden Parameter der Dichte und Verteilung innerhalb der Gruppe Anwendung.

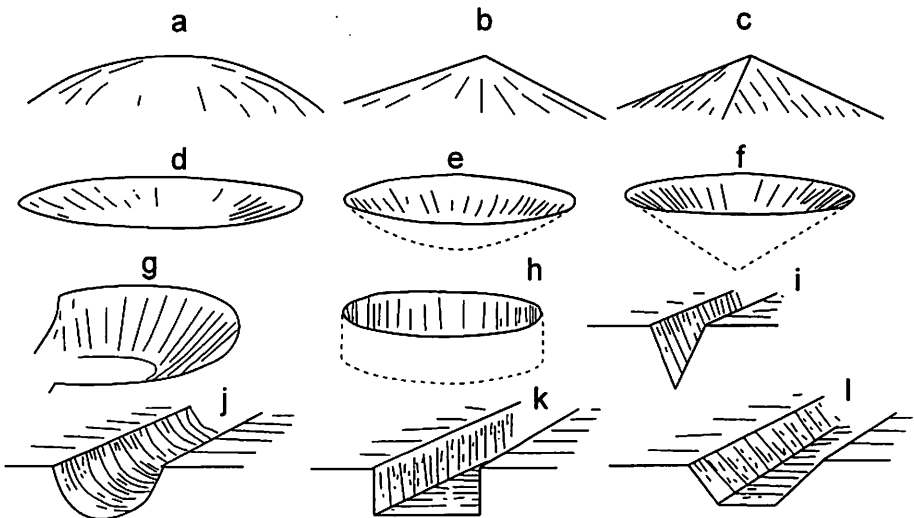


Abbildung 2.7: Verschiedene Ausprägungen einfacher Reliefformen. a) kuppenförmig, b) pyramidenförmig, c) kegelförmig, d) untertassenförmig, e) schüsselförmig, f) trichterförmig, g) karförmig, h) zylindrisch, i) V-förmig, j) U-förmig, k) kastenförmig, l) trapezförmig (SPIRIDONOV, 1973).

SPIRIDONOV (1973) verweist bei der Analyse des Georeliefs auf die Notwendigkeit, die Landschaft als Ganzes zu betrachten. Die isolierte Analyse einzelner Reliefelemente übersieht die bedeutende räumliche Vergesellschaftung von Reliefformen und ihre prozessualen Wechselbeziehungen. Die Systematik von SPIRIDONOV ist polyhierarchisch organisiert. Die Komplexität der Form ist nicht an ihre Größe gebunden. Explizit wird das für den Fall der einfachen Reliefform

dargestellt. SPIRIDONOV gibt Beispiele in Größenordnungen von der Mikro- (Flussterrasse) bis zur Makrodimension (Bergkette). Mit dem Hinweis auf die 'geistige Eliminierung' (*engl.*: mental elimination) subordinierter Reliefelemente bei der Analyse großer Formen beschreibt SPIRIDONOV implizit das bei KUGLER (1974) zentrale Modell der Reliefleitfläche (s. unten) und wendet dies zur Abstrahierung komplexer Formen in Abhängigkeit vom Untersuchungsmaßstab an. Die einfachen Komponenten des Reliefs werden von SPIRIDONOV jedoch nicht eindeutig geometrisch definiert. Zwar unterscheidet er zwischen punkt-, linien-, und flächenhaften Reliefelementen. Die Ausprägungen und Formeigenschaften, die diese Elemente einnehmen können, sind aber nicht abschließend geklärt. Die flächenhaften Reliefelemente sind zwar über ihre Neigung und Wölbung definiert, eine homogene Wölbung wie bei KUGLER (1974) ist jedoch kein Klassifikationskriterium. Sie dürfen auch wellig sein, also Wechsel der Wölbungsrichtung aufweisen.

Die gefügetaxonomische Hierarchie von H. Kugler

Basierend auf den Vorarbeiten von PENCK (1894) und PASSARGE (1912) postuliert das gefügetaxonomische Modell von KUGLER (1964a, 1974) ein hierarchisches System verschieden komplexer Reliefeinheiten unterschiedlicher Größenordnung. Die Systematik gestattet den Analyseweg des 'Vordringens zu den atomaren Einheiten' durch sukzessive Zerlegung komplexer Reliefeinheiten in einfachere Bausteine als auch den Weg der synthetischen Reliefbetrachtung durch Integration und Zusammenfassung seiner Bauteile. Die Analyse des betrachteten Reliefausschnittes kann also sowohl auf deduktivem als auch auf induktivem Wege erfolgen.

Die Reliefleitfläche

Vor der geometrischen Zerlegung des Reliefs muss ein der Fragestellung angepasster Betrachtungsmaßstab festgelegt werden. Steht beispielsweise die Größenordnung des Mikroreliefs im Vordergrund der Analyse, so sind die subordinierten Formen des Picoreliefs zur strukturell geometrischen Analyse des Reliefs auszublenden. Dazu dient das Modell der Reliefleitfläche. Reliefleitflächen oder Rahmenformen verschiedener Größenordnung sind Flächen, die sich unter Erhaltung der typbestimmenden Eigenschaften so durch das wahre Relief der zu generalisierenden, zuvor bestimmten und begrenzten polymorphen Form ziehen, dass die eingeschalteten polymorphen oder monomorphen Formen niedrigerer Größenordnung eliminiert werden und die Rahmenform der zu generalisierenden Form entsteht. Das ermöglicht den Bezug geomorphometrischer Aussagen und Parameter auf die Rahmenform. Das Eliminieren kleinerer aufgesetzter Formen erlaubt die abstrahierende Herausarbeitung der betrachteten Leitprozessgruppe und der eventuell verkörperten Phasenfolge. Das Modell der Reliefleitfläche dient ganz allgemein der relativen Homogenisierung verschieden großer und verschieden komplex gestalteter Formen des Reliefs. Sie fördert sowohl die Herausarbeitung regelhafter Züge der Reliefgestaltung, als auch die Vergleichbarkeit der Aussagen und kartographischen Darstellung (KUGLER, 1974).

Die Zielformengruppe

Entsprechend des gewählten Untersuchungsmaßstabes bezeichnet die Zielformengruppe die ausführlich analytisch darstellbare Form, deren Größe sich aus dem Betrachtungsmaßstab ergibt. Neben der Zielformengruppe wird meist eine Begleitgruppe ausgewiesen, eine in die Zielformengruppe als Rahmenform eingeschaltete nachgeordnete, subordinierte Form oder Formengruppe.

Die Gefügeeinheiten des Georeliefs

Die Aufgabe der Gefügetaxonomie ist es nicht, die kleinsten, sondern die homogensten, unteilbaren Bausteine und die höheren komplexen Ordnungsstufen des Reliefs zu finden und zu definieren. Die Gliederung des Georeliefs in Gefügeeinheiten und deren primäre Klassifikation und Typisierung erfolgt nach den Kriterien Teilbarkeit in textuell nachgeordnete Einheiten und Einheitlichkeit nach Leitmerkmalen. Auf dieser Basis definiert KUGLER (1974) folgende Reliefein-

heiten mit homogenen geomorphometrischen Charakteristika und zunehmender geomorphographischer Komplexität.

Relief- oder Formfazette (Z): Einfachste geomorphologische Reliefeinheit, die als nach Neigung und Exposition homogene Einheit definiert ist. Neigung und Exposition dürfen nur innerhalb eines Grades schwanken. Relieffacetten² sind skulpturell, dynamisch und genetisch die einfachsten Einheiten, da die Homogenität der Neigung und Exposition eine homogene Morphodynamik bedingt. Da mehrere Prozesse an ihrer Bildung beteiligt sein können, sind sie mono- oder polygenetisch. Facetten sind unteilbare Einheiten des Reliefs und bilden dessen rangniedrigste taxonomische Ordnungsstufe. Sie erreichen maximal die Größenordnung von Mesoeinheiten und treten vorwiegend im Nano- und Mikro-A Bereich auf (s. Tabelle 2.5).

Relief- oder Formelemente (E): Einem einheitlichen Wölbungstyp angehörige, nur in Facetten teilbare Reliefeinheiten. Sie sind homogen hinsichtlich der horizontalen und vertikalen Wölbungskomponente und der Wölbungsstärke. Obwohl nicht mehr absolut homogen, weisen Elemente einen hohen Grad skulptureller, genetischer und dynamischer Homogenität auf. Die Morphodynamik ist weitgehend homogen, kann aber neigungs- oder expositionsbedingt differenziert sein. Auch Reliefelemente können mono- oder polygenetisch sein. Maximal treten sie in der Größe von Mesoeinheiten auf, hauptsächlich aber bis zum Mikro-B Bereich. Eine Sonderform ist das nach Neigung und Exposition homogene monofazettige Reliefelement.

Reliefform (F): Nur in Elemente und Facetten teilbare Reliefeinheiten, die einem als Elementkombination definierten Formfigurtyp (Aufriss- und Grundrisstyp) zugeordnet werden können. Kann innerhalb der Form eine subordinierte Voll-, Stufen-, Gesimse-, oder Hohlform ausgeschieden werden, handelt es sich um eine polymorphe Form (Fp). Ist dies nicht der Fall, handelt es sich um eine monomorphe Form (Fm). Reliefformen sind mono- oder polygenetisch und polyphasig, sie sind morphodynamisch heterogen und treten in allen Größenordnungen auf.

Ähnlich der Reliefklassifikation von PENCK (1896) entstehen in der gefügetaxonomischen Hierarchie von KUGLER (1974) die Objekte einer höheren Hierarchiestufe durch die Vergesellschaftung beziehungsweise Assoziation von Objekten niedrigerer Ordnungsstufe. Eine bestimmte Assoziation von Formfacetten bildet ein Formelement, eine definierte Assoziation von Formelementen eine Reliefform. Daneben existieren noch weitere Assoziationen auf den verschiedenen taxonomischen Stufen:

Facettenassoziation: Benachbart liegende Facetten, deren Areal Teile von Formelementen oder Formen darstellen, ohne mit dem Areal von Elementen oder Formen identisch sein zu müssen. Sie können gegebene Grenzen von Elementen und Formen überschreiten. In der praktischen Anwendung haben Facettenassoziationen jedoch keine Bedeutung.

Elementeassoziation: Diese Assoziationen sind in Elemente und Facetten teilbar. Sie sind als benachbart liegende Elemente aufzufassen, deren Areale in der Regel Teile von Formen darstellen, ohne der Formendefinition zu genügen.

Formenassoziation: Formenassoziationen bilden die höchste Ordnungsstufe der taxonomischen Ordnungsreihe und sind für die Geomorphologie sehr wichtig. Sie sind in Formen,

² Da der Begriff Fazette laut Duden nicht existiert, wird im weiteren Text stattdessen Facette benutzt.

Elemente und Facetten teilbar. Formenassoziationen stellen hochkomplexe Reliefeinheiten dar, die vor allem unter dem Aspekt der Größenordnung der sie aufbauenden Formen und des Bezuges auf bestimmte Rahmenformen klassifiziert werden müssen. Sie treten beispielsweise als Formenassoziationen von Nanoformen innerhalb einer Mikroform oder als Meso-A Formen innerhalb einer Meso-B Form auf. Theoretisch ist die gesamte Erdoberfläche als Formengemeinschaft von Formen verschiedener Größenordnung denkbar. Gemäß dem Postulat des natürlichen Zusammenhangs zwischen Gestalt und Genese des Reliefs müssen sinnvoll typisierte Formenassoziationen als Ausdruck bestimmter Genesetypen interpretiert werden.

Die Untergliederung einer Reliefform in ihre Formelemente und die Vergesellschaftung der Bausteine des Reliefs ist in Abbildung 2.8 am Beispiel der Hardt dargestellt.

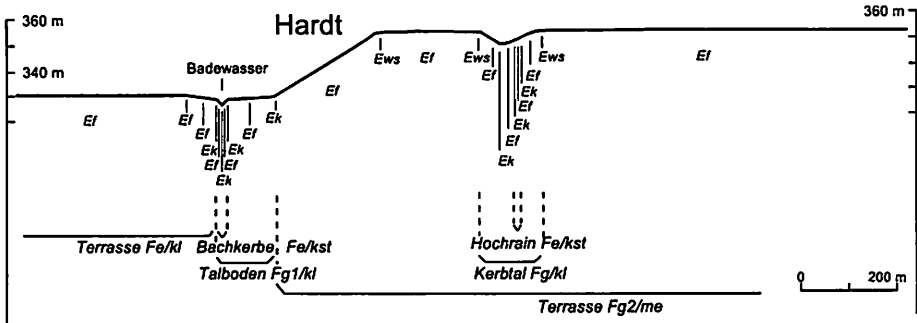


Abbildung 2.8: Untergliederung einer Reliefform in ihre Formelemente und die Vergesellschaftung der Bausteine des Reliefs. Die Reliefform setzt sich aus flächenhaften (Ef), stark gewölbten (Ews) und kantenförmigen (Ek) Formelementen zusammen. Fe = Formelement, Fg = Formengruppe, kst = Kleinstform, kl = Kleinform, me = Mesoform (KUGLER, 1964a).

Die Figur

Eine Reliefform oder Reliefformenassoziation ist in ihrer Komplexität nicht mehr allein durch die Attribute Neigung, Wölbung und Exposition zu charakterisieren. KUGLER (1974) führt daher das Formattribut der 'Figur' ein. Als Figurmerkmale finden die Attribute Aufriss und Grundriss einer Form Anwendung. Der Aufriss ist definiert als die Wandlung der Neigungs-, Vertikalwölbungs- und Größeneigenschaften der Teileinheiten einer Form. Wesentlich für die Typisierung und Klassifikation der Formen nach dem Aufriss ist das Modell der Reliefeitfläche. Um monomorphe und polymorphe Formen gleichen Aufrisstypen zuordnen zu können, ist die Heranziehung der Leitflächen der unmittelbar subordinierten Teilformen bei abstrahierender Eliminierung dieser nachgeordneten unwesentlichen Teilformen erforderlich.

Der Grundriss bezeichnet die Wandlung der Expositions-, Horizontalwölbungs- und Größeneigenschaften der Teileinheiten einer Form. Als geeigneten Index für den Grundriss gibt KUGLER das Verhältnis von Maximallänge zu Maximalbreite einer Form an. Es ermöglicht die Unterscheidung bandartiger, gestreckter Formen von solchen mit kompakterer Gestalt. Die Zusammenführung von Grundriss- und Aufrisstypen der Form ergibt den Figurtyp. Eine direkte Darstellung der Figur ist aufgrund der Subjektivität der Auswahl von Formen, deren Teile gleichzeitig Teile anderer Reliefformen darstellen, nicht möglich, nach KUGLER (1974) aber auch nicht nötig. Die Klassifikation der Figur muss aus Sicht der Zweckbestimmung pragmatisch gewählt

werden. Dem Kontinuum des Georeliefs wird der ordnende Rahmen der Figurtypen aufgelegt und so die Grenzen zwischen den definierten Reliefformen gefunden beziehungsweise bestimmt. Das Problem der 'natürlichen Zugehörigkeit' eines Hanges zur benachbarten Talform ist deshalb nach KUGLER ein 'durch falsche Fragestellung künstlich geschaffenes Scheinproblem', da ein Hang sowohl als Teil eines Tales als auch als Teil des benachbarten Zwischentalrückens betrachtet werden kann. Reliefformen können sich also im Gegensatz zu Relieffacetten und Reliefelementen überschneiden. Sie müssen nicht disjunkt sein und können je nach Perzeption und Untersuchungsgegenstand unterschiedlichen Reliefformenassoziationen angehören.

Die gefügetaxonomische Hierarchie von KUGLER (1974) ermöglicht einerseits die Analyse von Reliefformen durch sukzessive Zerlegung komplexer Formen in einfachere Elemente und andererseits die Objektsynthese durch Integration und Kombination einfacher Reliefelemente zu komplexen Formen. Nach SPIRIDONOV (1973) und KUGLER (1974) können Formelemente der Meso-Dimension auf Basis der Wölbungsrichtung (vertikal oder horizontal) und der Wölbungstendenz (konvex oder konkav) klassifiziert und typisiert werden. Daher ist die vollständige Beschreibung beliebig komplexer Reliefformen durch einen Katalog von Formelementeassoziationen möglich.

Der gefügetaxonomische Ansatz von KUGLER (1974) bildet heute die Basis der geomorphographischen Informationsschichten der Geomorphologischen Karte 1:25.000 der Bundesrepublik Deutschland. Die Umsetzung erfolgt über die Ausweisung der Formelemente in der Meso-Dimension, mit der Wölbung als primärem Attribut (BARSCH & DIKAU, 1989). In diesem Kartiersystem ist es nicht erforderlich, die primär analysierte Reliefformenzielgruppe — beispielsweise die Formen der Meso-Dimension — in Gestalt eines Formenkataloges zu definieren. Die Kartierlegende (LESER & STÄBLEIN, 1980) bietet die Möglichkeit, die fixierte Form, ähnlich einem Baukastensystem, aus geringer komplexen Formteilen zusammenfügen zu können. Für eine umfassende Quantifizierung ist damit ein Katalog der Formteile ausreichend (DIKAU, 1992b).

Das geomorphographische Reliefmodell von R. Dikau

Das Ziel des geomorphographischen Reliefmodells von DIKAU (1988) ist es, auf geomorphographisch-geomorphometrischer Ebene unter Anwendung eines gefügetaxonomischen Modells die in sich homogenen, geomorphographisch einheitlichen Bausteine des Reliefs zu finden und hierarchisch höhere Ordnungsstufen zu definieren. Diese Teileinheiten treten in unterschiedlicher Größe und variierender Komplexität auf (Abbildung 2.9).

Neben der Bereitstellung einer geländetauglichen geomorphographisch-analytischen Reliefgliederung strebt das Modell von DIKAU (1988) die Möglichkeit einer weitgehend computergestützten Umsetzung an. Ergänzt wird dies durch einen Datenbankentwurf, der die Formalisierung in der taxonomischen Hierarchie verwandter Objekte und Attribute ermöglicht.

Die geomorphographische Analyse von Reliefformen ist ungleich komplexer als die Betrachtung von Formelementen und Formfacetten. Reliefformen können nicht mehr durch die Attribute Neigung, Wölbung, Exposition oder Position gekennzeichnet werden. KUGLER (1974) führte zur Kennzeichnung von Reliefformen das Formattribut der Figur ein. Die Figur einer Reliefform umfasst Vergesellschaftungstypen von geomorphographischen Attributen, die in der praktischen Anwendung kompliziert sind und deren Parametrisierung als notwendige Voraussetzung der computergestützten Modellierung noch nicht realisiert ist. Im Gegensatz zu Formelementen können sich Reliefformen im Sinne von KUGLER (1974) überschneiden. Die Zuordnung und Ausweisung von Reliefformen, etwa eines Hanges, zum benachbarten Berg oder Tal obliegt dem Bearbeiter und damit einer gewissen Subjektivität. Aufgrund der ungelösten Parametrisierung von Reliefformen und der eingangs geforderten jederzeitigen Wiederholbarkeit legt DIKAU (1988) den Schwer-

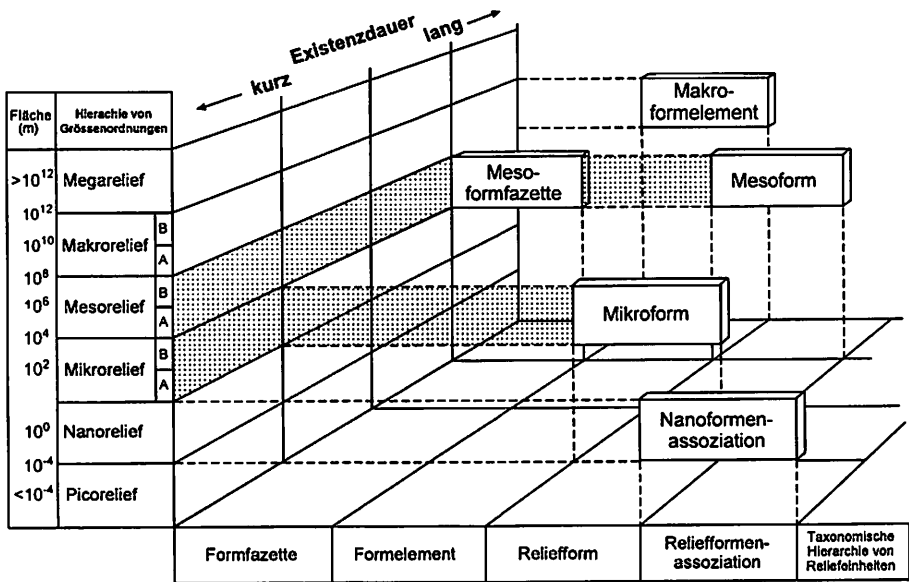


Abbildung 2.9: Gefügetaxonomische Hierarchie geomorphologischer Reliefeinheiten, definiert auf Basis ihrer Größenordnung und Komplexität (DIKAU, 1990, verändert).

punkt seiner Systematik auf die geomorphographisch eindeutig definierbaren Reliefeinheiten. Dies sind die Formfacetten und Formelemente.

Untersuchungsdimension

Die primär betrachtete Untersuchungsdimension des Reliefmodells ist das aufgelöste Mesorelief (s. Tabelle 2.5). Ziel ist die analytische Auflösung von Formen, die eine Basisbreite von 100 m überschreiten, in ihre Mesoformelemente und die Auflösung dieser in ihre Mesoformfacetten. Da Formelemente nach dem primären Kriterium der Wölbung klassifiziert und typisiert werden und das Georelief als eine aus Formelementen zusammengesetzte Fläche im Raum betrachtet werden kann, ist das Relief vollständig durch einen Katalog von verschiedenen Formelementen beschreibbar. Umgekehrt können Reliefeinheiten höheren Komplexitätsgrades durch Integration geringer komplexer Einheiten synthetisiert werden. Das System erlaubt also eine Reliefgliederung sowohl auf deduktivem als auch auf induktivem Wege. Die Wahl der Vorgehensweise ist vom jeweiligen Ziel der Untersuchung abhängig. Innerhalb der Zielformengruppe des Mesoreliefs tritt oft die Begleitgruppe der Mikroformen als Mikroformenbesatz der Mesoform auf. Sie bildet einen eigenen Größenhaupttyp des Reliefs und wird zusätzlich zu den Formen der Meso-Dimension analysiert. Die synthetisierten Relief Formen können zu Formenassoziationen aggregiert werden. Diese sind auf Basis von Assoziationsattributen, wie beispielsweise Formendichte oder Toposequenzen, weiter differenzierbar. Das Schema des analytischen Ansatzes hierarchischer Reliefmodellierung nach DIKAU (1988) ist in Abbildung 2.10 dargestellt.

Definition von Reliefeinheiten

Die Abgrenzung und Typisierung der Formfacetten und Formelemente erfolgt auf Basis der Attribute Neigung, Wölbung, Exposition und Größe in eineindeutiger geomorphographischer Definition. Eine weitere Differenzierung ist über die Angabe der Position möglich. Die Position einer

Reliefseinheit bezeichnet deren Lage innerhalb einer übergeordneten Einheit, etwa die Lage eines Formelementes innerhalb einer Reliefform oder die Lage relativ zu Einheiten gleicher taxonomischer Stufe. In Anlehnung an KUGLER (1974) und BARSCH & STÄBLEIN (1978) unterscheidet DIKAU (1988) die vier Positionshaupttypen Scheitellage, Hanglage, Fußlage und ebene Lage. Diese können je nach Fragestellung weiter zu Positionstypen differenziert werden.

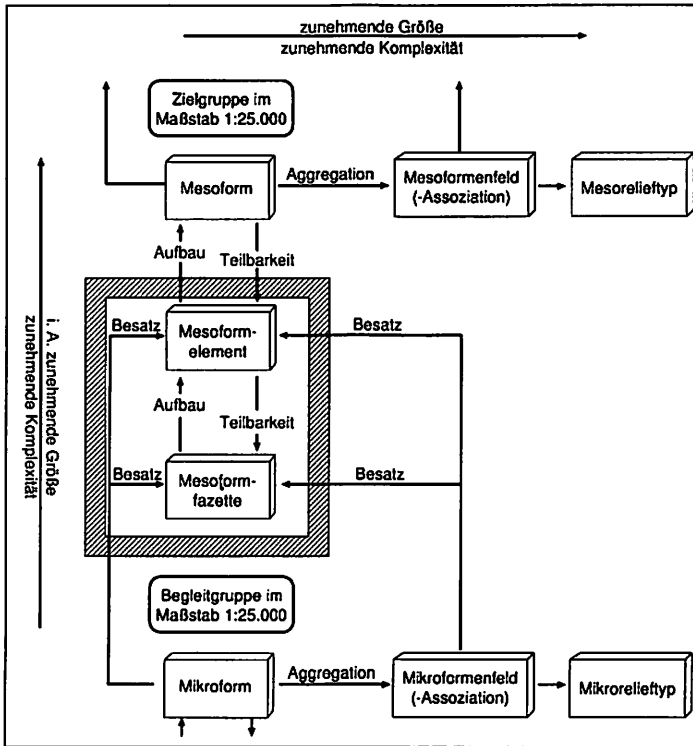


Abbildung 2.10: Analytischer Ansatz hierarchischer Reliefmodellierung für die Zielgruppe des aufgelösten Mesoreliefs. Das System erlaubt die Reliefgliederung sowohl auf induktivem als auch auf deduktivem Wege. Die Wahl der Vorgehensweise ist vom jeweiligen Ziel der Untersuchung abhängig (DIKAU, 1988).

Zur Gewährleistung der Übersichtlichkeit und Reproduzierbarkeit der Reliefseinheitenbildung definiert DIKAU (1988) unterschiedliche Haupttypen der Reliefseinheiten Formfacette und Formelement. Das ermöglicht die Berechnung oder Kartierung eines bestimmten Haupttyps, der für die betrachtete Fragestellung am besten geeignet ist. Jeder Haupttyp besteht aus Typen, die sich durch unterschiedliche Kombination der Attributeklassen ergeben. Die dadurch potenziell hohen Typanzahlen treten im Allgemeinen bei einer Kartierung jedoch nicht auf. Die folgende Aufstellung beschreibt nur auszugsweise die Haupttypen- und Typenbildung von Formfacetten und Formelementen. Für eine komplette Darstellung der Systematik sei auf DIKAU (1988) verwiesen.

Formfacette: Die Formfacette ist die einfachste geomorphographische Reliefseinheit. Sie ist primär typisiert durch die Attribute Neigung, Exposition, der Wölbungskomponente und der Größenordnung. Der Formfacettenhaupttyp 1 (FFH01) entspricht der Formfacette von

KUGLER (1974) und ist als nach Neigung und Exposition homogene Reliefinheit definiert. Der von BARSCH & STÄBLEIN (1978) definierte Haupttyp 3 ist homogen in der Neigung, Exposition sowie der horizontalen und vertikalen Wölbungsstärke. Neben ausschließlich geomorphographischen Attributen können Formfacetten auch mit geomorphostrukturellen, geomorphogenetischen, geomorphochronologischen und geomorphogenetisch-dynamischen Merkmalen gekennzeichnet werden. Eine Übersicht über Typisierungskriterien und Typenbildung von Formfacetten bietet DIKAU (1988).

Formelement: Das Formelement ist als Reliefinheit mit homogener vertikaler und horizontaler Wölbungskomponente und Wölbungsstärke definiert. Eine weitere Typisierung ist über die Attribute Hangneigung, Position, Mikroformenbesatz und Attributevariabilität möglich. Formelemente treten in unterschiedlichen Größenordnungen auf und können zusätzlich nach Geomorphogenese und Geomorphostruktur gegliedert werden. Die Klassifikation von Formelementen des Haupttyps 1 (FEH01) nach Wölbungstendenz und Wölbungsrichtung ist in Abbildung 2.11 illustriert.

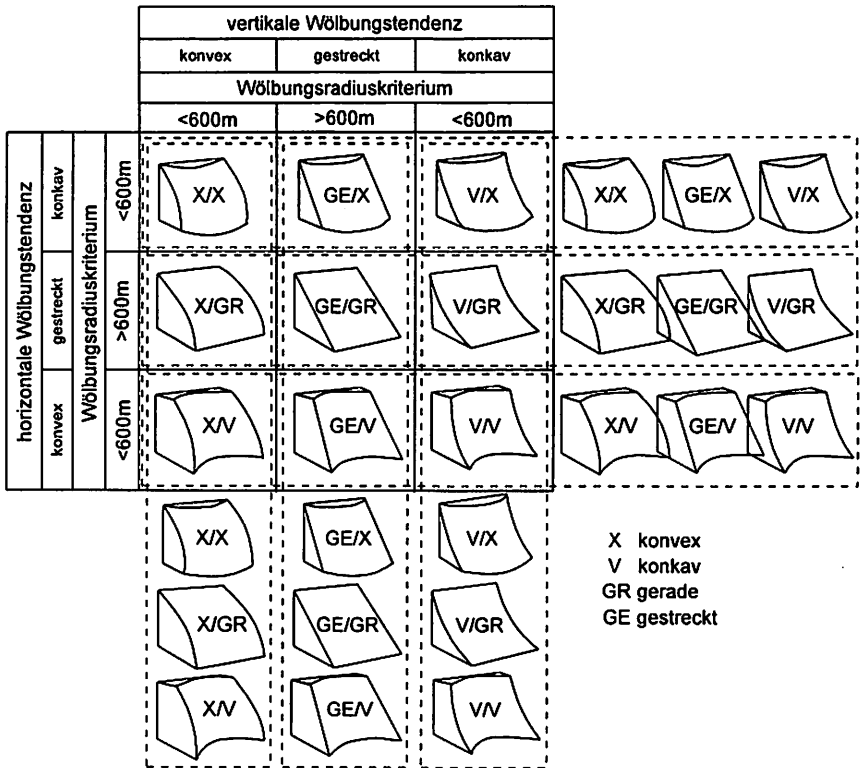


Abbildung 2.11: Formelemente des Haupttyps 1 (FEH01), klassifiziert nach Wölbungsrichtung (vertikal/horizontal) und Wölbungstendenz (konvex/gestreckt/konkav). Der erste Buchstabe der Signatur verweist auf die Vertikalwölbung, der zweite auf die Horizontalwölbung. Das Wölbungsradiuskriterium liegt bei 600 m (DIKAU, 1988).

Die Wahl des Wölbungsradiuskriteriums, des Schwellenwertes, bei dessen Überschreitung ein Formelement als konvex oder konkav, aber nicht mehr als gestreckt gilt, ist nutzerspezifisch vorzunehmen. DIKAU (1988) schlägt ein Wölbungsradiuskriterium von 600 m vor. So kann für jede Größenordnung des Reliefs eine Gliederung vorgenommen werden, die sowohl stark gewölbte, linienhafte Kanten des Reliefs als auch mittelstark gewölbte Bereiche und nicht gewölbte flächenhafte Hänge und Ebenheiten umfasst. Flächenhafte Formelemente können bei fehlender Wölbung aus einer einzigen Formfacette bestehen. Dieser Grenzfall wird als monofazettiges Element bezeichnet. Eine Übersicht über Typisierungskriterien und Typenbildung von Formelementen bietet DIKAU (1988).

Auf Basis der dargestellten Typisierungen können nutzerspezifische Kataloge entwickelt werden, die eine der wissenschaftlichen Fragestellung entsprechende Reliefgliederung ermöglichen. Die Kennzeichnung der Formelemente erfolgt mit den in Abbildung 2.11 dargestellten Symbolen. Ein Formelement mit konvexer Vertikalwölbung und konkaver Horizontalwölbung erhält beispielsweise das Symbol 'X/V'. Zusätzlich kann die Angabe der für die Formelementbildung verwandten Wölbungsradien in Metern als tiefgestellte Zahlenwerte in der Form ' X_{600}/V_{1200} ' erfolgen.

Das hierarchische Modell von DIKAU (1988) bietet eine nutzerabhängige Reliefformensynthese aus eindeutig definierten Formelementen. Zur Wahrung der Kontinuität des Ansatzes muss gewährleistet sein, dass die Grenzen von Reliefformen nicht durch die Grenzen von Formelementen geschnitten werden.

Geomorphometrische Reliefanalyse in einem polyhierarchischen Modell

Die numerische Analyse des Reliefs erfordert eine theoretische Grundlage, die durch die Geomorphometrie bisher nicht vollständig zur Verfügung gestellt wird. Eine Theorie geomorphometrischer Phänomene bildet sowohl die Basis für die Definition geomorphometrischer Parameter, Formen und Objekte als auch für quantitative Methoden zu deren Beschreibung. SCHMIDT & DIKAU (1999) präsentieren ein hierarchisches System, das geomorphometrische Methoden, Attribute und Objekte klassifiziert.

Geomorphometrische Punkte und Objekte

Die fundamentalen geomorphometrischen Einheiten dieser Systematik sind der geomorphometrische Punkt und das geomorphometrische Objekt. Das räumliche Kontinuum des Georeliefs kann als unendlich große Anzahl unendlich kleiner geomorphometrischer Punkte aufgefasst werden, beispielsweise in Form von XYZ-Tripeln.

Flächige und linienhafte Elemente werden als geomorphometrische Objekte bezeichnet. Sie beinhalten eine bestimmte Zahl geomorphometrischer Punkte. Geomorphometrische Objekte entstehen entweder durch die Gruppierung von geomorphometrischen Punkten oder durch die Kombination vordefinierter Flächen oder Linien. Diese Gruppierung erfordert geomorphologisches Wissen und hat das Ziel, geomorphologische Objekte mit größtmöglicher innerer Homogenität und/oder größtmöglicher externer Heterogenität zu erzeugen.

Geomorphometrische Punkte und Objekte treten im Kontinuum des Georeliefs nicht willkürlich auf, sie bilden räumliche Anordnungen, die als geomorphographische Struktur bezeichnet werden (s. Kapitel 2.2.4). So besteht zum Beispiel ein Hang aus einer bestimmten Abfolge — einer Toposequenz — verschieden geneigter und gewölbter Hangsegmente (vgl. DALRYMPLE et al., 1968; CONACHER & DALRYMPLE, 1977).

Die Beschreibung geomorphometrischer Punkte und Objekte erfolgt quantitativ durch geomorphometrische Parameter oder auf mehr qualitativer Basis durch geomorphometrische Attribute. Punkte werden meist durch einfache Parameter wie Höhe, Hangneigung und Exposition beschrieben. Die Kennzeichnung von Objekten ist komplexer und erfolgt daher oft qualitativ wie die Beispiele 'dendritisches Flussnetz' oder 'rolling hills' zeigen. Diese auch vom Erfahrungsschatz und der Perzeption des Bearbeiters beeinflussten Termini erfordern geomorphologisches Wissen über das beschriebene Objekt. ARGIALAS (1995) unternahm den Versuch, diese qualitativen Beschreibungen zu formalisieren. Das Wissen über ein Objekt umfasst im allgemeinen sowohl Eigenschaften des Objektes selbst sowie die räumliche Anordnung der Objektkomponenten (interne Topologie) und die Einbettung des Objektes in den Kontext des Georeliefs (externe Topologie). Die qualitative und quantitative Beschreibung von Reliefeinheiten kann daher folgende Reliefcharakteristika beinhalten (DIKAU & SCHMIDT, 1999; SCHMIDT & DIKAU, 1999):

- Die interne Häufigkeitsverteilung lokaler Parameter eines Objektes (z.B. Hangneigung).
- Die interne Topologie subskaliger Objekte einer Reliefeinheit.
- Die externe Topologie, die Einbindung des Objektes in die höherskalige Reliefeinheit.

Die so gewonnenen geomorphometrischen Attribute und Parameter dienen der Ableitung höherskaliger Reliefeinheiten, etwa des bereits angesprochenen Hanges, der sich als aus einer Toposequenz einzelner Hangsegmente zusammengesetzte Reliefform beschreiben lässt.

Das geomorphometrische Parametermodell GPM

Auf Grundlage dieser Sicht auf das Georelief präsentieren SCHMIDT & DIKAU (1999) ein polyhierarchisches Modell zur Ableitung geomorphometrischer Parameter und Objekte (Abbildung 2.12). Das Schema besteht aus einer Klassifikation geomorphometrischer Parameter und Objekte und einem System geomorphometrischer Methoden. Folgende Typen geomorphometrischer Parameter und Objekte werden unterschieden:

Primäre geomorphometrische Parameter sind Parameter des geomorphometrischen Punktes. Sie können sich an jedem Punkt der geomorphometrischen Oberfläche, zum Beispiel des digitalen Höhenmodells, unterscheiden. Primäre geomorphometrische Parameter sind nach der Methode ihrer Ableitung in drei Subtypen gegliedert:

- *Einfache primäre geomorphometrische Parameter* werden auf einem rasterbasierten Höhenmodell durch 'moving-window' Funktionen (vgl. Kapitel 3.5) generiert. Die Analyse des prozessierten Rasterpunktes umfasst dessen klar definierte Nachbarschaft. Beispiele sind die Parameter Hangneigung, Exposition und Wölbung.
- Die Berechnung *komplexer primärer geomorphometrischer Parameter* umfasst die Gesamtheit der Höhenpunkte eines digitalen Höhenmodells, nicht nur die direkten Nachbarn des jeweils betrachteten Punktes. Sie enthalten Informationen zur geomorphographischen Struktur der umgebenden Rasterzellen. Beispiele sind die Parameter 'hydrologisches Einzugsgebiet' und die Hangposition.
- *Zusammengesetzte primäre geomorphometrische Parameter* basieren auf der Analyse berechneter einfacher oder komplexer primärer Parameter. Ein Beispiel ist der Topographieindex $\ln(a/\tan \beta)$, wobei a die Fläche des Einzugsgebietes oberhalb des betrachteten Punktes und β die Hangneigung des Punktes bezeichnet.

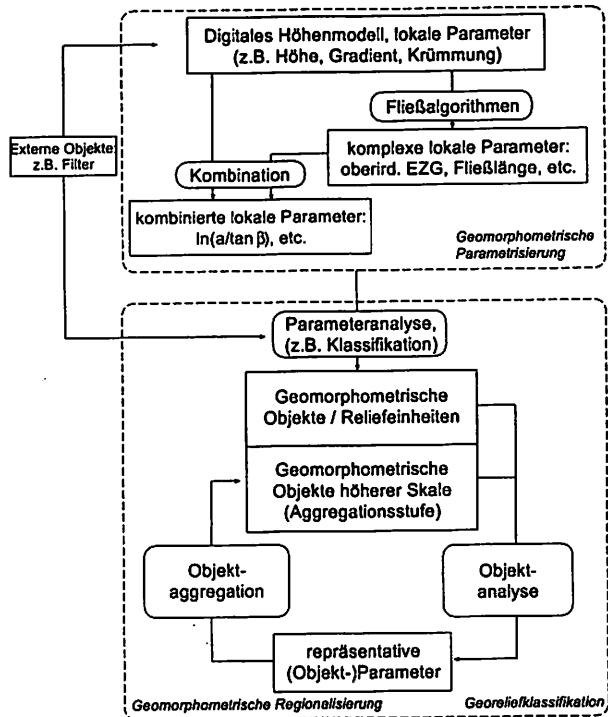


Abbildung 2.12: Polyhierarchisches Modell zur Ableitung geomorphometrischer Parameter und Objekte. Grundlage des Systems ist die Ableitung geomorphometrischer Parameter. Die Analyse der Parameter führt zur Ableitung geomorphometrischer Objekte. Diese wiederum können zu höherskaligen geomorphometrischen Objekten aggregiert werden (SCHMIDT & DIKAU, 1999).

Geomorphometrische Objekte. Die Analyse der Ausprägung primärer geomorphometrischer Parameter dient der Ableitung geomorphometrischer Objekte. Ein geomorphometrisches Objekt ist eine klar definierte Reliefeinheit, zum Beispiel ein Einzugsgebiet oder ein Fließweg. Sie werden in die beiden Typen lineare Objekte und flächenhafte Objekte unterteilt. Zur Ableitung angewandte Methoden umfassen Filtertechniken, Klassifikationen und Mustererkennung, die geomorphometrische Punkte zu geomorphometrischen Objekten aggregieren.

Repräsentative geomorphometrische Parameter dienen der quantitativen Beschreibung der Formeigenschaften eines geomorphometrischen Objektes durch einen oder mehrere Parameter. So beschreibt der Parameter 'mittlere Neigung' beispielsweise die interne Variabilität der Hangneigung des Objektes. Diese Vorgehensweise bezeichnen SCHMIDT & DIKAU (1999) als Objektanalyse und unterscheiden folgende Typen von Informationen über ein geomorphometrisches Objekt:

- Die *interne räumliche Variabilität* des Objektes. Sie ist beschreibbar durch (1) die Häufigkeitsverteilung einfacher primärer Parameter innerhalb des Objektes, (2) die

interne Topologie des Objektes (z.B. hypsometrische und klinographische Kurve) und (3) die Verteilung subordinierter Reliefeinheiten innerhalb des Objektes.

- *Dimensionsparameter* beschreiben die Größen- und Formattribute des Objektes. Beispiele sind die Parameter Durchmesser, Fläche und Kompaktheit.
- *Externe Topologie* und Nachbarschaftsrelationen beinhalten Informationen über die Einbettung des Objektes in seine Nachbarschaft und die hierarchisch übergeordnete Reliefeinheit. Sie sind auch bei der Ableitung höherskaliger geomorphometrischer Objekte von Nutzen.

Höherskalige geomorphometrische Objekte entstehen durch Aggregation von Objekten niedrigerer Skale nach spezifischen, von der Fragestellung abhängigen Regeln. Die Aggregation erfolgt auf Basis repräsentativer geomorphometrischer Parameter. So kann beispielsweise aus der Topologie von Tiefenliniensegmenten ein Tiefenliniennetzwerk aggregiert werden (DIKAU & SCHMIDT, 1999). Die Objektanalyse höherskaliger geomorphometrischer Objekte kann wiederum zur Aggregation dieser Objekte genutzt werden, so dass geomorphometrische Objekte der nächsthöheren Skale entstehen.

SCHMIDT & DIKAU (1999) bieten mit dem vorgestellten Schema eine gute Möglichkeit der Systematisierung geomorphometrischer Parameter und Objekte in einem polyhierarchischen System.

Zusammenfassung

Die dargestellten konzeptionellen Grundlagen der Sichtweise des Reliefs sowie der geomorphometrischen Analyse und -klassifikation bilden das theoretische Fundament der vorliegenden Arbeit. Die analytischen Taxonomien, die ihren Anfang in den Arbeiten von PENCK (1894) nahmen und im Folgenden eine ständige Weiterentwicklung erfuhren (BARSCH, 1969; KUGLER, 1974; DIKAU, 1988), ermöglichen eine standardisierte Zerlegung des räumlich und genetisch diversen Georeliefs.

Das Hochgebirgsrelief wird, der Auffassung von BÜDEL (1977), AHNERT (1988), DIKAU (1989) und BRUNSDEN (1996) folgend, als verschachtelte Hierarchie unterschiedlich großer und verschieden alter Reliefformen betrachtet. So sitzt beispielsweise der Meso-A Form des Hängegälchens eine Reihe von subordinierten Formen der Mikro-B Skale auf. Beispiele hierfür sind Blockgletscher verschiedener Aktivitätsstadien, Schutthalden und Solifluktuationsloben. Auf wiederum subordinierter Raumskala besitzt das Objekt Blockgletscher einen Formenbesatz aus Rücken und Furchen, deren Form je nach Aktivitätsstatus des Blockgletschers variiert.

Die Verteilung von Objekten gleicher Größenordnung im Raum ist dabei nur selten zufällig. Wie in Kapitel 2.2.4 dargestellt, treten geomorphologische Objekte zu Strukturen zusammen. Eine Toposequenz kann eine solche Struktur abbilden. Ein Beispiel für eine Toposequenz ist die Abfolge von Steilwand, Schutthalde, intakter Blockgletscher und fossiler Blockgletscher. Diese Toposequenz von Objekten ist jedoch nur in bestimmten Positionen der übergeordneten Reliefform auf der Mikro-B Skale, dem Tälli, anzutreffen. Andere Positionen führen zur Ausbildung anderer Toposequenzen.

Die Extraktion von Formelementen auf unterschiedlichen Hierarchiestufen erfordert eine auf die betrachtete Skale abgestimmte, generalisierte Sichtweise auf die jeweilige Zielformengruppe des Reliefs. Während dies bei manueller Extraktion von Formen durch 'mental elimination' (SPRIDONOV, 1973) wissensbasiert geschieht, müssen bei der Extraktion von Formelementen aus digitalen Höhenmodellen entsprechende Vorkehrungen getroffen werden. Hier wird das Konstrukt der Reliefleitfläche von KUGLER (1974) aufgegriffen. In der Regel geschieht dies durch eine Manipulation des Höhenmodells zur Unterdrückung der Zielformengruppe subordinierter Strukturen.

BARSCH (1969) und SPIRIDONOV (1973) betonen die Bedeutung der Erkennung von Geomorphogenese und Prozessgefüge als eigentliches Endziel geomorphometrischer Analyse. Von der Form soll auf den Prozess rückgeschlossen werden. Dies wird in dieser Arbeit am Beispiel der Formeigenschaften von Blockgletschern versucht. Die geomorphometrische Analyse der Blockgletscherform könnte Aussagen über den Aktivitätsstatus und somit den dominanten Prozess ermöglichen.

Die geomorphometrische Charakterisierung des Turmtanals auf verschiedenen räumlichen Skalen erfordert skalenspezifische Parameter und Methoden. Die Einteilung der vorgestellten und angewandten geomorphometrischen Parameter und Methoden orientiert sich an der Systematik von SCHMIDT & DIKAU (1999). Die angewandten Methoden werden dann hinsichtlich ihrer Eignung für die jeweilige räumliche Skala bewertet.

2.2.7 Anwendungsbeispiele regionaler Reliefanalyse und Reliefklassifikation

Die geomorphometrische Analyse von Gebirgen im regionalen Maßstab hat ihren Ursprung in den orometrischen Methoden des ausgehenden 19. Jahrhunderts (s. Kapitel 2.2.5). Während die orometrischen Parameter seinerzeit hauptsächlich zum Vergleich der Formeigenschaften verschiedener Gebirge genutzt wurden, liegt der Schwerpunkt heute auf (1) der geomorphometrischen Charakterisierung zur Erkennung von Prozess-Form Beziehungen (z.B. MONTGOMERY & GREENBERG, 2000; MONTGOMERY et al., 2001) und (2) auf der Extraktion und Klassifikation von Landschaftselementen (u.a. WOOD & SNELL, 1960; HAMMOND, 1964a; SCHROEDER, 1995; BRABYN, 1997; MILIARESIS & ARGIALAS, 1999; YAMADA, 1999; MILIARESIS, 2001).

Die Reliefklassifikation von E. Hammond

Das dreistufige System der Reliefklassifikation von HAMMOND (1958, 1964a,b) basiert ausschließlich auf geomorphometrischen Parametern. HAMMOND klassifizierte Landschaftstypen der USA durch Anwendung eines gleitenden Fensters (s. Kapitel 3.5) auf topographischen Karten mit einem Maßstab von 1:250.000 und einem Isohypsenabstand zwischen 15,2 m (50 ft) und 61 m (200 ft) des U.S. Army Map Service. Die Wahl der Fenstergröße erfolgte pragmatisch aus der betrachteten Raumskala *'weder so klein, dass einzelne Hänge in zwei Abschnitte zerteilt und so die Bestimmung des lokalen Reliefs verfälscht wird, noch so groß, dass Gebiete mit überragender Diversität eingeschlossen werden oder das lokale Relief durch regionale Geländeneigung überprägt wird'* (HAMMOND, 1964a). Das gleitende Fenster wurde in Schritten von 9,65 km ohne Überlappung über die topographische Karte bewegt, für jede Position erfolgte die Berechnung folgender geomorphometrischer Parameter:

1. Prozentualer Anteil ebener oder leicht geneigter Bereiche (weniger als 8 % Neigung) an der Gesamtfläche innerhalb des Fensters.
2. Lokales Relief, definiert als Differenz aus maximaler Höhe und minimaler Höhe innerhalb des Fensters.
3. Profiltyp, der relative Anteil der unter 1. ausgewiesenen ebenen Bereiche an der Gesamtfläche innerhalb des Fensters, der als Hochebene oder Tiefland auftritt.

Die Berechnungsergebnisse der Parameter wurden in vier Klassen des Anteils ebener Bereiche (1), sechs Klassen des lokalen Reliefs (2) und vier Profiltypenklassen (3) gruppiert und anschließend hierarchisch zu Reliefeinheiten klassifiziert. Auf der untersten Ebene existieren 96 Subklassen des Reliefs. Sie ergeben sich aus den möglichen Kombinationen der berechneten und gruppierten Attribute. HAMMOND (1964a) weist jedoch darauf hin, dass weniger als die Hälfte dieser Typen in den USA eine nennenswerte Verbreitung erfahren. Auf der nächsten Ebene folgen 24 Reliefklassen und auf der höchsten Ebene fünf Relieftypen. Die Relieftypen der höchsten

Ebene sind (1) Ebenen (*engl.*: plains), (2) Tafelländer (*engl.*: tablelands), (3) Ebenen mit Hügeln oder Bergen (*engl.*: plains with hills or mountains), (4) Offene Hügel und Berge (*engl.*: open hills and mountains) und (5) Hügel und Berge (*engl.*: hills and mountains).

Eine erste Automatisierung der Klassifikation von HAMMOND erfolgte durch EVANS et al. (1979) unter Nutzung digitaler Höhendaten, gefolgt von L. Graff (unveröffentlichte Daten, 1991, zitiert in DIKAU et al., 1995), welche die Klassifikation in den Programmiersprachen Fortran und C implementierte. Das Ziel der Arbeiten von DIKAU et al. (1995) war nicht eine einfache Automatisierung von HAMMOND's Klassifikation, sondern der Aufbau eines automatischen Systems zur genaueren Kartierung der Relieftypen als dies mit der ursprünglichen Klassifikation möglich war. Dies wurde durch folgende Modifikationen erreicht: (1) Die Prozessierung erfolgte mittels Computer und ermöglichte so eine wesentlich schnellere Bearbeitung auch großer Gebiete als sie per Hand möglich wäre. (2) Es wurden digitale Höhenmodelle mit einer Zellengröße von 200 m anstelle topographischer Karten verwandt und (3) die berechneten Ergebnisse wurden nicht nachträglich generalisiert. Die wichtigste Veränderung ist (4) die Aufgabe der überlappungsfreien Bewegung zugunsten eines gleitenden Fensters mit unveränderter Größe, aber einer Schrittweite von 200 m. Verglichen mit der Vorgehensweise von HAMMOND führt dies zu einer Zunahme der in die Berechnung einbezogenen Datenpunkte um den Faktor 2.500. Das Ergebnis dieser Studie ist eine Relieffklassifikation des U.S.-Bundesstaates New Mexico, die im Bereich der Makro- und Mesoformen eine gute Übereinstimmung mit HAMMOND's Ergebnissen aufweist. Differenzen in der Ausweisung der Subklassen erklären sich teilweise durch Unterschiede in der Generalisierung und der veränderten Schrittweite (DIKAU et al., 1995). Abbildung 2.13 (Beilage) zeigt die von DIKAU et al. (1995) veränderte Klassifikation von HAMMOND (1964a), angewandt auf ein digitales Höhenmodell der Schweiz. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nur die höchsten Klassen der Hierarchie, die fünf Relieftypen dargestellt.

SCHROEDER (1995) implementierte eine modifizierte Version der HAMMOND-Klassifikation in das GIS GRASS und wandte diese auf Höhenmodelle mit unterschiedlichen Zellengrößen an, bis hin zu einer weltweiten Klassifikation mit dem globalen ETOPO5 (Earth Topography – 5 Minute) Datensatz. Eine weitere Modifikation stellte BRABYN (1997) für eine Anwendung der Klassifikation auf ein digitales Höhenmodell von Neuseeland vor.

Reliefanalyse auf der Makroskala

MONTGOMERY & GREENBERG (2000) passten eine Trendfläche an die Punkte höchster absoluter Höhe eines digitalen Höhenmodells der Olympic Mountains, Washington, USA, an, um die Menge des von diesen Bergketten erodierten Materials zu bestimmen. Diese konstruierte Fläche ist die digitale Entsprechung der Hüllfläche des Reliefs aus Kapitel 2.2.5. Die Auswahl der Geländepunkte auf deren Basis die Oberfläche berechnet wurde, folgte dem Ziel, ein möglichst großes Volumen zwischen der konstruierten Oberfläche und dem digitalen Höhenmodell zu erhalten. Dieses Volumen, errechnet durch die Höhendifferenz der beiden Oberflächen für jede Rasterzelle mit einer bestimmten Fläche, ist das angenommene Volumen des erodierten Materials.

MONTGOMERY et al. (2001) untersuchten den Einfluss des Regionalklimas auf die Wirkung erosiver Prozesse in den Anden. Die variabel wirkenden Prozesse finden nach MONTGOMERY et al. ihren Ausdruck in den Formeigenschaften des Reliefs, die durch geomorphometrische Parameter quantifiziert werden sollen. Die Autoren berechneten auf Basis der digitalen Höhenmodelle GTOPO30 und HYDRO1K hypsometrische Kurven, die Breite und die maximale Höhe breitenkreisparalleler Segmente der Anden, und die 'cross-range asymmetry'. Der Parameter 'cross-range asymmetry' ist definiert als das Volumen der Landmasse über Seehöhe westlich des Andenhauptkammes im Verhältnis zum Volumen der Anden beiderseits der Hauptwasserscheide innerhalb eines gegebenen Breitenkreisstreifens. Die berechneten Parameter belegen nach MONT-

GOMERY et al. (2001) eine Veränderung sowohl eines berechneten Erosionsindizes als auch der relativen Dominanz von fluvialen, glazialen und tektonischen Prozessen auf die Reliefformung. Dies deutet auf eine Korrelation des Klimaregimes mit den geomorphologischen Großformen eines Gebietes hin.

Extraktion physiographischer Einheiten

MILIARESIS & ARGIALAS (1999) und MILIARESIS (2001) extrahierten physiographische Einheiten aus dem GTOPO30 Datensatz im Bereich der Basin and Range Province, im Südwesten der USA und zwei Gebieten im Iran. Die Analyse basierte auf dem Klassifikationsschema von GRAFF & USERY (1993). Dieses Schema ist eine Methode zur automatischen Klassifikation des Reliefs in die beiden Kategorien 'mountain' (Berg) und 'non-mountain' (Nicht-Berg). Die Kategorie 'mountain' ist definiert als Gelände, das höher gelegen ist als seine Umgebung. Die Kategorie 'non-mountain' bezeichnet das den 'mountain' umgebende Terrain. MILIARESIS & ARGIALAS (1999) erweiterten das Schema von GRAFF & USERY (1993) und extrahierten 'mountains', 'basins' und 'piedmont slopes'. Diese Klassifikation erfolgt in Anlehnung an die Einteilung der USA in physiographische Einheiten von FENNEMAN (1931), nach der sich die Basin and Range Province aus eben diesen Reliefelementen zusammensetzt. Ausgehend von Startpunkten, sogenannten 'seed-points', sucht ein rekursiver Algorithmus auf dem Höhenmodell nach Nachbarzellen, die ein je nach Untersuchungsgebiet variables Hangneigungskriterium erfüllen. Diese Zellen werden als 'mountain' klassifiziert. Die Vorgehensweise wird als 'region-growing' bezeichnet, da vom Startpunkt ausgehend die Fläche der klassifizierten Pixel sukzessive wächst, bis das Klassifikationskriterium nicht mehr erfüllt ist. Die übrigen Flächen ordneten MILIARESIS & ARGIALAS (1999) der Kategorie 'piedmont-slope' zu. Nach einer zusätzlichen Bereinigung des Ergebnisses von Artefakten stimmte die Klassifikation gut mit existierenden physiographischen Karten und der visuellen Interpretation des digitalen Höhenmodells überein. In einem weiteren Schritt verfeinerten MILIARESIS (2001) diese Methode für eine geomorphometrische Kartierung des Zagros Gebirges, Iran, wiederum auf Basis des GTOPO30 Datensatzes. Die Kriterien für den 'region-growing' Algorithmus erfuhren eine Anpassung und weitere geomorphometrische Parameter (mittlere Hangneigung, hypsometrisches Integral, Fläche, mittlere Höhe) wurden berechnet. Die Abgrenzung der Reliefklassen 'mountain' und 'non-mountain' und die Einbeziehung weiterer geomorphometrischer Parameter ermöglichte die Unterscheidung von drei unterschiedlichen Reliefseinheiten auf regionaler Ebene.

Mountain Ordering

YAMADA (1999) stellte eine Methode zur geomorphometrischen Klassifikation von Bergen vor, die als 'mountain ordering' bezeichnet wird. Das Basisdatum bildet eine digitale oder analoge Isohypsenkarte. Ein Berg ist dabei definiert als eine Abfolge geschlossener Isohypsen um einen gemeinsamen Gipfel. Jeder Satz geschlossener Isohypsen repräsentiert einen Berg erster Ordnung. In Anlehnung an das System der Flussordnungen von STRAHLER (1952) bilden zwei Berge erster Ordnung, die einen gemeinsamen Satz geschlossener Isohypsen aufweisen, einen Berg zweiter Ordnung. Ein weiterer Berg erster Ordnung in geringerer Höhe macht aus dem Berg zweiter Ordnung jedoch keinen Berg dritter Ordnung. Erst ein gemeinsamer Satz geschlossener Isohypsen von zwei Bergen zweiter Ordnung konstituieren einen Berg dritter Ordnung. In einem Untersuchungsgebiet im Norden Japans fand YAMADA (1999) einen systematischen Zusammenhang zwischen Bergordnung einerseits und Höhe und Fläche der Berge andererseits, der den Gesetzen von HORTON (1945) für Flussnetze entspricht.

Zusammenfassung

Mit Ausnahme der Arbeiten von MONTGOMERY & GREENBERG (2000) und MONTGOMERY et al. (2001) definieren die vorgestellten Beispiele regionaler Reliefanalyse und -klassifikation jeweils Berge und/oder Gebirge für ihre spezifische Fragestellung. Ziel ist die Abgrenzung von einzelnen Bergen untereinander oder die Abgrenzung von Gebirgen von anderen Reliefeinheiten. Im Folgenden werden rückblickend auf die Definitionen zum Themenkomplex Berg und Hochgebirge in Kapitel 2.1 die Abgrenzungskriterien dieser Arbeiten zusammengefasst.

Die Reliefklassifikation von HAMMOND (1964a) beinhaltet auf der höchsten Hierarchiestufe den Relieftyp 'Hills and Mountains'. Innerhalb dieses Typs wird auf subordinierter Stufe die Relieffklasse 'High mountains' ausgewiesen. Sie umfasst Bereiche, die weniger als 20 % schwach geneigten Flächenanteil, ein relatives Relief von mehr als 915 m und nicht mehr als 75 % der Fläche höher als die mittlere Höhe des Gebietes aufweisen. Vor allem die Parameter relatives Relief und Hangneigung sind auch in den Gebirgsdefinitionen der Literatur in Kapitel 2.1 häufig genannt. Während ein relatives Relief von über 900 m für eine Abgrenzung des Gebirges geeignet erscheint, ist der Grenzwert der Hangneigung mit 8 %, das entspricht etwa $3,6^\circ$, recht niedrig. Die Begrenzung auf weniger als 20 % schwächer geneigte Bereiche entspricht dem Attribut des Vorhandenseins hauptsächlich geneigter Flächen aus Tabelle 2.1.

Auch die Abgrenzung von Berg und Nicht-Berg von MILIARESIS & ARGIALAS (1999) und MILIARESIS (2001) basiert auf einem Schwellenwert der Hangneigung. Für Untersuchungsgebiete in den USA und im Iran betrug der Grenzwert der Hangneigung 6° . Als Ausgangspunkte für den 'region-growing' Algorithmus der Klassifikation dienten 'seed-points' an Kulminationspunkten des Reliefs. Ihre Position ist mit dem zur Abgrenzung von Bergen verwandten Attribut der geringen Gipfelfläche vergleichbar. Die Attribute des allseitigen Abfalls und der Erhebung über die Umgebung greift YAMADA (1999) implizit auf, wenn er Berge auf Basis geschlossener Isohypsen klassifiziert.

Auch andere, hier nicht näher vorgestellte Arbeiten greifen auf in Kapitel 2.1 präsentierte Parameter zurück. So basiert beispielsweise die Klasse 'Mountains' der globalen Reliefklassifikation von MEYBECK et al. (2001) auf einer mittleren absoluten Höhe über 500 m und einem von der absoluten Höhe abhängigen relativen Relief von 20–40 m/km horizontaler Distanz. KÜHNI & PFIFFNER (2001) nutzen das relative Relief, errechnet durch die Differenz von Hüll- und Sockelfläche des Reliefs, zu einer Charakterisierung der Schweizer Alpen in Abhängigkeit von der Lithologie. Zusammenfassend ist festzustellen, dass in erster Linie die Parameter Hangneigung, mittlere absolute Höhe und relatives Relief zur Charakterisierung und Abgrenzung von Bergen und Gebirgen Anwendung finden. Andere Parameter, wie beispielsweise ein allseitiger Abfall, werden meist nur implizit angewandt.

2.3 Reliefformen des Hochgebirges

Im folgenden Kapitel werden typische Reliefformen des Hochgebirges systematisch dargestellt. Dieser Formenkatalog erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, soll aber am Beispiel des Turtmanntals, im südlichen Wallis, die wichtigsten in einem Hochgebirgstal auftretenden Reliefformen zeigen. Während in Kapitel 2.1 Kriterien zur Definition und Abgrenzung des Hochgebirges vorgestellt wurden, versteht sich dieses Kapitel als Konkretisierung des Hochgebirgsbegriffes hinsichtlich der auftretenden Reliefformen.

Das Tal wird entsprechend den Ausführungen in Kapitel 2.2.2 als verschachtelte Hierarchie von Reliefformen unterschiedlicher Größenordnung aufgefasst. Die betrachteten räumlichen Skalen umfassen die Größenordnungen Meso-B des Hochgebirgstales und die aufgesetzten und eingeschalteten Formen der Meso-A und Mikro Dimension (vgl. Tabelle 2.5 für Größenordnungstypen des Reliefs).

Neben einer textlichen Beschreibung der wichtigsten Formen und Prozesse bietet der Katalog eine zusammenfassende, stichpunktartige Aufzählung der jeweiligen Objekteigenschaften. Die Form dieser Aufzählung ist für alle Reliefformen gleich und umfasst die in Abbildung 2.14 erläuterten Bestandteile. Die angegebenen geomorphometrischen Parameter eignen sich zur Charakterisierung der jeweiligen Reliefform. Eine automatische Extraktion der Formen aus einem digitalen Höhenmodell ist damit jedoch nicht möglich, aber auch nicht Ziel der vorliegenden Arbeit. Zur Verdeutlichung sind der Beschreibung der Form in vielen Fällen Photographien eines entsprechenden Objektes beigelegt, die, soweit möglich, Beispiele aus dem Turtmanntal zeigen.

Synonym/Übersetzung: Soweit vorhanden, synonyme Bezeichnungen für die beschriebene Form, englischsprachige Bezeichnungen und Hinweise auf die Herkunftssprache der Bezeichnung.

Perzeption: Der visuelle Eindruck auf den Betrachter, ohne Interpretation zur Geomorphogenese oder Geomorphodynamik.

Attribute: Aufzählung der Formeigenschaften der betrachteten Form als Zwischenschritt nach der Perzeption, aber vor der Parametrisierung.

Nachbarschaft: Die räumliche Position der Form in der übergeordneten Reliefeinheit, die äußere Topologie, ausgedrückt durch die Nennung benachbarter Reliefformen. Das Symbol '↑' kennzeichnet die oberhalb gelegene, '↓' die unterhalb gelegene, benachbarte Reliefform. Laterale Nachbarformen sind mit einem '↔' gekennzeichnet.

Parametrisierung: Geomorphometrische Parameter und Methoden, die sich zur quantitativen Charakterisierung der Reliefform eignen.

Abbildung 2.14: Zusammenfassende Informationen über Formeigenschaften und Topologie der katalogisierten Hochgebirgsformen.

Obwohl die Bedeutung der pleistozänen Vergletscherung für die Reliefformung des Hochgebirges nicht hoch genug eingeschätzt werden kann, wird auf die Formen und Prozesse von Gletschern im Folgenden nicht näher eingegangen. Der Gletscher wird in der vorliegenden Arbeit nicht als Reliefform per se, sondern als Teil der Hydrosphäre betrachtet. Die durch die Wirkung der Gletscher entstandenen Formen bilden dagegen einen Schwerpunkt des Kataloges.

Nach einem Überblick über die besonderen Umweltbedingungen im Hochgebirge in Kapitel 2.3.1

und ihre Folgen für die Reliefformung werden in Kapitel 2.3.2 und Kapitel 2.3.3 die einzelnen Reliefformen dargestellt. Der erste Teil des Katalogs (Kapitel 2.3.2) beschreibt die Formen, aus denen das Trogtal selbst aufgebaut ist. Er orientiert sich an der Meso–B Dimension des Reliefs. In Kapitel 2.3.2 werden die subordinierten Formen der Meso–A und Mikro Dimension dargestellt. Diese sind wiederum in Formen des erodierenden Milieus, Formen des akkumulierenden Milieus und Mischformen unterteilt. Tabelle 2.8 gibt einen Überblick über die vorgestellten Reliefformen.

Tabelle 2.8: Ausgewählte Reliefformen des Hochgebirges. Der Formenkatalog unterscheidet aufbauende und subordinierte Formen. Letztere sind in Formen des erodierenden Milieus, Formen des akkumulierenden Milieus und Mischformen gegliedert.

Aufbauende Formen	Subordinierte Formen		
	Erodierendes Milieu	Akkumulierendes Milieu	Mischformen
Schliffgrenze S. 58	Talstufe S. 63	Moräne S. 75	Drumlin S. 87
Schliffbord S. 59	Gekappter Sporn S. 63	Blockgletscher S. 77	Thermokarst S. 89
Trogshulter S. 60	Bastion S. 64	Protalus Rampart S. 83	Steinstreifen S. 90
Trogkante S. 60	Nunatak S. 65	Gelifluktionslobe S. 85	Wanderblock S. 91
Troghang S. 61	Rundhöcker S. 66	Bergsturz S. 86	Gletscherschrammen S. 92
Talboden S. 61	Kar S. 67	Schutthalde S. 87	
Trogschluss S. 61	Steilwand S. 71		
Hängetal S. 62	Gerinne S. 72		
	Nivationsnische S. 73		
	Kryoplanations-terrasse S. 74		

2.3.1 Die Formung

Aufgrund verschiedener Faktoren wirken geomorphologische Prozesse im Hochgebirge mit besonderer Intensität. Eine meist junge, oft noch anhaltende tektonische Hebung, verbunden mit einer komplexen geologischen Struktur wirken zusammen mit der besonders starken Hangneigung und dem Aufragen des Hochgebirges in Bereiche mit besonderen klimatischen Eigenschaften (RATHJENS, 1982). Dies führt, verglichen mit dem Umland, zu einem gesteigerten Energie- und Materialfluss (HÖLLERMANN, 1976). Die hohen Hangneigungen bewirken eine intensive Morphodynamik und sind Ursache der Dominanz gravitativer Prozesse und deren Übergreifen aus der Hochregion in tiefere Lagen (HÖLLERMANN, 1976). Neben der Hangneigung ist die Exposition ein wichtiger die Formung beeinflussender Faktor. Strahlungsunterschiede führen zu variierenden Frostwechselhäufigkeiten, eine dauernde Abschattung begünstigt die Erhaltung der Schneedecke. Zu den formenden Eigenschaften, die ein Hochgebirge auszeichnen, gehören eine oder mehrere quartärzeitliche Vergletscherungen, die, weitgehend dem präglazialen Relief folgend, große Teile des Gebirges bis tief in die Täler glazial überprägten. Die Vergletscherung nahm ihren Ausgang in den hochgelegenen Teilen des Gebirges und überprägte das präglaziale Relief je nach

Mächtigkeit und Intensität der Vereisung. Durch die erosive Wirkung der Gletscher überwiegen hier bei weitem die Abtragungsformen gegenüber den Ablagerungsformen der Vergletscherung. Ablagerungsformen finden sich in Bereichen aus denen sich Gletscher zurückgezogen haben und in größerem Umfang vor allem an den spätglazialen Maximallagen. In höheren Lagen wurden die Ablagerungsformen oft durch einen erneuten, weiter reichenden Vorstoß der Gletscher überfahren und ausgeräumt. Aufgrund ihrer räumlichen Dominanz liegt der Schwerpunkt dieses Kataloges bei den glazialen Abtragungsformen.

Verglichen mit der Dauer der pleistozänen Vergletscherung wirken rezente Formungsmechanismen im eisfreien Bereich der Hochgebirge erst seit recht kurzer Zeit. Daher prägen auch heute noch Vorzeitformen meist pleistozäner Entstehung den Reliefcharakter des Hochgebirges. Wegen des verschachtelten, hierarchischen Aufbaus des Georeliefs besitzen diese Vorzeitformen durchaus aktualgeomorphologische Bedeutung, da sie die Rahmenbedingungen des rezenten Prozessgefüges bilden.

2.3.2 Glazial überprägtes Tal — aufbauende Formen

Das folgende Kapitel katalogisiert die aufbauenden Formen eines Hochgebirgstales. Es handelt sich um die Reliefelemente, die direkten Anteil an der Reliefform Hochgebirgstal haben. Zunächst erfolgt die Darstellung der Formeigenschaften des Gesamttales, danach die Beschreibung der einzelnen Komponenten, aus denen sich die Gesamtform konstituiert.

Formeigenschaften des glazial überprägten Tales

Die charakteristische Form des glazial überprägten Tales ist die des Trogtals, oder glazialen Trogs mit einem U-förmigen Querschnitt. Zwei steile Talwände umrahmen hier eine breite konkave Talsohle, die in der Regel durch glazifluviale Schotter und Massenbewegungen von den Talseitenwänden verfüllt ist und einen ebenen Talboden bildet. Der Trog nimmt meist nur den unteren Teil des Talquerprofils ein, nach oben schließt sich bisweilen ein durch einen deutlichen Knick abgesetzter Bereich geringerer Hangneigung, die Trogschulter, an. Trogtäler lassen sich auf Basis ihrer Beziehung zum präglazialen Relief folgendermaßen klassifizieren (LINTON, 1963):

Alpiner Typ (engl.: Alpine type): Das Trogtal ist durch die Wirkung von Talgletschern eingetieft, die aus einer Anzahl von Karen fließen und ein präglazial angelegtes Talnetz nutzen. Dieser Typ tritt meist in vergletscherten Gebirgen auf und ist typisch für die europäischen Alpen, die hier namensgebend wirken.

Isländischer Typ (engl.: Icelandic type): Die Trogtäler des isländischen Typs orientieren sich ebenfalls an einem präglazial angelegten Talnetz. Ihren Ursprung haben sie jedoch in einer Eiskappe, einem Plateaugletscher oder einer Inlandeismasse. Die Ausgangsform ist ein Plateau mit einem geringeren relativen Relief als es Hochgebirge aufweisen. Die Wirkung der Gletscher zerschneidet das Plateau von den Rändern her.

Zusammengesetzter Typ (engl.: Composite type): Die Trogtäler des zusammengesetzten Typs orientieren sich im Gegensatz zum alpinen und isländischen Typ nur begrenzt an vorgegebenen Talstrukturen. Neben der Nutzung vorgegebener Strukturen werden bei diesem Typ neue Täler und Talabschnitte angelegt und Pässe überflossen. Der zusammengesetzte Typ ist je nach Art und Auftreten von Transfluenzen und Diffluenzen weiter unterteilt in (a) Einfache Diffluenz (engl.: simple diffluence), (b) Mehrfache Diffluenz (engl.: multiple diffluence), (c) Einfache Transfluenz (engl.: simple transfluence), (d) Mehrfache Transfluenz (engl.: multiple transfluence), (e) Radiale Aufteilung (engl.: radiative dispersal systems).

Inverser Typ (engl.: inverse type, intrusive type): Auch hier wird ein präglazial angelegtes Tal genutzt. Die Fließrichtung des Gletschers entspricht jedoch nicht der Gefällsrichtung des Tales. Der Gletscher dringt an der präglazialen Mündung des Tales ein und wirkt talaufwärts.

Der Querschnitt eines glazigenen Trogtals hat meist die Form eines 'U' oder eines abgerundeten 'V', dessen Steilheit und Abrundungsgrad von zahlreichen Faktoren beeinflusst wird (Abbildung 2.15). Unter anderem sind dies die Zeit und Intensität der glazialen Überprägung, die Form des präglazial existierenden Tales sowie Geologie und Lithologie des Untergrundes. Doch nicht jedes glazial überprägte Tal wird zwangsläufig zum Trog umgeformt. Dazu bedarf es neben einer gewissen Eismächtigkeit auch einer bestimmten Dauer der Vergletscherung. Erst wenn die Seitenerosion über den Schurf an der Gletscherunterseite dominiert, entsteht das typische U-förmige Querprofil (KUHLE, 1991). Bewegt sich ein Gletscher durch ein V-förmiges Tal,



Abbildung 2.15: Talform des Turtmanntales. Die glaziale Überprägung während des Pleistozäns führte nicht zur Bildung eines klassischen Trogtals. Blick von der ostexponierten Talseite nach NNE.

führt der größere Widerstand im engen Talgrund zu geringerer Fließgeschwindigkeit des Gletschers. Nimmt die Erosion bei zunehmender Geschwindigkeit im basalen Bereich zu, so wirkt sie verstärkt auf die Seiten des V-förmigen Tales und formt diese um (EVANS, 1997). Der laterale Schurf führt zu dem, verglichen mit einem fluvial geprägten Tal, größeren Querschnitt des glazigenen Tals. Der glaziale Trog bildet damit das 'Bett' des Gletschers. Die Talseiten können analog als 'Ufer' des Gletschers betrachtet werden und sind daher nicht mit den Talseitenhängen eines fluvial geprägten Tales vergleichbar (DAVIES, 1969; EVANS, 1997). Die Tröge sind als Paläogletscherbett anzusehen und sollten daher mit Flussbetten verglichen werden, nicht mit fluvial geprägten Tälern (PHILIPPSON, 1924). Die geringere Fließgeschwindigkeit eines Gletschers führt, verglichen mit Flüssen, zur Ausbildung viel tieferer und breiterer Fließgerinne, die erhebliche Teile der glazial überprägten Landschaft ausmachen.

Die heutige Gestalt des Trogtales ist nicht nur Folge der glazialen Überprägung. Seit dem Rückschmelzen des Eises wirken erodierende und akkumulierende Prozesse auf den Talseitenhängen. Gerinne aus den Hängetälchen sowie Lawinen, Muren, Bergstürze und andere Massenbewegungen modifizieren die Form des Talquerschnitts in unterschiedlichem Maße. Am Talboden bilden diese Prozesse die entsprechenden Ablagerungsformen in Form von Schuttfächern und -kegeln. Den heutigen Talboden bedecken teilweise mächtige Ablagerungen aus Moränenmaterial. Seit dem Rückzug des Gletschers wird der Talboden fluvial überformt.

Das Längsprofil eines glazial überprägten Tales ähnelt dem eines fluvial geformten Tales. Es weist jedoch oft eine noch ausgeprägtere konkave Form als dieses auf. Bereiche nahe dem Trogschluss sind tendenziell steiler als der Talschluss fluvialer Prägung, Bereiche nahe der Mündung flacher als bei fluvial geformten Tälern (EVANS, 1997). Grund hierfür ist das hohe Erosionspotenzial der Gletscher. Es ermöglicht eine, verglichen mit Flüssen, raschere Tieferlegung des Talbodens. Ein diagnostisches Merkmal des Längsprofils glazial überprägter Täler sind Talstufen, Riegel und teilweise von Seen erfüllte, übertiefte Wannen im Talverlauf. Diese Wannen entstehen meist an Konfluenzen, an Stellen, an denen sich zwei Gletscher vereinigen und gemeinsam ein größeres Erosionspotenzial aufweisen. Dies ist häufig beim Einmünden eines Gletschers aus einem Seitental in das Haupttal der Fall. Längsprofile glazialer Tröge weisen im allgemeinen eine geringere Sinuosität als Flusstäler auf. Die Seitenerosion des Gletschers führt zu einer 'Begradigung' des Talverlaufs und hinterlässt an den Talseiten sogenannte gekappte Sporne.

Synonym/Übersetzung: Trogtal, U-Tal, *engl.:* glacial trough.

Perzeption: Tal mit gerundetem, bisweilen U-förmigem Querschnitt. Steile Talflanken, wenig geneigter Talboden, meist mit Wasser führendem Gerinne.

Attribute: Transportbahnen, Kegel und Fächer gliedern die steilen Talseitenhänge, konkaves Tal-längsprofil.

Nachbarschaft: ↑Grat, ↑Wasserscheide, ↑Pass.

Parametrisierung: Hydrologisches Einzugsgebiet, Hangneigung, Wölbung, Hypsometrie, Klimometrie.

Reliefkomponenten des glazial überprägten Tales

Abbildung 2.16 zeigt den idealisierten Querschnitt eines Trogtales mit den Bezeichnungen der einzelnen Reliefelemente. Die in der Abbildung rechte Talseite stellt die Situation mit eingeschalteter Trogschulter und darüber liegendem Schlibbord dar. Die linke Talseite zeigt den häufigeren Fall des Trogtales ohne ausgeprägte Verflachung der Trogschulter. Diese Reliefelemente werden in den folgenden Abschnitten beschrieben. Es ist zu beachten, dass nicht alle in Abbildung 2.16 dargestellten Komponenten immer in einem glazial geprägten Tal auftreten müssen.

Obwohl in zahlreichen Abbildungen einschlägiger Lehrbücher ein glaziales Trogtal stets mit ausgeprägten Trogschultern dargestellt wird, ist dieser Fall nach LOUIS & FISCHER (1979) und HEUBERGER (1994) in der Realität eher die Ausnahme. Anstelle der Trogschulter tritt in den meisten Fällen das Schlibbord mit weniger großem Hangneigungsunterschied zum eigentlichen Trog. Ist eine Trogschulter vorhanden, schließt sich oberhalb meist noch ein kleineres Schlibbord an. Abbildung 2.17 zeigt den westexponierten Talseitenhang des Turtmanntales zwischen Grüobtälli und Hungerlitälli mit Bezeichnung der auftretenden Reliefkomponenten. Die Form entspricht nicht dem klassischen Modell eines Trogtales, die Trogschulter ist kaum ausgebildet

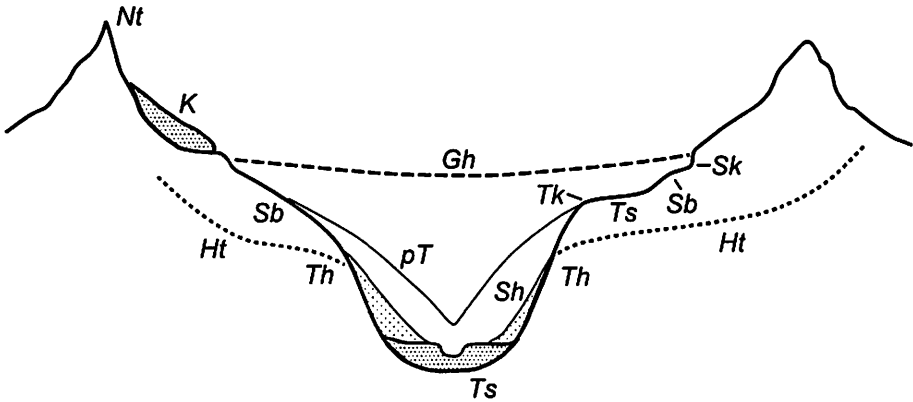


Abbildung 2.16: Schematisches Querprofil eines Trogtales. *Nt* Nunatak, *K* Kar mit Kargletscher, *Sk* Schliffkehle, *Sb* Schliffbord, *Ts* Trogschulter, *Tk* Trogkante, *Th* Troghang, *Sh* Schutthalden, *Ht* Hängetal, *Ts* Trogsohle mit fluvialen Ablagerungen, *Gh* Gletscheroberfläche zum Gletscherhöchststand, *pT* möglicher präglazialer Talquerschnitt (verändert, nach LOUIS & FISCHER, 1979; RATHJENS, 1982; WILHELMY, 1992; LESER, 1995).

und weist keinen starken Hangneigungsunterschied zum Troghang auf. Dennoch sind die Formen von Talsohle, Troghang, Trogschulter, Schliffbord und Schliffkehle gut erkennbar.

Zur Terminologie

In der angelsächsischen Literatur werden die Begriffe Trogkante, Schliffbord und Schliffkehle nicht verwandt, meist wird dieser Bereich undifferenziert als 'trim line' bezeichnet. Doch auch die Definition des Begriffs variiert. So definiert HAMBREY (1994) die 'trim line' als eine schwach vegetationsbedeckte Zone zwischen dem heutigen Gletscherstand und dem Stand der kleinen Eiszeit. Schon die Bezeichnung einer Zone mit dem Begriff 'line' erscheint fraglich. SELBY (1985) definiert 'trimline', hier in einem Wort geschrieben, als Grenze des glazial geformten U-förmigen Talbereichs zu den höher gelegenen Bereichen, in denen andere Prozesse dominieren. Der Begriff 'trimline' wird hier also zur Begrenzung von Prozessbereichen verwandt. Aufgrund dieser terminologischen Situation fehlen für einige der im Folgenden dargestellten Komponenten des Trogtales die englischsprachigen Bezeichnungen.

Schliffgrenze & Schliffkehle

Die Schliffgrenze kennzeichnet die obere Grenze der pleistozänen Vereisung und damit der glazialen Überprägung des Tals. Unterhalb liegt der Wirkungsbereich des Gletschers. Bereiche oberhalb der Schliffgrenze sind von der Einwirkung des Gletschers frei geblieben und weisen in der Regel eine rauere Oberfläche auf. Die Schliffgrenze ist durch die Seitenerosion des Gletschers oft in Form einer Hohlkehle, der Schliffkehle, ausgebildet. Die Lage der Schliffkehle im Turtmanntal ist in Abbildung 2.17 dargestellt. Bisweilen sind auch Schliffkehlen innerhalb der Trogschulter erkennbar. Sie weisen auf niedrigere Gletscherstände hin, die zeitlich nach der Ausbildung der Trogschulter zu einer Einschneidung führten (PHILIPPSON, 1924).

Synonym/Übersetzung: engl.: trim line, trimline.

Perzeption: Obergrenze der ehemaligen Vereisung im Trogtal, eventuell mit Hohlkehle.

Attribute: Stark vertikal konkav bei Ausbildung der Schriffkehle.

Nachbarschaft: ↑Nunatak, ↓Schliffbord.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Formelemente, Rauigkeit.

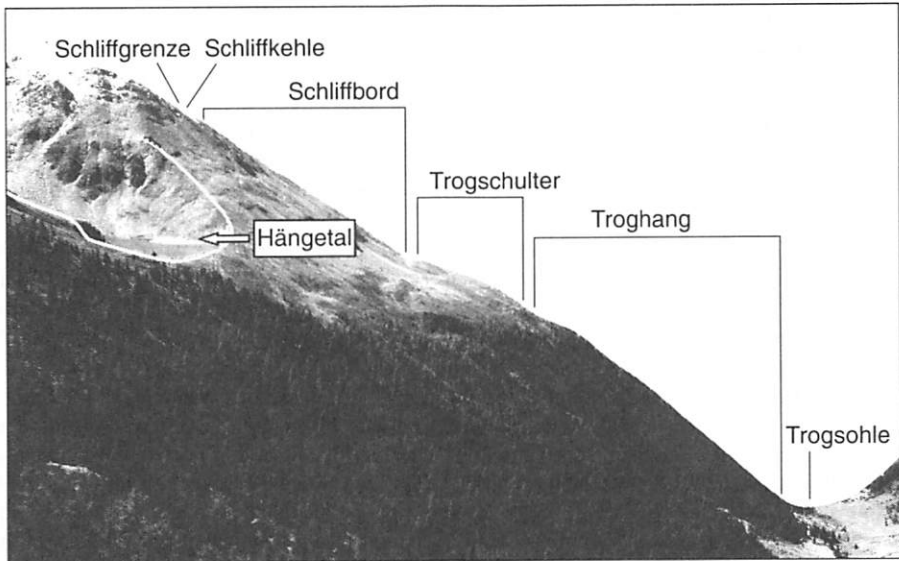


Abbildung 2.17: Talform der westexponierten Seite des Turtmanntales zwischen Grüobtälli und Hungerlitälli mit Bezeichnung der Reliefkomponenten. Nicht alle Komponenten eines klassischen Trogtales sind deutlich ausgeprägt.

Schliffbord

Das Schliffbord bezeichnet einen Bereich oberhalb des eigentlichen Troges, der Zeichen einer glazialen Überprägung aufweist. Oberhalb schließt sich die Schliffgrenze an. Das Schliffbord ist gegenüber dem Troghang durch eine Abnahme der Hangneigung gekennzeichnet. Die schwächere Hangneigung ist möglicherweise Folge der abnehmenden Erosionskraft des Gletschers aufgrund der geringeren Mächtigkeit in diesem Bereich. Auch die — verglichen mit dem zentralen Teil des Troges — kürzere Dauer der Vergletscherung im Bereich des Schliffbordes könnte die schwächere Hangneigung bewirkt haben (LOUIS & FISCHER, 1979). In alpinen Trogtälern ist nach LOUIS & FISCHER (1979) das Auftreten eines Schliffbordes anstelle einer ausgeprägten Trogschulter die Regel. Die Lage des Schliffbordes im Turtmanntal ist in Abbildung 2.17 dargestellt.

Synonym/Übersetzung: —

Perzeption: Glazial überprägter Bereich zwischen Troghang oder Trogschulter und Schliffgrenze.

Attribute: Mäßig starke Hangneigung, horizontal gestreckt.

Nachbarschaft: ↑Schliffgrenze, ↓Trogschulter, ↓Troghang.

Parametrisierung: Neigung, Vertikalwölbung, Rauigkeit.

Trogschulter

Oberhalb des steilen Troges glazigen überprägter Täler befindet sich eine mehr oder weniger talparallel verlaufende Hangverflachung. Ist dieser schwächer geneigte Bereich oberhalb des eigentlichen Troges deutlich ausgebildet, wird er als Trogschulter bezeichnet. In den Alpen befinden sich auf dieser Verflachung meist die Almen und Sennhütten. Auch im Turtmantal sind die hier Stafel genannten Hütten auf der Trogschulter lokalisiert.

Die Neigung der Trogschulter kann die Hangneigung des präglazialen Talseitenhanges repräsentieren, falls sie nicht durch glaziale Erosion übersteilt wurde. Nach dieser Sichtweise markiert die Lage der Trogschulter die größte laterale Ausdehnung des Gletschers. Auf der unvergletschert gebliebenen Trogschulter haben aber auch periglaziale Prozesse wie Nivation und Gelifluktion gewirkt, während der eigentliche Trog mit Eis gefüllt war. Dies führte zu einer weiteren Verflachung der Trogschulter und zur Verstärkung des Neigungsunterschiedes zwischen ihr und dem Troghang.

Da auf der Trogschulter bisweilen Kare anzutreffen sind, vertraten frühe Arbeiten die Ansicht, die Trogschulter sei das Produkt sich lateral verschneidender Karvergletscherung. Heute wird die Karbildung in dieser Position jedoch als Folgeerscheinung der geringen Hangneigung betrachtet. Die Kare auf Trogschultern sind danach Folge der bevorzugten Schneeakkumulation auf der schwächer geneigten Trogschulter.

Auch die Entwicklung der Trogschulter bei fehlender Vergletscherung während der Interglazialen erscheint möglich. Massenbewegungen in der Periglazialzone führten zu einer Abnahme der Hangneigung an den Talseitenhängen des Tales. Die Trogkante markiert nach dieser Vorstellung die Untergrenze des Auftretens periglazialer Prozesse zu diesem Zeitabschnitt (DAVIES, 1969). Das Auftreten einer deutlich ausgeprägten Trogschulter ist jedoch, ungeachtet zahlreicher Lehrbuchabbildungen, in alpinen Tälern eher eine Ausnahme. Oft tritt im Tal das Schlibbord an ihre Stelle. Ist eine Trogschulter ausgebildet, nimmt diese einen Teil der Position des Schlibbordes ein. Oberhalb der Trogschulter folgt dann ein kleineres Schlibbord, darüber die Schlibbfgrenze.

Synonym/Übersetzung: engl.: shoulder of trough.

Perzeption: Talparallel verlaufende Hangverflachung, weniger stark geneigter Bereich oberhalb des Troghanges und unterhalb des Schlibbordes oder der Schlibbkehle.

Attribute: Schwach geneigt, vertikal gestreckt.

Nachbarschaft: ↑Schlibbord, ↑Schlibbfgrenze, ↓Trogkante.

Parametrisierung: Hangneigung, Vertikalwölbung.

Trogkante

Die Trogkante ist der Übergang von der Verflachung der Trogschulter oder des Schlibbordes zum oberen Ende des eigentlichen Troges. Sie ist meist durch eine stark vertikal konvexe Wölbung gekennzeichnet. Bei fehlender Trogschulter ist sie jedoch nur schwer zu lokalisieren, da der Neigungsunterschied vom Trog zum Schlibbord keine sehr hohen Werte aufweist.

Synonym/Übersetzung: —

Perzeption: Übergang von der schwächer geneigten Trogschulter oder vom Schlibbord zum stärker geneigten Troghang.

Attribute: Stark vertikal konvex, linienhaftes Reliefelement.

Nachbarschaft: ↑Schlibbord, ↑Trogschulter, ↓Troghang.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Formelemente.

Troghang

Der Troghang bezeichnet den tatsächlichen Talseitenhang des Trogtales zwischen der Hangneigungsunstetigkeit der Trogkante am oberen und dem Hangfußknick zum Talboden auf der unteren Seite. Der Troghang weist beim klassischen Trogtal wegen der Lateralerosion des Gletschers eine sehr hohe Hangneigung auf. Seine Form ist postglazial durch Gerinne, Massenbewegungen und Schuttakkumulationen modifiziert. Eine weniger intensive glaziale Überprägung führt aufgrund der reduzierten Übertiefung des Tales zu schwächer geneigten Troghängen. Die Lage der Troghänge im Turtmantal ist in Abbildung 2.17 dargestellt.

Synonym/Übersetzung: Trogwand.

Perzeption: Stark geneigter Hang des Trogtales, mit Gerinnen verschiedener Genese und Schuttakkumulationen.

Attribute: Vertikal gestreckt, horizontal gestreckt, durch Gerinne und Schuttakkumulationen gegliedert.

Nachbarschaft: ↑Trogkante, ↓Talboden.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Hangneigung, Formelemente.

Talboden

Der heutige Talboden des Trogtales entspricht nicht dem vom Gletscher geformten Talgrund. Massenbewegungen vom Talseitenhang, Stoffflüsse aus den Seitentälern und Material, das der zurückschmelzende Gletscher selbst abgelagert hat, bedecken den Talboden. Dazu kommt fluvial abgelagertes Material. Die Sedimentfüllung kann erhebliche Mächtigkeiten erreichen, die mitunter als Flussterrassen ausgebildet sind.

Synonym/Übersetzung: Trogsohle, *engl.:* valley floor.

Perzeption: Ebener Talboden des Trogtales eventuell mit Gerinne, Flussterrassen und Ablagerungen glazialer, glazifluvialer, fluvialer und gravitativer Prozesse.

Attribute: Vertikal gestreckt, horizontal gestreckt, eventuell Gerinne, schwach geneigt.

Nachbarschaft: ↑Auf beiden Seiten vom Troghang begrenzt, ↑Talschluss, ↓Mündung des Tales.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Hangneigung, Formelemente.

Trogschluss

Der Trogschluss bezeichnet den glazial überformten Talschluss des Trogtales. Er kann die Form einer mehrere hundert Meter hohen Felsstufe annehmen, der den eigentlichen Trog von den dahinter liegenden Graten abgrenzt (LOUIS & FISCHER, 1979). Nach SUGDEN & JOHN (1976) markiert die Felsstufe des Trogschlusses den Beginn des durch die Talform vorgegebenen gerichteten Fließens des Gletschers. Damit geht eine Zunahme der Geschwindigkeit und damit der Erosionsleistung des Gletschers einher (SUGDEN & JOHN, 1976), die zu einer Übertiefung unterhalb der Stufe führt.

Synonym/Übersetzung: *engl.:* trough-head, trough-end.

Perzeption: Hohe Felsstufe am Talschluss eines glazigenen Trogtales.

Attribute: Vertikal konkav, horizontal konkav.

Nachbarschaft: ↑Nunataks, ↓in Gefällsrichtung Trog.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Formelemente.

Hängetal

In präglazialen Tälern fluvialer Prägung mündeten Seitentäler überwiegend gleichsohlig in das Haupttal ein. Aufgrund der stärkeren erosiven Leistung des Haupttalgletschers liegt der Talboden des Haupttales nach Abschmelzen des Eises tiefer als die Talböden der tributären Seitentäler, in denen weniger mächtige Gletscher wirkten. Diese Seitentäler mündeten heute als Hängetäler ins Haupttal (Abbildung 2.18). Das tributäre Gerinne des Seitentals mündet bisweilen durch eine Klamm oder über einen Wasserfall in das Haupttal (DONGUS, 1984).



Abbildung 2.18: Das Hängetal Meidtälli auf der nach Osten exponierten Seite des Turtmanntals. Durch die stärkere Tiefenerosion des pleistozänen Gletschers im Haupttal mündet das Meidtälli nicht gleichsohlig ins Turtmanntal.

Eine weitere Ursache für die Ausbildung von Hängetälern ist die Abtragung des Mündungsgebietes des Seitentales durch die Seitenerosion des Gletschers im Haupttal. Eine Vergletscherung des Hängetälchens ist also nicht zwingend notwendig. Die Ausbildung einer nicht gleichsohligigen Mündung eines tributären Gerinnes kann auch in nicht glazial überprägten Bereichen, etwa aufgrund geologischer Disposition, auftreten. Sie kann daher nicht als zweifelsfreies Kriterium für eine ehemalige Vergletscherung herangezogen werden (DAVIES, 1969).

Synonym/Übersetzung: engl.: hanging valley.

Perzeption: Seitental, das nicht gleichsohlig in das Haupttal mündet und mit diesem durch eine Klamm oder einen Wasserfall verbunden sein kann.

Attribute: Begrenzung durch teils scharfe Grate, hohe Reliefvariabilität.

Nachbarschaft: ↓Troghang, ⇔Gekappter Sporn (s. S. 63).

Parametrisierung: Hydrologisches Einzugsgebiet, Hypsometrie, Klinometrie.

2.3.3 Glazial überprägtes Tal — subordinierte Formen

Nach der Beschreibung von Reliefformen, die bei entsprechender Kombination die Reliefform Hochgebirgstal konstituieren, folgt nun die Darstellung der auf subordinierter räumlicher Skala angesiedelten Reliefeinheiten. Es handelt sich um Formen, die der übergeordneten Reliefform Hochgebirgstal eingeschaltet beziehungsweise aufgesetzt sind (s. Kapitel 2.2 zur hierarchischen Struktur des Georeliefs). Der Katalog unterscheidet Reliefformen des erodierenden Milieus, Reliefformen des akkumulierenden Milieus und Mischformen.

Formen des erodierenden Milieus

Die Formen des erodierenden Milieus entstehen durch Erosion und Austrag von Material in unterschiedlichen Prozessbereichen. Es handelt sich in den meisten Fällen um Formen im Festgestein; viele haben ihren Ursprung in der glazialen Überprägung des Gebietes.

Talstufe & Felsriegel

Talstufen sind ausgeprägte, steile Gefällsbrüche unterschiedlicher Genese im Längsprofil von Trogtälern. So führt beispielsweise die Konfluenz zweier Talgletscher durch die vergrößerte Erosionsleistung zu einer Übertiefung des Talbodens und der Ausbildung einer Konfluenzstufe. Auch lithologische Unterschiede im Trog können zu Talstufen führen, wenn auf ein morphologisch härteres Gestein talabwärts ein weicheres folgt. Diese Stufen sind oft schon präglazialen Ursprungs und werden durch die Erosionsleistung des Gletschers lediglich akzentuiert (AHNERT, 1996). Viele Talstufen bestehen nicht nur aus einer abschnittswisen Zunahme der Hangneigung, sondern weisen talabwärts der Versteilung eine Übertiefung auf. Quer zum Talverlauf orientierte Felsriegel entstehen durch glaziale Übertiefung oberhalb und unterhalb ihrer Position. Es handelt sich um Bereiche, in denen der Gletscher nur schwach erodierte. Grund hierfür kann ein Bereich besonderer morphologischer Härte des Gesteinsuntergrundes sein, eine Bedingung für die Bildung eines Riegels ist das jedoch nicht. Abbildung 2.19 zeigt mehrere, durch Riegel aus Anstehendem begrenzte Talstufen im Meretschitalli. Das Auftreten von Seen zeigt eine Übertiefung des Bereichs unterhalb der Riegel an. Eine Übersicht über Forschungsarbeiten zu Themenbereich Talstufen und Felsriegel seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts bieten LOUIS & FISCHER (1979).

Synonym/Übersetzung: engl.: valley step, riegel, frz.: verrous.

Perzeption: Gefällsbrüche und übertiefte Bereiche im Längsprofil eines Trogtals.

Attribute: Neigungsunstetigkeit, Inflexionen der Vertikalwölbung.

Nachbarschaft: ↑Troghang, ⇔Talboden.

Parametrisierung: Hangneigung, Vertikalwölbung, Formelemente.

Gekappter Sporn

Münden benachbarte Seitentälchen im fluvial geprägten Relief in einen gemeinsamen Vorfluter, entsteht zwischen diesen Mündungsbereichen ein mehr oder weniger deutlich ausgeprägter Sporn. Die Seitenerosion eines Gletschers führt bei der Überprägung eines präglazial angelegten Tales und entsprechender Eismächtigkeit zur Kappung der Sporne. Dieser Effekt wird durch die abnehmende Sinuosität des Tales als Folge der Vergletscherung noch verstärkt (DAVIES, 1969). Gekappte Sporne tragen durch ihre dreieckige oder trapezoide Form wesentlich zum visuellen Eindruck der Trogform eines Tales bei.

Synonym/Übersetzung: Zwischentalhang, engl.: truncated spur.

Perzeption: Dreieckig nach oben zulaufende Hangflächen zwischen zwei Seitentalmündungen.



Abbildung 2.19: Talstufen und Riegel im Meretschitalli. Die Seen zeigen eine Übertiefung des Bereichs unterhalb der Riegel an.

Attribute: Vertikal gestreckt, horizontal gestreckt.

Nachbarschaft: ↓Troghang, ↔Talausgang Seitentäler.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung.

Bastion

Sind die Gletscher tributärer Seitentäler mächtig genug, um den Hauptgletscher bei der Konfluenz in Richtung der gegenüberliegenden Talseite zu drücken, findet am Zwischentalhang der Seitentäler nur eingeschränkte Seitenerosion statt. Dies ermöglicht die Entstehung von Spornen, die ungewöhnlich weit in das Haupttal hineinragen und in Anlehnung an die bekannten Wehrbauten als Bastion bezeichnet werden (DAVIES, 1969).

Synonym/Übersetzung: engl.: bastion.

Perzeption: Spornförmige Ausbuchtung zwischen benachbarten Seitentalmündungen.

Attribute: Horizontal konvex, vertikal konvex.

Nachbarschaft: ↔Talausgang Seitentäler, ↓Troghang.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung.

Nunatak

Berggipfel, die auch während der Vergletscherung über das Eis hinausragten, weisen eine steile schroffe Gestalt auf. Bei vom Gletscher überflossenen Gipfeln dominieren durch glaziale Erosion abgerundete Formen. Auch über den Gletscher reichende Gipfel wurden an ihren Flanken vom fließenden Eis erodiert, waren ansonsten aber ausschließlich den Kräften der Verwitterung ausgesetzt. Nach einem Begriff aus der Inuit-Sprache werden solche Berggipfel als Nunatak (plural: Nunatakker oder Nunataks) bezeichnet. Im Turtmantal ist wahrscheinlich das Meidhorn (Abbildung 2.20) ein Beispiel für einen Nunatak.



Abbildung 2.20: Das Meidhorn war nicht vom Turtmangletscher überflossen und konnte so seine möglicherweise durch Karzerschneidung (s. S. 67) gebildete, schroffe Form erhalten. Begünstigend für die Erhaltung der Steilheit wirkt auch der harte Dolomit, aus dem das Meidhorn besteht.

Synonym/Übersetzung: engl.: nunatak.

Perzeption: Schroffe Bergspitzen.

Attribute: Gipfel, hohe Rauigkeit, hohe Hangneigung.

Nachbarschaft: ↓Schliffgrenze, ↓Schliffbord.

Parametrisierung: Rauigkeit, relatives Relief, Hangneigung.

Rundhöcker

Rundhöcker sind rückenförmige, im Längsprofil asymmetrische, durch fließendes Eis geformte Buckel aus Anstehendem. Sie besitzen eine flache, durch Deterision gerundete Luvseite und eine durch Detraktion, Abbrüche und Abrisse versteilte, von Klufflächen begrenzte Leeseite (Abbildung 2.21 & Abbildung 2.22). Rundhöcker treten mitunter in Schwärmen oder Feldern auf. Aus ihrer Ausrichtung und der asymmetrischen Form kann auf die ehemalige Fließrichtung des Gletschers geschlossen werden. Ihre Länge variiert von wenigen Metern bis zu mehreren hundert Metern (HAMBREY, 1994).

Synonym/Übersetzung: engl.: whale back, frz.: roche moutonnée.

Perzeption: Asymmetrische Felsbuckel mit stromlinienförmig gerundeter, abgeflachter Stoßseite und kantiger, von Klufflächen begrenzter Leeseite (AHNERT, 1996).

Attribute: Konvex gewölbt in Längs- und Querrichtung, asymmetrisches Längsprofil.

Nachbarschaft: ⇔ Talboden.

Parametrisierung: Wölbung, Formelemente.

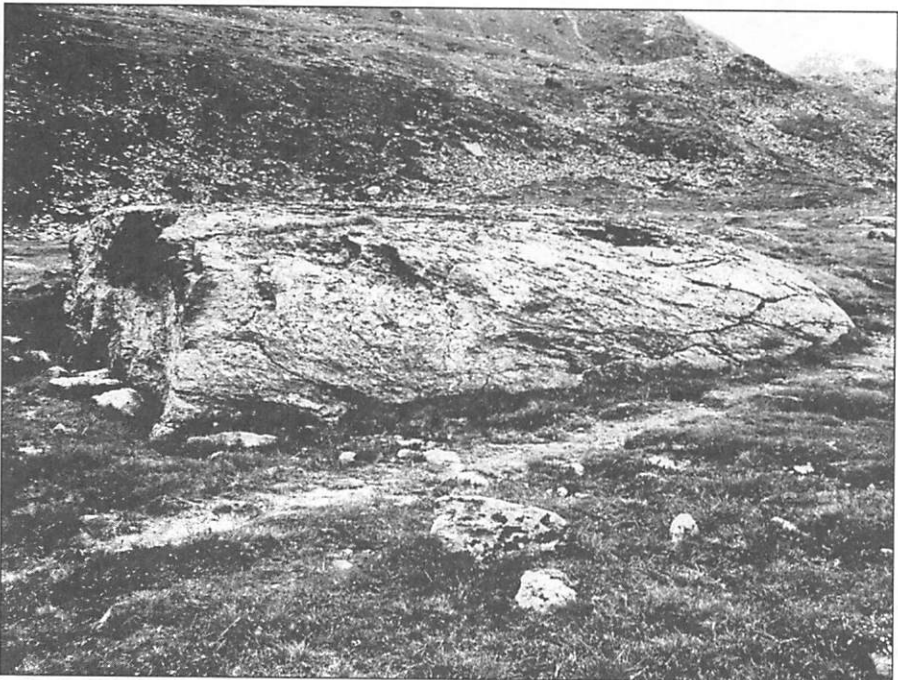


Abbildung 2.21: Kleiner Rundhöcker im Grüobtälli. Sehr schön sind die flache Luvseite (rechts) und die steile Leeseite zu sehen, die einen Rückschluss auf die ehemalige Fließrichtung des Gletschers zulassen. Die Länge dieses Rundhöckers beträgt etwa 4 m, seine Höhe am leeseitigen Ende ca. 1 m.



Abbildung 2.22: Großer Rundhöcker im Pipjitälli. Auf der Aufnahme ist nur die durch Detraktion geformte, steile Leeseite und ein Teil der Oberseite des Rundhöckers zu sehen. Die Luvseite liegt außerhalb des rechten Bildrandes. Die Höhe des Rundhöckers beträgt auf der Leeseite etwa 15 m, die Längserstreckung ist schwer abschätzbar, da die Form auf der Luvseite von einem Schuttschleier bedeckt ist.

Kar

Ein Kar hat die Form einer lehnsesselförmigen Vertiefung im Anstehenden. Es ist hangabwärts geöffnet und hangaufwärts durch eine freie Felsfläche begrenzt, die sich bogenförmig um einen schwach geneigten Bereich legt. Der schwach geneigte Karboden ist durch einen Kargletscher wannenförmig ausgeschliffen und wird in vielen Fällen nach unten von einer Karschwelle aus Anstehendem begrenzt. Sie kann von Lockermaterial bedeckt sein. Enthält das Kar keinen Gletscher mehr, wird der durch Glazialerosion übertiefte Karboden bisweilen von einem Karsee eingenommen. Andernfalls kann der Karboden von Resten kuppiger Grundmoräne des Kargletschers bedeckt sein. Um der Definition eines Kares zu genügen, sollte ein Teil der rückwärtigen Steilwand eine Neigung von über 35° erreichen, der Karboden sollte nicht stärker als 20° geneigt sein (EVANS, 1977). Abbildung 2.23 zeigt das schematische Längsprofil eines Kares mit Kargletscher. Das Längsprofil des Kares weist unterhalb der freien Felsfläche zunächst einen leichten Hangknick zu einem noch steiler geneigten Bereich, der Karrückwand, auf. Dieser Knick wird als Schrundlinie bezeichnet. Die 'Randkluff' ist eine Lücke, die sich durch Bewegung des Kargletschers zwischen dem Festgestein der Karrückwand und dem Kargletscher bildet. Der Bergschrund hingegen bezeichnet eine Lücke zwischen einem Teil des Kargletschers, der sich hangabwärts bewegt und einem an der Karrückwand festgefrorenen Teil des Kargletschers.

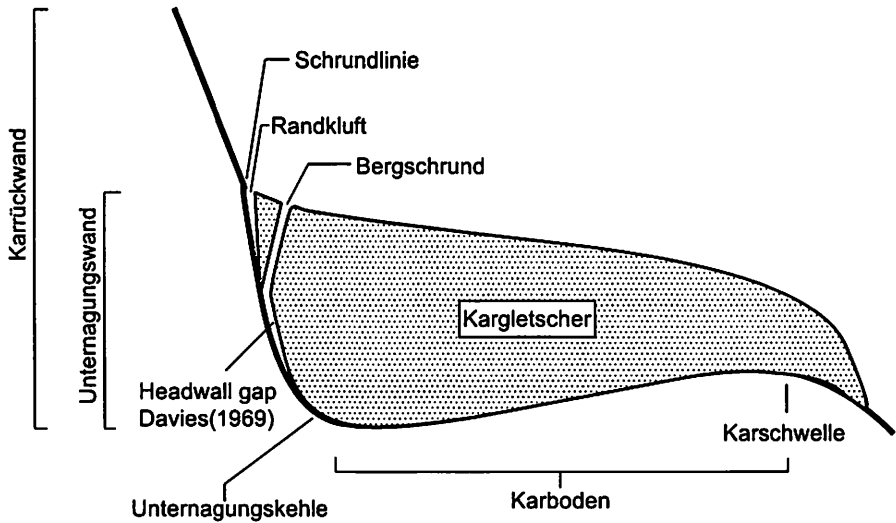


Abbildung 2.23: Schematisches Längsprofil eines Kares mit Kargletscher und Bezeichnung seiner Komponenten.

Kargenese

Generell entstehen Kare aus initialen Mulden im Berghang. Oft, aber nicht immer, haben Kare ihren Ursprung in Nivationsnischen, aber auch durch fluviale Erosion oder Massenbewegungen entstandene Mulden bilden Ausgangspunkte für die Karbildung. Die eigentliche Formung des Kares beginnt, wenn sich in der Mulde Gletschereis bildet. Dies geschieht, wenn die Mulde eine gewisse Größe erreicht hat und die akkumulierte Eismenge mächtig genug ist, um unter gegebenen Neigungsverhältnissen interne Deformation und basales Gleiten des Eises zu ermöglichen. Die Wirkung des Gletschers vergrößert das Kar durch Detersion und Detraktion. Die höchste Abtragsleistung erreicht der temperierte Kargletscher im Bereich seiner größten Mächtigkeit. Dies kann zur Übertiefung des Karbodens in diesem Bereich führen.

Die Karrückwand wird hauptsächlich durch mechanische Verwitterung und gravitative Massenbewegungen zurückverlegt und liefert Material auf die Gletscheroberfläche. Am Übergang vom Kargletscher zur Karrückwand wirken verschiedene Prozesse. Die früher angenommene besonders intensive Verwitterung im Bereich der Randkluff, bedingt durch Schwarz-Weiß Verwitterung, häufige Frostwechsel und das Vorhandensein von Schmelzwasser, konnte durch Messungen nicht bestätigt werden (GARDNER, 1987).

Zahlreiche Autoren haben Kare anhand ihrer Form oder Genese klassifiziert (u.a. DAVIES, 1969; EVANS & COX, 1974; TRENHAILE, 1976; LOUIS & FISCHER, 1979; BENN & EVANS, 1998). DAVIES (1969) schlug die einfache Unterteilung in (1) 'valley-head cirques' und (2) 'hanging cirques' vor. Während valley-head cirques ehemalige präglaziale Talenden besetzen und so einen direkten Zusammenhang zum präglazialen Relief aufweisen, treten hanging cirques unabhängig vom ehemaligen fluvialen System in verschiedenen Lagen an Berghängen auf. EVANS (1969) wies dieses Klassifikationskriterium mit der Begründung zurück, alle Kare wirkten abflusskonzentrierend und bildeten so in gewisser Weise Talenden. Er bevorzugte eine Unterscheidung auf Basis der Karform in geschlossene (*engl.*: closed cirques) und offene Kare (*engl.*: open cirques). Geschlossene Kare haben einen übertiefen Karboden, treten in Bereichen marginaler Vergletscherung auf und dominieren in massivem Anstehenden wie Sandsteinen, Kalken und vulka-

nischem Gestein. Der Karboden offener Kare entspricht der Hangneigungsrichtung des umgebenden Berghanges, die Hangneigung ist jedoch geringer. Offene Kare treten vermehrt deutlich oberhalb der Schneegrenze auf und dominieren in morphologisch weicherem Gestein, zum Beispiel Schiefer. EVANS & COX (1974) klassifizieren Kare auf Basis ihrer Genese in acht Typen. Diese Typanzahl verdeutlicht die Komplexität der Formeigenschaften von Karen ebenso, wie die Annahme dieser Autoren, dass eine Parametrisierung von Karen allein auf Basis der Geomorphometrie kaum möglich sei (EVANS & COX, 1974). In stark zerschnittenen Gebieten wird die Erkennung und Definition von Karen durch ein horizontales 'Zusammenwachsen' einzelner Objekte erschwert.

Rahmenbedingungen der Karbildung und -formung

Die Form, Entwicklung und räumliche Verteilung von Karen wird von verschiedenen Einflussgrößen bestimmt. Die wichtigsten sind (1) die zeitliche Länge der Wirkung glazialer Prozesse, (2) das Verhältnis von Schneeakkumulation zu Ablation, das auch durch die Lage zur vorherrschenden Windrichtung beeinflusst wird und (3) die Temperaturverhältnisse, welche die Art der wirkenden glazialen Prozesse bestimmen.

Hangneigung und Exposition beeinflussen die Wirkung von Niederschlag und Einstrahlung. Kare in den mittleren Breiten treten daher bevorzugt in Nordwest-Exposition auf, da die Einwirkung der effektiven Einstrahlung hier am geringsten ist (KING, 1974). Die bevorzugte Exposition von Nord bis Nordwest wird von zahlreichen Autoren bestätigt (z.B. UNWIN, 1973; TRENHAILE, 1976). Auf Südwest exponierten Hängen sind die Bedingungen für die Entwicklung von Karen am schlechtesten, da diese der sehr effektiven Nachmittags- und Abendsonne ausgesetzt sind (TRENHAILE, 1976). Die Nordwest- und Südostflanken der Berge sind den vorherrschenden Windrichtungen abgewandt, erstere zusätzlich vor direkter Einstrahlung geschützt, letztere der wenig effektiven Morgensonne ausgesetzt.

GARCÍA-RUIZ et al. (2000) untersuchten die Verteilung von Karen in den spanischen Pyrenäen mit dem Ergebnis einer dominanten Karexposition in nördlicher Richtung, überraschenderweise gefolgt von südlicher Exposition. Dieser Umstand erklärt sich durch die geologische Struktur der Pyrenäen mit vorherrschender Ost-West Erstreckung der Grate.

EVANS (1977) untersuchte auf Basis vorhandener Literatur weltweit die Exposition und räumliche Konzentration von Karen und Gletschern, um den Einfluss des Klimas auf die dreidimensionale Verteilung dieser Formen abzuschätzen. EVANS (1977) fand zahlreiche regional bevorzugte Expositionen (z.B. Ost auf den Falklandinseln & Zentralspanien, Ostnordost in den Rocky Mountains und Zentraleuropa, Nordost in Skandinavien und Großbritannien, Nord bis 30° Ost im Westen der USA, Alaska und den Alpen). Der Einfluss der Exposition auf die Bildung von Karen ist in Bereichen marginaler Vergletscherung am größten (EVANS, 1969). Selbst innerhalb eines Kares tendieren die Nordwest exponierten Karwände zu größeren Neigungen, so dass in andere Richtungen exponierte Kare eine interne Asymmetrie aufweisen können. Die Höhenlage von Karen hängt stark von der Höhe der Berge ab, an denen sie auftreten. Während innerhalb mancher Regionen systematische Variationen der Exposition und Karhöhe auftreten, zeigen andere kein systematisches Muster (KING, 1974).

Die Temperaturabhängigkeit der an der Karbildung beteiligten Prozesse führte zu dem Versuch der Rekonstruktion klimagesteuerter Höhenlagen von Karen. Mit ihrer Hilfe sollte es möglich sein, diverse pleistozäne Schneegrenzen zu rekonstruieren (TAYLOR, 1926, zitiert in DAVIES (1969)). Da die Höhengrenzen der Karbildung einerseits durch die Schneegrenze nach unten und durch die ausreichende Verfügbarkeit flüssigen Wassers nach oben bestimmt sind, ist die Bildung von Karen bei gegebenen klimatischen Bedingungen in recht unterschiedlichen Höhenlagen möglich. Es lassen sich also nur die tiefstgelegenen Kare zur Ermittlung einer kaltzeitlichen Schneegrenze nutzen.

Abbildung 2.24 zeigt das Kar des Rothornletschers im Hungerlitälli. Die wannenartige Form des Kares und die Karschwelle aus Anstehendem im rechten unteren Bilddrittel sind gut erkennbar. Ändern sich die zur Kargenese günstigen Klimabedingungen und damit die favorisierte Höhenlage von Karen, können zeitlich aufeinander folgend mehrere räumlich übereinander gelegene Kare entstehen. Sie bilden eine sogenannte Kartreppe.



Abbildung 2.24: Kar mit Rothornletscher im Hungerlitälli. Gut ist die wannenartige Form des Kares zu erkennen. Die Karschwelle aus Anstehendem ist im rechten unteren Bilddrittel sichtbar.

Synonym/Übersetzung: engl.: cirque, schottisch.: corrie, wallisisch.: cwms.

Perzeption: Lehnssesselförmige Vertiefung im Anstehendem. Am Rücken und an den Seiten von steilen Wänden begrenzt. Der Karboden ist wannenförmig ausgeschliffen und wird in vielen Fällen nach unten von einer Karschwelle begrenzt. Die Folge ist ein übertiefer Karboden, in dem sich ein Karsee befinden kann.

Attribute: Vertikal konkav, horizontal konkav.

Nachbarschaft: ↑Steile Bereiche des Anstehenden.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Formelemente, Formparameter (Kapitel 3.6.4), mathematische Funktionen (Kapitel 3.4.1).

Steilwand

Steilwände bezeichnen freie Felsflächen im Hochgebirge, bei denen die Hangneigung so groß ist, dass sich lösendes Verwitterungsmaterial nicht in situ verbleiben kann (Abbildung 2.25). Es stürzt herab und bildet am Fuß der Steilwand eine Schutthalde. Die Hangneigung der Steilwand variiert je nach Geologie und Lithologie, auch senkrechte Wände und Überhänge sind möglich. Steilwände sind in Horizontalrichtung meist durch Steinschlagrinnen gegliedert, die auch als Lawenbahnen dienen können. Die Schuttkonzentration in Form von Kegeln am Fuß der Steilwand weist auf die Konzentration der Schuttlieferung in den Steinschlagrinnen der Steilwand hin.

Synonym/Übersetzung: engl.: headwall, free face.

Perzeption: Sehr steile Wand aus Anstehendem, am Fuß oft durch Schutthalde begrenzt.

Attribute: Hohe Hangneigung.

Nachbarschaft: ↓Schutthalde, ↑Grat.

Parametrisierung: Hangneigung, Rauigkeit.



Abbildung 2.25: Steilwand der Barrwang mit vorgelagerter Schutthalde im Pipjitali. Kennzeichnend sind die hohe Hangneigung und die vertikale Gliederung durch Steinschlagrinnen. Die Barrwang besteht aus hartem Dolomit und erreicht eine Höhe von 400 m. Im metamorphen Gestein, das den überwiegenden Teil des Turmmanntals dominiert, treten solche Wände nicht auf. Im Bildmittelgrund ist ein schuttbedeckter Gletscher zu sehen, dahinter mehrere aktive Blockgletscher.

Gerinne, Lawinenbahn

Die Seitentälchen eines glazial überprägten Tales münden nach Abschmelzen des Gletschers nicht gleichsöhlig in das Haupttal ein. Der Höhenunterschied wird manchmal durch eine Klamm oder einen Wasserfall, in der Regel aber durch ein deutlich in die Geländeoberfläche eingetieftes Gerinne überwunden (Abbildung 2.26). Diese Gerinne dienen häufig nicht nur dem Wasser sondern auch Massenbewegungen und Lawinen als Transportbahn. Seitlich sind sie häufig durch Wälle und Levées aus akkumuliertem Lockermaterial gegen den benachbarten Talseitenhang begrenzt. Je nach Menge und Zusammensetzung des ins Tal transportierten Materials befindet sich am Übergang vom Gerinne zum Talboden ein Schuttkegel oder Schuttfächer.

Synonym/Übersetzung: engl.: channel.

Perzeption: In den Talseitenhang eingetieftes Gerinne, häufig seitlich begrenzt durch Wälle, nach unten begrenzt durch Schuttkegel.

Attribute: Stark horizontal konkav.

Nachbarschaft: ⇔ Talseitenhang, ↓ Talboden, ↑ Hängetal.

Parametrisierung: Horizontalwölbung, Fließlinien.



Abbildung 2.26: Stark eingetieftes Gerinne am Talseitenhang des Turtmanntals. Das Gerinne drainiert das Hängetal Hungerlitälli, mitgeführtes Material baut auf dem Talboden des Turtmanntales einen Schutt-/Murkegel auf.

Nivationsnische

Der Begriff Nivation umschreibt die Vorgänge der Verwitterung und Erosion in Zusammenhang mit dem Auftreten von Schneeflecken (EVANS, 1997). Während der Schneeschmelze durchtränkt das Schmelzwasser am hangabwärts gelegenen Rand des Schneeflecks den Auftauboden und führt so zu verstärkter Gelifluktion (AHNERT, 1996) und Spülerosion (EVANS, 1997). Wegen der erhöhten Verfügbarkeit von Feuchtigkeit durch den Schneefleck hält die intensivierete Gelifluktion bis weit in den Sommer hinein an. Durch das Abschmelzen des Schneeflecks verschiebt sich dessen Grenze und damit der Bereich intensiver Nivation sukzessive hangaufwärts. Dieser Vorgang wiederholt sich jährlich und führt zur Bildung einer Nivationsnische genannten Delle. Der Prozess ist positiv rückgekoppelt, da die vergrößerte Hohlform wiederum eine größere Menge Schnee aufnehmen kann. Der Boden der Nivationsnische ist flacher, ihre Rückseite steiler als der benachbarte Hang (AHNERT, 1996). Nivationsnischen bilden sich am besten in morphologisch weichem Material, vor allem in glazialen Geschieben und sind in der Regel eine Größenordnung kleiner als Kare (THORN, 1988).

Abbildung 2.27 zeigt eine Nivationsnische in der Wurzelzone des Blockgletschers HT5 im Hungerlitälli (s. Kapitel 4.6 zur Benennung der Blockgletscher im Turtmantal). Die Lage im Schatten des Rothorns bewirkt ein langsames Abschmelzen. Am unteren Ende des Schneeflecks tritt ständig Schmelzwasser aus.



Abbildung 2.27: Nivationsnische in der Wurzelzone des Blockgletschers HT5 'Paul Rothorn' im Hungerlitälli. Der sukzessive abschmelzende Schneefleck stellt Schmelzwasser zur Verfügung und begünstigt so Gelifluktion und Spülerosion an seinem hangabwärtigen Ende.

Synonym/Übersetzung: engl.: nivation hollow.

Perzeption: Muldenförmige Hohlform variabler Größe.

Attribute: Vertikal und horizontal konkav gewölbt.

Nachbarschaft: ⇔ Gering geneigte Hangbereiche.

Parametrisierung: Wölbung, Formelemente.

Kryoplanationsterrasse

Kryoplanation ist eine spezielle Form der Solifluktion, verstärkt durch die hohe Erosionswirkung sommerlicher Schmelzwässer. Sie bewirken einen intensiven, flächenhaften Austrag von Feinmaterial und eine sukzessive Einebnung des Geländes. Größeres Material wird eingeregelt und bildet Flächen mit sehr geringem Relief. Bei genügend großer Ausdehnung werden diese Verebnungen als Kryoplanationsterrassen bezeichnet. Abbildung 2.28 zeigt eine Kryoplanationsterrasse im Grübtälli. Das Feinmaterial ist größtenteils ausgewaschen, die Steine sind eingeregelt und bilden eine sehr homogene Oberfläche.

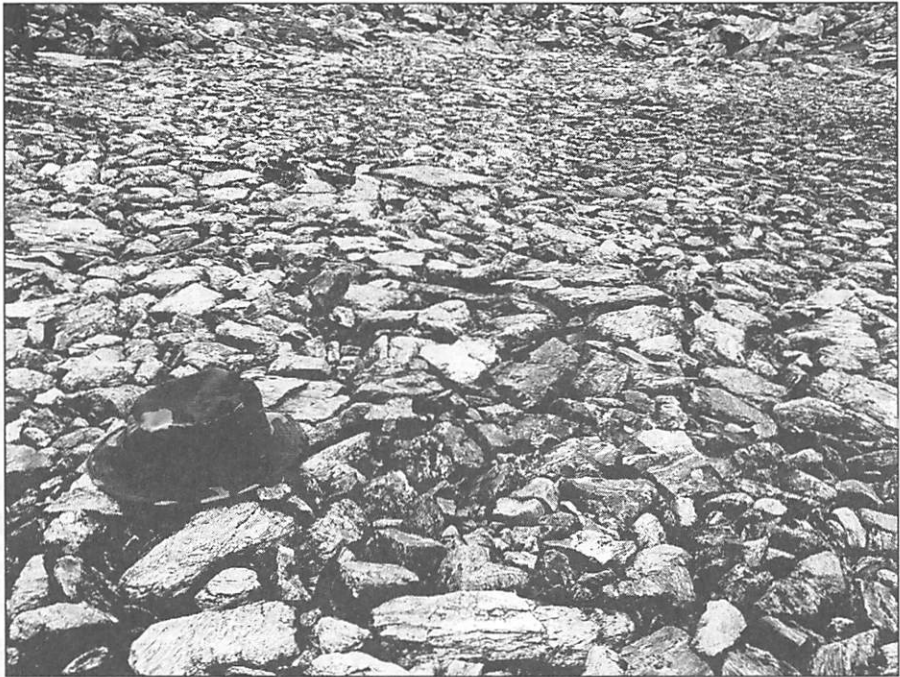


Abbildung 2.28: Kryoplanationsterrasse im Grübtälli. Durch sommerliche Schmelzwässer verstärkte Gelifluktion führt zur Auswaschung des Feinmaterials und zur oberflächenparallelen Einregelung größerer Korngrößen.

Synonym/Übersetzung: engl.: cryoplanation terrace.

Perzeption: Ebene Flächen, gekennzeichnet durch Einregelung der die Oberfläche bildenden Steine.

Attribute: Vertikal und horizontal gestreckt, kaum Hangneigung.

Nachbarschaft: ⇔ Gering oder nicht geneigte Flächen.

Parametrisierung: Wölbung, Hangneigung, Formelemente.

Formen des akkumulierenden Milieus

Im Gegensatz zu den bisher vorgestellten Formen des erodierenden Milieus bestehen die Relief-
formen des akkumulierenden Milieus vorwiegend aus Lockermaterial, auf das vor allem glaziale,
glazifluviale, fluviale und gravitative Prozesse formschaffend wirken.

Moräne

Der Begriff Moräne bezeichnet in der Literatur verschiedene geomorphologische Phänomene:
(1) den auf, in oder unter dem Gletscher derzeit bewegten Schutt, (2) das vom Gletscher zurück-
gelassene Material und (3) die Oberflächenform, die das abgelagerte Material bildet (AHNERT,
1996). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird die Bezeichnung Moräne zur Kennzeichnung der
Oberflächenform verwandt. Die in diesem Zusammenhang bedeutsamen, weil in der Landschaft
als Vollformen auftretenden Formen, sind vor allem Seiten-, End-, und Grundmoränen.

Die Seitenmoräne (Abbildung 2.29) besteht vorwiegend aus Schutt von den Seitenhängen eines
vergletscherten Tales. Das Material fällt auf die im Zehrgebiet horizontal konvexe Gletscher-
oberfläche und wird als randlicher Schuttstreifen auf dem Gletscher mitgeführt und im Bereich zwi-
schen Talseitenhang und Gletscher deponiert.



Abbildung 2.29: Seitenmoränen des Turtmanngletschers. Auffallend ist der scharfe Grat der oro-
graphisch rechten Seitenmoräne (links im Bild). Die orographisch linke Moräne
weist Spuren fluvialer Zerschneidung sowie Kollapsstrukturen und Sackungs-
trichter auf.

Nach dem Rückschmelzen des Gletschers bleiben wallförmige Lockermaterialansammlungen übrig, die eine erhebliche Länge erreichen können. Sie zeigen bisweilen einen scharfen Grat. Seitenmoränen zeigen die ehemalige laterale Ausdehnung des Gletschers an. Zur Unterscheidung der Vollform Seitenmoräne von am Seitenrand des Gletschers transportiertem Schutt schlagen LOUIS & FISCHER (1979) für letzteren den Begriff Ufermoräne vor. Endmoränen, bisweilen auch als Stirn- oder Stümpfmoränen bezeichnet, bilden deutliche Wälle vor der Stirn eines vorrückenden Gletschers (Abbildung 2.30). Wird das Material aufgeschoben, handelt es sich um eine Stauchendmoräne, wird das Material durch Abschmelzen des stagnierenden Gletschers an seiner Stirn freigesetzt, spricht man von einer Stapelendmoräne. Nach dem Rückschmelzen des Gletschers zeichnet die Endmoräne die ehemalige Eisrandlage nach. Zahlreiche hintereinander liegende Endmoränenwälle sind Zeugnis wiederholten Rückschmelzens und Vorstoßens des Gletschers.

Die Grundmoräne besteht aus Material, das der Gletscher supraglazial, englazial und subglazial transportiert und bei seinem Abschmelzen flächenhaft hinterlässt. Sie ist räumlich talaufwärts der Endmoräne lokalisiert und bedeckt in Form eines Grundmoränenschleiers den Talboden. Beispiel für Talböden mit Grundmoränenschleier im Gebiet des Turtmanntales sind das Grüobtälli und das Meidtälli.

Synonym/Übersetzung: engl.: moraine.

Perzeption: Wallförmige (End-, Seitenmoräne) oder flächenhafte (Grundmoräne) Lockermaterialansammlung aus heterogenem Material unterschiedlicher Korngröße.

Attribute: Seiten- und Endmoräne wallförmig, Wölbungsrichtung je nach Lage, eventuell scharfer Grat.

Nachbarschaft: ↑Troghang, ↓Talboden.

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Formelemente, Hangneigung.

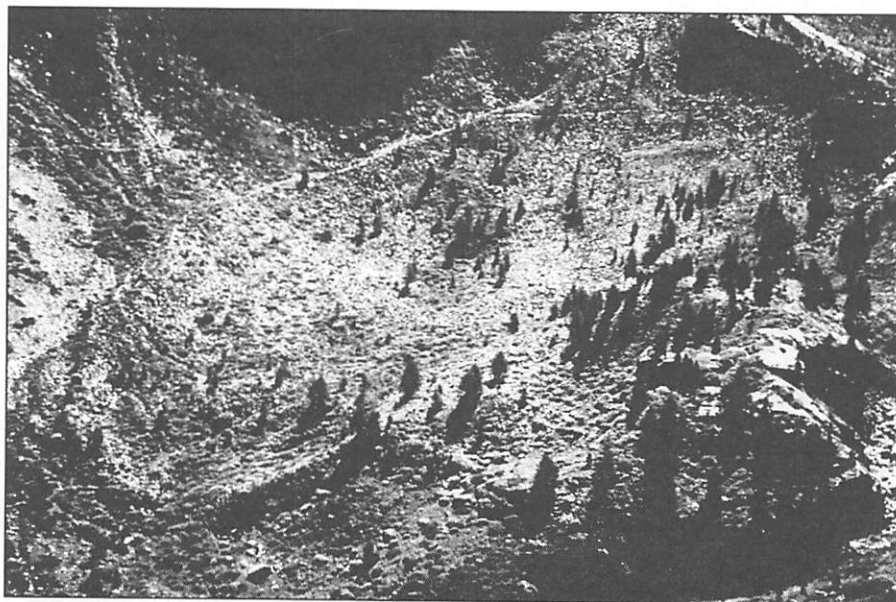


Abbildung 2.30: Endmoräne des Turtmann- und Turtmanngletschers. Die Lage der Endmoräne zeigt den Stand des Gletschers um das Jahr 1850 an.

Blockgletscher

Die Bezeichnung Blockgletscher ist seit langem Gegenstand kontroverser Diskussionen. Die so bezeichneten Objekte umfassen verschiedene Formen, von gewöhnlichen Gletschern mit einer vollständigen Schuttbedeckung, bis hin zu kriechendem Permafrost. Eng verknüpft mit dieser terminologischen Diskussion ist eine Auseinandersetzung bezüglich der Genese von Blockgletschern und der Herkunft des in ihnen enthaltenen Eises (u.a. HAEBERLI & VONDER MÜHLL, 1996; CLARK et al., 1998; POTTER et al., 1998). Die folgende Definition orientiert sich am Blockgletscherbegriff von BARSCH (1988, 1992, 1996b,a) und HAEBERLI (1985):

'Blockgletscher sind loben- oder zungenförmige Körper aus ganzjährig gefrorenem unkonsolidiertem Material, übersättigt mit Poreneis/Zwischenraumeis und Eislin- sen. Sie bewegen sich aufgrund der plastischen Deformierbarkeit des enthaltenen Eises hangabwärts (steady-state creep) und sind daher Ausdruck kohäsiven Fließens.'

BARSCH (1988) schlägt im Englischen den Begriff 'rockglacier' vor. Die unübliche zusammengezogene Schreibweise soll die Zugehörigkeit des Blockgletschers zum periglazialen Prozessbereich betonen. Die Bezeichnung der Blockgletscher in den Abbildungen 2.31 und 2.32 ist dem Blockgletscherinventar des Turtmanntals von NYENHUIS (2001) entnommen (s. Kapitel 4.6).

Der Prozess

Der dem Blockgletscher zugrunde liegende Prozess ist die Kriechbewegung von eisübersättigtem Permafrost. Das Material wird als eisübersättigt bezeichnet, wenn das enthaltene Eis mehr Volumen einnimmt, als im ungefrorenen Material an Porenraum zur Verfügung steht. Die den Blockgletscher aufbauenden Gesteinsfragmente sind in diesem Zustand von Eis umgeben und ermöglichen durch die herabgesetzte Reibung eine plastische Deformation des Schutt-Eis Gemisches. Das Gemisch besteht in der Regel aus 40–50% Gesteinsfragmenten und 50–60% Eis. Die kritische Mächtigkeit, die ein Blockgletscher aufweisen muss, um fließen zu können, liegt bei etwa 15 m (BARSCH, 1988). Der Eisanteil eines Blockgletschers kann aus verschiedenen Quellen stammen. Eisreste eines Gletschers, Lawinenreste und Schmelzwasser tragen dazu bei. Der unkonsolidierte, aber gefrorene Schutt des Blockgletscherkörpers hat seinen Ursprung hauptsächlich in Schutthalden und Moränenkörpern. Blockgletscher entstehen dort, wo ausreichend Schutt vorhanden ist, wo Permafrostbedingungen herrschen, aber nicht genug Niederschlag fällt, um einen Gletscher entstehen zu lassen. Die zungen- oder lobenförmige Gestalt des Blockgletschers resultiert neben dem Kriechprozess aus der Zufuhr von Material aus einer Schutthalde oder Moräne und in starkem Maße aus der umgebenden Topographie.

Größe und Form

Die Größe von Blockgletschern variiert stark je nach den gegebenen Bedingungen für ihre Bildung und Erhaltung. Sie erreichen Längen von mehreren Kilometern (HUMLUM, 1982) und Breiten von mehreren hundert Metern. Im alpinen Permafrost der mittleren Breiten werden solche Dimensionen aber nicht erreicht. Aktive Blockgletscher erheben sich bis zu mehrere zehn Meter über das umgebende Relief. Die topographische Lage der Vollform in einer Senke oder der Tiefenlinie eines Tällis kann jedoch dazu führen, dass aufgrund der Unkenntnis der Geländeform unter dem Blockgletscher dessen Mächtigkeit falsch abgeschätzt wird.

BARSCH (1977b,c) nimmt einen Zusammenhang zwischen Fläche und Mächtigkeit des Blockgletschers an, der die grobe Bestimmung der Blockgletschermächtigkeit erlaubt. CALKIN et al. (1987) nutzen zur Bestimmung den vermuteten Zusammenhang von Länge und Mächtigkeit. Die oft an der Stirn des Blockgletschers ermittelte Mächtigkeit ist nur eine grobe Schätzung, da die Mächtigkeit an der Stirn oft nicht mit der des Blockgletscherkörpers übereinstimmt. Fließt dieser beispielsweise nahe der Stirn über eine Schwelle, ist sie unverhältnismäßig niedrig. Die Seiten

und die Stirn des Blockgletschers übersteigen oft den Grenzneigungswinkel des Materials in ungefrorenem Zustand von ca. 35° und sind damit wesentlich steiler als die mittlere Neigung des Blockgletschers. Durch Sturzprozesse an der Stirn und den Seiten gelangt weniger verwittertes Material an die Oberfläche, so dass diese Bereiche heller erscheinen (BARSCH, 1992). Eine Ausnahme bilden auch hier in Senken oder lokalen Tiefenlinien lokalisierte Objekte. Der Blockgletscher geht dann ohne deutlichen Seitenhang in das umgebende Relief über. Die Oberfläche des Blockgletschers ist durch einige Dezimeter bis mehrere Meter hohe Rücken und Furchen gegliedert, die Auskunft über sein Fließverhalten geben können. Im hangabwärts auf die Wurzelzone folgenden Teil überwiegen Längsstrukturen. Am Rande des Blockgletschers lokalisierte Längsstrukturen sind nicht mit Moränen ehemaliger Gletscher zu verwechseln. Im unteren Bereich dominieren Querstrukturen, die eine hangabwärtige Biegung aufweisen. Zur Entstehung dieser Rücken und Furchen existieren zahlreiche Theorien. Die wichtigsten sind nach LOEWENHERZ et al. (1989) (1) die differenzierte Bewegung unterschiedlicher Schuttschichten (IVES, 1940), (2) extensives und kompressives Fließen (WAHRHAFTIG & COX, 1959; POTTER, 1972; HAEBERLI, 1985) und (3) die quantitative Variabilität der Schutzzufuhr (BARSCH, 1977b,c). Abbildung 2.31 zeigt den aktiven Blockgletscher HT 5 im Hungerlitälli. Gut zu erkennen ist die Dominanz von Längsstrukturen auf der Oberfläche im oberen Bereich und von Querstrukturen im unteren Bereich des Blockgletschers. Die hohe Blockgletscherstirn weist die typische hohe Neigung auf.

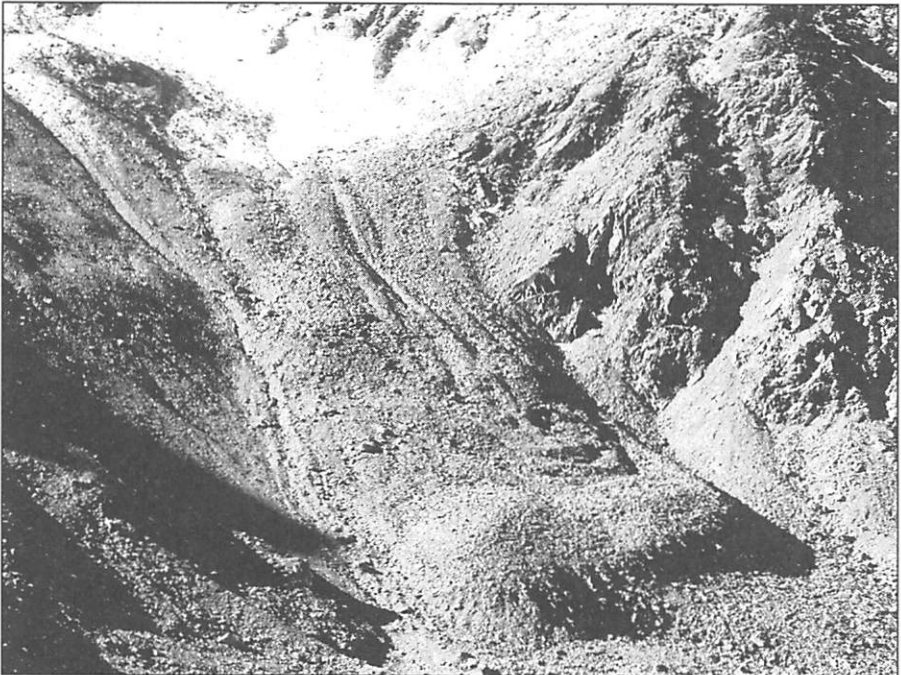


Abbildung 2.31: Aktiver Blockgletscher HT 5 'Paul Rothorn' im Hungerlitälli. Im oberen Bereich überwiegen Längsstrukturen, im unteren Bereich dominieren Querstrukturen die Oberfläche. Die Länge der Form beträgt etwa 450 m, die maximale Breite etwa 100 m.

Blockgletscher als Permafrostindikatoren

Das Vorhandensein von Blockgletschern dient als Indikator für die Existenz von Permafrost. Sie sind aber nicht an das Auftreten von kontinuierlichem Permafrost gebunden. Die Lage der Stirn aktiver Blockgletscher zeigt in den Alpen die Untergrenze diskontinuierlichen Permafrosts an (BARSCH, 1978). Auf Klimaänderungen reagieren Blockgletscher mit verändertem Fließverhalten und einer Zunahme der Mächtigkeit der Auftauschicht (HAEBERLI, 1992; BARSCH, 1996a). Auf die Beziehung von Schneegrenze und der Untergrenze aktiver Blockgletscher in den Alpen geht BARSCH (1980) näher ein. Die beiden Grenzlinien verlaufen ähnlich, doch vor allem in zentralen Bereichen des Gebirges mit entsprechend kontinentalem Klima treten große Differenzen auf. BARSCH (1980) erklärt dies mit dem größeren Einfluss des kontinentalen Klimas auf die Gleichgewichtslinie als auf die Lage der Untergrenze der Blockgletscher.

Die Typisierung von Blockgletschern wird anhand verschiedener Merkmale vorgenommen. Die wichtigsten sind im folgenden dargestellt.

Typisierung nach Aktivitätsstatus

Ausschlaggebend für die Bestimmung des Aktivitätsstatus eines Blockgletschers ist seine hangabwärts gerichtete Bewegung. Aktive Blockgletscher bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 0,1–1 m pro Jahr. Ihre Geschwindigkeit ist damit um eine Größenordnung geringer als die von Gletschern. Besteht der Blockgletscher aus einer Vollform, die sowohl Eis als auch Schutt enthält, sich aber nicht mehr bewegt, handelt es sich um einen inaktiven Blockgletscher. Beginnt das im Blockgletscher enthaltene Eis auszuschmelzen und verhindert damit die Bewegung des Blockgletschers wird er als 'klimatisch inaktiv' bezeichnet (BARSCH, 1996b). Die ungefrorene Schicht auf der Oberseite des Blockgletschers erreicht in diesem Fall Mächtigkeiten von mehr als 10 m (BARSCH, 1996b). Die Inaktivität kann aber auch andere Gründe haben. So nimmt die Bewegung sukzessive ab, wenn aufgrund zu großer Entfernung vom Schuttliefergebiet, zu geringer Hangneigung oder zu wenig Eis im Schutt die Bedingungen für Permafrostkriechen wegfallen. Verharrt ein Blockgletscher aus diesen Gründen, wird er als 'dynamisch inaktiv' bezeichnet (BARSCH, 1996b). Aktive und inaktive bilden die Gruppe der intakten Blockgletscher. Demgegenüber steht der 'reliktsche' oder 'fossile' Blockgletscher. Während 'fossil' im geologischen Kontext die Bedeutung von bedeckt oder begraben einnimmt (z.B. fossiler Bodenhorizont), bedeutet der Begriff in der Geomorphologie etwa 'nicht unter gegenwärtigen Bedingungen geformt'. Um Missverständnisse zu vermeiden, bevorzugt BARSCH (1996b) daher den Terminus 'reliktsch'. Sind aktiver und intakter Blockgletscher im Gelände oft nicht auf Anhub zu unterscheiden, fällt der fossile Blockgletscher unmittelbar auf (Abbildung 2.32). Das enthaltene Eis, sowohl das Poreneis als auch die eventuell enthaltenen Eislinsen, ist ausgeschmolzen. Die Vollform fällt in sich zusammen, Kollapsstrukturen bestimmen das Bild der Blockgletscheroberfläche. Von einem erhöhten Standpunkt aus betrachtet, oder im Luftbild sind durch Konzentration von Material meist noch Rücken und Furchen des Blockgletschers zu erkennen, die Form erinnert entfernt an einen Kuhfladen.

Typisierung nach Materialherkunft

Ausgehend von einem Blockgletscherbegriff mit Schwerpunkt auf periglazialen Prozessen und der Aussparung von gewöhnlichen schuttbedeckten Gletschern unterscheidet BARSCH (1992, 1996b) nach der Herkunft des die Vollform konstituierenden Materials folgende Blockgletschertypen (Abbildung 2.33):

1. Talus-Blockgletscher (*engl.*: talus rockglacier) (Abbildung 2.33 (a)): Dieser Blockgletschertyp ist unterhalb von Schutthalden lokalisiert. Er besteht vornehmlich aus Material, das der Steilwand oberhalb der Schutthalde entstammt und durch Frostverwitterung aufbereitet ist.



Abbildung 2.32: Fossiler Blockgletscher HT1 am Ausgang des Hungerlitälis. Die Vollform ist kollabiert, das enthaltene Eis ausgeschmolzen. Nur von einem erhöhten Standpunkt aus betrachtet sind die Oberflächenstrukturen des Blockgletschers zu erkennen.

2. Debris–Blockgletscher (*engl.*: debris rockglacier) (Abbildung 2.33 (b)): Dieser Blockgletschertyp tritt unterhalb der Endmoräne meist kleiner Gletscher auf und transportiert vor allem Moränenmaterial oder glaziales Geschiebe.

Typisierung nach Formeigenschaften

Die häufigste Typisierung von Blockgletschern basiert auf deren Formeigenschaften und umfasst zwei Grundformen (DOMARADZKI, 1951; WAHRHAFTIG & COX, 1959; BARSCH, 1996b). Es sind dies der zungenförmige Blockgletscher (*engl.*: tongue-shaped rock glacier) und der lobenförmige Blockgletscher (*engl.*: lobate rock glacier). BARSCH (1996b) schlägt die Unterscheidung der beiden Typen mit Hilfe eines einfachen geomorphometrischen Parameters, des Verhältnisses von Länge zu Breite des Objekts in Fließrichtung, vor. Wenn das Verhältnis von Länge zu Breite größer eins ist, handelt es sich um einen zungenförmigen Blockgletscher, bei einem Länge zu Breite Verhältnis kleiner eins um einen lobenförmigen Blockgletscher. WAHRHAFTIG & COX (1959) schlagen als dritten Typ den spatelförmigen Blockgletscher (*engl.*: spatulate rock glacier) vor. Er entspricht dem zungenförmigen Blockgletscher jedoch mit einem breiteren unteren Teil und ist mit dem 'piedmont rock glacier' von HUMLUM (1982) vergleichbar. BARSCH (1996b) hingegen favorisiert die Erweiterung um den Typ 'complex rock glacier', um Objekte erfassen zu können, die nicht der einfachen loben- oder zungenförmigen Gestalt entsprechen. Die rein geometrische Typisierung von Blockgletschern umfasst danach folgende Typen (BARSCH, 1996b):

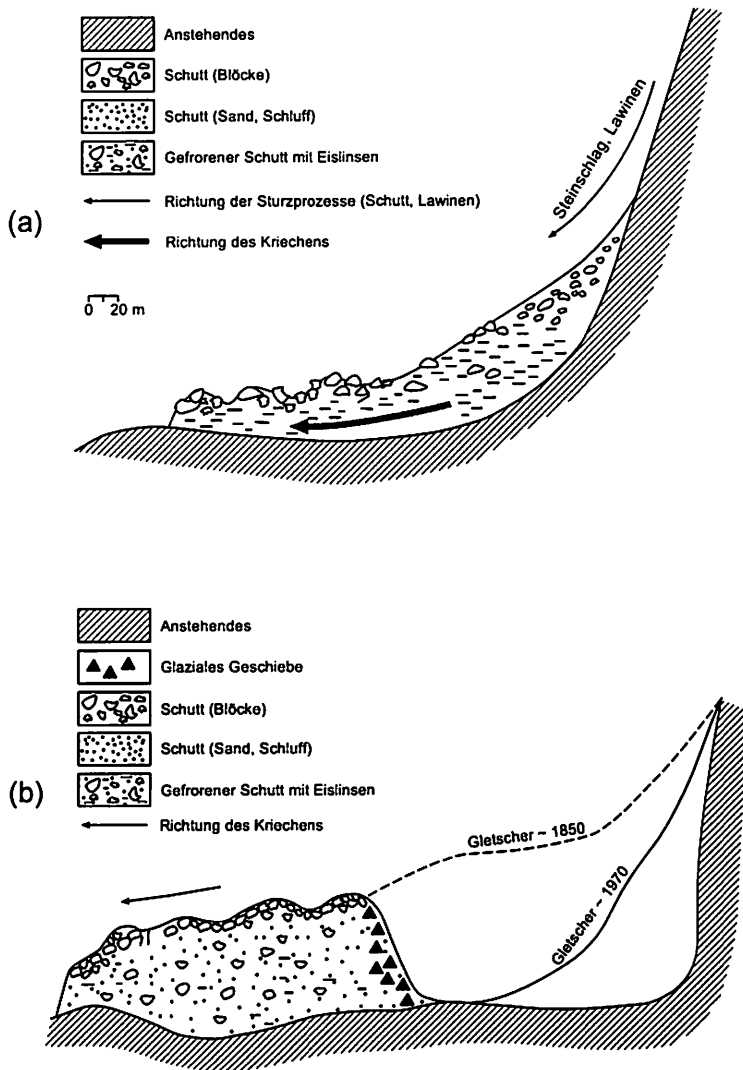


Abbildung 2.33: Typisierung von Blockgletschern nach Materialherkunft in die Typen Talus-Blockgletscher (a) und Debris-Blockgletscher (b) (BARSCH, 1988).

1. Zungenförmiger Blockgletscher (*engl.*: tongue-shaped rock glacier).
Verhältnis Länge:Breite > 1.
2. Lobenförmiger Blockgletscher (*engl.*: lobate rock glacier).
Verhältnis Länge:Breite < 1.
3. Komplexer Blockgletscher (*engl.*: complex rock glacier). Blockgletscher mit Formeigenschaften, die nicht ausreichend durch die Attribute zungen- oder lobenförmig zu beschreiben sind. Zur weiteren Differenzierung dienen folgende Subtypen:

- a) 'Multipart rock glacier': Ein Reliefform, die sich aus mehreren Blockgletschern zusammensetzt.
- b) 'Multilobe rock glacier': Ein Blockgletscher, der sich in mehrere Loben aufteilt.
- c) 'Multiunit rock glacier': Ein Blockgletscher, der aus mehreren Teilen unterschiedlichen Alters besteht.
- d) 'Multiroot rock glacier': Der Blockgletscher wird aus mehreren Schuttquellen gespeist.

Der Zusammenhang zwischen Blockgletscherform und Formungsbedingungen ist komplex. Weitgehend akzeptiert ist der Umstand, dass lobenförmige Blockgletscher vornehmlich in Bereichen geringer Schuttakkumulation auftreten, etwa unterhalb kleiner Gletscher mit entsprechend wenig Moränenmaterial und unterhalb kleiner Schutthalden. Zusammenhänge zwischen Blockgletscherform und Genese (OUTCALT & BENEDICT, 1965), Eisgehalt (WHITE, 1976) oder auch Alter (WAHRHAFTIG & COX, 1959) können nach BARSCH (1996b) keine generelle Gültigkeit beanspruchen. Eine hypsometrisch basierte Abfolge von Blockgletschertypen und damit assoziierten Reliefformen präsentiert HÖLLERMANN (1983) (Abbildung 2.34). Danach treten lobenförmige Blockgletscher verstärkt im Bereich frischer Schutthalden auf. Zungenförmige Blockgletscher sind nahe der mittleren Höhenlage der Gletscherenden eines Gebietes am weitesten verbreitet.

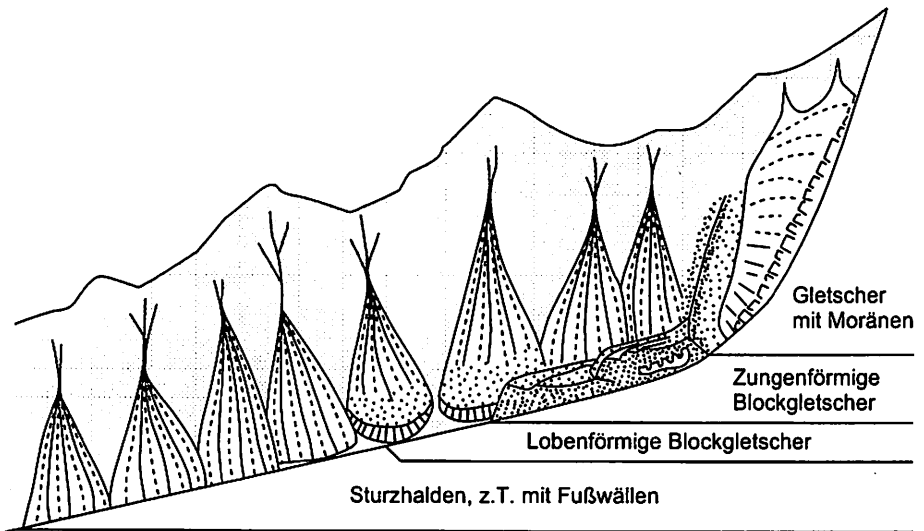


Abbildung 2.34: Hypsometrisch basierte Abfolge von Blockgletschertypen. Lobenförmige Blockgletscher dominieren nahe aktiver Schutthalden, zungenförmige Blockgletscher auf der Höhenlage der mittleren Untergrenze der Gletscher (HÖLLERMANN, 1983).

Synonym/Übersetzung: engl.: rock glacier, rockglacier (BARSCH, 1996b), ausführliche Terminologiediskussion in (HÖLLERMANN, 1983; BARSCH, 1996b).

Perzeption: Zungen- oder lobenförmiger Schuttkörper mit Rücken und Furchen an der Oberfläche.

Attribute: Bewegte Oberfläche mit komplexem Wölbungsverhalten.

Nachbarschaft: ↑Moräne, ↑Kar, ↑Schutthalde, ↔Talboden, ↔Talseitenhang.

Parametrisierung: Parameter von BARSCH (1996b) (Kapitel 3.6.1), Formelemente.

Protalus Rampart

Ein Protalus Rampart ist ein Rücken oder Wall am unteren Ende eines perennierenden Schneeflecks oder Firnfeldes. Seine Ausdehnung kann Höhen bis zu mehreren zehn Metern und Breiten von bis zu 30 m erreichen. Die Rückenform variiert von gerade bis bogenförmig mit hangabwärts gerichtetem Bogen. Das aufbauende Material ist hauptsächlich grobblockiger Schutt. Feinmaterial tritt, wenn überhaupt, nur in geringem Umfang auf (SHAKESBY, 1997). Die liefernde Schuttquelle ist meist eine Steilwand, das freigewordene Material stürzt auf den Schneefleck und wird durch gravitative Prozesse über diesen hinweg transportiert und am unteren Ende akkumuliert (BALLANTYNE & BENN, 1994). Neben dem Rollen, Springen und Rutschen von Blöcken über den Schneefleck tragen auch kleine Schuttströme und Nassschneelawinen zum Aufbau eines Protalus Rampart bei. Das Material wird sowohl auf der dem Schneefleck zugewandten (*engl.*: proximal slope) als auch auf der hangabwärtigen Seite (*engl.*: distal slope) des Rampart akkumuliert (BALLANTYNE & BENN, 1994). Abbildung 2.35 zeigt eine schematische Darstellung eines Protalus Rampart und seine Lage relativ zu Schutthalde und perennierendem Schneefleck.

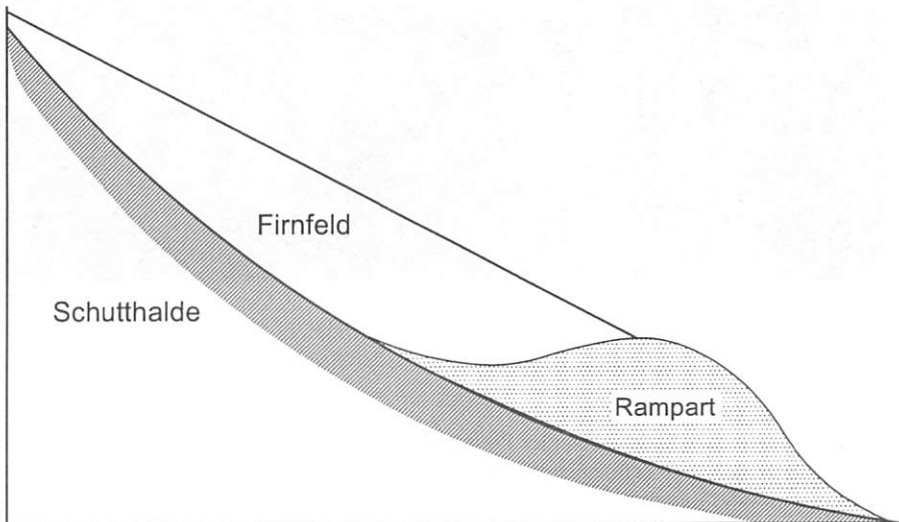


Abbildung 2.35: Schematische Darstellung eines Protalus Rampart. Das aufbauende Material entstammt dem Quellgebiet der Schutthalde. Es gleitet über den perennierenden Schneefleck und wird an dessen unteren Ende akkumuliert.

Das Wachstum eines Protalus Rampart ist durch das Vorhandensein des perennierenden Schneeflecks oder Firnfeldes begrenzt. Das Höhenwachstum des Rampart führt im Laufe der Zeit zu einer Zunahme der Mächtigkeit des Firnfeldes und der Distanz zwischen Scheitel des Rampart und dem Fuß der dahinter liegenden Schutthalde. Übersteigt diese Distanz einen hangneigungsabhängigen Schwellenwert von 30-70 m, wird aufgrund erhöhter Scherspannung das Firnfeld mobilisiert. Der so entstandene kleine Gletscher überfährt den Protalus Rampart und zerstört die Form (BALLANTYNE & BENN, 1994). Ein Rücken, der weiter von der Schutthalde entfernt

liegt, kann nach dieser Sichtweise kein Protalus Rampart sein. Abbildung 2.36 zeigt eine wallartige Form im Frilitälli, die als Protalus Rampart angesprochen werden kann. Die Distanz zur Schutthalde lässt auch die Deutung als Übergangsstadium vom Protalus Rampart zum Talus-Blockgletscher, als sogenannten 'protalus rock glacier' zu (BALLANTYNE, 2001; persönliche Mitteilung). Der Terminologie von BARSCH (1977a, 1988) folgend, kann die Form auch als embryonaler Blockgletscher, als Blockgletscher 'in statu nascendi' bezeichnet werden (BARSCH, 1977a).



Abbildung 2.36: Protalus Rampart im Frilitälli. In der Bildmitte ist der der Schutthalde abgewandte Hang des Rampart zu sehen, darüber die das Material liefernde Schutthalde.

Die Terminologie zum Themenkomplex Protalus Rampart ist vielfältig und verworren. Das liegt nicht zuletzt an der lange Zeit unklaren Genese der Form, die Wissenschaftler unterschiedlichste Formen als Protalus Rampart bezeichnen ließ. Einen ausführlichen Überblick über Terminologie, Erkennung und Abgrenzung von Ramparts zu ähnlichen Formen bietet SHAKESBY (1997). Auch die Abgrenzung von Protalus Ramparts und Blockgletschern ist nicht unproblematisch. Nach HAEBERLI (1985) ist ein Protalus Rampart als embryonaler Blockgletscher anzusehen. Sobald eine Kriechbewegung vorhanden ist, handelt es sich per definitionem um einen Blockgletscher. SHAKESBY (1997) betont die Bedeutung eines perennierenden Schneeflecks oder Firnfeldes, an dessen unterem Rand die den Rampart aufbauende Schutttakkumulation stattfindet. Daher favorisiert SHAKESBY (1997) den Begriff 'pronival rampart' gegenüber Protalus Rampart.

Synonym/Übersetzung: Hangblockwulst (GRÖTZBACH, 1965), Schneehaldenmoräne (BARSCH, 1996b), Haldenfußwall (HÖLLERMANN, 1983), *engl.:* protalus (pronival) rampart, zahlreiche weitere Bezeichnungen in SHAKESBY (1997).

Perzeption: Wallförmige Schutttakkumulation am Fuße eines perennierenden Schneeflecks oder Firnfeldes.

Attribute: In der Aufsicht gerade oder bogenförmig, vertikal konvex.

Nachbarschaft: ↑Schutthalde, ↑perennierender Schneefleck.

Parametrisierung: Formelemente, Wölbung.

Gelifluktionslobe

Der Begriff Solifluktion bezeichnet die hangabwärts gerichtete Fließbewegung von wassergesättigtem Bodenmaterial (ANDERSSON, 1906). Um diese Prozesse von der Bewegung wassergesättigten Materials über gefrorenem Boden zu unterscheiden, führte BAULIG (1957) für letztere Prozesse die Bezeichnung Gelifluktion ein. Das Kriechen des wassergesättigten Materials über gefrorenem Untergrund aufgrund der Hangneigung führt zur Ausbildung von Gelifluktionsloben und -zungen mit einer steilen, konvexen Front. Die Front enthält oft mehr grobes Material als das Innere der Lobe. Steine im Inneren der Lobe sind entlang der Bewegungsrichtung eingeregelt. Auf vegetationsfreien oder vegetationsarmen Hängen handelt es sich um ungebundene Gelifluktion. Unter Vegetation findet die Gelifluktion aufgrund der bewegungshemmend wirkenden Wurzeln nur verlangsamt statt, man spricht hier von gebundener Gelifluktion (AHNERT, 1996). Abbildung 2.37 (a) zeigt mehrere benachbart liegende Solifluktionsloben am westexponierten Zwischentalhang Grüobtälli/Hungerlitälli. Die Länge der Loben beträgt etwa 100 m, ihre Breite ca. 30 m.

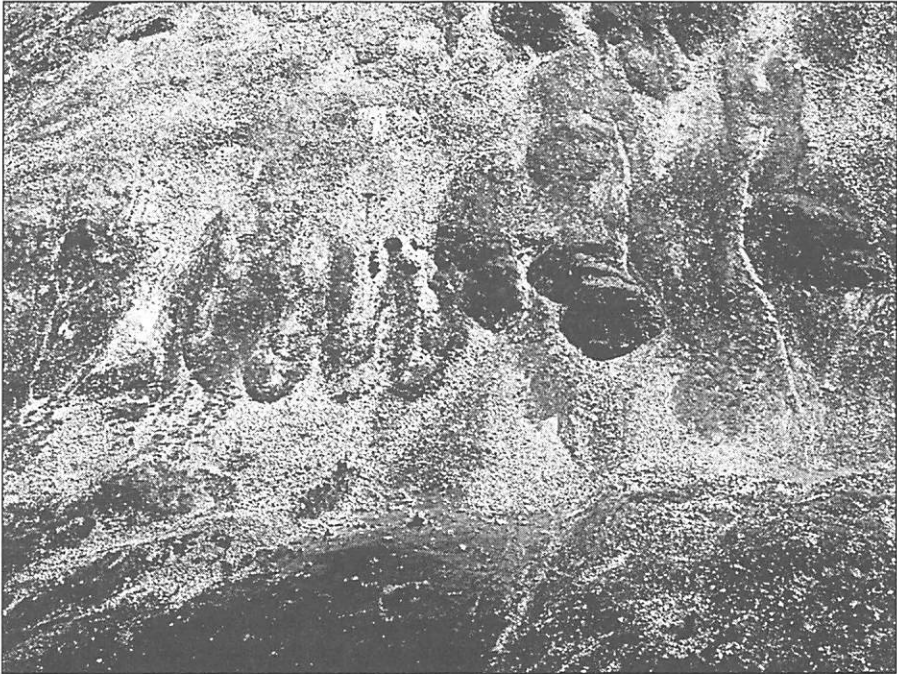


Abbildung 2.37: Gelifluktionsloben am Zwischentalhang Grüobtälli/Hungerlitälli. Die Länge der Loben beträgt etwa 100 m, ihre Breite ca. 30 m.

Abbildung 2.38 (b) zeigt eine einzelne Solifluktionslobe im Grüobtälli. Die vertikal und horizontal konvexe Front sowie die konvexe Horizontalwölbung der Oberfläche der Lobe sind gut zu erkennen. An der Stelle der größten Ausdehnung beträgt die Breite der Lobe ca. 10 m.

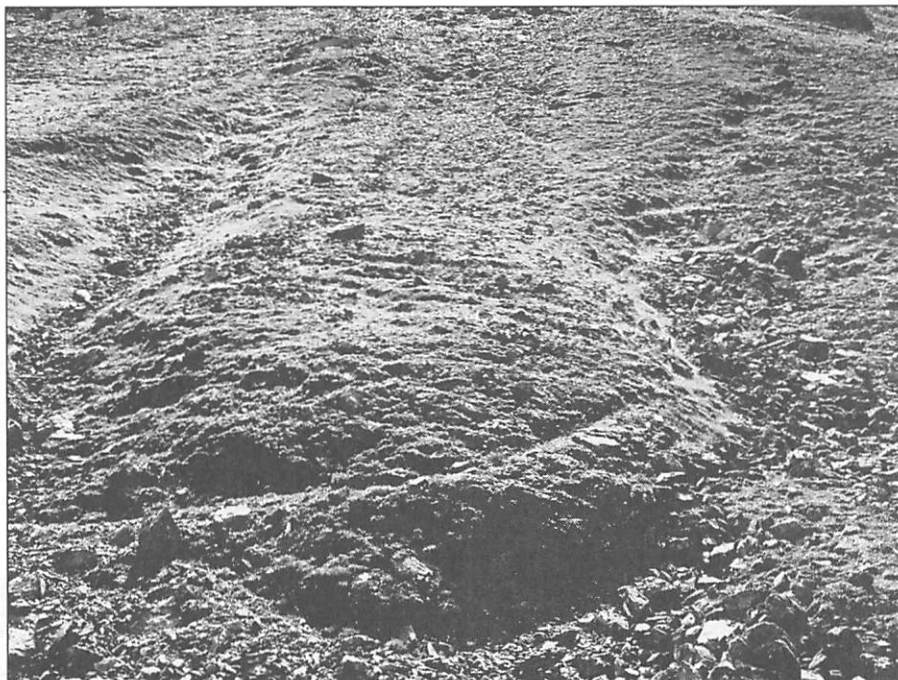


Abbildung 2.38: Gelifluktionslobe im Grüobtälli. Deutlich erkennbar ist die konvex gewölbte Front der Lobe sowie ihre leicht horizontal konvexe Oberfläche. An der Stelle der größten Ausdehnung beträgt die Breite der Lobe ca. 10 m.

Synonym/Übersetzung: engl.: gelifluction lobe.

Perzeption: Zungen- oder lobenförmiger Körper aus Lockermaterial mit konvexer Front.

Attribute: Konvexe Front, evtl. konvexe Oberseite.

Nachbarschaft: ⇔Talseitenhang, ⇔Talboden.

Parametrisierung: Wölbung, Formelemente.

Bergsturz

Der Bergsturz ist eine gravitative Massenbewegung und unterscheidet sich vom Steinschlag und Felssturz durch das Volumen des transportierten Materials. Der Begriff Bergsturz bezeichnet sowohl den Prozess, als auch die abgelagerte Form. Bergstürze erreichen häufig ein sehr großes Volumen und tragen so zur Umgestaltung des Talbodens bei, in den sie hineinstürzen. Bei ausreichend großen Volumina kann das zum temporären Aufstau eines Sees oder zur Abdrängung des Gerinnes im Talgrund an die gegenüberliegende Talseite führen. Dies ist im Turtmanntal beim Bergsturz nahe der Siedlung Zer Tänt der Fall. Die Turtmänna wird durch die Bergsturzmasse auf die orographisch rechte Seite des Talbodens abgedrängt.

Zahlreiche Bergstürze in den Alpen lassen sich in das Spätglazial datieren. Gründe hierfür sind unter anderem die Wegnahme des Widerlagers an den glazial übersteilten Talflanken nach dem Rückzug der Gletscher und die Änderung der substratbindenden Permafrostverhältnisse mit der Erwärmung des Klimas.

Synonym/Übersetzung: engl.: rock fall.

Perzeption: Bisweilen kegelförmige Anhäufung von Lockermaterial unterschiedlicher Korngröße bis zu großen Blöcken.

Attribute: Konkaver Anriss oberhalb der Masse, konvexer Schuttkörper.

Nachbarschaft: ⇔ Talboden, ↑Talseitenhang, ↑Anriss.

Parametrisierung: Wölbung, Hangneigung.

Schutthalde

Schutthalden sind Ansammlungen von Lockermaterial unterschiedlicher Korngröße. Sie bilden sich vornehmlich am Fuße von Steilwänden und freien Felsflächen, deren große Hangneigung zum Herabstürzen von durch Verwitterung gelockertem Material führt. Je nach Beschaffenheit des Materials nimmt die Schutthalde eine Hangneigung zwischen 25° und 40° ein und ist in Vertikalrichtung gestreckt.

Wird die Halde vornehmlich aus einer Steinschlagrinne gefüttert, bildet sie eine horizontal konvexe Kegelform aus. Oft überschneiden sich benachbarte Schutthalden und bilden eine in Horizontalrichtung onduлиerte Oberfläche. Sind die benachbarten Schuttkegel kaum noch voneinander zu trennen und bilden ein durchgehendes Schuttband am Fuße der Wand, handelt es sich um einen 'Schuttsaum'.

Das Material an der Oberfläche der Halde ist sortiert, die größten Blöcke finden sich in den tiefsten Positionen. Abbildung 2.39 zeigt eine Schutthalde am Fuß des Hungerlihorli im Hungerlitalli. Sie wird aus mehreren Rinnen gespeist und hat die Form sich seitlich verschneidender Kegel.

Synonym/Übersetzung: engl.: debris slope.

Perzeption: Kegelförmige Lockermaterialansammlung am Fuße einer Wand aus Anstehendem.

Attribute: Vertikal gestreckt, horizontal konkav und konvex.

Nachbarschaft: ↑Freie Felsfläche, ↓schwächer geneigter Bereich (z.B. Talboden).

Parametrisierung: Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, Formelemente, Hangneigung.

Mischformen

Als Mischformen werden in dieser Arbeit Formen verstanden, die nicht ohne weiteres in die Kategorien des erodierenden oder des akkumulierenden Milieus einzufügen sind. Ein Beispiel hierfür sind Drumlins, auf deren komplexe Formungsmechanismen in diesem Kapitel eingegangen wird. Drumlins sind vor allem im Gebirgsvorland anzutreffen, treten aber bisweilen auch im Hochgebirge auf. So fanden VAN DER MEER & VAN TATENHOVE (1992) Drumlins auch im Turtmanntal.

Andere Formen sind typisch für das Hochgebirge, konstituieren jedoch keine Reliefform im Sinne einer Vollform oder Hohlform durch Akkumulation oder Erosion von Material. Dennoch werden sie aufgrund ihres Auftretens im Turtmanntal im Rahmen dieses Kataloges vorgestellt. Es handelt sich um Thermokarst, Steinstreifen, Wanderblöcke und Gletscherschrammen.

Drumlin

Drumlins sind aus Lockermaterial bestehende, stromlinienförmige Hügel, die im Ablagerungsbereich von Gletschern auftreten und hauptsächlich aus Moränenmaterial bestehen. Drumlins variieren beträchtlich in Gestalt und Größe. Der Grundriss ist oval bis gestreckt, rundlich an der

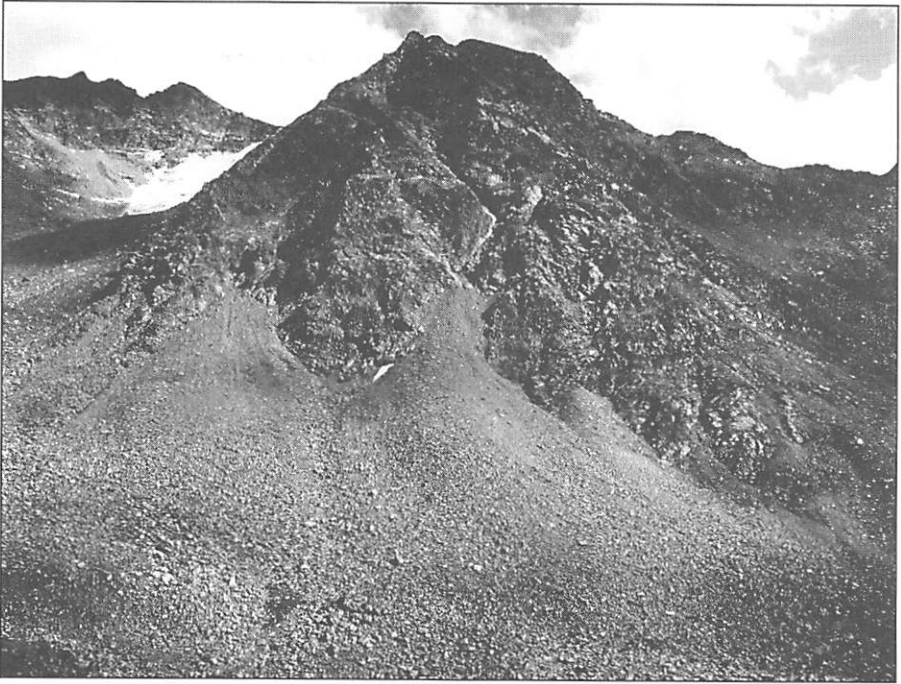


Abbildung 2.39: Schutthalde am Fuße des Hungerlihorli im Hungerlitälli. Die Halde wird aus mehreren Rinnen gespeist und erhält dadurch die Form sich seitlich verschneidender Kegel.

dem Gletscher zugewandten Seite, spitz auslaufend an der gletscherabgewandten Seite (BENN & EVANS, 1998). Die Längsachse zeigt die Richtung der Gletscherbewegung an (EVANS, 1969). Das Längsprofil von Drumlins ist asymmetrisch mit einer steileren, der Fließrichtung des Eises zugewandten Seite und einer flacheren, dem Eisfluss abgewandten Seite. Die textuelle Beschreibung der Drumlinform in der Literatur umfasst Begriffe wie die 'Form von Vogeleiern, halbiert entlang ihrer Längsachse' oder 'die Form einer umgekehrten Löffelschale' (AHNERT, 1996). Drumlins erreichen Höhen von 5–50 m, Breiten von bis zu 500 m und können eine Länge von 1–2 km aufweisen. Meist treten sie in großer Zahl in Form von Drumlinfeldern oder -schwärmen auf. JAUHIAINEN (1975) und HILL (1973) betonen die Bedeutung der geomorphometrischen Untersuchung von Drumlins für ein besseres Verständnis von Prozess und Genese. Die große Zahl der Theorien zur Genese von Drumlins veranlasste SUGDEN & JOHN (1976) zu der Annahme, dass *'there are almost as many theories of drumlin formation as there are drumlins'*. Aktuelle Ergebnisse der Drumlinforschung vermitteln MENZIES & ROSE (1987, 1989), während EMBLETON & KING (1975) einen Überblick über frühere Arbeiten bieten.

Ein weithin akzeptiertes Modell der Drumlingense stellt BOULTON (1987) (Abbildung 2.40) vor. Ausgangspunkt des Modells sind Unterschiede in der Deformierbarkeit subglazialer Sedimente. Bereiche mit feineren Korngrößen werden stärker deformiert als solche, in denen gröbere Korngrößen dominieren. Die gröberen Bereiche sind wasserdurchlässig und gut drainiert. Die Folge sind geringe Porenwasserdrücke und eine hohe Standfestigkeit des Schuttkörpers (Abbil-

dung 2.40 (a)). Das feinere Material hingegen ist weniger gut drainiert und bietet dem Gletschereis weniger Widerstand. Das subglaziale Sediment reagiert somit räumlich variabel auf den vom Gletscher ausgeübten Stress. Die größeren Bereiche bilden nicht oder nur gering verformbare 'Schuttkerne'. Das feinere Material wird stark deformiert und umhüllt nach teils erheblichen Transportdistanzen die widerständigeren Schuttkerne (Abbildung 2.40 (b)). Durch weitere Gletscherarbeit bekommen die Schuttkörper die drumlintypische Stromlinienform (Abbildung 2.40 (c)). Mit der Zeit können diese Schuttkerne 'entwurzelt' und mobilisiert werden. Sie bewegen sich aber dennoch langsamer als das umgebende feinere Material.

Synonym/Übersetzung: engl.: drumlin, irisch: druim = schmaler Rücken.

Perzeption: Lang gestreckte, wallförmige Körper aus Lockermaterial.

Attribute: Stromlinienförmig, runde Luvseite, spitze Leeseite.

Nachbarschaft: ⇔ Gletschervorfeld, ⇔ Talboden.

Parametrisierung: Hangneigung, Wölbung, Formparameter (Kapitel 3.6.2), mathematische Funktionen (Kapitel 3.4.1).

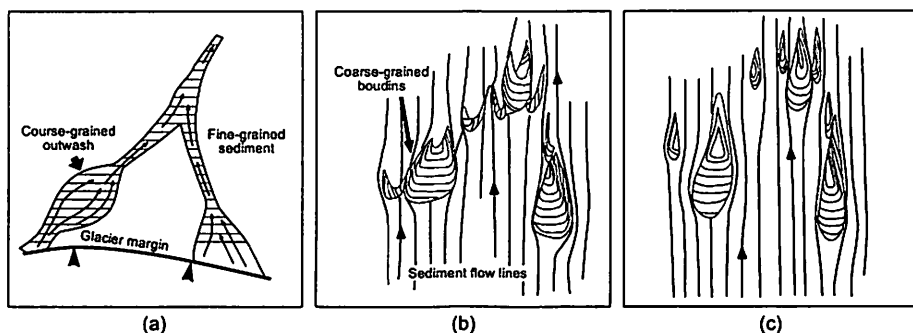


Abbildung 2.40: Modell der Drumlingeneese. Grobkörnige Sedimente bilden beim Überfahren durch den Gletscher initiale Schuttkerne (a). Das feinere Material wird stark deformiert und umhüllt nach teils erheblichen Transportdistanzen die widerständigeren Schuttkerne (b). Durch weitere Gletscherarbeit bekommen die Schuttkörper die drumlintypische Stromlinienform (c) (BOULTON, 1987).

Thermokarst

Thermokarst bezeichnet topographische Senken unterschiedlicher Form und Größe, deren Genese im lokalen Abschmelzen von Gletschereis oder Eis im Boden begründet liegt (Abbildung 2.41). Diese durch Ausschmelzen von Eis entstandenen Senkungsstrukturen treten auch auf Blockgletschern auf und sind ein Zeichen für dessen Degradation, den Übergang vom intakten zum fossilen Aktivitätsstatus. Die Senken sind bisweilen mit Wasser gefüllt, sie werden dann als Thermokarstsee bezeichnet. Seinen Namen hat der Thermokarst aufgrund seiner Ähnlichkeit mit Formen des tatsächlichen Karstreliefs. Da Thermokarst nichts mit den Prozessen der Lösungsverwitterung gemein hat, erscheint die Bezeichnung Thermokarst fraglich.

Synonym/Übersetzung: engl.: thermokarst.

Perzeption: Hohlform variabler Größe und Tiefe, bisweilen mit Wasser gefüllt.

Attribute: Hohe Neigung der Senkungsstruktur, schüsselförmig.

Nachbarschaft: ⇔ Blockgletscher, ⇔ degradiertes Permafrost.

Parametrisierung: Wölbung, Formelemente.



Abbildung 2.41: Thermokarstdepression auf einem schuttbedeckten Gletscher im Pipjitälli. Die Depression war im Sommer 2001, ein Jahr vor dieser Aufnahme, mit Wasser gefüllt, an den Flanken trat massives Eis zutage.

Steinstreifen

Steinstreifen sind hangabwärts gerichtete schmale Bänder aus einzelnen Blöcken. Sie bilden eine Sonderform der Steinsortierung im periglazialen Prozessbereich. Durch wiederholten Frosthub gelangen aus einem Substrat unterschiedlicher Korngröße allmählich die groben Bestandteile an die Erdoberfläche. Gefriert der Boden, wird das gesamte Substrat aufgrund der Volumenausdehnung des Wassers gehoben. Beim Wiederauftauen können gröbere Bestandteile nicht so leicht in die entstehenden Bodenhohlräume zurücksinken wie das Feinmaterial. So kommt es sukzessive zum Auffrieren des groben Materials. Durch differenzierte Ausdehnung des Bodens — Bereiche mit hohem Feinmaterialanteil dehnen sich stärker aus — sammeln sich die Steine um eine feinerdereiche Erhebung, ein Steinring entsteht. Bei zunehmender Hangneigung überlagert eine Hangabwärtsbewegung die zentrifugale Bewegung der Steine, es entstehen ellipsenförmige Steinringe. Bei noch höherer Hangneigung verformen sie sich zu Steinstreifen. Abbildung 2.42 zeigt Steinstreifen im Pipjitälli. Die Länge des Streifens beträgt ca. 10 m, seine Breite etwa 1 m.



Abbildung 2.42: Steinstreifen im Pipjittäli. Durch korngößendifferenziertes Auffrieren von Bodenmaterial entstehen Konzentrationen von Grobmaterial an der Oberfläche. Bei entsprechender Hangneigung bilden sich Steinstreifen aus.

Synonym/Übersetzung: engl.: stone stripes.

Perzeption: Streifenförmige Ansammlung von Grobmaterial an der Bodenoberfläche in Richtung der maximalen Hangneigung.

Attribute: horizontal leicht konvex, in Hangrichtung an die unterlagernde Topographie angepasst.

Nachbarschaft: ⇔ Talseitenhang, ↓ Talboden.

Parametrisierung: —

Wanderblock

Wanderblöcke sind Gesteinsblöcke, die sich aufgrund solifluidaler oder gelifluidaler Prozesse schneller hangabwärts bewegen als das sie umgebende Material. Dies führt zur Bildung eines Wulstes aus Bodenmaterial auf der hangabwärtigen Seite und einer Furche an der hangaufwärtigen Seite des Blockes (HALL et al., 2001). Wanderblöcke treten meist in der Nähe von Gelifluktionerscheinungen auf und sind auf das Vorhandensein von frostanfälligem, vegetationsbedecktem Verwitterungsmaterial angewiesen (BALLANTYNE & HARRIS, 1994). Ist dieses Material während einer Phase oberflächlichen Tauens wassergesättigt, kann sich der Block aufgrund der Wirkung der Gravitation hangabwärts bewegen (Abbildung 2.43). Die Bewegungsraten betragen wenige Zentimeter pro Jahr.



Abbildung 2.43: Wanderblock und Gelifluktionsloben im Pipjitälli. Der Wanderblock 'gleitet' auf dem wassergesättigten Substrat hangabwärts. Dabei hinterlässt er hangaufwärts eine Furche und bildet vor sich einen Wulst aus Bodenmaterial.

Synonym/Übersetzung: engl.: ploughing block, ploughing boulder.

Perzeption: Gesteinsblock unterschiedlicher Größe, mit Furche auf der hangaufwärtigen und Wulst auf der hangabwärtigen Seite seiner Position am Hang.

Attribute: Einzelner Block.

Nachbarschaft: ⇔Gelifluktionsloben, ⇔Talseitenhang.

Parametrisierung: Parameter von HALL et al. (2001) (Kapitel 3.6.3).

Gletscherschrammen

Bei der Bewegung eines Gletschers über das Anstehende führen in die Unterseite des Gletschers eingebettete Steine zu einem Abschleifen des Anstehenden. Dieser Prozess wird als Detersion bezeichnet. Folge ist neben einer Glättung des Gesteins die Erzeugung von Furchen, den Gletscherschrammen (Abbildung 2.44). Die Orientierung der Schrammen im Gestein lässt auch nach Rückzug des Gletschers die Richtung der ehemaligen Eisbewegung erkennen AHNERT (1996).

Synonym/Übersetzung: engl.: glacial striations.

Perzeption: Lineare Riefen und Furchen im Anstehenden oder Blöcken in ehemaliger Fließrichtung des Gletschers.

Attribute: —

Nachbarschaft: Glazial überprägtes Relief.

Parametrisierung: —

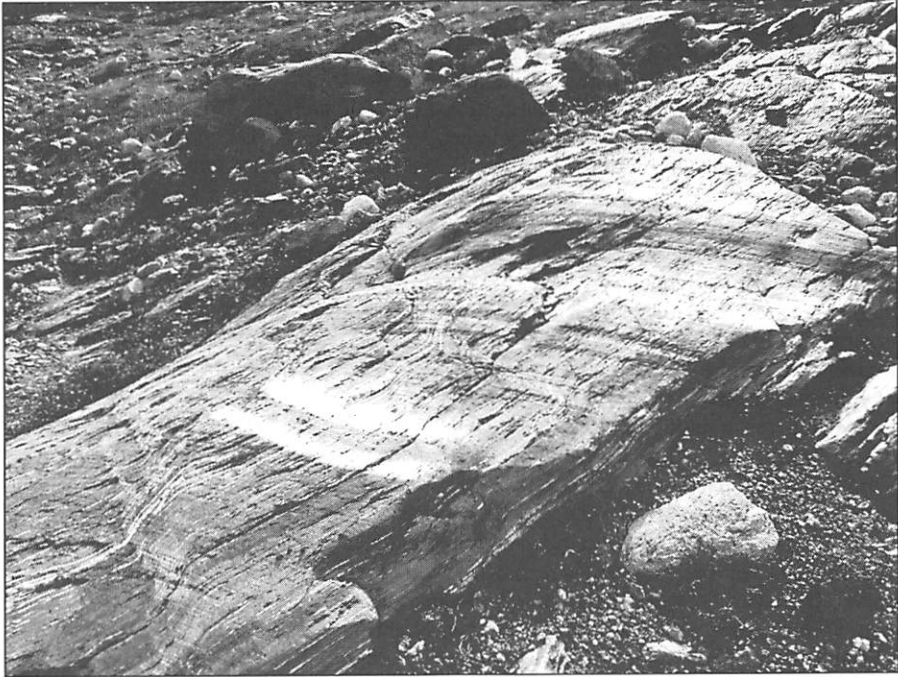


Abbildung 2.44: Gletscherschrammen im Vorfeld des Turtmanngletschers. Die Richtung der linearen Strukturen zeigt die Fließrichtung des Gletschers – im Bild von links nach rechts – an.

2.3.4 Anmerkung

Der vorgestellte Katalog von Reliefformen des Hochgebirges bietet eine Übersicht über die wichtigsten im Hochgebirge auftretenden Formen. Der Katalog erhebt dabei keinen Anspruch auf Vollständigkeit, die Auswahl der Formen orientierte sich auch am Auftreten der Formen im Untersuchungsgebiet. Die Arbeit im Rahmen eines Graduiertenkollegs zeigte deutlich den Bedarf an einem solchen Katalog zur interdisziplinären Kommunikation.

Die Charakterisierung der vorgestellten Reliefformen durch geomorphometrische Parameter ist bisher nur eingeschränkt möglich. Dies liegt in der bisher ungelösten Parametrisierung komplexer Reliefformen begründet. Daher konnte in vielen Fällen nur auf die Berechnung von einfachen primären Parametern und Formelementen verwiesen werden. Letztere erlauben die Beschreibung von Reliefformen durch einem definierten Figurtyp entsprechende Assoziationen von Formelementen (s. Kapitel 2.2.6).

2.4 Zusammenfassung

Der Katalog der Reliefformen des Hochgebirges beschließt das Kapitel der konzeptionellen Grundlagen der Arbeit.

In Kapitel 2.1 erfolgte die Abgrenzung und Definition des Hochgebirgsbegriffs. Sie diente der groben Einordnung des Reliefcharakters des im Hochgebirge lokalisierten Untersuchungsgebietes und zur Darstellung der Entwicklung des Hochgebirgsbegriffs im Laufe der Zeit. Wurde anfangs nur die absolute Höhe als Kriterium herangezogen, fanden später zahlreiche Attribute zur Definition des Hochgebirges Verwendung. Eine universal anwendbare Definition des Hochgebirges bleibt jedoch problematisch. Dies zeigt auch die Definition von TROLL (1966b), der letztendlich auf die europäischen Alpen als Typlokalität verweist.

In Kapitel 2.2 wurden grundlegende Konzepte der Geomorphometrie dargestellt. Dies umfasste Aspekte des Georeliefs aus geomorphologischer/geomorphometrischer Sicht, etwa die Dimensionsorientierung, die Organisation in Form einer verschachtelten Hierarchie sowie die Tendenz zur Bildung von Strukturen und Mustern des Reliefs. Weiterhin wurden Konzepte zur Gliederung des skulpturellen Kontinuums des Georeliefs erläutert. Das zeitlich weite Ausholen bis ins ausgehende 19. Jahrhundert war dabei unumgänglich. Die Betrachtung des Reliefs als eine aus relativ wenigen Grundformen bestehende Vergesellschaftung von Formen in verschiedenen, hierarchisch organisierten Größenbereichen wurde in dieser Form erstmals von PENCK (1894, 1896) vorgestellt. Diese Sicht auf das Relief bildet die Basis aller zeitlich folgenden und teilweise aufeinander aufbauenden Reliefgliederungsansätze in Kapitel 2.2.6 und entspricht dem Reliefbegriff der vorliegenden Arbeit.

Der Katalog von Reliefformen des Hochgebirges versteht sich als Konkretisierung der in Kapitel 2.1 gegebenen Hochgebirgsdefinitionen. Der fehlenden universellen Anwendbarkeit dieser Definition wird durch die Beschreibung des Reliefcharakters mit Fokus auf dem Untersuchungsgebiet der Arbeit begegnet. Die dargestellten Formen umfassen die ein einzelnes Tal konstituierenden Reliefelemente sowie die räumlich subordinierten Formen. Die Sicht auf das Hochgebirgsrelief und damit der Aufbau des Kataloges ist von den in Kapitel 2.2 dargestellten Konzepten geprägt. Dies wird unter anderem in der Aufteilung des Kataloges in aufbauende und subordinierte Formen sowie in der Kennzeichnung von Nachbarschaftsbeziehungen der Reliefformen sichtbar.

3 Geomorphometrische Methoden und Techniken für die Analyse des Hochgebirgsreliefs

Die Methoden und Techniken zur geomorphometrischen Analyse des Reliefs sind zahlreich und variieren stark hinsichtlich der benötigten Ausgangsdaten, der beschriebenen Objekte und Attribute und der Anwendbarkeit für das Hochgebirge. In den folgenden Abschnitten wird eine Auswahl verschiedener geomorphometrischer Methoden dargestellt, die sich für eine Anwendung im Hochgebirgsrelief eignen. Die exemplarische Anwendung ausgewählter Methoden im Untersuchungsgebiet Turtmantal erfolgt in Kapitel 6. Die zur Implementierung dieser Methoden erstellten Computerprogramme sind in der online-Version der Dissertation beschrieben (RASEMANN, 2003). Sie kann in der eBibliothek der Universität Bonn eingesehen und heruntergeladen werden.

3.1 Visualisierung digitaler Höhenmodelle

Die geomorphometrische Analyse auf Basis eines digitalen Höhenmodells sollte stets von einer aufmerksamen visuellen Prüfung der Höhenmodellldarstellung begleitet sein. Bei geeigneter Darstellung vermittelt es einen ersten Eindruck vom repräsentierten Relief. Das digitale Höhenmodell, als Modell der Realität, weist in Abhängigkeit seiner Erstellungsmethode, der zugrunde liegenden Daten und der Zellengröße bestimmte Charakteristika und Fehler auf. Sie beeinflussen die Berechnung geomorphometrischer Parameter und die Ableitung geomorphometrischer Objekte. Einen sehr guten Eindruck des Reliefs vermittelt eine Schräglichtdarstellung des Höhenmodells (BRASSEL, 1974; HORN, 1981). Dabei wird die Beleuchtung des Reliefs aus einer wählbaren Richtung und Höhe über dem Horizont simuliert. Diese Darstellung kann mit thematischen Informationen, beispielsweise der Wölbung oder der Hangneigung, verschnitten werden und ermöglicht so eine erste Interpretation von berechneten geomorphometrischen Parametern (THELIN & PIKE, 1991).

Aktuelle Geographische Informationssysteme bieten zahlreiche Möglichkeiten zur Visualisierung eines digitalen Höhenmodells. Besonders anschaulich ist die perspektivische Darstellung der Höhenmodelloberfläche. Diese Möglichkeit bieten beispielsweise das Modul ArcScene in ArcGIS und das Modul NVIZ in GRASS. Diese Module erlauben zusätzlich zur perspektivischen Darstellung von Höhendaten die Überlagerung von thematischen Informationen. Dies können unter anderem Luftbilder, berechnete Parameter oder geomorphometrische Objekte sein. Der Blickwinkel der Darstellung kann frei gewählt werden, per Tastatur oder Maus ist eine Navigation im Darstellungsraum möglich.

Obwohl in diesem Zusammenhang immer wieder von 3D-Darstellung die Rede ist, handelt es sich nicht um eine wirklich räumliche Betrachtungsmöglichkeit. Der räumliche Eindruck basiert auf der perspektivischen Darstellung. Um eine tatsächlich räumliche Betrachtung von kleineren Höhenmodellen zu ermöglichen, wurde im Rahmen dieser Arbeit das Programm StereoView erstellt. Das digitale Höhenmodell wird hier in zwei perspektivischen Abbildungen auf dem Bildschirm so dargestellt, dass die Betrachtung jeweils einer der Darstellungen mit einem Auge einen räumlichen Eindruck, ähnlich der Luftbildanalyse mit dem Stereoskop, entstehen lässt.

Der räumliche Eindruck beruht auf der Tatsache, dass beide Augen beim Betrachten eines Objekts stets um den Augenabstand voneinander entfernt sind und so das Objekt aus unterschiedlichen Perspektiven wahrnehmen (ALBERTZ, 1991). Die Betrachtung der Einzelbilder kann durch ein Sichtgerät erleichtert werden. Das Programm StereoView wird in RASEMANN (2003) ausführlich erläutert.

3.2 Häufigkeitsverteilung und Histogramm

In der Geomorphologie dienen vor allem die Häufigkeitsverteilung der Höhe und der Hangneigung einer ersten Beschreibung des Reliefcharakters eines Untersuchungsgebietes. Abbildung 3.1 (a) zeigt die Häufigkeitsverteilung der Höhe, Abbildung 3.1 (b) die Häufigkeitsverteilung der Hangneigung für das Turtmanntal. Auf Basis der Form des Histogramms lassen sich erste Aussagen über die Werteverteilung der Variablen treffen. Sind die Variablenausprägungen normalverteilt, hat das Histogramm in etwa die Form einer Glocke wie sie von der Gaußschen Normalverteilung bekannt ist. Die meisten Werte gruppieren sich um die Mitte der Verteilung und werden mit zunehmender Entfernung von der Mitte zu beiden Seiten immer seltener.

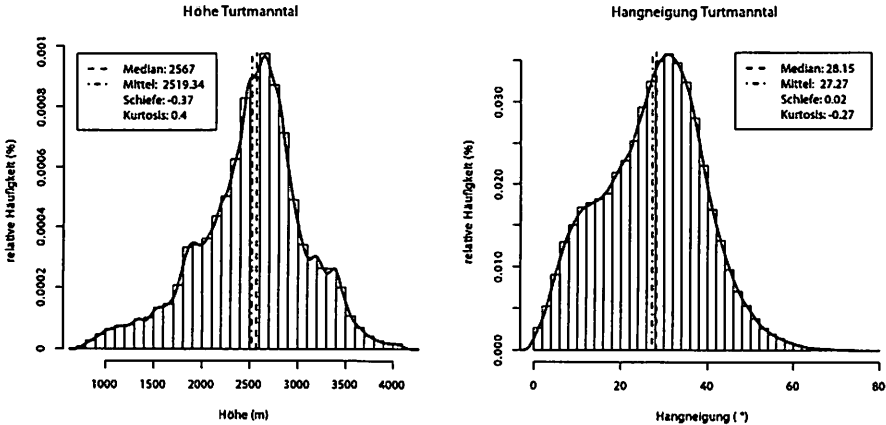


Abbildung 3.1: Darstellungen der Häufigkeitsverteilung von Höhe und Hangneigung für das Turtmanntal in Form von Histogrammen.

Nach einer ersten visuellen Inspektion des Histogramms lassen sich für die Verteilung einfache statistische Parameter berechnen, welche die Verteilung beschreiben. Dabei sind Maße der Lage, der Spannweite und Maße der Form zu unterscheiden.

Maße der Lage

Maße der Lage geben Auskunft über die Lage bestimmter Werte innerhalb des Wertebereichs. Zu nennen sind hier Minimum, Maximum, das arithmetische Mittel und der Median, wobei die beiden letzteren die Mitte der Verteilung erfassen. Im Vergleich zum arithmetischen Mittel ist der Median jedoch weniger anfällig gegenüber Ausreißern. Dies legt seine Anwendung bei der Analyse von aus digitalen Höhenmodellen gewonnenen Daten nahe, da hier immer mit Ausreißern aufgrund systematischer Fehler zu rechnen ist. Genauere Auskunft über die Lage von Teilen der Verteilung geben Quantile. Während der Median die Verteilung in zwei Hälften teilt, bezeichnen Quantile die Aufspaltung der Verteilung in unterschiedlich viele, gleich große Teile. Üblich

sind Quartile, die Teilung in vier Teile und bisweilen auch Perzentile, die Teilung in 100 Teile, die beispielsweise von PITY (1969, 1970) zur Analyse von Hangprofilen angewandt wurde. Die Perzentile P_1 bezeichnet den Wert unter den ein Hundertstel der Werte fallen. Die Perzentile P_{25} entspricht damit der Quartile Q_1 .

Maße der Spannweite

Die Maße der Spannweite beschreiben die Variabilität der Verteilung. Gängige Parameter sind die Varianz, die Standardabweichung und der Quartilenabstand. Die Varianz ist die mittlere quadrierte Abweichung der Variablenausprägungen vom arithmetischen Mittel der Verteilung. Sie ist empfindlich gegenüber Ausreißern, da quadrierte Differenzen der Ausprägung und des Mittelwertes in ihre Berechnung einfließen. Die Standardabweichung ist die Wurzel der Varianz, sie wird meist bevorzugt, da die Einheit der Standardabweichung derjenigen der beschriebenen Variable gleicht. Auch der Quartilenabstand eignet sich zur Beschreibung der Breite einer Verteilung. Er errechnet sich aus der Differenz der oberen und unteren Quartile und hat den Vorteil, dass das arithmetische Mittel der Verteilung nicht in die Berechnung eingeht. So kann ein aufgrund von Ausreißern verfälschter Mittelwert die Ausprägung des Quartilenabstandes nicht beeinflussen.

Maß der Form

Ein Maß der Form der Häufigkeitsverteilung ist die Schiefe. Sie beschreibt die Symmetrie der Verteilung und zeigt an, ob der überwiegende Teil der Variablenwerte auf einer Seite des Wertintervalls konzentriert ist, während ein kleiner Teil der Variablenwerte über den Rest des Wertintervalls breit streut. Je nachdem, ob der größere Teil der Werte links oder rechts vom Mittelwert liegt, unterscheidet man positive und negative Schiefe. Die Schiefe g ist dimensionslos und berechnet sich nach folgender Formel:

$$g = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{s_x^3} \quad (3.1)$$

Dabei bezeichnet x_i den Wert der Variable, \bar{x} den Mittelwert, s die Standardabweichung und n die Größe der Verteilung. Da die Schiefe stark durch Ausreißer beeinflusst ist, wird häufig nur das Vorzeichen der Schiefe zur Charakterisierung der Verteilung genutzt. EVANS (1972b) gibt der Schiefe der Häufigkeitsverteilung der Höhe als Maß für die Zerschneidung der Landschaft den Vorzug vor dem häufiger angewandten Hypsometrischen Integral.

Die Histogramme der Höhe und Hangneigung bieten zusammen mit den beschriebenen statistischen Parametern der Lage und den Maßen der Breite und Form der Verteilung einen ersten Überblick über den Reliefcharakter des Untersuchungsgebietes. Auch systematische Fehler in den Daten können erkannt werden.

3.3 Hypsometrie und Klinometrie

Hypsometrie bezeichnet die Messung des Verhältnisses von Fläche zu Höhe eines Ausschnittes des Georeliefs. Die Klinometrie beschreibt analog dazu die Verhältnisse der Hangneigung zur Höhe. Beide Maße werden in der Geomorphologie seit Ende des 19. Jahrhunderts zur Charakterisierung des Reliefs angewandt (z.B. LAPPARENT, 1883; FINSTERWALDER, 1890) und sind auch in gegenwärtigen Untersuchungen ein wichtiges Werkzeug (OHMORI, 1993; WILLGOOSE & HANCOCK, 1998; HURTREZ et al., 1999; KATSUBE & OGUCHI, 1999).

Hypsometrische Kurven

Die hypsometrische Kurve — auch hypsographische Kurve genannt — stellt die Verteilung der Höhe in Bezug zur Fläche eines betrachteten Reliefausschnittes in Diagrammform dar. Die kumu-

relative Fläche wird für gewöhnlich auf der Abszisse abgetragen, die Höhe auf der Ordinate. Wird tatsächlich die Fläche einer Höhenstufe und nicht die kumulative Fläche angegeben, wird die Darstellung nach **HORMANN (1971)** als hypsometrische Zuwachsratenkurve bezeichnet. Die hypsometrische Kurve geht vermutlich auf **LAPPARENT (1883)**, zitiert in **BAULIG (1959)** zurück und wird seitdem häufig zur Darstellung der Verteilung der Höhe eines Gebietes zu unterschiedlichen Zwecken angewandt. (z.B. **WOOLDRIDGE, 1928**; **DE MARTONNE, 1941**; **CLAYTON, 1953**). Die 'prozentuale hypsometrische Kurve' (*engl.*: percentage hypsometric curve) (**STRAHLER, 1952**) zeigt diese Angaben in Prozentform. Die Darstellung mit relativen Koordinaten bietet den Vorteil, dass Bereiche unterschiedlicher Fläche und absoluter Höhe miteinander vergleichbar werden. **STRAHLER (1952)** nutzte diese Kurve zur Bestimmung von Entwicklungsstadien des Reliefs im Sinne eines Erosionszyklus nach **DAVIS (1899)** am Beispiel hydrologischer Einzugsgebiete. Danach charakterisiert eine konvex geformte hypsometrische Kurve ein Einzugsgebiet im Stadium der Jugend (Abbildung 3.2). Eine S-förmige Kurve zeigt ein erwachsenes Stadium an und eine konkave Kurve repräsentiert Einzugsgebiete nahe dem Peneplain-Stadium. **SCHUMM (1956)** erweiterte diesen Ansatz und setzte Änderungen der Form der hypsometrischen Kurve mit einem steigendem Alter des Einzugsgebietes in Beziehung.

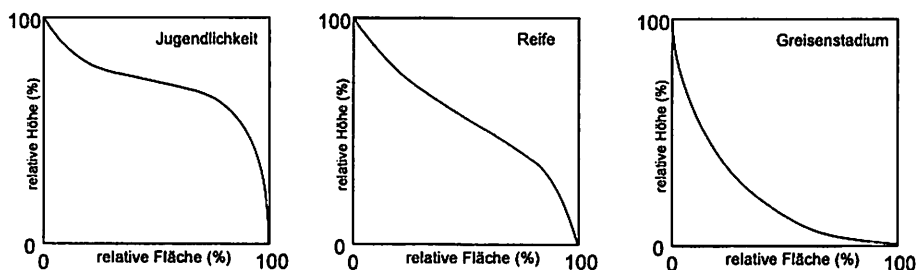


Abbildung 3.2: Hypsometrische Kurven von Einzugsgebieten verschiedener Stadien im Erosionszyklus nach **DAVIS (1899)** (**STRAHLER, 1952**).

WILLGOOSE & HANCOCK (1998) zeigten, dass neben Beziehungen zwischen Einzugsgebietsform und wirkenden Prozessen (vgl. **STRAHLER, 1964**) die Geometrie des Einzugsgebietes und vor allem das Verhältnis von Breite zu Länge die hypsometrische Kurve stark beeinflusst. **KATSUBE & OGUCHI (1999)** untersuchten die Veränderung der Hangneigung und Vertikalwölbung in Abhängigkeit von der Höhe an drei Gebirgsketten in den japanischen Alpen und unterschieden drei Höhengürtel auf Basis visueller Inspektion hypsometrischer Kurven. Die Autoren bestimmten einen charakteristischen Hangneigungswinkel von 35° und erklärten diesen, sowie das Auftreten vertikal gestreckter Hänge, durch fluviale Erosion und Massenbewegungen als dominante Faktoren der Reliefgenese. **LUO (1998)** berechnete hypsometrische Kurven von Einzugsgebieten, um den Einfluss der Geomorphometrie auf die hydrologische Modellierung dieser Gebiete zu quantifizieren. Die Charakterisierung der hypsometrischen Kurven erfolgte unter anderem durch Berechnung der statistischen Parameter Schiefe und Kurtosis für die Kurven.

Das hypsometrische Integral, der prozentuale Anteil der Fläche unter der hypsometrischen Kurve, ist ein einfacher morphologischer Index der Höhenverteilung. **PIKE & WILSON (1971)** zeigten, dass das hypsometrische Integral der 'elevation relief ratio' entspricht, einem topographischen Index, der das relative Verhältnis von Hochland zu Tiefland innerhalb eines Untersuchungsgebietes ausdrückt. Die 'elevation relief ratio' wurde von **WOOD & SNELL (1960)** eingeführt und ist

folgendermaßen definiert:

$$E = \frac{\text{Mean elevation} - \text{Min. elevation}}{\text{Max. elevation} - \text{Min. elevation}} \quad (3.2)$$

Zur Untersuchung der Skalenabhängigkeit geomorphometrischer Parameter berechneten HURTREZ et al. (1999) hypsometrische Kurven und hypsometrische Integrale auf Basis digitaler Höhenmodelle mit unterschiedlichen Zellengrößen. Die Ergebnisse ließen vermuten, dass das hypsometrische Integral relativ unempfindlich auf veränderte Zellengrößen reagiert, da es sich bei wiederholter Berechnung auf Basis eines Höhenmodells mit variierender Zellengröße nur leicht veränderte. Die Interpretation des hypsometrischen Integrals ist jedoch nicht unproblematisch, da unterschiedlich geformte hypsometrische Kurven gleiche hypsometrische Integrale haben können.

Klinographische Kurven

Die Terminologie der klinographischen Kurven in der Literatur ist sehr verwirrend. Zeigt die hypsographische Kurve die Verteilung der Höhe eines gegebenen Gebietes in Bezug zur Fläche, müsste streng genommen die klinographische Kurve die Verteilung der Hangneigung eines Gebietes beschreiben. Es existieren jedoch zahlreiche unterschiedliche Definitionen und Methoden, wie eine klinographische Kurve zu erzeugen ist. FINSTERWALDER (1890) verwandte den Begriff der klinographischen Kurve für eine Kurve, welche die Höhe auf der Abszisse und die Länge der korrespondierenden Isohypse auf der Ordinate zeigte. HANSON-LOWE (1935) erzeugte eine klinographische Kurve durch Aneinanderhängen von Liniensegmenten, deren Neigung der mittleren Neigung des Geländes zwischen zwei aufeinander folgenden Isohypsen entspricht. Einer anderen Definition entspricht die 'courbe clinographique' von PEGUY (1948). Hier werden auf der Abszisse Höhenschichten, auf der Ordinate die mittlere Neigung der entsprechenden Höhengschicht aufgetragen. Diese Kurve ist der Definition der 'slope-height curve' von MOSELEY (1961) sehr ähnlich. Um Verwirrung zu vermeiden, sollte diese Kurve jedoch als Hypsoklinkurve (*engl.*: hypsoclinic curve) bezeichnet werden, da sie sowohl Messungen der Höhe als auch der Hangneigung beinhaltet. Einen ausführlichen Vergleich unterschiedlicher klinographischer Kurven unternimmt CLARKE (1966).

Der Vorteil der Hypsoklinkurve liegt in der Möglichkeit sowohl abrupte Änderungen der Hangneigungen als auch Verebnungen darzustellen (MONKHOUSE & WILKINSON, 1971). Problematisch bei der Interpretation von Hypsoklinkurven ist jedoch das Fehlen von Informationen bezüglich der Größe der Fläche, welche die mittlere Neigung einer Höhenstufe repräsentiert. Eine niedrige mittlere Neigung einer Höhenstufe muss nicht zwangsläufig eine ausgedehnte Verebnung anzeigen, da keine Information zur Verfügung steht, welche Fläche dieser Teil im Verhältnis zum gesamten Untersuchungsgebiet einnimmt.

Die Berechnung hypsometrischer, klinographischer und von Hypsoklinkurven für das Turtmanntal erfolgt in Kapitel 6.

3.4 Anpassung analytischer Oberflächen

Die Anpassung analytischer Oberflächen an geomorphologische Phänomene umfasst zwei Aspekte. Zum einen die Beschreibung der Form einzelner Objekte; sie erfolgt durch das Anpassen mathematischer Funktionen an den Grundriss oder Aufriss des Objektes. Diese Vorgehensweise wird in Kapitel 3.4.1 vorgestellt. Zum anderen dient die Anpassung analytischer Oberflächen der Beschreibung im Raum verteilter Objekte. Hier steht neben der Exposition dieser Formen die Analyse von räumlichen Trends durch Anpassen von Trendflächen im Vordergrund (Kapitel 3.4.2).

3.4.1 Anpassen von Gleichungen an Reliefformen

Das Anpassen mathematischer Gleichungen basiert auf der Tatsache, dass sich nahezu jede denkbare Linienform durch eine mathematische Gleichung ausdrücken lässt. Dieser Umstand wird auch in der Geomorphologie seit langem genutzt, um den Grundriss von Reliefformen quantitativ zu beschreiben. Gesucht wird jeweils eine mathematische Funktion, die möglichst genau der darzustellenden Form entspricht. Für den Bereich der Hochgebirgsformen wird im folgenden exemplarisch die Anpassung von Gleichungen an die Form von Kares (S. 100) und Drumlins (S.101) dargestellt. Darauf folgt die Beschreibung der Anpassung mathematischer Gleichungen an Hangprofile (S. 103) sowie an Querprofile von Gebirgstälern (S. 105).

Kare

Nach MCCALL (1952), SUGDEN (1969) und KING (1974) lässt sich die Form eines gut entwickelten Kares, ausgedrückt als die Form seines Längsprofils, näherungsweise durch einen Kreisbogen beschreiben, wobei der Kreisradius ein Maß für das Karvolumen darstellt. HAYNES (1968) räumte ein, dass der Kreisbogen zwar geometrische Vorteile hinsichtlich der Ermittlung der Bewegungsmuster und der wirkenden Kräfte im Kar bietet, aber kein gutes Maß für die vergleichende Untersuchung von Karformen darstellt. Nur 47 % der von HAYNES (1968) untersuchten Kare ließen sich mehr oder weniger gut durch Kreisbögen beschreiben. Bessere Ergebnisse erzielte HAYNES (1968) durch Angleichen einer logarithmische Kurve folgender Form:

$$y = (1 - x)e^{-x} \quad (3.3)$$

Dieser Kurventyp kombiniert einen bogenförmigen Übergang am Fuß der Karrückwand mit einem flachen Karboden und einer steilen Karrückwand. Um Variationen der Form von Karboden und Karrückwand Rechnung zu tragen, führte HAYNES den k -Faktor in die Gleichung ein:

$$y = k(1 - x)e^{-x} \quad (3.4)$$

Werte von k zwischen 0,5 und 2 ermöglichten das Anpassen der Funktion an eine Vielzahl von Karformen unterschiedlicher Entwicklungsstufen. Beispiele dieser Funktion mit unterschiedlichen k -Faktoren sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Diese Kurve ermöglichte HAYNES (1968) die Anpassung der Funktion an 81 % der untersuchten Kare. Kare mit k -Werten um 2 tendierten zu tiefer Einschnidung und steilen Karrückwänden, sie besaßen oft einen den Karboden bedeckenden See. Kare mit k -Werten um 1 zeigten eine geringere Geschlossenheit und weniger steile Karrückwände. k -Werte von 0,5 indizierten deutlich flachere, oft mit Schutt oder Vegetation bedeckte Kare mit leicht in Hangrichtung geneigten Karböden.

Eine andere Kurve zur Beschreibung des Karlängsprofils wandte GRAF (1976) an. Es handelt sich um eine Parabelgleichung der Form:

$$Z = aX^b \quad (3.5)$$

wobei der Exponent b Werte zwischen 2 und 3 annimmt.

Während auch diese Formel nur das Längsprofil eines Kares beschreibt, entwickelte ANIYA (1974) ein dreidimensionales Modell der Karmorphologie (Abbildung 3.4), repräsentiert durch folgende Gleichung:

$$Z = (X/a)^k + (Y/b)^h \quad (3.6)$$

Die Exponenten (k , h) und Koeffizienten (a , b) werden durch die Methode kleinster Quadrate unter Nutzung der X - (Querprofil-), Y - (Längsprofil) und Z - (Höhe) Koordinaten ermittelt. Werden

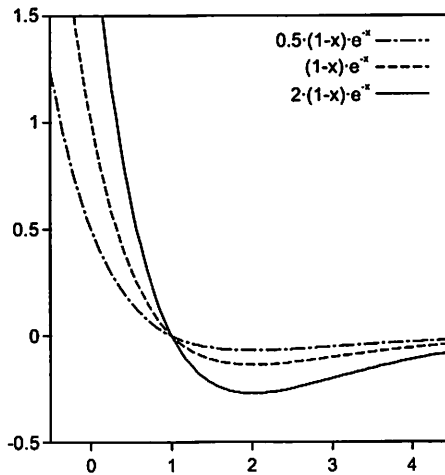


Abbildung 3.3: Anpassen logarithmischer Kurven der Form $y = k \cdot (1 - x)e^{-x}$ mit k -Werten von 0,5, 1 und 2 an Längsprofile von Karen (HAYNES, 1968).

Tranekte parallel zum Längsprofil analysiert, bleibt X konstant und die vereinfachte zweidimensionale Gleichung findet Anwendung:

$$Z' = b'Y^h \quad (3.7)$$

Die von ANIYA (1974) ermittelten Exponenten (h) liegen im Bereich zwischen 1,8 und 3,0 und sind damit mit den Ergebnissen von GRAF (1976) vergleichbar. Obwohl dieses Modell in der Lage ist, die Formeigenschaften eines ganzen Kares zu beschreiben, empfehlen ANIYA & WELCH (1981) die getrennte Untersuchung von Längs- und Querprofil des Kares, um eine bessere Näherung an das tatsächliche Relief zu erreichen. Eine Rotation des unterliegenden Koordinatensystems kann die Anpassung asymmetrischer Kare erleichtern. Dieses Modell fand bei der Untersuchung von 13 Karen im Victoria Valley, Antarktis, Anwendung. Da die meisten Kare des Untersuchungsgebietes durch Gletscher oder Sediment bedeckt sind, wurde ein iteratives Verfahren angewandt, um Fehler zwischen der Berechnung und auf photogrammetrischer Basis ermittelte Tiefen des Anstehenden zu ermitteln. Die entlang der X - und Y -Achse berechneten Tranekte der Karform, approximiert durch semi-kubische und wahre Parabeln, sind mit Exponenten (k, h) zwischen 1,3 und 2,2 mit denen aus glazial überprägten Tälern vergleichbar (ANIYA & WELCH, 1981).

Drumlins

Drumlins besitzen aufgrund ihrer Genese unter der Einwirkung fließenden Eises einen charakteristischen, stromlinienförmigen Grundriss (s. Kapitel 2.3). Einer rundlichen, ehemals dem Eis zugewandten Luvseite steht eine eher langgestreckte, der Eisbewegung abgewandte Leeseite gegenüber. Dieser Grundriss lässt sich durch das Anpassen verschiedener mathematischer Gleichungen beschreiben. Ellipsen eignen sich vor allem für die Beschreibung kleiner Drumlins sehr gut. Ihnen fehlt oft die charakteristische Längserstreckung der Leeseite (CHORLEY, 1959). Für die klassische Drumlinform sind andere Funktionen besser geeignet. Ein Beispiel sind Rosenkur-

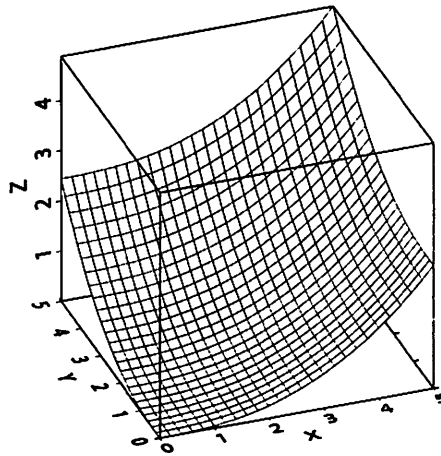


Abbildung 3.4: Dreidimensionales Modell der Karmorphologie, repräsentiert durch die Gleichung $Z = (X/a)^k + (Y/b)^h$, dargestellt mit den Koeffizienten $a, b = 3, 5$ und den Exponenten $k, h = 2, 5$.

ven, deren Funktionsgleichung in Polarkoordinaten folgendermaßen lautet:

$$r = a \cdot \cos(k \cdot \theta) \tag{3.8}$$

Dabei bezeichnet r den Ortsvektor, a die Länge der Längsachse der Form und θ den Winkel des Ortsvektors. k ist ein dimensionsloser Wert, der die Längserstreckung der Form bestimmt. Ausschnitte von zwei unterschiedlichen Rosenkurven sind in Abbildung 3.5 dargestellt. Die Parameter a und k haben die Werte 1,4 und 3 für den äußeren, 1 und 3 für den inneren Ausschnitt der Rosenkurven. Die Ähnlichkeit zum Grundriss eines Drumlins ist offensichtlich. CHORLEY

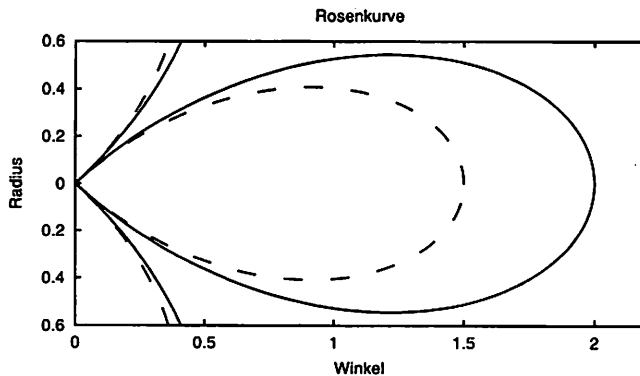


Abbildung 3.5: Ausschnitte von Rosenkurven der Form $r = a \cdot \cos(k \cdot \theta)$ zur Beschreibung der Drumlinform. Äußere Kurve: $a = 1,4; k = 3$; innere Kurve: $a = 1; k = 3$.

(1959) bevorzugte zur Beschreibung der Drumlinform eine Familie von Lemniskaten, eine Funktion, die auch schon zur Beschreibung der Form von hydrologischen Einzugsgebieten genutzt

wurde. Lemniskaten sind nach CHORLEY (1959) mathematisch einfach genug, um praktisch gut anwendbar zu sein und können durch Variation nur eines Parameters in ihrer Form verändert werden (Abbildung 3.6). Die Gleichung einer Lemniskate hat in Polarkoordinaten folgende Form (CHORLEY, 1959; KING, 1974):

$$r = a^2 \cdot \cos(k \cdot \theta) \quad (3.9)$$

Dabei bezeichnet r den Ortsvektor, a die Länge der Längsachse und θ den Winkel des Ortsvektors. k ist wiederum ein dimensionsloser Wert, der die Längserstreckung, das Verhältnis von Länge zu Breite der Form, bestimmt. Geht k gegen eins, nähert sich die Form einem Kreis. Ein zunehmender Wert von k führt zu zunehmender Längserstreckung des Funktionsgraphen. k errechnet sich nach folgender Formel:

$$k = a^2 \cdot \pi / 4A \quad (3.10)$$

Dabei bezeichnet a die Länge der Längsachse der Form und A die Drumlinfläche. Die Anpassung einer Lemniskate an den Grundriss eines Drumlins erfolgt in zwei Schritten. Zunächst wird durch Messung der Länge a und der Fläche A des Drumlins nach Gleichung 3.10 der Wert von k berechnet. Durch Einsetzen von k in Gleichung 3.9 erhält man eine an die Drumlinform optimal angepasste Lemniskate.

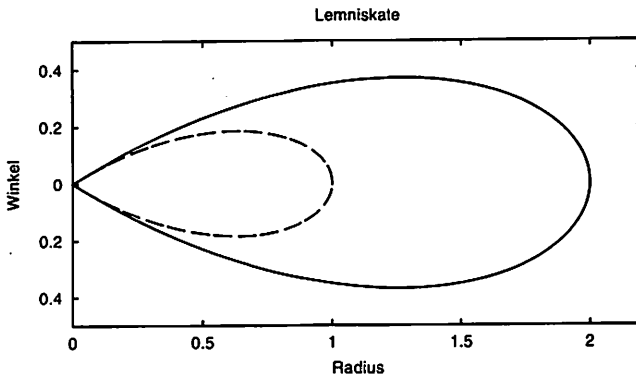


Abbildung 3.6: Ausschnitte von Lemniskaten der Form $r = a^2 \cdot \cos(k \cdot \theta)$ zur Beschreibung der Drumlinform. Äußere Kurve: $a = 1, 4; k = 3$; innere Kurve: $a = 1; k = 3$.

Hangprofile

Die Anpassung von Hangprofilen an mathematische Funktionen wurde erstmals von TYLOR (1875) angewandt. Er beschrieb Hänge durch binomische Funktionen und begründete diese Form mit dem Bestreben fließenden Wassers einen Hang so zu formen, dass es darauf mit gleichbleibender Geschwindigkeit fließen kann und erachtet diese Profilform als Hangform größtmöglicher Stabilität (TYLOR, 1875). Während TYLOR auf empirische Untersuchungen der Hangform gänzlich verzichtete, nahm LAKE (1928) neun Profile im Gelände auf, um sie durch Kreisbögen mathematisch zu beschreiben. Jeweils drei Profilpunkten, deren Auswahlkriterien unklar bleiben, wurden Kreisbögen und Parabeln einbeschrieben, wobei sich nach LAKE (1928) gerade längere Hänge besser durch Kreisbögen beschreiben lassen.

BRIDGE & BECKMAN (1977) fanden bei Untersuchungen in Queensland, Australien, konkave Profile, die zykliden Formen ähnelten. Die Datengrundlage zur Anpassung mathematischer Gleichungen lieferten hier vergrößerte Photographien von Hängen. Hinter dieser Beobachtung

steht die theoretische Überlegung, dass diese Kurve den zeitlich kürzesten Weg eines sich reibungslos bewegenden Partikels unter dem Einfluss der Schwerkraft beschreibt, der sich von einem Punkt des Hanges zu einem anderen, nicht direkt benachbarten Punkt, bewegt. Mehrere Partikel, die sich gleichzeitig auf verschiedenen Punkten der Kurve respektive des Hanges in Bewegung setzen, erreichen gleichzeitig das untere Ende (BRIDGE & BECKMAN, 1977). Unter Vernachlässigung der Reibung wäre dies die ideale Hangform für den schnellstmöglichen Abfluss von Wasser.

Konvexe Hangprofile oder Profilschnitte lassen sich an Geraden anpassen, wenn bei der Visualisierung, entsprechend Abbildung 3.7, der Profilstartpunkt auf den Ursprung des Koordinatensystems gelegt wird (HACK & GOODLETT, 1960; HACK, 1965).

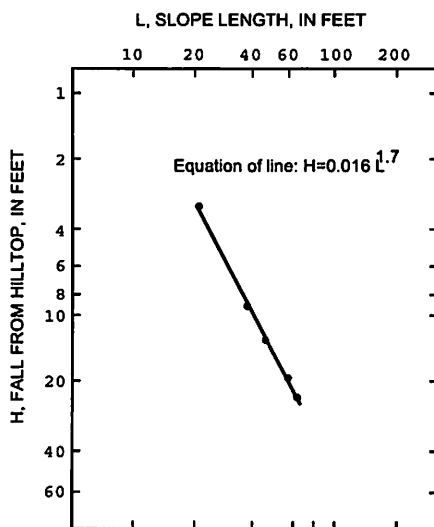


Abbildung 3.7: Anpassen konvexer Hangprofile an Geraden durch eine Potenzfunktion. Der Profilstartpunkt wird auf den Ursprung des Koordinatensystems gelegt (HACK & GOODLETT, 1960).

Der Logarithmus der vertikalen Distanz des betrachteten Profilverpunktes zum Profilstartpunkt wird dann auf der Ordinate, der Logarithmus der horizontalen Distanz auf der Abszisse abgetragen. So dargestellt lassen sich viele konvexe Profile oder Profilschnitte durch folgende Potenzfunktion beschreiben:

$$\log H = \log C + f \cdot \log L \quad \text{oder} \quad H = C \cdot L^f \quad (3.11)$$

Dabei ist H die vertikale Distanz vom Startpunkt, L die horizontale Distanz vom Startpunkt, f eine Konstante, die die Wölbung beschreibt und C eine Konstante, die H für eine bestimmte horizontale Distanz L auf einem Hang mit der Wölbung f definiert. Diese Darstellungsweise vereinfacht den Vergleich von Profilen unterschiedlicher Untersuchungsgebiete (HACK & GOODLETT, 1960).

Hangprofile, die nicht ausschließlich eine konvexe oder konkave Form haben, lassen sich nur durch komplexere Gleichungen beschreiben. YOUNG (1972) forderte jedoch in diesem Zusammenhang die Beschränkung auf quadratische und kubische Gleichungen, da sonst das Anpassen

von Funktionen leicht eine reine Rechenübung ohne interpretativen Wert für die Form der Profilinie werden könne. Er selbst versuchte, ähnlich wie SAVIGEAR (1962), durch das Anpassen polynomischer Gleichungen an konkave und konvexe Teile von Hangprofilen die Klassifikationsergebnisse seiner Hangprofilanalyse zu verifizieren (YOUNG, 1970).

WHITE (1966) unterteilte zunächst die zu untersuchenden Hangprofile durch einen Wölbungsschwellenwert in eine obere Konvexität, einen etwaigen mittleren gestreckten Hangabschnitt und eine untere Konkavität. Dann definierte er getrennt für jeden Hangabschnitt mathematische Gleichungssysteme, die die Profilform des jeweiligen Abschnittes beschrieben.

Das Anpassen mathematischer Gleichungen an Hangprofile ist ein interessanter Ansatz zur Beschreibung der Gesamtprofilform, erscheint aber nur begrenzt sinnvoll für die Beschreibung komplexer Hangprofile. So erwies sich das Modell von BRIDGE & BECKMAN (1977) als gut geeignet zur Beschreibung von Hängen, die hauptsächlich durch flächenhafte Denudationsvorgänge geformt worden waren, jedoch ist die Vernachlässigung der Reibung und die Annahme nur eines einzigen hangformenden Prozesses eine gewagte Vereinfachung des Prozess-Reaktionssystems Hang.

So kommt auch PARSONS (1988) zu dem Schluss, dass die oft nur mäßige Passgenauigkeit an Hangprofile angepasster mathematischer Funktionen eine Folge des komplexen Prozessgefüges am Hang ist, das bei der Ableitung theoretischer Hangprofile nicht vollständig erfasst und berücksichtigt wird.

Querprofile von Hochgebirgstälern

Die charakteristische Trogform eines alpinen Tales legt die geometrische Beschreibung der Form durch mathematische Gleichungen zur Untersuchung der Talentwicklung nahe. SVENSSON (1959) nutzte erstmals mathematische Funktionen zur Approximation des Querschnittes eines ehemals vergletscherten Tales in Nordschweden. Die angewandte Potenzfunktion hatte folgende Form:

$$y = ax^b \quad (3.12)$$

Die zunehmende Höhe des Talseitenhanges wird hier als Funktion der horizontalen Distanz vom niedrigsten Punkt des Talquerschnitts betrachtet. Die Koeffizienten a und b sind so zu wählen, dass eine optimale Annäherung an die Form des Talquerschnitts erreicht wird (SVENSSON, 1959; DOORNKAMP & KING, 1971). Verschiedene Autoren beschreiben einen Zusammenhang zwischen dem Ausmaß glazialer Überprägung und der Form des Talquerschnittes. Je intensiver die Überprägung, desto ähnlicher wird die Form des Talquerschnittes einer Parabel. Der Grad der glazialen Überprägung beziehungsweise der Talentwicklung wurde oft durch die Anwendung von Potenzfunktionen höheren Grades modelliert (GRAF, 1970; HIRANO, 1988). Diese Methode blieb nicht ohne Widerspruch. HARBOR (1990) diskutierte die zugrunde liegende Hypothese und die Nutzung immer größerer Exponenten und nannte drei Hauptprobleme:

1. Die angepasste Kurve muss durch den Ursprung des Koordinatensystems verlaufen. Dieser Umstand wird oft als 'Datumsproblem' beschrieben.
2. Die Anpassung der Kurve an das Querprofil ist auf eine Talflanke beschränkt, da die Potenzfunktion keine negativen Werte annehmen kann.
3. Die logarithmische Transformation der Ausgangsdaten beeinflusst die Anpassung zugunsten von Datenpunkten nahe dem Ursprung des Koordinatensystems.

Neben Potenzfunktionen nutzen zahlreiche Autoren Polynomfunktionen zur mathematischen Beschreibung von Talquerprofilen (WHEELER, 1984; AUGUSTINUS, 1992; JAMES, 1996). Ein Beispiel für eine Polynomfunktion zweiten Grades ist die folgende Gleichung:

$$y = a + bx + cx^2 \quad (3.13)$$

Dabei bezeichnen x und y die horizontalen und vertikalen Distanzen von Datenpunkten des Talquerschnitts, bezogen auf ein beliebig gewähltes Datum. a , b und c sind beim Anpassen der Gleichung durch die Methode der kleinsten Quadrate gewonnene Koeffizienten. Die Anwendung von Polynomfunktionen ermöglicht die Anpassung von Gleichungen an die Talformen mit geringen Ansprüchen an die vorhandenen Daten. Die Wahl des Polynomgrades beeinflusst den modellierten Talquerschnitt jedoch erheblich und ist mit Vorsicht vorzunehmen.

Mit dem Ziel der Modellierung des Talquerschnitts und der Ermittlung der Sedimentmächtigkeit passten SCHROTT et al. (2003) Polynome verschiedenen Grades an Talquerprofile des Reintals, Bayerische Alpen, an (Abbildung 3.8).

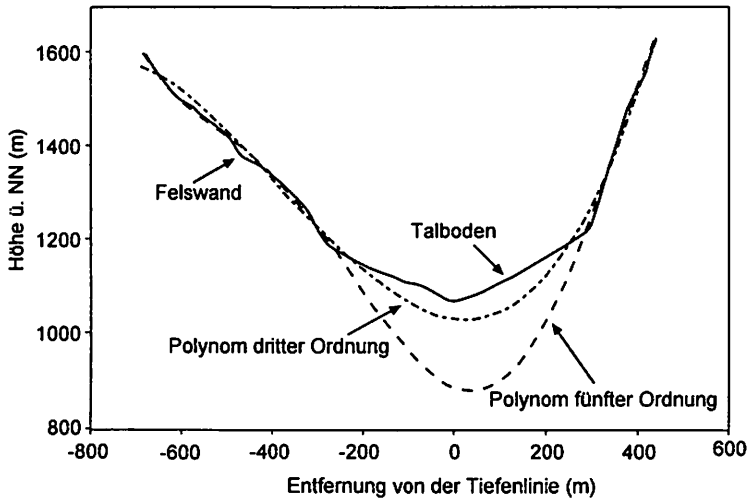


Abbildung 3.8: Modellierter Talquerschnitt des Reintals, Bayerische Alpen. Das Polynom fünfter Ordnung führt zu einem sehr ausgeprägten Trog. Das Polynom dritter Ordnung modelliert die Trogförmigkeit realistischer (SCHROTT et al., 2003).

Das Polynom fünfter Ordnung modelliert das Relief des Talseitenhanges sehr gut und bewirkt eine ausgeprägte Trogförmigkeit im Zentrum des Talquerprofils. Selbst kleinere Unregelmäßigkeiten, bewirkt durch einen historischen Bergsturz, werden wiedergegeben. Steht die Bestimmung der Sedimentmächtigkeit im rezenten Talgrund und damit die Trogförmigkeit des postpleistozänen, aber unverfüllten Tales im Vordergrund, ist die Modellierung kleiner Reliefunregelmäßigkeiten von untergeordneter Bedeutung. Daher sind Polynome niedrigerer Ordnung, etwa zweiten oder dritten Grades, die rundere Formen und einen flacheren Trog erzeugen, für diese Fragestellung besser geeignet (RASEMANN et al., 2004).

Während die Form und Entwicklung von Talquerprofilen Gegenstand zahlreicher Untersuchungen ist, wurde der Erforschung von alpinen Tallängsprofilen bisher nur geringe Aufmerksamkeit gewidmet. GERBER (1956) untersuchte die Längsprofile von Tälern in den Alpen und unterschied auf deskriptiver Basis drei Typen von Tallängsprofilen: (1) das rein fluviale Längsprofil, (2) das glazial umgewandelte fluviale Längsprofil und (3) das fluvial umgestaltete glaziale Längsprofil. Zusätzlich stellte GERBER (1956) eine Systematik von Talstufen vor.

TRENHAILE (1979) untersuchte die Geomorphometrie von Talstufen. Am Beispiel der Kanadischen Kordillieren versuchte er die Geomorphometrie der Talstufen mit den bestehenden Er-

klärungsmodellen in Einklang zu bringen. Da Talstufen jedoch das gemeinsame Endprodukt zahlreicher unterschiedlicher Initialbedingungen sind, gelang dies nur teilweise.

Die Simulation der Längsprofilentwicklung eines alpinen Tales unternahm MACGREGOR et al. (2000). Sie modellierten die Glazialerosion, um die Talentwicklung nachvollziehen zu können. Die Modellierung von Talstufen und Übertiefungen gelang nur in den Fällen, in denen tributäre Gletscher in die Simulation einbezogen wurden. Die Talstufen traten unmittelbar talabwärts der Einmündungen tributärer Gletscher auf und ließen sich durch größere Eismächtigkeiten und damit einhergehenden höheren Bewegungsraten in diesen Bereichen erklären. Die andauernde kontroverse Diskussion über die Methodik der Analyse von Tallängsprofilen und deren Entwicklung (MACGREGOR et al., 2000; SCHAFFER, 2001) zeigt weiteren Forschungsbedarf auf.

3.4.2 Verteilung und Trendflächen

Die Analyse der räumlichen Verteilung einer Anzahl von Objekten und die Verteilung eines Objektattributes, etwa der Orientierung oder Höhenlage von Kare, lässt Rückschlüsse auf die Umweltbedingungen während der Entstehung dieser Objekte zu. So weist etwa die Orientierung von Drumlins auf die ehemalige Fließrichtung des Eises hin. Die Höhe von Karschwellen dient als Indikator der Mächtigkeit der ehemaligen Vereisung. Daher sind Kare und Drumlins aufgrund ihrer Bedeutung für die Rekonstruktion des Paläoklimas und der pleistozänen Vergletscherung von großem Interesse. Auf eine allgemeine Einführung in die Trendflächenanalyse im nächsten Abschnitt folgt die Vorstellung ausgewählter Arbeiten zu diesem Thema.

Trendflächenanalyse

Die Trendflächenanalyse dient in der Geomorphologie verschiedenen Zielen. Sie ermöglicht (1) die Beschreibung der räumlichen Verteilung einer Variablen, (2) die Überprüfung einer Hypothese über die räumliche Verteilung und (3) die Zerlegung einer räumlich verteilten Variablen in eine regionale und eine lokale Komponente (CLARK, 1986). Im Folgenden wird die dritte Möglichkeit näher betrachtet.

Die Trendflächenanalyse geht von der Grundannahme aus, dass sich jede erhobene Variablenausprägung in Komponenten aufspalten lässt. Die regionale Komponente der Ausprägung beschreibt den eigentlichen Trend der Verteilung. Er spiegelt eine räumliche Ausrichtung der Variablen wieder und variiert im Idealfall in vorhersehbarer Weise über das betrachtete Gebiet. Die Extraktion dieser regionalen Komponente ist oft das eigentliche Ziel der Trendflächenanalyse.

Die zweite Komponente beschreibt die lokale Abweichung der einzelnen erhobenen Variablenwerte vom regionalen Trend. Diese Residuen sind beispielsweise die Folge kleinräumiger Unterschiede im Prozessgefüge, zufälliger Schwankungen und Messfehler.

Ein Beispiel für eine Trendflächenanalyse im Hochgebirge ist die Beschreibung der Höhe der Karschwelle aller Kare eines Untersuchungsgebietes. Die Höhe der Karschwelle nimmt in der Regel zum Rande eines Gebirges hin ab und gibt so Hinweise auf die Höhe der ehemaligen Vergletscherung. Eine gemessene Karhöhe kann anhand von räumlichen Koordinaten ihrer Position folgendermaßen aufgefasst werden (UNWIN, 1975):

Gemessene Höhe	=	Trendkomponente an diesem Punkt	+	Residuum an diesem Punkt
----------------	---	------------------------------------	---	-----------------------------

Mathematisch lässt sich dieser allgemeine Zusammenhang in folgender Form darstellen (GRIFFITH, 1991):

$$Z_i = f(x_i, y_i) + u_i \quad (3.14)$$

Dabei bezeichnet Z_i die Höhe des betrachteten Punktes, x_i und y_i die X- und Y-Koordinaten des Punktes i und u_i das Residuum am Punkt i . Die Höhe Z_i des Punktes wird ausgedrückt als eine Funktion seiner Position in Form der X- und Y-Koordinaten, bestehend aus der Trendkomponente und einem Residuum u_i das angibt, um welchen Betrag der tatsächliche Punkt von der Trendfläche abweicht. Theoretisch kann eine Trendfläche also durch jede mathematische Funktion beschrieben werden. In der Praxis bewähren sich Polynomfunktionen unterschiedlichen Grades. Eine Trendfläche erster Ordnung, auch lineare Trendfläche genannt, kann durch folgende Polynomgleichung definiert werden:

$$Z = ax + by + c \quad (3.15)$$

Dabei ist Z die Höhe der Trendfläche am Punkt (x, y) , a , b und c sind Konstanten, die die Lage der Fläche im Raum bestimmen.

Reale Phänomene des Georeliefs folgen jedoch nur in Ausnahmefällen solchen linearen Trends, so dass meist Polynome höheren Grades zur Anwendung kommen. Eine gute Anpassung an reale Variablenverteilungen ermöglicht oft schon ein Polynom zweiten Grades, das nach folgender Formel eine quadratische Trendfläche definiert:

$$Z = ax + by + cx^2 + dy^2 + exy + f \quad (3.16)$$

Die Bezeichnung der Variablen entspricht Gleichung 3.15; d , e und f sind weitere Konstanten. Abbildung 3.9 zeigt Beispiele für lineare, quadratische und kubische Trendflächen. Theoretisch sind auch höhere Polynomgrade möglich, doch werden sie in der Geomorphologie kaum verwendet. Ein derart komplexer räumlicher Trend ist nur in Ausnahmefällen durch eine schlüssige Hypothese zu begründen.

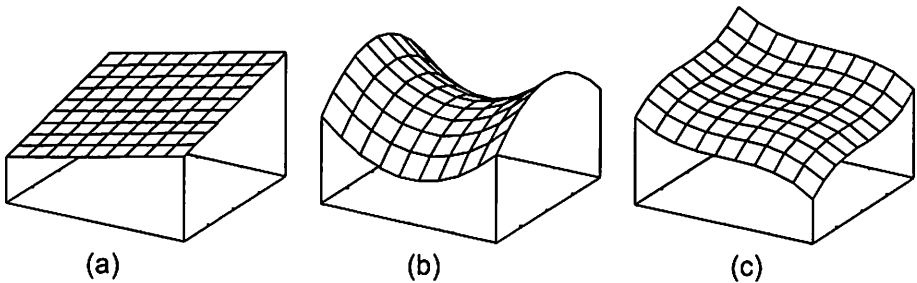


Abbildung 3.9: Beispiele linearer (a), quadratischer (b) und kubischer Trendflächen (c), basierend auf Polynomgleichungen ersten, zweiten und dritten Grades.

Die praktische Anpassung von Trendflächen erfolgt heute in der Regel computergestützt unter Nutzung von Statistiksoftware. Diese Programme passen automatisch mit dem Kriterium der kleinsten Quadrate eine Trendfläche angegebenen Grades an die Ausgangsdaten an. Die Methode der kleinsten Quadrate bestimmt die Funktion der Trendfläche dergestalt, dass die Summe der quadrierten Residuen möglichst klein wird.

Zur Bestimmung der Güte der Anpassung einer Trendfläche an die Ausgangsdaten schlagen CHORLEY & HAGGETT (1965) und UNWIN (1975) den statistischen Parameter 'Erreichte Abnahme der Quadratsumme' (*engl.*: reduction in sum of squares achieved) in Prozent, kurz %RSS, vor. Sie ist das in Prozent ausgedrückte Verhältnis der korrigierten Quadratsumme der durch die Trendfläche bestimmten Werte zur korrigierten Quadratsumme der gemessenen Werte jeden Punktes:

$$\%RSS = \frac{\sum_{i=1}^N z_{tr_i}^2 - (\sum_{i=1}^N z_{tr_i})^2 / N}{\sum_{i=1}^N z_{me_i}^2 - (\sum_{i=1}^N z_{me_i})^2 / N} \times 100 \quad (3.17)$$

Dabei bezeichnet z_{tr_i} die Höhe des Punktes i der Trendfläche und z_{me_i} die gemessene Höhe des Punkte i . Je nach Güte der Anpassung nimmt $\%RSS$ Werte zwischen 0 und 100 an, wobei ein $\%RSS$ von 100 einer perfekt angepassten Trendfläche entspricht.

UNWIN (1975) präsentiert eine Klassifikation der Trendstärke auf Basis des $\%RSS$ mit den in Tabelle 3.1 dargestellten Klassengrenzen und textlichen Beschreibungen der Stärke des Trends.

Tabelle 3.1: Klassifikation und Beschreibung der Trendstärke mit dem statistischen Parameter 'Erreichte Abnahme der Summe der Quadrate' in Prozent ($\%RSS$) (UNWIN, 1975, verändert).

$\%RSS$	Beschreibung
< 4	sehr gering; beinahe unbedeutender Trend
4 – 16	gering; sicherer, aber schwacher Trend
16 – 49	mittlerer bis bedeutender Trend
50 – 80	hoch; deutlicher Trend
81 – 100	sehr deutlich ausgeprägter Trend

Ungeachtet der Größe von $\%RSS$ bleibt bei der Trendflächenanalyse bisher offen, ob der ermittelte Trend statistisch signifikant ist oder nicht. Diese Frage lässt sich nach UNWIN (1975) durch Bildung des Varianzverhältnisses mittels eines F-Tests nach folgender Formel berechnen:

$$F = \frac{\%RSS/df_1}{(100 - \%RSS)/df_2} \quad (3.18)$$

Dabei bezeichnet df_1 die Freiheitsgrade der Trendfläche. Sie entspricht der Zahl der Konstanten der angewandten Funktion minus eins für den Basisterm. Für eine lineare Trendfläche, basierend auf einem Polynom ersten Grades, gilt danach: $df_1 = 2$. df_2 bezeichnet die Freiheitsgrade der Residuen. Sie errechnen sich aus den Freiheitsgraden der Eingangsdaten minus df_1 . Die Zahl der Freiheitsgrade der Eingangsdaten entspricht der Größe der Grundgesamtheit (N) minus eins, so dass sich df_2 errechnet durch $df_2 = N - 1 - df_1$. Der kritische Wert von F , der überschritten sein muss, damit das Ergebnis statistisch signifikant ist, kann für das gewünschte Konfidenzniveau aus Tabellen entnommen werden. Diese finden sich im Anhang aller einschlägigen Statistikbücher (z.B. BAHRENBERG et al., 1985).

Kare

ROBINSON (1972) berechnete quadratische Trendflächen für Kare, um die pleistozäne klimatische Schneegrenze von Tasmanien zu ermitteln. Aufgrund der Cluster-Bildung der Kare, die wiederum in bestimmten Regionen gruppiert auftraten, wurden vier verschiedene Verfahren zur Datenerhebung angewandt, um ungestörte Verteilungen zu erhalten. Die resultierenden Trendflächen zeigten jedoch keine nennenswerten Unterschiede, so dass die Wahl von Kontrollpunkten sich mehr nach operationellen Bedürfnissen richten dürfte als vom Risiko eines gestörten Modells beeinflusst zu sein (ROBINSON, 1972).

Trendflächen linearer und quadratischer Form berechnete UNWIN (1973) für die Höhe der Karschwelle und der Karoberkante von 48 Kare in Wales, Großbritannien. Eine lineare Trendfläche erklärte 42% der Varianz der Karschwellenhöhe und war nach Südwest geneigt. Ähnlich verhielt sich die Trendfläche der Karoberkante. Dennoch ließ sich auf Basis dieser Ergebnisse keine eindeutige Aussage zu den die Verteilung steuernden Faktoren tätigen, denn die Neigung der Trendfläche wies in die entgegengesetzte Richtung, die auf Basis der Niederschlagsverteilung des Gebietes erwartet worden war.

Neben der Höhenlage ist für paläoklimatische Rekonstruktionen auch die Verteilung der Exposition einer Menge von Kare von Interesse. Aufgrund der Angabe der Exposition von $0-360$ Grad oder von $0-2\pi$ sind summenstatistische Angaben einer solchen Verteilung mit den gängigen Parametern nicht möglich. Nordexpositionen, die in ihrer Orientierung sehr dicht beieinander liegen, können sehr unterschiedliche Ausprägungen nahe 360° oder nahe 0° haben. Die Berechnung des arithmetischen Mittels auf Basis dieser Werte führt zwangsläufig zu falschen Ergebnissen. Die vorherrschende Himmelsrichtung einer räumlichen Verteilung von Kareexpositionen lässt sich am besten in Form kumulierter Vektoren darstellen (FISHER, 1993). Abbildung 3.10 zeigt ein Beispiel aus der Arbeit von EVANS (1977).

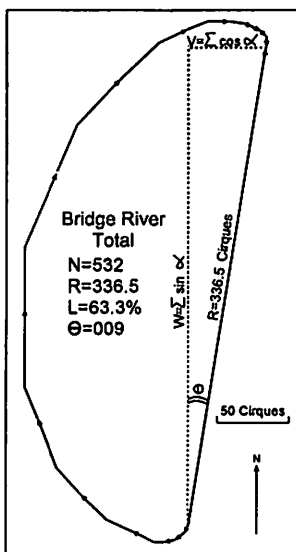


Abbildung 3.10: Verteilung der Kareexposition, dargestellt in Form kumulierter Vektoren. N =Anzahl der Kare, R =Länge des resultierenden Vektors, L =Vektorstärke, die Länge des resultierenden Vektors in Prozent der Gesamtlänge der Einzelvektoren, θ =Exposition des resultierenden Vektors (EVANS, 1977).

Der Startpunkt und die Richtung der eingetragenen Vektoren ist frei wählbar, doch der beste visuelle Eindruck entsteht, wenn die Startrichtung dem resultierenden mittleren Vektor entgegengesetzt ist. Der mittlere Vektor verbindet den Startpunkt des ersten mit dem Endpunkt des letzten Vektors. Seine Richtung repräsentiert den mittleren Expositionsvektor, nach EVANS (1977) die einzig gültige Definition eines Mittelwertes für richtungsabhängige Daten.

Drumlins

Nach HILL (1973) ist die verlässlichste Methode der Kartierung von Drumlins eine Kombination von Luftbildanalyse und stichprobenartiger Überprüfung im Gelände. Die Bestimmung der Position auf Luftbildern erfolgte am Schnittpunkt von Längs- und Querachse. Die Drumlindichte pro Flächeneinheit lässt sich dann durch Überlagern einer Karte oder eines orthorektifizierten Luftbildes mit einem Gitternetz definierter Maschenweite und dem Abzählen der Objekte in jeder Masche ermitteln. HILL (1973) erstellte Trendflächen der Drumlindichte auf regionalem Maßstab unter Anwendung eines kreisförmigen gleitenden Fensters mit einem Radius von 5 km zur Bestimmung der Zahl der Drumlins pro Flächeneinheit. HILL (1973) beschrieb eine Nicht-Zufälligkeit der Drumlin-Verteilung auf drei räumlichen Skalen: *'At a regional scale the drumlin density rises from the inner margin of the field to a maximum in the center and the declines towards the terminal zone of the ice-sheet. Alternating zones of drumlin density – some three kilometers in width – oriented perpendicular to ice flow appear to underlie the regional trend'*.

JAUHAINEN (1975) untersuchte die räumliche Verteilung von Drumlins mit einer 'nearest neighbor' Analyse. Die Verteilung variierte von gering gruppiert bis zufällig verteilt.

TRENHAILE (1975) richtete das Hauptaugenmerk seiner Untersuchung auf die Variation geomorphometrischer Parameter innerhalb eines Drumlinfeldes. Das Ergebnis einer Trendflächenanalyse zeigte, dass sowohl die Größe der Drumlins als auch ihre Erstreckung zum Rand des Drumlinfeldes hin abnehmen. Das Muster wurde jedoch durch die Hangneigung des Geländes, Eigenschaften des Eises und variierende Menge des vorhandenen Lockermaterials beeinflusst.

3.5 Nachbarschaftsanalysen im Ortsraum

Die Analyse von Nachbarschaftsbeziehungen in Rasterdaten ist ursprünglich eine Methode der digitalen Bildverarbeitung. Sie wird dort hauptsächlich zur geometrischen Verbesserung von Grauwertbildern und zur Detektion von Kanten verwandt. Einige dieser Prozeduren sind auch für die Analyse und Modifikation von digitalen Höhenmodellen und Datensätzen anderer für die geomorphometrische Analyse bedeutsamer Attribute wie Hangneigung und Wölbung geeignet.

Im Gegensatz zu punktbezogenen Methoden der digitalen Bildverarbeitung, bei denen einzelne Pixelwerte ausschließlich auf Basis einer bestimmten Rechenvorschrift verändert werden, basieren Nachbarschaftsanalysen auf der Modifikation eines Rasterpunktes im Kontext der ihn umgebenden Nachbarpunkte. Die Charakterisierung des betrachteten Punktes erfolgt auf Basis eines Attributes, das dieser Punkt mit Punkten in seiner Nachbarschaft teilt (DEMERS, 2000).

In der digitalen Bildverarbeitung wird dieses Verfahren als Nachbarschaftsanalyse oder Filtrierung im Ortsraum (*engl.*: image domain) bezeichnet. Dies dient der Abgrenzung zu Analysen im Frequenzbereich (*engl.*: frequency domain) eines Grauwertbildes, meist durch Fouriertransformationen (HABERÄCKER, 1987), die jedoch nicht Gegenstand dieses Kapitels sind.

Auf Rasterdaten basierende Nachbarschaftsanalysen nutzen meist ein so genanntes 'gleitendes Fenster' (*engl.*: moving-window, roving window) (Abbildung 3.11). Das gleitende Fenster, auch als Filter oder Kernel bezeichnet, besteht aus einer Zahlenmatrix zuvor bestimmter Größe (Abbildung 3.11 (a)). Jede Zelle der Matrix enthält eine Vorschrift, die angibt, welche Berechnung auf der darunter liegenden Zelle des Ausgangsdatsatzes ausgeführt wird. Das Ergebnis der Berechnungen wird der Position der zentralen Zelle $r(i,j)$ der Matrix im Ergebnisdatensatz zugewiesen (Abbildung 3.11 (b)). Im Falle eines 3×3 Zellen großen Fensters gehen also neun Werte, der der zentralen Zelle und die ihrer acht direkten Nachbarn des Ausgangsbildes in die Berechnung ein. Das Ergebnis wird derjenigen Rasterzelle des Ergebnisbildes zugewiesen, deren Position der zentralen Rasterzelle der Matrix im Ausgangsbild entspricht.

Gleitende Fenster sind oft quadratisch, können aber auch andere Formen annehmen. Quadratische

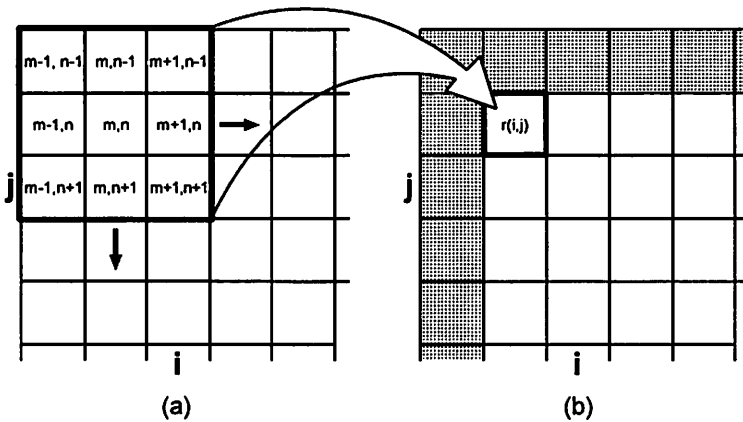


Abbildung 3.11: Gleitendes Fenster zur Nachbarschaftsanalyse von Rasterbildern. Jede Zelle der 3×3 Matrix enthält eine Vorschrift, die angibt, welche Berechnung auf der darunter liegenden Zelle des Ausgangsdatensatzes ausgeführt wird. Das Ergebnis der Berechnung wird der Position des zentralen Pixels $r(i,j)$ der Matrix im Ergebnisdatensatz zugewiesen.

Fenster sollten Kantenlängen ungerader Zellenzahl haben, zum Beispiel 3, 5 oder 7, damit eine zentrale Rasterzelle vorhanden ist, welcher der berechnete Wert zugewiesen werden kann. Das Fenster wird Schritt für Schritt in Zeilen- und Spaltenrichtung über das Rasterbild bewegt und berechnet so für jede Position der Matrix einen Ergebniswert für dessen zentrale Rasterzelle (SCHOWENGERDT, 1997).

In allgemeiner Form kann ein gleitendes Fenster unterschiedlicher Größe im Ortsraum folgendermaßen definiert werden (RICHARDS & JIA, 1999):

$$r(i, j) = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N \phi(m, n)t(m, n) \quad (3.19)$$

Dabei ist $r(i, j)$ der Ergebniswert des Terms an der Stelle (i, j) , $\phi(m, n)$ bezeichnet den Wert der Rasterzelle der Ausgangsmatrix an der Stelle (m, n) des Kerns und $t(m, n)$ ist die Berechnungsvorschrift des Kerns an dieser Stelle. Die Größe des Kerns bestimmen M und N ; bei quadratischen Filtern sind sie gleich groß.

Im Randbereich eines mittels gleitenden Fensters berechneten Ergebnisbildes fehlen im Vergleich zum Ausgangsbild eine Anzahl von Zellen, deren Zahl sich aus der Größe des gleitenden Fensters durch $(M - 1)/2$ ergibt. Grund hierfür ist die Vorgehensweise, nur der zentralen Zelle des Fensters im Ergebnisbild einen Wert zuzuweisen. Bei einem 3×3 Zellen großen Fenster bleibt also ein Rand mit einer Breite von einer Zelle ohne Ergebniswert. Dieser Bereich ist in Abbildung 3.11 (b) als hellgraue Fläche gekennzeichnet. Um dennoch ein Ergebnisbild mit einer dem Ausgangsdatensatz entsprechenden Größe zu erhalten, werden folgende Verfahren angewandt (BÄHR & VÖGTLE, 1985; HABERÄCKER, 1987):

1. Übernahme der unveränderten Zellenwerte in den Ergebnisdatensatz.
2. Kodierung des Randbereiches im Ergebnisbild mit einem konstanten Wert.
3. Periodische Fortsetzung der vorhandenen Rasterwerte des Ergebnisbildes in Zeilen- und Spaltenrichtung.

Die Hauptanwendungsgebiete dieser Methode für digitale Höhenmodelle liegen in der Glättung oder Akzentuierung von Strukturen sowie deren richtungsabhängige und richtungsunabhängige Detektion. Die einzelnen Matrixzellen gehen dabei mit unterschiedlicher Gewichtung in die Berechnung des Ergebniswertes ein. Eine Aufzählung und Beschreibung der wichtigsten Kernel für die Anwendung auf digitalen Höhenmodellen erfolgt in RASEMANN (2003) im Rahmen der Beschreibung des Programms *Filter*.

3.6 Geomorphometrische Parameter spezifischer Reliefformen

Im Folgenden werden geomorphometrische Parameter zur Beschreibung spezifischer Reliefformen am Beispiel von Blockgletschern, Karen, Drumlins und Wanderblöcken dargestellt. Sie dienen der Charakterisierung und Klassifizierung dieser Formen. Die jeweilige Form muss also bekannt und abgrenzbar sein. Es handelt sich um Parameter der speziellen Geomorphometrie im Sinne von EVANS (1972b) und um repräsentative Parameter im Sinne von SCHMIDT & DIKAU (1999) (vgl. Kapitel 2.2). Eine Extraktion der Formen aus dem Kontinuum des Georeliefs beziehungsweise des digitalen Höhenmodells ist mit diesen Parametern nicht realisierbar.

3.6.1 Parameter für Blockgletscher

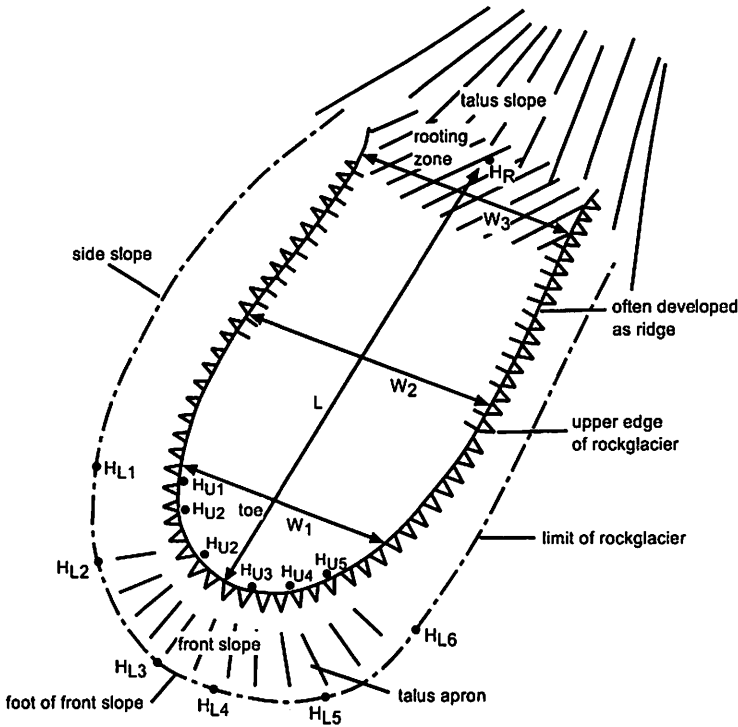
Aktive Blockgletscher markieren im Hochgebirge häufig die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts (s. Kapitel 2.3). Obwohl die Formeigenschaften eines Blockgletschers möglicherweise Anhaltspunkte zu Geschwindigkeit und Aktivitätsstatus liefern könnten, sind geomorphometrische Analysen dieser Objekte bislang die Ausnahme.

BARSCH (1996b) stellte verschiedene, in Abbildung 3.12 illustrierte, geomorphometrische Parameter zur Charakterisierung der Blockgletscherform vor. Die 'Länge' in Fließrichtung, die 'Breite' orthogonal zur Fließrichtung und die 'Mächtigkeit' an der Blockgletscherstirn sind die gebräuchlichsten Parameter. Die Neigung der Blockgletscherstirn im Verhältnis zum Grenzwinkel des Materials ist ein anderer wichtiger Parameter. Weitere vorgestellte Parameter umfassen die maximale Mächtigkeit, die mittlere Neigung der Blockgletscheroberfläche und die planimetrische Fläche (1) des Blockgletschers und (2) des Liefergebietes. Andere Parameter dienen der Beschreibung der äußeren Topologie des Blockgletschers, seiner räumlichen Position im umgebenden geomorphologischen System höherer räumlicher Skale. Sie umfassen die absolute Höhe am Fuß der Blockgletscherstirn, die Höhe der Oberkante der freien Felsfläche im Liefergebiet über dem Blockgletscher, die Exposition von Blockgletscher und freier Felsfläche, die mittlere Hangneigung des Gebietes unterhalb des Blockgletschers und seine Höhe relativ zur lokalen Schnee-, Wald-, und Baumgrenze (BARSCH, 1996a).

3.6.2 Parameter für Drumlins

Neben der Anpassung mathematischer Formeln an ihren Grundriss liegt ein weiterer Schwerpunkt der Charakterisierung der Drumlinform auf der Beschreibung der Formeigenschaften durch repräsentative geomorphometrische Parameter. Außer der Grundrissform können so auch die Höhe des Drumlins und die daraus ableitbaren Attribute berücksichtigt werden.

JAUHAINEN (1975) kartierte Drumlins in zwölf Gebieten Zentral-Nordeuropas auf Basis topographischer Karten im Maßstab 1:25.000. Er schlug die in Tabelle 3.2 dargestellte Klassifikation der Formeigenschaften von Drumlins auf Basis des Verhältnisses von Breite zu Länge vor.



- L : Länge der Blockgletscheroberfläche
 W : Breite der Blockgletscheroberfläche $= \frac{W_1+W_2+W_3}{3}$
 H_U : Höhe der Oberkante der Blockgletscherstirn $= \frac{H_{U1}+\dots+H_{U6}}{6}$
 H_L : Höhe der Unterkante der Blockgletscherstirn $= \frac{H_{L1}+\dots+H_{L6}}{6}$
 H_R : Höhe der Blockgletscherwurzel

Abbildung 3.12: Geomorphometrische Parameter der Form und Größe von Blockgletschern (BARSCH, 1996b).

PIOTROWSKI (1989) fand eine hochsignifikante lineare Beziehung zwischen Drumlinlänge und -breite. Seine Ergebnisse zeigten, dass während der Entstehung eines Drumlins an der Basis des Gletschers die Aggregation von Moränenmaterial sowohl entlang der Längs- als auch der Querachse mit einer konstanten, vorhersagbaren Rate zunimmt. Kontrolliert wird diese Rate von der Scherfestigkeit des den Drumlin aufbauenden Materials.

KNIGHT (1997) verglich die Form von fast vollständig aus Lockermaterial bestehenden Drumlins mit solchen, die einen Kern aus Anstehendem besitzen, in einem Untersuchungsgebiet in Nordirland. KNIGHT präsentierte auf Basis der Auswertung von Satellitenbildern und Kartierungen im Gelände eine Klassifikation von Drumlintypen in Hinblick auf deren Form, Grundriss und topographische Situation. Die Analyse der Drumlinlänge und -breite zeigte statistisch signifikante Unterschiede zwischen Drumlins, die ausschließlich aus Lockermaterial bestehen, und Drumlins mit Felskern. Solche mit Felskern waren bedeutend größer und vergleichsweise schlanker.

Tabelle 3.2: Klassifikation der Drumlinform auf Basis des Verhältnisses von Breite zu Länge (JAUHIAINEN, 1975, verändert).

englische Bezeichnung	deutsche Bezeichnung	Verhältnis Breite zu Länge
mamillary	rundlich	1.0 – 0.7
lenticular	linsenförmig	0.7 – 0.4
elongated	lang gestreckt	0.4 – 0.0

In einem frühen Ansatz computergestützter geomorphometrischer Analyse von Drumlins erstellte EVANS (1987b) digitale Höhenmodelle von sieben Drumlins auf Basis topographischer Karten. EVANS führte aus, dass die zahlreichen Abweichungen der Drumlinform vom Lehrbuchideal durch komplexere Parameter als Länge, Breite und deren Verhältnis zueinander erfasst werden müssten. Für die Höhenmodelle berechnete EVANS (1987b) die einfachen primären Parameter Hangneigung, Exposition sowie Vertikal- und Horizontalwölbung und wertete sie mittels verschiedener statistischer Verfahren aus.

Einen Überblick über die in der Literatur angewandten geomorphometrischen Parameter zur Beschreibung der Drumlinform vermittelt Tabelle 3.3. Die Tabelle erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, zeigt aber die wichtigsten Parameter. Die Definition der einzelnen Parameter findet sich in Anhang A.1.

3.6.3 Parameter für Wanderblöcke

HALL et al. (2001) analysierten die geomorphometrischen Eigenschaften von Wanderblöcken und den Spuren, die diese im Gelände hinterlassen. Die gemessenen Parameter umfassten (1) Charakteristika der Lokation des Wanderblocks (u. a. Hangneigung, Exposition, Ausrichtung), (2) Parameter der Blockgröße (u. a. Länge, Breite, Höhe, Umfang) und (3) die Größe der Vertiefung hangaufwärts des Blocks und des Walls in Bewegungsrichtung vor dem Wanderblock. Alle Dimensionsparameter zeigten signifikante positive Korrelation auf dem 95 % Konfidenzniveau mit allen Parametern der hinterlassenen Vertiefung. Eine Zunahme der Blockgröße spiegelte sich in tieferen Mulden und größerem vorgelagertem Wall wieder. Auch korrelierte die Wallhöhe positiv mit der Breite und Tiefe der Vertiefung. Keine Korrelation bestand dagegen zwischen Muldenlänge und Hangneigung.

3.6.4 Parameter für Kare

Geomorphometrische Parameter für Kare werden auch in aktuellen Publikationen meist von topographischen Karten abgeleitet oder im Gelände erhoben. Auch hier ist die genaue Definition des Parameters und die Methode seiner Erhebung von großer Bedeutung für die spätere Vergleichbarkeit von Arbeiten. EVANS (1977) zeigte am Beispiel des Parameters Exposition drei Möglichkeiten, die Exposition eines Kares zu bestimmen, wobei jede dieser Möglichkeiten zu einem anderen Ergebnis führt (Abbildung 3.13).

GORDON (1977) untersuchte die Beziehung zwischen einzelnen geomorphometrischen Parametern von Karen in Nordwest-Schottland. Von den Maßen der Kargröße erreichte der Parameter 'Volumen^{1/3}' die stärkste Korrelation mit anderen Parametern der Kargröße und Karform, so dass GORDON vorschlug, diesen als repräsentativen Parameter für die Größe von Karen zu verwenden. Eine interessante Beziehung bestand zwischen dem formbeschreibenden Parameter Konkavität und der Gesamtneigung des Kares.

Tabelle 3.3: Geomorphometrische Parameter zur Beschreibung der Form von Drumlins.

		Literaturquelle					
		EVANS (1987b)	JAUHAINEN (1975)	KNIGHT (1997)	MILLS (1980)	PIOTROWSKI (1989)	TRENHAILE (1975)
Parameter	Gemessene Parameter						
	Breite der Form		•	•	•	•	•
	Länge der Form		•	•	•	•	•
	Höhe der Form	•	•		•		
	Orientierung		•	•	•		•
	Distanz Luvende-Scheitelpunkt				•		
	Distanz Leeende-Scheitelpunkt				•		
	Berechnete Parameter						
	Volumen						•
	K-Value						•
	Fläche						•
	Verhältnis Breite zu Länge		•		•		
	Verhältnis Länge zu Breite		•	•	•		•
	Verhältnis Breite zu Höhe				•		
	Verhältnis Höhe zu Luvdistanz				•		
	Verhältnis Höhe zu Leedistanz				•		
	Verhältnis Luvdistanz zu Leedistanz				•		
	Aus Höhenmodell abgeleitete Parameter						
	Neigung	•					
	Vertikalwölbung	•					
	Horizontalwölbung	•					
	Parameter der Verteilung						
	Anzahl pro Flächeneinheit		•				•
	Mittlere Exposition	•					
	Stärke des Richtungsvektors	•					
	Mittlere gewichtete Exposition	•					
	Gewichtete Stärke des Richtungsvektors	•					

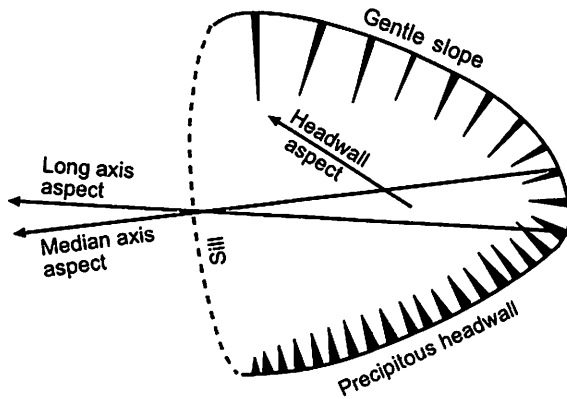


Abbildung 3.13: Drei Definitionen der Exposition eines Kares. Die Wahl zwischen Exposition der Längsachse, der Medianachse oder der freien Felsfläche als Maß der Exposition des Kares führt zu unterschiedlichen Werten der Expositionsverteilung untersuchter Kare und erschwert die Vergleichbarkeit verschiedener Studien (EVANS, 1977).

Mit zunehmender Konkavität tendierten die Kare zu geringerer Gesamtneigung (GORDON, 1977). Eine multiple Regressionsanalyse zeigte folgende Ergebnisse: Die Parameter 'Maximale Höhe der Wasserscheide' (42 %) und 'Volumen^{1/3}' sind zusammen für 74,5 % der Variation der Höhe der Karschwelle verantwortlich. Die vier unabhängigen Variablen Konkavität, 'Höhe der Karschwelle', 'Maximale Höhe der Wasserscheide' und Neigung erklärten zusammen 72 % der Varianz des Parameters 'Volumen^{1/3}'.

Wenig Beachtung fand bisher der Vergleich von Karformen verschiedener Gebirge. EMBLETON & HAMANN (1988) verglichen Kare aufgrund geomorphometrischer Eigenschaften auf Basis von topographischen Karten (1:25.000) in Großbritannien und Österreich. Kare in Österreich zeigten einen signifikant höheren Einschließungsgrad, ein geringeres Verhältnis von Länge zu Höhe und tendierten zu stärkeren Neigungsunterschieden, also einem schärferen Knick zwischen Karboden und Karrückwand. Alle Kare beider Gebiete zeigten eine negative Korrelation zwischen dem Parameter 'Horizontale Geschlossenheit' und dem Winkel zwischen Karboden und Karrückwand. In beiden Untersuchungsgebieten spielte die Exposition eine wichtige Rolle für die Karform. Während die am tiefsten eingeschnittenen Kare in Österreich zur Nordexposition tendierten, zeigten die entsprechenden Kare in Großbritannien eine Tendenz zu östlichen Expositionen. Zusammenhänge zwischen Karform und Lithologie blieben unklar.

Eine der ersten geomorphometrischen Untersuchungen von Karen auf Basis von digitalen Höhenmodellen unternahm ANIYA & WELCH (1981). Die Autoren zeigten, dass aus Luftbildern erstellte Höhenmodelle eine gute Alternative zur Gewinnung geomorphometrischer Parameter aus topographischen Karten darstellen. Dies trifft vor allem für entlegene Gebiete zu, für die kein verlässliches Kartenmaterial vorhanden ist. EVANS (1995) stellte einen Ansatz zur computerbasierten Analyse von Karen vor. Neue Methoden und Parameter ermöglichten die Definition und vergleichende geomorphometrische Charakterisierung von Karen.

Tabelle 3.4 gibt einen Überblick über die gebräuchlichsten Parameter der Geomorphometrie von Karen, ihre Definition erfolgt in Kapitel A.2. Eine erschöpfende Darstellung von über 60 Parametern bietet EVANS (1974).

Tabelle 3.4: Geomorphometrische Parameter zur Beschreibung der Form von Karen.

		Literaturquelle								
		ANIYA & WELCH (1981)	DAVIS (1999)	EMBLETON & HAMANN (1988)	EVANS (1977)	EVANS (1987a, 1995)	GARCÍA-RUIZ et al. (2000)	GORDON (1977)	TRENHAILE (1976)	UNWIN (1973)
Parameter	Parameter der Größe									
	Fläche						•	•	•	
	Erstreckung								•	
	Schrundhöhe		•						•	
	Mittlere Karhöhe		•							
	Mittlere Karbreite		•							
	Breite	•				•	•	•		
	Amplitude						•	•		
	Karlänge	•	•			•	•			
	Volumen		•					•		
	Volumen ^{1/3}							•		
	Median axiale Höhe					•				
	Spannweite der Höhe des Karbodens					•				
	Mittlere Größe					•				
	Länge des Karbodens	•								
	Länge des Kargletschers	•								
	Rückwanddistanz	•								
	Parameter der äußeren Topologie									
	Höhe des Kares an der Gletscherstim	•								
	Höhe des Kares am oberen Gletscherende	•								
	Maximale Höhe gletscherfreier Karboden	•								
	Höhe der Karschwelle	•						•	•	•
	Exposition		•				•			
<i>Fortsetzung nächste Seite</i>										

		Literaturquelle									
		ANIYA & WELCH (1981)	DAVIS (1999)	EMBLETON & HAMANN (1988)	EVANS (1977)	EVANS (1987a, 1995)	GARCÍA-RUIZ et al. (2000)	GORDON (1977)	TRENHAILE (1976)	UNWIN (1973)	
Parameter	Orientierung			•	•	•	•		•	•	
	Höhe des Kargrates					•		•		•	
	Höhe des Karbodens			•			•				
	Maximale Höhe der Wasserscheide					•	•	•			
	Reliefamplitude			•							
	Relatives Relief I					•					
	Relatives Relief II					•					
	Minimale Höhe					•					
	Modus der Höhe des Karbodens					•					
	Maximale Höhe des Karbodens					•					
	Höhe Schnittpunkt Kargrat/Medianachse					•					
	Höhe der Karrückwand	•				•					
	Parameter der Form										
		Verhältnis Länge zu Höhe		•	•			•			
		Verhältnis Länge zu Breite		•				•	•		
		Verhältnis Breite zu Länge					•				
		Verhältnis Breite zu Amplitude							•		
		Gesamtneigung							•		
		Verhältnis der Neigung von Rückwand zu Boden		•							
		Mittlere Neigung der Rückwand		•							
	Maximale Neigung der Rückwand					•		•			
	Mittlere Neigung des Bodens		•								
	Minimale Neigung des Bodens							•			
Parameter der Geschlossenheit											
	Horizontale Geschlossenheit			•				•			

Fortsetzung nächste Seite

		Literaturquelle								
		ANIYA & WELCH (1981)	DAVIS (1999)	EMBLETON & HAMANN (1988)	EVANS (1977)	EVANS (1987a, 1995)	GARCÍA-RUIZ et al. (2000)	GORDON (1977)	TRENHAILE (1976)	UNWIN (1973)
Parameter	Vertikale Geschlossenheit			•		•		•		
	Konkavität							•		
	Verhältnis horizontale Geschlossenheit zu vertikaler Geschlossenheit							•		

3.7 Ableitung geomorphometrischer Objekte

Der folgende Abschnitt vermittelt einen Überblick über die Ableitung geomorphometrischer Objekte im Sinne von SCHMIDT & DIKAU (1999) (s. Kapitel 2.2.6, S. 45) aus dem Kontinuum des Georeliefes respektive dem digitalen Höhenmodell am Beispiel von Formelementen, hydrologischen Einzugsgebieten und Hangprofilen. Diese geomorphometrischen Objekte lassen sich wiederum durch repräsentative geomorphometrische Parameter charakterisieren.

3.7.1 Formelemente

Formelemente sind definiert als Reliefeinheiten mit homogener Vertikal- und Horizontalwölbungstendenz. Eine erste Beschreibung des Reliefs auf Basis neun unterschiedlicher Kombinationen der Wölbungstendenz geht auf CYBULZ (1862) zurück. Dieser bezeichnet die Objekte als Flächenelemente des Reliefs und unterscheidet in Horizontalrichtung 'gerade' (gestreckt), 'ausgebogene' (konkave) und 'eingebogene' (konvexe) Flächen und in Vertikalrichtung die Klassen 'stetig' (gestreckt), 'gewölbt' (konvex) und 'hohl ansteigend' (konkav). Eine quantitative Abgrenzung der gestreckten von den gewölbten Flächen durch einen dem Wölbungsradiuskriterium vergleichbaren Schwellenwert erfolgt jedoch nicht.

Das theoretische Konzept der Formelemente als Teil einer hierarchisch organisierten Reliefsprache wurde in Kapitel 2.2.6 vorgestellt. Danach kann das gesamte Georelief des Größenordnungstyps der Mesoformen als räumliche Vergesellschaftung von Formelementen beschrieben werden. Formelemente bieten damit eine einfache und anschauliche Möglichkeit der geomorphometrischen Charakterisierung der Reliefeigenschaften auf Basis des Reliefattributs Wölbung. Abbildung 3.14 zeigt die neun Flächenelemente von CYBULZ (1862) und die korrespondierenden Formelemente des Haupttyps FEH01. Die Anordnung der Formelemente weicht zur Verdeutlichung der Flächenelemente von CYBULZ von der Anordnung nach DIKAU (1988) ab.

Die Berechnung der Wölbung auf Basis eines digitalen Höhenmodells als zweite Ableitung der Höhe ist sehr empfindlich gegenüber systematischen Fehlern und Ausreißern der Ausgangsdaten (EVANS, 1972b). Artefakte der Höhenmodellgenerierung werden oft erst durch Berechnung der Wölbung sichtbar. Da Formelemente durch Klassifizierung der Wölbung generiert werden, treten

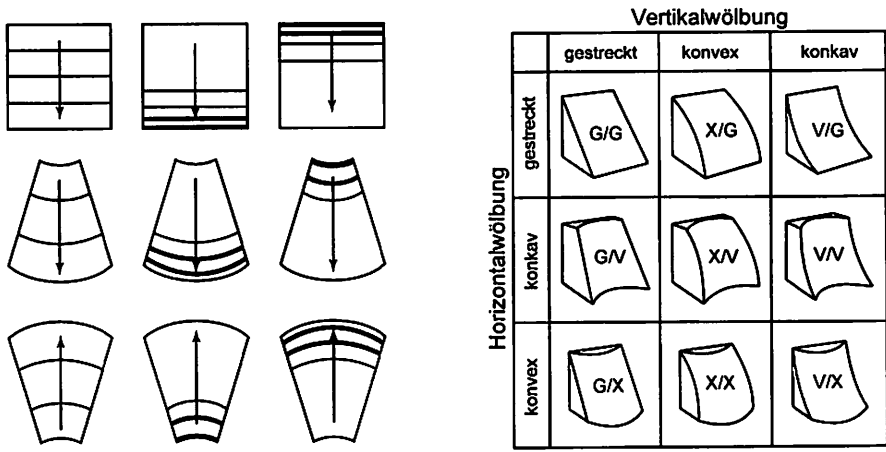


Abbildung 3.14: Die neun Flächenelemente von CYBULZ (1862) und die korrespondierenden Formelemente des Haupttyps FEH01.

auch hier systematische Fehler und sehr kleinräumige Änderungen der Wölbungsrichtung deutlich zutage. Die Anwendung von Formelementen zur geomorphometrischen Charakterisierung von Blockgletschern im Turtmanntal erfolgt in Kapitel 6.3.

3.7.2 Hydrologische Einzugsgebiete

Ein hydrologisches Einzugsgebiet ist nach DINGMAN (1994) definiert als:

'Der Bereich auf der Landoberfläche, von dem sämtliches Wasser den Querschnitt eines gegebenen Gerinnes passiert.'

Die Grenze zwischen zwei Einzugsgebieten ist die Wasserscheide. Das Einzugsgebiet ist eine für die geomorphologische und geomorphometrische Charakterisierung von Teilen des Reliefs sehr gut geeignete topographische Einheit, da sie geomorphometrisch eindeutig definiert ist und eine geomorphogenetische Einheit des fluvialen Erosionsreliefs darstellt (CHORLEY, 1969; HORMANN, 1971; CHORLEY et al., 1984). Die Abgrenzung von Einzugsgebieten und Subeinzugsgebieten zur Unterteilung von Untersuchungsgebieten ist aufgrund der klaren Definition einfacher als beispielsweise die Unterteilung eines Gebietes in Hänge. Diese sind zwar, basierend auf hydrologischen Kriterien, nach oben und unten durch Wasserscheide und Tiefenlinie begrenzt, die laterale Abgrenzung jedoch bereitet erhebliche definitorische Probleme. Aufgrund dieser Vorzüge bildet das Einzugsgebiet die Basiseinheit vieler geomorphologischer und geomorphometrischer Analysen. Die Geomorphometrie von Einzugsgebieten etablierte sich als bedeutende Forschungsrichtung innerhalb der Geomorphologie.

Ableitung von Einzugsgebieten

Die Analyse der Einzugsgebietsgeomorphometrie erfordert zunächst die Ableitung von Einzugsgebieten aus dem Kontinuum des Georeliefes. Auf manuellem Wege erfolgt die Abgrenzung meist auf Basis visueller Analyse topographischer Karten. Der Verlauf von Isohypsen und Gerinnen ermöglicht die Kennzeichnung der Wasserscheiden und Mündungspunkte von Einzugsgebieten.

Mit der zunehmenden Verfügbarkeit digitaler Höhendaten begann die Entwicklung von Algorithmen zur computergestützten Ableitung hydrologisch relevanter Informationen. Beispiele sind die Fließrichtung, die Fließakkumulation, die Ableitung von Tiefenliniennetzwerken und schließlich Einzugsgebieten (u.a. O'CALLAGHAN & MARK, 1984; BAND, 1986; JENSON & DOMINGUE, 1988; MORRIS & HEERDEGEN, 1988; MOORE et al., 1991; MARTZ & GARBRECHT, 1992; TARBOTON, 1997; MARTINEZ-CASANOVAS & STUIVER, 1998). Heute sind Algorithmen zur Ableitung von Einzugsgebieten standardmäßig in Geographischen Informationssystemen beispielsweise in GRASS und ArcInfo implementiert. Die Weiterentwicklung der Algorithmen, vor allem zur Verbesserung hydrologischer Modellierungen, ist Gegenstand gegenwärtiger Forschung (QUINN et al., 1991; CHOROWICZ et al., 1992; PILESJÖ & ZHOU, 1994; ZHANG & MONTGOMERY, 1994; WOLOCK & MCCABE, 1995; ZHOU & PILESJÖ, 1997; MACKAY & BAND, 1998; PILESJÖ et al., 1998; MARTZ & GARBRECHT, 1999).

Die Ableitung von hydrologischen Einzugsgebieten zur Abgrenzung von Untersuchungseinheiten im Turtmantal ist in Kapitel 6.1.4 dargestellt.

Geomorphometrische Beschreibung von Einzugsgebieten

Die geomorphometrische Beschreibung von Einzugsgebieten geht auf HORTON (1945) zurück, der die Beziehungen geomorphometrischer Parameter untereinander und ihre Beziehung zu hydrologischen Prozessen im Einzugsgebiet untersuchte. Er entwickelte Gesetze zur Ordnung von Flusssystemen, die später von STRAHLER (1964) erweitert wurden. Beispiele für geomorphometrische Einzugsgebietsparameter sind die Einzugsgebietsfläche und -länge, Bifurkationsverhältnisse und die Länge des Hauptgerinnes. Weitere Parameter beschreiben die Formeigenschaften von Einzugsgebieten. Beispiele sind die Längserstreckung und Kompaktheit des Einzugsgebietes sowie die Länge der Wasserscheide im Verhältnis zur Fläche des Einzugsgebietes (Abbildung 3.15).

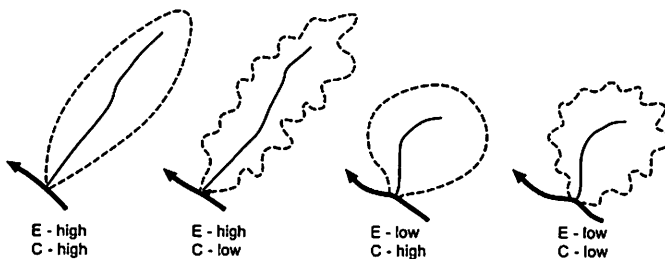


Abbildung 3.15: Die Parametrisierung von Formattributen wie Erstreckung (*engl.*: elongation, E) und Kompaktheit (*engl.*: compactness, C) dient der geomorphometrischen Charakterisierung hydrologischer Einzugsgebiete (GARDINER, 1975, verändert).

GARDINER (1975) vermittelt einen Überblick über die existierenden Einzugsgebietsparameter und führt diese aufgrund ihrer Interkorrelation auf die Hauptkomponenten Einzugsgebietsgröße, Einzugsgebietsform, Gerinnedichte und Netztopologie zurück. EASH (1994) präsentiert ein System von 26 geomorphometrischen Parametern zur Charakterisierung von Einzugsgebieten. Einen umfassenden Überblick und eine Systematik geomorphometrischer Einzugsgebietsparameter – auch in Hinblick auf ihre Relevanz für die hydrologische Modellierung – bieten SCHMIDT (1996) und SCHMIDT et al. (1998).

Obwohl die Einzugsgebietsgeomorphometrie eine wichtige Forschungsrichtung der Geomorphologie darstellt und eine große Zahl geomorphometrischer Parameter und wissenschaftlicher Untersuchungen existiert (s. Literaturverzeichnis SCHMIDT, 1996), bilden geomorphometrische Untersuchungen von Einzugsgebieten im Gebirge und Hochgebirge die Ausnahme.

RANGE (1961) untersuchte den Einfluss der Geomorphometrie von Einzugsgebieten auf die Menge des transportierten Geschiebes und der Schwebfracht des Gerinnes, um die Konsequenzen für Wasserkraftwerke und andere Installationen im Falle eines Hochwasserereignisses abschätzen zu können. RANGE (1961) führte darüber hinaus einen 'Maßstabsfaktor' ein, um den Einfluss des Maßstabs der als Basisdaten dienenden topographischen Karten auf die berechneten geomorphometrischen Parameter bestimmen zu können.

ENGSTROM (1989) analysierte über 100 Einzugsgebiete dritter Ordnung in der Basin and Range Province, USA, auf Basis topographischer Karten. Geomorphometrische Parameter dienten hier zur Unterscheidung von Einzugsgebieten aus verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes und der Formulierung eines Reliefentwicklungsmodells, das auf diesen Unterschieden basiert.

In geraden Bereichen vieler sich gegenwärtig hebender Gebirgsketten münden die Gerinne benachbarter Einzugsgebiete in gleichen Abständen zueinander ins Vorland. HOVIUS (1996) untersuchte die regelmäßige Anordnung von Gerinnemündungen auf Basis topographischer Karten mit Maßstäben zwischen 1:250.000 und 1:1.000.000. Er wählte besonders gering horizontal gekrümmte Bereiche von elf Gebirgsketten aus verschiedenen Teilen der Erde aus. Auf dieser Datengrundlage berechnete HOVIUS (1996) das Abstandsverhältnis benachbarter Mündungen als:

$$r = \frac{w}{s} \quad (3.20)$$

Dabei ist r das Abstandsverhältnis, w die Distanz zwischen Hauptwasserscheide und Austritt des Gerinnes aus dem Gebirge und s der Abstand zweier benachbarter Mündungen (Abbildung 3.16). Mit Ausnahme des Himalaja lag das Abstandsverhältnis der untersuchten Gebirge stets im Bereich zwischen 1,91 und 2,23. Die Daten legten den Schluss nahe, dass die Distanz zweier benachbarter Mündungen s etwa der halben Distanz zwischen Hauptwasserscheide und Mündungspunkt w der Gebirgskette entspricht.

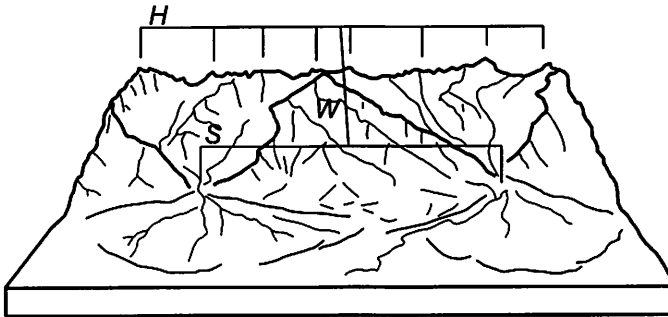


Abbildung 3.16: Mündungsabstand benachbarter Einzugsgebiete im Gebirge. H ist die mittlere Höhe der Hauptwasserscheide, W ist die halbe Breite der Gebirgskette und S bezeichnet den Abstand zweier benachbarter Mündungen (HOVIUS, 1996).

HOVIUS (1996) vermutete, dass die geringe Spannweite des Abstandsverhältnisses mit dem Mittelwert nahe dem Wert 2 eine optimale Einzugsgebietsgeometrie darstellt. Sie zeigte die beste Anpassung an das durch Hebung und verstärkte Erosion gekennzeichnete Prozess-Reaktionssystem linearer Gebirgsketten.

Einen ähnlichen Ansatz wählten TALLING et al. (1997) zur Untersuchung des Abstandes von Einzugsgebietsmündungen am Rande linearer Horste und verglichen diese mit Gebirgen und Strömungsexperimenten im Labor. Die Abstandsverhältnisse von Mündungen linearer Horststrukturen in den USA und im Himalaja variierten viel stärker als die Abstandsverhältnisse anderer Gebirge. TALLING et al. (1997) folgerten, dass diese Variationen die Folge lokaler Einflussfaktoren der Einzugsgebietsevolution seien. Sie wirkten vor allem in räumlich begrenzten Strukturen, während ihre Bedeutung bei der Gesamtbetrachtung eines Gebirges abnehme.

3.7.3 Hangprofile

Die Untersuchung der Hangentwicklung und die Beschreibung ihrer Form durch Hangprofile ist ein klassisches Thema der Geomorphologie (DAVIS, 1899; PENCK, 1924). Da das umfangreichste der für diese Arbeit erstellten Programme (HAPII) der Ableitung von Hangprofilen aus digitalen Höhenmodellen und der Berechnung von geomorphometrischen Parametern für diese Hanglinien dient, wird auf diesen Themenkomplex näher eingegangen. Nach einer Einführung in das Thema und der Vorstellung einer Nomenklatur für die Hangprofilanalyse werden die Besonderheiten der Hangprofilanalyse auf Basis digitaler Höhenmodelle dargestellt.

Der erste Versuch eine Hangentwicklung, in diesem Fall das Zurückschreiten eines Kliffs, geomorphometrisch zu beschreiben wurde vor nahezu 150 Jahren unternommen (FISHER, 1866). FISHER zeigte an dem einfachen Szenario einer senkrecht zurückweichenden Wand und einer horizontalen Fläche am Hangfuß auf mathematischem Wege, dass die Form eines Schutthanges einer Parabel entspricht. Auf diese frühe Arbeit folgten ab Mitte des letzten Jahrhunderts zahlreiche Systeme zur Analyse und Klassifikation manuell erhobener Hangprofile (STRAHLER, 1950a; SAVIGEAR, 1952; KING, 1957; HAMMOND, 1958; YOUNG, 1964; SAVIGEAR, 1967; AHNERT, 1970; YOUNG, 1971; SPEIGHT, 1974, 1990). Eine ausführliche Beschreibung verschiedener Systeme zur Hangprofilanalyse bietet RASEMANN (1999).

Zur Modellierung der Stoffflüsse alpiner Einzugsgebiete unterteilte CAINE (1974) diese in die Subsysteme des Gerinnes und der Talseitenhänge. Da gravitativ gesteuerte Prozesse entlang der steilsten Neigung und somit per definitionem entlang von Hangprofilen verlaufen, entwickelte CAINE (1974) das in Abbildung 3.17 illustrierte hypothetische 'five-unit slope model' für Hänge im Gebirge. Die Aufteilung des Hangprofils in hangabwärts aufeinander folgende Bereiche erinnert an die Hangsegmente im Sinne von WOOD (1942) und das 'nine unit landsurface model' (DALRYMPLE et al., 1968; CONACHER & DALRYMPLE, 1977). Die fünf Einheiten treten oft in dieser Abfolge an alpinen Talseitenhängen auf. Die Abfolge kann sich jedoch auch wiederholen und muss nicht alle Einheiten enthalten. Die fünf Segmente sind drei unterschiedlichen Prozessbereichen zuzuordnen. Im Bereich des Oberhanges dominiert die Bereitstellung von Material, hauptsächlich durch Verwitterung. Am Mittelhang überwiegt der Transport von Lockermaterial in hangabwärtiger Richtung. Der Hangfuß ist gekennzeichnet durch die temporäre Speicherung des Lockermaterials und den Transport des Materials aus dem Subsystem Talseitenhang in das Subsystem Gerinne.

Eine Nomenklatur für die Hangprofilanalyse

Die in der hauptsächlich angelsächsischen Literatur verwandten Termini zum Themenkomplex Hangprofil fallen durch ihren uneinheitlichen Gebrauch und die teils sehr unpräzisen Definitionen auf. Teilweise werden unterschiedliche Sachverhalte mit dem gleichen Begriff benannt oder morphologische Begriffe mit technischen gleichgesetzt. Ein Beispiel ist die Bezeichnung des Profilstartpunktes als 'Crest' oder 'Divide'. 'Crest' (Kamm, Scheitel) ist die Bezeichnung für einen Bereich auf der Landoberfläche und mag ebenso wie 'Divide' (Wasserscheide) der geeignete Ort

für einen Profilstartpunkt sein. Eine Gleichsetzung dieser Begriffe stiftet jedoch nur Verwirrung. Ebenso sorglos wird der Begriff 'slope profile' angewandt.

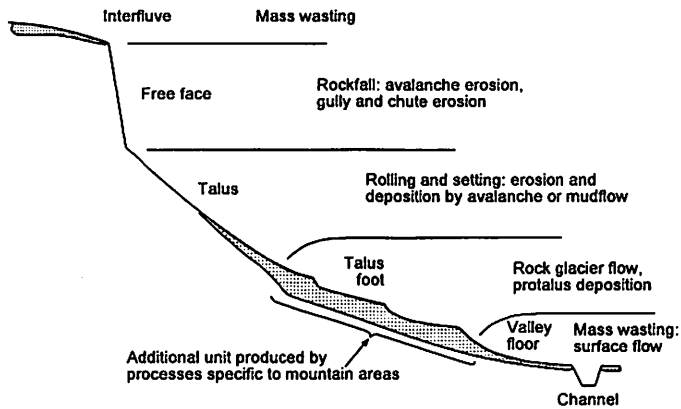


Abbildung 3.17: Das hypothetische 'five-unit slope model' für Hänge in Gebirgsregionen. Die dargestellten Einheiten treten oft in dieser Abfolge an alpinen Talseitenhängen auf. Die Abfolge kann sich jedoch auch wiederholen und muss nicht alle Einheiten enthalten (CAINE, 1974).

Er bezeichnet je nach Autor so unterschiedliche Dinge wie eine Linie auf der Geländeoberfläche und ein Diagramm, in dem diese Linie auf eine Fläche projiziert dargestellt ist. Repräsentativ für zahlreiche Hangprofildefinitionen sei hier die von YOUNG (1972) vorgestellt:

'A line across the ground surface largely or entirely following the direction of true slope.'

Das Hangprofil ist danach eine Linie auf der Geländeoberfläche, ihr Verlauf folgt der Richtung steilster Neigung in hangabwärtiger Richtung.

Die hier vorgestellte Nomenklatur unterscheidet zwischen Punkten und Linien auf der Geländeoberfläche, sie beginnen mit dem Präfix 'Profil-' und deren numerischer Repräsentation. Diese Begriffe führen das Präfix 'Hanglinie-'. Ausnahmen bilden gemeinsam verwandte Begriffe und Namen für graphische Darstellungen, die der Literatur entnommen sind. In Abbildung 3.18 sind die im Folgenden definierten Begriffe an einer Profildarstellung visualisiert.

Hangprofil (HP)

Ein Hangprofil ist eine Linie auf der Landoberfläche, die einen Profilstartpunkt nahe der Wasserscheide mit einem Profilendpunkt nahe der Tiefenlinie verbindet und dabei senkrecht zu den Höhenlinien dem Weg maximaler Neigung folgt.

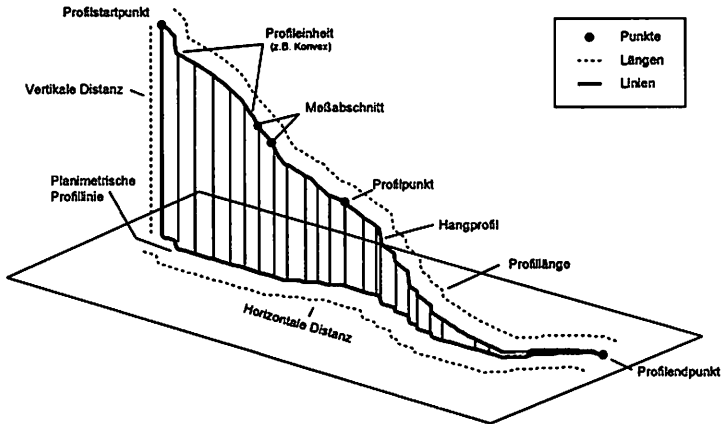
Profilstartpunkt

Ein Punkt auf der Geländeoberfläche, meist auf oder nahe der Wasserscheide gelegen, an dem ein Hangprofil beginnt.

Profilendpunkt

Ein Punkt auf der Geländeoberfläche, meist auf oder nahe der Tiefenlinie gelegen, an dem ein Hangprofil endet.

Nomenklatur Hangprofil



Nomenklatur Hanglinie

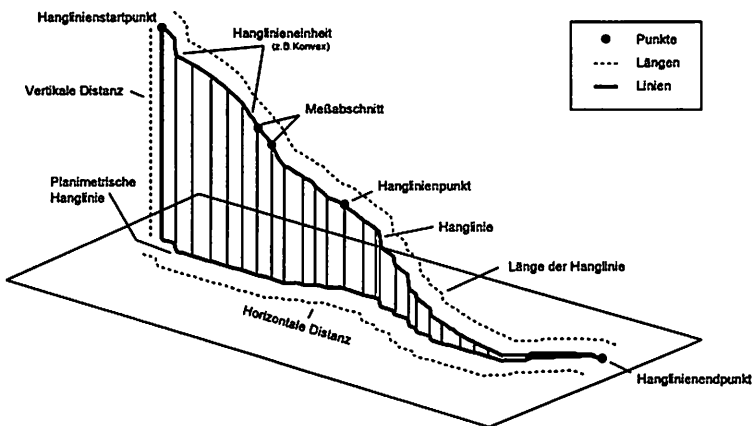


Abbildung 3.18: Vergleichende Nomenklatur Hangprofil/Hanglinie. Begriffe für Sachverhalte auf der realen Geländeoberfläche tragen das Präfix 'Profil-', die numerische Repräsentation das Präfix 'Hanglinie-'.

Profilpunkt

Ein Punkt im Verlauf des Hangprofils, an dem die absolute oder relative Geländehöhe aufgenommen wird.

Profileinheit

Ein relativ homogener Abschnitt eines Hangprofils, der aufgrund visueller Bewertung gegenüber benachbarten Abschnitten des Hangprofils abgegrenzt wird.

Profilsequenz

Eine beliebige Zahl räumlich distinkter, benachbarter Hangprofile in einem Untersuchungsgebiet, z. B. die Abfolge von Hangprofilen einer Talflanke von der Mündung zum Talschluss.

Hanglinie (HL)

Eine Linie, z. B. vorgehalten als ein 4-Tupel (X, Y, Z, L) , die ein Hangprofil repräsentiert. Länge, Verlauf, Hangneigung und Richtungsänderungen bleiben erhalten. X, Y und Z repräsentieren die Koordinaten und die Höhe des Datenpunktes im digitalen Höhenmodell. L enthält eine topologische Information, die den Datenpunkt in den Verlauf der Hanglinie einordnet.

Planimetrische Hanglinie

Horizontale Projektion der Hanglinie auf eine Ebene. Sie entspricht der Darstellung auf einer Landkarte. Die planimetrische Hanglinie ist gegenüber der Hanglinie verkürzt, da Änderungen der Z-Ebene, also der Höhe, nicht abgebildet werden.

Hanglinienstartpunkt (HLS)

Ein Punkt, z. B. vorgehalten als ein 3-Tupel (X, Y, Z) , an dem eine Hanglinie beginnt.

Hanglinienendpunkt (HLE)

Ein Punkt, z. B. vorgehalten als ein 3-Tupel (X, Y, Z) , an dem eine Hanglinie endet.

Hanglinienpunkt (HLP)

Ein Punkt im Verlauf einer Hanglinie, z. B. vorgehalten als ein 3-Tupel (X, Y, Z) .

Hanglinieneinheit

Ein relativ homogener Abschnitt einer Hanglinie, der durch visuelle Bewertung oder aufgrund von Berechnungen gegenüber benachbarten Hanglinienabschnitten abgegrenzt wird.

Hangliniensequenz

Eine beliebige Zahl räumlich distinkter, benachbarter Hanglinien in einem Untersuchungsgebiet, z. B. die Abfolge von Hanglinien einer Talflanke von der Mündung zum Talschluss.

Messlänge

Die Distanz zwischen zwei Profilverpunkten beim Hangprofil; bei einer Hanglinie die Distanz zwischen zwei Hanglinienpunkten.

Horizontale und Vertikale Distanz

Die Horizontale Distanz ist die Länge der Projektion des Hangprofils/der Hanglinie auf eine horizontale Ebene. Die Vertikale Distanz ist die Höhendifferenz zwischen Startpunkt und Endpunkt des Profils/der Hanglinie.

Profillinie

Zweidimensionale Abbildung eines Hangprofils, z. B. vorgehalten als ein 2-Tupel (L, Z) . Der Profilverlauf wird üblicherweise in Diagrammform dargestellt. Auf der Abszisse ist die Distanz, auf der Ordinate die Höhe aufgetragen. Die Länge entspricht der des Hangprofils/der Hanglinie, jedoch sind Änderungen der Exposition nicht mehr sichtbar, da das Hangprofil/die Hanglinie zur Darstellung gestreckt wird. Es handelt sich also nicht um eine einfache Projektion des Hangprofils/der Hanglinie auf eine vertikale Ebene.

Profilgraph

Zweidimensionale Abbildung in Diagrammform, die in der Vorhaltung der Daten und der Art der Darstellung der Profillinie entspricht. Auf der Abszisse ist ebenfalls die Distanz, auf der Ordinate jedoch ein primärer geomorphometrischer Parameter (z. B. Hangneigung, Wölbung) aufgetragen.

Die Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen

Die überwiegende Zahl der Hangprofilanalysen der Literatur basiert auf manuell im Gelände oder mit Hilfe topographischer Karten gewonnenen Hangprofilen. Die Nutzung digitaler Höhenmodelle als Basisdatum und die automatische Ableitung von Hangprofilen ist kaum verbreitet. BELL (1983) extrahierte erstmals Hangprofile aus digitalen Höhenmodellen und nutzte zu deren Lokalisierung das System der 'profile sampling base line' von YOUNG (1974). MCDERMID & FRANKLIN (1995) berechneten geomorphometrische Parameter für Hanglinien und verglichen deren Aussagekraft mit Fernerkundungsdaten. GILES (1998) und GILES & FRANKLIN (1998) entwickelten diesen Ansatz weiter und klassifizierten mit einer Kombination aus Hangprofilparametern und Spektralanalyse Hangeinheiten nach Geomorphometrie und Prozessgefüge. Die Festlegung der Hanglinienstartpunkte erfolgte wissenschaftsbasiert auf Grundlage der Auswertung von Luftbildern und der Kenntnis des Untersuchungsgebietes. Die Unterteilung der Hanglinien in 'slope units' basierte auf einem Schwellenwert der Vertikalwölbung.

COOPS et al. (1998) extrahierten Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen als eines von mehreren Attributen zur Kennzeichnung der Position in einer Toposequenz, basierend auf dem System von SPEIGHT (1990). Die Hanglinien wurden von einem Startpunkt hangauf- und hangabwärts verfolgt. Mit Hilfe eines Generalisierungsalgorithmus (THAPA, 1990) wurden Hanglinien in mehrere Teile zerlegt, denen dann eine Position innerhalb der Toposequenz zugeordnet wurde.

Die Extraktion von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen unterscheidet sich in einigen Punkten wesentlich von der Profilaufnahme im Gelände oder der Gewinnung von Hangprofilen aus topographischen Karten. Da sich die Methodik der manuellen Profilaufnahme in zahlreichen Untersuchungen bewährt hat, ist zu prüfen, inwieweit die Vorgehensweise auf die Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen übertragbar ist.

Begrenzung von Hangprofilen

Die sinnvolle Begrenzung von Hangprofilen ist ein problematisches Unterfangen. Schon STRAHLER (1950a) wies auf das hohe subjektive Element bei der Bestimmung der Linie steilsten Gefälles und deren Begrenzung nahe der Wasserscheide hin. Neben der Neigung des Hanges ist häufig auch die Wasserscheide entlang ihrer Längsachse geneigt. Ausgehend von einem Profilstartpunkt hangaufwärts in Richtung Wasserscheide erhoben, erreicht das Hangprofil einen Punkt, an dem die Neigung der Wasserscheide die Neigung des Talseitenhanges übertrifft. Folgt das Profil gemäß der Definition der Linie stärkster Neigung, ändert es seine Exposition um bis zu 90°, um sich asymptotisch der Wasserscheide zu nähern. Entsprechend verhält sich das Hangprofil nahe der Tiefenlinie an dem Punkt, an dem das Längsgefälle der Tiefenlinie die Neigung übertrifft. Das Hangprofil ändert seine Richtung und nähert sich asymptotisch der Tiefenlinie.

Die Literatur bietet im Wesentlichen zwei Vorgehensweisen zur objektiven Begrenzung von Profilen an (Abbildung 3.19): Nach der 'Cut-off procedure' von PITY (1966) wird das Profil an der Stelle beendet, an der die wahre Hangneigung und die Neigung der Wasserscheide gleich groß sind. Entsprechend endet das Profil nahe der Tiefenlinie an der Stelle, an der die wahre Hangneigung den gleichen Wert annimmt wie das Längsgefälle der Tiefenlinie. Diese Vorgehensweise stellt sicher, dass das Profil auf seiner gesamten Länge definitionsgemäß der Neigung des Talseitenhanges folgt und diesen Teil des Hanges auch eindeutig beschreibt (PARSONS, 1988). Es wird jedoch nicht die gesamte Hanglänge berücksichtigt (YOUNG, 1974). Auch ist bei der Profilaufnahme nur schwer zu entscheiden, ob das Profil bei einer Expositionsänderung der wahren Hangneigung folgt oder tatsächlich die asymptotische Näherung an die Wasserscheide beziehungsweise Tiefenlinie einleitet (PARSONS, 1988).

Auch bei der 'Perpendicular extension' Methode nach YOUNG (1974) wird der Punkt des Hangprofils ermittelt, an dem die Neigung des Talseitenhanges der Neigung der Längsachse der Was-

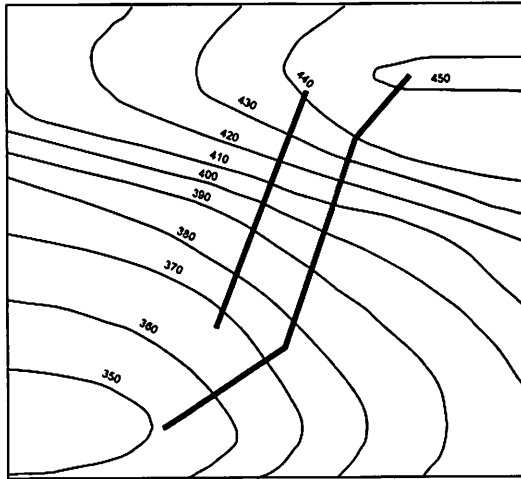


Abbildung 3.19: Die Begrenzung von Hangprofilen. Linkes Profil: 'Cut-off procedure', rechtes Profil: 'Perpendicular extension' (PARSONS, 1988).

Wasserscheide entspricht. Von diesem Punkt aus wird das Profil senkrecht zur Wasserscheide, die Richtung der stärksten Hangneigung verlassend, verlängert. Das Ende des Profiles bildet der Punkt jenseits der Wasserscheide, an dem die Neigung wieder gleich groß oder größer ist als die Neigung der Wasserscheide entlang ihrer Längsachse. Entsprechend wird das Profil im unteren Hangbereich senkrecht zur Tiefenlinie über diese hinweg verlängert, bis die Hangneigung des gegenüberliegenden Hanges der Neigung der Tiefenlinie entspricht. Durch die Längsneigung von Wasserscheide und Tiefenlinie führt dieses Verfahren zu abgeknickten Anhängseln (*engl.*: dog-legs) an beiden Enden des Profiles. Mit der 'Perpendicular extension' Methode besteht die Möglichkeit, ein Hangprofil tatsächlich von der Wasserscheide bis zur Tiefenlinie zu erstellen. Das daraus resultierende Profil enthält jedoch nicht ausschließlich Messungen der wahren Hangneigung (PARSONS, 1988).

Die Messlänge

Die Messlänge, die Entfernung von einem Datenpunkt des Hangprofils zum nächsten, sollte aus Gründen der Objektivität und Vergleichbarkeit im Verlauf des Hangprofils konstant sein. Bei der punktwweisen Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen ohne Interpolation von Zwischenwerten ist die minimale Messlänge durch die Zellengröße des Höhenmodells vorgegeben. Die Ermittlung der Hanglinie erfolgt auf dem Höhenmodell jeweils von einem Datenpunkt zum nächsten, also zu einem der acht Nachbarzellen der betrachteten Zelle. Haben die benachbarten Zellen eine gemeinsame Kante, so entspricht die Messlänge genau der Zellengröße des Höhenmodells. Besitzen die benachbarten Zellen jedoch nur einen gemeinsamen Eckpunkt, so entspricht die Entfernung der beiden Datenpunkte — und so auch die Messlänge — der Zellengröße multipliziert mit $\sqrt{2}$. Eine weitere Modifikation erfährt die Messlänge durch die unterschiedliche Vertikaldifferenz benachbarter Rasterzellen. Je größer die Höhendifferenz zweier Zellen ist, desto weiter ist der 'Weg', den die Hanglinie vom Mittelpunkt der Ausgangszelle zum Mittelpunkt der Zielzelle zurücklegt. Eine konstante Messlänge ist bei der Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen unter Berücksichtigung nur der tatsächlich vorhandenen Datenpunkte nicht möglich. Allerdings bewegt sich die Variabilität der Messlänge in einem

Rahmen, der Auswirkungen auf die Ergebnisse der Hanglinienanalyse als unwahrscheinlich erscheinen lässt, solange die Messlängenunterschiede bei der Berechnung geomorphometrischer Parameter berücksichtigt werden.

Die Richtung der Ableitung von Hanglinien

YOUNG (1974) wies auf die unterschiedliche Repräsentierung von Hangbereichen durch hangabwärts von der Wasserscheide und hangaufwärts von der Tiefenlinie ausgehende – der Linie steilsten Gefälles folgende – Hangprofile hin. Um diese Unterschiede zu minimieren, werden von der Mitte des Hanges ausgehend Hangprofile hangaufwärts und hangabwärts erhoben. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, dass die Linie des steilsten Gefälles hangaufwärts und hangabwärts verfolgt identisch ist. Beschränkt man sich wie zahlreiche Autoren, z. B. PITY (1968) und YOUNG (1972), bei der Profilaufnahme auf Hänge, die keine oder nur zu vernachlässigende Horizontalwölbung aufweisen, mag diese Annahme zutreffen.

Abbildung 3.20 (a) zeigt stark schematisiert und überhöht einen Hangabschnitt, dem ein lokaler Sporn aufsitzt. Im Höhenlinienbild würde diese Form durch konvexe Isohypsen repräsentiert. Die graue Linie zeigt die hypothetische, hangaufwärts gerichtete Ableitung einer Hanglinie, dem

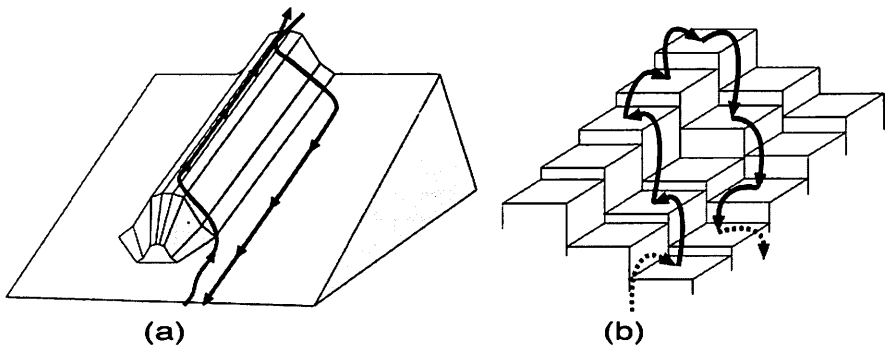


Abbildung 3.20: Einfluss der Horizontalwölbung auf den Verlauf einer Hanglinie. Hangaufwärts und hangabwärts abgeleitete Hanglinien nehmen bei auftretender Horizontalwölbung unterschiedliche Verläufe.

steilsten Gefälle folgend. Auf dem horizontal gestreckten Bereich ist diese Richtung klar erkennbar. Nun trifft die Linie auf die Flanke des Sporns, deren Neigung größer ist als die des Hanges. Die Hanglinie wird um 90° nach links abknicken und den Sporn hinauf 'wandern'. Der Scheitel des Sporns ist erreicht, die Neigung des Hanges ist jetzt wieder die größere, so dass die Hanglinie nach rechts abknickt und auf dem Scheitel des Sporns der Wasserscheide entgegenstrebt. Eine auf dem Scheitel des Sporns startende, hangabwärts verlaufende Hanglinie würde dagegen der stärksten Hangneigung folgend einen ganz anderen, durch die schwarze Linie gekennzeichneten Verlauf nehmen. Abbildung 3.20 (b) zeigt den beschriebenen Sachverhalt am Beispiel schematisch dargestellter Rasterzellen eines digitalen Höhenmodells. Jede Säule repräsentiert eine Rasterzelle. Interessant ist hier nur die Vertikaldifferenz der benachbarten Zellen. Der Ausschnitt zeigt die rechte Flanke einer dem Sporn aus Abbildung 3.20 (a) entsprechenden Horizontalkonvexität. Die Linie steilster Neigung verläuft hangaufwärts die Flanke des Sporns hinauf und folgt seiner Scheitellinie. Eine von dort hangabwärts abgeleitete Hanglinie nimmt jedoch einen ganz anderen Verlauf. In RASEMANN (2003) werden zwei interaktive Simulationen vorgestellt, an denen sich die Abhängigkeit der resultierenden Hanglinie von der Richtung

der Ableitung nachvollziehen lässt. Dieses Verhalten ist nicht auf die topographische Situation ausgeprägter Horizontalkonvexitäten beschränkt. Es kann überall dort auftreten, wo der Hang nicht vollständig horizontal gestreckt ist. Nur die hangabwärts gerichtete Ableitung gewährt die Aufnahme der Hanglinie entlang der Richtung steilsten Gefälles.

Bestimmung der Richtung größter Neigung

Die Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen erfolgt nach der hier beschriebenen Methodik ausschließlich unter Nutzung der im Höhenmodell vorhandenen Datenpunkte. Die Hanglinie verläuft daher von einem Datenpunkt des Höhenmodells zum nächsten. Dies hat zur Folge, dass der Verlauf einer Hanglinie auf acht Richtungen beschränkt ist, da jede Rasterzelle — es sei denn sie liegt am Rande des Höhenmodells — genau acht Nachbarzellen besitzt. Eine Interpolation zwischen den Rasterzellen würde die Beschränkung auf acht Richtungen aufheben und gegebenenfalls zu einem 'runderen' Hanglinienverlauf führen. Da es für weitere Berechnungen jedoch von Vorteil ist, dass jedem Hanglinienpunkt ein Datenpunkt des Ausgangshöhenmodells entspricht, wurde darauf bewusst verzichtet.

Um der Definition des Hangprofils zu genügen, wird ausgehend von einem Hanglinienstartpunkt jeweils diejenige Nachbarzelle gesucht, die zu der betrachteten Zelle die größte Hangneigung aufweist. Die Suche nach dem steilsten Nachbarn relativ zur betrachteten Zelle wird so lange fortgesetzt, bis ein Abbruchkriterium, etwa das Erreichen der Tiefenlinie, erfüllt ist. Das Ergebnis ist eine genau eine Rasterzelle breite Linie, die, ausgehend von einem Startpunkt, der Richtung steilster Neigung folgt und somit die Definition der Hanglinie als digitaler Repräsentation des Hangprofils erfüllt.

Zur Bestimmung der Richtung größter Neigung kann auf Algorithmen zurückgegriffen werden, deren Entwicklung die Verfolgung von Fließwegen zum Ziel hatte. Diese Algorithmen finden bei der Berechnung von Einzugsgebieten (s. Kapitel 3.7.2) und der hydrologischen Modellierung Anwendung. Für die Ableitung von Hanglinien eignen sich Algorithmen, die den gesamten simulierten Abfluss auf Basis der Hangneigung an eine einzelne Nachbarzelle weitergeben. Zwei weit verbreitete Algorithmen der Fließwegverfolgung, die in der vorliegenden Arbeit zur Ableitung von Hanglinien Verwendung finden, sind der Algorithmus 'D8' und seine Weiterentwicklung der 'Rho8'.

Deterministic 8 (D8): Der D8 Algorithmus (O'CALLAGHAN & MARK, 1984) sucht ausgehend von einer betrachteten Zelle jeweils den Nachbarn mit der steilsten Neigung. Ausgehend von der zentralen Zelle wird in einer 3×3 Umgebung für jede Nachbarzelle die Hangneigung berechnet. Die größere horizontale Distanz der diagonalen Nachbarn wird dabei berücksichtigt. Als Ergebnis wird der zentralen Zelle ein kodierter Wert zugewiesen, der die Position des steilsten Nachbarn angibt. Abbildung 3.21 zeigt die Kodierung der Fließrichtung wie sie im GIS ArcInfo und in den im Rahmen dieser Arbeit erstellten Programmen HAPII und Filter implementiert ist. Sie weicht von der von JENSON & DOMINGUE (1988) vorgeschlagenen Kodierung ab. Die Säulen repräsentieren einzelne Zellen eines digitalen Höhenmodells. Im diesem Falle weist die Zelle mit der Kodierung '2' die steilste Neigung zur zentralen Zelle auf.

Die Beschränkung der Fließrichtung beziehungsweise des Verlaufs einer Hanglinie auf acht Richtungen kann zu Problemen führen. Gegeben sei ein horizontal und vertikal gestreckter Hang mit einer Exposition, definiert als Richtung steilster Neigung, von 60° östlich von Nord. Der D8 Algorithmus wird jeweils den nordöstlichen Nachbarn der betrachteten Zelle als steilsten Nachbarn identifizieren und den Abfluss respektive die Hanglinie in diese Richtung leiten. Die Richtung der Hanglinie beträgt dann 45° und weicht bei jedem Schritt um 15° von der Richtung der steilsten Neigung ab. Dieser Fehler addiert sich mit zunehmende Länge der Hanglinie zu einer beträchtlichen Abweichung.

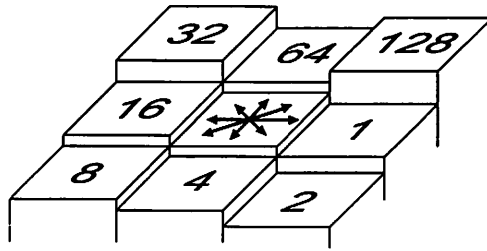


Abbildung 3.21: Die Kodierung der Fließrichtung. Der betrachteten Zelle wird der Wert zwischen '1' und '128' zugewiesen, welcher der Lage der am tiefsten gelegenen Nachbarzelle entspricht.

Rho8: Der Rho8 Algorithmus von FAIRFIELD & LEYMARIE (1991) ist eine Weiterentwicklung des D8 Algorithmus mit dem Ziel, realistischere Fließwege zu erhalten und die Abweichungen auf horizontal gestreckten Hängen zu minimieren. Aus diesem Grund wurde eine stochastische Komponente ρ (*gr.*: Rho) einbezogen, die sich auf die Ermittlung des steilsten Nachbarn auswirkt. Die stochastische Komponente ρ bezeichnet dabei die Abweichung der Richtung der tatsächlichen steilsten Neigung von einer der acht Richtungen, die bei D8 zur Verfügung stehen. Mit einer Wahrscheinlichkeit von ρ gelangt der Abfluss in die Nachbarzelle, die in Richtung des durch D8 verursachten Expositionsfehlers liegt. Mit einer Wahrscheinlichkeit von $(1 - \rho)$ gelangt der Abfluss in die von D8 tatsächlich ermittelte Richtung. Welche Zelle letztendlich den Abfluss erhält, wird über eine mit dieser Wahrscheinlichkeit gewichtete Zufallsfunktion bestimmt (COSTA-CABRAL & BURGESS, 1994). Das Beispiel der Hanglinienableitung an einem Hang mit einer Exposition von 60° verläuft dann folgendermaßen: D8 identifiziert den Nachbarn mit einer Exposition von 45° als steilsten Nachbarn und macht einen Fehler von 15° . Durch die gewichtete Zufallsfunktion identifiziert Rho8 in $p = 15/45$, also in einem Drittel aller Fälle, den in Richtung der tatsächlichen Exposition gelegenen Nachbarn als steilsten Nachbarn. In diesem Fall ist dies der östliche Nachbar mit einer Exposition von 90° . Die durchschnittlich identifizierte Richtung beträgt dadurch 60° und entspricht der Exposition des Hanges. Die Anwendung von Rho8 führt gerade auf horizontal gestreckten Hängen zu einem deutlich realistischeren Hanglinienverlauf. Problematisch ist jedoch die Anwendung einer Zufallsfunktion, die eine Reproduktion von Ergebnissen unmöglich macht.

Vergleich der Algorithmen D8 und Rho8

Abbildung 3.22 (Beilage) zeigt einen Vergleich der im Programm HAPII zur Ableitung von Hanglinien genutzten Fließalgorithmen D8 und Rho8. Die oberen beiden Darstellungen zeigen die Berechnung der Fließrichtung durch D8 (links) und Rho8 (rechts) auf einer halbkugelförmigen Oberfläche. Die Kodierung der Fließrichtung entspricht der von ArcInfo. Beim D8 Algorithmus wird die Konzentration des Abflusses auf acht Richtungen durch die scharfe Abgrenzung der Sektoren deutlich. Zu den Sektorgrenzen hin wird der Richtungsfehler immer größer. Rho8 hingegen erlaubt eine 'Aufweichung' der Sektorgrenzen. Die unterschiedliche Bestimmung der Fließrichtung wird auch in der Berechnung der Fließakkumulation (Abbildung 3.22, untere Bildhälfte) deutlich.

Die Fließakkumulation bezeichnet die Zahl der in die betrachtete Zelle entwässernden Zellen, also die Größe des Einzugsgebietes jeder Zelle auf Basis der Fließrichtung. Liegt der Fließakk-

kumulationsberechnung die Fließrichtung nach D8 zugrunde, spiegelt sich die Beschränkung auf acht Richtungen in einer sektoral variierenden Fließakkumulation wieder. Expositionen mit einem Vielfachen von 45° werden bevorzugt. Die Berechnung auf Basis der Rho8 Fließrichtung weist keine sektorale Bevorzugung auf. Allerdings findet eine zufällige Konzentration auf bestimmte Fließwege statt.

Die Unterschiede der Algorithmen D8 und Rho8 sind in erster Linie in wenig reliefiertem Gelände entscheidend für die Qualität der abgeleiteten Hanglinien. Die starke Reliefvariabilität im Hochgebirge führt bei identischen Hanglinienstartpunkten mit beiden Algorithmen zu ähnlichen Hanglinien. Abbildung 3.23 zeigt auf Basis eines Höhenmodells mit einer Zellengröße von 5 m abgeleitete Hanglinien am Zwischentalhang zwischen Hungerlitalli und Grüobtälli, am westexponierten Talseitenhang des Turtmantals. Die weiße Hanglinie wurde mit dem D8 Algorithmus abgeleitet, die schwarzen Hanglinien mit dem Rho8 Algorithmus. Der Startpunkt ist für alle Hanglinien identisch.

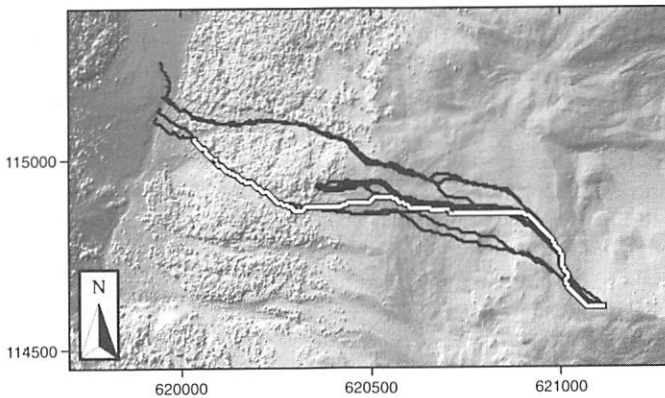


Abbildung 3.23: Ableitung von Hanglinien mit den Algorithmen D8 (weiß) und Rho8 (schwarz). Der Startpunkt ist für alle Hanglinien identisch. Aufgrund der die Fließrichtung beeinflussenden Zufallsvariablen weichen die mit Rho8 abgeleiteten Hanglinien voneinander ab.

Obwohl es sich um einen horizontal verhältnismäßig gestreckten Hang handelt, dessen Exposition kein vielfaches von 45° aufweist, sind die Abweichungen zwischen D8 und Rho8 deutlich erkennbar. Auffällig sind die Abweichungen der einzelnen auf Rho8 basierenden Hanglinien untereinander. Sie sind die Folge der implementierten Zufallsfunktion und führen so zu nicht zweifelsfrei reproduzierbaren Ergebnissen. Dieser Umstand ist für die hier vorgenommene geomorphometrische Charakterisierung der Hanglinien jedoch ohne Belang.

Geomorphometrische Parameter von Hanglinien

Die meisten Systeme zur Beschreibung von Hangprofilen basieren auf der Zerlegung des Profils in relativ homogene Einheiten (vgl. SAVIGEAR, 1952; HAMMOND, 1958; YOUNG, 1964; SAVIGEAR, 1967; DALRYMPLE et al., 1968; AHNERT, 1970; YOUNG, 1972; SPEIGHT, 1990). Der Wert dieser Vorgehensweise für das Verständnis der Form von Hängen ist unbestritten. Dennoch sind diese Systeme recht kompliziert. Die Beschreibung des Hangprofils erfolgt dabei durch die Abfolge verschiedener Hangeinheiten. Ein quantitativer Vergleich der Profilform, sei es zwischen

zwei Untersuchungsgebieten oder den gegenüberliegenden Hängen eines Tales, ist nur schwer möglich. Allein der visuelle Vergleich und die Abfolge der auftretenden Hangeinheiten lassen nur qualitative Aussagen zu.

Eine Alternative bietet hier die Berechnung repräsentativer geomorphometrischer Parameter für das Hangprofil oder die Hanglinie. Während die Berechnung von geomorphometrischen Parametern bei der Analyse von Einzugsgebieten weit verbreitet ist, führt diese Methodik bei der Beschreibung von Hangprofilen eher ein Schattendasein. Eine Systematik für geomorphometrische Parameter von Hangprofilen stellt RASEMANN (1999) vor. Die große Zahl der dort aufgeführten Parameter sollte nicht darüber hinwegtäuschen, dass die Charakterisierung von Hangprofilen aufgrund geomorphometrischer Parameter noch wenig Anwendung gefunden hat.

Die Beschreibung von Hangprofilen durch geomorphometrische Parameter unterscheidet sich in verschiedenen Punkten von den verbreiteten Systemen der Hangprofilbeschreibung: (1) Die Methode ist frei von jeglicher Subjektivität, die Beschreibung erfolgt in keinem Stadium der Analyse durch visuelle Inspektion. (2) Hangprofile unterschiedlicher Untersuchungsgebiete sind direkt vergleichbar, da Ausprägungen von Parametern verglichen werden. (3) Geomorphometrische Parameter können automatisch bei Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen berechnet werden. Das ermöglicht die Analyse einer großen Anzahl von Hanglinien in kurzer Zeit. (4) Bei ausreichend großer Hangprofilanzahl können die Parameterausprägungen direkt statistisch analysiert werden, um eine Klassifizierung/Typisierung der Hangprofile zu erreichen.

Das Programm HAPII berechnet für jede abgeleitete Hanglinie einen Satz von 53 geomorphometrischen Parametern, die eine Charakterisierung der Hanglinienform und einen Vergleich von Hanglinien untereinander ermöglichen. Die von HAPII berechneten Parameter sind im Rahmen der Beschreibung des Programms in RASEMANN (2003) aufgelistet und werden dort definiert und erläutert. Die Auswahl der Parameter orientierte sich in erster Linie an der Eignung für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit und der Möglichkeit, sie auf Basis von Daten im gegebenen Format zu berechnen.

3.8 Zusammenfassung

Die in diesem Kapitel zur geomorphometrischen Analyse des Hochgebirges vorgestellten Methoden beschreiben ein weites Spektrum unterschiedlicher Aspekte des Georeliefs.

Häufigkeitsverteilungen und Histogramme geben einen ersten Überblick über die Ausprägung geomorphometrischer Parameter, beispielsweise der Hangneigung und Höhe, in einem Gebiet. Hypsometrische und klinographische Kurven beschreiben die Verteilung von Höhe und Hangneigung in Abhängigkeit der Fläche der untersuchten Einheit.

Die Anpassung analytischer Oberflächen ermöglicht sowohl die Beschreibung von Formeigenschaften von Reliefformen als auch die Analyse ihrer Verteilung im Raum.

Die Analyse von Nachbarschaftsbeziehungen im Ortsraum verfolgt in diesem Kontext zwei Ziele. Zum einen die Vorbereitung von digitalen Daten für die geomorphometrische Analyse, etwa durch Unterdrückung systematischer Fehler in den Ausgangsdaten. Zum anderen die Detektion und Extraktion von Reliefstruktur beispielsweise in Form von Kanten und Graten durch geeignete Operatoren.

Repräsentative geomorphometrische Parameter eignen sich zur Charakterisierung von Reliefformen aufgrund bestimmter Eigenschaften dieser Formen zum Beispiel des Verhältnisses von Länge zu Breite. Voraussetzung für die Berechnung dieser Parameter ist eine eindeutige Abgrenzbarkeit der Form vom umgebenden Relief.

Die Ableitung geomorphometrischer Objekte führt zur Extraktion dieser Objekte aus dem Kontinuum des Georeliefs. Im Fall von Formelementen sind dies Bereiche homogener Wölbungstendenz als Teil einer hierarchischen Reliefansprache. Die Ableitung hydrologischer Einzugsgebiete ermöglicht unter anderem die geomorphometrische Charakterisierung dieser Objekte durch repräsentative geomorphometrische Parameter.

Die Ableitung von Hangprofilen dient der Abstraktion der Reliefform Hang beispielsweise mit dem Ziel der Beschreibung seiner Form durch geomorphometrische Parameter oder der Analyse der toposequentiellen Abfolge bestimmter Reliefelemente.

Nicht alle vorgestellten Methoden eignen sich gleich gut für die Beschreibung von Reliefeigenschaften oder spezifischen Reliefformen in einem Hochgebirgstal. Eine Auswahl der Methoden und Techniken dieses Kapitels wird in Kapitel 6 zur Analyse der geomorphometrischen Struktur des Turtmantals angewandt und hinsichtlich seiner Eignung für die geomorphometrische Analyse des Reliefs im Hochgebirge bewertet.

4 Erhebung digitaler Basisdaten

Die Berechnungen und geomorphometrischen Analysen der vorliegenden Arbeit basieren sämtlich auf digitalen Daten. Es handelt sich um verschiedene digitale Höhenmodelle des Untersuchungsgebietes und Daten aus dem Blockgletscherinventar von NYENHUIS (2001). Digitale Höhenmodelle, nicht nur solche von Bergen und Gebirgen, weisen häufig systematische Fehler auf. Die spezifischen Fehler sind Folge der Herstellungsmethode des Höhenmodells und variieren in Ausprägung und Stärke in Abhängigkeit von der Qualität der Ausgangsdaten und der Sorgfalt bei der Prozessierung dieser Daten. Zahlreiche Arbeiten beschäftigen sich mit der Bewertung von Fehlern bei der Höhenmodellerstellung und ihren Auswirkungen auf die Anwendbarkeit der Daten (u.a. LEE et al., 1992; DESMET, 1997; WISE, 1998; YIN & WANG, 1999). Die geomorphometrische Analyse auf Basis eines digitalen Höhenmodells muss daher immer die möglichen Fehlerquellen, sowohl bei der Auswahl der eingesetzten Parameter als auch bei der Interpretation der Ergebnisse, berücksichtigen.

Im folgenden Kapitel werden die in dieser Arbeit verwandten Höhenmodelle dargestellt und die spezifischen Probleme in Hinblick auf die geomorphometrische Analyse erörtert. Die in den Kapiteln 4.1 bis 4.4 beschriebenen Höhenmodelle sind kommerzielle Produkte. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde auf Basis einer GPS-Vermessung ein Höhenmodell des Blockgletschers HT 5 im Hungerlitälli generiert. Die Funktionsweise des Global Positioning Systems und die Vorgehensweise der Höhenmodellerstellung aus GPS-Daten sind in Kapitel 4.5 dargestellt.

4.1 Das 100 m Höhenmodell der Schweiz

Die Grundlage dieses Höhenmodells mit einer Zellengröße von 100 m, vertrieben vom Schweizer Bundesamt für Statistik, ist das digitale Höhenmodell RIMINI mit einer Zellengröße von 250 m. Der Höhenfehler des RIMINI-Modells liegt bei ± 10 m. Durch Interpolation mit einer bikubischen Flächenfunktion wurde aus dem RIMINI-Modell das GEOSTAT DHM mit einer Zellengröße von 100 m berechnet. Zusätzlich zum ursprünglichen Fehler des RIMINI Modells von ± 10 m liegt der mittlere Fehler der interpolierten Höhen des GEOSTAT DHM im Schweizer Mittelland bei ± 8 m und im Alpenraum bei ± 20 m (KÖLBL, 1992).

In der vorliegenden Arbeit fand dieses Höhenmodell zur kartographischen Illustration der Lage des Untersuchungsgebietes und zur Reliefklassifikation nach HAMMOND (1964a) (Kapitel 2.2.7) Verwendung.

4.2 Das 25 m Höhenmodell Turtmanntal

Das DHM25 des Schweizer Bundesamtes für Landestopographie ersetzt das veraltete RIMINI-Modell. Die Datenbasis dieses Höhenmodells bilden digitalisierte Isohypsen und Einzelkoten. Die Punktdichte des DHM25-Basismodells liegt bei 35–1600 Punkten pro Quadratkilometer. Durch eine nicht näher dokumentierte Interpolation wurde aus diesen Daten das hier verwandte DHM25-Matrixmodell mit einer Zellengröße von 25 m erstellt. Für die vorliegende Arbeit lag das 25 m Höhenmodell für das Turtmanntal und angrenzende Bereiche vor und bildete die Grundlage für einen Teil der geomorphometrischen Analysen.

Die Interpolation der vor allem aus digitalisierten Isohypsen bestehenden Daten führte beim resultierenden Höhenmodell zu stufenförmigen Artefakten. Abbildung 4.1 zeigt einen Ausschnitt des Talbodens aus dem 25 m Höhenmodell.

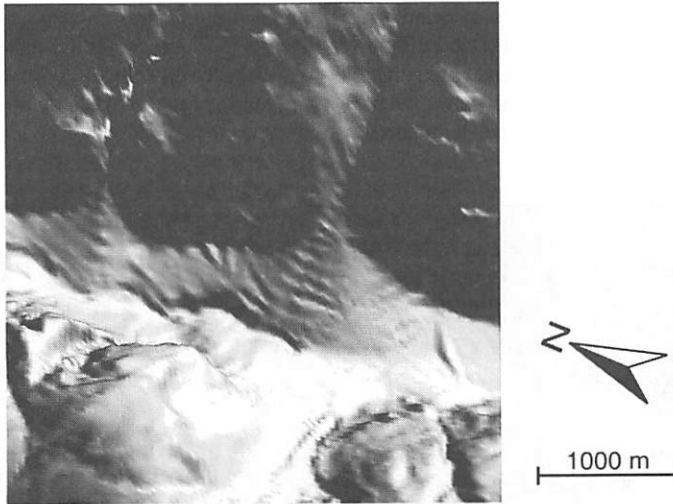


Abbildung 4.1: Ausschnitt aus dem 25 m DHM, erstellt aus digitalisierten Isohypsen. Systematische Fehler erscheinen als terrassenförmige Strukturen auf Schuttkegeln und deuten die Lage der Höhenlinien auf der zugrunde liegenden topographischen Karte an.

Die stufenförmigen Oberflächen auf den Schuttkegeln sind Artefakte der Höhenmodellerstellung aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung der Ausgangsdaten. Einer hohen Punktdichte im Bereich der zugrunde liegenden Isohypsen stehen weniger Datenpunkte im Bereich zwischen den Isohypsen gegenüber. Dies führt bei der Interpolation zu Artefakten, die die Lage der zugrunde liegenden Isohypsen andeuten.

Geomorphometrische Parameter, die auf Basis dieses Höhenmodells berechnet werden, spiegeln diese Artefakte wieder. Vor allem die Wölbung als zweite Ableitung der Höhe reagiert sehr stark auf solche Artefakte.

4.3 Das 10 m Höhenmodell Turtmantal

Dem 10 m Höhenmodell des Turtmantals liegen Luftbild-Stereopaare als Ausgangsdaten zugrunde. Die Erstellung des Höhenmodells wurde von einer externen Firma geleistet. Über die Genauigkeit der Daten liegen leider keine Informationen vor. Das 10 m DHM findet vor allem zu Vergleichszwecken mit den anderen vorliegenden Daten Verwendung.

Auch aus Luftbildern erstellte digitale Höhenmodelle weisen spezifische systematische Fehler auf, die bei der geomorphometrischen Analyse berücksichtigt werden müssen. Ein konventionelles Luftbild bildet die Erdoberfläche direkt unter der Kamera ab. Ist das abgebildete Gebiet von Vegetation bedeckt, ist dies jedoch die 'Oberfläche' der Vegetation, nicht die des Geländes. Am Übergang von einem bewaldeten Gebiet zu einer Wiese führt dieser Umstand zu einer abrupten Änderung der Höhe, die etwa der Wuchshöhe der Bäume entspricht. Die geomorphometrische

Analyse des Reliefs, beispielsweise die Berechnung von hydrologischen Einzugsgebieten oder die Ableitung von Hanglinien, wird dadurch stark beeinflusst.

Zur Charakterisierung des Reliefs finden häufig geomorphometrische Parameter der Rauigkeit Verwendung (vgl. ROWAN et al., 1971; MARK, 1975). Die Rauigkeit der Vegetationsoberfläche auf dem ursprünglichen Luftbild beeinflusst die Rauigkeit des Reliefs im resultierenden Höhenmodell. Abbildung 4.2 (a) zeigt ein Luftbild von einem Ausschnitt des östlichen Talseitenhanges im Turtmantal im Bereich des Niggelintällis. Westlich der durchbrochenen weißen Linie ist der Talseitenhang des Turtmantals größtenteils von Wald bedeckt. Östlich der weißen Linie, in den höher gelegenen Bereichen, dominiert Grasvegetation.

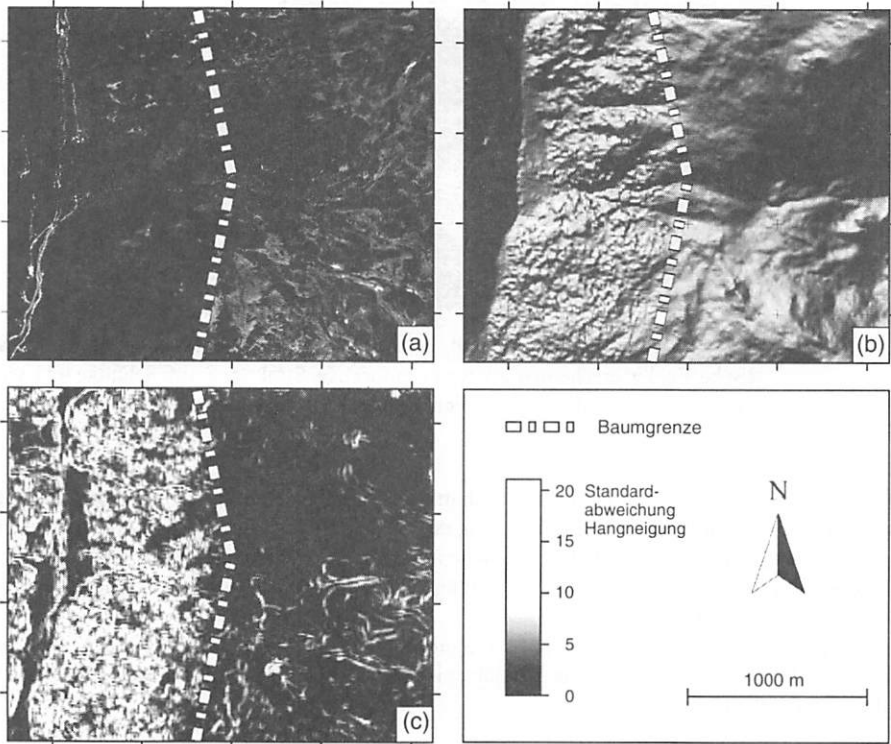


Abbildung 4.2: Systematische Fehler im 10m DHM des Turtmantals, erstellt aus Stereo-Luftbildern. Die obere Waldgrenze, auf dem Luftbild (a) sichtbar und durch eine gestrichelte Linie markiert, erscheint als Änderung der Rauigkeit der Geländeoberfläche auf der schattierten Reliefdarstellung (b). Die Standardabweichung der Hangneigung als Maß für die Rauigkeit des Reliefs (c) zeigt den Einfluss der unterschiedlichen Vegetation auf die Ausprägung geomorphometrischer Parameter.

Auf der Schräglichtdarstellung des Höhenmodells des gleichen Geländeausschnittes spiegelt sich der Wechsel der Vegetation deutlich in einer Änderung der Rauigkeit des Reliefs wieder (Abbildung 4.2 (b)). Diese Rauigkeit ist die Folge der Aufnahme der Vegetationsoberfläche des Waldes durch die Luftbildkamera und zeigt nicht die Rauigkeit der Geländeoberfläche. Die Berechnung

geomorphometrischer Parameter der Rauigkeit des Reliefs kann hier zu missverständlichen Ergebnissen führen. Abbildung 4.2 (c) zeigt die Standardabweichung der Hangneigung, berechnet in einem 3×3 Zellen großen gleitenden Fenster. Auf diese Technik wurde in Kapitel 3.5 näher eingegangen. Die Standardabweichung der Neigung stellt, ähnlich wie die Standardabweichung der Höhe, ein Maß für die Rauigkeit des Reliefs dar; je höher die Standardabweichung, desto unebener ist das Gelände. Abbildung 4.2 (c) zeigt einen deutlichen Unterschied in den Werten der Standardabweichung zwischen bewaldetem Gebiet und Weide. Im bewaldeten Gebiet westlich der weißen Linie ist die Standardabweichung der Hangneigung flächenhaft deutlich höher als auf der grasbedeckten Bereichen östlich der Linie. Dort treten hohe Standardabweichungen nur vereinzelt in Form linearer Strukturen in Bereichen auf, in denen Grate und Anstehendes die Geländeoberfläche bilden. Die Ausprägung des geomorphometrischen Parameters ist durch die Erfassung der Vegetationsoberfläche anstelle der Geländeoberfläche beeinflusst.

4.4 Das 1 m Höhenmodell Turtmanntal

Im Auftrag des Graduiertenkollegs 437 fand im September 2001 eine Befliegung des Turtmanntales durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) mit dem Ziel der Erstellung eines hoch aufgelösten digitalen Höhenmodells statt. Zur Anwendung kam die digitale HRSC-A Kamera (High Resolution Stereo Camera — Airborne). Die Technologie der Kamera wurde für die russische Weltraummission Mars96 entwickelt und für flugzeuggetragene Fernerkundungsanwendungen modifiziert. Dieses Fernerkundungssystem liefert bei entsprechender Prozessierung sowohl hochgenaue panchromatische und multispektrale Orthobilder als auch digitale Höhendaten.

Die Auflösung der Scannerdaten liegt, abhängig von der Flughöhe, bei 10–40 cm. Die photogrammetrische Genauigkeit beträgt horizontal und vertikal 15–20 cm in Bezug auf die absolute äußere Orientierung (HOFFMANN et al., 2000; HOFFMANN & LEHMANN, 2000). Aus den Rohdaten der Befliegung wurde ein digitales Höhenmodell mit einer Zellengröße von einem Meter für das Turtmanntal und angrenzende Bereiche erstellt. Da die Daten erst zum Ende der vorliegenden Arbeit zur Verfügung standen, beziehen sich nur Teile der geomorphometrischen Analysen auf dieses Höhenmodell.

Das HRSC Höhenmodell weist in verschiedenen Bereichen, die unregelmäßig über das Turtmanntal verteilt sind, systematische Fehler auf. Sie zeigen sich in Form eines regelmäßigen Musters, das entfernt an die Struktur eines groben Stoffes erinnert. Abbildung 4.3 zeigt die Schräglichtdarstellung eines Ausschnittes des nördlichen Talhanges im Hungererlitalli. Die regelmäßige Struktur ist dem tatsächlichen Relief überlagert. Die Pfeile kennzeichnen Stellen, an denen besonders deutliche in Nord–Süd Richtung verlaufende Strukturen zu erkennen sind. Die Herkunft dieses systematischen Fehlers ist unbekannt. Die Höhenausdehnung dieser regelmäßigen Strukturen ist gering und liegt bei 10–30 cm und damit innerhalb der angegebenen Höhengenaugigkeit des HRSC Modells. Dennoch ist dieser systematische Fehler bei einer geomorphometrischen Analyse zu berücksichtigen, da er die Berechnung geomorphometrischer Parameter wie Hangneigung und Wölbung beeinflusst.

4.5 Höhenmodell des Blockgletschers HT5

Die geomorphometrische Analyse von Objekten auf der Mikroskala erfordert digitale Höhenmodelle entsprechender Auflösung und Genauigkeit. Die Oberflächenformen von Blockgletschern, Furchen und Rücken verschiedener Ausrichtung als Ausdruck der Fließeigenschaften der Form, bilden Höhenunterschiede von wenigen Metern. Diese werden weder vom 10 m Höhenmodell,

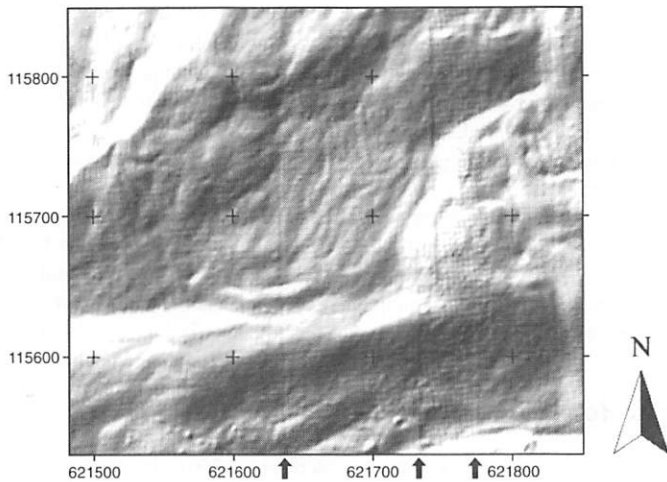


Abbildung 4.3: Systematische Fehler im 1 m Höhenmodell des Turtmanntals. In einem Ausschnitt aus dem Nordhang des Hungerlitallis ist in der Schräglichtdarstellung eine regelmäßige Struktur zu erkennen, die das Relief überlagert. Die Pfeile kennzeichnen besonders deutliche, in Nord-Süd Richtung verlaufende Strukturen.

noch vom 25 m Höhenmodell des Turtmanntales wiedergegeben. Da die Verfügbarkeit des hochgenauen HRSC Höhenmodells im Jahre 2000 noch nicht in Aussicht stand, erfolgte die Vermessung eines Blockgletschers durch GPS-Technik. Ziel war die Generierung eines hochaufgelösten digitalen Höhenmodells eines aktiven Blockgletschers zur geomorphometrischen Analyse der Oberflächenformen. Neben der Bereitstellung eines hochgenauen Höhenmodells eines Blockgletschers diente die GPS-Vermessung als Test für die Nutzbarkeit des Systems unter den schwierigen Bedingungen des Hochgebirges. Aufgrund der Komplexität der Materie ist der eigentlichen Beschreibung der Datenaufnahme und Höhenmodellerstellung in Kapitel 4.5.2 eine Einführung in das Global Positioning System vorangestellt.

4.5.1 Das Global Positioning System — GPS

Das Global Positioning System (GPS) ist ein satellitengestütztes Navigationssystem, das seinen Ursprung im NAVSTAR (Navigation Satellite Timing and Ranging) Navigationssystem des US-amerikanischen Militärs hat. Das Ziel des Systems ist die Bestimmung der eigenen Position weltweit an jedem Ort, bei jedem Wetter und zu jeder Zeit (KAHMEN, 1997).

Die Komponenten des Global Positioning System

Das Global Positioning System besteht aus den Komponenten Raumsegment, Kontrollsegment und Nutzersegment (KRAUS et al., 1996; LANGE & GILBERT, 1999; LEICA GEOSYSTEMS, 2000):

Das Raumsegment besteht aus mindestens 24 Satelliten, die auf sechs Bahnen in einer Höhe von ca. 20.200 km mit einer Umlaufzeit von sechs Stunden die Erde umkreisen. Die Bahnen der Satelliten sind um 55° gegen den Äquator geneigt. So sind auf jedem Punkt der Erde zu jeder Zeit fünf bis acht Satelliten um mehr als 5° über dem Horizont sichtbar. Die

Zahl der Satelliten variiert, da in gewissen Abständen neue Satelliten gestartet werden, um alte zu ersetzen und sich daneben Reservesatelliten im Orbit befinden.

Das Kontrollsegment besteht aus einer Hauptkontrollstation (*engl.*: Master Control Station, MCS) in Colorado Springs, USA, und vier Monitorstationen, die auf weit auseinander liegenden Längengraden auf der Erde verteilt sind (KAHMEN, 1997). Sie befinden sich auf Hawaii und Kwajalein im Pazifik, Diego Garcia im Indischen Ozean und Ascension im Atlantik. Die Monitorstationen überwachen die Satelliten, kalibrieren und synchronisieren deren Uhren und berechnen die Bahnparameter der Satelliten für die nächsten 24 Stunden. Diese werden an die Satelliten übermittelt und können vom Nutzersegment empfangen werden.

Das Nutzersegment besteht aus den GPS-Empfängern und den Anwendern. Sie empfangen die von den Satelliten ausgesandten Signale, um die eigene Position zu bestimmen. GPS ist ein passives System, der Nutzer empfängt Daten vom Satelliten, eine wechselseitige Kommunikation findet nicht statt.

Das Signal der GPS-Satelliten

Die GPS-Satelliten senden ständig Signale einer speziellen Signalstruktur zu Erde. Sie ist in Abbildung 4.4 graphisch dargestellt. Basierend auf der von einer hochgenauen Atomuhr abgeleiteten Grundfrequenz von 10,23 MHz werden zwei Trägerwellen mit einem Vielfachen der Grundfrequenz in dem für den Funkverkehr genutzten L-Band gesendet. Die Trägerwelle L1 sendet mit einer Frequenz von 1575,42 MHz, das entspricht $154 \times 10,23$ MHz, die Trägerwelle L2 mit 1227,6 MHz, das entspricht $120 \times 10,23$ MHz. Diesen Trägerwellen werden durch Phasenmodulation verschiedene Signalcodes aufgesetzt. Die Codes haben ein binäres Format, sie können nur die Werte 0 und 1 annehmen. Aus dieser Phasenmodulation resultiert eine Änderung des Signalcodes in der Änderung der Phase der Trägerwelle. Folgende Codes sind den Trägerwellen aufmoduliert:

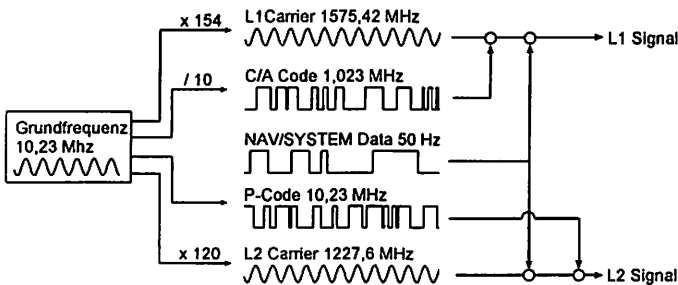


Abbildung 4.4: Die Signalstruktur des Global Positioning Systems. Aus der Grundfrequenz von 10,23 MHz werden zunächst die beiden Trägerwellen L1 und L2 erzeugt. Diesen sind die zur Positionsbestimmung benötigten Signale aufmoduliert.

PRN-Codes: Pseudo-Random-Noise Codes sind Codes, die mit scheinbar zufälliger Signalfolge generiert werden. Tatsächlich aber folgen sie einem bestimmten Muster, das sich ständig wiederholt. Diese Codes haben beim GPS zwei Funktionen: (1) Das Muster der erzeugten PRN-Codes ist für jeden Satelliten einmalig. Durch Vergleich mit im GPS-Empfänger erzeugten Signalmustern kann jeder Satellit eindeutig identifiziert werden. (2)

Die Messung der Laufzeit dieser Signale bildet die Basis der Entfernungsbestimmung beim Global Positioning System. Die Satelliten erzeugen zwei unterschiedliche PRN-Codes:

- Der *'Coarse Acquisition Code'* (C/A-Code) ist eine allgemein zugängliche Codierung, die für jedermann nutzbar ist. Einfache GPS-Handempfänger nutzen ausschließlich diesen Code. Der C/A-Code ist recht kurz, er wiederholt sich einmal pro Millisekunde und ist ausschließlich der L1-Trägerwelle mit einer Frequenz von 1,023 MHz aufmoduliert. Die kurze Wiederholrate erleichtert dem GPS-Empfänger die Identifizierung des Signals. Auf der Auswertung des C/A-Codes basiert der Standard Positioning Service (SPS). Durch künstliche Verschlechterung des Signals, die sogenannte Selective Availability (S/A), betrug die Navigationsgenauigkeit bisher etwa 100 m. Die S/A diente dazu, feindlich gesonnenen Mächten den Zugang zur vollen Genauigkeit zu versagen (TWIGG, 1998). Die Selective Availability wurde am 1. 5. 2000 abgeschaltet, so dass nun unter guten Bedingungen eine Genauigkeit von bis zu 10 m erreicht werden kann (LANGE, 2002). Das US-Militär behält sich jedoch vor, in Krisenfällen die Selective Availability zu reaktivieren.
- Der *'Precision Code'* (P-Code) dient der genaueren Positionsbestimmung. Dieser PRN-Code hat eine Wiederholfrequenz von 267 Tagen. Allerdings sendet jeder Satellit nur ein sieben Tage dauerndes Teilstück des Codes. Der P-Code ist sowohl der L1- als auch der L2-Trägerwelle mit einer Frequenz von 10,23 MHz aufmoduliert. Die längere Wiederholungsrate erschwert eine Identifizierung des Signals. Viele GPS-Empfänger nutzen daher für eine Grobsuche zunächst den C/A-Code und erst für eine genauere Positionsbestimmung den P-Code. Der P-Code kann durch eine als Anti-Spoofing (A-S) bezeichnete Prozedur vom Betreiber des NAVSTAR GPS, dem US-Militär, zum sogenannten Y-Code verschlüsselt werden. Nur militärische GPS-Empfänger der USA und Verbündeter können dieses Signal dann entschlüsseln. Auf dem P-Code beziehungsweise dem Y-Code basiert der Precise Positioning Service (PPS). Hier kann mit einer Navigationsgenauigkeit von ca. 5-15 m gerechnet werden.

NAV/SYSTEM Data Dieses Datensignal (D-Code) versorgt den GPS-Empfänger mit Zusatzinformationen für Navigation und Positionierung. Es sind dies unter anderem Parameter für die Berechnung der Laufzeitverzögerung des Signals in der Atmosphäre, Bahnparameter der Satelliten und Informationen über den Funktionszustand der Satelliten.

Der L1-Trägerwelle ist sowohl der für alle Nutzer zugängliche, aber ungenauere C/A-Code als auch der eine genauere Positionsbestimmung erlaubende P-Code, der L2-Trägerwelle nur der P-Code aufmoduliert. Beide Trägerwellen enthalten zusätzlich die Systeminformationen des D-Codes.

Fehlerquellen der Positionsbestimmung

Die theoretische Genauigkeit der Positionsbestimmung mittels GPS wird von verschiedenen Fehlerquellen negativ beeinflusst. Neben allgemeinen Hard- und Softwarefehlern der Geräte treten folgende systembedingte Fehlerquellen auf (STRANG & BORRE, 1997; LANGE, 2002):

- *Fehler der Ganggenauigkeit der Satellitenuhren*, die nicht von der Kontrollstation korrigiert werden. Die Uhren gehen aufgrund ihrer gegenüber der Erde schnelleren Bewegung langsamer, wegen der geringeren Schwere aber schneller als auf der Erde.
- *Schwankungen der Satellitenbahnen*, die nicht von der Kontrollstation berechnet werden, führen zu Ungenauigkeiten der Positionsbestimmung.

- *Laufzeitverlängerung durch in der Troposphäre enthaltenen Wasserdampf*. Dieser Fehlerquelle wird durch atmosphärische Modelle in der Auswertungssoftware begegnet.
- *Ionosphärische Laufzeitverlängerung* durch Dämpfung und Brechung der Wellen in der Ionosphäre. Die Beeinflussung durch Ionosphäreffekte ist nicht konstant. Wirksame Faktoren sind unter anderem die Variation der Ionosphärendichte in Abhängigkeit der Sonnenzyklen und die Elevation der Satelliten. Die Signale von Satelliten niedriger Elevation, also geringer Höhe über dem Horizont, legen einen längeren Weg durch die Ionosphäre zurück und unterliegen dadurch stärkeren Laufzeitverzögerungen als solche von Satelliten mit höherem Elevationswinkel. GPS-Empfänger, die sowohl das L1- als auch das L2-Band des Satellitensignals nutzen, können aufgrund unterschiedlicher Brechung der verschiedenen Frequenzen in der Ionosphäre diesen Fehler weitgehend korrigieren.
- *Mehrwegeeffekte* treten durch die Reflexion des Satellitensignals an großen Flächen, etwa Seen oder Hauswänden auf. Das Satellitensignal erreicht die Empfangsantenne nicht direkt, es trifft zunächst auf ein reflektierendes Objekt und erst dann auf die Antenne. Dies führt zu einer längeren Laufzeit, die sich in einem verfälschten Messergebnis äußert. Den Mehrwegeeffekten kann durch die Verwendung einer 'Choke-Ring Antenne' begegnet werden. Konzentrisch um die eigentliche Antenne angeordnete Metallringe fangen dabei die indirekten Signale ab.
- Der *Dilution of precision (DOP)* ist ein Maß für die Güte der Satellitengeometrie und beschreibt die räumliche Verteilung der Satelliten am Himmel. Der DOP wirkt als Faktor auf den Entfernungsmessfehler. Geometrisch gut verteilte Satelliten führen zu geringer Unsicherheit der Positionsbestimmung. Falls möglich sollten zur Minimierung des DOP Satelliten in die Messung einbezogen werden, die mindestens 15° über dem Horizont stehen (LEICA GEOSYSTEMS, 2000).

Distanz- und Positionsbestimmung

Die Bestimmung der Position mittels GPS beruht auf der Entfernungsmessung zwischen Satellit und GPS-Empfänger. Die Entfernungsmessung erfolgt über die Bestimmung der Laufzeit des Satellitensignals. Sowohl die Trägerfrequenzen als auch die aufmodulierten C/A- beziehungsweise P-Codes werden nicht nur in den Satelliten sondern zeitsynchron auch im GPS-Empfänger erzeugt. Die empfangenen Signale weisen aufgrund ihrer Laufzeit gegenüber den im Empfänger erzeugten Signalen eine Zeitverschiebung auf. Dabei ist die Zeit ΔT der Entfernung von Satellit zu Empfänger proportional. Sie kann folgendermaßen berechnet werden:

$$R = (\Delta T + \Delta t) \times c \quad (4.1)$$

Dabei ist R die Pseudoentfernung, ΔT die gemessene Zeitdifferenz, Δt der Fehler der Empfängeruhr gegenüber der Satellitenuhr und c die Lichtgeschwindigkeit. R wird als Pseudoentfernung bezeichnet, da die Ausbreitungsgeschwindigkeit des realen Signals nicht genau der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Licht im Vakuum entspricht.

Die vier Unbekannten bei der Positionsbestimmung sind X_e , Y_e , Z_e und ΔT , die drei Komponenten der zu bestimmenden Position sowie die Zeitverschiebung. Zur Lösung ist ein Gleichungssystem mit vier Gleichungen aufzustellen. Zur Standortbestimmung mittels GPS sind dann vier Pseudoentfernungen zu verschiedenen Satelliten folgendermaßen zu berechnen (LANGE, 2002):

$$[(\Delta T_i + \Delta t) \times c]^2 = (X_i - X_e)^2 + (Y_i - Y_e)^2 + (Z_i - Z_e)^2 \quad i = 1 \dots 4 \quad (4.2)$$

Dabei bezeichnet ΔT_i die gemessenen Signallaufzeiten, Δt den unbekanntem Zeitfehler der Empfängeruhr, c die Lichtgeschwindigkeit, X_i , Y_i , Z_i die bekannten Satellitenkoordinaten, und

X_e, Y_e, Z_e die unbekanntenen Empfängerkoordinaten. Dieses Gleichungssystem bildet die Grundlage zur Berechnung der Koordinaten des GPS-Empfängers.

Das Global Positioning System nutzt zur Bestimmung von Positionskoordinaten das universelle geozentrische Bezugssystem WGS84 (World Geodetic System 1984). Die nach Lösung obiger Gleichung erhaltenen Empfängerkoordinaten liegen also im WGS84-Bezugssystem vor. Zur Bestimmung der Koordinaten findet ein kartesisches Koordinatensystem Anwendung, in dessen Ursprung sich der Mittelpunkt der Erde befindet. Die Umrechnung in ein lokales Koordinatensystem, etwa Gauß-Krüger oder UTM, wird durch den GPS-Empfänger oder während der Nachbearbeitung der Daten vorgenommen. In der vorliegenden Arbeit findet, durch die Lage des Untersuchungsgebietes bestimmt, das Schweizer Landeskoordinatensystem mit dem Datum CH-1903 Verwendung.

Genauigkeit der Positionsbestimmung

Die Ermittlung der Position des GPS-Empfängers kann auf verschiedene Arten erfolgen, die sich durch die Beschaffenheit der verwandten Geräte, den Aufwand der Berechnungen und natürlich die Genauigkeit der Positionsbestimmung unterscheiden. Die einfache Navigation entspricht der bereits dargestellten Vorgehensweise. Durch Messung der Pseudoentfernungen zu vier Satelliten auf Basis der Laufzeitverzögerung der PRN-Codes wird die Empfängerposition ermittelt. Die Genauigkeit liegt in der Regel bei ca. 20 m bei Nutzung des C/A-Codes nach Abschaltung der 'Selective Availability' und 5–15 m bei Nutzung des P-Codes.

Bei höheren Ansprüchen an die Genauigkeit findet differentielles GPS Anwendung. Diese Methode basiert auf der Annahme, dass benachbarte Empfangslokationen Messfehler gleicher Größenordnung aufweisen. Ein Referenzempfänger ist dabei auf einer exakt bekannten Lokation positioniert. Aus der Differenz der gemessenen Pseudoentfernungen und der aufgrund der bekannten Position berechneten geometrischen Entfernung der Referenzstation zum Satelliten werden Korrekturwerte gebildet. Die Ermittlung der unbekanntenen Position erfolgt durch einen zweiten Empfänger, der die Korrekturwerte in die Berechnung seiner Position einbezieht. Mit dieser Vorgehensweise kann eine Positionsgenauigkeit von 2–5 m erreicht werden. Die Korrekturen werden entweder in der Nachbearbeitung vorgenommen oder durch eine Funkverbindung direkt vom Referenzempfänger, der Basis, zum beweglichen Empfänger, dem Rover, übertragen.

Bei höchsten Ansprüchen an die Genauigkeit der Vermessung ist das Verfahren der differentiellen Trägerphasenmessung mit Lösung der Mehrdeutigkeiten anzuwenden. Auch hier finden wieder ein Referenzempfänger auf einem bekannten Punkt und ein frei beweglicher Empfänger, der Rover, Verwendung. Der Unterschied zum differentiellen GPS liegt in der Berechnung der Pseudoentfernungen. Statt der Berechnung der Phasenverschiebung des PRN-Codes werden direkte Phasenvergleichsmessungen der Trägerwellen vorgenommen. Da diese mit einer viel höheren Frequenz als die PRN-Codes abgestrahlt werden, ist eine viel präzisere Positionsbestimmung möglich. Dabei werden sowohl die Zahl der ganzen Wellen als auch der übrig bleibende Bruchteil einer Wellenlänge, die 'Restphase', bestimmt. Problematisch bei diesem Verfahren ist, dass zu jedem beobachteten Satelliten eine große Zahl möglicher Wellenlängen vorliegt, während die Restphase relativ einfach berechnet werden kann. Diese unbekanntene Anzahl voller Wellenlängen wird als 'ambiguity', als Mehrdeutigkeit bezeichnet. Durch komplexe statistische Verfahren werden diese Mehrdeutigkeiten aufgelöst und die wahrscheinlichste Lösung bestimmt. Unter ungünstigen Umständen kann dies trotz guter Satellitenkonstellation und ausreichenden Empfangsbedingungen zu Fehlern in der Positionsbestimmung führen. Die erreichbare Genauigkeit der Positionsbestimmung bei der Trägerphasenmessung liegt bei 5–50 mm. Bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgenommenen Vermessungen wurde zur Maximierung der Messgenauigkeit die Trägerphasenmessung angewandt.

Messtechniken

In Abhängigkeit von der jeweiligen Messaufgabe stellen die meisten professionellen GPS-Systeme verschiedene Messtechniken zur Verfügung. Im Folgenden werden nur die in dieser Arbeit im Turtmanntal angewandten Techniken erläutert.

Statische Vermessung wird bei der hochgenauen Vermessung einzelner Punkte über große Distanzen angewandt. Ein GPS-Empfänger ist dabei über einem im WGS84-System bekannten Punkt aufgebaut, ein zweiter über dem zu ermittelnden Punkt. Beide Empfänger nehmen mit gleicher Aufzeichnungsrate über eine gewisse Zeit hinweg Daten auf. Durch Nachbearbeitung in einem Auswertungsprogramm am Computer wird unter Nutzung der Daten beider Empfänger die unbekannte Position ermittelt (LEICA GEOSYSTEMS, 2000).

Real Time Kinematic (RTK) ist eine kinematische, in Echtzeit durchgeführte Vermessung. Ein Referenzempfänger ist auf einem bekannten Punkt lokalisiert und empfängt fortwährend Daten. Über eine Funkverbindung werden diese Daten zum beweglichen Empfänger, dem Rover, übertragen. Der Rover seinerseits ist mit einer eigenen Satellitenantenne ausgestattet und empfängt ebenfalls ständig Daten. Aus diesen und den von der Basis übertragenen Korrekturdaten werden im Rover, oder einem angeschlossenen Kontrollgerät, unter Lösung der Mehrdeutigkeiten hochgenaue Positionskoordinaten berechnet (FIX & BURT, 1995). Im Geländeeinsatz ist die benötigte Funkverbindung oft nur gewährleistet, wenn zwischen Basis und Rover Sichtkontakt besteht. Reißt der Funkkontakt ab, ist eine Lösung der Mehrdeutigkeiten unmöglich, die Positionsbestimmung wird sehr ungenau. Da auch die Umrechnung der WGS84-Koordinaten in das gewählte Koordinatensystem in Echtzeit erfolgt, ist schon während der Datenaufnahme eine Kontrolle der Messergebnisse möglich. Die Genauigkeit dieser Messmethode liegt unter guten Bedingungen im Bereich einiger Millimeter.

Zur Kontrolle der relativen Genauigkeit des im Turtmanntal benutzten GPS-Systems im RTK-Modus wurden bei identischer Position des Rovers jeweils 100 Positionsbestimmungen im Laufe einer Stunde durchgeführt. Die Ergebnisse der Messung sind in Abbildung 4.5 dargestellt. Abbildung 4.5 (a) zeigt die Abweichung der Messungen vom Median der Punktmenge bei einer Basislänge, dem Abstand zwischen Basis und Rover, von 11 m. Die maximale horizontale Abweichung dieser Messung beträgt 7 mm (Standardabweichung 2,8 mm), die maximale vertikale Abweichung 17,5 mm (Standardabweichung 6,6 mm). Bei der Messung, die der Abbildung 4.5 (b) zugrunde liegt, betrug die Basislänge ca. 500 m. Die maximale horizontale Abweichung dieser Messung beträgt 6 mm (Standardabweichung 3,7 mm), die maximale vertikale Abweichung 13,5 mm (Standardabweichung 5,2 mm). Die Messgenauigkeit nimmt bei zunehmender Basislänge im Bereich von einigen hundert Metern nicht erkennbar ab. Eine Ermittlung der absoluten Genauigkeit der Positionsbestimmung konnte nicht vorgenommen werden, da nicht zwei Punkte mit bekannten Koordinaten vorlagen, zwischen denen eine freie Sichtverbindung bestand. Für das Ziel der Vermessung, die Erstellung eines digitalen Höhenmodells eines Blockgletschers ist die absolute Genauigkeit der Punkte ohnehin von untergeordneter Bedeutung.

4.5.2 Datenaufnahme im Turtmanntal

Die GPS-Vermessung während der Geländekampagne im Jahr 2000 umfasste die statische Vermessung eines Fixpunktes im Hungerlitälli und die RTK-Vermessung von über 3.700 Höhenpunkten auf dem aktiven Blockgletscher HT 5 auf der nordexponierten Seite des Hungerlitällis. Die Punktaufnahme auf dem Blockgletscher erfolgte mit dem Ziel der Generierung eines digitalen Höhenmodells aus den Vermessungsdaten.

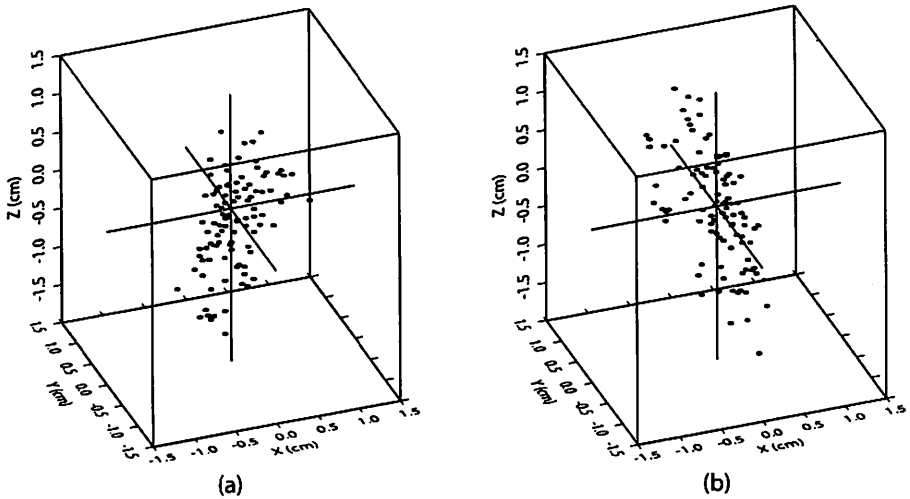


Abbildung 4.5: Relative Genauigkeit der RTK-Vermessung. Für zwei Positionen des Rovers (a), (b) wurden jeweils 100 Positionsbestimmungen im Laufe einer Stunde durchgeführt. Die Punktwolken zeigen die Abweichung der Messungen vom Median der Messpunktmenge. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Zum Einsatz kam ein GPS-System bestehend aus zwei Empfängern des Typs Ashtech Z-Surveyor. Der Ashtech Z-Surveyor ist ein 12-Kanal-Empfänger, der sowohl den C/A-Code als auch den P-Code und die Phasen der L1- und L2-Trägerwellen auswerten kann (GEBIG GIS, 1999). Die Nachbearbeitung erfolgte mit der Software Ashtech Office Suite 2.0. Bei der RTK-Vermessung kam zusätzlich ein Itronix Husky FS/GS Handgerät zum Einsatz. Die Positionsbestimmung und Konvertierung der WGS84-Koordinaten in das Schweizer Landeskoordinatensystem erfolgte durch die auf dem Husky installierte Software GiPSy der Firma GEBIG GIS.

GPS-Vermessung im Hochgebirge

Vor allem die Vermessung von Punkten im RTK-Modus ist unter den im Hochgebirge gegebenen Bedingungen nicht unproblematisch. Die großen Höhenunterschiede auf geringer horizontaler Distanz und das Vorhandensein mehrere hundert Meter hoher Steilwände sind der freien Sicht auf die gleichzeitig benötigten vier Satelliten abträglich. Befindet sich das zu vermessende Objekt im Grund des Tales oder eines Tälchens, liegt der Horizont nicht selten bei 30° oder mehr über der Horizontalen. Dadurch verringert sich die Zeit in der ein Satellit sichtbar ist ganz erheblich.

Aufgrund der Bahnkonfiguration des Raumsegments befindet sich die überwiegende Zahl der Satelliten bei Messungen in den mittleren Breiten südlich der eigenen Position. Liegt das zu vermessende Objekt in einer Position, die nach Süden hin durch eine Wand oder einen Gipfel abgeschattet ist, gestaltet sich die Vermessung sehr zeitaufwändig. Bei der Vermessung des Blockgletschers HT 5 mussten nicht selten Pausen von mehr als einer Stunde in Kauf genommen werden, da keine ausreichende Satellitenzahl oder keine die geforderte Messgenauigkeit bietende Satellitenkonfiguration vorhanden war. Bei einer durchschnittlichen Akkulaufzeit von 3,5 Stunden nimmt die Vermessung großer Punktmengen daher viel Zeit in Anspruch, zumal nach einem Akkuwechsel das Basisgerät neu initialisiert werden musste. Dies erforderte die Rückkehr des

Rovers zur Basis, ein Vorgang der bei der Oberflächenbeschaffenheit eines Blockgletschers wiederum einen erheblichen Zeitaufwand bedeutet.

Die Vermessung im RTK-Modus erfordert eine jederzeit bestehende Funkverbindung zwischen Basis und Rover zum Austausch von Korrekturdaten. Diese Funkverbindung ist nur gewährleistet, wenn zwischen den beiden Funkantennen eine Sichtverbindung besteht. Schon die Bewegung zwischen den Loben oder in den Rinnen eines aktiven Blockgletschers mit einer Tiefe von mehr als 2 m kann zu einer Unterbrechung der Funkverbindung führen und die genaue Positionsbestimmung unmöglich machen. Die Wahl des Standortes des Basis-Empfängers ist daher enorm wichtig und sollte unter der Prämisse der optimalen Sichtbarkeit von allen Punkten des zu vermessenden Objektes geleitet sein.

Die erschwerten Bedingungen der GPS-Vermessung im Hochgebirge erfordern eine genaue Kontrolle der erhobenen Daten sowohl im Feld als auch beim Postprocessing. Die Lösung der Mehrdeutigkeiten bei der differentiellen Trägerphasenmessung erfolgt durch Anwendung komplexer statistischer Verfahren unter Auswahl der wahrscheinlichsten Lösung. Diese Ermittlung kann jedoch fehlerhaft sein oder wegen ungünstiger Satellitenkonfiguration gar nicht vorgenommen werden. Das kann in zunächst nicht sichtbaren Messfehlern im Bereich von mehreren Metern resultieren. In der aufgezeichneten Rohdatendatei des Husky Handgerätes sind diese Messungen jedoch markiert und können von der weiteren Prozessierung ausgenommen werden. Abbildung 4.6 zeigt einen solchen Messfehler anhand des aus den Messdaten erstellten Höhenmodells. Die Abbildungen 4.6 (a) und (b) zeigen den im Luftbild (Abbildung 4.6 (c)) markierten Ausschnitt des Blockgletschers HT5. Aus den Messdaten wurde ein digitales Höhenmodell erstellt und als Schräglichtdarstellung visualisiert. Die Pfeile in Abbildung 4.6 (b) deuten auf eine Furche von mehreren Metern Tiefe, die auf dem Luftbild nicht zu erkennen ist. Tatsächlich basiert sie auf einer Reihe nacheinander aufgenommener Messpunkte, bei denen die Mehrdeutigkeit der Trägerphasenmessungen nicht gelöst werden konnte. Dies resultierte in Höhenfehlern von bis zu 7 m, während die horizontale Position der Punkte recht genau ermittelt wurde. Abbildung 4.6 (b) zeigt die Schräglichtdarstellung des generierten Höhenmodells nach der manuellen Entfernung der fehlerhaften Punkte aus den Rohdaten.

Vermessung von Fixpunkten

Zur Vermessung von Objekten mit der Real-Time-Kinematik Methode muss ein Referenzempfänger auf einem bekannten Punkt lokalisiert sein. Bei der Auswahl dieses Punktes ist zur Aufrechterhaltung der Funkverbindung Sichtkontakt zum Rover zu gewährleisten. Die Vermessung von Objekten im Hungerlitalli erforderte daher einen genau bekannten Punkt in Sichtweite des zu vermessenden Objektes, eines Blockgletschers. Der dem Hungerlitalli nächstgelegene amtliche topographische Punkt der Schweizer Landesvermessung liegt nahe dem Gigistafel. Zur genauen Bestimmung eines Fixpunktes im Hungerlitalli wurde im Juli 2000 eine statische Vermessung durchgeführt. Die Länge der Basislinie zwischen dem bekannten Punkt am Gigistafel und dem zu ermittelnden Punkt auf einer spätglazialen Seitenmoräne im Hungerlitalli betrug etwa 1,5 km. Der neue Fixpunkt wurde dauerhaft markiert und steht so als Ausgangspunkt für weitere Vermessungen zu Verfügung.

RTK-Vermessung des Blockgletschers HT5

Mit dem Ziel, ein hochgenaues digitales Höhenmodell eines aktiven Blockgletschers zu erstellen, wurden im Rahmen der Geländekampagne im Sommer 2000 über 3.700 Datenpunkte auf dem aktiven Blockgletscher HT5 im Hungerlitalli aufgenommen (Abbildung 4.7). Da bei der RTK-

Vermessung mit Hilfe der verwandten Software direkt Schweizer Landeskoordinaten ausgegeben werden, erfolgte eine erste Kontrolle der Daten schon im Gelände.

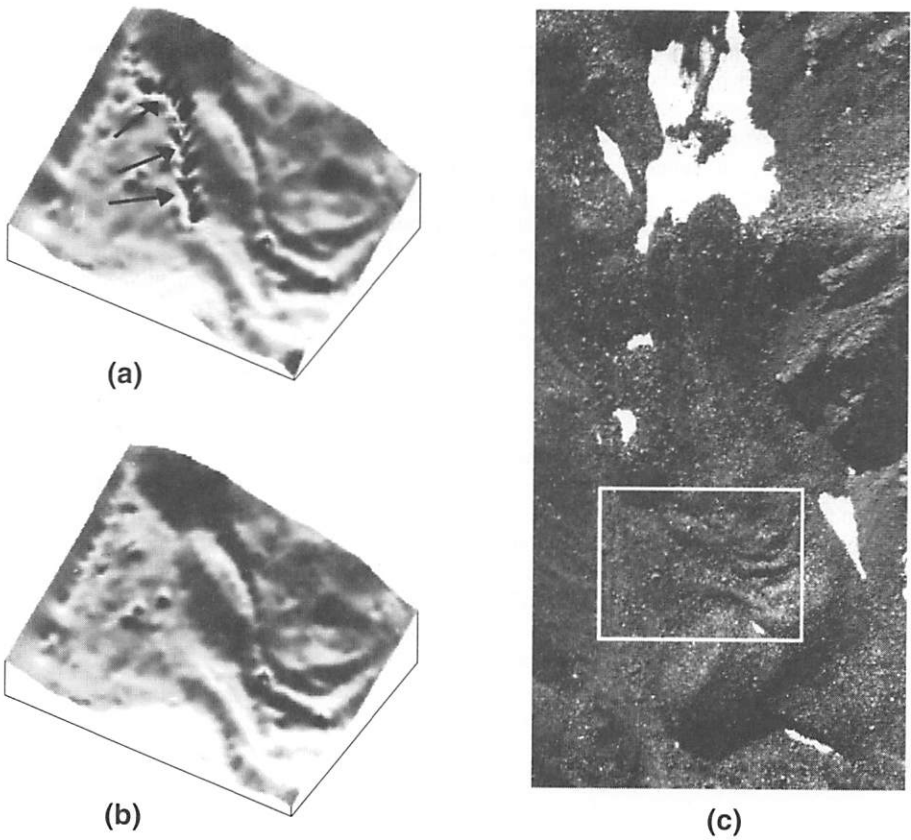


Abbildung 4.6: Fehler der Positionsbestimmung bei der RTK-Vermessung des Blockgletschers HT 5 durch falsche Lösung der Mehrdeutigkeiten. Das aus diesen Daten generierte Höhenmodell (a) weist erhebliche, durch Pfeile markierte Fehler auf. Die manuelle Korrektur der Daten ermöglicht die Erstellung eines realistischeren Höhenmodells (b). (c) zeigt ein Luftbild des Blockgletschers HT 5, der Reliefausschnitt von (a) und (b) ist mit einem weißen Rechteck gekennzeichnet.

Die Aufnahme der Datenpunkte ist bestimmt durch die limitierte Begehrbarkeit des Blockgletschers und die wissensbasierte, selektive Aufnahme von Punkten, zum Beispiel auf Rücken und in Furchen des Blockgletschers. Daher besitzen diese ungleichmäßig verteilten Punkte eine bestimmte Struktur, abhängig von der Perzeption und Erfahrung der die Daten aufnehmenden Person und der Entscheidung über besonders wichtige Formen auf der Oberfläche des Objekts. Diese Entscheidungen beeinflussen das aus diesen Daten generierte digitale Höhenmodell und sollten bei der Interpretation geomorphometrischer Parameter beachtet werden.

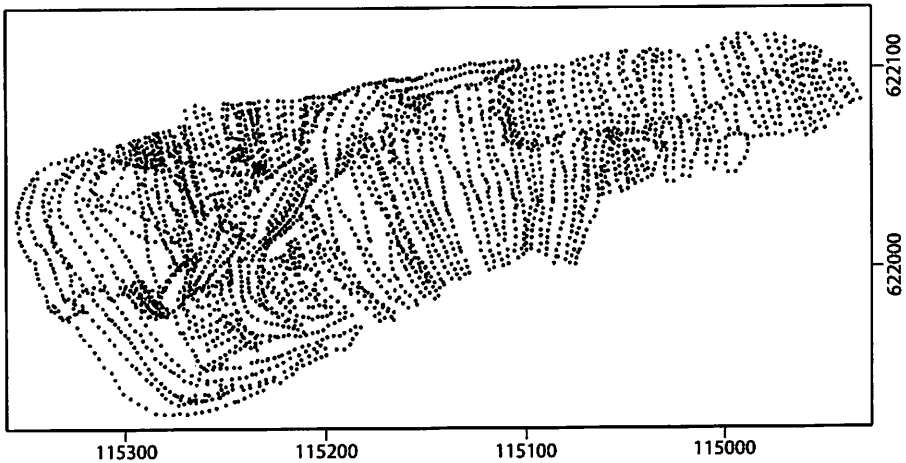


Abbildung 4.7: Mit differentiellem GPS aufgenommene Höhenpunkte auf dem aktiven Blockgletscher HT5 'Paul Rothorn' im Hungerlitälli. Die Begehbarkeit des Blockgletschers und die Perception der die Daten erhebenden Person bestimmen die Verteilung der Datenpunkte und beeinflussen so das aus diesen Daten erstellte digitale Höhenmodell.

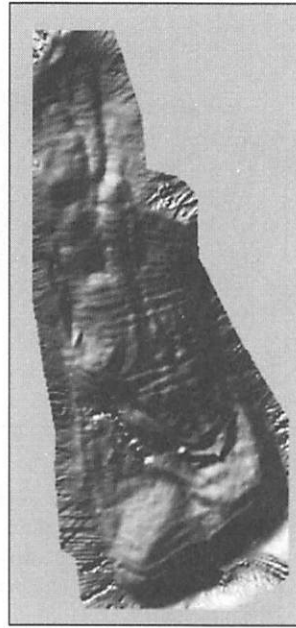
4.5.3 Erstellung eines digitalen Höhenmodells aus Messpunkten

Die Generierung eines digitalen Höhenmodells aus einer Menge ungleichmäßig verteilter, diskreter Messpunkte erfordert die Interpolation einer Fläche aus den Einzelpunkten. Zu diesem Zweck wurden die Punktdaten aus dem GPS auf einen Computer transferiert und in die Geographischen Informationssysteme GRASS und Surfer importiert. Beide Programme ermöglichen die Generierung von digitalen Höhenmodellen unter Anwendung verschiedener Interpolationsalgorithmen. Neben der Methodik der Datenaufnahme beeinflusst die Wahl eines geeigneten Interpolationsalgorithmus das resultierende Höhenmodell ganz entscheidend. Verschiedene Algorithmen und Parameterwerte führen zu Höhenmodellen mit unterschiedlicher Übereinstimmung mit der realen Geländeoberfläche und den aufgenommenen Basisdaten.

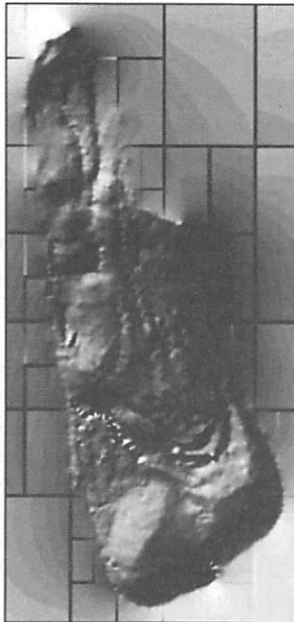
Abbildung 4.8 zeigt eine Auswahl mit unterschiedlichen Interpolationsalgorithmen berechneter digitaler Höhenmodelle des Blockgletschers HT5 als Schräglichtdarstellung. Die 'inverse distance weighted' Methode führt zu stufenförmigen Strukturen auf dem digitalen Höhenmodell. Sie spiegeln möglicherweise die Variation der Punktdichte der GPS-Messungen wieder, da die starke Neigung des Geländes in vielen Bereichen nur die isohypsenparallele Begehung des Objektes erlaubt. Die 'ordinary kriging' Interpolation führt zu einer ausgeglicheneren Oberfläche als die 'inverse distance weighted' Methode, doch sind die stufenförmigen Strukturen auch hier noch sichtbar. Sehr viel besser werden die dem Blockgletscher eigenen Strukturen, die extensives Fließen anzeigenden Rücken und Furchen in Längsrichtung, im mittleren und oberen Teil des Blockgletschers abgebildet. Der 'regularized spline with tension' Algorithmus führt, verglichen mit den beiden ersteren Algorithmen, zu wesentlich weicherer Oberflächenformen des Höhenmodells. Dieser Effekt kann durch Variation des Parameters 'tension' noch verstärkt werden. Die Strukturen des Blockgletschers werden undeutlicher abgebildet, die in Längsrichtung ausgebildeten Rücken und Furchen sind in der Schräglichtdarstellung fast nicht mehr sichtbar.



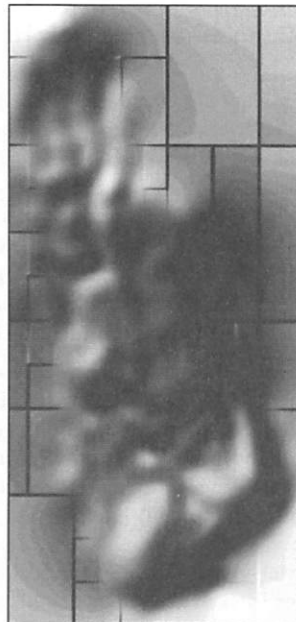
(a) Inverse Distance Weighted



(b) Ordinary Kriging



(c) Regularized Spline with
Tension. *Tension* = 120



(d) Regularized Spline with
Tension. *Tension* = 10

Abbildung 4.8: Verschiedene Höhenmodelle des Blockgletschers HT5, generiert mit unterschiedlichen Interpolationsalgorithmen. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Verschiedene Interpolationsalgorithmen und Parameterwerte führen zu Höhenmodellen mit unterschiedlichen Formeigenschaften und somit zu variierenden Ausprägungen auf Basis dieser Höhenmodelle berechneter geomorphometrischer Parameter. Daher sollte die Wahl des Interpolationsalgorithmus immer in Abhängigkeit von der bearbeiteten Fragestellung getroffen werden.

4.6 Blockgletscherinventar des Turtmanntals

Im Rahmen einer Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bonn wurde ein Blockgletscherinventar des Turtmanntals erstellt (NYENHUIS, 2001). Dieses Inventar umfasst eine kartographische Übersicht über 72 Blockgletscher des Tales, sowie Informationen über Position, Aktivitätsstatus und Formeigenschaften der Objekte. Die Bezeichnung der Blockgletscher in dieser Arbeit ist dem Inventar entnommen. Sie besteht aus einer Kombination von Buchstaben, die das Tälli bezeichnen, in dem der Blockgletscher lokalisiert ist und einer innerhalb des jeweiligen Tällis fortlaufenden Nummer. So bezeichnet 'HT5' den Blockgletscher Nr. 5 im Hungerlitälli.

In der Karte des Inventars sind die Blockgletschergrenzen in Form von Polygonzügen dargestellt. Die Abgrenzung der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Blockgletscher basiert auf den Grenzen dieses Inventars.

4.7 Zusammenfassung

Die geomorphometrischen Analysen dieser Arbeit basieren vollständig auf digitalen Basisdaten. Dies sind vor allem digitale Höhenmodelle verschiedener Rasterweite für das Untersuchungsgebiet. Viele digitale Höhenmodelle weisen in Abhängigkeit von der Vorgehensweise der Höhenmodellerstellung systematische Fehler auf. Diese wurden für die verwendeten Höhenmodelle anhand von Beispielen dargestellt.

Ist ein Höhenmodell der gewünschten Genauigkeit nicht vorhanden, ist auch die Aufnahme von Höhendaten im Gelände und die anschließende Generierung eines Höhenmodells möglich. Dies erfolgte im Rahmen dieser Arbeit am Beispiel des Blockgletschers HT5 im Hungerlitälli. Aufgrund der hohen Reliefvariabilität des Hochgebirges erwies sich die Vermessung mit dem Global Positioning System als sehr aufwändig. Die Wahl der Messpunkte auf dem Objekt impliziert dabei bereits eine von der Perzeption der Daten erhebenden Person abhängige Geomorphometrie im resultierenden Höhenmodell. Einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf das Höhenmodell hat auch der angewandte Interpolationsalgorithmus, der aus den aufgenommenen diskreten Messpunkten ein kontinuierliches digitales Modell der Reliefoberfläche interpoliert.

Die zunehmende Zahl auch frei verfügbarer digitaler Höhenmodelle teils globaler Ausdehnung in immer größerer Auflösung darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass es sich immer um ein Modell der Realität handelt. In der Methode und der Ausführung der Höhenmodellerstellung begründete Fehler sind bei der geomorphometrischen Analyse daher stets zu berücksichtigen.

5 Untersuchungsgebiet Turtmanntal

Das Turtmanntal befindet sich im Oberwallis, im Süden der Schweiz und mündet als südliches Seitental bei der Ortschaft Turtmann (620 m ü. NN) in das Rhônetal (Abbildung 5.1). Den Talchluss des sich etwa 15 km erstreckenden Tales bildet die Gletscherzunge des Turtmanngletschers auf etwa 2260 m ü. NN. Die westliche Grenze des Tales bilden die Gipfel Bella Tola (3025 m ü. NN), Turtmannspitze (3080 m ü. NN) und Les Diablons (3069 m ü. NN). Auf der Ostseite begrenzen Ginalshorn (3027 m ü. NN), Schwarzhorn (3201 m ü. NN) und Üssers Barrhorn (3610 m ü. NN) das Turtmanntal. Die südliche Grenze bilden die zugleich höchsten Gipfel des Tales, das Brunneghorn mit einer Höhe von 3833 m ü. NN und das Bishorn (4153 m ü. NN).

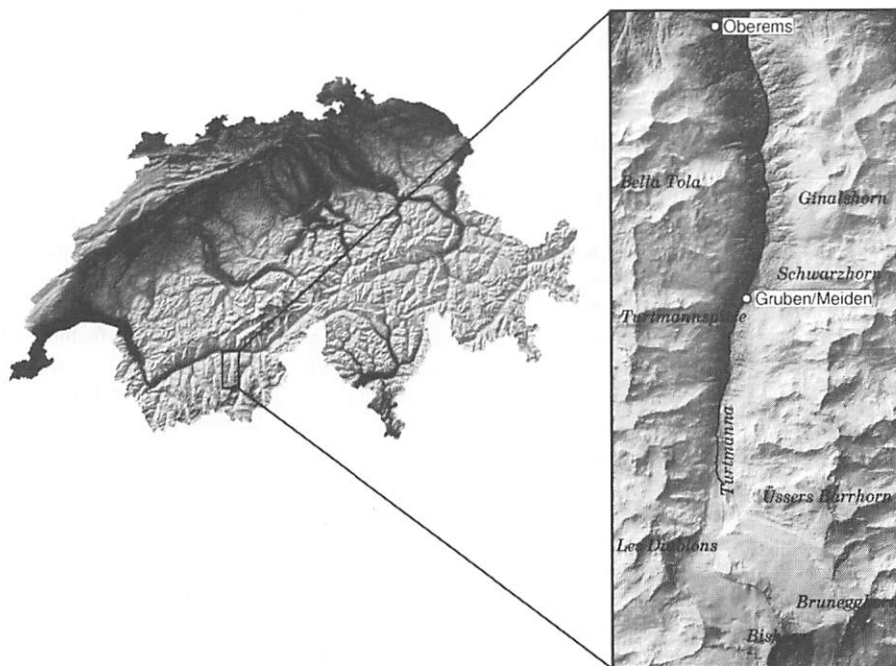


Abbildung 5.1: Lage des Untersuchungsgebietes Turtmanntal, Wallis, in der südlichen Schweiz. Das Turtmanntal mündet von Süden kommend in das Rhônetal.

Die größte Siedlung des Turtmanntales — Oberems — befindet sich noch auf der Trogschulter des Rhônetales. Der Kerbtalcharakter des unteren Turtmanntales macht eine Besiedlung in größerem Umfange unmöglich. Etwa 8 km talaufwärts von Turtmann ändert sich die Form des Talquerschnitts vom Kerbtalcharakter zu einem etwas breiteren Talboden und macht so Platz für die wenigen Siedlungen des Tales. Sie bestehen im Wesentlichen aus dem Doppelort Gruben/Meiden und einigen vereinzelt stehenden Häusern. Aufgrund weitgehend fehlender Lawenverbauung ist das Tal nur im Sommer bewohnt. Durch die im Vergleich zu den umliegenden

Tälern geringe touristische Erschließung konnte das Tal seinen ursprünglichen Charme bewahren und erscheint nur in geringem Umfange anthropogen überprägt. Allein die Auswirkungen der Almwirtschaft führen zu einer Veränderung der Vegetationszusammensetzung und der Tieferlegung der Waldgrenze. Die folgenden Abschnitte geben einen Überblick über die Geologie und die klimatischen Bedingungen des Untersuchungsgebietes.

Eine ausführliche geomorphologische Beschreibung des Turtmanntales und ausgewählter Seitentäler erfolgt im Rahmen der Darstellung der Untersuchungsergebnisse in Kapitel 6.

5.1 Geologie

Der Bereich des südlichen Wallis, zwischen Simplon, Rhönental und dem Großen St. Bernhard wird von den penninischen Decken Bernhard und Monserosa eingenommen. Dieser Komplex bildet einen in nordwestlicher Richtung orientierten Bogen von 100 km Länge zwischen Mont-Blanc Massiv und Aarmassiv, der bis ans Helvetikum heranreicht (LABHART, 1998). Die penninischen Decken bestehen nahezu ausschließlich aus metamorphem Gestein, entstanden sowohl aus dem kristallinen Sockel als auch aus Sedimenten, da bei der Faltung der penninischen Decken der kristalline Untergrund miterfasst und auf die helvetischen Decken aufgeschoben wurde. Die Bernhard-Decke ist eine SW-NE streichende Mulde, auf die sich die südlich gelegene unterostalpine Dent-Blanche-Decke aufgeschoben hat (Abbildung 5.2).

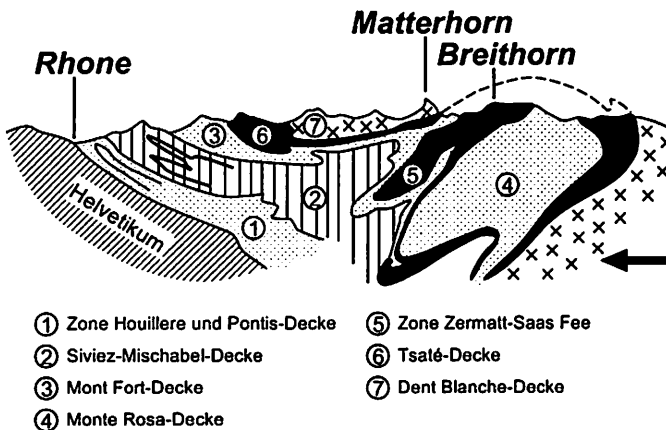


Abbildung 5.2: Geologie der südlichen Walliser Alpen (LABHART, 1998).

Die Gesteine des Turtmanntals gehören überwiegend zur Siviez-Mischabel-Decke, dabei dominieren Zweiglimmergneise und Muskovitschiefer (BEARTH, 1980). Diese Gesteine sind stark gefaltet und von Bändern aus Apliten und Pegmatiten durchzogen. Darüber lagern die Sedimente der Barrhorn-Serie, bestehend aus hellen und dunklen — teilweise geschieferten — Kalken, Marmoren und Sandsteinen mit tonigen Lagen. Sie stehen im Süden des Turtmanntales an und bilden beispielsweise die südlichen Wände des Pipjitällis. In den höheren Lagen der westlichen Talhälfte liegen Reste der Mont Fort-Decke der Siviez-Mischabel-Decke auf, vor allem Quarzite, Marmore und Dolomite der Frilhorn Serie.

5.2 Klima

Das Klima des Turtmanntales wird stark durch die regionale Topographie des Gebietes beeinflusst. Die hauptsächlich von Westen und Südwesten heranziehenden Niederschläge werden durch das Hochgebirgsrelief am Durchzug gehindert, so dass vor allem die südlichen Seitentäler der Rhône einen ausgeprägt kontinentalen Klimacharakter aufweisen. Diese relative Niederschlagsarmut zusammen mit recht hohen Temperaturen lässt die klimatische Schneegrenze im Wallis auf etwa 3450 m ansteigen.

Die Gleichgewichtslinien der Gletscher des Turtmanntales wurden von VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) bestimmt; sie liegen auf Höhen zwischen 2900 m und 3260 m ü. NN.

Da die Klimastation des Graduiertenkollegs 437 im Turtmanntal erst im Sommer 2002 in Betrieb genommen wurde, müssen zur Charakterisierung des Lokalklimas Daten aus der näheren Umgebung herangezogen werden. Die Daten der Stationen Visp, Grächen, Zermatt, Sion und Evolène sind jedoch nicht einfach auf das Turtmanntal zu übertragen, da das Hochgebirgsrelief zu stark variierenden Regional- und Lokalklimaten führt. Daher bieten die in Tabelle 5.1 angegebenen Klimawerte allenfalls Anhaltspunkte für eine Charakterisierung des Lokalklimas im Turtmanntal. Die Niederschlagsmenge im Turtmanntal wird für eine Höhe von 2000 m ü. NN von VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) mit 600-900 mm/a angegeben.

Tabelle 5.1: Klimadaten ausgewählter Stationen im Wallis, 30-jährige Mittel des Zeitraums von 1901–1960. Ausnahme ist die Station Evolène, sie wurde erst 1987 errichtet. Darstellung der Daten mit Genehmigung der SMA von 1999.

Klimastation	Höhe (m ü. NN)	Niederschlag (mm)	Jahresmitteltemperatur (°C)
Visp	640	710	8,2
Grächen	1617	611	4,6
Zermatt	1638	694	3,5
Sion	482	575	8,5
Evolène	1825	k. A.	3,6

Mit dem Ziel den hypsometrischen Temperaturgradienten im Turtmanntal zu ermitteln, verglichen OTTO (2001) und ROER (2001) verschiedene Temperaturgradienten der Region mit dem Ergebnis, dass der Gradient zwischen Visp und Zermatt im benachbarten Mattertal die gegebenen Verhältnisse am besten repräsentierte. Bei Übertragung des Temperaturgradienten von 0,47 °C/100 m von Visp (640 m ü. NN) auf das etwa 20 km westlich gelegene Turtmann (620 m ü. NN) liegt die -1 °C Isotherme bei 2577 m ü. NN, die -2 °C Isotherme bei 2854 m ü. NN. Sie bildet die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes.

6 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden auf Basis der Betrachtung des Reliefs als verschachtelte Formenhierarchie geomorphometrische Analysen auf unterschiedlichen räumlichen Skalen am Beispiel des Turtmanntals durchgeführt. Es sind dies die Größenordnungen des Meso–B Reliefs zur Beschreibung des Gesamttales und seiner Formeigenschaften. Weiterhin die Größenordnung Meso–A, sie umfasst die Tällis des Turtmanntals, und schließlich die Größenordnung der Mikroformen. Hier werden als Beispiel einer Mikroform Blockgletscher geomorphometrisch analysiert. Die geomorphometrische Analyse erfolgt beispielhaft durch eine Auswahl der in Kapitel 3 vorgestellten Methoden und Techniken, die hinsichtlich ihrer Eignung zur quantitativen Beschreibung des Hochgebirgsreliefs bewertet werden.

6.1 Das Gesamttales

Die geomorphometrische Analyse des Gesamttales beschreibt das Turtmanntal als Reliefform der Größenordnung Meso–A. Betrachtet werden die Formeigenschaften des Gesamttales und seiner Komponenten, der Tällis. Sie werden hier als das Tal aufbauende Komponenten, nicht als dem Tal subordinierte Reliefeinheiten begriffen. Nach einer geomorphologischen Beschreibung des Tales in Kapitel 6.1.1 folgt in Kapitel 6.1.2 eine Analyse der Verteilung von Höhe und Hangneigung. In Kapitel 6.1.3 erfolgt die Analyse des Talquerschnitts durch Transekte. Nach einer unter geomorphologischen Gesichtspunkten sinnvollen Abgrenzung der Untersuchungseinheit Tällis in Kapitel 6.1.4 werden in Kapitel 6.1.5 die Tällis als Komponenten des Haupttales geomorphometrisch charakterisiert.

6.1.1 Geomorphologische Beschreibung

Das Turtmanntal ist ein südliches Seitental des Rhônetals, lokalisiert zwischen Mattertal im Osten und Val d'Anniviers im Westen. Mit einer Länge von etwa 15 km ist es deutlich kürzer als die Nachbartäler. Die Breite des Tales liegt bei etwa 8 km, seine Fläche beträgt etwa 110 km². Das der Mündung zugewandte Drittel des Tales hat deutlichen Kerbtalcharakter und mündet durch eine ca. 1,5 km lange Schlucht, an deren Ende sich ein Wasserfall befindet, ins Rhônetal. Talwärts bekommt der Talquerschnitt den Charakter eines Muldentales, eine Bergsturzmasse bedeckt von Westen kommend im Übergangsbereich den Talboden. Im weiteren Verlauf erreicht das Muldentale eine Breite von bis zu 300 m und weist mehrere Flussterrassenniveaus auf. Den Talschluss bedeckt der Komplex des Turtmann- und des Brunegg-Gletschers. Sie sind mit einer gemeinsamen Fläche von gut 13 km² die größten Gletscher des Turtmanntales und profitieren von der nordexponierten Lage im Windschatten der großen Bergmassive im Süden des Tales. Insgesamt sind etwa 14 % des Turtmanntales von Gletschern und vereinzelt auftretenden perennierenden Schneeflecken bedeckt (OTTO, 2001). Am Gletschertor des Turtmann-Gletschers tritt die Turtmänna zutage, die das Turtmanntal drainiert und nach Überwindung von etwa 1640 m Höhenunterschied in die Rhône mündet. Der Talboden ist in weiten Bereichen von glazifluvialen Material bedeckt, in das sich die Turtmänna fluvial einschneidet. An den Talhängen befinden sich zahlreiche Schuttkegel mit Anzeichen multikausaler Genese. Auf den Seitenhängen des Turtmanntales oberhalb der Trogschulter befinden sich 14 Hängetäler, die lokal 'Tällis' genannt

werden. Einen Überblick über das Untersuchungsgebiet Turtmanntal und die Lage der 14 Tällis vermittelt Abbildung 6.1. Im oberen Teil des Turtmanntales erstrecken sich die Tällis von der auf 2300 m ü. NN gelegenen Trogschulter bis auf eine Höhe von 2900–3000 m ü. NN bei den Graten. Die Höhe der Trogschulter und somit der Übergang der Tällis zum Haupttal sinkt talabwärts auf etwa 2200 m ü. NN. In einigen Fällen befinden sich Moränenmaterial oder Felsriegel zwischen Tälli und Haupttal. Die Hängetäler sind voneinander durch unterschiedlich deutlich ausgeprägte Kämmen und Grate getrennt, deren Höhe im Talverlauf von etwa 2900 m auf 2600 m fällt. Teilweise sind diese Grate und Kämmen mit Verwitterungsschutt bedeckt oder mit hochalpinen Matten bewachsen.

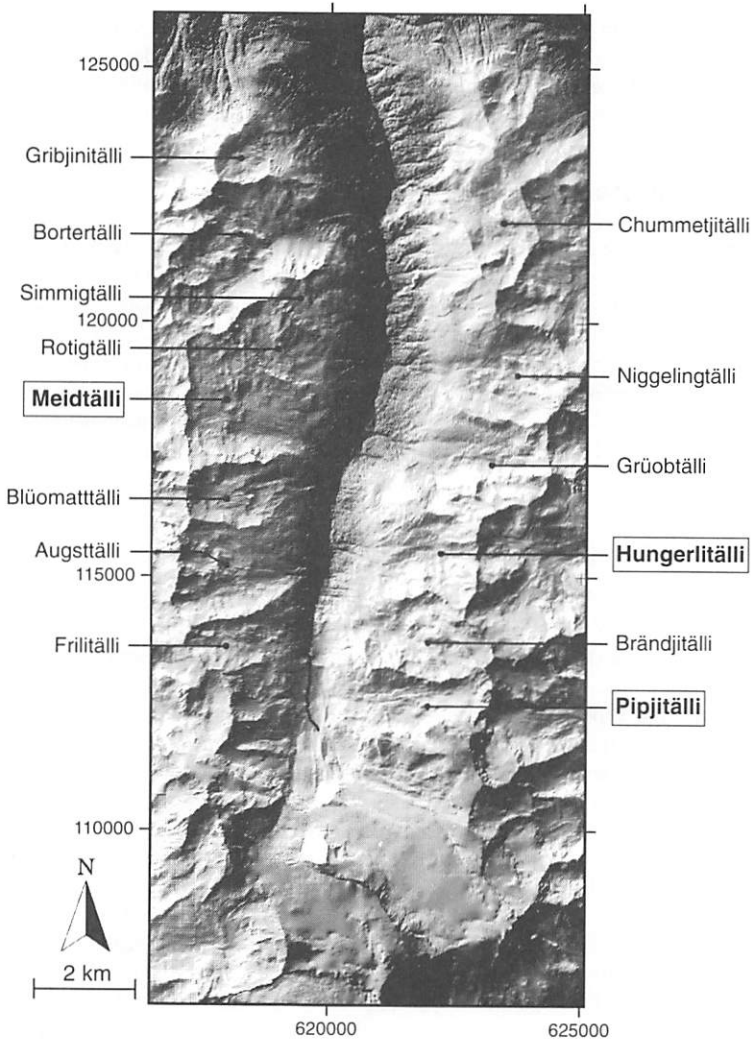


Abbildung 6.1: Das Untersuchungsgebiet Turtmanntal und seine 14 Tällis.

Die Nord–Süd Erstreckung des Turtmanntales führt zu einer auffälligen Ost–West Ausrichtung der Hängetälchen und zu einer deutlichen Dominanz von nord- und südexponierten Hängen in den Tällis. Durch die vergleichsweise geringe Ausdehnung der Vergletscherung umfasst die subnivale Stufe im Turtmanntal einen ungewöhnlich großen Bereich. Dies äußert sich durch das Vorhandensein eines ausgeprägten periglazialen Formenschatzes, vor allem Blockgletscher verschiedener Aktivitätsstadien und Gelifluktionsloben sind in großer Zahl vorhanden.

6.1.2 Verteilung von Höhe und Hangneigung

Die Analyse der Verteilung von Höhe und Hangneigung erfolgt auf Basis der Häufigkeitsverteilungen von Höhe und Hangneigung und der hypsometrischen und klinographischen Kurven in Abbildung 6.2. Die dargestellten Parameter wurden unter Anwendung des Programms *Hypso* berechnet.

Die hypsometrische Kurve des Turtmanntals weist ein ausgeglichenes Bild auf, ist bei genauer Betrachtung jedoch in vier Abschnitte unterteilbar. Auf einen sehr steilen Abschnitt am unteren Ende der Kurve folgt mit deutlichem Knick ein weniger steiler, gestreckter Abschnitt, der in einem weniger deutlichen Knick in einen ausgedehnten wenig geneigten mittleren Bereich übergeht. Dieser zunehmend steilere Abschnitt ist wiederum durch einen leichten Knick von einem sehr steilen Abschnitt abgegrenzt. Die hypsometrische Zuwachsratenkurve beginnt mit einem steilen Abschnitt, ab einer Höhe von etwa 1750 m nimmt die Fläche rasch zu und erreicht ihr Maximum auf einer Höhe von etwa 2700 m. Mit zunehmender Höhe fällt die Fläche wieder rasch ab. Unterbrochen wird die rasche Abnahme von einem Bereich nur gering abnehmender Fläche zwischen 3100 m und 3400 m. Oberhalb dieser Höhe wird die Kurve zunehmend steiler.

Die Hypsoklinkurve des Turtmanntals zeigt am unteren Ende eine starke Zunahme der Hangneigung mit der Höhe. Von etwa 1000 m bis 2000 m pendelt die Neigung zwischen 25° und 34°, um mit zunehmender Höhe stark abzunehmen und bei 2500 m Höhe ein sekundäres Minimum bei etwa 22° zu erreichen. Von dort steigt die Neigung wieder auf etwa 30° an, um bei einer Höhe von etwa 3400 m wiederum auf etwa 22° zu fallen. Oberhalb erfolgt ein starker Anstieg, das Maximum von ca. 43° wird auf einer Höhe von 4000 m erreicht. Von dort an fällt die Hangneigung wieder auf 35°.

Die klinographische Kurve hat einen sehr steilen unteren Abschnitt, der mit zunehmender Fläche rasch in einen gering geneigten Abschnitt übergeht, der den Hauptteil der klinographischen Kurve ausmacht. Der starke Abfall am oberen Ende der Kurve zeigt, dass nur zehn Prozent der Fläche des Turtmanntals stärker als 40° geneigt sind. Das wiederum etwas steilere Ende der Kurve ist durch einen leichten Knick vom Rest der Kurve abgegrenzt.

Die Häufigkeitsverteilung der Höhe weist ein fast symmetrisches Bild auf. Auf ein sekundäres Maximum bei einer Höhe zwischen 1700 m und 2000 m folgt eine rasche Zunahme der Fläche, bis bei etwa 2600 m das Maximum erreicht wird. Auf einen raschen Abfall folgt bei einer Höhe von 3200–3400 m eine Stagnation der relativen Fläche und darüber wieder ein rascher Abfall.

Die Häufigkeitsverteilung der Hangneigung ist ausgesprochen asymmetrisch. Grund hierfür ist eine deutliche Häufung der Hangneigungswerte um 10°. Das Maximum der Häufigkeitsverteilung wird bei 34° erreicht. Darauf fällt die Häufigkeit rasch ab. Zwar werden Hangneigungen über 80° erreicht, sie treten aber sehr selten auf.

Der unterste steile Abschnitt der hypsometrischen Kurve korrespondiert mit einer nur geringen Flächenzunahme in der hypsometrischen Zuwachsratenkurve. Die Hypsoklinkurve zeigt hier eine rasch zunehmende Hangneigung, die ab etwa 1000 m um einen Wert von 30° pendelt. Dieser Bereich kennzeichnet den Talboden des Turtmanntals beim Abfall zum Rhönetal und die nach Norden gewandten Flanken von Emshorn und Ergischhorn.

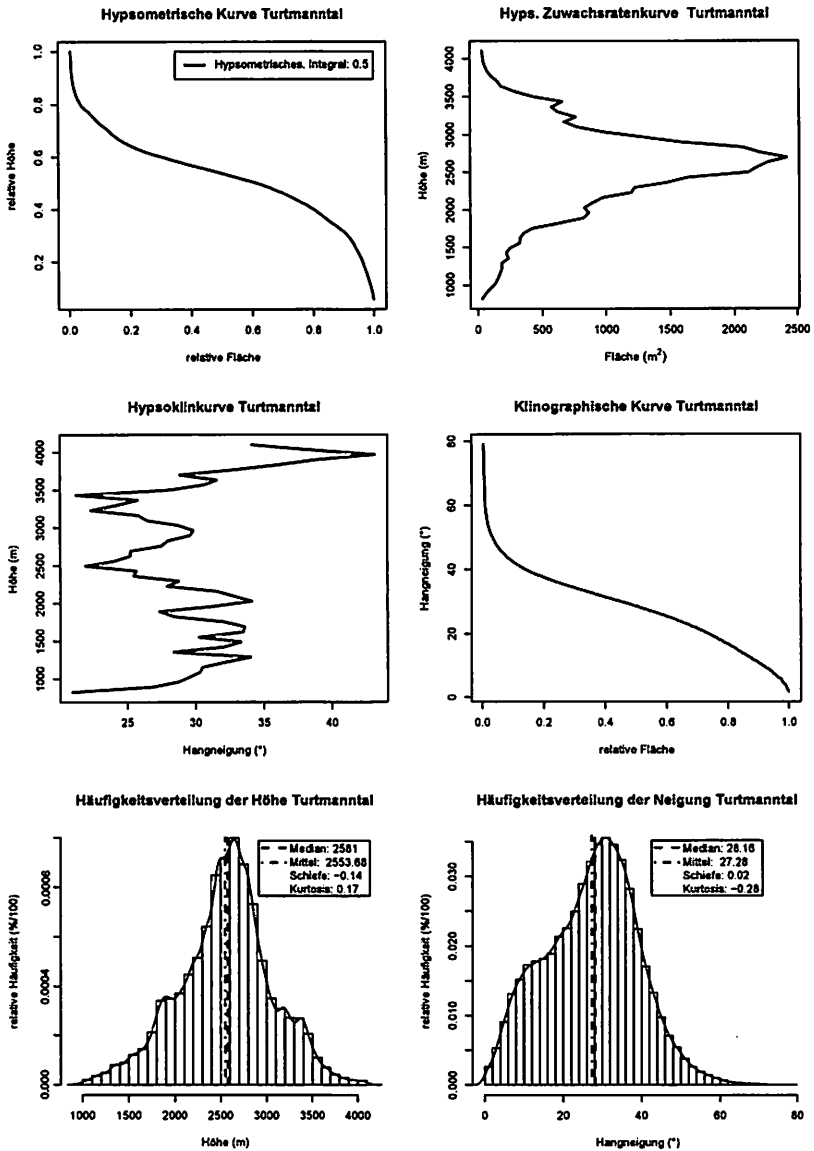


Abbildung 6.2: Hypsometrische Kurve, Zuwachsratenkurve, Hypsoklinkurve, klinographische Kurve und Häufigkeitsverteilungen der Höhe und Hangneigung für das Turmanntal.

Mit raschem Flächenzuwachs schließen sich nach oben der Talboden des Turmanntals und Teile der Talseitenhänge an. Das sekundäre Maximum der Häufigkeitsverteilung der Höhe zwischen 1800 m und 2000 m, bei fallender Hangneigung in der Hypsoklinkurve, repräsentiert diesen Bereich. Oberhalb etwa 2000 m nimmt die Fläche wieder stark zu, die Hangneigung dagegen deut-

lich ab. Das obere Ende der Talseitenhänge des Turtmantals ist erreicht, die abnehmende Hangneigung kennzeichnet die Bereiche auf der Trogschulter und die unteren Enden der Tälliböden. Mit zunehmender Höhe steigt die Fläche in der Zuwachsratenkurve weiter an und erreicht bei etwa 2600 m ihr Maximum. Auch die Häufigkeitsverteilung der Höhe erreicht hier den größten Wert.

Dieser Abschnitt kennzeichnet die ausgedehnten ansteigenden Talböden der Tällis, die einen großen Anteil der Fläche auf dieser Höhe einnehmen. Darüber nimmt die Fläche mit zunehmender Höhe rasch ab, die Hangneigung steigt weiter an und erreicht bei einer Höhe von etwa 3000 m ein kleines Maximum. Dieser Bereich repräsentiert die freien Felsflächen und Grate der überwiegenden Zahl der Tällis. Dass die Hangneigung auf dieser Höhe nicht höher liegt, begründet sich durch große gering geneigte Flächen im Gletschervorfeld und unteren Bereich des Turtmann- und Brunegg-Gletschers. Der nach oben folgenden Stagnation der Flächenabnahme zwischen 3100 m und 3500 m entspricht in der Hypsoklinkurve ein Minimum der Hangneigung. Hier treten deutlich die großen gering geneigten Gletscherflächen von Turtmann- und Brunegg-Gletscher hervor. Die Hangneigung ist auf dieser Höhe nur noch in geringem Umfang von den höchsten Graten der Tällis beeinflusst. Oberhalb 3500 m nimmt die Fläche rasch ab, die Hangneigung sehr stark zu und erreicht ihr Maximum von etwa 43°. Diese Höhen werden nur noch von den Gipfelbereichen von Bishorn und Weisshorn am südlichen Ende des Turtmantals erreicht. Dass die klinographische Kurve eine maximale Hangneigung von etwa 80° anzeigt, die Hypsoklinkurve ihr Maximum jedoch schon bei 43° erreicht, liegt in der Berechnung der Hypsoklinkurve begründet. Um die Lesbarkeit zu verbessern, werden bei der Hypsoklinkurve jeweils Mittelwerte der Neigung für festgelegte Höhenstufen berechnet. Daher kommen sowohl Maxima als auch Minima der Hangneigung in dieser Darstellung nur eingeschränkt zur Geltung. Über 4000 m nimmt die Hangneigung wiederum ab. Da diese Höhenstufe nur noch eine sehr geringe Fläche aufweist, handelt es sich vermutlich um den Gipfelbereich des Weisshorns.

6.1.3 Talquerschnitte

Die Formeigenschaften eines Tales sind das Produkt aus tektonischen und lithologischen Ausgangsbedingungen und zeitlich und räumlich variabel wirkenden Prozessen der Erosion und Akkumulation. Verschiedene Prozessgefüge führen zu unterschiedlichen Formen.

Die geomorphometrische Beschreibung und Charakterisierung der Form des Talquerschnittes kann durch Transekte erfolgen. Transekte sind Querschnitte durch das Relief, die im Gegensatz zu Hangprofilen nicht zwingend der steilsten Hangneigung folgen. Transekte können mit geeigneten Computerprogrammen aus digitalen Höhenmodellen abgeleitet werden. Ein solches Werkzeug ist das Programm Transekt. Mit seiner Hilfe erfolgte die Ableitung von fünf Transekten, unter Angabe des Start- und Endpunktes und eines Stützpunktes, im Talverlauf des Turtmantals. Die Datenbasis bildete das auf eine Rastergröße von zehn Metern vergrößerte 1 m Höhenmodell (s. Kapitel 4.4). Die Lage der Transekte wurde mit dem Ziel gewählt, möglichst repräsentative Talquerschnitte des Turtmantals zu erhalten (Abbildung 6.3). Das Ziel der Extraktion der Transekte ist die Beschreibung der Form des Talquerschnittes. Von Interesse sind der eigentliche Talboden des Tales und die Talseitenhänge. Daher erstrecken sich die abgeleiteten Transekte an den gewählten Positionen im Tal jeweils vom Talboden zu beiden Seiten bis zum ersten Auftreten freier Felsflächen in Form von Graten oder Gipfeln. Höher gelegene Bereiche, die Talböden und Grate der Hängetäler, werden nicht berücksichtigt.

Transekt 1 ist das südlichste der fünf Transekte. Es erstreckt sich vom talseitigen Beginn des Grates, der das Wängerlitälli nach Norden begrenzt zum Talboden des Turtmantals auf der Höhe des heutigen Gletschervorfeldes.

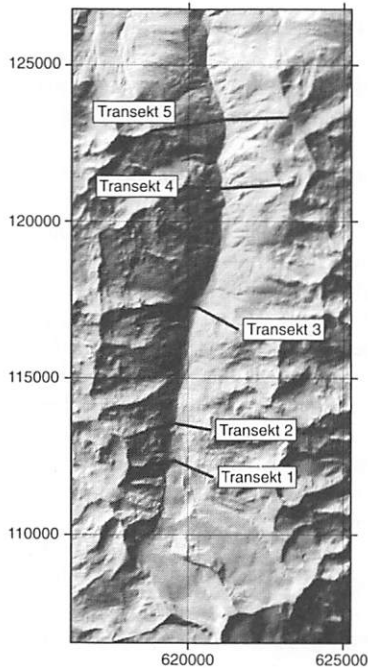


Abbildung 6.3: Lage der aus dem Höhenmodell extrahierten Transekte im Turtmanntal. Die Transekte erstrecken sich jeweils von einem Grat oder Gipfel auf der westlichen Talseite zum Talboden und von dort zu einem Grat oder Gipfel auf der östlichen Talseite.

Von dort aus steigt es auf der östlichen Talseite bis zu einem westlich unterhalb der Turtmannhütte gelegenen Sporn an (Abbildung 6.4). Das westliche Ende des Transekts weist im Bereich der freien Felsflächen eine Hangneigung von etwa 45° auf. Darauf folgt im weiteren Verlauf, durch einen deutlichen Knick abgegrenzt, ein flacherer Abschnitt mit einer Hangneigung von etwa 27° , der die Schutthalde am Fuße des Grates repräsentiert. Durch einen weiteren leichten Knick begrenzt folgt darauf ein Abschnitt mit einer Neigung von etwa 30° , der von zwei kleinen Stufen unterbrochen wird. Es handelt sich um Moränenmaterial der orographisch linken 1850er Seitenmoräne des Turtmangletschers. Die kleineren eingeschalteten Stufen repräsentieren glazial überprägtes Anstehendes, das aus der Seitenmoräne hervortritt. Das Transekt quert nun das Bett des Turtmangletschers, nur wenige zehn Meter talabwärts der heutigen Stirn. Dieser Abschnitt hat die Form einer flachen Mulde und weist eine deutlich erkennbare Asymmetrie auf. Die westliche Hälfte ist kürzer und ein wenig stärker konkav, als die sich anschließende östliche Seite der Mulde. Im weiteren Verlauf steigt das Transekt an und quert zunächst eine kleinere Seitenmoräne, um dann mit einer Hangneigung von etwa 40° die orographisch rechte Seitenmoräne des Standes von 1850 zu überwinden. Daran schließt sich ein weniger als 30° geneigter, gestreckter Bereich an, der eine Schutthalde repräsentiert. Er entspricht in Höhenlage und Hangneigung recht genau einem schwach geneigten Bereich am gegenüberliegenden Hang. Diese von benachbarten Abschnitten des Transekts durch deutliche Knicke abgegrenzten Verebnungen können als Trogschulter interpretiert werden. Das steile Ende des Transekts, mit einer Neigung nahe 45° , repräsentiert die freien Felsflächen des Sporns unterhalb der Turtmannhütte.

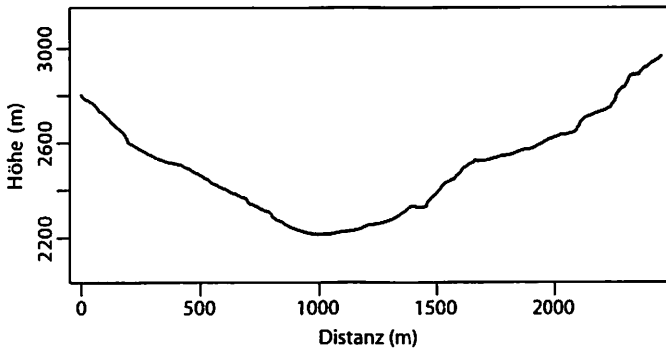


Abbildung 6.4: Transekt 1. Es erstreckt sich vom nördlichen Grat des Wängertälts über den Talboden im Bereich des Gletschervorfeldes zu einem Sporn unterhalb der Turtmannhütte.

Transekt 2 liegt etwa einen Kilometer nördlich von Transekt 1. Es reicht vom Gipfel der Friliwang im Westen zum Talboden des Turtmantals wenig talabwärts der Staumauer. Von dort erstreckt es sich nach Osten bis auf einen vorgelagerten Sporn am Westende der Längi Egga (Abbildung 6.5).

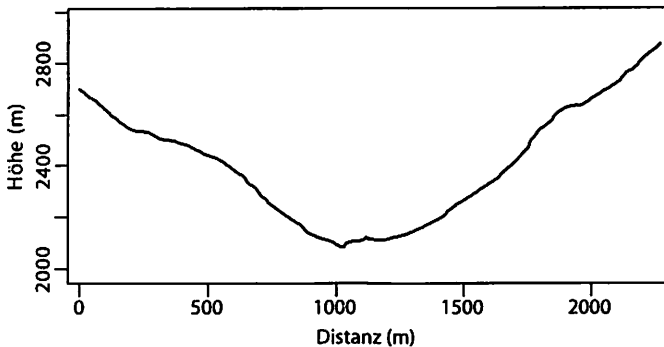


Abbildung 6.5: Transekt 2. Es erstreckt sich vom Gipfel der Friliwang über den Talboden unterhalb der Staumauer bis zu einem vorgelagerten Sporn am Westende der Längi Egga.

Das westliche Ende von Transekt 2 hat eine recht hohe Hangneigung von ca. 40° . Dieser Abschnitt repräsentiert die freien Felsflächen der Friliwang. Darauf folgt, durch eine Stufe getrennt, eine ausgeprägte Verflachung, die als Trogschulter angesprochen werden kann. Ohne deutlichen Knick geht dieser Bereich mit zunehmender Hangneigung als konvexer Abschnitt in den eigentlichen Talseitenhang über, auf den ein zunehmend schwächer geneigter, leicht konkaver Abschnitt folgt. Vom eigentlichen, auch hier muldenförmigen Talboden ist dieser durch eine kleine Stufe getrennt. Der muldenförmige Talboden, mit einer mit Transekt 1 vergleichbaren Asymmetrie eines kürzeren, steileren westlichen und eines flacheren, ausgedehnteren östlichen Teils, ist hier modifiziert. Im Bereich der Tiefenlinie ist ein scharfer Einschnitt zu sehen, der die Schlucht der Turtmanna unterhalb der Staumauer darstellt. Östlich davon befindet sich ein großer Rundhöcker,

der im Transekt als konvexe Erhebung sichtbar ist. Darauf folgt der konkave östliche Teil des muldenförmigen Talbodens, begrenzt durch eine kleine Stufe, an die sich ein gestreckter, steilerer Bereich anschließt. Diese Stufe markiert den Stand der 1850er Seitenmoräne des Turtmanngletschers, der unterhalb gelegene muldenförmige Talboden ist also erst seit gut 150 Jahren eisfrei und erst wenig überformt. Der Anstieg zum vorgelagerten Sporn der Längi Egga wird im weiteren Verlauf zunehmend steiler und erreicht an seinem Ende eine Verflachung mit Neigungen unter 10° . Im Luftbild sind in diesem Bereich lineare Strukturen von Nordwest–Südost streichendem Anstehenden sichtbar; die geologische Karte weist hier vereinzelt Pegmatitgänge auf. Die im Transekt sichtbare Verflachung ist also möglicherweise lithologisch bedingt. Das östliche Ende des Transekts ist zweigeteilt. Auf einen etwa 37° geneigten Teil mit Schutthalden und Lockermaterial folgt, durch eine Stufe getrennt, der Bereich der freien Felsflächen mit Hangneigungen um 40° .

Transekt 3 ist etwa vier Kilometer nördlich von Transekt 2 lokalisiert und liegt damit etwa in der Mitte des Talverlaufs des Turtmanntales zwischen dem Gletscherende und dem steilen Abfall, hin zum Rhônetal. Es beginnt im Westen auf dem prägnanten Gipfel des Meidhorns und erreicht den Talboden bei der Siedlung Blüomatt. Von dort steigt es auf der östlichen Talseite an und endet auf dem Gipfel des Gigihorli (Abbildung 6.6).

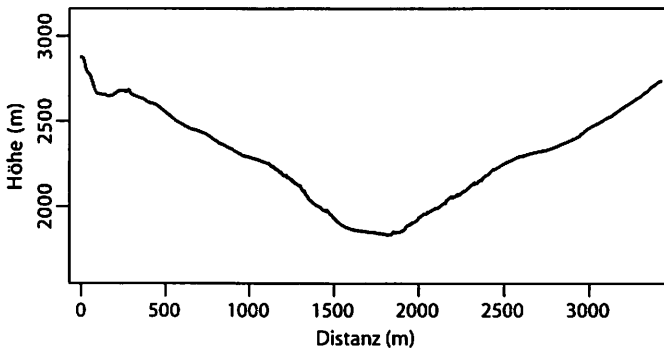


Abbildung 6.6: Transekt 3. Es erstreckt sich vom Gipfel des Meidhorns über den Talboden bei Blüomatt zum Gipfel des Gigihorli.

Der steil geneigte Bereich mit Hangneigungen von bis zu 70° am westlichen Ende des Transekts beschreibt die östliche Flanke des Meidhorns. Verglichen mit den anderen Transekten werden hier im Bereich der freien Felsflächen viel höhere Hangneigungen erreicht. Während der überwiegende Teil des Turtmanntals aus metamorphen Zweiglimmergneisen besteht, treten am Meidhorn die morphologisch harten Kalke und Marmore der Bernhard–Decke auf und ermöglichen diese hohen Hangneigungen. Die sich im Transekt anschließende Mulde ist Folge eines Problems der Datenerhebung bei Transekten. Da hier der östliche Grat des Meidhorns auf kurzer Strecke nach Süden ausschwenkt, wird die nördlich des Grates gelegene Schutthalde aufgenommen, bevor der Grat wieder auf die Linie des Transekts einschwenkt. Es folgt ein wenig gegliederter, ausgedehnter Bereich mit einer mittleren Hangneigung um 27° , der zumindest in seinem unteren Teil als Trogschulter interpretiert werden kann. Im weiteren Verlauf des Transekts nimmt die Hangneigung zu, der eigentliche Talseitenhang des Turtmanntals ist erreicht. Die in diesen Abschnitt eingebettete Konkavität ist wiederum als Folge der Datenerhebung anzusehen. Im Transektverlauf wird in sehr spitzem Winkel das Bett eines das Meidtäli entwässernden

Gerinnes geschnitten und verursacht so diese Form. Auf eine Konkavität am Übergang vom Talseitenhang zur Talsohle folgt ein gestreckter Bereich mit Hangneigungen um 8° . Dieser Bereich nimmt etwa drei Viertel der Talsohle ein, die Tiefenlinie ist an das östliche Ende der Talsohle verlagert. Die Talsohle hat nicht mehr den ausgeprägten Charakter eines Muldentales, wie ihn die Transekte 1 und 2 aufweisen. Der Talboden ist weitgehend gestreckt, die beidseitigen Übergänge vom Talboden zum Talseitenhang sind stark konkav, sie bilden einen scharfen Knick. Der flache Talboden ist vermutlich die Folge glazifluvialer und fluvialer Prozesse nach dem Rückschmelzen des Gletschers. Sie führten zur Bildung von Flussterrassen der Turtmänner in diesem Talabschnitt. Östlich an die Tiefenlinie schließen sich weniger ausgeprägte Terrassen an, darauf folgt nach einem Knick am Hangfuß ein ausgedehnter gestreckter Hangabschnitt mit einer Neigung um 27° . Darauf folgt eine deutliche Verebnung mit Hangneigungen um 15° und wiederum ein gestreckter Abschnitt um 27° , der das Transekt beendet. An seinem oberen Ende beschreibt diese Hangneigung den als gekappten Sporn ausgebildeten Zwischentalhang zwischen Hungerlitälli und Grüöbtälli. Die eingeschaltete Verebnung kann als für das Turtmanntal sehr deutlich ausgebildete Trogschulter interpretiert werden.

Transekt 4 liegt wiederum etwa vier Kilometer talabwärts von Transekt 3. Es reicht von einem Grat an der östlichen Flanke des Pletschuhorns, welches das Simmigtälli im Süden vom Bortertälli im Norden trennt, zum Talboden, der nahe der Siedlung Niggelingu erreicht wird. Das östliche Ende von Transekt 4 bildet ein als 'Chleis Grätji' benannter Grat nordwestlich des Ginalshorns (Abbildung 6.7).

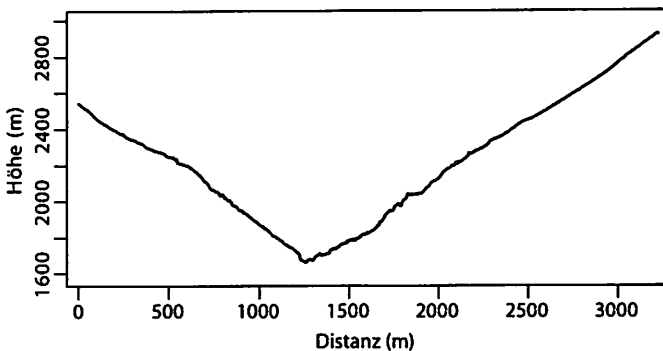


Abbildung 6.7: Transekt 4. Es erstreckt sich von der östlichen Flanke des Pletschuhorns zum Talboden nahe Niggelingu und endet an einem Grat nordwestlich des Ginalshorns.

Auf einen kurzen Abschnitt mit einer Hangneigung von etwa 40° , in dessen Verlauf die freien Felsflächen am Grat der östlichen Flanke des Pletschuhorns überwunden werden, folgt ein ausgedehnter gestreckter Bereich mit einer Hangneigung von ca. 25° . Zumindest in seinem unteren Bereich kann dieser Abschnitt als Trogschulter interpretiert werden. Die Trogkante, der Übergang von der Schulter zum eigentlichen Talseitenhang, schließt sich in Form eines konvexen Abschnittes an. Darauf folgt bis zum Talgrund ein ausgedehnter, weitgehend gestreckter Bereich mit Hangneigungen um 35° . Der Talgrund hat hier, verglichen mit den talaufwärts gelegenen Transekten, nur noch eine sehr geringe horizontale Ausdehnung. Das Gerinne nimmt einen erheblichen Anteil des Talgrundes ein. Eine sehr kleine Verebnung schließt sich im weiteren Verlauf des Transekts an. Jenseits des Talgrundes folgt wiederum ein gestreckter Abschnitt mit einer Neigung von 35° . Nach einer kurzen Versteilung, in deren Verlauf das Transekt die Flanke eines

kleinen Grates überläuft, begrenzt ein weiterer gestreckter Abschnitt mit Hangneigungen um 35° das Transekt im Osten. Im Gegensatz zu den talaufwärts gelegenen Transekten weist Transekt 4 deutlichen Kerbtalcharakter auf. Weitgehend gestreckte Hänge und ein nur wenig ausgeprägter Talboden betonen die Form. Lediglich die als Trogschulter interpretierbare Konvexität an der westlichen Talflanke weist auf eine glaziale Überprägung hin.

Transekt 5 ist das nördlichste der abgeleiteten Transekten. Es erstreckt sich von einem Grat östlich des Brunnethorns zum Talboden und von dort nach Osten zum Gipfel des Ergischalphorns (Abbildung 6.8). Das Transekt weist, von einer kleinen Verflachung unterbrochen, einen gestreckten Hang mit einer Neigung von 25° auf, der vom Beginn des Transekts bis zur Tiefenlinie reicht. Der Talboden zeigt hier nahezu keine horizontale Ausdehnung, der Talgrund wird fast vollständig vom Gerinne eingenommen.

Auf der östlichen Talseite folgt ebenfalls ein gestreckter Hangbereich, dieser ist jedoch mit einer Neigung um 35° deutlich steiler als die westliche Talseite. Nach etwa zwei Dritteln seiner Erstreckung auf der östlichen Talseite folgt wiederum ein gestreckter Abschnitt der das Transekt beendet. Seine Hangneigung beträgt etwa 30° . Der Höhenlage des Hangknickes am Übergang dieser unterschiedlich geneigten Abschnitte entspricht die Verflachung an der westlichen Talflanke. Möglicherweise deuten diese Formen auf die Lage der Trogschulter hin. Außer diesen Andeutungen glazialer Überprägung hat der Talquerschnitt hier deutlichen Kerbtalcharakter. In diesem Talbereich nimmt die Neigung des Talbodens des Turtmanntals zu, verstärkte fluviale Erosion ist die Folge.

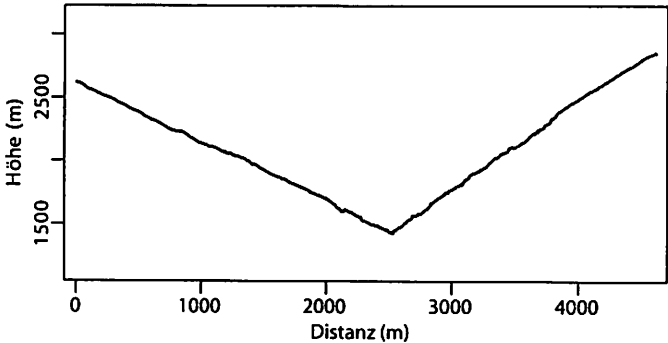


Abbildung 6.8: Transekt 5. Es erstreckt sich von einem Grat östlich des Brunnethorns zum Talboden und von dort zum Gipfel des Ergischalphorns.

Abbildung 6.9 zeigt die Transekten 1 bis 5 in einer gemeinsamen Darstellung. Zur besseren Vergleichbarkeit sind sie so verschoben, dass die horizontale Position der Tiefenlinie bei allen Transekten gleich ist. Da die Transekten auch in Vertikalrichtung verschoben sind, um übereinander dargestellte Linien zu vermeiden, dient die Höhenskala nur der Orientierung und gibt nicht die tatsächliche Höhenlage der Transekten an. Der Charakter des Talquerschnittes ändert sich im Talverlauf erheblich. Nahe des Gletschers noch deutlich als Muldental mit breitem Talboden und sanftem Übergang zu den Talseitenhängen ausgebildet, erhält es im Talverlauf mehr und mehr Kerbtalcharakter. Ein fast fehlender Talboden und gestreckte Talseitenhänge mit nur geringen Anzeichen glazialer Überprägung kennzeichnen hier die Talform.

Auf die Darstellung der Anpassung mathematischer Funktionen an die Talquerschnitte (s. Kapitel 3.4.1) wird an dieser Stelle verzichtet. Weder die Anwendung von Potenzfunktionen noch von Polynomfunktionen verschiedenen Grades zeigte bei der Anpassung an die Transekte 1–5 zufrieden stellende Ergebnisse. Die Talform des Turtmanntals weicht vor allem im unteren Talbereich sehr stark von der klassischen Trogform ab, dies erschwert die Anpassung von Funktionen an den Talquerschnitt erheblich.

GRAF (1970) nutzte neben Potenzfunktionen das Verhältnis von Talteufe zu halber Talbreite zur Beschreibung der Trogform. Der Wert steigt mit zunehmender Eintiefung, die mit längerer glazialer Überprägung gleichgesetzt wird. Dieses Formverhältnis wurde für die Transekte 1–5 berechnet. Der Wert steigt von Transekt 1 (0,5) zu Transekt 4 (0,74) talabwärts sukzessive an und fällt bei Transekt 5 auf 0,58 ab. Obwohl die Werte um 0,5 den von GRAF (1970) ermittelten Werten nahe kommen, lassen sich aus der Veränderung des Formverhältnisses im Talverlauf keine sicheren Schlüsse zu Ausmaß oder zeitlicher Dauer der Vergletscherung des Turtmanntals ziehen. Die Talform des Turtmanntals lässt eine komplexe, zeitlich und räumlich variable Vergletscherung vermuten, die nicht durch einfache Schlüsse von der Talform auf die Dauer der Vergletscherung zu erklären ist.

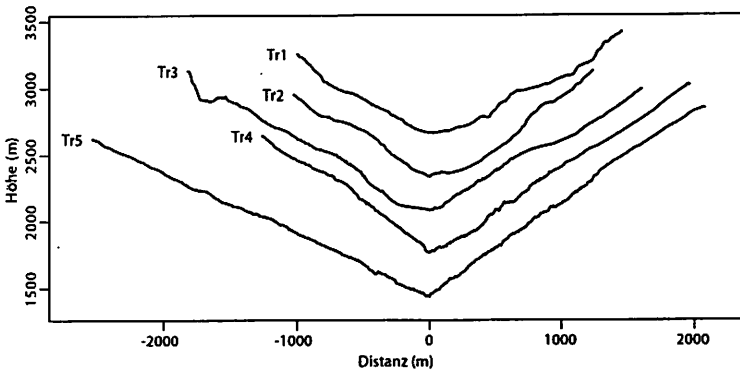


Abbildung 6.9: Transekte zur Beschreibung des Talquerschnitts des Turtmanntals. Die Lage der Transekte ist in der Darstellung zugunsten besserer Übersichtlichkeit verschoben und entspricht nicht der tatsächlichen Position. Die Darstellung ist nicht überhöht, die 'Blickrichtung' ist talaufwärts.

6.1.4 Abgrenzung der Untersuchungseinheit Hängetal

Die geomorphometrische Analyse der Tällis als Komponenten des Haupttals erfordert ihre Abgrenzung aus dem Kontinuum des Georeliefs. Das hydrologische Einzugsgebiet wird in der Geomorphologie häufig als fundamentale Untersuchungseinheit betrachtet (s. Kapitel 3.7.2). Die Berechnung von Subeinzugsgebieten des Untersuchungsgebietes bietet sich daher für die Unterteilung in kleinere Raumeinheiten an. Für das Turtmanntal sind diese kleineren Untersuchungseinheiten die nahezu orthogonal zum Haupttal ausgerichteten Hängetäler.

Ableitung von Einzugsgebieten

Algorithmen zur Ableitung von hydrologischen Einzugsgebieten aus digitalen Höhenmodellen sind heute in vielen Geographischen Informationssystemen standardmäßig implementiert. Neben je nach System variierenden Eingangsdaten ist für die Einzugsgebietenberechnung meist die Angabe eines Schwellenwertes der Fließakkumulation anzugeben. Dieser Wert bestimmt, wie viele Rasterzellen in eine tiefer gelegene Rasterzelle entwässern müssen, damit diese als Tiefenlinie markiert wird. Damit bestimmt dieser Wert die Zahl und Größe der resultierenden Subeinzugsgebiete. Je größer der Schwellenwert gewählt wird, desto zahlenmäßig weniger und desto größere Subeinzugsgebiete sind das Resultat.

Ziel der Einzugsgebietenberechnung ist hier die Ableitung von Untersuchungseinheiten, die den einzelnen Tällis entsprechen. In einem iterativen Verfahren wurde für das 25 m DHM des Turtmanntals ein Schwellenwert von 4000 Rasterzellen als geeignet ermittelt. Die Form und Größe der abgeleiteten Subeinzugsgebiete kann, abhängig vom eingesetzten Algorithmus, beträchtlich variieren. Zum Vergleich der Ergebnisse erfolgte die Ableitung sowohl im GRID-Modul von ArcInfo als auch mit dem Programm 'r.watershed' im GIS GRASS. Abbildung 6.10 (a) zeigt die Umrisse der mit GRASS abgeleiteten Subeinzugsgebiete des Turtmanntals.

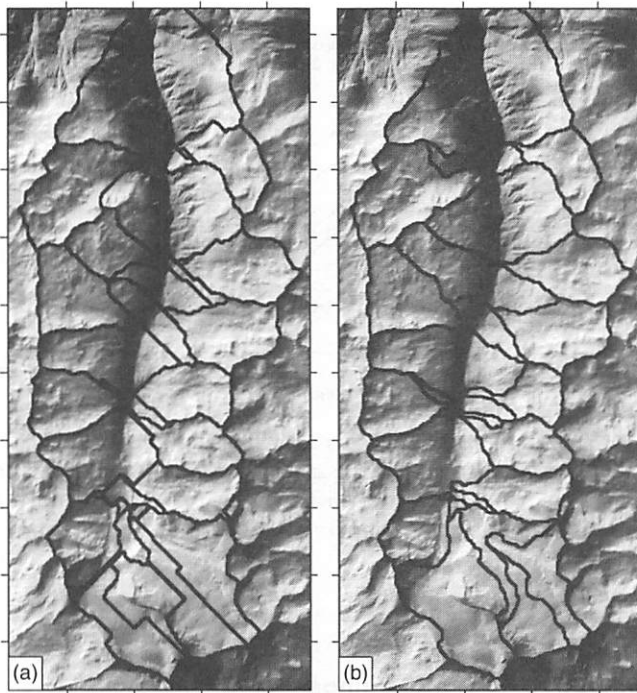


Abbildung 6.10: Subeinzugsgebiete des Turtmanntals, berechnet mit verschiedenen GIS. Deutliche Unterschiede treten nahe des Talschlusses (vergletschertes Gebiet) und nahe der Tiefenlinie auf, begründet durch die unterschiedlichen Algorithmen in GRASS (a), und ArcInfo (b).

Wo deutlich ausgeprägte Grate die Tällis voneinander trennen, folgen die Einzugsgebieten Grenzen weitgehend diesen Graten. Bei weniger ausgeprägten Wasserscheiden tendiert r.watershed

zur Erzeugung unrealistisch wirkender, gerader Einzugsgebietsgrenzen. Besonders deutlich ist dies im Süden des Turtmanntals im Bereich des Turtmann- und des Brunegg-Gletschers der Fall. Auch am horizontal wenig gegliederten Talseitenhang des Turtmanntals erscheinen die Einzugsgebietsgrenzen auffallend gerade. Grund hierfür ist der von r.watershed genutzte Algorithmus, der auf einer Kostenminimierungsfunktion zur Berechnung der Fließwege basiert (EHLSCHLAEGER, 1990). Diese Funktion bewirkt die gestreckten Einzugsgebietsgrenzen als Wege kürzester Distanz und somit geringster Kosten, wenn die Kosten verursachenden Hangneigungsunterschiede zu anderen möglichen Fließpfaden gering sind (BAND, 1999).

Abbildung 6.10 (b) zeigt die Grenzen der Subeinzugsgebiete des Turtmanntals, berechnet im GRID-Modul von ArcInfo. Zur Berechnung müssen einige Befehle kombiniert werden. Für weitergehende Informationen sei auf die Dokumentation von ArcInfo verwiesen. Der Algorithmus der Einzugsgebietsberechnung basiert auf der Arbeit von JENSON & DOMINGUE (1988). Im Bereich der Grate entsprechen die berechneten Grenzen weitgehend der Ableitung durch r.watershed in GRASS. Deutliche Unterschiede zeigen sich in den weniger stark reliefierten Bereichen. Die bei r.watershed auftretenden geraden Einzugsgebietsgrenzen auf den Gletschern und an den Talseitenhängen des Turtmanntals weichen deutlich von den mit ArcInfo berechneten Grenzen ab. Letztere nehmen vor allem am Talseitenhang des Haupttales einen anderen Verlauf und zeigen keine Tendenz zu geraden Grenzen. Ob die mit ArcInfo abgeleiteten Einzugsgebiete aufgrund ihrer realistischer wirkenden Grenzen jedoch die tatsächlichen Einzugsgebiete des Tales besser wiedergeben, bleibt offen. In Anbetracht der Qualität des verwandten Höhenmodells ermöglichen beide Algorithmen eine angemessene Abgrenzung der Einzugsgebiete. Die unterschiedliche Größe der Subeinzugsgebiete wirkt sich jedoch auf die Berechnung geomorphometrischer Parameter aus und sollte bei einer auf dieser Untersuchungseinheit basierenden Analyse berücksichtigt werden.

Begrenzung der Tällis

Die Berechnung von Subeinzugsgebieten erfolgte mit dem Ziel, die Untersuchungseinheit Tälli abzugrenzen. Abbildung 6.10 zeigt, dass die Subeinzugsgebiete einiger Tällis das Haupttal in Form sehr schmaler, nur wenige Rasterzellen breiter Streifen erreichen. Dieser Sachverhalt ist in Abbildung 6.11 am Beispiel des Brändjitällis dargestellt. Der obere Teil des Einzugsgebiets, im Bereich der Grate, zeigt eine plausible Abgrenzung der Untersuchungseinheit Tälli. Die Einzugsgebietsalgorithmen sind jedoch bestrebt, ein geschlossenes Tiefenliniennetzwerk zu erzeugen, um einen Abfluss bis zum tiefsten Punkt des Höhenmodells zu ermöglichen. Daher erstreckt sich das berechnete Einzugsgebiet des Brändjitällis in Form eines schmalen Streifens über die Trogschulter hinaus bis hinab in den Talgrund des Turtmanntals.

Vom hydrologischen Standpunkt aus betrachtet ist diese Abgrenzung korrekt. Das Brändjitälli entwässert tatsächlich über ein Gerinne in diesem Bereich ins Haupttal. Die Einschneidung dieses Gerinnes in die Trogschulter und den Talseitenhang erfolgte als Reaktion auf die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis nach dem Rückschmelzen des Gletschers im Turtmanntal. Die entstandene Form, die das langgestreckte untere Ende des Einzugsgebietes beschreibt, wird als Anpassungstrichter oder Anpassungscanyon bezeichnet. Der fluviale Prozess hat jedoch im Tälli, abgesehen vom Transport der Lösungsfracht, nur begrenzte Bedeutung. Primär formschaffend ist auf der Höhenstufe, die durch die Tällis eingenommen wird, das gravitative Prozessgefüge. Die daraus und aus der glazialen Überprägung im Pleistozän resultierenden Formeigenschaften der Tällis sollen durch eine geomorphometrische Analyse charakterisiert werden.

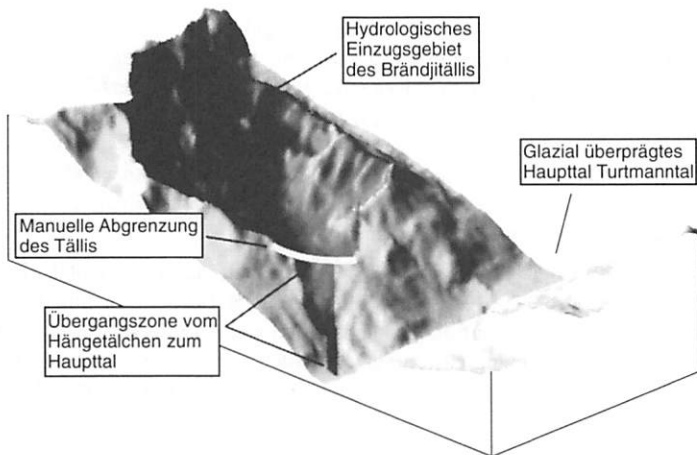


Abbildung 6.11: Ableitung von Einzugsgebieten im Hochgebirge. Der Talausgang des Brändjitällis ist über die Trogschulter hinaus verlängert und erreicht das Haupttal in Form eines schmalen Streifens.

Die Ausprägung geomorphometrischer Parameter beispielsweise der Verteilung von Höhe und Hangneigung wird durch Einbeziehung des Anpassungstrichters jedoch stark beeinflusst. Abbildung 6.12 zeigt dies am Beispiel der hypsommetrischen Kurve. Abbildung 6.12 (a) stellt die hypsommetrische Kurve des Einzugsgebietes des Brändjitällis unter Einbeziehung des Anpassungstrichters dar. Die Kurve weist ein ungewöhnlich hohes hypsommetrisches Integral von 0,63 auf. Ein großer Anteil der Fläche liegt danach auf einer relativ großen Höhe des Tällis. Deutlich ist ein steiler Abschnitt am unteren Ende der Kurve zu erkennen. Er ist vom Rest der Kurve durch einen scharfen Knick abgegrenzt und repräsentiert den Anpassungstrichter des Brändjitällis. Mehr als 30 % der Höhenerstreckung der so abgegrenzten Untersuchungseinheit werden vom Anpassungstrichter eingenommen. Die hypsommetrische Kurve gibt nicht die Höhenverteilung des oberhalb der Trogschulter lokalisierten Tällis wieder. Daher ist für eine geomorphometrische Analyse des eigentlichen Tällis die durch Einzugsgebietsableitung gewonnene Untersuchungseinheit zu modifizieren.

Auf Basis der Analyse hypsommetrischer Kurven und von Längsprofilen der Tällis erfolgte eine manuelle Begrenzung der Tällis am Beginn des Anpassungstrichters. Im Falle des Brändjitällis ist beispielsweise der Knick in der hypsommetrischen Kurve in Abbildung 6.12 (a) ein Begrenzungskriterium. Abbildung 6.12 (b) zeigt die hypsommetrische Kurve für das nach diesen Kriterien modifizierte Höhenmodell des Brändjitällis. Das hypsommetrische Integral ist auf einen Wert von 0,49 gefallen. Die Kurve gibt die tatsächliche Verteilung der Höhe im Tälli wieder.

Die Abgrenzung von Untersuchungseinheiten auf Basis hydrologischer Kriterien ist im alpinen Relief nur unter Vorbehalt sinnvoll. Während diese Vorgehensweise bei fluvial geprägtem Relief zu zufriedenstellenden Ergebnissen führt, weist das Relief eines Hochgebirgstales und seiner Komponenten abseits des Talgrundes keine oder nur sehr geringe fluviale Prägung auf. Ursache hierfür sind die glaziale Überformung und die Dominanz gravitativer Prozesse auf der Höhenstufe der Tällis. Eine Plausibilitätsprüfung der Einzugsgebietsableitung und gegebenenfalls eine wissenschaftsbasierte, manuelle Abgrenzung der Untersuchungseinheit Tälli ist vor weiteren Analysen dringend geboten.

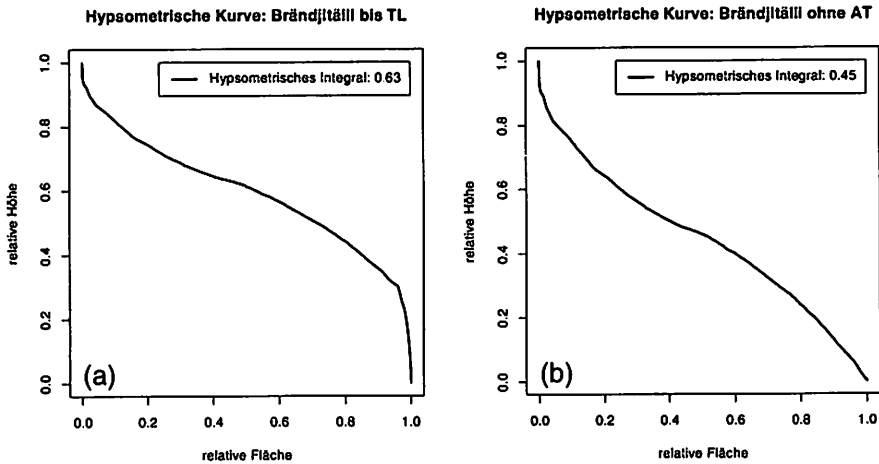


Abbildung 6.12: Hypsometrische Kurven des Brändjittällis. Der Anpassungstrichter des Brändjittällis führt zu einem steilen unteren Ende der hypsometrischen Kurve (a). Ohne Anpassungstrichter beschreibt die hypsometrische Kurve die tatsächliche Höhenverteilung des Tällis (b).

6.1.5 Geomorphometrische Parameter der Tällis

Zur Charakterisierung der Formeigenschaften der 14 Tällis als Komponenten des Gesamttales wurden geomorphometrische Parameter der Ausdehnung, der Höhe, der Hangneigung und der Exposition berechnet. Die Datengrundlage der Berechnung bilden die manuell abgegrenzten Tällis und das gesamte Einzugsgebiet des Turtmanntals auf Basis des 25 m Höhenmodells. Die berechneten Parameter sind in den Tabellen 6.1 und 6.2 dargestellt. Tabelle 6.1 beinhaltet die Parameter der Ausdehnung und Höhe, Tabelle 6.2 die Parameter der Hangneigung und Exposition. Die planimetrische Fläche der Tällis reicht von 0,9 km² beim Gribjinitälli bis zu 6,2 km² beim Bortertälli. Sowohl das kleinste als auch das größte Tälli liegen somit auf der westlichen Talseite. Die mittlere Fläche der Tällis beträgt 3,3 km². Die minimale Höhe der Tällis, die der Höhenlage des Talausgangs entspricht, nimmt auf der östlichen Talseite stetig von 2456 m beim Pipjittälli auf 1921 m beim Chummetjittälli ab. Ein solch systematischer Verlauf tritt auf der westlichen Talseite nicht auf. Hier variiert die minimale Höhe zwischen 3145 m und 2859 m, die Talausgänge liegen deutlich höher als auf der östlichen Talseite. Einen ähnlichen Verlauf wie die minimale Höhe nimmt auf der östlichen Talseite auch die maximale Höhe. Nur vom Niggelingtälli unterbrochen, fällt die maximale Höhe von 2922 m beim Pipjittälli auf 2543 m beim Chummetjittälli ab. Auch auf der Westseite sinkt die maximale Höhe tendenziell von 3145 m beim Frlitälli auf 2859 m beim Gribjinitälli. Die Spannweite der maximalen Höhe ist auf der östlichen Talseite mit 575 m wesentlich größer als auf der westlichen Talseite. Hier beträgt sie nur 286 m. Auf beiden Talseiten nimmt dementsprechend die mittlere Höhe der Tällis von Süd nach Nord ab. Die Standardabweichung der Höhe ist für die Tällis der östlichen Seite durchweg größer. Selbst die geringste Standardabweichung eines Tällis auf der östlichen Talseite, des Niggelingtällis, ist mit 187 m größer als die maximale Standardabweichung der Höhe eines Tällis auf der westlichen Talseite. Es ist dies das Bortertälli mit rund 186 m.

Tabelle 6.1: Geomorphometrische Parameter der Ausdehnung und der Höhe für die 14 Tällis und das gesamte Turtmantal, berechnet auf Basis des 25 m Höhenmodells.

Lokation	Fläche		Höhe					
	Planimetrisch (km ²)	Real (km ²)	Minimum (m)	Maximum (m)	Mittel (m)	Standard- abweichung	Schiefe	relatives Relief (m)
Pipjitälli	3.55	4.45	2456	3601	2922	248.81	0.46	1145
Brändjitälli	3.27	3.83	2444	3350	2849	200.11	-0.02	905
Hungerlitälli	3.60	4.16	2221	3267	2683	225.59	0.17	1046
Grüobtälli	4.57	5.22	2213	3141	2693	198.07	-0.08	928
Niggelingtälli	4.61	5.19	2207	3200	2660	187.32	-0.07	993
Chummetjtälli	3.40	4.00	1921	3026	2583	208.92	-0.69	1105
Gribjinitälli	0.90	1.05	2331	2859	2543	103.66	0.45	528
Bortertälli	6.20	7.04	2134	3014	2589	185.77	-0.18	880
Simmigtälli	0.58	0.70	2390	2842	2586	110.32	0.27	452
Rotigtälli	1.94	2.20	2319	2947	2590	139.09	0.08	628
Meidtälli	4.65	5.13	2294	3077	2611	142.26	-0.03	783
Blüomatttälli	3.73	4.21	2259	3074	2663	166.89	-0.08	815
Augsttälli	3.69	4.17	2277	3074	2667	163.68	-0.05	797
Frilitälli	1.60	1.85	2492	3145	2782	156.61	0.06	653
Turtmantal	105.53	123.12	948	4149	2553	509.44	-0.14	3201

Tabelle 6.2: Geomorphometrische Parameter der Hangneigung und der Exposition für die 14 Tällis und das gesamte Turtmanntal, berechnet auf Basis des 25 m Höhenmodells.

Lokation	Hangneigung					Exposition	
	Minimum (°)	Maximum (°)	Mittel (°)	Standard- abweichung	Variations- koeffizient	Schiefe	Mittel (°)
Pipjitälli	0.00	77.12	30.34	14.89	0.49	0.49	280
Brändjitälli	0.00	64.24	28.22	11.17	0.40	-0.14	289
Hungerlitälli	0.91	61.46	27.51	10.12	0.37	0.13	280
Grüobtälli	0.00	59.94	25.28	11.62	0.46	0.11	295
Niggelingtälli	0.00	56.12	24.45	10.27	0.42	0.03	273
Chummetjitälli	0.41	62.50	28.52	11.37	0.40	0.05	290
Gribjinitälli	0.41	57.68	26.88	11.92	0.44	-0.23	56
Bortertälli	0.00	59.60	24.82	11.28	0.45	0.08	84
Simmigtälli	0.41	53.61	30.48	10.95	0.36	-0.49	86
Rotigtälli	0.00	56.13	24.27	11.71	0.48	0.17	62
Meidtälli	0.00	72.57	20.14	12.20	0.61	0.72	63
Blüomatttälli	0.00	57.87	24.73	10.51	0.42	0.26	89
Augsttälli	0.00	57.87	24.70	10.54	0.43	0.27	89
Frilitälli	0.57	57.33	27.73	10.55	0.38	-0.28	81
Turtmanntal	0.00	77.12	27.28	11.85	0.43	0.02	106

Auch die größte Schiefe der Höhe wird auf der östlichen Talseite erreicht. Die größte positive Schiefe der Höhe hat das Pipjitälli mit 0,46, die größte negative Schiefe das Chummetjitälli mit $-0,69$. Die Tällis mit der größten Schiefe weisen auch das größte relative Relief auf. Es beträgt 1145 m beim Pipjitälli und 1105 m beim Chummetjitälli.

Die minimale Neigung beträgt in allen Tällis weniger als 1° . Die größte maximale Neigung erreicht auf der Ostseite das Pipjitälli mit über 77° . Von dort fällt die maximale Neigung der Tällis nach Norden beständig ab. Nur das Chummetjitälli hat wieder eine höhere maximale Neigung. Auf der Westseite schwankt die maximale Neigung der Tällis unabhängig von ihrer Position im Haupttal zwischen 53° und 60° . Nur das Meidtälli erreicht mit über 72° Werte, die dem Pipjitälli nahe kommen. Grund hierfür sind die morphologisch harten Kalke und Marmore der Bernhard-Decke. Sie treten im Meidtälli am Meidhorn und den Meidzänd und im Pipjitälli an der Barrwang und am Barrhorn auf und ermöglichen Hangneigungen, die von den im Tal dominanten Glimmerschiefern nicht erreicht werden. So weist auch das Pipjitälli auf der Ostseite des Tals die größte mittlere Neigung mit über 30° auf. Das Meidtälli fällt dagegen mit nur 12° stark ab. In den anderen Tällis beider Talseiten liegt die gerundete mittlere Neigung zwischen 10° und 12° . Die niedrige mittlere Neigung des Meidtällis begründet sich in dem ausgedehnten gering geneigten Talboden und Verebnungen oberhalb der das Tal durchquerenden Karschwelle. Entsprechend der maximalen Neigung erreicht das Pipjitälli auch die größte Standardabweichung der Neigung mit fast 15° , wiederum gefolgt vom Meidtälli mit $12,2^\circ$. Damit hebt es sich nur gering von den restlichen Tällis ab, die Werte zwischen $10,1^\circ$ und $11,9^\circ$ aufweisen. Sowohl beim Variationskoeffizienten (0,61) als auch bei der Schiefe (0,72) der Neigung übertrifft das Meidtälli alle anderen Tällis deutlich. Den zweitgrößten Variationskoeffizienten hat das Pipjitälli, das sich mit einem Wert von 0,49 aber nicht deutlich von den restlichen Tällis abhebt. Hier werden Werte zwischen 0,36 und 0,48 erreicht. Die zweitgrößte positive Schiefe nach dem Meidtälli erreicht das Pipjitälli mit 0,49. Das unterstreicht die lithologisch bestimmte Sonderstellung der beiden Tällis. Abgesehen vom Simmigtälli, das mit einer allerdings negativen Schiefe einen Wert von $-0,49$ erreicht, schwanken die Werte der restlichen Tällis zwischen $-0,28$ und 0,28.

Die Exposition der östlichen Tällis variiert unsystematisch zwischen 280° und 295° . Die mittlere Exposition weicht also gering von West in Richtung Nord ab. Ähnlich verhält es sich auf der Westseite. Hier variiert die Exposition zwischen 62° und 89° , die mittlere Exposition weicht gering von Ost in Richtung Nord ab. Mit Ausnahme von Meidtälli (63°) und Rotigtälli (63°) weichen die westlichen Täler schwächer von der Ostexposition ab als die östlichen Täler ihrerseits von der Westexposition.

Die Parameter der Höhe zeigen bei den Tällis der östlichen Talseite ein systematisches Bild in Form einer nahezu stetigen Veränderung im Talverlauf des Turtmantals. Auf der westlichen Talseite ist dies nicht erkennbar. Ebenso verhält es sich mit der maximalen und dementsprechend auch mit der mittleren Hangneigung. Sie fallen auf der östlichen Talseite nahezu stetig von Süden nach Norden. Auch diese Entwicklung ist auf der westlichen Talseite nicht zu beobachten. Deutlicher als eine systematische Veränderung im Raum ist bei den Parametern der Hangneigung der lithologische Einfluss zu erkennen. Er bewirkt beim Meidtälli auf der westlichen und dem Pipjitälli auf der östlichen Talseite ähnliche Parameterausprägungen, die sich deutlich von den anderen Tällis unterscheiden.

6.2 Ausgewählte Tällis

Auf die Untersuchung des Gesamttales folgt in diesem Abschnitt die geomorphometrische Analyse einzelner Tällis an den Beispielen von Hungerlitälli, Pipjitälli und Meidtälli. Die Auswahl der Tällis berücksichtigt die verschiedenen Positionen im Haupttal sowie die unterschiedliche

Lithologie und wird daher als repräsentativ angesehen. Die betrachtete räumliche Skale wechselt nun von der Größenordnung Meso–B des Gesamttals zur Größenordnung Meso–A der einzelnen Tällis. Auf eine geomorphologische Beschreibung der Tällis folgt für jedes Tälli die Analyse der Verteilung von Höhe und Hangneigung.

6.2.1 Hungerlitälli

Das Hungerlitälli liegt auf der östlichen Talseite des Turtmanntals. Es ist von Süden gesehen das dritte von sechs Tällis auf dieser Talseite. Hier befindet sich auch die Klimastation des Graduiertenkollegs. Einen Überblick über die Topographie des Hungerlitällis gewährt Abbildung 6.13.

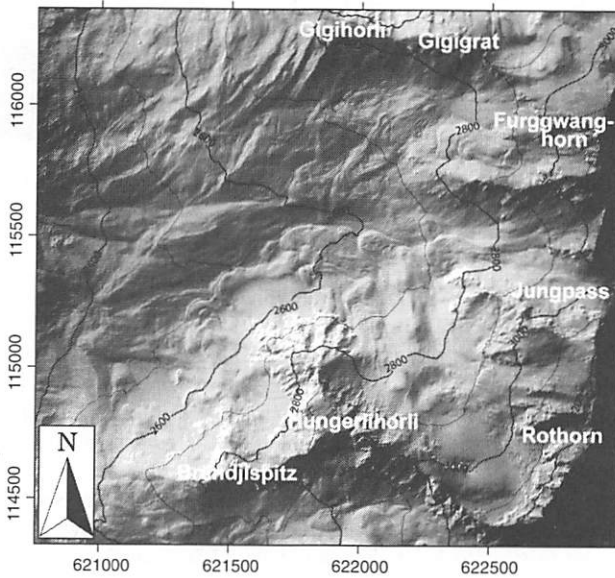


Abbildung 6.13: Topographie des Hungerlitällis.

Geomorphologische Beschreibung

Nach Norden schließt sich an das Hungerlitälli das Grüobtälli an; die Grenze zwischen den Tällis bilden das Gigihorli mit dem Gigigrat und das Furggwanhorn am nordöstlichen Talende. Am östlich gelegenen Talschluss des Hungerlitällis bildet der tief eingeschnittene Jungpass einen Übergang ins Mattertal. Die südliche Begrenzung zum Brändjitälli bilden von West nach Ost die Gipfel der Brändjispitz, des Hungerlihorlis und des Rothorns mit den sie verbindenden Graten. Die freien Felsflächen des Hungerlitällis bestehen nahezu ausschließlich aus den im Turtmanntal dominanten metamorphen Zweiglimmergneisen und Muskovitschiefern. Abbildung 6.14 zeigt eine perspektivische Schräglichtdarstellung des Hungerlitällis mit Blickrichtung Ost-südost. Während der Gigigrat bogenförmig etwa in Ost–West Richtung verläuft, greift an der südlichen Begrenzung des Hungerlitällis die Nordflanke des Hungerlihorlis weit ins Tal hinein und teilt so die südliche Talhälfte in einen vorderen und einen hinteren Abschnitt. Die Talbegrenzung auf der dem Turtmanntal zugewandten Seite bildet ein Egesen–zeitlicher (jüngere Dryas) Endmoränenstand des Rothornletschers.

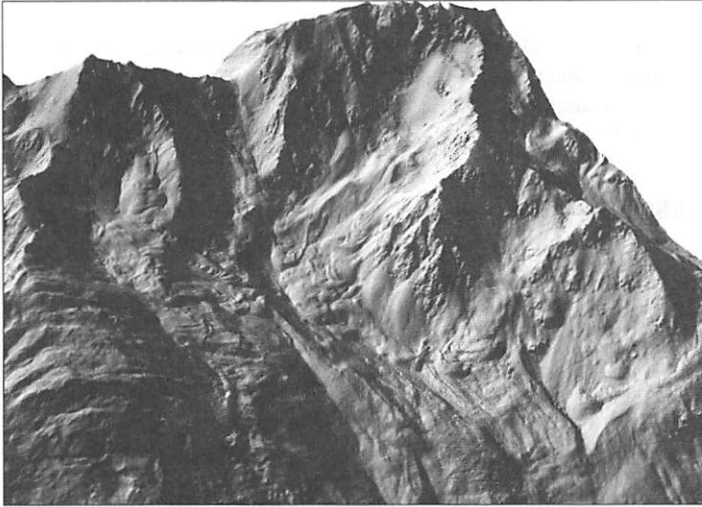


Abbildung 6.14: Blick ins Hungerlitälli, visualisiert als Schräglichtdarstellung. Die Blickrichtung ist Ost-südost.

Im Bereich der Tiefenlinie ist dieser Moränenwall von einem heute reliktsichen Blockgletscher überflossen und an mehreren Stellen fluvial zerschnitten. Die nördliche Talseite des Hungerlitällis weist unterhalb des Gigigrats eine ausgeprägte Verflachung auf, die talaufwärts in ein Kar an der Ostflanke des Furggwanghorns übergeht. Dieses Kar ist durch einen kleineren Ost–West verlaufenden Grat vom Hungerlitälli abgetrennt. Am Hangfuß des nördlichen Talseitenhangs befindet sich, ausgehend von einem Grat des Rothorns südlich des Jungpasses bis hin zur Trogschulter, eine Seitenmoräne des Rothornngletschers aus dem Egesen. Südlich der Egesenmoräne schließt sich nur im unteren Teil des Tällis eine erkennbare Tiefenlinie an, die im Sommer auch Wasser führt. Dieses Gerinne verläuft neben dem die Tiefenlinie im unteren Bereich ausfüllenden Blockgletscher HT1. Dieser fossile Blockgletscher ist mit einer Länge von ca. 1 km einer der größten Blockgletscher im Turmnanntal. Seine Entstehung wird in die Zeit nach dem Rückschmelzen des Egesen–zeitlichen Gletschers eingeordnet. Sein Ausschmelzen fand vermutlich während des holozänen Klimaoptimums statt. In mittlerer Talposition der südlichen Tälliseite dominiert ein nördlicher Ausleger des Hungerlihorlis die Form des Talseitenhanges. An seinem Fuß sind große aktive Schutthalden ausgebildet, die sich bogenförmig um den Sporn herumziehen. Ihre Gestalt weist eine gut erkennbare Streckung in Vertikalrichtung auf. In Horizontalrichtung wechseln konvexe und konkave Bereiche und deuten so mehrere nebeneinander liegende Schuttquellen an. Hangabwärts, nahe der Tiefenlinie, schließt sich girlandenförmig die als Blockgletscher HT3 kartierte Form an. Ob es sich hierbei um einen Blockgletscher, einen ‘protalus rock glacier’ oder einen fossilen Protalus Rampart handelt, ist Gegenstand gegenwärtiger Diskussion.

Talaufwärts schließt sich das durch Hungerlihorli und Rothorn begrenzte Kar des Rothorns an. Es beherbergt in seinem oberen, östlichen Teil den Rothornngletscher, einen Kargletscher der nach unten durch eine deutlich ausgeprägte Karschwelle aus Anstehendem begrenzt wird. Während das Kar im Spätpleistozän vollständig vom Rothornngletscher ausgefüllt war, erreichte der Gletscher beim 1850er Stand zwar noch eine erhebliche Längserstreckung, bedeckte das Tal aber nicht mehr in voller Breite. Dies belegt die 1850er Seitenmoräne des Rothornngletschers, die das Kar heute in Längsrichtung teilt. Orographisch links der Seitenmoräne befindet sich der intakte Blockgletscher HT5, dessen Material von der Nordostflanke des Hungerlihorlis stammt.

Verteilung von Höhe und Hangneigung

Die hypsometrische Kurve des Hungerlitällis zeigt ein ausgeglichenes Bild mit nur geringen Abweichungen von der Lehrbuchform, das hypsometrische Integral beträgt 0,44 (Abbildung 6.15). Die hypsometrische Kurve weist eine Dreiteilung in einen konkaven oberen, einen gestreckten mittleren und einen konvexen unteren Teil auf. Die hypsometrische Zuwachsratenkurve zeigt eine stetige Zunahme der Fläche mit zwei steileren Abschnitten bei 2350 m und 2500–2650 m und erreicht ihr Maximum bei etwa 2750 m. Danach nimmt die Fläche gleichmäßig ab. Die klinographische Kurve zeigt einen gleichförmigen Verlauf, jedoch mit einem sehr steilen oberen Ende. Die höchsten Hangneigungen im Hungerlitälli beschränken sich demnach auf sehr geringe Flächen. Die Häufigkeitsverteilung der Höhe zeigt eine unimodale Verteilung. Die geringe Schiefe sowie die nahe beieinander liegenden Werte von Median und Mittel zeigen eine etwa normal verteilte Grundgesamtheit an. Neben dem Maximum bei 2750 m treten Häufungen der Höhe bei 2350 m und 2500 m auf. Auch die Häufigkeitsverteilung der Neigung weicht nicht deutlich von einer Normalverteilung ab, der Mittelwert der Neigung beträgt $27,3^\circ$. Im Bereich zwischen $35\text{--}40^\circ$ tritt eine Häufung der Werte auf.

Die hypsometrische Kurve hat ein wenig ausgeprägtes unteres Ende, tief gelegene Bereiche des Tällis nehmen einen geringen Flächenanteil ein. Die Zuwachsratenkurve bestätigt dies, die Hypsoklinkurve zeigt Hangneigungen um 25° . Hierbei handelt es sich um Bereiche auf der Trogschulter und das obere Ende des Anpassungstrichters. Zwischen 2400 m und 2500 m zeigt die Hypsoklinkurve abnehmende Hangneigungen und die Zuwachsratenkurve steigende Flächenanteile. In der hypsometrischen Kurve ist dieser Teil durch einen leichten Knick sowohl vom nach oben als auch vom nach unten sich anschließenden Teil abgegrenzt. Die mittlere Hangneigung geht auf unter 20° zurück und erreicht ihr Minimum. Hierbei handelt es sich um den flachen unteren Talboden talaufwärts der Egesen-Endmoräne, der heute teilweise vom fossilen Blockgletscher HT1 eingenommen wird. Auch vergleichsweise gering geneigte Bereiche am Übergang zu den nördlichen und südlichen Zwischentalhängen haben an diesem Bereich Anteil. Der sich nach oben anschließende gestreckte Bereich der hypsometrischen Kurve umfasst die Höhenstufe von etwa 2500 m bis 2750 m. Die gestreckte Form der Kurve zeigt einen gleichmäßigen Anstieg der kumulierten Fläche mit der Höhe an. Die Hypsoklinkurve weist einen mehrfach unterbrochenen Anstieg der Hangneigung auf, auch der Flächenanteil dieser Stufe steigt mit der Höhe. Dieser Bereich umfasst den mittleren Talboden des Tällis. Die zunehmende Hangneigung zeigt die Form der nördlichen Talflanke, in diesem Bereich auch die Neigung der Egesen-Seitenmoräne. Am Südhang des Tällis haben die Schutthalde von Brändjispitz und Hungerlihorli Anteil an dieser Höhenstufe. Die maximale Flächenausdehnung wird bei einer Höhe von ca. 2750 m erreicht, die mittlere Hangneigung beträgt hier 25° . Ausschlaggebend für die große Flächenausdehnung bei relativ geringer Hangneigung sind die eventuell von einer Sackung beeinflussten Bereiche am Nordhang des Tällis unterhalb des Gigigrats sowie der obere Talboden in Richtung Jungpass. Steilere Bereiche dieser Höhenstufe befinden sich an der Flanke des Gigigrats, an der Brändjispitz und am Hungerlihorli, nehmen aber nur geringe Flächenanteile ein. Die Flächenausdehnung dieser Höhenstufe zeigt sich auch als Maximum in der Häufigkeitsverteilung der Höhe. Über 2750 m bis ca. 2900 m versteilt sich die hypsometrische Kurve, die Höhe nimmt schneller zu als die kumulierte Fläche. Die Hypsoklinkurve zeigt in diesem Höhenintervall eine stetige Zunahme der mittleren Hangneigung auf etwa 33° , die korrespondierenden Flächenanteile nehmen stark ab. In dieser Höhenstufe ist kein Talboden mehr vorhanden, der Verlauf der Kurve beschreibt die Neigung der Bergflanken, teilweise mit Schutthalde, in den oberen Bereichen vor allem freie Felsflächen. Auch die Grate von Gigigrat, Brändjispitz und der nördliche Ausleger des Hungerlihorlis fallen in diese Höhenstufe.

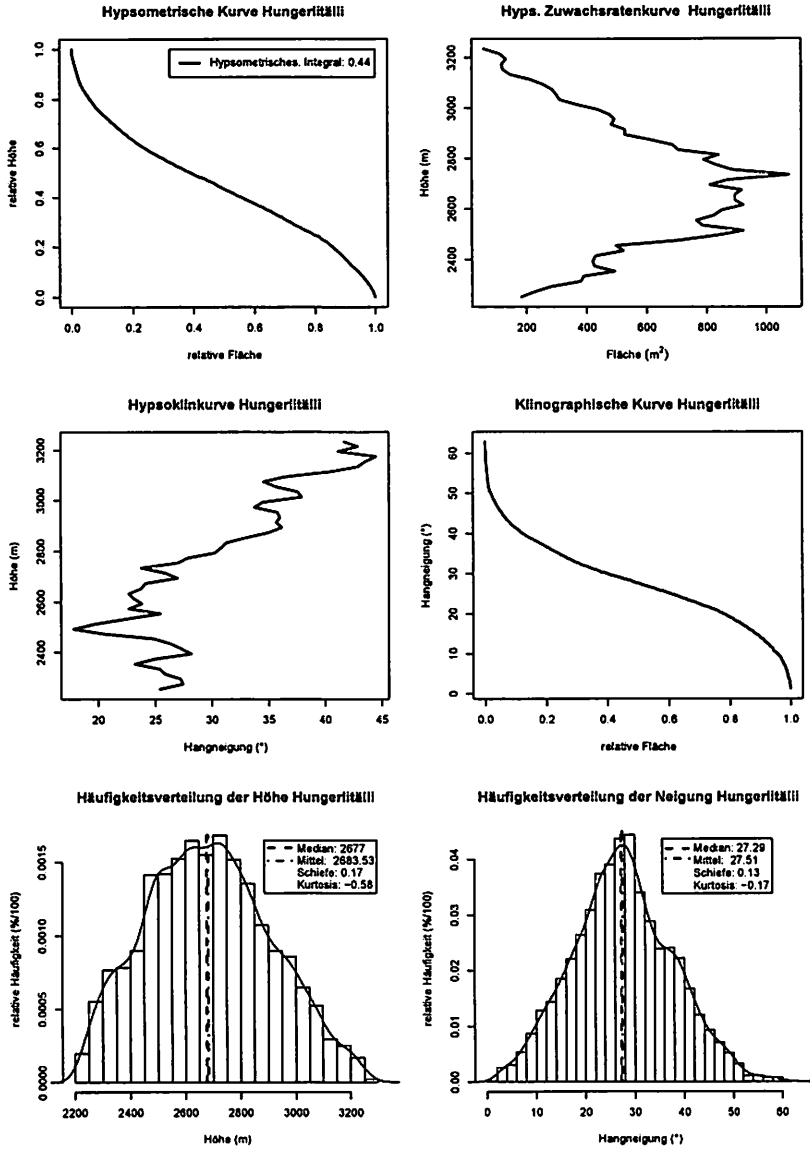


Abbildung 6.15: Hypsometrische Kurve, Zuwachsratenkurve, Hypsoklinkurve, klinographische Kurve und Häufigkeitsverteilungen der Höhe und Hangneigung für das Hungerlitälli.

Im Höhenintervall von 2900–3100 m nimmt die Fläche weiter ab, die Hangneigung nimmt jedoch nicht weiter zu, sie schwankt um etwa 35°. Die Dominanz dieser Hangneigung über eine gewisse Höhe und damit auch Fläche zeigt sich auch in der Häufigkeitsverteilung der Neigung. Es handelt sich hier um freie Felsflächen an der Nordwestflanke des Hungerlihorlis, den Kargletscher und

das Kar des Rothorns, den Bereich unterhalb des Jungpasses und das Kar an der Südwestflanke des Furggwanghorns. Da viele freie Felsflächen Anteil an dieser Stufe haben, handelt es sich möglicherweise um einen charakteristischen Hangneigungswinkel der vorherrschenden Glimmerschiefer oder um die Folgen glazialer Überprägung in den Karbereichen.

Oberhalb von 3000 m steigt die mittlere Hangneigung in der Hypsoklinkurve auf über 45° , um darüber wieder leicht abzufallen. Diese hohen Hangneigungen bei gleichzeitig sehr geringen Flächenanteilen wie sie die klinographische Kurve zeigt, beschreiben die das Hungerlitälli begrenzenden Grate von Furggwanghorn und Rothorn. Über etwa 3160 m ragt nur noch das Rothorn auf. Die wieder leicht abnehmende Hangneigung ist möglicherweise durch den lang gestreckten Grat des Rothorns begründet.

6.2.2 Pipjitälli

Das Pipjitälli ist das südlichste Seitental des Turtmanntals auf der östlichen Talseite. Es weist besonders deutliche glaziale Überprägung auf, noch heute befinden sich im Talgrund Reste schuttbedeckter Gletscher. Abbildung 6.16 gibt einen Überblick über die Topographie des Pipjitällis.

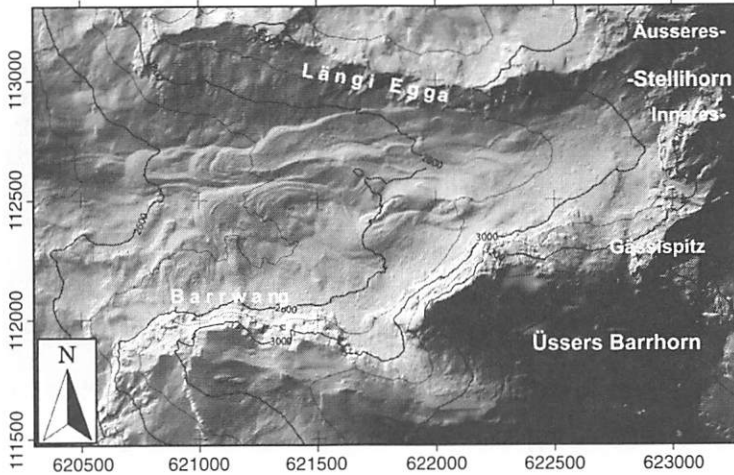


Abbildung 6.16: Topographie des Pipjitällis.

Geomorphologische Beschreibung

Nach Norden schließt sich an das Pipjitälli, begrenzt durch den Ost–West verlaufenden Grat der Längi Egga, das Brändjitälli an. Die östliche Grenze bilden die Gipfel des Äußeren und Inneren Stellihorns sowie die sich südlich anschließende Gässispitz. Die südliche Grenze, die das Pipjitälli vom Tal des Brunegg–Gletschers trennt, bildet das Massiv des Üssers Barrhorn und die sich westlich anschließende Barrwang. Der Übergang ins Turtmanntal wird auch im Pipjitälli durch einen Anpassungstrichter überwunden, der sich auf der orographisch rechten Seite des Tällis befindet. Orographisch links trennt eine deutlich ausgeprägte Stufe aus Anstehendem das Pipjitälli vom Turtmanntal. Abbildung 6.17 zeigt einen Blick ins Pipjitälli, visualisiert als perspektivische Schräglichtdarstellung, mit Blickrichtung nach Ost-südost. Das Pipjitälli besitzt einen fast kastenförmig anmutenden Talquerschnitt. Einem breiten Talboden stehen zwei stark geneigte Talseitenhänge gegenüber. Der zum Talschluss hin stark ansteigende Talboden

führt zu einem abnehmenden Höhenunterschied zwischen dem die Nordbegrenzung bildenden Grat der Längi Egga und dem Talboden. Der nördliche Talhang ist stark geneigt, weist aber nur einen geringen Grad weiterer Strukturierung auf. Im mittleren Talbereich ist der Hangfuß des nördlichen Talhangs von Moränenmaterial bedeckt. Den markanten Abschluss des Pipjitällis nach Osten bildet das Äußere Stellihorn, das mit einer Höhe von 3405 m die sich anschließende Längi Egga um ca. 400 m überragt. Nach Süden hin fällt der Grat, von der Erhebung des Inneren Stellihorns unterbrochen, zum Gässijoch auf etwa 3200 m ab, um dann über Gässispitz zum die Szenerie überragenden Üssers Barrhorn auf über 3600 m anzusteigen. Eine am Talschluss des Pipjitällis weit nach Süden in das Massiv des Üssers Barrhorns zurückgreifende Mulde westlich der Gässispitz bildet das Ursprungsgebiet des Pipjigletschers. Dieser Gletscher bewegt sich



Abbildung 6.17: Blick ins Pipjitälli, visualisiert als Schräglichtdarstellung. Die Blickrichtung ist Ostsüdost.

zunächst in nördlicher Richtung, um bei Erreichen des oberen Talbodens des Pipjitällis nach Westen zu schwenken und dessen Verlauf ein Stück weit zu folgen. Das Pipjitälli weist einen stärkeren Grad der Vergletscherung als die anderen Seitentäler des Turtmantales auf. Da die Gletscher jedoch in weiten Teilen schuttbedeckt sind, ist ihre Bedeutung für die Talmorphologie nicht auf Anhieb sichtbar.

Die Form der südlichen Talseite, aufgebaut durch die Nordflanke des Üssers Barrhorn und die sich westlich anschließende Barrwang, ist im Turtmantal und seinen Seitentälern einmalig. Während mit wenigen Ausnahme im Tal metamorphe Gneise und Schiefer die Lithologie dominieren, bestehen Barrhorn und Barrwang aus Kalken, Marmoren und Sandsteinen der mittelpenninischen Bernhard-Decke. Die Gipfelbereiche von Barrwang und Barrhorn überragen den Talboden des Pipjitällis um bis zu 400 m, um auf weiten Strecken nahezu senkrecht zu diesem hin abzufallen. Unterbrochen wird diese Wand lediglich durch einen Barrwang und Barrhorn trennenden Einschnitt, durch den ein weiterer kleiner Gletscher ins Pipjitälli gelangte. Während die Rinne heute eisfrei erscheint, sind im vorgelagerten Talbereich schuttbedeckte Eisreste vor-

handen. Am Hangfuß der Wand befinden sich sehr große, im oberen Bereich durch perennierende Schneeflecken bedeckte, Schutthalden, die sich weit in den Bereich des Talbodens hinein ausdehnen. Der verbleibende Talboden wird im unteren Bereich von mehreren Blockgletschern eingenommen. Ein fossiler Blockgletscher erstreckt sich nahe der Trogschulter talabwärts in Ost-West Richtung. Er wird von einem talaufwärts gelegenen Objekt überfahren, bei dem es sich möglicherweise um einen schuttbedeckten Gletscher handelt. Von der Steilwand der Barrwang vor Einstrahlung geschützt und von den ihr vorgelagerten Schutthalden beliefert, erstrecken sich zwei intakte Blockgletscher in nordwestlicher Richtung vom Fuße der Schutthalde in Richtung Talboden und Talausgang.

Verteilung von Höhe und Hangneigung

Die hypsometrische Kurve des Pipjitällis hat einen durchgehend recht steilen Verlauf, ohne einen deutlich flacheren mittleren Teil (Abbildung 6.18). Diese Form spiegelt sich auch im vergleichsweise niedrigen hypsometrischen Integral von 0,44 wieder. Die hypsometrische Zuwachsratenkurve zeigt einen raschen Anstieg der Fläche mit der Höhe und erreicht ihr Maximum schon bald bei nur 2750 m. Danach fällt die Fläche pro Höhenstufe, von Schwankungen unterbrochen, ständig ab. Eine Verlangsamung der Flächenabnahme ist im Bereich von 3300–3500 m zu erkennen. Nach einem deutlichen Anstieg der Hangneigung auf über 30° bei etwa 2600 m und einem Rückgang auf etwa 17°, zeigt die Hypsoklinkurve einen recht gleichmäßigen Anstieg der mittleren Hangneigung. Sie erreicht bei etwa 3100 m ihr Maximum von über 45°. Darauf folgt eine zunehmend schnelle Abnahme und ein ungewöhnlich niedriges Minimum der Hangneigung von unter 15° bei etwa 3500 m. Danach steigt die Hangneigung erneut an und erreicht Werte um 25°. Die klinographische Kurve zeigt einen kleinen konvexen unteren Abschnitt, einen recht langen mittleren und einen deutlich ausgeprägten oberen konkaven Teil. Es werden Hangneigungen von bis zu 80° erreicht, die aber nur sehr kleine Flächen einnehmen. Die Häufigkeitsverteilung der Höhe zeigt eine ausgeprägte Rechtsschiefe. Das äußert sich im Abweichen des Mittelwertes vom Median. Grund hierfür ist ein sekundäres Maximum bei einer Höhe von 3100–3300 m. Das Histogramm der Hangneigung weist eine leichte Rechtsschiefe und eine bimodale Verteilung auf. Auf ein ausgeprägtes Maximum bei 15–25°, mit einem deutlichen Spitzenwert bei 16–18°, folgt ein Abfall und ein weiteres Maximum bei 32–34°. Hangneigungen von über 50° treten verhältnismäßig häufig auf und führen zu dem rechtsschiefen Erscheinungsbild, das jedoch vom Parameter Schiefe nicht bestätigt wird.

Das Pipjitälli hat unterhalb der Höhe von 2600 m nur eine geringe Flächenausdehnung. Die Hypsoklinkurve zeigt hier einen Anstieg von 17° auf über 30° und ein ebenso rasches Abfallen auf Werte um 17°. Hier handelt es sich um Teile der Trogschulter und den glazifluvial bearbeiteten oberen Teil der Anpassungstrichters. Der sich anschließende Bereich zeigt eine starke Flächenzunahme, das Maximum der Fläche wird bei einer Höhe von etwa 2700 m mit Hangneigungen um 17° erreicht. Dieser Abschnitt repräsentiert den breiten Talboden oberhalb der Trogschulter. Hier zeigt auch die Häufigkeitsverteilung der Höhe ihr Maximum und weist auf eine große Flächenausdehnung dieser Höhenstufe hin. Im Bereich von 2800–3100 m zeigt die Hypsoklinkurve eine zunehmende Hangneigung, die korrespondierenden Flächenanteile der Zuwachsratenkurve nehmen im gleichen Höhenintervall ab. Dieser Bereich ist in der hypsometrischen Kurve durch einen leicht konkaven Abschnitt gekennzeichnet, der durch einen deutlichen Knick vom unteren, konvexen Teil abgegrenzt ist. Neben dem ansteigenden Talboden umfasst diese Höhenstufe vor allem die Schutthalden von Barrwang und Üssers Barrhorn, sowie Teile der Längi Egga. Die hier vorherrschenden Neigungen haben Anteil am zweiten Maximum der Häufigkeitsverteilung der Hangneigung bei 32–34°.

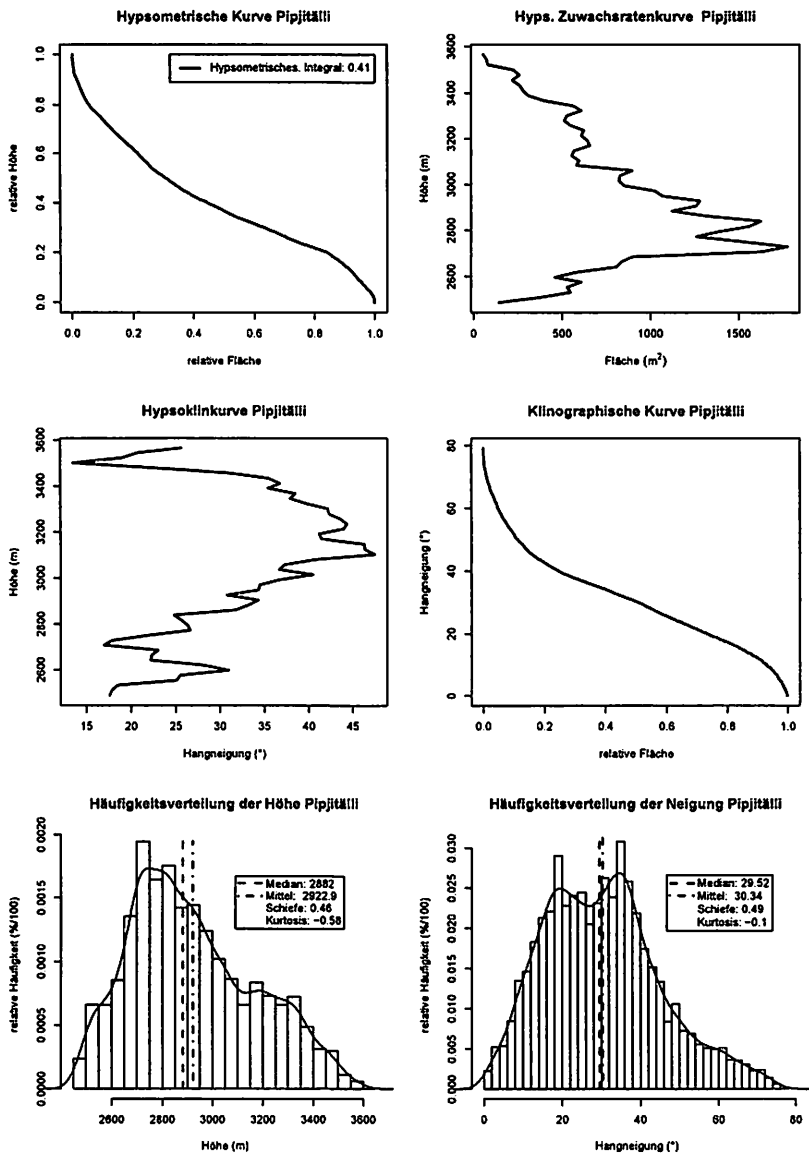


Abbildung 6.18: Hypsometrische Kurve, Zuwachsratenkurve, Hypsoklinkurve, klinographische Kurve und Häufigkeitsverteilungen der Höhe und Hangneigung für das Pipjittälli.

Bei einer Höhe von ca. 3120 m erreicht die mittlere Hangneigung ihr Maximum mit über 45°. Bei nahezu gleichbleibendem Flächenanteil nimmt die mittlere Neigung langsam mit zunehmender Höhe auf etwa 35° ab. Die große Gesamtfläche die diese Stufe einnimmt, ist in der

Häufigkeitsverteilung der Höhe als sekundäres Maximum zwischen 3150 und 3400 m zu erkennen. Diese Bereiche kennzeichnen die freien Felsflächen von Stellhorn, Gässispitz, Üssers Barrhorn und Barrwang oberhalb der weniger steil geneigten Schutthalden. Auch die hypsometrische Kurve zeigt in diesem Bereich trotz der gleich bleibenden Flächenanteile eine Verteilung an und kennzeichnet einen raschen Höhenzuwachs. Die hohen Hangneigungen von bis zu 80° in der klinographischen Kurve, die aber aufgrund der Mittelwertbildung in der Hypsoklinkurve nicht auftauchen, treten hier auf. Sie sind auch in der Häufigkeitsverteilung der Hangneigung zu erkennen. Diese Werte werden sonst nirgends im Turtmanntal erreicht und sind vermutlich lithologisch bedingt. An Barrwang und Üssers Barrhorn treten morphologisch harte Kalke und Marmore der Bernhard-Decke auf, die sehr viel höhere Hangneigungen erlauben als die sonst im Turtmanntal dominanten Glimmerschiefer.

Ab 3400 m zeigt die hypsometrische Kurve eine erneute Verteilung. Die Zuwachsratenkurve zeigt hier eine rasche Abnahme des Flächenanteils und die Hypsoklinkurve weist einen sehr starken Abfall der Hangneigung auf ungewöhnliche Werte unter 15° auf, die erst jenseits von 3500 m wieder ansteigen. Diese ungewöhnlich schwach geneigten Bereiche befinden sich im oberen Bereich des Üssers Barrhorn und sind vermutlich lithologisch bedingt. Die Schichten der Bernhard-Decke fallen hier mit durchschnittlich 25° nach Süden ein. Die oberhalb einer Höhe von 3500 m wieder ansteigende Hangneigung wird im Gipfelbereich des Üssers Barrhorn erreicht. Die Zuwachsratenkurve weist hier jedoch nur sehr geringe Flächenanteile aus.

6.2.3 Meidtälli

Das Meidtälli liegt etwa in der Mitte des Talverlaufs des Turtmanntals auf der orographisch linken Seite. Es ist nach dem Bortertälli das zweitgrößte Tälli des Turtmanntals. Dominiert wird das Meidtälli durch den imposanten Gipfel des Meidhorns, der im Südosten des Tällis aufragt. Abbildung 6.19 gibt einen Überblick über die Topographie des Meidtällis.

Geomorphologische Beschreibung

Die Nordgrenze des Meidtällis bildet der mit einem leichten Bogen nahezu Südost-Nordwest verlaufende Rotiggrat. Die nordwestliche Begrenzung bildet der Gipfel der Meidspitz. Nach Süden schließen sich, die Westgrenze des Tällis formend, der Meidpass, der einen Übergang ins benachbarte Val d'Anniviers ermöglicht, und die Reihe der prägnanten Meidzänd an.

Die südwestliche Begrenzung des Meidtällis bildet der Gipfel der Turtmannspitze. Von dort folgen in ostnordöstlicher Richtung die Gipfel von Gälus Häupt und schließlich das Meidhorn, das mit seiner für das Turtmanntal außergewöhnlichen Form das Tälli im Südosten begrenzt. Grund für diese prägnante Form ist vermutlich die Lithologie des Meidhorns. An dieser Stelle, wie auch bei der Reihe der Meidzänd, treten die schon von der Barrwang im Pipjtälli bekannten Kalke und Marmore der Bernhard-Decke mit ihrer, verglichen mit den Zweiglimmergneisen und Muskovit-schiefern, höheren morphologischen Härte zutage. Abbildung 6.20 zeigt einen Blick ins Meidtälli als perspektivische Schräglichtdarstellung mit Blickrichtung nach Westen.

Im Talquerschnitt wirkt das Meidtälli betont asymmetrisch. Einer hohen Hangneigung an dem durch Turtmannspitze, Gälus Häupt und Meidhorn gebildeten Südhang des Meidtällis steht eine ausgedehnte, nach Norden ansteigender Talboden gegenüber. Der Südhang des Meidtällis ist von großen Schutthalden bedeckt und weist eine in Vertikalrichtung auffallende Streckung auf. Im südwestlichen Meidtälli, an der Nordostflanke der Turtmannspitze, sind diese Schutthalden Liefergebiet zweier intakter Blockgletscher. Im Talverlauf von West nach Ost erscheint das Meidtälli durch einen Riegel aus Anstehendem zweigeteilt.

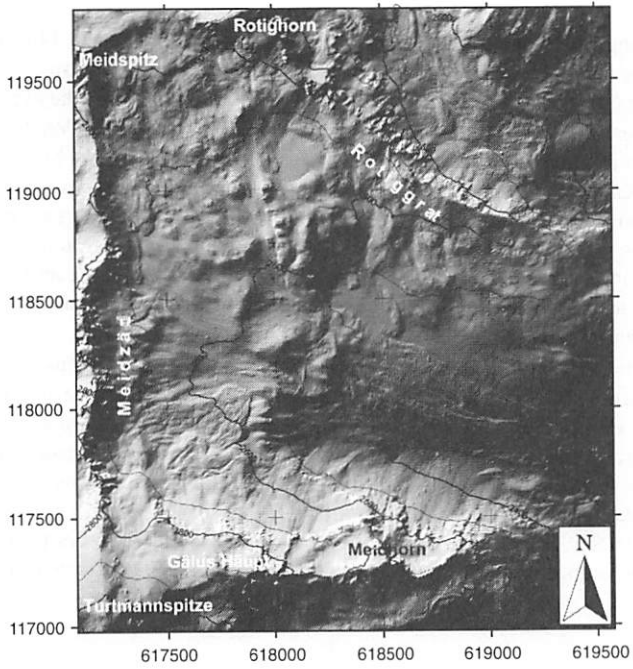


Abbildung 6.19: Topographie des Meidtdällis.

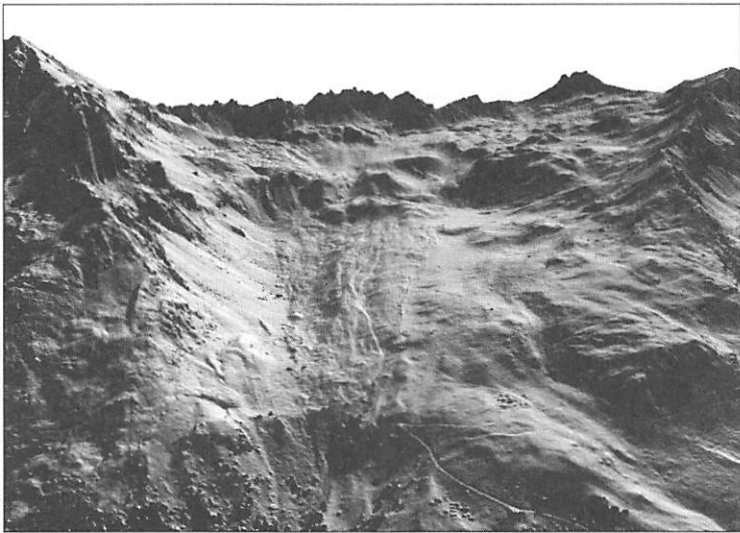


Abbildung 6.20: Blick ins Meidtdälli, visualisiert als Schräglichtdarstellung mit Blickrichtung nach Westen.

Dieser in Nord–Süd Richtung verlaufende Riegel erstreckt sich quer durch das gesamte Tal und ist an einigen Stellen glazifluvial zerschnitten. Oberhalb des Riegels, im Nordwesten des Meidtällis, weist das Relief eine hohe kleinräumige Variabilität auf. Der Reliefcharakter erinnert an die als kuppige Grundmoräne bekannte Landschaftsform. Ob es sich bei dem kleinräumigen Wechsel von Hoch und Tief um glaziales Lockermaterial handelt oder ob Anstehendes diese Formen bewirkt bleibt unklar. Dieser Bereich war vermutlich durch einen Gletscher bedeckt, dessen erhöhte Erosionswirkung im Lee des Anstehenden zu zwei übertieften Bereichen führte. Einer davon beherbergt oberhalb des eigentlichen Riegels heute den Meidsee. Ein zweiter befindet sich im Lee eines besonders prägnanten Abschnitts des Riegels, der auch als Rundhöcker betrachtet werden kann, südlich des Meidsees. Auch in dieser Übertiefung befand sich früher möglicherweise ein inzwischen verlandeter See. Ein zweiter Gletscher hatte seinen Ursprung wahrscheinlich an der Nordostflanke der Turtmanntal, in einem Bereich der heute von den bereits erwähnten Blockgletschern eingenommen wird. Hinweise auf die ehemalige Existenz eines Gletschers sind der an vielen Stellen zerschnittene talabwärts gelegene Riegel und ausgedehnte Formen, die vermutlich Moränenreste darstellen. Sie erstrecken sich vom Riegel talabwärts bis an die Trogschulter. Nach Süden sind die Strukturen durch die stark ansteigenden Schutthalden von Gälus Haupt und Meidhorn begrenzt. Nördlich davon schließt sich bis zum Rotiggrat ein auffallend schwach reliefierter Talbereich an, der zum Norden hin mäßig ansteigt.

Verteilung von Höhe und Hangneigung

Die hypsometrische Kurve des Meidtällis weist einen uneinheitlichen, in mehrere Teile gegliederten Verlauf auf (Abbildung 6.21). Auf einen kurzen, steilen unteren Teil folgt ein leicht konvexer, flacherer Abschnitt. Ein weiterer konvexer Teil ist davon durch einen deutlichen Knick abgegrenzt. Darauf folgt ein leicht konkaver und am oberen Ende der Kurve ein sehr steiler Abschnitt. Die hypsometrische Zuwachsratenkurve zeigt zunächst einen stetigen Anstieg bis ca. 2675 m, der durch einen prägnanten Flächenrückgang bei 2550 m unterbrochen wird. Über 2675 m nimmt die Fläche sehr schnell ab, bei 2820 m tritt nochmals ein kleiner Flächenzuwachs auf. Darüber nimmt die Fläche zunehmend langsamer ab und verändert sich über 2920 m nicht mehr wesentlich. Die Hypsoklinkurve schwankt unter 2500 m um etwa 15°. Darauf folgt ein rascher Anstieg auf Werte über 27° bei etwa 2550 m und eine ebenso rasche Abnahme, wiederum auf Werte um 17°, bei 2700 m. Bis 2800 m steigt die Neigung auf über 30° an, um wiederum auf sehr kurzer Höhendistanz auf 20° zu fallen. Über 2850 m steigt die Neigung erneut stark an und erreicht wenig unter 3000 m ihr Maximum von über 40°. Ein erneuter leichter Abfall begrenzt die Hypsoklinkurve nach oben. Die klinographische Kurve verläuft auf außergewöhnlich niedrigem Niveau und besitzt einen sehr steilen Anstieg am Ende der Kurve. Er zeigt an, dass sehr hohe Neigungen auf sehr kleiner Fläche erreicht werden, während die mittlere Neigung des Gebietes vergleichsweise gering ist. Das Histogramm der Höhe zeigt eine außergewöhnliche bimodale Verteilung. Auf ein erstes, untergeordnetes Maximum bei 2420–2500 m folgt ein deutlicher Abfall und danach ein schmales, sehr ausgeprägtes Maximum bei 2660–2680 m. Der rasche Abfall des Histogramms wird in der Klasse von 2800–2820 m nochmals unterbrochen. Die Häufigkeitsverteilung der Neigung ist deutlich rechtsschief, das Mittel weicht erkennbar vom Median ab. Auf einen sehr steilen Anstieg folgt das Maximum der Neigung schon bei ungewöhnlich niedrigen 10–12°. Ein schwach ausgeprägtes zweites Maximum tritt bei etwa 30° auf. Deutlich sind hohe Neigungswerte in geringer Zahl erkennbar, die das arithmetische Mittel beeinflussen, den Median jedoch nicht. Im Bereich unter 2370 m zeigt die Hypsoklinkurve abnehmende Hangneigung bei gleichzeitig zunehmender Fläche in der Zuwachsratenkurve. In der hypsometrischen Kurve zeigt sich dieser Bereich als kurzer steiler Abschnitt. Hierbei handelt es sich um das obere Ende des Anpassungstrichters zum Turtmanntal.

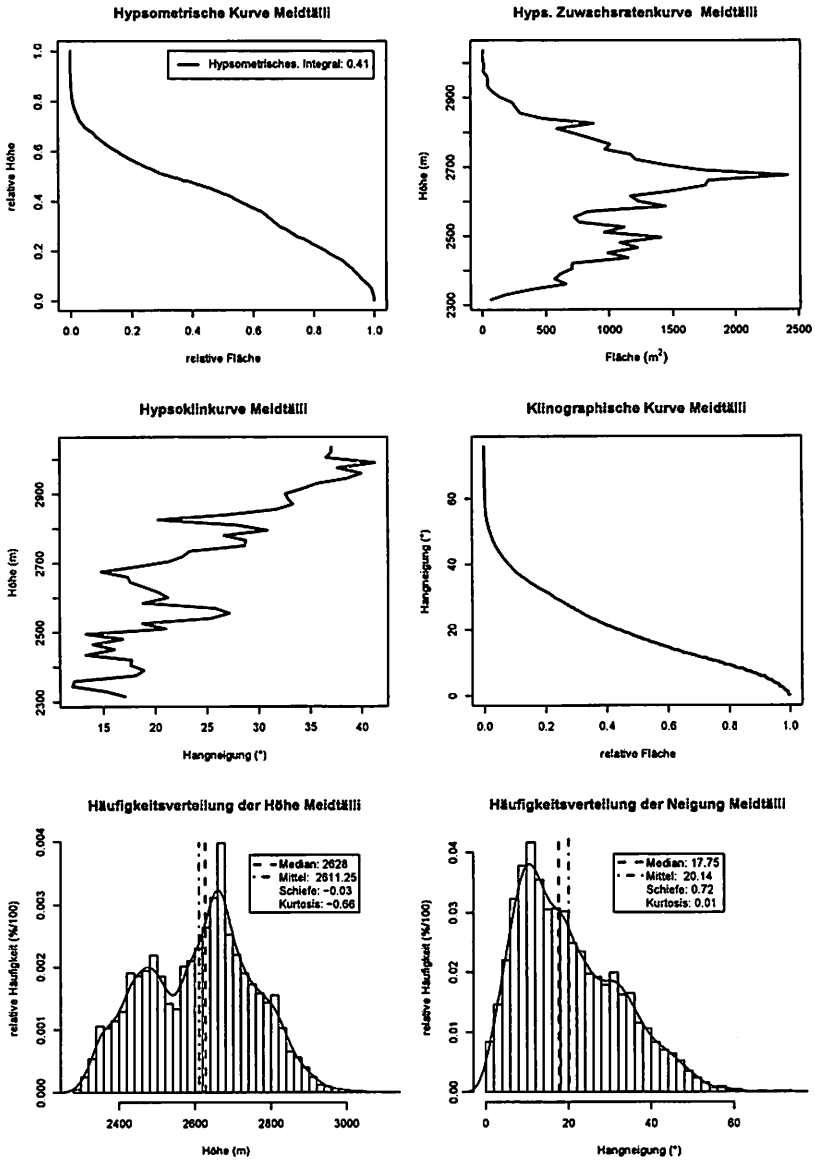


Abbildung 6.21: Hypsometrische Kurve, Zuwachsratenkurve, Hypsoklincurve, klinographische Kurve und Häufigkeitsverteilungen der Höhe und Hangneigung für das Meidtäli.

Bis zu einer Höhe von 2500 m schwankt die Hangneigung bei zunehmender Fläche um 15° . Dieser Abschnitt tritt in der hypsometrischen Kurve als weniger steil und leicht konvexer Bereich auf. Die Diagrammabschnitte repräsentieren den unteren, relativ flachen Talboden des Meidtälis unterhalb der quer durch das Täli verlaufenden Stufe aus Anstehendem. Der Talboden ist sowohl in

Richtung des Talverlaufs als auch in Nord–Süd Richtung gering geneigt. Die große Fläche geringer Neigung zeigt sich im Verlauf der klinographischen Kurve und deutlich im ersten Maximum der Häufigkeitsverteilung der Höhe. Auch das ausgeprägte Maximum der Häufigkeitsverteilung der Neigung lässt sich zum Teil mit diesem Talbereich erklären. Dass die mittlere Neigung in dieser Höhenstufe nicht noch geringer ist, liegt an den stark geneigten Schutthalden an der Nordflanke des Meidhorns begründet.

Bei etwa 2550 m erreicht die mittlere Neigung in der Hypsoklinkurve ein lokales Maximum um 27° , verbunden mit deutlicher Flächenabnahme in der Zuwachsratenkurve. Sie fällt jedoch schon wenig höher wieder auf den vorherigen Wert um 17° ab. In der hypsometrischen Kurve ist dieser Bereich durch eine kurze Versteilung erkennbar. Die Häufigkeitsverteilung der Höhe weist in diesem Bereich ein deutliches Minimum auf. Dieser außergewöhnliche, in allen betrachteten Diagrammen erkennbare Verlauf beschreibt die in Nord–Süd Richtung quer durch das Tälli verlaufende Schwelle aus Festgestein, an deren unterem Ende vergleichsweise hohe Hangneigungen auftreten. Sie ist teilweise zerschnitten, glazial akzentuiert und kann als Karschwelle angesprochen werden.

Auf eine weitere Abnahme der Neigung folgt bei etwa 2680 m ein lokales Minimum der Hangneigung mit Werten um 15° . Die Zuwachsratenkurve zeigt auf dieser Höhenstufe das ausgeprägte Maximum der Flächenanteile des Tällis an, das auch im Histogramm der Höhe als deutliches Maximum abgebildet ist. Die hypsometrische Kurve zeigt hier einen sehr gering geneigten Abschnitt. Es handelt sich hier um die ausgeprägte Verflachung des Talbodens oberhalb der beschriebenen Schwelle, die sich von unterhalb der Meidzänd bis nach Norden zum Meidsee erstreckt. Da das Meidtälli talaufwärts an Breite zunimmt, wirkt sich diese Verflachung deutlicher auf die Zuwachsratenkurve und das Histogramm der Höhe aus als der talabwärts der Schwelle gelegene Talboden. Beide Bereiche zusammen bewirken das deutliche Maximum der Häufigkeitsverteilung der Hangneigung bei geringen Werten um $10\text{--}15^\circ$.

Bis 2800 m steigt die mittlere Hangneigung auf über 30° an, die Fläche nimmt stark ab. Die Zunahme der Hangneigung spiegelt das Auftreten freier Felsflächen und stark geneigter Schutthalden wieder. Sie treten im Norden am Rotiggrat, vor allem aber im Westen in Form der Meidzänd und auch an der Nordflanke des Meidhorn auf. Die hohen Hangneigungen sind teilweise lithologisch bedingt. Bei den Meidzänd und dem Meidhorn treten die morphologisch harten Kalke und Marmore der Bernhard–Decke zutage und ermöglichen Hangneigungen die im metamorphen Glimmerschiefer nicht möglich wären.

Bei einer Höhe von ca. 2880 m erfolgt vorübergehend eine sprunghafte Abnahme der Hangneigung und eine Unterbrechung der Flächenabnahme bei der Zuwachsratenkurve. Sie ist im Histogramm der Höhe als kleines lokales Maximum sichtbar. Dieser Bereich repräsentiert eine Verflachung in der Nordwestecke des Meidtällis, unterhalb des Rotigpasses.

Oberhalb 2820 m nimmt der Flächenanteil deutlich ab, die mittlere Hangneigung steigt an und erreicht knapp unter 3000 m ihr Maximum von über 40° . Tatsächlich kommt es in diesem Bereich noch zu deutlich höheren Hangneigungen wie die klinographische Kurve und das Histogramm der Hangneigung zeigen. Diese machen aber eine sehr kleine Fläche aus und sind daher mit Vorsicht zu interpretieren. Die einzige Erhebung im Meidtälli, die diese Höhe erreicht, ist die Turtmannspitze.

6.3 Blockgletscher

Für die geomorphometrische Analyse von Blockgletschern wechselt erneut der betrachtete Größenordnungstyp des Reliefs. Blockgletscher sind Reliefformen des Größenordnungstyps Mikro, sie bilden einen Teil des Formenbesatzes der Meso–A Form Tälli. Für die geomorphometrische Analyse von Blockgletschern wurden drei Objekte aus dem Hungerlitälli ausgewählt. Die Lage

dieser Blockgletscher im Hungerlitälli zeigt Abbildung 6.22. Kriterien der Auswahl waren die Bekanntheit der Objekte durch zahlreiche Begehungen, die unterschiedliche topographische Position der Objekte sowie der unterschiedliche Aktivitätsstatus. Die Grenzen der Blockgletscher HT2b, HT5 und HT11 sind dem Blockgletscherinventar von NYENHUIS (2001) (s. Kapitel 4.6) entnommen.

6.3.1 Geomorphologische Beschreibung

Zum besseren Verständnis der Ergebnisse der geomorphometrischen Analyse der Blockgletscher folgt an dieser Stelle eine Beschreibung der Form, des Aktivitätsstatus und der topographischen Position der Objekte in der übergeordneten Reliefeinheit Tälli.

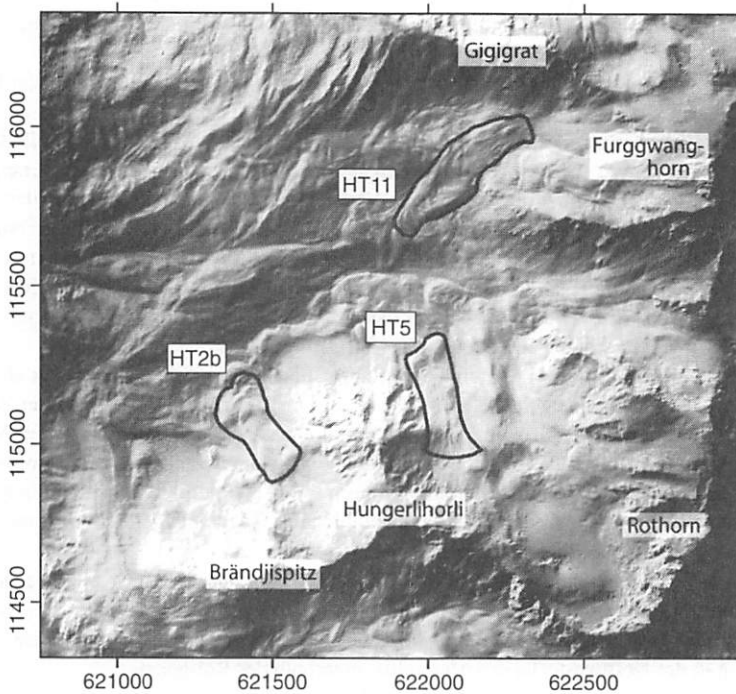


Abbildung 6.22: Topographische Lage der Blockgletscher HT2b, HT5 und HT11 im Hungerlitälli.

Blockgletscher HT2b ist ein aktiver Blockgletscher im unteren Teil des Hungerlitällis (Abbildung 6.23). Das Liefergebiet von HT2b befindet sich in einem nach Nordwesten geöffneten Kar zwischen Hungerlihorli und Brändjispitz. Die heutige Wurzelzone des Blockgletschers befindet sich oberhalb der Karschwelle. Von dort erstreckt sich HT2b in nordwestlicher Richtung. Der obere Teil des Blockgletschers ist nur wenig gegliedert, in Fließrichtung verlaufende Strukturen sind nur auf der orographisch linken Hälfte zu erkennen. Der untere Bereich des Blockgletschers weist deutliche Anzeichen kompressiven Fließens in Form von quer zur Fließrichtung verlaufenden Rücken und Furchen auf. Der orographisch linke Teil des unteren Blockgletschers ist wulstartig verdickt und weist geringere Strukturierung auf als der orographisch rechte Teil.

Hier prägen mehrere aufeinander folgende Rücken und Furchen die Oberflächengestalt. In seinem unteren Teil überfließt HT2b den älteren, heute inaktiven Blockgletscher HT2a. HT2b hat eine Länge von etwa 370 m und eine maximale Breite von etwa 180 m im Bereich der Blockgletscherstirn. Die Wurzelzone liegt auf einer Höhe von ca. 2670 m, die Stirn auf etwa 2510 m.

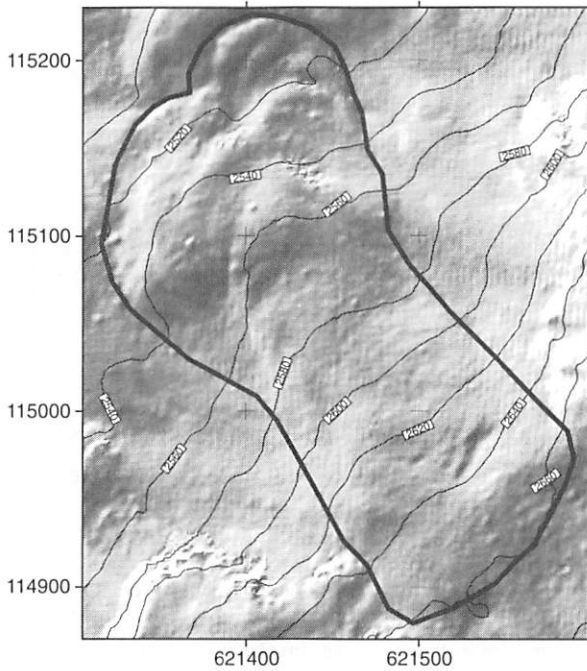


Abbildung 6.23: Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT2b. Der intakte Blockgletscher ist an der nordwestlichen Flanke des Hungerlihorlis lokalisiert.

Blockgletscher HT5 ist ein aktiver Blockgletscher östlich des nach Norden ins Hungerlitalli ausgreifenden Sporns des Hungerlihorlis (Abbildung 6.24). Das Liefergebiet von HT5 ist eine aktive Schutthalde an der Nordwestflanke des Hungerlihorlis. HT5 erstreckt sich vom Fuße der Schutthalde in nördlicher Richtung talabwärts. An der orographisch linken Seite des Blockgletschers erhebt sich der nördliche Grat des Hungerlihorlis, dessen Schutthalden im oberen Drittel von HT5 eine zusätzliche seitliche Materialzufuhr bewirken. Die Halde ist mit dem Blockgletscher verzahnt, die Ziehung einer Grenze problematisch. Auf der orographisch rechten Seite des Blockgletschers schließt sich die orographisch linke Seitenmoräne des 1850er Standes des Rothorngletschers an. Im oberen Bereich weist HT5 mehrere in Fließrichtung verlaufende Rücken und Furchen auf, im unteren Drittel dominieren Strukturen quer zur Fließrichtung. An seinem unteren Ende erreicht der Blockgletscher geringer geneigte Bereiche des Tällis und bildet einen mächtigen Stirnwulst. HT5 hat eine Länge von ca. 450 m und erreicht im Bereich der Stirn eine Breite von bis zu 150 m. Die Wurzelzone liegt auf einer Höhe von ca. 2825 m, die Stirn auf 2630 m.

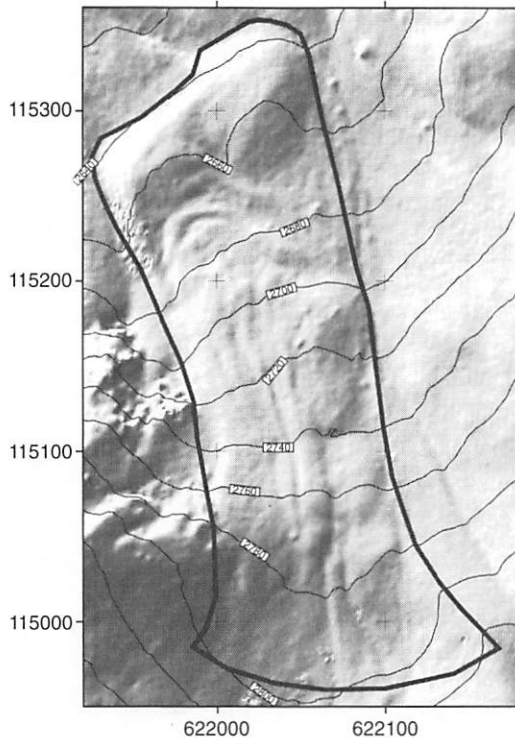


Abbildung 6.24: Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT5. Der intakte Blockgletscher HT5 ist zwischen Hungerlihorli im Westen und der Egesen–zeitlichen Seitenmoräne des Rothorngletscher im Osten lokalisiert.

Blockgletscher HT11 unterscheidet sich deutlich von den anderen vorgestellten Objekten (Abbildung 6.25). HT11 ist ein fossiler Blockgletscher am Nordhang des Hungerlitällis. HT11 erstreckt sich von einer Verebnung unterhalb des Gigigrates in südwestliche Richtung und überfließt an seinem unteren Ende die Egesen–zeitliche Seitenmoräne des Rothorngletschers. Die Wurzelzone von HT 11 befindet sich auf der Verflachung unterhalb des Gigigrates. Auf dem Luftbild erkennbare Fließstrukturen lassen vermuten, dass das Liefergebiet nicht die heute inaktiven Schutthalden des Gigigrates waren, sondern im Kar an der Westflanke des Furggwanghorns zu suchen sind. In seinem oberen, auf der Verflachung befindlichen Teil zeigt HT11 deutliche Längsstrukturen. Die Oberflächengestalt ändert sich beim Überfließen der Kante, die die Verflachung vom eigentlichen Talseitenhang trennt. Die seitliche Begrenzung des Blockgletschers wird von zwei deutlich ausgeprägten Wällen markiert, der mittlere Bereich des Blockgletschers ist eingesunken und zeigt eine löffelförmige Konkavität. Die Abnahme der Hangneigung beim Fließen auf die Egesenmoräne zeigt sich durch zahlreiche quer zur Fließrichtung verlaufende Rücken und Furchen zwischen den zunehmend sich annähernden Seitenwällen. Die fast einen Halbkreis beschreibende Stirn von HT11 befindet sich auf der Egesenmoräne und fließt hier auf einen älteren Verlauf eine maximale Breite von bis zu 160 m, an der Stirn von etwa 80 m. Die Wurzelzone liegt auf einer Höhe von ca. 2760 m, die Stirn auf 2640 m.

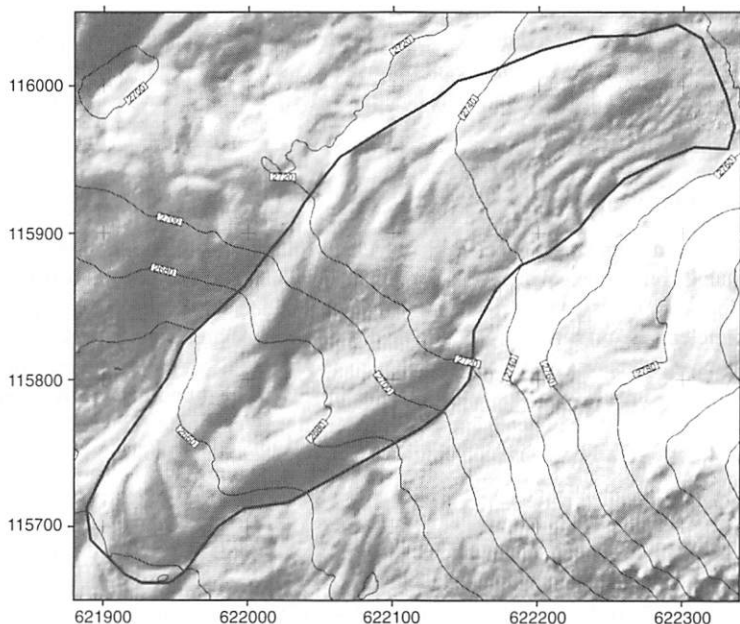


Abbildung 6.25: Schräglichtdarstellung des Blockgletschers HT11. Der fossile Blockgletscher befindet sich auf dem südexponierten Talseitenhang des Hungerlitällis.

Tabelle 6.3 fasst die Beschreibung der Blockgletscherform und ihrer Position im Tälli durch geomorphometrische Parameter der Höhe, Hangneigung und Exposition zusammen. Der aktive Blockgletscher HT2b befindet sich in deutlich geringerer Höhe als der fossile HT11. Den größten Höhenunterschied überwindet HT5, den geringsten HT11. Dies liegt hauptsächlich in der Hangneigung des umgebenden Reliefs begründet. Sie zeigt sich in der mittleren Neigung der Blockgletscher, die weitgehend mit der mittleren Neigung des umgebenden Reliefs übereinstimmt. Mit im Mittel 20° ist HT11 deutlich geringer geneigt als HT5 (26°) und HT2b (27°).

Tabelle 6.3: Geomorphometrische Parameter der Blockgletscher HT2b, HT5 und HT11 im Hungerlitälli.

Parameter	Blockgletscher		
	HT2b	HT5	HT11
Mittlere Höhe	2585 m	2722 m	2710 m
Median der Höhe	2576 m	2720 m	2723 m
Höhenlage Stirn	2510 m	2630 m	2640 m
Höhenlage Wurzel	2670 m	2825 m	2760 m
Überwundene Höhe	176 m	196 m	104 m
Mittlere Neigung	26°	27°	20°
Median der Neigung	27°	27°	19°
Mittlere Exposition	315°	345°	237°

Auch die mittlere Exposition der Blockgletscherkörper entspricht weitgehend der Exposition des unterlagernden Reliefs. Während die aktiven Blockgletscher HT2b und HT5 nach Nordwest beziehungsweise Nordnordwest exponiert sind, weist der fossile HT11 Südwestexposition auf und stützt so die These, dass der Aktivitätsstatus bei etwa gleicher Höhe stark von der Exposition des Blockgletscherkörpers abhängt.

6.3.2 Formelemente

Formelemente sind definiert als Bereiche homogener Wölbungstendenz (s. Kapitel 2.2.6). Durch die Berechnung von Formelementen auf dem digitalen Höhenmodell eines Blockgletschers können Reliefformen auf dessen Oberfläche sichtbar gemacht und voneinander abgegrenzt werden. Dienen Formelemente im fluvialen Relief zum Beispiel der Abgrenzung eines konvexen Oberhangs von einem konkaven Unterhang, so eignen sie sich bei Blockgletschern zur Ausweisung von Rücken und Rinnen, die Aufschluss über das Fließverhalten und den Aktivitätsstatus des Objekts geben können. Die in den folgenden Darstellungen verwandte farbliche Kodierung des Formelementehaupttyps FEH01 ist in Abbildung 6.26 (Beilage) dargestellt.

Glättung der Ausgangsdaten

Die Berechnung von Formelementen für ausgewählte Blockgletscher erfolgt auf Basis des HRSC-Höhenmodells mit einer Zellengröße von einem Meter. Dies erlaubt die Klassifizierung auch kleinerer Strukturen auf der Blockgletscheroberfläche. Die Berechnung von Formelementen auf Basis eines digitalen Höhenmodells erfordert aufgrund der hohen Variabilität der Höhenwerte meist eine Glättung der Ausgangsdaten. Die berechneten Formelemente erreichen sonst nur eine Ausdehnung von wenigen Rasterzellen und zeigen keinen Zusammenhang mit den Oberflächenformen des betrachteten Objekts. Beim HRSC-Höhenmodell treten zu der hohen Reliefvariabilität noch systematische Fehler (s. Kapitel 4.4), die sich stark auf die Wölbungsberechnung auswirken. Die Glättung der Höhendaten erfolgt mit dem variablen Gauß-Filter des Programms `Filter`. Durch die Wahl der Filtergröße und des Gewichtungsverhältnisses ist die Stärke der Glättung steuerbar und kann den spezifischen Erfordernissen angepasst werden. Abbildung 6.27 (a) (Beilage) zeigt berechnete Formelemente des Blockgletschers HT5 auf Basis des ungeglätteten Höhenmodells. Die resultierenden Formelemente sind nur ein bis zwei Rasterzellen groß. Bereiche homogener Wölbungstendenz, die Aufschluss über die Oberflächenformen des Blockgletschers geben, konnten nicht ausgewiesen werden.

Abbildung 6.27 (b) (Beilage) zeigt Formelemente auf Basis des mittels Gauß-Filter geglätteten Höhenmodells. Bereiche homogener Wölbungstendenz sind gut erkennbar, die Formelemente nehmen größere Flächen ein. Die systematischen Fehler des Höhenmodells konnten jedoch nicht überall eliminiert werden. Sie zeigen sich in Form Nord-Süd und Ost-West verlaufender Strukturen mit der Breite einer Rasterzelle. Der Grad der Glättung ist ein Kompromiss zwischen erwünschter Glättung zur Verringerung systematischer Fehler und der hohen Reliefvariabilität einerseits und der Erhaltung erwünschter Strukturen andererseits. Ein stärkere Glättung würde zwar die Artefakte weiter zurückdrängen, aber auch eine Veränderung der Oberflächenformen bewirken.

Festlegung des Wölbungsradiuskriteriums

Die Berechnung von Formelementen basiert auf der Klassifizierung der vertikalen und horizontalen Wölbungskomponente anhand eines als Wölbungsradiuskriterium bezeichneten Grenzwertes (s. Kapitel 2.2.6). Das Ergebnis der Berechnung hängt daher stark von der Wahl des Wölbungsradiuskriteriums ab. Abbildung 6.28 (Beilage) zeigt mit unterschiedlichen Wölbungsradiuskriterien berechnete Formelemente des Blockgletschers HT5. In Abbildung 6.28 (a) beträgt das Wölbungsradiuskriterium 1000 m. Die Abweichungen der ausgewiesenen Formelemente ge-

genüber dem Wölbungsradiuskriterium von 500 m (Abbildung 6.28 (b)) sind gering. Lediglich Inflexionen, Bereiche am Übergang der Wölbungstendenz von konvex nach konkav und umgekehrt, sind als gestreckte Elemente erkennbar. In Abbildung 6.28 (c) ist das Wölbungsradiuskriterium auf 200 m verringert. Nun treten auch flächenhaft Formelemente mit zumindest einer gestreckten Wölbungskomponente auf. Vor allem in der oberen Hälfte des Blockgletschers finden sich verstärkt Formelemente mit einer gestreckten vertikalen Wölbungskomponente, vereinzelt auch Formelemente mit einer gestreckten horizontalen Wölbungskomponente. Das Wölbungsradiuskriterium ist variabel und kann an die spezifischen Eigenschaften der untersuchten Reliefform und der Fragestellung angepasst werden (DIKAU, 1988). Die Verringerung des Wölbungsradiuskriteriums führt auf dem Blockgletscher erwartungsgemäß zu einer verstärkten Ausweisung von Formelementen mit zumindest einer gestreckten Wölbungskomponente. Im Vordergrund dieser Analyse steht die Beschreibung der Oberflächenformen. Dies sind in Fließrichtung und quer zur Fließrichtung angeordnete Rücken und Rinnen mit einer vertikalen Ausdehnung von 1–10 m. Die Rücken zeichnen sich durch einen konvexen, die Rinnen durch einen konkaven Querschnitt aus. Gestreckte Bereiche an Inflexionen sind von untergeordnetem Interesse. Die Berechnung von Formelementen für die ausgewählten Blockgletscher erfolgt daher mit dem recht großen Wölbungsradiuskriterium von 1000 m. Dies bedingt die Ausweisung auch schwach gewölbter Bereiche als gewölbte Formelemente. Die Oberflächenformen treten so besonders deutlich hervor.

Formelemente des Blockgletschers HT5

Die Wurzelzone des Blockgletschers HT5 ist von vertikal-konkaven Formelementen der Typen V/V und V/X dominiert (Abbildung 6.29 (Beilage)). Dies ist der Übergang des Blockgletschers zu der ihn speisenden Schutthalde an der Nordostflanke des Hungerlihorlis. In Fließrichtung angeordnete Rücken und Rinnen, die im mittleren Verlauf des Blockgletschers die Oberflächenform bestimmen, sind schon hier angelegt. Hangabwärts folgt im umgebenden Relief eine leichte Schwelle, verbunden mit einer Hangneigungszunahme. Sie zeigt sich durch einen quer über den Blockgletscher verlaufenden Bereich von X/X und X/V Elementen. Die Hangneigungszunahme bewirkt eine Vertikalkonvexität, die Rücken und Rinnen führen zu einem Wechsel von konkaver und konvexer Wölbungstendenz der horizontalen Wölbungskomponente. Im mittleren Drittel des Objekts überwiegen in Fließrichtung orientierte Rücken und Furchen als Ausdruck extensiven Fließens. Vor allem die konvexen, durch X/X Elemente gekennzeichneten Längsstrukturen sind in Fließrichtung immer wieder durch V/X Elemente unterbrochen. Sie zeigen Stellen an, an denen sich die Blockgletscherneigung, möglicherweise als Folge der Neigungsänderung des Untergrundes, verändert. Am orographisch rechten Rand befindet sich eine sekundäre Blockgletscherlobe, ihre Stirn wird durch das flächenhafte Auftreten von X/X Elementen repräsentiert.

Im weiteren Verlauf des Blockgletschers ändert sich die Gestalt der Formelemente grundlegend. Jetzt prägen in Fließrichtung gebogene aber quer zur Fließrichtung verlaufende Rücken und Rinnen das Bild. Sie sind Ausdruck kompressiven Fließens des Blockgletschers. Einige dieser konvexen Rücken weisen an mehreren Stellen X/V Elemente auf. Diese konkave Wölbungskomponente in den ansonsten von X/X Elementen dominierten Rücken zeigt die Fortsetzung von in Fließrichtung orientierten Rinnen im mittleren Abschnitt des Blockgletschers. Die Bildung von Querstrukturen durch kompressives Fließen löscht die Längsstrukturen nicht vollständig aus. Sie werden umgeformt, bleiben aber in der Formelementedarstellung sichtbar. In der Verlängerung von Rinnen erhalten gebliebene Konkavitäten sind als X/V Elemente bis hin zur Blockgletscherstirn zu verfolgen. Der mächtige Stirnwulst von HT5 ist durch ausgedehnte X/X Elemente gekennzeichnet, jedoch etwa in der Mitte durch eine Konkavität in zwei Hälften gegliedert. Seine ausgeprägte konvexe Form wird möglicherweise durch eine Abnahme der Hangneigung des umgebenden Reliefs, verbunden mit einer geringeren Bewegungsrate des Blockgletschers in diesem Bereich, be-

wirkt. Die eigentliche Blockgletscherstirn weist einen Wechsel der Vertikalwölbung von konvex zu konkav auf. Der konkave Bereich am Fuß der Stirn repräsentiert die Schuttschürze, die entsteht, wenn Blöcke von der Oberfläche des Blockgletschers die Stirn hinabstürzen und an ihrem Fuß liegen bleiben.

Formelemente des Blockgletschers HT2b

Die Formelementedarstellung von HT2b zeigt deutlich sichtbare systematische Fehler des Höhenmodells, vor allem im oberen und mittleren Bereich, in Form schmaler Streifen (Abbildung 6.30 (Beilage)). An seinem oberen Ende überwindet HT2b die Schwelle eines Kares an der Nordwestflanke des Hungerlihorlis. Dieser Bereich ist auf ganzer Breite des Blockgletschers durch vertikal konvexe Formelemente des Typs X/X und X/V gekennzeichnet. Aufgrund der starken systematischen Fehler sind sie jedoch nur undeutlich zu erkennen.

Hangabwärts folgt im mittleren Teil von HT2b eine Zone, in der Längsstrukturen dominieren. Sie sind jedoch schwächer ausgeprägt als bei den Blockgletschern HT5 und HT11. Auf der orographisch linken Seite beschreiben zwei durch X/X Elemente gekennzeichnete Rücken einen leichten Bogen und deuten so die Bewegungsrichtung von HT2b an. Die orographisch rechte Hälfte ist in diesem Abschnitt nur wenig strukturiert. HT2b weist hier nur ein sehr geringes Oberflächenrelief auf. Der Blockgletscherkörper geht in diesem Bereich in eine Schutthalde des Hungerlihorlis über, eine Grenzziehung ist problematisch. Möglicherweise ist die Bewegungsrate hier sehr gering, oder Material der Schutthalde bedeckt teilweise die Blockgletscheroberfläche und verdeckt etwaige Rücken und Rinnen. Im unteren Drittel von HT2b dominieren in Fließrichtung gebogene Querstrukturen. Der Beginn dieser Zone wird durch eine quer über den Blockgletscher verlaufende breite Zone von X/X Formelementen markiert. Diese Struktur setzt sich, wie in der Schräglichtdarstellung (Abbildung 6.23) zu sehen, orographisch rechts des Blockgletschers fort. Sie bildet daher vermutlich das unterliegende Relief ab und ist durch den überfließenden Blockgletscher zusätzlich akzentuiert. Das untere Ende des Blockgletschers bilden zwei hintereinander gelegene, quer zur Fließrichtung orientierte Rücken mit vorherrschenden X/X Elementen. Sie können mit den dazwischen gelegenen Rinnen als Ausdruck kompressiven Fließens betrachtet werden. Dabei scheint sich die orographisch rechte Hälfte weiter bewegt zu haben als die orographisch linke. Die beiden Rücken weisen auf der rechten Seite einen größeren Abstand auf, zum orographisch linken Rand des Blockgletschers hin vereinigen sie sich.

Formelemente des Blockgletschers HT11

HT11 ist ein fossiler Blockgletscher am südexponierten Talseitenhang des Hungerlitällis. Er unterscheidet sich damit grundlegend in Position und Aktivitätsstatus von den Blockgletschern HT2b und HT5. In einem fossilen Blockgletscher ist das Eis ausgeschmolzen, das lässt überwiegend konkave Oberflächenformen erwarten. Abbildung 6.31 (Beilage) stützt diese Vermutung jedoch nicht. Im oberen Bereich von HT11 prägen zahlreiche parallel verlaufende Rücken und Rinnen, dominiert von X/X beziehungsweise V/V Formelementen, die Blockgletscheroberfläche. Sie beschreiben einen leichten Bogen, der die ehemalige Bewegungsrichtung des Objekts anzeigt. Die Zunahme der Hangneigung des Untergrundes führt zur Ausweisung einer Zone von X/X Elementen im hangabwärts gelegenen Abschnitt von HT11. Das Auftreten von X/V Elementen zeigt die Fortsetzung der Längsstrukturen an. Nach Überwinden des steilen Abschnittes nimmt die Hangneigung des Untergrundes wieder ab. HT 11 fließt hier auf die Egesen-zzeitliche Seitenmoräne des Rothorngletschers auf. Die Oberflächengestalt des Blockgletschers bestimmen hier zwei mächtige Seitenwälle, gekennzeichnet durch X/X Formelemente, die eine ausgedehnte löffelförmige Konkavität umschließen. Im weiteren Verlauf rücken die Seitenwälle näher zusammen und begrenzen eine Abfolge dazwischen gelegener, quer zur Fließrichtung orientierter Rücken und Rinnen. Diese sind auffallend gering in Fließrichtung gebogen. Das untere Ende von HT11 bilden zwei übereinander gelegene, stark in Fließrichtung gebogene Wülste die von X/X

Formelementen beherrscht werden.

Trotz des fossilen Aktivitätsstatus von HT11 lassen Formelemente die Oberflächenstruktur deutlich hervortreten. Sie sind deutlicher zu sehen als beim intakten Blockgletscher HT2b. Auch bewirkt das Fehlen von Eis keine Dominanz konkaver Formelemente.

Vergleich der Formelementeverteilung

Der visuelle Eindruck der Anteile konvexer und konkaver Formelemente auf den Blockgletschern lässt sich anhand ihrer statistischen Verteilung überprüfen. Abbildung 6.32 zeigt die relative Häufigkeit der Formelemente des Haupttyps FEH01 für die drei Blockgletscher HT2b, HT5 und HT11. Sowohl bei HT2b als auch bei HT5, beide als intakt klassifiziert, tritt das V/V Formelement mit einer Häufigkeit von 30 % der Fläche am häufigsten auf.

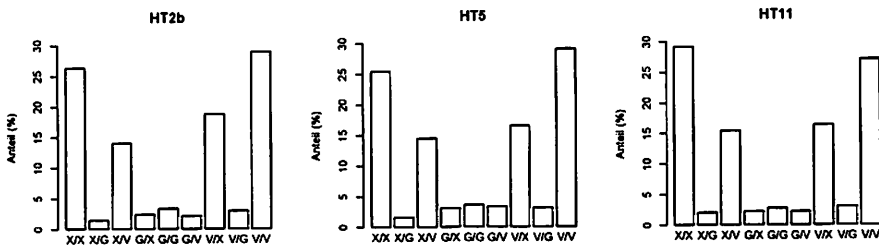


Abbildung 6.32: Vergleich der prozentualen Flächenanteile einzelner Formelemente an der Gesamtfläche der Blockgletscher. Es besteht kein deutlicher Unterschied zwischen den intakten Blockgletschern HT2b und HT5 und dem fossilen HT11.

Dagegen nimmt beim fossilen Blockgletscher HT11 das X/X Element die größte Fläche ein. Darauf folgt auch hier das V/V Element. Bei allen drei Blockgletschern folgen an dritter und vierter Stelle jeweils die Formelemente V/X und X/V.

Gruppirt nach der vertikalen Wölbungskomponente als Maß für die Oberflächengestalt der Rücken und Furchen ergeben sich folgende Werte. HT2b erreicht einen Anteil von 50,5 % vertikal konkaver Formelemente und 41,8 % vertikal konvexer Formelemente. Bei Blockgletscher HT5 sind 48,7 % der Formelemente vertikal konkav und 41,8 % vertikal konvex. Bei beiden intakten Blockgletschern überwiegen die vertikal konkaven Formelemente. Beim fossilen HT11 hingegen treten vertikal konvexe Formelemente mit 46,9 % geringfügig häufiger auf als vertikal konkave Formelemente mit 46,3 % der Fläche.

Anmerkung

Die Ausweisung von Formelementen ist zur Beschreibung der Oberflächenstruktur von Blockgletschern sehr gut geeignet. Die unterschiedliche Orientierung der Rücken und Hohlformen als Ausdruck der Blockgletscherbewegung wird deutlich. Die Formelemente zeigen Strukturen auf der Blockgletscheroberfläche, die weder auf dem Luftbild noch in der Schräglichtdarstellung des Höhenmodells oder gar im Gelände zu sehen sind. Ein Beispiel ist die Fortsetzung der Längsstrukturen aus dem Bereich extensiven Fließens in Form von Konkavitäten in den Querrücken im Bereich des kompressiven Fließens. Eine Aussage über den Aktivitätszustand eines Blockgletschers auf Basis seines durch Formelemente beschriebenen Oberflächenreliefs ist, zumindest bei den drei ausgewählten Blockgletschern, nicht möglich. Die Unterschiede zwischen

den intakten Blockgletschern HT2b und HT5 und dem fossilen Blockgletscher HT11 sind sehr gering.

6.4 Hangprofile

Hangprofile werden im Kontext dieser Arbeit als linienhafte Abstraktion eines Reliefausschnittes verstanden. Durch die Beschränkung auf einen linienhaften Ausschnitt des Reliefs werden dessen Formeigenschaften einfacher beschreibbar. Probleme der lateralen Abgrenzung einer Untersuchungseinheit, die beispielsweise bei Hängen auf ungelöste semantische und methodische Probleme stößt, werden hierbei vermieden. Hangprofile, die aus digitalen Höhendaten abgeleitet sind, werden gemäß der Definitionen in Kapitel 3.7.3 zur Abgrenzung von im Gelände erhobenen Hangprofilen als Hanglinien bezeichnet.

Hanglinien können als eine Menge von aufeinander folgenden Höhenpunkten aufgefasst werden. Für diese Punkte lassen sich geomorphometrische Parameter berechnen, die die Form der Hanglinie oder Teile der Hanglinie charakterisieren. Die Ableitung von Hanglinien aus einem DHM und die Berechnung geomorphometrischer Parameter für diese Hanglinien ermöglicht das Programm HAPII, das Hanglinien-Analyse-Paket.

6.4.1 Vorbereitung der Ausgangsdaten

Mit dem Ziel der geomorphometrischen Analyse ihrer Formeigenschaften erfolgte die Ableitung einer Anzahl von Hanglinien auf Basis eines digitalen Höhenmodells des Hungerlitällis. Die durchschnittliche Länge einer Hanglinie am Südhang des Hungerlitällis beträgt etwa 500 m. Bei der Nutzung des 25 m Höhenmodells des Turtmantals (s. Kapitel 4.2) würde eine solche Hanglinie durch die Abfolge von etwa zwanzig Rasterzellen repräsentiert. Für die Analyse der Formeigenschaften einer Hanglinie ist das sehr wenig. Die mit der geringen Auflösung des Höhenmodells einhergehenden Generalisierung des Reliefs führt zu Hanglinien, die den Gesamtcharakter der Hangform nur noch grob wiedergeben. Feinere Strukturen im Hanglinienverlauf sind nicht mehr sichtbar. Daher fand für die Ableitung der Hanglinien eine nachträglich vergrößerte Version des 1 m Höhenmodells (s. Kapitel 4.4) Anwendung.

Die ursprüngliche Rasterweite des Höhenmodells von einem Meter erwies sich aus mehreren Gründen als ungeeignet. Das Ziel der Hanglinienanalyse an einem Talseitenhang ist die Erfassung der Formeigenschaften des Gesamthanges. Während sich eine Auflösung von 25 m als zu grob erweist, ist eine Rasterweite von einem Meter zu gering, um die Formeigenschaften des gesamten Hanges zu repräsentieren. Geomorphometrische Parameter, die auf der Hangneigung und der Wölbung der Hanglinie basieren, geben dann eine lokale Variabilität wieder, die nicht mit der Gesamtform der Hanglinie in Zusammenhang steht. Ein Beispiel sind Blöcke von mehreren Metern Durchmesser am Fuße einer Schutthalde. Bei einer Rasterweite von einem Meter gehen diese Blöcke in vollem Umfang in die Berechnung der Hangneigung ein. Im vorliegenden Fall interessiert jedoch die Neigung und Wölbung der gesamten Reliefeinheit Schutthalde, nicht die Eigenschaften subordinierter Reliefelemente auf dieser Schutthalde. Es wird also die Reliefleitfläche im Sinne von KUGLER (1974) für die Zielformengruppe des Mikroreliefs gesucht (s. Kapitel 2.2.6). Subordinierte Reliefeinheiten sind dabei auszublenden. Dies erfolgte durch die Vergrößerung des 1 m Höhenmodells auf eine Rasterweite von 5 m im GIS GRASS. Bei dieser Vorgehensweise werden unweigerlich auch erwünschte Strukturen, beispielsweise Kanten und abrupte Hangneigungsänderungen, verwischt. Die Rasterweite von 5 m erwies sich dabei als bester Kompromiss aus erwünschter Generalisierung und geringem Verlust von Details auf der untersuchten räumlichen Skala.

6.4.2 Ableitung von Hanglinien

Die Ableitung von Hanglinien erfolgt durch Auswahl eines Hanglinienstartpunktes. Von diesem Punkt aus folgt die Hanglinie der steilsten Hangneigung, bis eine Verebnung oder ein als Tiefenlinie markierter Bereich angetroffen wird. Der Verlauf der Hanglinie orientiert sich ausschließlich an der Topographie des Reliefs beziehungsweise des digitalen Höhenmodells. Bei der Ableitung von Hanglinien im Mittelgebirge wurde dieses Verfahren erfolgreich angewandt (RASEMANN, 1999). Der Hanglinienstartpunkt lag dabei nahe der Wasserscheide, der Hangliniendepunkt nahe der Tiefenlinie des untersuchten Einzugsgebietes. Der besondere Reliefcharakter des Hochgebirges führt jedoch bei der Ableitung von Hanglinien nach den genannten Vorgaben zu folgenden Problemen:

Ableitung vergleichbarer Hanglinien: Von besonderem Interesse für die Analyse von Hanglinien durch geomorphometrische Parameter ist die räumliche Variabilität eines Parameters. So kann beispielsweise die mittlere Hangneigung der Hanglinien von der Mündung eines Einzugsgebietes bis zum Talschluss abnehmen. Die Veränderung des Parameters 'mittlere Hangneigung' beschreibt dann die Veränderung der Talform von der Mündung bis zum Talschluss. Im Hochgebirgsrelief des Turmnanntals ist aber die Ableitung einer Sequenz benachbarter Hanglinien mit ähnlichen Formeigenschaften nicht möglich. Grund hierfür ist die starke Reliefvariabilität der Tälliseitenhänge. Es handelt sich hier eben nicht um klassische Talseitenhänge fluvialer Prägung, die eine gewisse Einheitlichkeit aufweisen. Abbildung 6.33 zeigt diesen Sachverhalt exemplarisch am südlichen Talseitenhang des Hungerlitällis. Auf den Sporn der Brändjispietz folgt ein Kar und anschließend der weit ins Tälli ausgreifende Sporn des Hungerlihorlis. Darauf wiederum folgt nach Süden zurückweichend das Kar des Rothornglätschers. Die benachbart liegenden Hanglinien 1–6 unterscheiden sich sehr stark in Formeigenschaften und Länge. Der Grund hierfür liegt in der hohen Variabilität des Hochgebirgsreliefs auf geringer horizontaler Distanz. Die Ableitung einer Sequenz ähnlicher, sich sukzessive verändernder Hanglinien im Talverlauf, die als repräsentativ für die Form des Tälliseitenhanges gelten könnten, ist hier nicht möglich.

Starke Horizontalwölbung des Tälliseitenhanges: Das Relief der Tälliseitenhänge ist durch einen raschen Wechsel stark ausgeprägter Horizontalwölbungen geprägt. Ein Beispiel hierfür ist die bereits beschriebene Abfolge der Formen Sporn, Kar und wiederum Sporn. Der steilsten Neigung folgend tendieren Hanglinien in horizontal konvexen Bereichen zu divergierendem Verlauf. Beim Startpunkt am Grat nahe beieinander liegende Hanglinien entfernen sich in ihrem Verlauf immer weiter voneinander. Der dazwischen gelegene Reliefabschnitt wird von keiner der beiden Hanglinien erfasst und bleibt unberücksichtigt.

In horizontal konkaven Bereichen tendieren Hanglinien dagegen zu konvergierendem Verlauf. Am Startpunkt deutlich von einander entfernt lokalisierte Hanglinien vereinigen sich nach kurzer Strecke und legen die verbleibende Distanz auf identischem Wege zurück. Der Vergleich solcher Hanglinien erübrigt sich, da ihre Ähnlichkeit nicht sich wiederholende Formeigenschaften des Talseitenhanges beschreibt, sondern die besondere Formeigenschaft eines mehrfach beprobten Reliefausschnittes. Beispiele hierfür sind die Vereinigung von Hanglinien im Bereich von Karen, erkennbar bei den Hanglinien 7–9 in Abbildung 6.33, sowie in horizontal konkaven Bereichen zwischen zwei benachbarten Schuttkegeln, sichtbar bei den Hanglinien 5 und 6 in Abbildung 6.33. Beiderseits der Hanglinie bleiben wiederum ausgedehnte Bereiche des Reliefs unbeachtet.

Das Problem der Horizontalwölbung ist in der Hangprofilanalyse seit langem bekannt. YOUNG (1972) empfahl die Verwerfung von Profilen, die von einer merklichen Horizontalwölbung des Untersuchungsgebietes beeinflusst sind. Die Anwendung dieses Kriteriums würde die Verwer-

fung sämtlicher im Hungerlitälli abgeleiteter Hanglinien zur Folge haben. Auch das Problem der Horizontalwölbung hat seine Ursache in der hohen Variabilität des Hochgebirgsreliefs. Die Ableitung einer Zahl in regelmäßigem Abstand lokalisierter Hanglinien und eine annähernd flächendeckende Beprobung des Untersuchungsgebietes erweist sich als unmöglich.

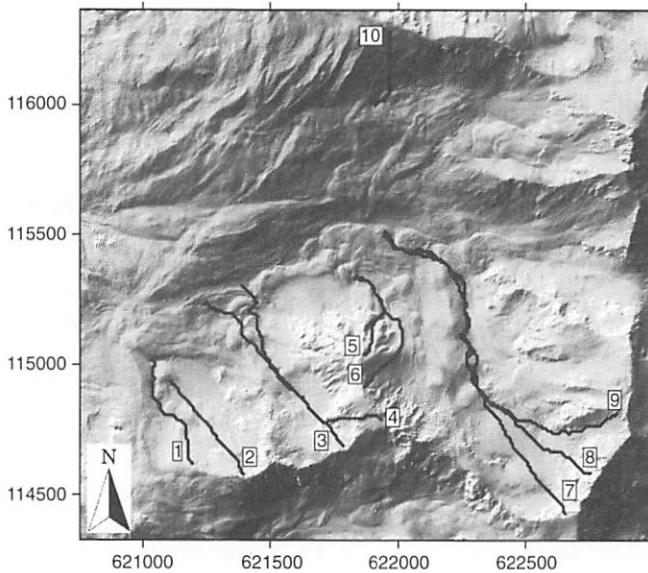


Abbildung 6.33: Ableitung von Hanglinien im Hungerlitälli. Aufgrund der hohen Variabilität des Hochgebirgsreliefs ist die Ableitung repräsentativer Hanglinien nicht möglich.

Abflusslose Mulden: Die Ableitung von Hanglinien nach dem Kriterium der steilsten Neigung von der Wasserscheide bis zur Tiefenlinie setzt voraus, dass vom betrachteten Standpunkt aus immer ein tiefer gelegener Punkt des Reliefs vorhanden ist. Für die Ableitung aus dem digitalen Höhenmodell bedeutet dies, dass von der betrachteten Rasterzelle aus immer eine tiefer gelegene Nachbarzelle vorhanden sein muss. Diese Voraussetzung ist für das Hochgebirgsrelief jedoch nicht gegeben. Die Tälliseitenhänge sind kleinräumig gegliedert. Übertiefte Karböden, den Schutthalden vorgelagerte embryonale Blockgletscher und weitere Phänomene bilden zahlreiche Mulden, also Punkte des Reliefs, die nur von höher gelegenem Relief umgeben sind. Abgeleitete Hanglinien laufen häufig in solche konkaven Mulden und enden dort, da keine tiefer gelegene Nachbarzelle existiert. Die Hanglinie legt dadurch nur einen Teil der Distanz von der Wasserscheide bis zur Tiefenlinie zurück und ist so nicht geeignet, die gesamte Hangform zu beschreiben. Dieses Verhalten zeigen die Hanglinien 2 und 10 in Abbildung 6.33.

Die Problematik der abflusslosen Senken ist in der hydrologischen Modellierung auf Basis digitaler Höhenmodelle bekannt. Es existieren zahlreiche Algorithmen, die ein Höhenmodell so modifizieren, dass für jede Rasterzelle, die nicht am Rande des Höhenmodells liegt, ein tiefer gelegener Nachbar existiert (u. a. JENSON & DOMINGUE, 1988; MORRIS & HEERDEGEN, 1988; MARTZ & GARBRECHT, 1999). Die meisten dieser Algorithmen füllen eine abflusslose Senke so lange auf, bis diese 'überläuft', also der tiefste Auslass gefunden ist. Dies würde auch die Ableitung von Hanglinien von der Wasserscheide zur Tiefenlinie ermöglichen. Für die beabsichtigte Anwendung im Hochgebirge ist diese Methode jedoch ungeeignet. Das Füllen beispiels-

weise eines übertieften Karbodens oder des Bereichs zwischen Schutthalde und vorgelagertem embryonalem Blockgletscher verändert die Form der Hanglinie sehr stark. Der Vorteil einer der Definition genügenden Hanglinie würde durch eine Verfälschung der Formeigenschaften wieder aufgehoben.

Der heutige Reliefcharakter des Hochgebirges ist durch die pleistozäne Vergletscherung geprägt und wird auf der Höhenlage der Tällis überwiegend durch gravitative Prozesse überarbeitet. Die fluviale Prozesskomponente ist bei weitem nicht ausreichend, um ein Relief fluvialen Charakters zu erzeugen, dass die Ableitung von Hanglinien nach den genannten Kriterien ermöglichte.

Anmerkung

Der Reliefcharakter des Hochgebirges erschwert die Ableitung von Hanglinien nach dem Kriterium der steilsten Neigung erheblich. Die hohe Reliefvariabilität auf geringer horizontaler Distanz, das völlige Fehlen horizontal gestreckter Bereiche und das häufige Auftreten abflussloser Mulden machen eine repräsentative Erfassung der Tälliseitenhänge unmöglich. Daher wird auf die Berechnung und Interpretation geomorphometrischer Parameter der Hanglinien an dieser Stelle verzichtet.

6.5 Toposequenzen

Reliefformen einer bestimmten Größenordnung treten nur selten zufällig verteilt im Raum auf. In der Regel bilden Reliefformen durch ihre Position innerhalb der Reliefform übergeordneter Raumskala geomorphologische Strukturen. Sie existieren in einer durch die vorhandenen Reliefformen und das spezifische Prozessgefüge bestimmten Anordnung. Eine Möglichkeit, diese Anordnung von Reliefformen zu erfassen, ist die Toposequenz (s. Kapitel 2.2.4). Eine Toposequenz erfasst die Abfolge von Reliefformen oder von Reliefattributen auf einem Pfad, den ein imaginärer Partikel passiert, während er sich der Schwerkraft folgend hangabwärts bewegt. Die Abfolge der passierten Formen oder Attributebereiche ist also nicht willkürlich, sondern entspricht der Richtung, in der die formschaffenden gravitativen Prozesse in der periglazialen Höhenstufe wirken. In dieser Höhenstufe befinden sich die Talseitenhänge der Tällis im Turtmanntal. Abbildung 6.34 zeigt schematisch die Vorgehensweise der geomorphometrischen Analyse und Typisierung von Toposequenzen.

Die Ableitung von Toposequenzen erfolgt durch die Extraktion von Transekten aus dem digitalen Höhenmodell. Da der Verlauf der Toposequenz per definitionem der Schwerkraft und damit der steilsten Neigung folgt, erscheint die Ableitung von Toposequenzen durch Hanglinien als bessere Wahl. Wie in Kapitel 6.4 erläutert, stößt die Ableitung von Hanglinien im Hochgebirgsrelief jedoch auf ungelöste Probleme. Transekte bieten eine erfolgversprechende Alternative. Der Verlauf der Toposequenzen folgt wissenschaftlich definierten geomorphologischen Toposequenztypen. Eine Auswahl möglicher geomorphologischer Toposequenztypen für das Turtmanntal wird in Kapitel 6.5.2 vorgestellt. Das Ziel der Toposequenzanalyse ist die quantitative Typisierung der geomorphologischen Toposequenztypen durch die statistische Analyse repräsentativer geomorphometrischer Parameter.

6.5.1 Toposequenzen aus Transekten

Ein Transekt bezeichnet eine Linie auf der Landoberfläche oder auf einem digitalen Höhenmodell, die von einem manuell bestimmten Startpunkt zu einem manuell bestimmten Endpunkt reicht. Einfache Transekte bestehen aus Start- und Endpunkt und der sie verbindenden Linie. Als komplexe Transekte werden im Folgenden solche Transekte bezeichnet, die neben einem Start- und einem Endpunkt im Verlauf noch weitere Stützpunkte aufweisen. Das komplexe Transekt besteht

dann aus einem Linienzug, der von einem Startpunkt aus über einen oder mehrere Stützpunkte den Endpunkt erreicht. Dies ermöglicht die Ableitung von Transekten, die in ihrem Verlauf einen oder mehrere Richtungsänderungen aufweisen, um dem Verlauf einer Form, etwa einem Grat oder einer Toposequenz, zu folgen.

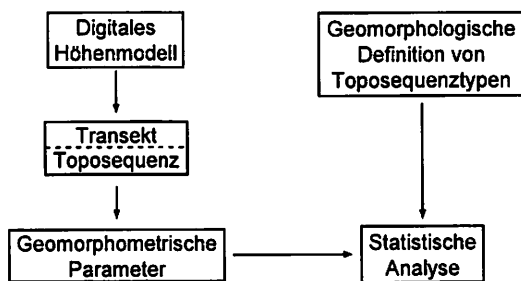


Abbildung 6.34: Schema der geomorphometrischen Analyse und Typisierung von Toposequenzen. Das Ziel ist die quantitative Typisierung geomorphologischer Toposequenztypen durch die statistische Analyse repräsentativer geomorphometrischer Parameter.

Zur Ableitung von Transekten aus dem digitalen Höhenmodell stehen die im Rahmen dieser Arbeit erstellten Programme *Transekt* und *Transekt2* zur Verfügung. Die Ableitung von Transekten für die folgenden Analysen erfolgte mit dem Programm *Transekt2*.

Glättung der Ausgangsdaten

Ähnlich einer Hanglinie ist auch die Form des Transekts von der Beschaffenheit des digitalen Höhenmodells abhängig. Die in Kapitel 6.4 erläuterten Probleme hinsichtlich der Reliefvariabilität und der systematischen Fehler des Höhenmodells treffen auch hier zu. Die Höheninformation des Transekts wird durch Reliefvariabilität auf räumlich dem Untersuchungsmaßstab subordinierter Skale beeinflusst. Für die rein visuelle Inspektion der Transektlinie ist dies von untergeordneter Bedeutung. Da das Ziel jedoch die geomorphometrische Analyse des gesamten Transekts als Repräsentation einer Toposequenz ist, sind subordinierte Variationen auszublenden. Aus diesem Grund fand für die folgenden Analysen wiederum das auf eine Rasterweite von fünf Metern vergrößerte HRSC-Höhenmodell Anwendung. Das resultierende Höhenmodell wies dennoch eine erhebliche Variabilität auf der subordinierten räumlichen Skale auf, die eine zusätzliche Glättung erforderlich machte.

Abbildung 6.35 (a) zeigt die Darstellung eines Transekts, das ohne vorherige Glättung des Höhenmodells abgeleitet wurde. Es erstreckt sich im Hungerlitalli von den freien Felsflächen des Hungerlihorlis nach Nordwesten über die vorgelagerten Schutthalden und den embryonalen Blockgletscher. Vor allem im oberen Bereich ist die hohe Rauigkeit des Reliefs am unruhigen Verlauf der Transektlinie und an den kleinräumigen Änderungen der Hangneigung im Transektverlauf zu erkennen. Um diese unerwünschte Variabilität zu unterdrücken, ermöglicht *Transekt2* die Glättung des Höhenmodells mit einem Gauß-Filter, der dem entsprechenden Filter des Programms *Filter* gleicht. Die Stärke der Glättung kann durch die Anzahl der Filterungen gesteuert werden. Abbildung 6.35 (b) zeigt das gleiche Transekt nach zweimaliger Filterung des digitalen Höhenmodells. Die hohe kleinräumige Variabilität im oberen Bereich ist weitgehend geglättet, der Gesamtcharakter des Transekts ist jedoch erhalten geblieben.

Formelemente von Transekten

Eine Möglichkeit zur Charakterisierung der Formeigenschaften von durch Transekte repräsentierte Toposequenzen ist die Berechnung von Formelementen. Die Abfolge der Formelemente kann als Toposequenz von Bereichen homogener Wölbungstendenz aufgefasst werden und so der Typisierung von Toposequenzen dienen. Formelemente basieren auf einer Klassifikation der Wölbung in Vertikal- und Horizontalrichtung. Die Wölbung als zweite Ableitung der Höhe ist besonders anfällig für eine kleinräumige Variabilität des Reliefs und systematische Fehler in den digitalen Ausgangsdaten. Die Berechnung von Formelementen auf einem ungeglätteten DHM führt daher zu einem unstrukturierten Mosaik mit meist nur eine Rasterzelle umfassenden Formelementen. Größere Einheiten homogener Wölbungstendenz werden durch eine Glättung des Höhenmodells vor der Berechnung der Formelemente erreicht.

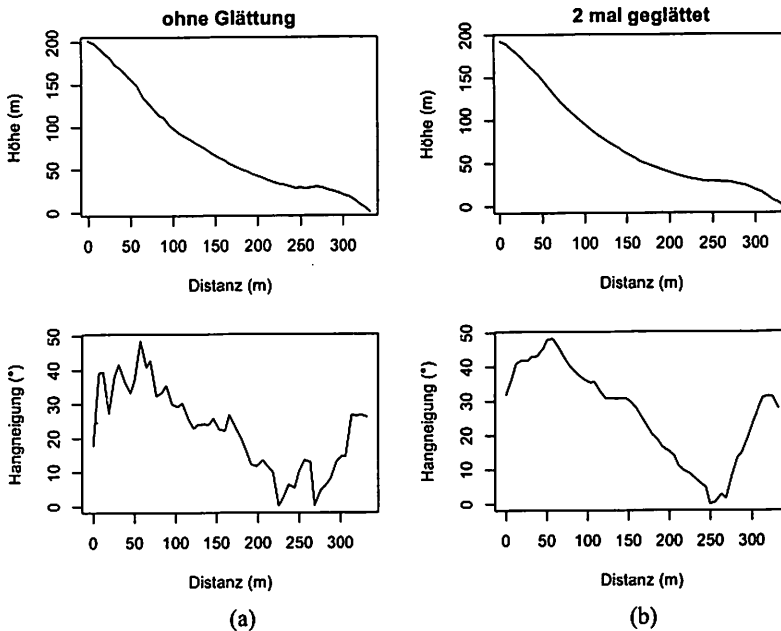


Abbildung 6.35: Einfluss der Glättung des Höhenmodells auf das Transekt. (a) Ableitung ohne vorherige Glättung des DHMs. Die Linie ist durch kleinräumige Variabilitäten beeinflusst, die sich auch im Verlauf der Neigung zeigen. (b) Ableitung nach zweimaliger Glättung des DHMs. Das Transekt zeigt einen einheitlicheren Verlauf, kleinräumige Neigungsvariabilitäten treten kaum auf.

Das Programm *Transekt2* berechnet für die abgeleiteten Transekte neben der Höhe und der Hangneigung auch die Wölbung und klassifiziert diese zu den neun Formelementen des Haupttyps FEH01. Abbildung 6.36 (Beilage) zeigt die Häufigkeit der im Transektverlauf auftretenden Formelemententypen für zwei Transekte am nordexponierten Hang des Hungerlitallis. Der jeweils linke Balken zeigt die Häufigkeit der Formelemente ohne Glättung des Höhenmodells, der mittlere Balken die Formelemente bei einmaliger Filterung und der rechte Balken die resultierenden Formelemente bei zweifacher Filterung des Höhenmodells mit einem Gauß-Filter. Bei beiden Transekten ist eine Tendenz der Zunahme von Formelementen mit einer gestreckten

Wölbungskomponente zu verzeichnen. Diese Entwicklung verwundert nicht, da der eingesetzte Filter eine glättende Wirkung hat und so ausgleichend auf Höhendifferenzen benachbarter Rasterzellen wirkt. Dadurch verringert sich auch die Wölbung, so dass die berechnete Wölbung einiger Rasterzellen unter das festgelegte Wölbungsradiuskriterium fällt und diese als gestreckte Formelemente klassifiziert werden. Die Veränderung der Formelementeanteile bei mehrfacher Glättung erfolgt jedoch unsystematisch. So weist Transekt 1 ohne Glättung keine Formelemente vom Typ G/G auf. Diese treten bei einfacher Glättung auf, bei zweifacher Glättung aber nicht mehr. Diese unsystematische Veränderung erschwert die Festlegung einer optimalen Glättung als Kompromiss zwischen erwünschter Generalisierung und Strukturhaltung. Aufgrund der hohen Variabilität der Ausgangsdaten erfolgt die weitere Analyse nach zweifacher Glättung des Höhenmodells.

6.5.2 Geomorphologische Toposequenztypen

Auf Basis von Geländebegehungen und Luftbildanalysen können für das Turtmanntal verschiedene geomorphologische Toposequenztypen definiert werden. Im Blickpunkt der Typdefinitionen stehen dabei primär die Talseitenhänge der Tällis, nicht der Talseitenhang des Turtmanntals. Die Definition von Typen bedeutet nicht, dass sich die Toposequenzen eines Typs in Form und Größe gleichen müssen. Vielmehr geht es um die Definition von Typen auf Basis einer wiederholt auftretenden Abfolge von Reliefformen auf der Raumscale des Talseitenhanges. Die Auswahl der Toposequenztypen erfolgte durch das Kriterium des Auftretens an mehreren räumlich verschiedenen Stellen im Tal. Die definierten Toposequenztypen sind in Tabelle 6.4 dargestellt. Die Typen A, C und D bestehen aus drei Komponenten, der Typ B aus vier Komponenten. Abbildung 6.37 zeigt Beispiele der Toposequenztypen 1–3 am nordexponierten Talseitenhang des Hungerlitällis.

Tabelle 6.4: Geomorphologische Toposequenztypen für das Turtmanntal. Die Typen A, B und C treten vorwiegend an nordexponierten Hängen auf, Typ D vorwiegend an südexponierten Hängen.

Komponente	Toposequenztyp			
	Typ A	Typ B	Typ C	Typ D
I	Freie Felsfläche	Freie Felsfläche	Freie Felsfläche	Grat
II	Aktive Schutthalde	Aktive Schutthalde	Aktive Schutthalde	Inaktive Schutthalde
III	Aktiver Blockgletscher	Schwelle	Embryonaler Blockgletscher	Fossiler Blockgletscher
IV	Inaktiver Blockgletscher	Aktiver Blockgletscher		
V		Inaktiver Blockgletscher		

Typ A

Toposequenztyp A tritt ausschließlich an nordexponierten Hängen der Tällis auf. Ein Beispiel ist der südliche Talseitenhang des Hungerlitällis. Auf die freien Felsflächen an der nordöstlichen Flanke des Hungerlihorlis folgt eine aktive Schutthalde. An ihrem Fuß befindet sich die Wurzel-

zone des aktiven Blockgletschers HT5. Hangabwärts folgt der inaktive Blockgletscher HT4, der die Toposequenz beendet.

Typ B

Auch zur Beschreibung des Toposequenztyps B bietet sich der nordexponierte Talseitenhang des Hungerlitällis an. An der nordwestlichen Flanke des Hungerlihorlis folgt auf die freien Felsflächen eine aktive Schutthalde. Darauf folgt eine ausgeprägte Schwelle, die den Typ B vom Typ A unterscheidet. Hangabwärts schließt sich der aktive Blockgletscher HT2b an. Der inaktive Blockgletscher HT2a begrenzt die Toposequenz.

Typ C

Der Toposequenztyp C tritt unter anderem im Bortertälli und im Hungerlitälli auf und wird hier am Beispiel des Hungerlitällis beschrieben. Am nördlichen Ausläufer des Hungerlihorlis folgt auf die freien Felsflächen eine aktive Schutthalde, an deren Fuß befindet sich als drittes Element der Toposequenz eine Struktur periglazialen Fließens, die als embryonaler Blockgletscher bezeichnet werden kann. In sehr viel größerer Ausdehnung tritt dieser Typ an der Nordflanke des Pletschuhorns im Bortertälli auf. Sowohl die freien Felsflächen als auch die Schutthalde sind hier größer als im Hungerlitälli. Die periglaziale Struktur am Fuße der Toposequenz ist hier jedoch nur schwach ausgeprägt.

Typ D

Der Toposequenztyp D tritt im Turtmantal ausschließlich auf südexponierten Hängen auf. Eine Toposequenz dieses Typs ist am südexponierten Hang des Hungerlitällis lokalisiert. Auf den stellenweise bewachsenen Gigigrat folgt eine vegetationsbedeckte, inaktive Schutthalde. Hangabwärts schließen sich fossile Blockgletscher an.

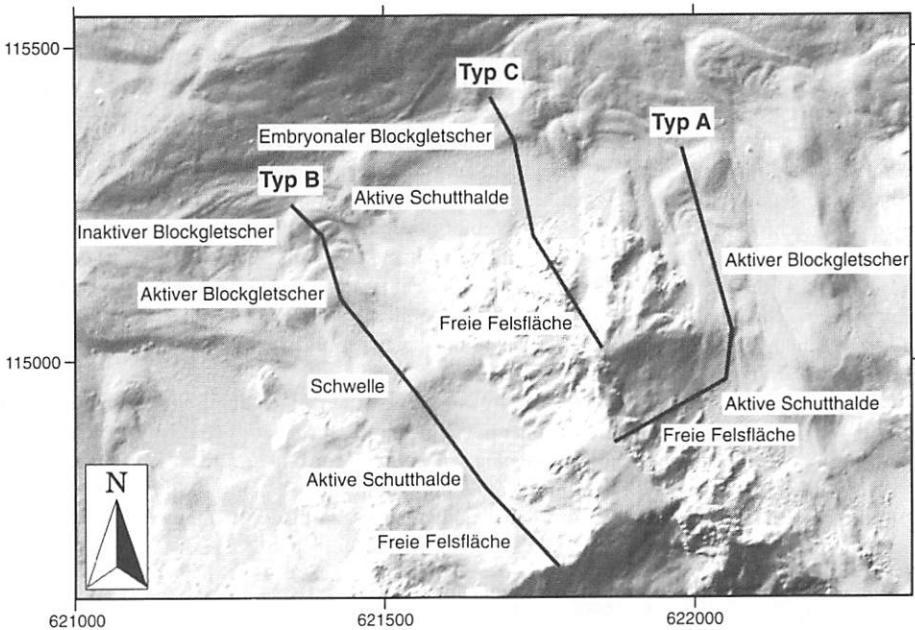


Abbildung 6.37: Die Toposequenztypen A–C, exemplarisch dargestellt am nördlichen Talseitenhang des Hungerlitällis.

6.5.3 Geomorphometrische Charakterisierung von Toposequenzen

Die Definition der Toposequenztypen A–D erfolgte auf Basis der Häufigkeit ihres Auftretens im Turtmantal und der Abgrenzbarkeit gegenüber anderen Toposequenztypen. Die definierten Typen stellen jedoch nur eine Auswahl möglicher Toposequenztypen dar. Am Beispiel der definierten Typen wird versucht, die typbestimmenden Formeigenschaften quantitativ zu beschreiben. Dies geschieht durch die Berechnung repräsentativer geomorphometrischer Parameter und durch die Ableitung von Formelementen für eine Auswahl von Toposequenztypen repräsentierender Transekte. Die Datenbasis bildet das auf eine Rastergröße von 5 m vergrößerte HRSC–Höhenmodell (s. Kapitel 4.4). Die Ableitung der Transekte erfolgte mit dem Programm *Transekt2*, das Höhenmodell wurde vorher mit einem Gauß–Filter geglättet.

Formelemente

Die Ableitung von Formelementen für Toposequenztypen repräsentierende Transekte ermöglicht Aussagen über die Wölbungseigenschaften der im Verlauf der Toposequenz passiertten Objekte. So zeichnet sich die freie Felsfläche am Beginn der Toposequenz durch andere Wölbungseigenschaften aus als die sich anschließende Schutthalde. Das theoretische Konzept der Formelemente wurde in Kapitel 2.2.6, Seite 32 ausführlich erläutert. Abbildung 6.38 (Beilage) zeigt das Transekt Hungerli 2, das dem Toposequenztyp C zugeordnet ist. Es erstreckt sich im Hungerlitalli von der freien Felsfläche am nördlichen Ausleger des Hungerlihorlis über die sich anschließende Schutthalde bis zum embryonalen Blockgletscher, der die Schutthalde girlandenförmig umgibt. Die Darstellung zeigt die Transektlinie und darunter die für jeden Datenpunkt des Transekts berechneten, farblich kodierten Formelemente. Am häufigsten tritt im Transektverlauf das V/V Element auf, gefolgt vom G/V Element und vom X/V Element. Auf Basis der Häufigkeit des Auftretens einzelner Formelemente kann jedoch nicht ohne weiteres auf die Formeigenschaften des Transekts geschlossen werden. Abbildung 6.38 zeigt, dass Abschnitte gleicher Formelemente im Verlauf des Transekts nur eine geringe räumliche Ausdehnung besitzen. Die hohe Reliefvariabilität auf geringer Distanz führt zu einem raschen Wechsel der Wölbungstendenz beider Wölbungskomponenten. Die ausgewiesenen Bereiche homogener Wölbungstendenz spiegeln nicht die Formelemente auf der räumlichen Skala der Toposequenzkomponenten wieder. So ist in Abbildung 6.38 die freie Felsfläche nicht aufgrund der ausgewiesenen Formelemente von der darauf folgenden Schutthalde zu unterscheiden. Ebenso wenig kann die Schutthalde eindeutig von der nachfolgenden Komponente, dem embryonalen Blockgletscher, abgegrenzt werden. Die Formelemente sind durch Reliefvariabilität auf der räumlich subordinierten Skala geprägt. Der Einfluss der Reliefvariabilität und systematischer Fehler der Ausgangsdaten auf die Berechnung von Formelementen wurde bereits erläutert. Eine stärkere Glättung der Ausgangsdaten würde zwar zu homogenen Wölbungsbereichen führen, gleichzeitig aber die Formeigenschaften des Transekts verändern.

Die geomorphometrische Charakterisierung von Toposequenztypen durch Formelemente ist aufgrund der hohen Reliefvariabilität auf der betrachteten Raumscale mit dem angewandten Instrumentarium nicht möglich. Die zur Verfügung stehenden Algorithmen zur Glättung der Ausgangsdaten wirken nicht ausreichend strukturerhaltend, um die subordinierte Reliefvariabilität zu eliminieren, ohne die Formen der Toposequenzkomponenten auf der betrachteten Raumscale zu verändern.

Geomorphometrische Parameter

Eine Möglichkeit zur quantitativen Beschreibung der geomorphologischen Toposequenztypen ist die Berechnung repräsentativer geomorphometrischer Parameter im Sinne von SCHMIDT &

DIKAU (1999) (s. Kapitel 2.2.6, S. 45). Die durch ein Transekt dargestellte Toposequenz ist danach ein linienhaftes geomorphologisches Objekt, dessen Form durch geeignete geomorphometrische Parameter charakterisiert werden kann. In Tabelle 6.5 sind geomorphometrische Parameter für eine Auswahl abgeleiteter Transekte der Toposequenztypen A und B aus verschiedenen Tällis dargestellt. Die Ableitung aus dem digitalen Höhenmodell erfolgte mit dem Programm Transekt2. Die berechneten Parameter wurden in der Vergangenheit bereits erfolgreich zur geomorphometrischen Charakterisierung von Hanglinien angewandt (RASEMANN, 1999; RASEMANN & SCHMIDT, 2001) und sind in Kapitel A.3 im Kontext der Hanglinienanalyse definiert. Der Parameter Länge bezeichnet die Länge des Objekts im Raum, nicht die planimetrische Länge. Das Länge/Höhe Verhältnis ist der Quotient aus Länge und Höhenausdehnung der Toposequenz und damit ein Maß für deren Neigung. Die mittlere Neigung ist das arithmetische Mittel der Hangneigung aller Datenpunkte im Verlauf der Toposequenz.

Tabelle 6.5: Geomorphometrische Parameter für Transekte der Toposequenztypen A und B. Die Ausprägungen unterscheiden sich nicht deutlich genug, um die geomorphologischen Toposequenztypen auf Basis dieser Parameter zu unterscheiden.

Transekt	Länge (m)	Länge/Höhe Verhältnis	Mittlere Neigung (°)	Mittlere Winkeldiff. (°)	Proz. Anteil vert. konvex
Toposequenztyp B					
Grüob 1	957	2,29	32,28	1,58	46
Grüob 2	548	1,68	41,90	1,43	29
Grüob 3	1197	2,52	28,78	1,90	45
Hungerli 1	444	1,96	35,40	1,82	38
Hungerli 2	728	2,11	29,63	1,38	37
Hungerli 3	797	2,34	29,80	1,16	52
Meid 1	281	2,99	25,80	2,09	44
Meid 2	257	1,58	45,20	2,64	46
Niggeling	1458	3,10	26,03	1,77	42
Pipji	705	1,80	32,22	2,37	30
Toposequenztyp A					
Brändji	1569	3,25	26,89	1,80	46
Hungerli	884	2,20	27,47	2,18	41

Die mittlere Winkeldifferenz ist der Betrag des mittleren Hangneigungsunterschiedes zwischen aufeinander folgenden Datenpunkten. Sie ist ein Maß für die Rauigkeit, d.h. die kleinräumige Reliefvariabilität im Verlauf der Toposequenz. Der prozentuale Anteil des Transektes, der eine vertikal konvexe Wölbungstendenz aufweist, ist ein Maß für die Anteile konvexer und konkaver Abschnitte im Verlauf des Transekts.

Die geomorphometrischen Parameter zeigen innerhalb des Toposequenztyps B eine breite Streuung. Die Länge reicht von 257 m bei Meid 2 bis 1458 m beim Transekt Niggeling. Auch die mittlere Neigung weist eine hohe Spannweite zwischen 26° bei Niggeling und 45° bei Meid 2 auf. Die mittlere Winkeldifferenz reicht von 1,16° bei Hungerli 3 bis zu 2,64° bei Meid 2. Der Anteil vertikal konvexer Abschnitte an der Gesamtlänge der Transekte reicht von 29% bei Grüob 1 bis zu 52% bei Hungerli 3. Allgemein dominiert eine konkave Wölbungstendenz.

Die breite Streuung der Parameterausprägungen erschwert die Charakterisierung der Toposequenztypen durch repräsentative geomorphometrische Parameter von Transekten. Abhilfe könnte hier eine größere Grundgesamtheit der Transekte schaffen, die charakteristische Parameterausprägungen deutlicher sichtbar macht. Die hohe Variabilität der Größe und Neigung einzelner Objekte im Verlauf der Toposequenz liegt in der hohen Variabilität des Hochgebirgsreliefs begründet. So variiert beispielsweise sowohl die Höhe der Schutthalden als auch die Längserstreckung der Blockgletscher stark. Die toposequentielle Abfolge 'aktive Schutthalde – aktiver Blockgletscher' führt dadurch in verschiedenen räumlichen Positionen zu sehr unterschiedlichen Ausprägungen geomorphometrischer Parameter.

Bedingt durch die hohe Variabilität der Parameterausprägungen ist die Typisierung der Toposequenztypen auf Basis repräsentativer geomorphometrischer Parameter problematisch. Die in Tabelle 6.5 exemplarisch dargestellten Transekte des Toposequenztyps A unterscheiden sich hinsichtlich der Parameterausprägungen nicht deutlich von denen des Toposequenztyps B. Eine Ausnahme bildet die große Länge des Transekts Brändji, bedingt durch die große Längserstreckung des Blockgletschers BT 2. Bei allen anderen Parametern befinden sich die Parameterausprägungen der Transekte des Toposequenztyps A innerhalb der Spannweite der Parameterausprägungen des Toposequenztyps B. Eine Typisierung der Toposequenzen auf Basis der gewählten geomorphometrischen Parameter ist nicht möglich.

Anmerkung

Eine auf quantitativen Kriterien beruhende Typisierung auf Basis geomorphologischer Kriterien definierter Toposequenzen erweist sich als sehr problematisch. Die Berechnung von Formelementen für Toposequenzen zeigt, dass vorwiegend kleinräumige Variabilitäten des Reliefs die resultierenden Formelemente bestimmen. Um dies zu verhindern wurde die Zellengröße des Höhenmodells vergrößert. Zusätzlich erfolgte bei der Ableitung der Transekte eine wiederholte Glättung der Ausgangsdaten. Diese Maßnahmen erwiesen sich jedoch bei der hohen Variabilität des Hochgebirgsreliefs als nicht ausreichend. Eine weitere Glättung des Höhenmodells würde jedoch nicht nur zur Homogenisierung der Daten sondern auch zum Verschwinden erwünschter, weil formbestimmender Eigenschaften der Toposequenz führen. Abhilfe könnte hier eine strukturerhaltende Generalisierung des Höhenmodells schaffen. Die Übereinstimmung der Ausprägung geomorphometrischer Parameter von Toposequenzen gleichen Typs ist sehr begrenzt. Toposequenzen gleichen Typs stimmen in der Abfolge der in hangabwärtiger Richtung passierten Objekte überein. In den meisten Fällen impliziert dies auch eine vergleichbare räumliche Position im Tälli. Dennoch sind die Formeigenschaften der Toposequenzen und der sie aufbauenden Reliefformen sehr variabel. Die variierende Länge und Oberflächenform von Komponenten der Toposequenz, beispielsweise der Blockgletscher unterschiedlichen Aktivitätsgrades oder der Schutthalden, führen zu sehr unterschiedlichen Ausprägungen der beschreibenden geomorphometrischen Parameter. Die Variabilität der Parameterausprägungen von Toposequenzen eines Typs ist ähnlich groß wie die Unterschiede der Ausprägungen zwischen verschiedenen Typen. Die auf Basis geomorphologischer Beobachtung definierten Toposequenztypen können zwar durch geomorphometrische Parameter beschrieben, mit dem angewandten Instrumentarium aber nicht klassifiziert und typisiert werden. Eine Lösung dieses Problems könnte in der Erhöhung der Anzahl der analysierten Toposequenzen eines Typs und der Bildung von Mittelwerten der Parameterausprägungen liegen. Auch die Anwendung anderer geomorphometrischer Parameter könnte die Typisierung der Toposequenzen ermöglichen.

6.6 Zusammenfassung der Ergebnisse

In diesem Kapitel erfolgte die Analyse der geomorphometrischen Struktur des Turtmanntales und seiner Komponenten auf unterschiedlichen räumlichen Skalen. Die untersuchten Skalen umfassten den Größenordnungstyp Meso-B des Gesamttales, den Größenordnungstyp Meso-A, repräsentiert durch ausgewählte Tällis, und den Größenordnungstyp des Mikroreliefs. Hier wurden Blockgletscher als Beispiel einer Mikroform analysiert. Im Vordergrund stand die Bewertung von Methoden hinsichtlich ihrer Eignung für eine geomorphometrische Analyse des Hochgebirgsreliefs.

Die Berechnung von hydrologischen Einzugsgebieten wurde zur Abgrenzung von Untersuchungseinheiten angewandt. Die Abgrenzung des Turtmanntals erfolgte mit in GIS implementierten Standardalgorithmen und lieferte ein zufriedenstellendes Ergebnis. Als problematischer erwies sich die Berechnung von Subeinzugsgebieten zur Abgrenzung der Untersuchungseinheit Tälli. Die Berechnung führte zu einer Verlängerung der Tällis in Form eines schmalen Streifens über die Trogschulter hinaus bis ins Haupttal. Zur geomorphometrischen Analyse des Tällis ist die Berücksichtigung dieses Anpassungstrichters jedoch unerwünscht, da das Tälli, bis auf einen gewissen Materialaustrag, vom Haupttal prozessual entkoppelt ist. Die Ableitung von hydrologischen Einzugsgebieten zur Begrenzung von Untersuchungseinheiten im Hochgebirgsrelief ist deshalb nur eingeschränkt sinnvoll. Eine manuelle Korrektur, etwa durch Entfernung des Anpassungstrichters, ist vor der Analyse der Tällis vorzunehmen.

Die Form des Talquerschnitts des Turtmanntals ändert sich im Talverlauf, vom Ende des Turtmanngletschers bis zum Abfall ins Rhônetal, in erheblichem Maße. Durch die Ableitung einer Abfolge von Querprofilen aus dem digitalen Höhenmodell konnten die Formeigenschaften der einzelnen Querschnitte anhand des Neigungs- und Wölbungsverhaltens einzelner Hangabschnitte beschrieben und ihre Veränderung im Talverlauf aufgezeigt werden. Während das Turtmanntal nahe des Gletschers einen muldenförmigen Querschnitt mit breitem Talboden und gut sichtbaren Trogschultern besitzt, nimmt es talabwärts sukzessive den Charakter eines Kerbtales an. Diese Sequenz unterschiedlicher Querschnittsformen zeigt diskretisiert die kontinuierliche Veränderung der Talform im Talverlauf.

Auf der räumlichen Skala des Gesamttales — Meso-B — wurden für die Tällis, die auf dieser Skala als Komponenten des Tales betrachtet werden, geomorphometrische Parameter der Ausdehnung, Höhe, Hangneigung und Exposition berechnet. Durch ihre Anordnung im Haupttal bilden diese Tällis eine räumliche Struktur, die durch geomorphometrische Parameter quantifizierbar ist. Vorwiegend auf der östlichen Talseite wurden systematische Veränderungen von Parametern der Höhe und der Hangneigung in der räumlichen Abfolge der Tällis festgestellt. Die lithologische Sonderstellung von Meidtälli und Pipjitälli wird von Parametern der Hangneigung erfasst.

Die Analyse der Verteilung von Höhe und Hangneigung fasst die Berechnung und Interpretation hypsometrischer und klinographischer Kurven zusammen. Sie wurde sowohl für das Gesamttales als auch für die ausgewählten Tällis Hungerlitälli, Pipjitälli und Meidtälli durchgeführt. Die Berechnung der Kennwerte erfolgte mit dem Programm Hypso. Dabei erwies sich vor allem die hypsometrische Kurve, die hypsometrische Zuwachsratenkurve und die Hypsoklinkurve als aussagekräftig. Die klinographische Kurve hingegen erlangte nur untergeordnete Bedeutung. Die Häufigkeitsverteilungen von Höhe und Hangneigung dienten der unterstützenden Interpretation der Kurven.

Bei der Analyse der Tällis konnten vor allem durch Kombination der Diagramme Aussagen zur geomorphometrischen Struktur des jeweiligen Tällis getroffen werden. Kombinationen aus Flächengröße und Hangneigung bestimmter Höhenstufen ermöglichten die Kennzeichnung der Höhenabfolge von Reliefformen in den Tällis. Beispiele sind wenig geneigte Talböden, eine charakteristische Hangneigung von Schutthalde und die Schwelle aus Festgestein, die das Meidtälli durchquert. Auch die lithologisch bedingten Unterschiede der höchsten Hangneigung zwischen

den im Tal dominanten Glimmerschiefern und den Kalken und Marmoren in Meid- und Pipjitälli traten hervor.

Die Interpretation der Verteilung von Höhe und Hangneigung für das gesamte Turtmanntal erwies sich, im Vergleich mit den Tällis, als schwieriger. Die hypsometrische Zuwachsratenkurve und die Hypsoklinkurve bilden Mittelwerte der Fläche beziehungsweise der Hangneigung für Höhenstufen des Reliefs. Auf einer Fläche von der Größe des Turtmanntals mit ansteigendem Talboden, Graten und Gletscherbedeckung verwischen die charakteristischen Hangneigungen der einzelnen Komponenten, da verschiedene Komponenten des Tales mit unterschiedlichen Hangneigungen in gleicher Höhenlage auftreten. Die Mittelwertbildung lässt diese unter Umständen nicht erkennen. Für eine geomorphometrische Charakterisierung des Gesamttales ist die Verteilung von Höhe und Hangneigung gut geeignet, die geomorphometrische Struktur des Tales wird weniger deutlich wiedergegeben.

Die Berechnung von Formelementen zur Ausweisung von Reliefbereichen homogener Wölbungstendenz bewährte sich vor allem in der Größenordnung des Mikroreliefs. Formelemente von Blockgletschern ermöglichten die Analyse der Form und räumlichen Anordnung, d.h. der Struktur des Oberflächenreliefs der Objekte. Bei entsprechender Wahl des Wölbungsradiuskriteriums repräsentierten die Formelemente sehr gut die Rücken und Rinnen auf der Blockgletscheroberfläche. Die Formelemente zeigten Strukturen, die in der Schräglichtdarstellung, auf dem Luftbild oder bei einer Geländebegehung nicht erkennbar sind. Aussagen zum Aktivitätsstatus eines Blockgletschers konnten aufgrund der Formelementeverteilung jedoch nicht getroffen werden. Die Berechnung von Formelementen und die vorbereitende Homogenisierung der Ausgangsdaten erfolgte im Programm *Filter*.

Die Ableitung von Hanglinien und die Berechnung von geomorphometrischen Parametern für diese Hanglinien wurde im Mittelgebirgsrelief bereits erfolgreich zur geomorphometrischen Charakterisierung angewandt. Die Analyse von Hanglinien im Hochgebirgsrelief erwies sich dagegen als sehr problematisch. Dies lag in der Schwierigkeit der Gewinnung repräsentativer Hanglinien einer Untersuchungseinheit begründet. In dieser Arbeit wurde die Ableitung von Hanglinien am Talseitenhang der Tällis durchgeführt. Die durch glaziale Überprägung und das Wirken gravitativer Prozesse gestaltete Form der Tällis ist für die Ableitung der steilsten Neigung folgender Hanglinien ungeeignet. Die hohe Reliefvariabilität, die sich in stark horizontal gewölbten Hängen und zahlreichen abflusslosen Mulden äußert, macht die Gewinnung einer Anzahl für die Hangform repräsentativer Hanglinien unmöglich.

Toposequenzen zeigen typische Abfolgen von Formen und Prozessbereichen in der Wirkungsrichtung gravitativer Prozesse. Sie beinhalten so eine wichtige Strukturinformation. Auf der Basis von Geländeaufnahmen, Luftbildanalysen und der Interpretation digitaler Höhenmodelle wurden geomorphologische Toposequenztypen definiert. Zur Parametrisierung der Toposequenzen wurden Transekte von Toposequenzen aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitet. Die Ableitung der Transekte und die Berechnung von geomorphometrischen Parametern für diese Transekte ermöglicht das Programm *Transekt2*. Die quantitative Beschreibung dieser Toposequenztypen stieß jedoch auf erhebliche Probleme. Die Kennzeichnung von Toposequenzen durch bestimmte Abfolgen von Formelementen wird durch die hohe Variabilität des Hochgebirgsreliefs erschwert. Sie führt, selbst bei Glättung des Höhenmodells, zur Darstellung der Reliefvariabilität auf der subordinierten Raumscale. Die Ausblendung von Formen der subordinierten Skala und die Darstellung der gesuchten Reliefleitfläche im Sinne von KUGLER (1974) ist mit den zur Verfügung stehenden Generalisierungsmethoden nicht möglich. Abhilfe könnte eine verbesserte, strukturerhaltende Generalisierung der Ausgangsdaten schaffen (SCHMIDT, 2001). Die quantitative Typisierung von geomorphologischen Toposequenztypen durch repräsentative geomorphometrische Parameter wurde bereits zur Charakterisierung von Hanglinien im Mittelgebirge erfolgreich angewandt. Die Anwendung im Hochgebirge war jedoch mit den gewählten Parame-

tern nicht möglich. Die Formeigenschaften der im Verlauf einer Toposequenz passierten Objekte variierten dafür zu stark. Dies betrifft die unterschiedliche Länge von Schutthalden ebenso wie die Ausdehnung von Blockgletschern. Folglich variierten auch die Formeigenschaften einzelner Toposequenzen eines Typs und damit die Ausprägungen repräsentativer geomorphometrischer Parameter. Die Spannweite von Parameterausprägungen innerhalb eines Toposequenztyps übertraf die Unterschiede der Parameterausprägungen zwischen verschiedenen Toposequenztypen. Eine Typisierung anhand dieser Parameter war mithin nicht möglich. Eine Lösung dieses Problems könnte in der deutlichen Erhöhung der Anzahl analysierter Toposequenzen eines Typs und der Bildung von Mittelwerten der Parameter liegen. Auch die Anwendung anderer geomorphometrischer Parameter könnte die Typisierung der Toposequenzen ermöglichen. Mit dem angewandten Instrumentarium — Formelementen und repräsentativen geomorphometrischen Parametern — ist zwar eine quantitative Beschreibung, aber keine Klassifikation und Typisierung der geomorphologischen Toposequenztypen möglich. Tabelle 6.6 fasst die im Rahmen dieser Arbeit angewandten geomorphometrischen Methoden und Techniken zusammen und bewertet sie hinsichtlich ihrer Verfügbarkeit und ihrer Eignung zur geomorphometrischen Analyse des Hochgebirgsreliefs auf unterschiedlichen räumlichen Skalen.

Tabelle 6.6: Zusammenfassende Bewertung geomorphometrischer Methoden und Techniken in Hinblick auf ihre Verfügbarkeit und die Eignung zur geomorphometrischen Analyse des Hochgebirgsreliefs.

Methode/ Technik	Verfüg- barkeit	Größenordnungstyp		
		Meso-B/ Tal	Meso-A/ Tälli	Mikro/ Objekt
Hydrologische Einzugsgebiete	✱	+	○	–
Hypsometrische Kurve	✱/✓	+	++	–
Hypsoklinkurve	✓	+	++	–
Hypsometrische Zuwachsratenkurve	✓	+	++	–
Klinographische Kurve	✓	+	++	–
Häufigkeitsverteilung	✱/✓	++	++	–
Formelemente	✓	○	○	++
Trendfläche	✱	○	–	–
Transekte	✱/✓	++	++	++
Faltung	✱	+	+	+
Hanglinien	✓/✱	○	–	–
Toposequenz	✱	–	+	–
Einfache primäre Parameter	✱	+	+	+
Strukturerhaltende Generalisierung	✱	+	+	+
3D Visualisierung	✓	+	+	++

Verfügbarkeit

- ✓ In dieser Arbeit realisiert
- ✱ Standardmäßig in GIS implementiert
- ✱ Standardmäßig in Statistiksoftware implementiert
- ✱ Weiterer Forschungsbedarf

Eignung

- ++ Sehr gut geeignet
- +
- Unter Vorbehalt geeignet
- Nicht geeignet

7 Zusammenfassung

Diese Arbeit war als Teilprojekt B1 'Semantische geomorphometrische Strukturdefinition' in das Graduiertenkolleg 437 'Das Relief — eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche' eingebunden. Im Zentrum der Dissertation steht die Analyse der geomorphometrischen Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems am Beispiel des Turtmantals im Wallis.

Zur Einordnung des Reliefcharakters des Untersuchungsgebietes erfolgte zunächst die Definition und Abgrenzung von Bergen, Gebirgen und Hochgebirgen zu anderen Relieftypen. Eine rein auf geomorphometrischen Kriterien basierende Hochgebirgsdefinition (HORMANN, 1965) erfasst jedoch nicht alle für eine geomorphometrische Analyse wesentlichen Aspekte der Hochgebirgsnatur. Sie beschränkt sich auf die Kriterien der starken Hangneigung und begrenzten Gipfelareale. Auf eine universelle Anwendbarkeit zielt die landschaftsökologisch fundierte Hochgebirgsdefinition von TROLL (1966b). Doch auch sie greift letztendlich auf die europäischen Alpen und die dort auftretenden Formen als Typlokalität für das Hochgebirge zurück.

Die Sicht auf das skulpturale Kontinuum des Georeliefs als verschachtelte Hierarchie unterschiedlich großer und unterschiedlich alter Reliefformenassoziationen bildet das theoretische Fundament dieser Arbeit. Da die weiteren Ausführungen auf dieser Reliefsicht basieren, wurden die grundlegenden Konzepte der Geomorphometrie und der Reliefgliederung systematisch erläutert. Sie umfasst Eigenschaften des Georeliefs wie die Dimensionsorientierung und die Bildung von räumlichen Strukturen. Darauf folgt eine systematische Darstellung wichtiger Konzepte zur Gliederung des Reliefs unter geomorphologisch/geomorphometrischen Gesichtspunkten.

Die Auffassung des Reliefs als Palimpsest von Reliefformen findet auch ihren Niederschlag im anschließend vorgestellten Katalog von Reliefformen des Hochgebirges. Der Katalog ist in Formen die das Tal konstituieren, zum Beispiel die Trogschulter oder das Hängetal, und die auf räumlicher Skala subordinierten Formen, beispielsweise Blockgletscher und Rundhöcker, gegliedert. Gleichsam als Konkretisierung der eingangs gegebenen Hochgebirgsdefinitionen werden hier die typischerweise in einem Hochgebirgstal auftretenden Reliefformen unter Berücksichtigung geomorphometrischer und topologischer Aspekte erläutert und durch zahlreiche Photographien illustriert.

Die Fachliteratur bietet eine Vielzahl geomorphometrischer Methoden und Techniken zur quantitativen Beschreibung des Reliefs im Allgemeinen und des Hochgebirgsreliefs im Speziellen. Einem Überblick über diese Methodenvielfalt ist ein eigenes Kapitel gewidmet. Der Überblick umfasst sowohl Methoden zur Beschreibung spezifischer Reliefformen und der Verteilung von Reliefformen im Raum als auch Methoden der Berechnung geomorphometrischer Parameter und der Ableitung von Objekten aus dem Kontinuum des Georeliefs respektive dem digitalen Höhenmodell.

Die geomorphometrischen Analysen dieser Arbeit wurden auf verschiedenen digitalen Höhenmodellen des Turtmantals durchgeführt. Diese Höhenmodelle weisen systematische Fehler auf, die bei der Berechnung geomorphometrischer Parameter berücksichtigt werden müssen. Diese Fehler wurden für die verwendeten Höhenmodelle dargestellt.

Eine Auswahl der zuvor beschriebenen Methoden und Techniken zur geomorphometrischen Analyse wurde auf digitale Höhenmodelle des Turtmanntals angewandt. Die Auswahl erfolgte nach den Kriterien einer angenommenen Eignung für die Analyse des Hochgebirgsreliefs und den Möglichkeiten zur Beschreibung geomorphometrischer Strukturen.

Die Eignung geomorphometrischer Parameter und Methoden ist von der betrachteten Raumscale abhängig. Geomorphometrische Analysen wurden deshalb in verschiedenen Raumskalen durchgeführt. Untersucht wurden (1) das Turtmanntal als Reliefform der Größenordnung Meso-B, (2) drei ausgewählte Hängetäler der Größenordnung Meso-A und (3) drei Blockgletscher unterschiedlichen Aktivitätsgrades im Hungerlitalli als Beispiel von Formen des Mikroreliefs.

Das Relief eines Hochgebirgstales ist von der Wirkung der pleistozänen Vergletscherung geprägt. Das Hochgebirge weist daher eine spezifische Geomorphometrie auf, die sich deutlich von den Formeigenschaften des fluvial geprägten Reliefs unterscheidet. Geomorphometrische Methoden und Techniken, die auf hydrologischen Kriterien basieren, sind daher im Hochgebirge nur sehr eingeschränkt anwendbar. Beispiele hierfür sind die Berechnung von hydrologischen Einzugsgebieten sowie die Ableitung und Analyse von Hangprofilen auf Basis von Fließrichtungsalgorithmen.

Die geomorphometrische Analyse des Hochgebirgsreliefs erfordert neue Methoden und Parameter. Der seit langem beklagte Mangel der Parametrisierung komplexer Reliefformen (OLLIER, 1977; DIKAU, 1994) gilt besonders für die Formen des Hochgebirges. Durch die geomorphometrische Analyse eines alpinen Tales auf unterschiedlichen räumlichen Skalen konnte dazu ein Beitrag geleistet werden. Im einzelnen wurden folgende Ergebnisse erzielt:

- Systematische Darstellung der Kriterien zur Definition von Hochgebirgen und zur Abgrenzung der unterschiedlich verwandten Termini Hügel, Berg, Gebirge und Hochgebirge.
- Einführung in die konzeptionellen Grundlagen der Geomorphologie und Geomorphometrie sowie die systematische Darstellung auf geomorphometrischen Kriterien basierender Reliefgliederungsansätze.
- Erstellung eines Formenkatalogs von Reliefformen des Hochgebirges. Er umfasst das Tal konstituierende Formen und dem Tal subordinierte Formen. Geomorphometrische und topologische Sachverhalte werden berücksichtigt. Die Anschaulichkeit der Ausführungen unterstützen zahlreiche Photographien von Reliefformen im Turtmanntal.
- Systematische Darstellung geomorphometrischer Methoden und Techniken zur Analyse des Reliefs im Allgemeinen und des Hochgebirgsreliefs im Speziellen. Es werden eine Nomenklatur zur Hangprofilanalyse vorgestellt und Algorithmen zur Fließlinienverfolgung verglichen.
- Beschreibung und Bewertung der für das Turtmanntal vorhandenen digitalen Höhenmodelle unterschiedlicher Auflösung. Für die auf verschiedenen Herstellungsmethoden basierenden Höhenmodelle werden spezifische systematische Fehler aufgezeigt.
- Vermessung eines aktiven Blockgletschers mittels differentiellem GPS. Erstellung mehrerer digitaler Höhenmodelle des Blockgletschers mit unterschiedlichen Interpolationsalgorithmen und Bewertung der Ergebnisse.
- Erstellung mehrerer Computer-Programme zur geomorphometrischen Analyse digitaler Höhenmodelle. Die Anwendungen umfassen:
 - Nachbarschaftsanalysen im Ortsbereich, Homogenisierung von Ausgangsdaten, Detektion von Kanten und Strukturen im digitalen Höhenmodell.
 - Ableitung einfacher und komplexer Transekte aus digitalen Höhenmodellen und Berechnung geomorphometrischer Parameter für diese Transekte.

- Ableitung von Hanglinien aus digitalen Höhenmodellen mit unterschiedlichen Algorithmen, Berechnung geomorphometrischer Parameter für diese Hanglinien. Statistische Beschreibung der Parameterverteilung.
 - Berechnung von Maßen der Verteilung von Höhe und Hangneigung. Hypsometrische Kurve, klinographische Kurve, hypsometrische Zuwachsratenkurve und Hypsoklinenkurve.
 - Echte dreidimensionale Visualisierung von Reliefformen in digitalen Höhenmodellen auf Basis stereoskopischen Sehens in verschiedenen Darstellungsmodi mit Navigation in der Darstellung.
- Beispielhafte geomorphometrische Analyse auf Basis der vorgestellten geomorphometrischen Methoden und Techniken auch unter Nutzung der selbst erstellten Programme.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Graduiertenkollegs 437, einem interdisziplinär angelegten Forschungsprojekt, als Dissertation erstellt. Folgenden Nutzen bieten die Ergebnisse der Arbeit für weitere Forschungsarbeiten des Kollegs und speziell für das alpine Cluster, in dem die Arbeiten im Hochgebirge zusammengefasst sind: (1) eine Übersicht über Methoden der Geomorphometrie im Hochgebirge, (2) Ergebnisse der Anwendung ausgewählter Methoden zur Strukturierung des Hochgebirgsreliefs, (3) die Bewertung dieser Methoden hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit auf unterschiedlichen räumlichen Skalen, (4) einen Katalog von Reliefformen des Hochgebirges mit Schwerpunkt auf den Formen des Turtmanntals (Wallis, Schweiz) und (5) eine Anzahl von Programmen zur geomorphometrischen Analyse und dreidimensionalen Visualisierung des Reliefs.

8 Ausblick

Die vorliegende Arbeit räumt konzeptionellen, semantischen und methodischen Aspekten der Analyse geomorphometrischer Struktur des Hochgebirgsreliefs breiten Raum ein. Die angewandten geomorphometrischen Analysen erfolgten beispielhaft mit ausgewählten Methoden. Es konnten jedoch nicht alle vielversprechenden Ansätze verfolgt werden. Weitere Methoden und Techniken müssen auf verschiedenen Raumskalen zur Anwendung gelangen. Die Anwendung und Weiterentwicklung der Analyse und Typisierung von Toposequenzen ist ein wichtiger Schritt zur Erfassung des strukturellen Charakters des Georeliefs.

Der Katalog von Reliefformen des Hochgebirges dient der interdisziplinären Kommunikation über Reliefformen und berücksichtigt darüber hinaus geomorphometrische und topologische Sachverhalte. Dies ist ein erster Schritt. Eine semantische Modellierung des Hochgebirgsreliefs oder die Formalisierung geographischer Begriffe des Hochgebirges ist damit jedoch nicht erreicht. Hier besteht weiterer Forschungsbedarf.

Mit dem auf HRSC-Daten basierenden digitalen Höhenmodell mit einer Zellengröße von einem Meter steht ein außergewöhnlicher Datensatz zur Verfügung. Er bietet Möglichkeiten der geomorphometrischen Analyse, die aufgrund der Verfügbarkeit der Daten gegen Ende dieser Arbeit bei weitem nicht ausgeschöpft werden konnten. Die ebenfalls zur Verfügung stehenden Luftbildinformationen eröffnen durch die Kombination mit den Höhendaten neue Perspektiven. Die Beschaffenheit des Höhenmodells und die Datenmenge stellen neue Anforderungen an Datenhaltung und -prozessierung.

Die Nutzung eines weit verbreiteten und leicht zu erzeugenden Datenformats und die plattformübergreifende Nutzbarkeit ermöglichen eine einfache Anwendung der vorgestellten Computer-Programme. Aus dem Praxiseinsatz der Programme ergibt sich weiterer Entwicklungsbedarf, da es sich um lauffähige Werkzeuge, nicht aber um marktreife Applikationen handelt. Dies umfasst Aspekte der Benutzerführung und Dokumentation ebenso wie die Anpassung an große Datenmengen, wie sie beim HRSC-Höhenmodell anfallen. Auch die Integration in ein offenes GIS, beispielsweise GRASS, erscheint möglich, um eine möglichst breite Anwendbarkeit zu erreichen.

Geomorphometrie bezeichnet die quantitative Beschreibung der Formen des Georeliefs. Diese Formbeschreibung ist jedoch nicht Selbstzweck sondern bildet eine wesentliche Grundlage für das Verständnis von Form-Prozess-Reaktionssystemen. Daher ist die Anwendung der vorgestellten Möglichkeiten geomorphometrischer Analyse für geomorphologische Fragestellungen wünschenswert. Denkbar sind beispielsweise Beiträge zur Bedeutung der Reliefstruktur bei der regionalen Modellierung der Permafrostverteilung oder die Beschreibung des Oberflächenreliefs von Blockgletschern zur Analyse von Bewegungsmustern und Aktivitätsstatus.

Literaturverzeichnis

- AHNERT, F. (1970): An approach towards a descriptive classification of slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.*, 9:71–84.
- AHNERT, F. (1988): Modelling landform change. In: ANDERSON, M. G., (Hrsg.), *Modelling Geomorphological Systems*, S. 375–400. Wiley.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Ulmer.
- ALBERTZ, J. (1991): Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- ANDERSSON, J. G. (1906): Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journal of Geology*, 14:91–112.
- ANIYA, M. (1974): Model for cirque morphology. *Geogr. Review of Japan*, 47:776–784.
- ANIYA, M. & R. WELCH (1981): Morphometric analyses of antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geografiska Annaler*, 63 A:41–53.
- ANNAHEIM, H. (1946): Studien zur Geomorphogenese der Südalpen etc. *Geographica Helvetica*, 1:65–149.
- ARGIALAS, D. P. (1995): Towards structured-knowledge models for landform representation. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd.*, 101:85–108.
- AUGUSTINUS, P. C. (1992): The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: a case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17:39–51.
- BAHRENBERG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1985): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1, Univariate und bivariate Statistik. Teubner, Stuttgart.
- BÄHR, H.-P. & T. VÖGTLE (1985): Digitale Bildverarbeitung. Herbert Wichmann, Wiesbaden.
- BALLANTYNE, C. K. & D. I. BENN (1994): Glaciological Constraints on Protalus Rampart Development. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5:145–153.
- BALLANTYNE, C. K. & C. HARRIS (1994): *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press.
- BAND, L. E. (1986): Topographic Partition of Watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22:15–24.
- BAND, L. E. (1999): Spatial hydrography and landforms. In: LONGLEY, P. A., M. F. GOODCHILD, D. J. MAGUIRE & D. W. RHIND, (Hrsg.), *Geographical Information Systems*, Kap. 37, S. 527–542. Wiley, Chichester.
- BARSCHE, D. (1969): Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. *Basler Beiträge zur Geographie*, 9.
- BARSCHE, D. (1977a): Alpiner Permafrost — ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie der Schweizer Alpen. In: POSER, H., (Hrsg.), *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*. Bericht über ein Symposium. *Abhandlungen d. Akad.*

- d. Wissenschaften in Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, Band 31, S. 118–141.
- BARSCHE, D. (1977b): Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*–Bd., 28:148–160.
- BARSCHE, D. (1977c): Nature and importance of mass wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2:231–245.
- BARSCHE, D. (1978): Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. In: *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost*, NRC–Ottawa, Band 1, S. 349–352.
- BARSCHE, D. (1980): Die Beziehungen zwischen der Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. In: JENTSCH, C. & H. LIEDTKE, (Hrsg.), *Höhengrenzen in Hochgebirgen, Arbeiten aus dem Geogr. Inst. der Universität des Saarlandes*, Band 29, S. 119–127. Saarbrücken.
- BARSCHE, D. (1988): Rockglaciers. In: CLARK, M. J., (Hrsg.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, Kap. 4, S. 69–90. Wiley.
- BARSCHE, D. (1992): Permafrost Creep and Rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3:175–188.
- BARSCHE, D. (1996a): Aktive Blockgletscher: Bewegung und Prozessverständnis. In: *Umwelt, Mensch, Gebirge: Beiträge zur Dynamik von Natur und Lebensraum. Festschrift für Bruno Messerli zum 65. Geburtstag. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern*, Band 59, S. 263–269.
- BARSCHE, D. (1996b): *Rockglaciers*. Springer, Berlin.
- BARSCHE, D. & N. CAINE (1984): The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4:287–298.
- BARSCHE, D. & R. DIKAU (1989): *Entwicklung einer Digitalen Geomorphologischen Basiskarte. Geo-Informations-Systeme*, 2.
- BARSCHE, D. & G. STÄBLEIN (1978): EDV gerechter Symbolschlüssel für die geomorphologische Detailaufnahme. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 30:63–78.
- BAULIG, H. (1957): Peneplains and pediplains. *Bull. Geol. Soc. of America*, 68:913–939.
- BAULIG, H. (1959): Morphométrie. *Annales de Géographie*, 68:385–408.
- BEARTH, P. (1980). *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000. Erläuterungen zum Atlasblatt 71 (1308 St. Niklaus)*.
- BELL, S. A. (1983): Attributes of drainage basin topography: an evaluation of profile and altitude matrix approaches and their hydrological relevance. *Dissertation, University of Durham*.
- BENISTON, M. (2000): *Environmental Changes in Mountains and Uplands*. Arnold.
- BENN, D. I. & D. EVANS (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London.
- BLONG, R. J. (1975): Hillslope morphology and classification: a New Zealand example. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 19:405–429.
- BOULTON, G. S. (1987): A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. In: MENZIES, J. & J. ROSE, (Hrsg.), *Drumlin Symposium*, S. 25–80. Balkema, Rotterdam.
- BRABYN, L. (1997): Classification of macro landforms using GIS. *ITC Journal*, 1:26–40.
- BRASSEL, K. (1974): A model for automatic hill–shading. *American Cartographer*, 1:15–27.
- BRIDGE, B. J. & G. G. BECKMAN (1977): Slope Profiles of Cycloidal Form. *Science*, 198:610–612.

- BRUNSDEN, D. (1993): The persistence of landforms. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*—Bd., 93:13–28.
- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.*—Bd., 40:273–288.
- BÜDEL, J. (1977): *Klima—Geomorphologie*. Borntraeger, Berlin.
- CAINE, N. (1974): The geomorphic processes of the alpine environment. In: IVES, J. D. & R. G. BARRY, (Hrsg.), *Arctic and Alpine Environments*, Kap. 12, S. 721–748. Methuen.
- CALKIN, P. E., L. A. HAWORTH & J. M. ELLIS (1987): Rock glaciers of central Brooks Range, Alaska, U.S.A. In: GIARDINO, J. R., J. F. SHRODER & J. D. VITEK, (Hrsg.), *Rock glaciers*, S. 65–82. Allen & Unwin, London.
- CARR, D. D. & J. R. V. LOPIK (1961): *Terrain Quantification. Phase I: Surface Geometry Measurements. Final Report. Technical report*, Texas Instruments, Science Services Division.
- CHORLEY, R. J. (1959): The shape of drumlins. *Journal of Glaciology*, 3:339–344.
- CHORLEY, R. J. (1969): The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. In: CHORLEY, R. J., (Hrsg.), *Water, Earth and Man*, Kap. 2, S. 77–99. Methuen, London.
- CHORLEY, R. J., R. P. BECKINSALE & A. J. DUNN (1964): The history of the study of landforms or the development of geomorphology. Methuen, London.
- CHORLEY, R. J. & P. HAGGETT (1965): Trend—Surface Mapping in Geographical Research. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 37:47–67.
- CHORLEY, R. J. & B. A. KENNEDY (1971): *Physical Geography — a systems approach*. Prentice Hall, London.
- CHORLEY, R. J., S. A. SCHUMM & D. E. SUGDEN (1984): *Geomorphology*. Methuen, London.
- CHOROWICZ, J., C. ICHOKU, S. RIAZANOFF, Y.-K. KIM & B. CHERVELLE (1992): A combined algorithm for automated drainage network extraction. *Water Resources Research*, 28:1681–1692.
- CLARK, D. H., E. J. STEIG, N. POTTER & A. R. GILLESPIE (1998): Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80 A:175–182.
- CLARKE, J. I. (1966): Morphometry from maps. In: DURY, G. H., (Hrsg.), *Essays in Geomorphology*, S. 235–274. Elsevier.
- CLARK, W. A. V. (1986): *Statistical methods for geographers*. Wiley.
- CLAYTON, K. M. (1953): The Denudation Chronology of part of the Middle Trent Basin. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 19:25–36.
- CONACHER, A. J. & J. B. DALRYMPLE (1977): The nine unit landsurface model: an approach to pedogeomorphic research. *Geoderma*, 18:1–154.
- COOPS, N. C., J. C. GALLANT, A. N. LOUGHHEAD, B. J. MACKEY, P. J. RYAN, I. C. MULLEN & M. P. AUSTIN (1998): Developing and testing procedures to predict topographic position from Digital Elevation Models (DEMs) for species mapping (Phase 1). Technical report, Report to Environment Australia, Canberra.
- COSTA-CABRAL, M. C. & S. J. BURGESS (1994): Digital elevation model network (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30:1681–1692.
- CYBULZ, I. (1862): *Handbuch der Terrain—Formenlehre*. Wilhelm Braumüller, Wien.
- DALRYMPLE, J. B., R. J. BLONG & A. J. CONACHER (1968): An hypothetical nine unit landsurface model. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 12:60–76.

- DAVIES, J. L. (1969): Landforms of cold climates. The M.I.T. Press.
- DAVIS, P. T. (1999): Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the northeastern United States. *Geographie physique et Quaternaire*, 53:25–45.
- DAVIS, W. M. (1899): The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, 14:481–504.
- DEHN, M., H. GÄRTNER & R. DIKAU (2001): Principles of semantic modeling of landform structures. *Computers & Geosciences*, 27:1005–1010.
- MARTONNE, E. DE (1941): Hypsométrie et Morphologie. *Annales de Géographie*, 50:241–254.
- DEMEK, J., C. EMBLETON & H. KUGLER (1982): Geomorphologische Kartierung in mittleren Maßstäben. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 281*.
- DEMERS, M. N. (2000): *Fundamentals of Geographic Information Systems*. Wiley, New York.
- DEMIRMEN, F. (1975): Profile Analysis by Analytical Techniques: A New Approach. *Geographical Analysis*, 7:245–266.
- DESMET, P. (1997): Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22:563–580.
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch–analytischen Systematik von Reliefeinheiten. *Heidelberger Geographische Bausteine*, 5.
- DIKAU, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: RAPER, J., (Hrsg.), *Three dimensional applications in Geographic Information Systems*, S. 51–77. Taylor & Francis.
- DIKAU, R. (1990): Geomorphic landform modelling based on hierarchy theory. In: *Proceedings of the 4th International Symposium on Spatial Data Handling, July 23–27, 1990, Zürich, Band 1*, S. 230–239.
- DIKAU, R. (1992a): Aspects of Constructing a Digital Geomorphological Base Map. *Geologisches Jahrbuch, A 122*:357–370.
- DIKAU, R. (1992b). *Computergestützte Geomorphographie: Habilitationsschrift an der Fakultät für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Text- und Kartenband, Heidelberg*.
- DIKAU, R. (1994): Computergestützte Geomorphographie und ihre Anwendung in der Regionalisierung des Reliefs. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 138:99–114.
- DIKAU, R. (1996): Geomorphologische Reliefklassifikation und -analyse. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 104:15–23.
- DIKAU, R. (1999): The Need for Field Evidence in Modelling Landform Evolution. In: HERGARTEN, S. & H. J. NEUGEBAUER, (Hrsg.), *Process Modelling and Landform Evolution, Lecture Notes in Earth Science 78*, S. 3–12. Springer, Berlin.
- DIKAU, R., E. E. BRABB, R. K. MARK & R. J. PIKE (1995): Morphometric landform analysis of New Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.–Bd.*, 101:109–126.
- DIKAU, R. & J. SCHMIDT (1999): Georeliefklassifikation. In: SCHNEIDER-SLIWA, R., D. SCHAUB & G. GEROLD, (Hrsg.), *Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden*, S. 217–244. Springer, Heidelberg.
- DINGMAN, S. L. (1994): *Physical Hydrology*. Prentice Hall.
- DOMARADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark*, 3:177–235.
- DONGUS, H. (1984): Grundformen des Reliefs der Alpen. *Geographische Rundschau*, 36:388–394.
- DOORNKAMP, J. C. & C. A. M. KING (1971): Numerical analysis in geomorphology — an

- introduction. Edward Arnold, London.
- DORIGO, G. (1971): Die Solifluktuationsuntergrenze in den Alpen. *Geographica Helvetica*, 26:140–141.
- EASH, D. A. (1994): A Geographic Information System procedure to quantify drainage–basin characteristics. *Water Resources Bulletin*, 30:1–8.
- EHLSCHLAEGER, C. (1990): Using the AT Search algorithm to Develop Hydrologic Models from Digital elevation Data. In: *Proc. of the International Geographic Information Systems (IGIS) Symposium '89*, 18–19 March 1989, S. 275–281, Baltimore.
- EMBLETON, C. & C. HAMANN (1988): A comparison of cirque forms between the Austrian Alps and the Highlands of Britain. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.–Bd.*, 70:75–93.
- EMBLETON, C. & C. A. M. KING (1975): *Glacial geomorphology*. Edward Arnold.
- ENGSTROM, W. N. (1989): Morphometric analysis of mountain drainage basins in the Basin and Range Province, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 33:443–453.
- EVANS, I. S. (1969): The Geomorphology and Morphometry of Glacial and Nival Areas. In: CHORLEY, R. J., (Hrsg.), *Water, Earth and Man*, S. 369–380. Methuen, London.
- EVANS, I. S. (1972a): General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: CHORLEY, R. J., (Hrsg.), *Spatial analysis in geomorphology*, S. 17–90. Methuen.
- EVANS, I. S. (1972b): Inferring process from form: the asymmetry of glaciated mountains. In: ADAMS, W. P. & F. M. HELLEINER, (Hrsg.), *International Geography 1972*, S. 17–19. University of Toronto Press.
- EVANS, I. S. (1974): The geomorphometry and asymmetry of glaciated mountains with special reference to the Bridge River District, British Columbia. Dissertation, Cambridge University.
- EVANS, I. S. (1977): World–wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler*, 59 A:151–175.
- EVANS, I. S. (1987a): The morphometry of specific landforms. In: GARDINER, V., (Hrsg.), *International Geomorphology, Part II*, S. 105–124. Wiley, London.
- EVANS, I. S. (1987b): A new approach to drumlin morphometry. In: MENZIES, J. & J. ROSE, (Hrsg.), *Drumlin Symposium*, S. 119–130. Balkema, Rotterdam.
- EVANS, I. S. (1995): The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 39:175–202.
- EVANS, I. S. (1997): Process and form in the erosion of glaciated mountains. In: STODDART, D. R., (Hrsg.), *Process and form in geomorphology, Kap. 7*, S. 145–174. Routledge.
- EVANS, I. S. & N. J. COX (1974): Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6:150–153.
- EVANS, I. S., M. YOUNG & J. S. GILL (1979): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final Report (6), U.S. Army Contract DA–ERO–591–73–G0040. Dept. of Geography, University of Durham, UK.
- FAIRBRIDGE, R. W., (Hrsg.) (1968): *The Encyclopedia of geomorphology*. Reinhold.
- FAIRFIELD, J. & P. LEYMARIE (1991): Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 27:709–717.
- FENNEMAN, N. (1931): *Physiography of Western United States*. McGraw–Hill, New York.
- FINCH, V. C. & G. T. TREWARTHA (1949): *Physical Elements of Geography*. McGraw–Hill, New York.
- FINSTERWALDER, S. (1890): Über den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer

- topographischen Fläche. Sitz.-Ber. d. Math.-phys. Klasse, d. k. Bayer. Akad. d. Wiss., 20.
- FISCHER, K. (1963): Hüllfläche und Sockelfläche des Reliefs. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- FISHER, N. I. (1993): Statistical analysis of circular data. Cambridge University Press.
- FISHER, O. (1866): On the disintegration of a chalk cliff. *Geological Magazine*, 3:354–356.
- FISHER, P. & J. WOOD (1998): What is a Mountain? Or the Englishman who went up a Boolean Geographical Concept and Realized it was Fuzzy. *Geography*, 83:247–256.
- FIX, R. E. & T. P. BURT (1995): Global Positioning System — an effective way to map a small area or catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20:817–827.
- FREY, C. (1965): Morphometrische Untersuchung der Vogesen. *Basler Beiträge zur Geographie und Ethnologie*, 6.
- FURRER, G. (1965): Die subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündner und Walliser Alpen. *Geographica Helvetica*, 20:185–192.
- FURRER, G. & P. FITZE (1970): Die Hochgebirgsstufe — ihre Abgrenzung mit Hilfe der Solifluktionsgrenze. *Geographica Helvetica*, 25:156–161.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., A. GÓMEZ-VILLAR, L. ORTIGOSA & C. MARTÍ-BONO (2000): Morphometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82 A:433–442.
- GARDINER, V. (1975): Drainage Basin Morphometry. Technical Bulletin 14, British Geomorphological Research Group.
- GARDNER, J. S. (1987): Evidence for headwall weathering zones, Boundary glacier, Canadian Rocky Mountains. *Journal of Glaciology*, 33:60–77.
- GEBIG GIS (1999): GiPSy Programmbeschreibung. Köln.
- GERBER, E. (1956): Das Längsprofil der Alpentäler. *Geographica Helvetica*, 11:160–215.
- GERRARD, A. J. (1990): Mountain environments: An examination of the physical geography of mountains. Belhaven Press, London.
- GILES, P. T. (1998): Geomorphological Signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:581–594.
- GILES, P. T. & S. E. FRANKLIN (1998): An automated approach to the classification of slope units using digital data. *Geomorphology*, 21:251–264.
- GORDON, J. E. (1977): Morphometry of cirques in the Kintail–Affric–Cannich. *Geografiska Annaler*, 59 A:177–194.
- GRAFF, L. H. & E. L. USERY (1993): Automated Classification of Generic Terrain Features in Digital Elevation Models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59:1409–1417.
- GRAF, W. L. (1970): The geomorphology of the glacial valley cross section. *Arctic and Alpine Research*, 2:303–312.
- GRAF, W. L. (1976): Cirques as glacier locations. *Arctic and Alpine Research*, 8:79–90.
- GRIFFITH, D. A. (1991): Statistical analysis for geographers. Prentice-Hall.
- GRÖTZBACH, E. (1965): Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München. Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen, 50:175–186.
- HABERÄCKER, P. (1987): Digitale Bildverarbeitung — Grundlagen und Anwendungen. Hanser, München.

- HACK, J. T. (1965): *Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia and Origin of the Residual Ore Deposits*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 484.
- HACK, J. T. & J. C. GOODLETT (1960): *Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Region in the Central Appalachians*. U.S. Geological Survey Professional Paper 347.
- HAEBERLI, W. (1985): *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers*. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich*, 77.
- HAEBERLI, W. (1992): *Possible Effects of Climatic Change on the Evolution of Alpine Permafrost*. *Catena Supplement*, 22:23–35.
- HAEBERLI, W. & D. VONDER MÜHLL (1996): *On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost*. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.–Bd.*, 104:43–57.
- HAINES-YOUNG, R. H. & M. CHOPPING (1996): *Quantifying landscape structure: a review of landscape indices*. *Progress in Physical Geography*, 20:418–445.
- HALL, K., J. BOELHOUWERS & K. DRISCOLL (2001): *Some Morphometric Measurements on Ploughing Blocks in the McGregor Mountains, Canadian Rockies*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12:219–225.
- HAMBREY, M. J. (1994): *Glacial Environments*. UBC Press, Vancouver.
- HAMMOND, E. H. (1958): *Procedures in the descriptive analysis of terrain*. Final Report ONR Project No. NR 387–015. University of Wisconsin, Madison.
- HAMMOND, E. H. (1964a): *Analysis of properties in land form geography: an application to broad-scale land form mapping*. *Annals of the Association of American Geographers*, 54:11–19.
- HAMMOND, E. H. (1964b): *Classes of land surface form in the forty-eight states, USA*. Map supplement 4, scale 1:500.000. *Annals of the Association of American Geographers*, 54.
- HANSON-LOWE, J. (1935): *The Clinographic Curve*. *Geological Magazine*, 72:180–184.
- HARBOR, J. M. (1990): *A discussion of Hirano and Aniya's (1988, 1989) explanation of glacial-valley cross profile development*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15:369–377.
- HAYNES, V. M. (1968): *The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland*. *Geografiska Annaler*, 50 A:221–234.
- HENNING, I. (1976): *Sind hohe Vulkane Hochgebirge?* In: UHLIG, H. & E. EHLERS, (Hrsg.), *Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen*, 40. Deutscher Geographentag Innsbruck, 19.–25. 5. 1975, S. 91–96, Wiesbaden.
- HEUBERGER, H. (1994): *Die Stellung der Alpen in der Eiszeitforschung*. *Geowissenschaften*, 12:144–148.
- HILL, A. R. (1973): *The distribution of drumlins in County Down, Ireland*. *Annals of the Association of American Geographers*, 63:226–240.
- HIRANO, M. (1988): *A rational explanation of cross-profile morphology for glacial valleys and of glacial valley development*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13:707–716.
- HOELLERMANN, P. (1973): *Some reflections on the nature of high mountains, with special reference to the western United States*. *Arctic and Alpine Research*, 5:A149–A160.
- HOFFMANN, A. & F. LEHMANN (2000): *Vom Mars zur Erde: Die erste digitale Orthobildkarte Berlin mit den Daten der Kamera HRSC–A*. *Kartographische Nachrichten*, 50:61–71.
- HOFFMANN, A., J. W. VAN DER VEGT & F. LEHMANN (2000): *Towards automated map updating: is it feasible with new digital data-acquisition and processing techniques?* *IAPRS*,

- HÖLLERMANN, P. (1976): Probleme der rezenten geomorphologischen Höhenstufung im Rahmen einer vergleichenden Hochgebirgsgeographie. In: UHLIG, H. & E. EHLERS, (Hrsg.), Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, 40. Deutscher Geographentag Innsbruck, 19.–25. 5. 1975, S. 61–75, Wiesbaden.
- HÖLLERMANN, P. (1983): Blockgletscher als Mesoform der Periglazialstufe. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 67.
- HÖLLERMANN, P. (1985): The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. *Erdkunde*, 39:259–270.
- HORMANN, K. (1965): Über die morphographische Gliederung der Erdoberfläche. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, 50:109–126.
- HORMANN, K. (1971): Morphometrie der Erdoberfläche. *Schriften des Geographischen Institutes der Universität Kiel*, 36.
- HORN, B. (1981): Hill shading and the reflectance map. *Geoprocessing*, 2:65–146.
- HORTON, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56:275–370.
- HOVIUS, N. (1996): Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8:29–44.
- HUEBER, W. (1825): Considérations générales sur les Alpes centrales. *Bull. Soc. de Geogr.*, 5:105.
- HUMBOLDT, A. V. (1816): Sur l'élévation des montagnes l'Inde. *Ann. de chimie et de physique*, 3:297.
- HUMBOLDT, A. V. (1825): De quelques phénomènes qu'offrent les Cordillères des Andes de Quito et la partie occidentale de l'Himalaya. *Ann. de Sciences Nat.*, 4.
- HUMBOLDT, A. V. (1849). *Ansichten der Natur*. Stuttgart.
- HUMLUM, O. (1982): Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 82:59–66.
- HURTREZ, J.-E., C. SOL & F. LUCAZEAU (1999): Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:799–808.
- IVES, J. D., B. MESSERLI & E. SPIESS (1997): Mountains of the world — a global priority. In: MESSERLI, B. & J. D. IVES, (Hrsg.), *Mountains of the world — a global priority*, S. 1–15. Parthenon.
- IVES, R. L. (1940): Rock Glaciers in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, 51:1271–1294.
- JAMES, L. A. (1996): Polynomial and power functions for glacial valley cross-section morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21:413–432.
- JAUHAINEN, E. (1975): Morphometric analysis of drumlin fields in northern Central Europe. *Boreas*, 4:219–230.
- JEFREMOW, J. K. (1949): Versuch einer morphographischen Klassifikation der Elemente und einfachen Formen des Reliefs (russ.). *Woprosy Geografii*, 11.
- JENSON, S. K. & J. O. DOMINGUE (1988): Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and*

- Remote Sensing, 54:1593–1600.
- JENTSCH, C. & H. LIEDTKE (1980): Höhengrenzen in Hochgebirgen — Einleitende Bemerkungen zum Rundgespräch. In: JENTSCH, C. & H. LIEDTKE, (Hrsg.), Höhengrenzen in Hochgebirgen, Band 29, Arbeiten aus dem Geogr. Inst. der Universität des Saarlandes, S. 29–33. Saarbrücken.
- KAHMEN, H. (1997): Vermessungskunde. Walter de Gruyter, Berlin.
- KATSUBE, K. & T. OGUCHI (1999): Altitudinal Changes in Slope Angle and Profile Curvature in the Japan Alps: A Hypothesis Regarding a Characteristic Slope Angle. *Geographical Review of Japan*, 72:63–72.
- KING, C. A. M. (1974): Morphometry in Glacial Geomorphology. In: COATES, D. R., (Hrsg.), *Glacial Geomorphology. Proc. of the 5th Annual Geomorphology Symposium Series*, S. 147–162.
- KING, L. C. (1957): The Uniformitarian Nature of Hillslopes. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 17:81–102.
- KNIGHT, J. (1997): Morphological and morphometric analyses of drumlin bedforms in the Omagh basin, north central Ireland. *Geografiska Annaler*, 79 A:255–266.
- KÖLBL, O. (1992): Geländedaten. Bundesamt für Statistik, Lausanne.
- KRAUS, K., J. JANSKA & H. KAGER (1996): Photogrammetrie — Verfeinerte Methoden und Anwendungen, Band 2. Dümmler.
- KREBS, N. (1922): Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 68:49–53.
- KUGLER, H. (1964a): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. *Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderkunde N. F.*, 21/22:541–655.
- KUGLER, H. (1964b): Großmaßstäbige geomorphologische Kartierung und geomorphologische Reliefanalyse. Dissertation, Universität Leipzig, Leipzig.
- KUGLER, H. (1974): Das Georelief und seine kartographische Modellierung. Dissertation B, Martin-Luther-Universität Halle.
- KUHLE, M. (1991): Glazialgeomorphologie. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- KÜHNI, A. & O. A. PFIFFNER (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41:285–307.
- LABHART, T. P. (1998): *Geologie der Schweiz*. Thun.
- LAKE, P. (1928): On Hill-slopes. *Geological Magazine*, 65:108–116.
- LANGE, A. F. & C. GILBERT (1999): Using GPS for GIS data capture. In: LONGLEY, P. A., M. F. GOODCHILD, D. J. MAGUIRE & D. W. RHIND, (Hrsg.), *Geographical Information Systems*, Band 1, Kap. 33. Wiley, Chichester.
- LANGE, N. (2002): *Geoinformatik in Theorie und Praxis*. Springer, Heidelberg.
- LAPPARENT, E. D. (1883). *Traité de Géologie*. Paris.
- LEE, J., P. K. SNYDER & P. F. FISHER (1992): Modeling the effect of data errors on feature extraction from digital elevation models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 58:1461–1476.
- LEICA GEOSYSTEMS (2000): Einführung in die GPS Vermessung (Global Positioning System,). Heerbrugg.

- LESER, H. (1995): *Geomorphologie*. Westermann.
- LESER, H. & G. STÄBLEIN (1980): *Legende der Geomorphologischen Karte 1:25.000 (GMK 25) — 3. Fassung im GMK Schwerpunktprogramm*. Berliner Geographische Abhandlungen, 31:91–100.
- LINTON, D. L. (1963): The forms of glacial erosion. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 33:1–28.
- LOEWENHERZ, D. S., C. J. LAWRENCE & R. L. WEAVER (1989): On the development of transverse ridges on rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 35:383–391.
- LOPIK, J. R. v. & C. R. KOLB (1959): A technique for preparing desert terrain analogs. *Tech. Rept. 3–506*.: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- LOUIS, H. (1957): Der Reliefsockel als Ausdruck des Abtragungsreliefs. *Stuttgarter Geographische Studien*, 69:65–70.
- LOUIS, H. & K. FISCHER (1979): *Allgemeine Geomorphologie*. W. de Gruyter.
- LUO, W. (1998): Hypsometric analysis with a Geographic Information System. *Computers & Geosciences*, 24:815–821.
- MACGREGOR, K. R., R. S. ANDERSON, S. P. ANDERSON & E. D. WADDINGTON (2000): Numerical simulations of glacial–valley longitudinal profile evolution. *Geology*, 28:1031–1034.
- MACKAY, D. S. & L. E. BAND (1998): Extraction and representation of nested catchment areas from digital elevation models in lake–dominated topography. *Water Resources Research*, 34:897–901.
- MARK, D. M. (1975): Geomorphometric parameters: a review and evaluation. *Geografiska Annaler*, 57:165–177.
- MARTINEZ-CASANOVAS, J. & H. J. STUIVER (1998): Automatic delineation of drainage networks and elementary catchments from Digital Elevation Models. *Int. Journal of Aerospace Survey and Earth Sciences*, 3:198–208.
- MARTZ, L. W. & J. GARBRECHT (1992): Numerical definition of drainage network and sub-catchment areas from digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 18:747–761.
- MARTZ, L. W. & J. GARBRECHT (1999): An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers and Geosciences*, 25:835–844.
- MAULL, O. (1958): *Handbuch der Geomorphologie*. Franz Deuticke.
- MCCALL, J. G. (1952): The internal structure of a cirque glacier. *Journal of Glaciology*, 2:122–130.
- MCDERMID, G. J. & S. F. FRANKLIN (1995): Remote sensing and geomorphometric discrimination of slope processes. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.–Bd.*, 101:165–185.
- MENZIES, J. & J. ROSE, (Hrsg.) (1987): *Drumlin Symposium*. Balkema.
- MENZIES, J. & J. ROSE (1989): *Sedimentary Geology, Special Issue. Subglacial bedforms — drumlins, Rogen moraine and associated subglacial bedforms*, 69.
- MEYBECK, M., P. GREEN & C. VÖRÖSMARTY (2001): A new typology for mountains and other relief classes. *Mountain Research and Development*, 21:34–45.
- MILIARISIS, G. C. (2001): Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. *Computers and Geoscience*, 27:775–786.
- MILIARISIS, G. C. & D. P. ARGIALAS (1999): Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model/GTOPO30. *Computers and Geosciences*, 25:715–728.

- MILLS, H. H. (1980): An analysis of drumlin form in the northeastern and north-central United States: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 91:637–639.
- MONKHOUSE, F. J. & H. R. WILKINSON (1971): Maps and diagrams. Methuen, London.
- MONTGOMERY, D. R., G. BALCO & S. D. WILLETT (2001): Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology*, 29:579–582.
- MONTGOMERY, D. R. & H. M. GREENBERG (2000): Local relief and the height of Mount Olympus. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:385–396.
- MOORE, I. D., R. B. GRAYSON & A. R. LADSON (1991): Digital Terrain Modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, 5:7–32.
- MORRIS, D. G. & R. G. HEERDEGEN (1988): Automatically derived catchment boundaries and channel networks and their hydrological applications. *Geomorphology*, 1:131–141.
- MOSELEY, F. (1961): Erosion surfaces in the Forest of Bowland. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 33:173–196.
- NEUMANN, L. (1888): Orometrische Studien im Anschluss an die Untersuchung des Kaiserstuhlgebirges. *Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie*, S. 320–361.
- NYENHUIS, M. (2001): Analyse der regionalen Permafrostverbreitung im Turtmanntal, Wallis, Schweiz. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- OBST, E. (1914): Terminologie und Klassifikation der Berge. Dr. A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt, 1:177–183, 241–250, 302–310.
- O'CALLAGHAN, J. F. & D. M. MARK (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28:323–344.
- OHMORI, H. (1993): Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8:162–277.
- OLLIER, C. (1991): Ancient Landforms. Belhaven Press, London.
- OLLIER, C. D. (1977): Terrain classification — methods, applications and principles. In: HAILS, J. R., (Hrsg.), *Applied Geomorphology*, S. 277–316. Elsevier, Amsterdam.
- OTTO, J.-C. (2001): Das geomorphologische System des Turtmanntals (Wallis, Schweiz) — Formen, Substrate und Prozesse. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- OUTCALT, S. E. & J. B. BENEDICT (1965): Photo-interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, USA. *Journal of Glaciology*, 5:849–856.
- PANNEKOEK, A. J. (1967): Generalized contour maps, summit level maps and streamline surface maps as geomorphological tools. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 11:169–182.
- PARSONS, A. J. (1978): A technique for the classification of hillslope forms. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 3:71–78.
- PARSONS, A. J. (1979): Plan form and profile form of hillslopes. *Earth Surface Processes*, 4:395–40.
- PARSONS, A. J. (1988): Hillslope form. Routledge, London.
- PASSARGE, S. (1912): Physiologische Morphologie. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, 26.
- PASSARGE, S. (1921): Die Landschaft. Verlag von Quelle & Meyers.
- PEATTIE, R. (1936): Mountain geography. Harvard University Press.
- PEGUY, C. P. (1948): Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique. *Rev. de Géogr. Alpine*, 36:5–101.

- PENCK, A. (1894): *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn, Stuttgart.
- PENCK, A. (1896): *Die Geomorphologie als genetische Wissenschaft — Eine Einleitung zur Diskussion über geomorphologische Nomenklatur*. Comptes Rendas, 6. Int. Geogr. Kongress, Sektion C:735–752.
- PENCK, W. (1924): *Die Morphologische Analyse*. Verlag von J. Engelhorns Nachfolger, Stuttgart.
- PEUCKER, C. (1890): *Beiträge zur orometrischen Methodenlehre*. Dissertation, Universität Breslau.
- PHILIPPSON, A. (1924): *Grundzüge der allgemeinen Geographie*, Bd. II. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- PHILIPPSON, A. (1931): *Grundzüge der allgemeinen Geographie*, Bd. II. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- PIKE, R. J. & R. DIKAU, (Hrsg.) (1995): *Advances in geomorphometry — Proceedings of the Walter F. Wood Memorial Symposium*. Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.–Bd. 101. Borntraeger.
- PIKE, R. J. & S. E. WILSON (1971): *Elevation–relief–ratio, hypsometric integral, and geomorphic area–altitude analysis*. Geological Society of America Bulletin, 82:1079–1083.
- PILESJÖ, P. & Q. ZHOU (1994). *Hydrological Modeling using Digital Terrain Models*. Paper presented at the 1994 Institute of Australian Geographers Conference, 25-29 September 1994, Townsville.
- PILESJÖ, P., Q. ZHOU & L. HARRIE (1998): *Estimating Flow Distribution over Digital Elevation Models Using a Form-Based Algorithm*. Geographic Information Sciences, 4:44–51.
- PIOTROWSKI, J. A. (1989): *Relationship between drumlin length and width as a manifestation of the subglacial processes*. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 33:429–441.
- PITTY, A. F. (1966): *Some problems in the location and delimitation of slope profiles*. Zeitschrift für Geomorphologie, 10:454–461.
- PITTY, A. F. (1968): *Some comments on the scope of slope analysis based on frequency distributions*. Zeitschrift für Geomorphologie, 12:350–355.
- PITTY, A. F. (1969): *A Scheme for Hillslope Analysis I. Initial considerations and calculations*. Occasional Papers in Geography 9, University of Hull, Hull.
- PITTY, A. F. (1970): *A Scheme for Hillslope Analysis II. Indices and tests for differences*. Occasional Papers in Geography 17, University of Hull, Hull.
- POTTER, N. (1972): *Ice–cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming*. Geological Society of America Bulletin, 83:3025–3058.
- POTTER, N., E. J. STEIG, D. H. CLARK, M. A. SPEECE, G. M. CLARK & A. B. UPDIKE (1998): *Galena Creek Rockglacier revisited — new observations on an old controversy*. Geografiska Annaler, 80 A:251–265.
- PRICE, L. W. (1981): *Mountains and Man*. University of California Press.
- QUINN, P., K. BEVEN, P. CHEVALLIER & O. PLANCHON (1991): *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models*. Hydrological Processes, 5:59–79.
- RANGE, W. (1961). *Morphometrische Untersuchungen in den Einzugsgebieten der bayerischen Alpenflüsse*.
- RASEMANN, S. (1999): *Geomorphometrische Charakterisierung von Hängen durch Profilana-*

- lyse. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- RASEMANN, S. (2003): Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems. Dissertation, Geographisches Institut, Universität Bonn. http://hss.ulb.uni-bonn.de/ulb_bonn/diss_online/math_nat_fak/2003/rasemann_stefan.
- RASEMANN, S. & J. SCHMIDT (2001): Slope profile analysis as a tool for interpreting landform systems. In: OHMORI, H., (Hrsg.), DEMs and Geomorphology, Band 1, Special Publication of the Geographic Information Systems Association, S. 48–49, Tokyo, Japan.: The Geographic Information Systems Association.
- RASEMANN, S., J. SCHMIDT, L. SCHROTT & R. DIKAU (2004): Geomorphometry in mountain terrain. In: BISHOP, M. & J. F. SHRODER, (Hrsg.), GIS in mountain geomorphology. Springer.
- RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges. 1 – Der Naturraum. Teubner.
- RICHARDS, J. A. & X. JIA (1999): Remote Sensing Digital Image Analysis. Springer.
- RITTER, C. (1817). Die Erdkunde. I.
- RITTER, C. (1852). Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie.
- ROBINSON, G. (1972): Trials on trends through clusters of cirques. *Area*, 4:104–112.
- ROER, I. (2001): Bioindikation von Blockgletschersystemen in einem hochalpinen Tal (Turtmantal, Wallis, Schweiz). Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- ROWAN, L. C., J. F. MCCAULEY & E. A. HOLM (1971): Lunar Terrain Mapping and Relative-Roughness Analysis. Geological Survey Professional Paper 599–G. United States Government Printing Office.
- SAVIGEAR, R. A. G. (1952): Some observations on slope development in South Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 18:31–51.
- SAVIGEAR, R. A. G. (1962): Some observations on slope development in North Devon and North Cornwall. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 30:23–32.
- SAVIGEAR, R. A. G. (1967): The analysis and classification of slope profile forms. *Slopes Comm. Rep. 5*, S. 271–290.
- SCHAFFER, J. P. (2001): Numerical simulations of glacial–valley longitudinal profile evolution: Comment and Reply. *Geology*, 29:759–760.
- SCHMIDT, J. (1996): Untersuchungen zum Einfluß geomorphologischer Variabilität und Struktur auf den Niederschlag–Abfluß–Prozeß in kleinskaligen Einzugsgebieten. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Heidelberg.
- SCHMIDT, J. (2001): The role of mass movements for slope evolution — conceptual approaches and model applications in the Bonn area. Dissertation, Geographisches Institut der Universität Bonn.
- SCHMIDT, J. & R. DIKAU (1999): Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models — Semantics, methods and future needs. In: DIKAU, R. & H. SAURER, (Hrsg.), GIS in Physical Geography, S. 153–173. Schweizerbarth, Stuttgart.
- SCHMIDT, J., B. MERZ & R. DIKAU (1998): Morphological structure and hydrological process modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*–Bd., 112:55–66.
- SCHOWENGERDT, R. A., (Hrsg.) (1997): Remote sensing — models and methods for image processing. Academic Press.
- SCHROEDER, M. (1995): Computergestützte Reliefmodellierung der Erde. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Heidelberg.
- SCHROTT, L., G. HUFSCHMIDT, M. HANKAMMER, T. HOFFMANN & R. DIKAU (2003): Spa-

- tial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55:1–19.
- SCHUMM, S. A. (1956): Evolution of drainage systems and slope in badlands at Perth Amboy. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67:597–646.
- SELBY, M. (1985): *Earth's changing surface*. Oxford University Press, Oxford.
- SHAKESBY, R. A. (1997): Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21:394–418.
- SMITH, B. & D. M. MARK (2002): Do Mountains exist? Towards an ontology of landforms. *Environment and Planning B: Planning and Design*, 30:411–427.
- SONKLAR, C. (1873): *Allgemeine Orographie*. Wilhelm Braumüller, Wien.
- SPEIGHT, J. G. (1974): A parametric approach to landform regions. In: *Progress in Geomorphology*, Institute of the British Geographers Special Publication, Nr. 7, S. 213–230.
- SPEIGHT, J. G. (1988): Landform classification. In: GUNN, R. H., J. A. BEATTIE, R. E. REID & R. H. M. VAN DE GRAAFF, (Hrsg.), *Australian Soil and Land Survey Handbook*, S. 38–59. Inkata Press.
- SPEIGHT, J. G. (1990): Landform. In: McDONALD, R. C., R. F. ISBELL, J. G. SPEIGHT, J. WALKER & M. S. HOPKINS, (Hrsg.), *Australian Soil and Land Survey Field Handbook*, S. 8–43. Inkata Press, Melbourne.
- SPIRIDONOV, A. I. (1973): Physiognomic landscape features as indicators of origin and development of the landscape. In: CHIKISHEV, A. G., (Hrsg.), *Landscape indicators: New Techniques in Geology and Geography*, S. 79–91. Plenum Publishing Co., New York.
- STAHR, A. & T. HARTMANN (1999): *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Springer.
- STRAHLER, A. N. (1950a): Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis — Part I. *American Journal of Science*, 248:673–696.
- STRAHLER, A. N. (1950b): Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis — Part II. *American Journal of Science*, 248:800–814.
- STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63:1117–1141.
- STRAHLER, A. N. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, V. T., (Hrsg.), *Handbook of applied hydrology*, S. 4 · 39–4 · 76. McGraw–Hill.
- STRANG, G. & K. BORRE (1997): *Linear algebra, geodesy and GPS*. Wellesley–Cambridge Press.
- SUGDEN, D. & B. S. JOHN (1976): *Glaciers and landscape*. Edward Arnold.
- SUGDEN, D. E. (1969): The age and form of corries in the Cairngorms. *Scott. Geogr. Magazine*, 85:34–36.
- SUPAN, A. (1930): *Grundzüge der physischen Erdkunde*. 7. Auflage, Band II, Teil I. De Gruyter.
- SVENSSON, H. (1959): Is the cross section of a glacial valley a parabola? *Journal of Glaciology*, 3:362–363.
- TALLING, P. J., M. D. STEWART, C. P. STARK, S. GUPTA & S. V. VINCENT (1997): Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks. *Basin Research*, 9:275–302.
- TARBOTON, D. G. (1997): A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33:309–319.

- TAYLOR, G. (1926): Glaciation in the South–West Pacific. In: Proc. of the 3rd Pan–Pacific Congress, S. 1819–1825, Tokyo.
- THAPA, K. (1990): Data compression in digitized lines. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56:517–518.
- THELIN, G. P. & R. J. PIKE (1991). Landforms of the counterterminous United States a. A digital shaded–relief portrayal. Map I–2206, U. S. Geological Survey.
- THOMPSON, W. F. (1964): How and why distinguish between mountains and hills. *The Professional Geographer*, 16:6–8.
- THORN, C. E. (1988): Nivation: A geomorphic chimera. In: CLARK, M. J., (Hrsg.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley.
- TRENHAILE, A. S. (1975): The morphology of a drumlin field. *Annals of the Association of American Geographers*, 65:297–312.
- TRENHAILE, A. S. (1976): Cirque morphometry in the Canadian Cordillera. *Annals of the Association of American Geographers*, 66:451–462.
- TRENHAILE, A. S. (1979): The morphometry of valley steps in the Canadian Cordillera. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 23:27–44.
- TROLL, C. (1966a): Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. In: TROLL, C., (Hrsg.), *Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung*, Band 11, *Erdkundliches Wissen*, S. 95–126. Franz Steiner Verlag.
- TROLL, C. (1966b): Über das Wesen der Hochgebirgsnatur. In: TROLL, C., (Hrsg.), *Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung*, Band 11, *Erdkundliches Wissen*, S. 127–151. Franz Steiner Verlag.
- TROLL, C. (1972): Geocology and the world–wide differentiation of high–mountain ecosystems. In: TROLL, C., (Hrsg.), *Geocology of the high–mountain regions of Eurasia*, S. 1–13, Wiesbaden.
- TROLL, C. (1973): High mountain belts between the polar caps and the equator: their definition and lower limit. *Arctic and Alpine Research*, 5:A19–A27.
- TROLL, C. (1975): Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. *Geographische Rundschau*, 27:185–198.
- TWIGG, D. R. (1998): The Global Positioning System and its Use for Terrain Mapping and Monitoring. In: LANE, S. N., K. S. RICHARDS & J. H. CHANDLER, (Hrsg.), *Landform monitoring, Modelling and Analysis*, Kap. 3, S. 37–61. Wiley.
- TYLOR, A. (1875): Action of denuding agencies. *Geological Magazine*, 22:433–473.
- UNWIN, D. J. (1973): The distribution and orientation of corries in northern Snowdonia, Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 58:85–97.
- UNWIN, D. J. (1975): An introduction to trend surface analysis, Band 5, CATMOG — Concepts and Techniques in Modern Geography. Geo Abstracts Ltd.
- VAN DER MEER, J. J. P. & F. G. M. VAN TATENHOVE (1992): Drumlins in a full alpine setting: some examples from Switzerland. *Geomorphology*, 6:59–67.
- TATENHOVE, F. VAN & R. DIKAU (1990): Past and present permafrost distribution in the Turtmannal, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 22:302–316.
- WAHRHAFTIG, C. & A. COX (1959): Rock Glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70:383–436.
- WHEELER, D. A. (1984): Using parabolas to describe the cross–sections of glaciated valleys.

- Earth Surface Processes and Landforms, 9:391–394.
- WHITE, J. F. (1966): Convex–concave landscapes: a geometrical study. *The Ohio Journal of Science*, 66:592–608.
- WHITE, S. E. (1976): Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quaternary Research*, 6:77–97.
- WILHELMY, H. (1992): Geomorphologie in Stichworten. III. Exogene Morphodynamik. Ferdinand Hirt.
- WILLGOOSE, G. & G. HANCOCK (1998): Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in a transport–limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:611–623.
- WISE, S. M. (1998): The effect of GIS interpolation errors on the use of digital elevation models in geomorphology. In: LANE, S., K. RICHARDS & J. CHANDLER, (Hrsg.), *Landform monitoring, modelling and analysis*, S. 139–164. John Wiley & Sons, Ltd.
- WOLOCK, D. M. & G. J. MCCABE (1995): Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31:1315–1324.
- WOOD, A. (1942): The development of hillside slopes. *Proceedings of the Geological Association*, 53:128–140.
- WOOD, W. F. & J. B. SNELL (1960): A quantitative system for classifying landforms. *Tech. Rept. EP–124*: U.S. Army Quartermaster Research & Engineering center, Natick, MS.
- WOOLDRIDGE, S. W. (1928): The 200–foot Platform in the London Basin. *Proc. of the Geologists' Association*, 39:1–26.
- YAMADA, S. (1999): Mountain ordering: a method for classifying mountains based on their morphometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:653–660.
- YIN, Z. & X. WANG (1999): A cross–scale comparison of drainage basin characteristics derived from digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:557–562.
- YOUNG, A. (1964): Slope profile analysis. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.–Bd.*, 5:17–27.
- YOUNG, A. (1970): Slope form in the Xavantina–Cachimbo area. *Geographical Journal*, 136:383–392.
- YOUNG, A. (1971): Slope profile analysis: the system of best units. In: BRUNSDEN, D., (Hrsg.), *Slopes — Form and Process*, Band 3, S. 1–13. Institute of British Geographers, Special Publication, London.
- YOUNG, A. (1972): *Slopes*. Longman, London.
- YOUNG, A. (1974): Slope Profile Survey. Technical Bulletin 11, British Geomorphological Research Group.
- ZHANG, W. H. & D. R. MONTGOMERY (1994): Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, 30:1019–1028.
- ZHOU, Q. & P. PILESJÖ (1997): On the quantitative measurements of errors generated from hydrological modelling algorithms. In: *Proc. of GIS AM/FM ASIA '97 and Geoinformatics '97 Conference*, 26–29 May 1997, Taipei, S. 811–819.

A Geomorphometrische Parameter

A.1 Drumlins

Breite

Die maximale Breite entlang der Querachse.

Höhe

Die maximale Höhe des Drumlins.

Länge

Die maximale Erstreckung des Drumlins entlang seiner Längsachse.

Orientierung

Die Orientierung der Längsachse des Drumlins, meist in Grad östlich von Nord angegeben.

Verhältnis von Länge zu Breite

Der Quotient aus Länge und Breite des Drumlins.

Verhältnis von Breite zu Länge

Der Quotient aus Breite und Länge des Drumlins.

Verhältnis von Länge zu Höhe

Der Quotient aus Länge und Höhe des Drumlins.

Verhältnis von Breite zu Höhe

Der Quotient aus Breite und Höhe des Drumlins.

Distanz Luvende–Scheitelpunkt, Luvdistanz (engl.: Stoss distance)

Die horizontale Distanz vom Scheitelpunkt, dem höchsten Punkt des Drumlins, zum Luvende, dem der ehemaligen Eisfließrichtung zugewandten Ende des Drumlins. Im Folgenden wird dieser Parameter als Luvdistanz bezeichnet.

Distanz Leeende–Scheitelpunkt, Leedistanz (engl.: Lee distance)

Die horizontale Distanz vom Scheitelpunkt, dem höchsten Punkt des Drumlins, zum Leeende, dem der ehemaligen Eisfließrichtung abgewandten Ende des Drumlins. Im Folgenden wird dieser Parameter als Leedistanz bezeichnet.

Neigung der Luvseite

Der Quotient aus Höhe und Luvdistanz des Drumlins.

Neigung der Leeseite

Der Quotient aus Höhe und Leedistanz des Drumlins.

Verhältnis von Luvdistanz und Leedistanz

Der Quotient aus Luvdistanz und Leedistanz.

Fläche

Die planimetrische Fläche des Drumlins.

Volumen

Das Volumen des Drumlins.

Anzahl pro Flächeneinheit

Die Anzahl von Drumlins pro Flächeneinheit. TRENHAILE (1975) bestimmte die Zahl der Drumlins für Flächen von je 4 Quadratmeilen, GORDON (1977) innerhalb eines Kreises mit dem Radius 4 km^2 .

K-value

Bei der Beschreibung von Drumlins durch Lemniskaten benutzter Wert, der die Form des Lemniskatenbogens bestimmt (vgl. Kapitel 3.4.1).

Neigung, Horizontalwölbung, Vertikalwölbung

Die von EVANS (1987b) abgeleiteten Parameter Neigung, Horizontalwölbung und Vertikalwölbung sind keine speziell zur Charakterisierung von Drumlins entwickelten Parameter. EVANS wendet diese einfachen primären Parameter auf digitale Höhenmodelle von Drumlins an.

Mittlere Exposition des Vektors

Die mittlere Exposition des Vektors beschreibt die mittlere Exposition einer Menge von Drumlins. Aufgrund der Maßeinheit der Exposition in Grad ($0-360^\circ$) führt die Berechnung des arithmetischen Mittels zu falschen Aussagen. EVANS (1987b) nutzt für die Berechnung des tatsächlichen Mittelwertes die in Kapitel 3.4.2 vorgestellte Methode.

Stärke des Richtungsvektors

Nach der Methode kumulierter Vektoren (s. Kapitel 3.4.2) berechnet, ist die Stärke des Expositionsvektors ein Maß für die Streuung beziehungsweise Konzentration der einzelnen Expositionswerte.

Mittlere gewichtete Exposition des Vektors

Aufgrund der Annahme, die Exposition sei für stärker geneigte Bereiche von größerer Bedeutung als für weniger stark geneigte, schlägt EVANS (1987b) eine mit der Neigung gewichtete Variante des Parameters 'Mittlere Exposition des Vektors' vor.

Gewichtete Stärke des Richtungsvektors

Entsprechend dem Parameter 'Mittlere gewichtete Exposition des Vektors' präsentiert EVANS (1987b) auch für die Stärke des Richtungsvektors ein Variante, bei der stark geneigte Bereiche stärker gewichtet werden.

A.2 Kare

Höhe der Karschwelle

UNWIN (1973) definiert die Höhenlage der Karschwelle als Höhe der Karschwelle am Schnittpunkt mit der Längsachse des Kares.

Höhe des Karbodens

Die absolute Höhe des Karbodens ist ein Maß für die Höhenlage des Kares. Während EMBLETON & HAMANN (1988) nicht angeben, wo diese Höhe gemessen wurde, weisen GARCÍA-RUIZ et al. (2000) explizit auf die Messung des tiefsten Punktes des Karbodens hin.

Orientierung (*axisasp*)

Die Orientierung des Kares wird entlang seiner Längsachse oder Medianachse gemessen (EVANS, 1995) und meist in Grad östlich von Nord angegeben. Zu verschiedenen Möglichkeiten der Definition der Kareexposition siehe auch Kapitel 3.6.4 und Abbildung 3.13.

Höhe des Kargrates (*maxcraft*)

Die Höhe des Kargrates entspricht dem höchsten Punkt der Karrückwand. In manchen Fällen stimmt er mit einem Berggipfel überein. Das erleichtert seine Höhenbestimmung aus topographischen Karten (UNWIN, 1973).

Fläche des Kares

Die planimetrische Fläche des Kares.

Erstreckung

Das Verhältnis von maximaler Karlänge zu maximaler Karbreite.

Exposition

Die Exposition der Karrückwand, orthogonal zur Längsachse des Kares gemessen.

Schrundhöhe

Die Schrundhöhe bezeichnet die Höhe der Hangunstetigkeit zwischen Karboden und Berghang (DAVIS, 1999). TRENHAILE (1976) bezeichnete dieses Maß als Höhe des Kares. Da die überwiegende Zahl der Autoren die Höhe des Kares aber an der Höhe der Karschwelle misst, wird hier die Definition von DAVIS bevorzugt.

Mittlere Karhöhe

Die vertikale Ausdehnung des Kares, gemessen von der durchschnittlichen Höhe des oberen Endes der Karrückwand zum tiefsten Punkt des Karbodens.

Mittlere Karbreite

Die mittlere Karbreite bezeichnet den Mittelwert aus mehreren Messungen der Distanz der Oberkanten gegenüberliegender Karseitenwände. Vermutlich liegt ein Fehler in der Literatur vor, da nach DAVIS (1999) die Messung *parallel* zur Längsachse des Kares erfolgt. Richtig muss die Messung jedoch orthogonal zur Längsachse des Kares verlaufen.

Karlänge (*length*)

Die Entfernung von der Karrückwand zur Karschwelle. GARCÍA-RUIZ et al. (2000) und EVANS (1995) messen die planimetrische Entfernung entlang der Medianachse des Kares. Die Definition des Parameters durch DAVIS (1999) ist missverständlich, da nicht angegeben wird, ob es sich um die planimetrische oder tatsächliche Distanz zwischen diesen Punkten handelt.

Mittlere Neigung der Karrückwand

DAVIS (1999) definierte die mittlere Neigung der Karrückwand als Neigung zwischen dem höchsten Punkt der Karrückwand und der Karschwelle. Sinnvoller erscheint die Bestimmung der Neigung zwischen höchstem Punkt der Karrückwand und dem Übergang von Karrückwand zu Karboden.

Mittlere Neigung des Karbodens

Die mittlere Neigung des Karbodens unterhalb der Schrund-Höhe.

Verhältnis Länge zu Höhe

Das Verhältnis von Karlänge zu Karhöhe.

Verhältnis Länge zu Breite

Das Verhältnis von Karlänge zu Karbreite.

Verhältnis Breite zu Länge

Das Verhältnis von Karbreite zu Karlänge.

Verhältnis der Neigung von Rückwand zum Boden

Das Verhältnis der Hangneigung der Karrückwand zur Hangneigung des Karbodens.

Volumen

Das Volumen des Kares, jeweils berechnet aus Maßen der Länge, Breite und Höhe, jedoch mit Abweichungen zwischen verschiedenen Autoren. DAVIS (1999) berechnet das Volumen nach folgender Formel:

$$Volumen = \frac{Höhe \times Breite \times Länge}{2} \quad (A.1)$$

GORDON (1977) dürfte mit der von ihm angewandten Formel generell zu etwas geringeren Volumina kommen, da er statt der Höhe der Karrückwand die Amplitude einsetzt:

$$Volumen = \frac{Fläche \times Amplitude}{2} \quad (A.2)$$

Volumen^{1/3}

Von den Maßen der Kargröße erreichte der Parameter 'Volumen^{1/3}' in der Arbeit von GORDON (1977) die stärkste Korrelation mit anderen Variablen, so dass dieser vorschlug 'Volumen^{1/3}' als repräsentativen Parameter für die Größe von Kares zu verwenden.

Breite

Die Breite des Kares. GARCÍA-RUIZ et al. (2000) sowie EVANS (1995) definieren diese als die maximale Distanz zwischen den Karseitenwänden orthogonal zur Medianachse des Kares.

Amplitude

Ein Maß für die Höhe des Kares, die Differenz aus der niedrigsten Höhe der Oberkante der Karrückwand und der Höhe der Karschwelle.

Höhe der Karrückwand (*wallht*)

Die Höhe der Karrückwand wurde von ANIYA & WELCH (1981) als Höhendifferenz zwischen Kargrat und oberem Ende des Karbodens definiert. EVANS (1995) lieferte eine präzisere Definition: die Distanz vom Punkt maximaler Höhe der Karrückwand (*maxcraft*) zum Karboden orthogonal zu den Isohypsen.

Verhältnis Breite zu Amplitude

Der Quotient aus Breite und Amplitude des Kares.

Gesamtneigung

GORDON (1977) berechnet die Gesamtneigung (*engl.*: overall gradient) nach folgender Formel aus der Amplitude und der Länge des Kares:

$$\text{Gesamtneigung} = \frac{\arctan(\text{Amplitude})}{\text{Länge}} \quad (\text{A.3})$$

Maximale Neigung der Rückwand

Die maximale Hangneigung der Karrückwand. EVANS (1995) definierte sie als maximale Neigung über eine Distanz von 30 m.

Minimale Neigung Boden

Die minimale Neigung des Karbodens. EVANS (1995) definierte sie als minimale Neigung über eine Distanz von 10 m. Ist der Karboden von einem See erfüllt, wird 0° angenommen (GORDON, 1977; EVANS, 1995).

Horizontale Geschlossenheit

Die Spannweite der Exposition der mittleren Isohypse eines Kares. Dieser Parameter ist eine Modifikation der 'plan closure' von EVANS (1969, 1974). Hier wurde statt der mittleren die längste Isohypse des Kares herangezogen. EVANS (1995) übernahm die modifizierte Version von GORDON (1977).

Vertikale Geschlossenheit

Die Differenz aus maximaler Neigung der Karrückwand und minimaler Neigung des Karbodens.

Konkavität

Ein Maß für die Geschlossenheit des Kares in Horizontal- und Vertikalrichtung, berechnet nach der Formel:

$$\text{Konkavität} = \text{Horiz. Geschlossenheit} + \text{Vert. Geschlossenheit} \times 4 \quad (\text{A.4})$$

Verhältnis Horizontale Geschlossenheit zu vertikaler Geschlossenheit

Der Quotient aus horizontaler Geschlossenheit und vertikaler Geschlossenheit.

Maximale Höhe der Wasserscheide

Der höchste Punkt des Oberflächeneinzugsgebietes, welches in das Kar entwässert, also der höchste Punkt der Wasserscheide.

Reliefamplitude

Das Relief in der Umgebung des Kares. Zur Ermittlung des Parameters konstruierten EMBLETON & HAMANN (1988) die Hüll- und Sockelfläche des Reliefs im Sinne von FISCHER (1963) (vgl. Kapitel 2.2.5) und maßen die Höhendifferenz dieser Flächen an der Lokation des Kares.

Relatives Relief I & II

Das Relief in der direkten Umgebung des Kares, ähnlich dem Parameter 'Reliefamplitude' von EMBLETON & HAMANN (1988). EVANS (1995) berechnet die Spannweite der Höhe in einem Kreis mit Radius 1 km für den Parameter (I) und in einem Kreis mit Radius 2 km für den Parameter (II).

Minimale Höhe des Kares (*lowalt*)

Die minimale absolute Höhe des Kares. Bei in Hangrichtung geneigten Karböden liegt diese an der Karschwelle. Ist der Karboden gegen die Hangrichtung geneigt, liegt dieser Punkt zwischen Karschwelle und Karrückwand.

Modus der Höhe des Karbodens (*flooralt*)

Der Modus der Höhe des Karbodens, also der am häufigsten gemessene Höhenwert; beispielsweise die Höhe der Oberfläche eines Karsees, sofern vorhanden.

Maximale Höhe des Karbodens (*flmaxalt*)

Die maximale absolute Höhe des Karbodens.

Höhe Schnittpunkt Kargrat/Medianachse (*medcralt*)

Die absolute Höhe des Kargrates am Schnittpunkt mit der Medianachse des Kares.

Median der axialen Höhe (*medaxh*)

Ein Maß für die Höhe der Karrückwand, ausgedrückt als die Differenz aus der Höhe des Schnittpunktes von Kargrat und Medianachse und der minimalen absoluten Höhe des Kares.

Spannweite der Höhe des Karbodens (*florange*)

Die Spannweite der Höhe des Karbodens, berechnet aus der Differenz von maximaler Höhe des Karbodens und minimaler absoluter Höhe des Kares.

Mittlere Größe des Kares (*size*)

Als Maß für die Größe des Kares berechnete EVANS (1995) die Wurzel des Produktes aus Länge, Breite und dem Median der axialen Höhe (*medaxh*) des Kares.

$$size = \sqrt{length \times width \times medaxh} \quad (A.5)$$

Axiale Neigung (*axgrad*)

Ein Maß der Gesamtneigung des Kares berechnete EVANS (1995) nach folgender Formel:

$$axgrad = \arctan \left(\frac{medaxh}{length} \right) \quad (A.6)$$

Maximale Höhe des gletscherfreien Karbodens (*alt_{if}*)

Der höchste Punkt des Karbodens, der nicht von Gletschereis bedeckt ist.

Länge des Karbodens (*flolen*)

Horizontale Distanz zwischen Karschwelle und oberem Ende des Karbodens, also des Übergangs von Karboden zu Karrückwand.

Höhe des Kares an der Gletscherstirn (*altglaci*)

Die absolute Höhe, gemessen an der Oberkante der Gletscherstirn. Zwar verweisen ANIYA & WELCH (1981) nicht explizit auf die Oberkante der Gletscherstirn, diese ist aber vermutlich gemeint, da *altglaci* sonst mit dem ebenfalls von ANIYA & WELCH verwandten Parameter *alt_{if}* identisch wäre.

Höhe des Kares am oberen Ende des Gletschers (*altglacu*)

Die absolute Höhe am oberen Ende des Gletschers, gemessen an der Gletscheroberfläche.

Länge des Kargletschers (*glacien*)

Die Länge des Kargletschers, angegeben als horizontale Distanz zwischen oberem Ende des Gletschers und Gletscherstirn.

Rückwanddistanz (*wallwidth*)

Die horizontale Distanz zwischen oberem Ende des Karbodens und oberem Ende der Karrückwand.

A.3 Hangprofile

Maximale Höhe (H_{max})

Die maximale Höhe des Hangprofiles entspricht im allgemeinen der Höhe des Profilstartpunktes (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Minimale Höhe (H_{min})

Der Punkt minimaler Höhe eines Hangprofiles stimmt im allgemeinen mit der Höhe des Profilendpunktes überein (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Mittlere Höhe (Π)

Das arithmetische Mittel der Höhe aller Profilpunkte ist nach DEMIRMEN (1975) ein Maß für die Höhenlage eines Hangprofiles.

Standardabweichung der Höhe (H_{stdv})

Die Standardabweichung der Höhe ist die Quadratwurzel aus der Varianz der Höhe. (Eigener Parameter)

Profilhöhe (H_t)

Die Profilhöhe ist die vertikale Distanz vom Profilstartpunkt zum Profilendpunkt, meist gleichbedeutend mit der vertikalen Distanz von der Tiefenlinie zur Wasserscheide (CHORLEY & KENNEDY, 1971; BLONG, 1975).

$$H_t = H_{max} - H_{min}$$

Länge des Hangprofiles (L_g)

Die Länge L_g der Hanglinie bezeichnet die Strecke, die der stärksten Hangneigung folgend vom Profilstartpunkt zum Profilendpunkt zurückgelegt werden muß (BLONG, 1975). Es ist die echte, unprojizierte Länge des Hangprofils im Raum.

Das Länge/Höhe Verhältnis (S_1)

Der Quotient aus Hanglänge L_g und Profilhöhe H_t ist ein Maß für die Hangneigung des Profils (PARSONS, 1978).

$$S_1 = \frac{L_g}{H_t}$$

Profildistanz (SL)

Die Länge einer den Profilstartpunkt und Profilendpunkt verbindenden Linie (BLONG, 1975).

Horizontale Distanz (L_h)

Die horizontale Distanz L_h ist die Projektion einer Profilstartpunkt und Profilendpunkt verbindenden Linie auf eine horizontale Ebene (BLONG, 1975).

Planimetrische Profillänge (L_{plan})

Die planimetrische Profillänge bezeichnet die Länge der Projektion des Hangprofiles auf die horizontale Bezugsebene ($z=0$). (Eigener Parameter, entspricht dem Parameter 'Planimetrische Länge' von GILES & FRANKLIN (1998) für Teilprofile.)

Profillängenindex (L_i)

Der Profillängenindex gibt das Verhältnis von Profillänge L_g zur Distanz vom Profilstartpunkt zum Profilendpunkt SL an (BLONG, 1975):

$$L_i = \frac{L_g}{SL}$$

Maximale Hangneigung (β)

Dieser Parameter bezeichnet die maximale Hangneigung des Hangprofils an einem Punkt oder Abschnitt des Profils ungeachtet dessen räumlicher Ausdehnung (CHORLEY & KENNEDY, 1971).

Minimale Hangneigung (θ_{min})

Die minimale Hangneigung des Hangprofils an einem beliebigen Punkt oder Abschnitt des Profils. (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Variationsbreite der Hangneigung (R_{st})

Die Variationsbreite der Hangneigung errechnet sich aus der Differenz der maximalen Hangneigung und der minimalen Hangneigung (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Standardabweichung der Hangneigung (θ_{stdv})

Die Standardabweichung ist ein statistisches Streuungsmaß. Sie ist die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung der einzelnen Datenwerte vom arithmetischen Mittel und gibt so Auskunft über die Streuung der Hangneigungswerte des betrachteten Profils (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Schiefe der Hangneigung (g_{st})

Die Schiefe ist ein statistischer Parameter, der Aussagen über die Verteilung der Variablen im Werteintervall erlaubt. Bei negativer Schiefe der Hangneigung ist der Anteil gering geneigter, bei positiver Schiefe der Anteil stärker geneigter Profilschnitte dominant (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Prozentualer Anteil von Hangneigungsklassen ($\theta_{m,n}$)

Die prozentuale Länge von Profilschnitten in verschiedenen Neigungsklassen bezogen auf die Gesamtprofillänge wird von zahlreichen Autoren angewandt. Die Klassengrenzen dieses Parameters müssen je nach Geomorphologie des Untersuchungsgebietes festgelegt werden. YOUNG (1972) schlägt als Anhaltspunkt folgende Hangneigungsklassen vor:

Neigung	Bezeichnung
$0^\circ - < 2^\circ$	Level to very gentle
$2^\circ - < 5^\circ$	Gentle
$5^\circ - < 10^\circ$	Moderate
$10^\circ - < 18^\circ$	Moderately steep
$18^\circ - < 30^\circ$	Steep
$30^\circ - < 45^\circ$	Very steep
$> 45^\circ$	Precipitous to vertical

Profillänge bis zum Punkt maximaler Hangneigung (GL_{max})

Dieser Parameter bezeichnet die Profillänge vom Profilstartpunkt bis zum Punkt maximaler Hangneigung. Die maximale Hangneigung ist hier definiert als die mittlere Hangneigung der fünf steilsten aufeinanderfolgenden Messabschnitte (BLONG, 1975).

Prozent der Profillänge bis zum Punkt maximaler Hangneigung (PL_{max})

Analog zu GL_{max} wird die Profillänge vom Profilstartpunkt bis zum Punkt maximaler Hangneigung in Prozent der Gesamtprofillänge angegeben (BLONG, 1975).

$$PL_{max} = \frac{GL_{max}}{Lg} \cdot 100 \quad [\%]$$

Dieser Parameter wird auch von PARSONS (1978) verwandt, mit dem Unterschied, dass als maximale Hangneigung nicht die mittlere Hangneigung der fünf steilsten aufeinanderfolgenden Meßabschnitte, sondern die Hangneigung des am stärksten geneigten Segmentes im Sinne von YOUNG (1972) zugrunde gelegt wird.

Mittlere Winkeldifferenz ($\overline{\Delta\theta}$)

Das arithmetische Mittel des Betrages der Hangneigungsdifferenzen zwischen allen benachbarten Profilstrecken (PARSONS, 1978).

Maximale Konvexität ($C_{x_{max}}$)

Die maximale Konvexität des Profils ist die maximale Zunahme der Hangneigung pro definierter Längeneinheit, bei MCDERMID & FRANKLIN (1995) in Grad pro Meter.

Maximale Konkavität ($C_{v_{max}}$)

Die maximale Konkavität des Profils bezeichnet entsprechend die maximale Abnahme der Hangneigung pro definierter Längeneinheit (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Mittlere Vertikalwölbung ($C_{p_{mean}}$)

Das arithmetische Mittel der Vertikalwölbung aller Profilpunkte (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Standardabweichung der Vertikalwölbung ($C_{p_{stdv}}$)

Die Standardabweichung der Vertikalwölbung erlaubt Aussagen über die Abweichung der Wölbungswerte vom arithmetischen Mittel (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Schiefe der Vertikalwölbung (g_{C_p})

Die Schiefe der Vertikalwölbung gibt Auskunft über die Konzentration eines Teils der Variablenwerte in einem Bereich der Häufigkeitsverteilung (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Anteil konvexer Profilstrecken ($C_x\%$)

Prozentualer Anteil der Länge konvexer Profilstrecken an der Gesamtlänge des Profils (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Anteil konkaver Profilstrecken ($C_v\%$)

Prozentualer Anteil der Länge konkaver Profilstrecken an der Gesamtlänge des Profils (MCDERMID & FRANKLIN, 1995).

Prozentualer Anteil von Vertikalwölbungsklassen ($C_{p_{m,n}}$)

Die prozentuale Länge von Profilstrecken in Vertikalwölbungsklassen bezogen auf die Gesamtprofilänge. YOUNG (1972, S. 163) schlägt folgende Klassengrenzen vor:

Wölbungsklasse	Vertikalwölbung [$^\circ/100m$]	Bezeichnung
C_{p+100}	$C_p > +100$	Markedly convex
$C_{p+10,+100}$	$C_p = +10$ bis $+100$	Moderately convex
$C_{p+1,+10}$	$C_p = +1$ bis $+10$	Slightly convex
$C_{p+1,-1}$	$C_p = +1$ bis -1	Near-zero curvature
$C_{p-1,-10}$	$C_p = -1$ bis -10	Slightly concave
$C_{p-10,-100}$	$C_p = -10$ bis -100	Moderately concave
C_{p-100}	$C_p > -100$	Markedly concave

Profillänge bis zum Punkt maximaler Vertikalwölbung (GC_{max})

In Anlehnung an den Parameter GL_{max} von BLONG (1975) bezeichnet dieser Parameter die Profillänge bis zum Punkt der größten Vertikalwölbung, also der stärksten Konvexität im Profilverlauf (eigener Parameter).

Prozent der Profillänge bis zum Punkt maximaler Vertikalwölbung (PC_{max})

Analog zu GC_{max} die Profillänge bis zum Punkt der größten Vertikalwölbung in Prozent der Gesamtprofillänge (eigener Parameter).

Minimale Horizontalwölbung (Ch_{min})

Der kleinste Wert der Horizontalwölbung aller Profilpunkte. Negative Werte kennzeichnen eine konkave Situation (PARSONS, 1979).

Maximale Horizontalwölbung (Ch_{max})

Der größte Wert der Horizontalwölbung aller Profilpunkte. Je größer die Werte von Ch_{max} werden, desto stärker ist die konvexe Horizontalwölbung (PARSONS, 1979).

Standardabweichung der Horizontalwölbung (Ch_{stdv})

Die Standardabweichung der Horizontalwölbung aller Profilpunkte (PARSONS, 1979).

Schiefe der Horizontalwölbung (Sk_{Ch})

Die Schiefe der Werteverteilung der Horizontalwölbung (PARSONS, 1979).

Prozentualer Anteil von Horizontalwölbungsklassen ($Ch_{m,n}$)

Die prozentuale Länge von Profilschnitten in Horizontalwölbungsklassen bezogen auf die Gesamtprofillänge. YOUNG (1972, S. 176) schlägt folgende Klassengrenzen vor:

Wölbungsklasse	Horizontalwölbung [°/100m]	Bezeichnung
Rh_{+50}	$Rh < +50$	Notably convex in plan
$Rh_{+50,+500}$	$Rh = +50$ bis $+500$	Slightly convex in plan
$Rh_{+500,-500}$	$Rh = +500$ bis -500	Almost straight in plan
$Rh_{-500,-50}$	$Rh = -500$ bis -50	Slightly concave in plan
Rh_{-50}	$Rh < -50$	Notably concave in plan

Zusammenfassung

Im Zentrum dieser Arbeit steht die Analyse der geomorphometrischen Struktur eines mesokaligen alpinen Geosystems am Beispiel des Turtmanntals, Wallis, Schweiz. Die Arbeit war als Dissertation im Teilprojekt B I 'Semantische geomorphometrische Strukturdefinition' in das Graduiertenkolleg 437 'Das Relief - eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche' eingebunden.

Zur Einordnung des Reliefcharakters des Untersuchungsgebietes erfolgte zunächst die Definition der Formtypen des Hochgebirges und ihre Abgrenzung zu anderen Relieftypen. Eine rein auf geomorphometrischen Kriterien basierende Hochgebirgsdefinition erfasst jedoch nicht alle für eine geomorphometrische Analyse wesentlichen Aspekte der Hochgebirgsnatur. Auf eine universelle Anwendbarkeit zielt die landschaftsökologisch begründete Hochgebirgsdefinition von Carl Troll. Doch auch sie greift letztendlich auf die europäischen Alpen und die dort auftretenden Formen als Typlokalität für das Hochgebirge zurück.

Die Sicht auf das skulpturelle Kontinuum des Georeliefs als verschachtelte Hierarchie unterschiedlich großer und unterschiedlich alter Reliefformenassoziationen bildet das theoretische Fundament dieser Arbeit. Da die weiteren Ausführungen auf dieser Reliefsicht basieren, werden die grundlegenden Konzepte der Geomorphometrie und der Reliefgliederung systematisch erläutert. Sie umfasst Eigenschaften des Georeliefs wie die Dimension und die Bildung von räumlichen Strukturen. Darauf folgt eine systematische Darstellung wichtiger Konzepte zur Gliederung des Reliefs unter geomorphologisch/geomorphometrischen Gesichtspunkten.

Die Auffassung des Reliefs als Palimpsest von Reliefformen findet ihren Niederschlag im vorgestellten Katalog von Reliefformen des Hochgebirges. Gleichsam als Konkretisierung der eingangs gegebenen Hochgebirgsdefinitionen werden hier die typischerweise in einem Hochgebirgstal auftretenden Reliefformen unter Berücksichtigung geomorphometrischer und topologischer Aspekte erläutert und durch zahlreiche Photographien illustriert.

Die Fachliteratur bietet eine Vielzahl geomorphometrischer Methoden und Techniken zur quantitativen Beschreibung des Reliefs im Allgemeinen und des Hochgebirgsreliefs im Speziellen. Einem Überblick über diese Methodenvielfalt ist ein eigenes Kapitel gewidmet. Der Überblick umfasst sowohl Methoden zur Beschreibung spezifischer Reliefformen und der Verteilung von Reliefformen im Raum als auch Methoden der Berechnung geomorphometrischer Parameter und der Ableitung von Objekten aus dem Kontinuum des Georeliefs respektive dem digitalen Höhenmodell.

Eine Auswahl der zuvor beschriebenen Methoden und Techniken zur geomorphometrischen Analyse wurde auf zum Teil selbst erstellte digitale Höhenmodelle des Turtmanntals angewandt. Die Auswahl erfolgte nach den Kriterien der Eignung für die Analyse des Hochgebirgsreliefs, den Möglichkeiten zur Beschreibung geomorphometrischer Strukturen und der Anwendbarkeit auf die vorhandenen Daten.

Die Eignung geomorphometrischer Parameter und Methoden zur Analyse der geomorphometrischen Struktur des Georeliefs ist von der betrachteten Raumscale abhängig. Geomorphometrische Analysen wurden deshalb auf verschiedenen Raumskalen durchgeführt. Untersucht wurden das Gesamttal, drei ausgewählte Hängetäler und drei Blockgletscher unterschiedlichen Aktivitätsgrades.

Die geomorphometrische Analyse des Hochgebirgsreliefs erfordert aufgrund des Reliefcharakters neue Methoden und Parameter. Der seit langem beklagte Mangel der Parametrisierung komplexer Reliefformen gilt besonders für die Formen des Hochgebirges. Durch die Entwicklung und Bewertung geomorphometrischer Parameter und Methoden leistet dies Arbeit ein Beitrag zur geomorphometrischen Strukturanalyse des Hochgebirge.

Abstract

This study focuses on the analysis of the geomorphometric structure of the meso-scale alpine geosystem Turtmanntal, Valais, Switzerland. The study was the PhD-project B1 'Semantic geomorphometric definition of landform structure' of the research training group 437 'Landform – a structured and variable boundary layer'.

In a first step, the parameters for the definition of single mountains, mountain areas and high mountains and the delimitation of these landform assemblages to other relief types were collected and systemized. However, a definition of high mountains exclusively based on geomorphometric criteria does not encompass all aspects of the nature of high mountains important for a geomorphometric analysis. Carl Troll provided a definition of high mountains based on landscape ecological criteria that claims universal applicability. This approach as well falls back on the European Alps and the occurring landforms for the definition of high mountains.

The theoretical basis of this study is the consideration of landform as a nested hierarchy of landform assemblages of variable size and age. Therefore the basic concepts of geomorphometry and landform classification are systematically described for a better understanding of the following chapters.

The consideration of landform as a palimpsest of landform assemblages provides the basis for a catalog of high mountain landforms. Exemplified by landforms occurring in the Turtmanntal and documented with photographs, typical high mountain landforms are presented regarding to geomorphometrical and topological aspects.

Literature provides numerous geomorphometrical techniques and methods for the quantitative description of landforms in general and high mountain landforms in particular. A review is given on methods for describing specific landforms, the distribution of landforms in space, calculation of geomorphometric parameters and the extraction of geomorphometric objects from digital elevation models.

A selection of these aforementioned methods and techniques was applied to several digital elevation models of the Turtmanntal. Criteria for the selection were the practicability for the analysis of high mountain landforms, the possibility to describe geomorphometric structure and the adaptability to the available digital data.

The applicability of certain geomorphometric parameters and methods for the analysis of geomorphometric structure depends on the spatial scale under investigation. Therefore geomorphometric analyses were carried out on different spatial scales; the scale of the whole valley (Meso-B), the scale of a hanging valley (Meso-A) and rock glaciers in different states of activity (Micro).

Because of the specific landforms of high mountain areas the geomorphometric analysis of high mountains necessitates new methods and parameters. The absence of adequate methods for the parameterisation of complex landforms is particularly evident for high mountain landforms. By the application of well known geomorphometric parameters to high mountain landforms and the development of new geomorphometric parameters, this study contributes to the description of geomorphometric structure in a high mountain environment.

Dank

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Betreuung von Herrn Prof. Dr. Richard Dikau. Ihm möchte ich an dieser Stelle für die hilfreiche Unterstützung, das Interesse an dieser Arbeit und die Diskussionsbereitschaft danken.

Mein Dank gilt weiterhin Till Adams, Johannes Brinkmann, Andrea Buschmann, Dietmar Fleischhauer, Sven Lachmann, Michael Nyenhuis, Jochen Schmidt und den Stipendiaten des GRK 437, die in verschiedener Weise zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

Besonderer Dank gilt Bärbel und Klaus Buschmann, die es mir ermöglichten, meine Arbeit in ruhiger Umgebung und bestens umsorgt zu beenden.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Eltern für ihre Unterstützung während des gesamten Studiums und der Promotion danken.

Diese Arbeit war als Teilprojekt B1 in das Graduiertenkolleg 437 'Das Relief — eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche' eingebunden und wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

- Heft 4: *Hahn, H.*: Der Einfluß der Konfessionen auf die Bevölkerungs- und Sozialgeographie des Hunsrücks. 1950. 96 S. € 2,50
- Heft 5: *Timmermann, L.*: Das Eupener Land und seine Grünlandwirtschaft. 1951. 92 S. € 3,--
- Heft 15: *Pardé, M.*: Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß bei großen Sommerhochwassern. 1954. 59 S. € 2,--
- Heft 16: *Braun, G.*: Die Bedeutung des Verkehrswesens für die politische und wirtschaftliche Einheit Kanadas. 1955. 96 S. € 4,--
- Heft 19: *Steinmetzler, J.*: Die Anthropogeographie Friedrich Ratzels und ihre ideengeschichtlichen Wurzeln. 1956. 151 S. € 4,--
- Heft 21: *Zimmermann, J.*: Studien zur Anthropogeographie Amazoniens. 1958. 97 S. € 5,--
- Heft 22: *Hahn, H.*: Die Erholungsgebiete der Bundesrepublik. Erläuterungen zu einer Karte der Fremdenverkehrsorte in der deutschen Bundesrepublik. 1958. 182 S. € 5,50
- Heft 23: *von Bauer, P.-P.*: Waldbau in Südchile. Standortkundliche Untersuchungen und Erfahrungen bei der Durchführung einer Aufforstung. 1958. 120 S. € 5,50
- Heft 26: *Fränze, O.*: Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). 1959. 80 S. € 5,--
- Heft 27: *Bartz, F.*: Fischer auf Ceylon. 1959. 107 S. € 5,--
- Heft 30: *Leidlmaier, A.*: Hadramaut, Bevölkerung und Wirtschaft im Wandel der Gegenwart. 1961. 47 S. € 4,--
- Heft 33: *Zimmermann, J.*: Die Indianer am Cururú (Südwestpará). Ein Beitrag zur Anthropogeographie Amazoniens. 1963. 111 S. € 10,--
- Heft 37: *Ern, H.*: Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel. 1966. 132 S. € 10,--
- Heft 38: *Hansen, F.*: Die Hanfwirtschaft Südostspaniens. Anbau, Aufbereitung und Verarbeitung des Hanfes in ihrer Bedeutung für die Sozialstruktur der Vegas. 1967. 155 S. € 11,--
- Heft 39: *Sermet, J.*: Toulouse et Zaragoza. Comparaison des deux villes. 1969. 75 S. € 8,--
- Heft 41: *Monheim, R.*: Die Agrostadt im Siedlungsgefüge Mittelsiziliens. Erläutert am Beispiel Gangi. 1969. 196 S. € 10,50
- Heft 42: *Heine, K.*: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. 1970. 195 S. € 10,--
- Heft 43: *Eriksen, W.*: Kolonisation und Tourismus in Ostpatagonien. Ein Beitrag zum Problem kulturgeographischer Entwicklungsprozesse am Rande der Ökumene. 1970. 289 S. € 14,50
- Heft 44: *Rother, K.*: Die Kulturlandschaft der tarentinischen Golfküste. Wandlungen unter dem Einfluß der italienischen Agrarreform. 1971. 246 S. € 14,--
- Heft 45: *Bahr, W.*: Die Marismas des Guadalquivir und das Ebrodelta. 1972. 282 S. € 13,--
- Heft 47: *Golte, W.*: Das südchilenische Seengebiet. Besiedlung und wirtschaftliche Erschließung seit dem 18. Jahrhundert. 1973. 183 S. € 14,--
- Heft 48: *Stephan, J.*: Die Landschaftsentwicklung des Stadtkreises Karlsruhe und seiner näheren Umgebung. 1974. 190 S. € 20,--
- Heft 49: *Thiele, A.*: Luftverunreinigung und Stadtklima im Großraum München. 1974. 175 S. € 19,50
- Heft 50: *Bähr, J.*: Migration im Großen Norden Chiles. 1977. 286 S. € 15,--
- Heft 51: *Stitz, V.*: Studien zur Kulturgeographie Zentraläthopiens. 1974. 395 S. € 14,50
- Heft 53: *Klaus, D.*: Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. 1975. 172 S. € 16,--
- Heft 54: *Banco, I.*: Studien zur Verteilung und Entwicklung der Bevölkerung von Griechenland. 1976. 297 S. € 19,--
- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. € 14,--
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. € 12,--

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 57: **Wiek, K.:** Die städtischen Erholungsräume. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. € 10,--
- Heft 58: **Frankenberg, P.:** Florengeographische Untersuchungen im Raum der Sahara. Ein Beitrag zur Pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. € 24,--
- Heft 60: **Leibold, E.:** Zentralörtlich-funktionräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. € 14,50
- Heft 61: **Lusmann, Ch.:** Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. € 16,--
- Heft 62: **Siebert, P.:** Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolson, Provinz Rio Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. € 14,50
- Heft 63: **Richter, M.:** Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgsstal. Dargestellt am Val Vegromes im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. € 16,50
- Heft 67: **Höllermann, P.:** Blockgleischer als Mesosformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. € 13,--
- Heft 69: **Graefen, R.:** Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland. Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. € 14,--
- Heft 70: **Freiberg, H.-M.:** Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. € 16,50
- Heft 71: **Yang, T.:** Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. € 13,--
- Heft 72: **Gaskin-Royes, C.E.:** Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. € 14,50
- Heft 73: **Brückner, Ch.:** Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. € 16,--
- Heft 74: **Frankenberg, P. u. D. Klaus:** Studien zur Vegetationsdynamik Südosttunesiens. 1987. 110 S. € 14,50
- Heft 75: **Sieburg, W.:** Großmaßstäbliche Hangneigungs- und Hanglomanalyse mittels statistischer Verfahren Dargestellt am Beispiel der Dolendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. € 19,--
- Heft 77: **Anhui, D.:** Klima und Erntertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südchinesischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. € 18,--
- Heft 78: **Rheker, J.R.:** Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Fernambuco (Nordbrasilien). 1989. 177 S. € 17,50
- Heft 79: **Völk, J.:** Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum Jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. € 19,50
- Heft 80: **Bromberger, Ch.:** Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilian Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. € 15,--
- Heft 81: **Krause, R.F.:** Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. € 14,--
- Heft 84: **Graefen, R.:** Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungswesen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. € 32,--
- Heft 83: **Pfeiffer, L.:** Schwemmerialanalysen an Dünenstanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. € 21,--
- Heft 84: **Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.):** German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. € 24,50
- Heft 85: **Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.):** Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. € 14,50
- Heft 86: **Bachmann, M. u. J. Bendix:** Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Welterdaten. 1993. 301 S. € 29,--
- Heft 87: **Schickhoff, U.:** Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. € 27,--
- Heft 88: **Schulte, R.:** Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. € 16,--

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

- Heft 89: *Lützel, R.:* Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. € 21,--
- Heft 90: *Grafe, R.:* Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyûm. 1994. 225 S. € 23,--
- Heft 92: *Weiers, S.:* Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischer Informationssystems (GIS). 1995. 216 S. € 19,--
- Heft 93: *Braun, G.:* Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). 1996. 156 S. € 27,--
- Heft 94: *Braun, B.:* Neue Cities australischer Metropolen. Die Entstehung multifunktionaler Vorortzentren als Folge der Suburbanisierung. 1996. 316 S. € 14,50
- Heft 95: *Krafft, Th. u. L. García-Castrillo Riesco (Hrsg.):* Professionalisierung oder Ökonomisierung im Gesundheitswesen? Rettungsdienst im Umbruch. 1996. 220 S. € 12,--
- Heft 96: *Kemper, F.-J.:* Wandel und Beharrung von regionalen Haushalts- und Familienstrukturen. Entwicklungsmuster in Deutschland im Zeitraum 1871-1978. 1997. 306 S. € 17,--
- Heft 97: *Nüsser, M.:* Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. 1998. 232 S. € 21,--
- Heft 98: *Bendix, J.:* Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der klimatologisch-lufthygienischen Situation von Nordrhein-Westfalen. Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter Fernerkundung und numerischer Modellierung. 1998. 183 S. € 24,--
- Heft 99: *Dehn, M.:* Szenarien der klimatischen Auslösung alpiner Hangrutschungen. Simulation durch Downscaling allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre. 1999. 99 S. € 11,--
- Heft 100: *Krafft, Th.:* Von Shâhjahânâbâd zu Old Delhi: Zur Persistenz islamischer Strukturelemente in der nordindischen Stadt. 1999. 217 S. € 19,50
- Heft 101: *Schröder, R.:* Modellierung von Verschlämmung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. 2000. 175 S. € 12,--
- Heft 102: *Kraas, F. und W. Taubmann (Hrsg.):* German Geographical Research on East and Southeast Asia. 2000. 154 S. € 16,--
- Heft 103: *Espér, J.:* Paläoklimatische Untersuchungen an Jahrringen im Karakorum und Tien Shan Gebirge (Zentralasien). 2000. 137 S. € 11,--
- Heft 104: *Halves, J.-P.:* Call-Center in Deutschland. Räumliche Analyse einer standortunabhängigen Dienstleistung. 2001. 148 S. € 13,--
- Heft 105: *Stöber, G.:* Zur Transformation bäuerlicher Hauswirtschaft in Yasin (Northern Areas, Pakistan). 2001. 314 S. € 18,--
- Heft 106: *Clemens, J.:* Ländliche Energieversorgung in Astor: Aspekte des nachhaltigen Ressourcenmanagements im nordpakistanischen Hochgebirge. 2001. 210 S. € 19,--
- Heft 107: *Motzkus, A. H.:* Dezentrale Konzentration - Leitbild für eine Region der kurzen Wege? Auf der Suche nach einer verkehrssparsamen Siedlungsstruktur als Beitrag für eine nachhaltige Gestaltung des Mobilitätsgeschehens in der Metropolregion Rhein-Main. 2002. 182 S. € 18,--
- Heft 108: *Braun, Th.:* Analyse, Planung und Steuerung im Gesundheitswesen. Geographische Möglichkeiten und Perspektiven am Beispiel von Daten der Gesetzlichen Krankenversicherung. 2002. 147 S. € 16,--
- Heft 109: *Reudenbach, Chr.:* Konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa. Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung und numerischer Modellierung zur automatischen Erfassung mesoskaliger Niederschlagsfelder. 2003. 152 S. € 18,--
- Heft 110: *Hörsch, B.:* Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz. 2003. 270 S. € 24,--

In Kommission bei Asgard-Verlag, Sankt Augustin

Nicht genannte Nummern sind vergriffen.

CONFIDENTIAL - SECURITY INFORMATION

1. The purpose of this document is to provide information regarding the security of the system.

2. This document is classified as CONFIDENTIAL - SECURITY INFORMATION. It contains information that, if disclosed, could result in the identification of sources, methods, or procedures of the intelligence community.

3. This information is intended for the use of authorized personnel only. It is not to be disseminated to the public or other personnel without proper authorization.

4. The information contained herein is the property of the United States Government and is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations.

5. This document is to be stored in a secure location and access is restricted to authorized personnel only. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.

6. The information contained herein is to be used only for the purposes for which it was provided. It is not to be used for any other purpose without the express written consent of the originating agency.

7. This document is to be handled in accordance with the procedures set forth in the applicable security regulations. It is to be protected against unauthorized disclosure and destruction.

8. The information contained herein is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.

9. This document is to be handled in accordance with the procedures set forth in the applicable security regulations. It is to be protected against unauthorized disclosure and destruction.

10. The information contained herein is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.

11. This document is to be handled in accordance with the procedures set forth in the applicable security regulations. It is to be protected against unauthorized disclosure and destruction.

12. The information contained herein is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.

13. This document is to be handled in accordance with the procedures set forth in the applicable security regulations. It is to be protected against unauthorized disclosure and destruction.

14. The information contained herein is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.

15. This document is to be handled in accordance with the procedures set forth in the applicable security regulations. It is to be protected against unauthorized disclosure and destruction.

16. The information contained herein is to be controlled, stored, and disposed of in accordance with applicable laws and regulations. It is to be destroyed when it is no longer needed for official use.



- Plains
- Open hills and mountains
- Tablelands
- Hills and mountains
- Plains with hills and mountains
- Lakes

Abb. 2.13: Reliefklassifikation von HAMMOND (1964) am Beispiel der Schweiz, visualisiert über einer Schräglichtdarstellung des Reliefs. Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist nur die höchste Hierarchiestufe, repräsentiert durch fünf Relieftypen, dargestellt.

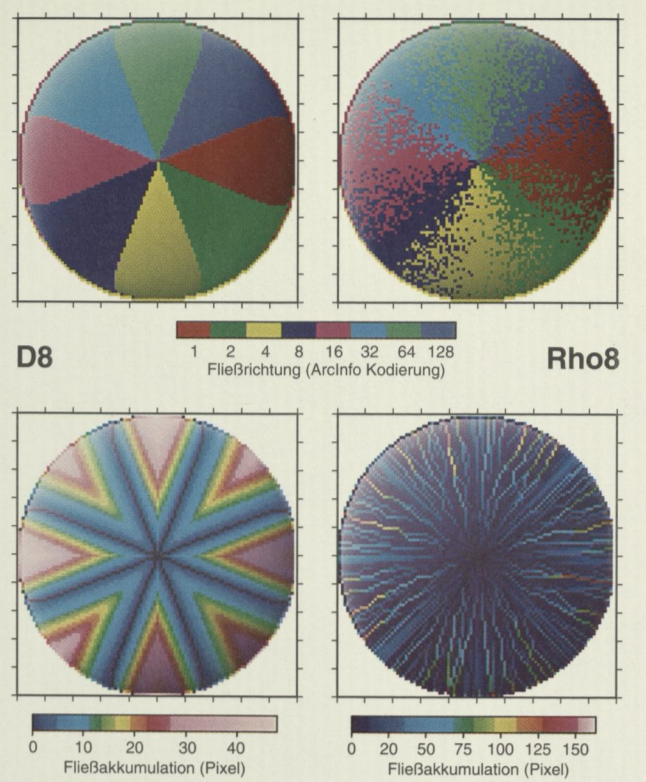


Abb. 3.22: Vergleich der Fließalgorithmen D8 und Rho8 auf einem digitalen Höhenmodell in Form einer nach oben geschlossenen Halbkugel. Die oberen Abbildungen zeigen die berechnete Fließrichtung mit den Algorithmen D8 und Rho8. Die unteren Abbildungen zeigen die auf Basis der Fließrichtung berechnete Fließakkumulation.

		Vertikalwölbung		
		konvex	gestreckt	konkav
Horizontalwölbung	konvex	X/X	G/X	V/X
	gestreckt	X/G	G/G	V/G
	konkav	X/V	G/V	V/V

Abb. 6.26: Farbliche Kodierung des Formelementehaupttyps FEH01.

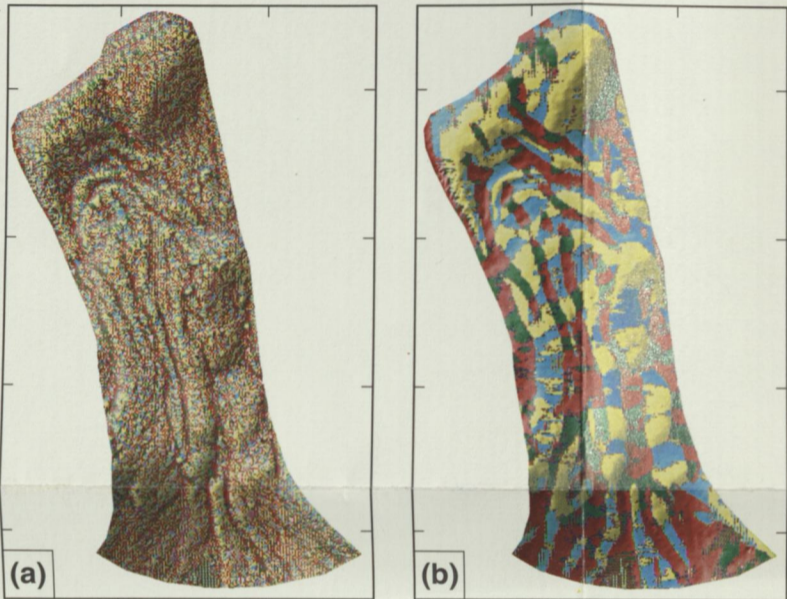


Abb. 6.27: Formelemente des Blockgletschers HT5, berechnet auf Basis des HRSC-Höhenmodells mit einer Zellengröße von 1 m. (a) Ergebnis ohne vorherige Glättung des Höhenmodells. (b) Ergebnis mit vorheriger Glättung des Höhenmodells mit dem variablen Gauß-Filter des Programms Filter.

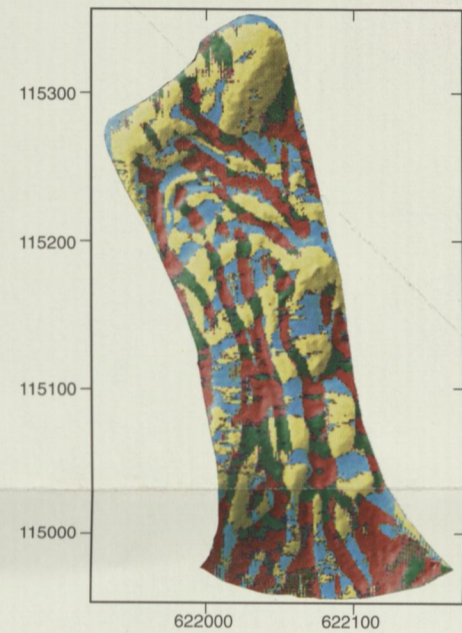


Abb. 6.29: Formelemente des Blockgletschers HT5. Deutlich sind Rücken und Rinnen auf der Blockgletscheroberfläche anhand der konvexen bzw. konkaven Wölbungstendenz zu erkennen.

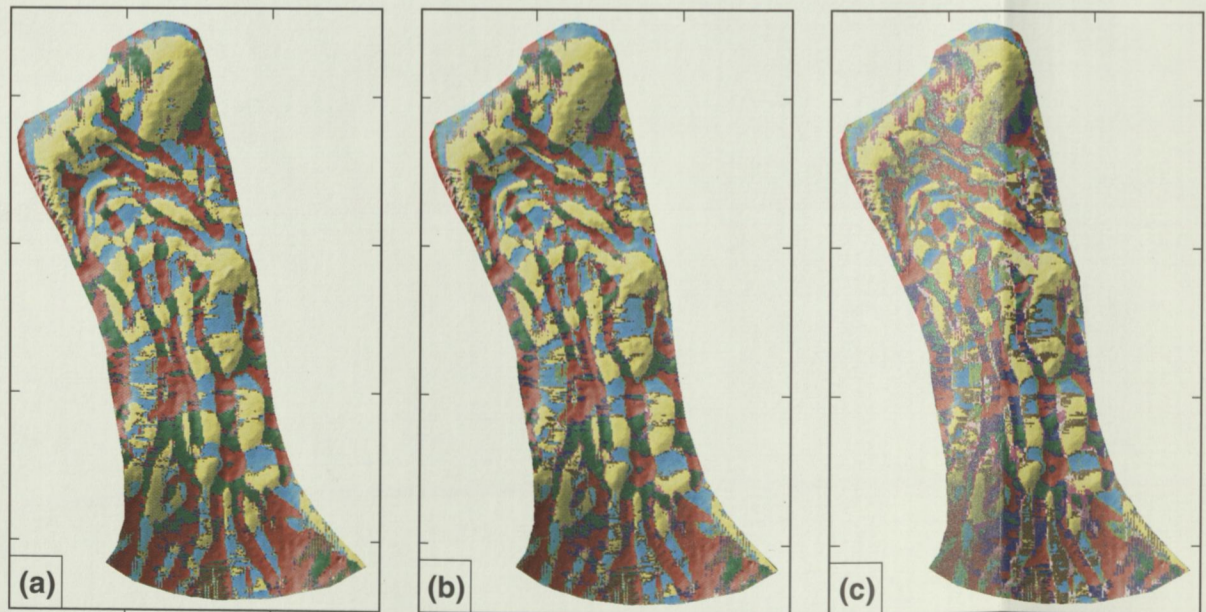


Abb. 6.28: Formelemente des Blockgletschers HT5, klassifiziert mit unterschiedlichen Wölbungsradiuskriterien. (a) Wölbungsradiuskriterium 1000 m (b) 500 m (c) 200 m. Mit abnehmender Größe des Wölbungsradiuskriteriums nimmt die als nicht gewölbt klassifizierte Fläche zu.

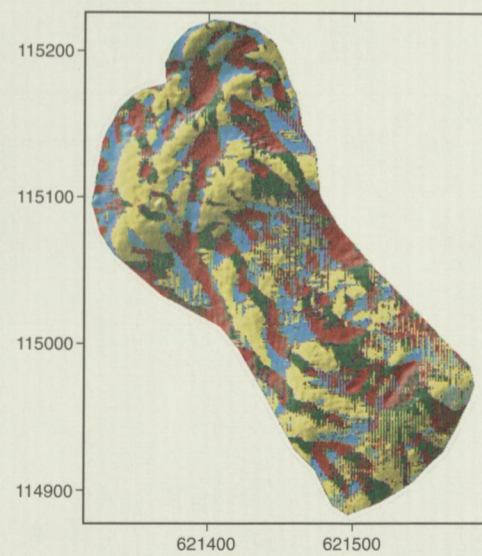


Abb. 6.30: Formelemente des Blockgletschers HT2b. Systematische Fehler des Höhenmodells treten als lineare Strukturen mit der Breite einer Rasterzelle auf und beeinflussen die Klassifikation von Formelementen.

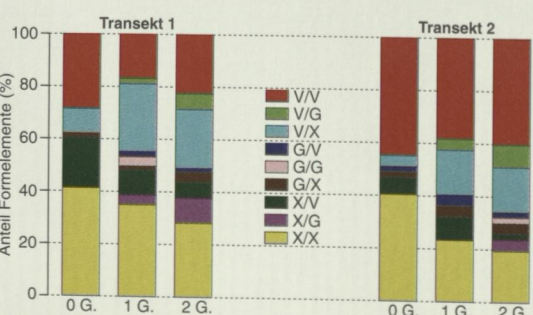


Abb. 6.36: Abhängigkeit der Formelementeverteilung von der Glättung der Ausgangsdaten. Die Anteile der einzelnen Formelemente der Transekte ändern sich mit zunehmender Glättung. Formelemente mit einer gestreckten Wölbungskomponente nehmen zu.

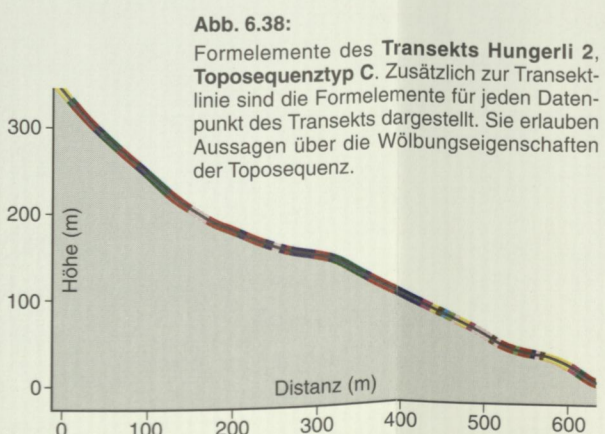


Abb. 6.38: Formelemente des Transekts Hungerli 2, Toposequenztyp C. Zusätzlich zur Transektlinie sind die Formelemente für jeden Datenpunkt des Transekts dargestellt. Sie erlauben Aussagen über die Wölbungseigenschaften der Toposequenz.

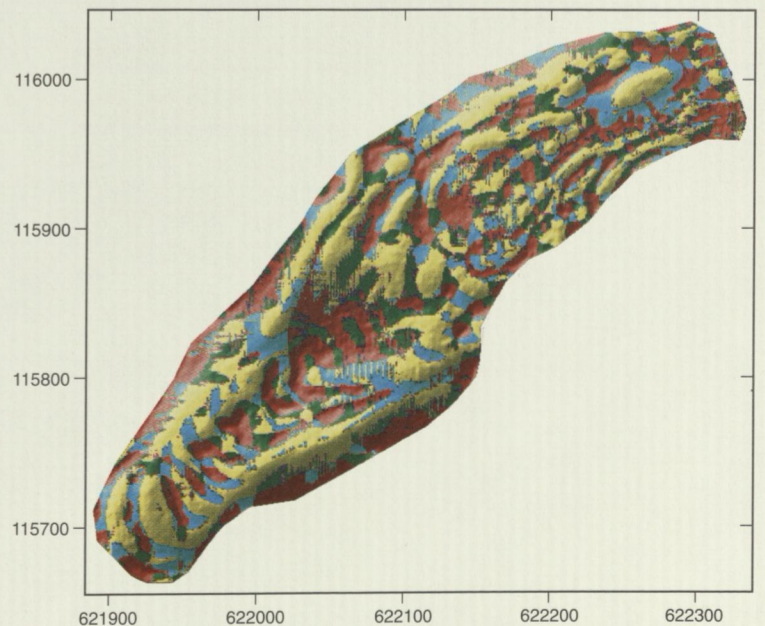


Abb. 6.31: Formelemente des Blockgletschers HT11. Der fossile Blockgletscher zeigt keine offensichtlichen Unterschiede im Oberflächenrelief zu den intakten Blockgletschern HT2b und HT5.