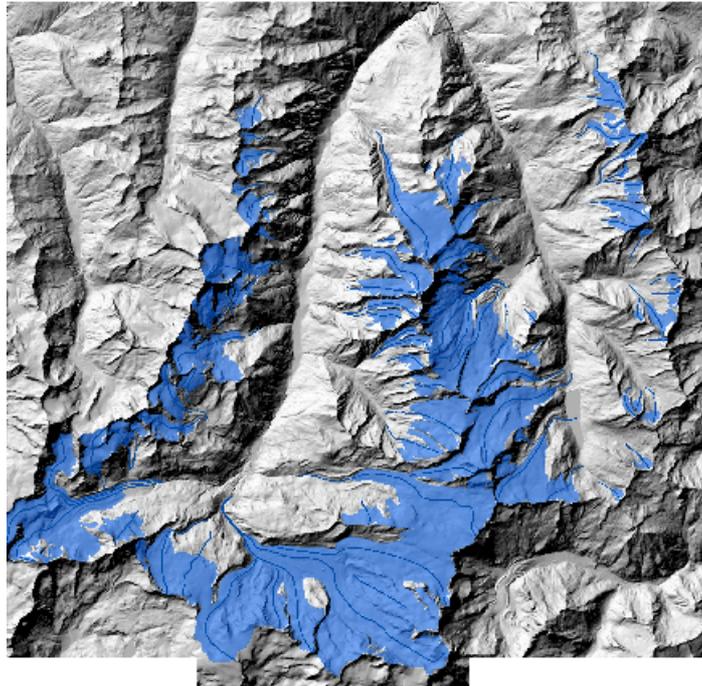


GIS-basierte Modellierung der glazialen Sedimentbilanz



Diplomarbeit von

Michael Zemp

Ausgeführt unter der Leitung von

Dr. A. Käab

Dr. M. Hoelzle

Fakultätsvertreter

Prof. Dr. W. Haeberli

Januar 2002

Geographisches Institut der Universität Zürich

Titelbild: Gletscher1973 und ZFL1850 des Untersuchungsgebietes. Im Hintergrund das Hillshading des DHM25_{LEVEL2}. Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Vorwort

„So long, and thanks for all the fish – God’s final message to his creation: we apologize for all the inconvenience!”

Douglas Adams

Am Anfang dieser Arbeit steht die Faszination für Gebirge, Gletscher und Naturgefahren. Die Verbindung der methodischen Sichtweise der Geoinformatik mit dem prozessorientierten Blickwinkel der Geomorphodynamik verhalf meinem Diplomarbeitsjahr immer wieder zu neuer Spannung und Herausforderung. Aus dieser Zeit nehme ich ein Bündel an persönlichen Erfahrungen und ein neues Verständnis für Modellierungen und Bergwelt mit.

Mein erster Dank geht an Martin Hoelzle und Andi Kääb. Ihre Betreuung war stets unkompliziert, motivierend und hochkompetent. Sie beide haben mich durch die Diplomarbeitszeit begleitet und garantiert, dass ich nicht vom guten Weg abkam. Es ist immer eine Freude, euch in euren Büros ‚heimzusuchen‘...

Wilfried Haerberli hat mich mit seiner Begeisterung für die Glaziologie angesteckt und mir einen grossen Teil meines Wissens in Glaziologie und Geomorphologie beigebracht. Er hat den Grundstein zu dieser Diplomarbeit gelegt und ihr durch seine Leitung die Hauptrichtung gegeben.

Frank Paul danke ich für das Bereitstellen des DHM25_{LEVEL2}, der digitalisierten Gletscher und ZFL und die Diskussionen über die Automatisierung der Gletscher- und ZFL-Detektion. Max Maisch gilt der Dank für die zur Verfügung gestellten Daten aus dem CH-INVGLAZ und seinen Hinweisen zur INVGLAZ-Methodik und auf Arbeiten der Niederschlagsmodellierung. Dank geht auch an Regula Frauenfelder für den Erfahrungsaustausch im Bereich der Felswandverwitterung.

Schanett danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes und ihre kritischen Bemerkungen.

Ein spezieller Dank geht an Kaspar Kundert, den Geschäftsführer von ESRI Schweiz. Wann immer ich mit meinen ArcInfo- oder AML-Kenntnissen am Berg stand, hat er mich wieder einen Schritt weitergebracht. Sehr angenehm war natürlich auch der eigene Arbeitsplatz an der Beckenhofstrasse und der Zugang zur gesamten ESRI-Software!

Zürich, Februar 2002

Michael Zemp

Zusammenfassung

Mit der fortschreitenden Erwärmung der Atmosphäre ziehen sich die meisten Alpengletscher hinter ihre historisch bekannten Grenzen zurück. Einige lassen dabei blanken Fels zurück, andere mächtige Sedimentbetten. In exponierten Lagen haben solche ungefestigte Schuttkörper das Potential zu Murganganrissen oder Ausbrüchen von Seen.

Diese Arbeit geht der Frage nach, welche Gletscher ein Fels- und welche ein Sedimentbett bilden. In einem kommerziellen Geographischen Informationssystem (GIS) wird die glaziale Sedimentbilanz modelliert und daraus die Bettcharakteristik des Gletschers abgeleitet. Die Sedimentbilanz wird über den Erosions-/Sedimentationsindex von HAEBERLI (1986) abgeschätzt. Im Testgebiet des Grubengletschers wurden Extraktionsverfahren für die notwendigen Indexparameter aus einem Digitalen Höhenmodell (DHM) entwickelt. Diese Extraktionsverfahren wurde automatisiert, an 84 Gletschern im Untersuchungsgebiet im Wallis getestet und mit analogen Berechnungen von WENZEL (1992) verglichen.

Es kann gezeigt werden, dass sich der Index in einem GIS umsetzen lässt und für eine grobe Unterteilung von Fels- und Sedimentbetten eignet. Die automatisierte Parameterextraktion aus dem DHM kommt bei rund 86% der untersuchten Gletscher auf dasselbe Resultat wie die analogen Berechnungen von WENZEL (1992).

GIS-basierte Modellierungen haben ein grosses Potential in der Geomorphodynamik und zur Früherkennung von Naturgefahren im Hochgebirge. Dabei dürfte vor allem die Kombination von DHM-Analysen mit Photogrammetrie und Fernerkundung sehr erfolgversprechend sein.

Inhalt

Vorwort	i
Zusammenfassung	iii
Inhalt	v
Abkürzungen	vii
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung.....	1
1.2 Zielsetzung	2
1.3 Aufbau der Arbeit.....	2
2 Theoretische Grundlagen	3
2.1 Glaziale Erosion und Sedimentation.....	3
2.2 Prozesse und Formen	3
2.3 Abtragsleistungen.....	6
2.4 Sedimentbilanzierung	7
2.5 Erosions-/Sedimentationsindex I_{es} nach HAEBERLI (1986).....	7
3 Untersuchungsgebiet	9
3.1 Lage und Topographie	9
3.2 Geologie	10
3.3 Klima.....	11
3.4 Gletscher	12
3.5 Periglaziale Geomorphodynamik und Naturgefahren.....	13
4 Datengrundlage	15
4.1 Karten	15
4.2 Vektordaten	15
4.3 Digitale Höhenmodelle	17
4.4 Orthophoto.....	20
5 Extraktion der I_{es}- Parameter	21
5.1 Verwendete Software	22
5.2 Gletscherfläche F	22
5.3 Gletscherlänge l.....	23
5.4 Neigung des Gletscherbaches J.....	24
5.5 Felswände	27
5.6 Steinschlagmodellierung	32
5.7 Felswandhöhe h	37
5.8 Equilibrium Line Altitude ELA	39
5.9 Parameter a.....	41
5.10 Niederschlag P	42
5.11 Massenbilanz b.....	44

6	Automatisierung der Parameter-Extraktion	45
6.1	Verwendete Software	45
6.2	Datenaufbereitung.....	45
6.3	Überprüfung der Inputdaten	49
6.4	Architektur der AML-Routine	49
6.5	Abhängigkeit der Parameter-Extraktion von der DHM-Qualität.....	52
7	Resultate	55
7.1	Vergleich der Parameter und I_{es} -Werte der direkt vergleichbaren Gletscher ...	55
7.2	Klassierung der direkt vergleichbaren Gletscher.....	59
7.3	Resultate der nicht direkt vergleichbaren Gletscher.....	62
8	Diskussion der Ergebnisse	63
8.1	Parameter-Extraktion	63
8.2	Automatisierung der Parameter-Extraktion	64
8.3	Gletscherklassifikation	64
9	Schlussfolgerungen und Ausblick	67
	Literaturverzeichnis	69
A	Tabellen	75
B	Parameter.aml	83
C	Karte der Sedimentbilanz der Gletscher des Saas- und Matternals	99

Abkürzungen

AAR	Accumulation Area Ratio
AML	Arc Macro Language
ASTER	Hochauflösender Multispektralsensor auf dem Satelliten TERRA
CH-INVGLAZ	Schweizer Gletscherinventar
DHM	Digitales Höhenmodell
ELA	Equilibrium Line Altitude
ESRI	Environmental Systems Research Institute
GIS	Geographisches Informationssystem
GLID	Gletscher Identitätsnummer
HIFI	Höheninterpolation mit finiten Elementen
I_{es}	Erosions-/Sedimentationsindex
LT	Landestopographie
MAAT	Mean Annual Air Temperature
nIR	Nahinfrarot
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt
ZFL	Zentrale Fliesslinie

Kapitel 1

Einleitung

„Eine Schlamm- und Gerölllawine hat in der Nacht auf Dienstag das Walliser Dorf Täsch verwüstet.

Täsch - Die neueste Naturkatastrophe im Wallis brach am Montagabend gegen 22.30 Uhr über das kleine Oberwalliser Dorf Täsch herein. Zu dieser Zeit trat der Täschbach über die Ufer und überschwemmte die Dorfteile Oberdorf und Hof. Auch eine Brücke wurde mitgerissen. Etwa 15 bis 20 Häuser wurden beschädigt. Teilweise lagen Schlamm und Geröll bis anderthalb Meter hoch. Gegen 150 Dorfbewohner mussten notfallmässig evakuiert werden. Die Hälfte von ihnen wird wohl erst in einigen Tagen in ihre Häuser zurückkehren können. [...]“

Tages-Anzeiger (27.06.2001: 14)

Der Fall von Täsch zeigt eine für das Hochgebirge typische Verkettung von Prozessen, wie sie in den stark besiedelten Alpen häufig zu grossen Schäden führt. Durch den Rückzug des Weingartengletschers wurde ein exponiertes Sedimentfeld zurückgelassen, worin sich ein proglazialer See – der Weingartensee – bilden konnte. Wahrscheinlich blockierten am 25. Juni 2001 kompakte Schneedecken den Abfluss und liessen den Seespiegel einige Dezimeter ansteigen. Der anschliessende Ausbruch von mehreren 100 m³ Wasser mobilisierte das Moränenmaterial unterhalb des Seeausflusses und bahnte sich als Murgang den Weg ins Tal. In Täsch verliess dieser dann das Bett des Täschbaches und richtete im Dorf Schäden in der Höhe von 10 Millionen Schweizer Franken an (Tages-Anzeiger, 27. und 28. 6. 2001).

Mit der anhaltenden Klimaerwärmung ziehen sich Gletscher und Permafrost hinter die uns bekannten Grenzen zurück. Historische Daten verlieren damit zunehmend an Wert. Neue Methoden zur Abschätzung der Gefahrenpotentiale und zur Konzentration der Feldbeobachtungen werden notwendig.

1.1 Problemstellung

HAEBERLI (1986) entwickelte einen Erosions-/Sedimentationsindex, der eine Unterteilung der Gletscher nach Sediment- und Felsbetten erlaubt. WENZEL (1992) wendete diesen mit analogen Methoden an Gletschern in den Walliser Alpen an. MAISCH et al. (1999b) testeten diesen Index anhand systematisch klassierter Gletschervorfelder aus dem revidierten Schweizer Gletscherinventar (MAISCH et al., 1999a).

Die Fortschritte der letzten Jahre in den Bereichen der Daten- und Satellitenbildverarbeitung bedeuten eine Neuorientierung in Reliefanalyse und Geomorphometrie. Geographische Informationssysteme (GIS) und Digitale Höhenmodelle (DHM) in immer höherer Auflösung bieten neue Möglichkeiten für die geomorphometrische Analyse in unterschiedlichen Skalen (SCHMIDT and DIKAU 1999: 154).

Die Bearbeitung komplexer Reliefformen benötigt einerseits theoretische Grundlagen für die Geomorphometrie, wie sie zum Beispiel von DIKAU (1994 und 1996) vorgestellt werden. Andererseits sind anwendungsorientierte Arbeiten notwendig, die an einer prozessorientierten Umsetzung dieser Grundlagen interessiert sind. Zwei gute Beispiele GIS-basierter Arbeiten seien an dieser Stelle erwähnt:

- ZIMMERMANN et al. (1997) haben zum Thema Murganggefahr und Klimaänderung einen GIS-basierten Ansatz gewählt.
- BERNHARD und WEIBEL (1999) modellieren die Schneeschmelze mit GIS-basierten Techniken und Digitalen Geländemodellen.

1.2 Zielsetzungen

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Erosions-/Sedimentationsindex von HAEBERLI (1986) in einem GIS-basierten Ansatz umzusetzen und zu automatisieren. Die Resultate von WENZEL (1992) im Saas- und Mättertal sollen dabei als Vergleichsgrundlage dienen. Folgende Teilziele können formuliert werden:

- ⇒ Entwicklung von Methoden zur Extraktion der notwendigen Index-Parameter aus einem DHM.
- ⇒ Automation dieser Parameterextraktion.
- ⇒ Vergleich der Ergebnisse mit den analogen Indexberechnungen und den Originalbett-klassifikationen von WENZEL (1992).
- ⇒ Möglichkeiten von GIS-basierten Ansätzen in der Geomorphodynamik aufzeigen.

1.3 Aufbau der Arbeit

Die Arbeit verlief im wesentlichen in folgenden Schritten:

- Zusammentragen von theoretischen Grundlagen.
- Beschaffen von Testdaten.
- Entwicklung von Methoden zur Extraktion der Index-Parameter anhand des Grubengletscher Süd und des DHM25_{KÄÄB} im Grubenkar.
- Aufbereiten der Testdaten (Gletscher1973, ZFL1850 und DHM25_{LEVEL2}) für die Automatisierung im gesamten Untersuchungsgebiet.
- Automatisierung der Parameter-Extraktion und Anwendung im Saas- und Mättertal.
- Berechnete Parameter und indexierte Gletscher anhand der Ergebnisse von WENZEL (1992) überprüfen.
- Diskussion der Ergebnisse und der Verwendung von GIS-basierten Ansätzen in der Geomorphodynamik.

Dies entspricht auch in etwa dem Aufbau der vorliegenden Arbeit.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

2.1 Glaziale Erosion und Sedimentation

Viele theoretische Gletscherstudien gehen von der Existenz eines nicht deformierbaren und wasserundurchlässigen (Fels-)Gletscherbettes aus. In der Natur sind jedoch deformierbare und wasserdurchlässige (Lockersediment-) Gletscherbetten häufig. Gletscher können also erodieren oder sedimentieren. Die Prozesse der Gletschererosion und –sedimentation sind allerdings komplex und können nicht in einfacher Form beschrieben und quantifiziert werden (HAEBERLI 1999a: 5). Abbildung 2.1 zeigt die Produktion, Umlagerung und Evakuierung von Gesteinsmaterial im Gletscher.

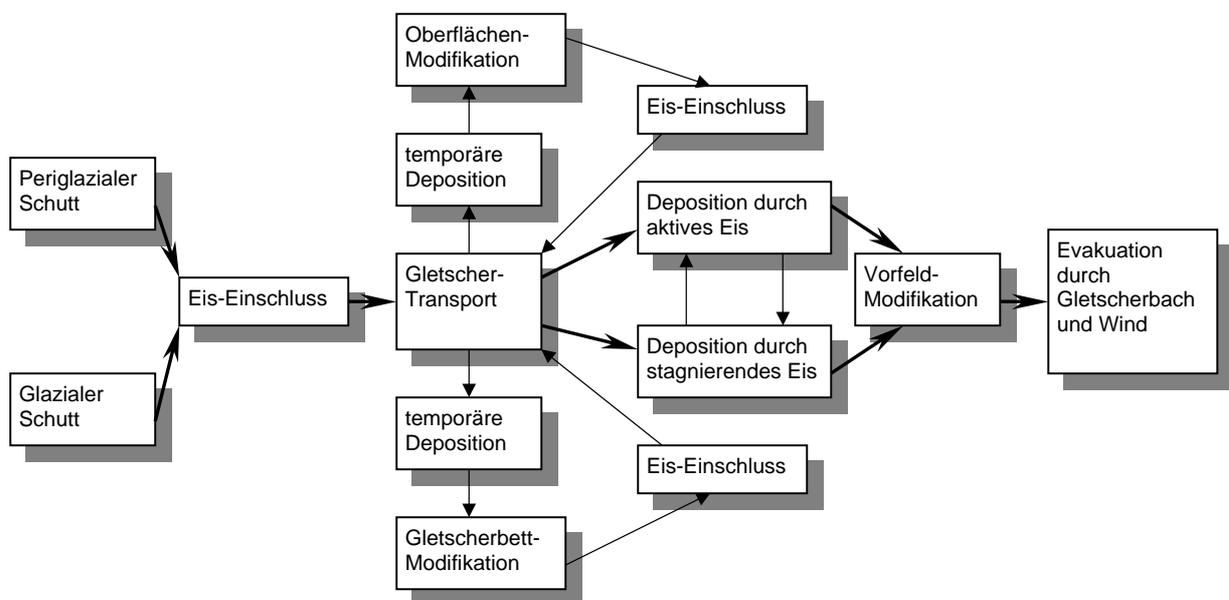


Abb. 2.1: Produktion, Umlagerung und Evakuierung von Gesteinsmaterial im Gletscher. Schematisches Flussdiagramm nach SUDGEN and JOHN (1976, in: HAEBERLI 1999a), leicht modifiziert.

2.2 Prozesse und Formen

Die bekannten Prozesse und Formen der glazialen Erosion und Sedimentation sind in der Tabelle 2.1 und 2.2 zusammengefasst. HAEBERLI (1999a: 8-27) setzt sich eingehender damit auseinander und fasst auch die bekannten formalen Beziehungen zusammen.

Begriff	Prozess	Bedingung	Formen
Erosion			
Felsveränderung	Herabsetzen der normalen Festigkeit der Gesteine (50 bis 350 Mpa)	Geologische Inhomogenität im Fels, Spannungskonzentrationen an Punktkontakten mit basalem Geschiebe, Festigkeitsreduktion durch Porenwasserdruck, Ermüdung durch zyklische Belastung	Parabelrisse, Sichelbrüche, Sichelwannen im anstehenden Fels. Eisreiche Lockergesteine im Subglazialen Permafrost kalter oder polythermaler Gletscher können duktil tektonisiert werden.
Abrasion	Abrieb durch Gesteinspartikel im basalen Eis	Gleiten, Evakuierung des Abriebs (Schmelzwasser); Nachschub von Gesteinspartikeln (basale Schmelze; Erd-/Reibwärme)	Stromlinienform im Fels (rock drumlins), Politur, Schrammen; Feinmaterialproduktion
Plucking	Herausreißen von Gestein aus Felsbett	Vorbeanspruchung des Felsbetts (v.a. Schwankungen von P_i , P_w) Kavernenbildung, Evakuierung (Regelation)	Rundhöcker (Luv: Abrasion, Lee: Plucking)
Schmelzwassererosion	physikalisch/chemisch insgesamt dominant	funktionierendes subglaziales Abflusssystem (Kanäle, Piezometerprinzip)	Rinnen/Kanäle im Fels (auch aufwärts!!!), Gletschertöpfe, div. Kleinformen

Tab. 2.1: Glaziale Erosion – Prozesse und Formen. Nach HAEBERLI (1999a: 12), angepasst und erweitert. P_i steht für den Eisdruck, P_w für den Wasserdruck am Gletscherbett.

Begriff	Prozess	Bedingung	Formen
Sedimentation			
Subglacial lodgement	subglaziale Deposition	Schmelze der Basis-schichten: Erd-/Reibungs-wärme	Grundmoräne, stromlinienförmige Verkleidung von Bettrahigkeiten
Subglacial flowage	subglaziales Fließen (gesättigtes Material)	temperierte Gletscherbasis, Gradienten von ($P_i - P_w$)	kleinskalige Verformung, gestreifte Grundmoräne (flutes), grosse Sedimentationsraten möglich
Bulldozing/recycling	frontale Verformung	Gletschervorstoss	Endmoräne mit chaotischer Struktur bei temperiertem Eisrand, bisweilen grosskalibrige Deformation (Glaziotektonik) bei kaltem Eisrand und Permafrost
Supraglacial melt-out	Ausschmelzen an der Oberfläche	schuttbedecktes Eis	Obermoräne (oft stark strukturverändert), Mittel- und Seitenmoränen, extreme Sedimentationsraten möglich

Subaquatische Moränenbildung	diverse Prozesse an Kalbungsfronten	Gezeitengletscher, in Seen kalbende Gletscher	komplexe/wenig untersuchte Formen, wandernde Moränen bei Gezeitengletschern
Schmelzwasserdeposition	sub-/periglaziale Ablagerung	bei subglazialen Formen: funktionierendes Abflusssystem	Esker (subglaziale Kanalfüllungen), Kames (Randterrassen), Sander (proglaziale Schotterebenen), Deltas (Küsten)

Tab. 2.2: Glaziale Sedimentation – Prozesse und Formen. Nach HAEBERLI (1999a: 12), leicht modifiziert. Pi steht für den Eisdruck, Pw für den Wasserdruck am Gletscherbett.

Werke, die ausführlicher auf quantitative Ansätze zur Beschreibung der Erosions- und Sedimentationsprozesse eingehen, sind in Tabelle 2.3 zusammengefasst.

Autoren	Themen
SUDGEN an JOHN (1976)	Übersicht der wichtigsten Erosions- und Sedimentationsprozesse und deren Auswirkungen auf Klein- und Grossformen der glazialen Landschaft. Standardwerk der qualitativen, geographisch ausgerichteten Glazialmorphologie.
PRICE (1973)	Rein deskriptive Arbeit zu glazialen und fluvioglazialen Landformen.
DREWRY (1986)	Übersichtswerk der bekannten Erosions- und Sedimentationsprozesse und den dahinterstehenden physikalischen Gesetzen.
BOULTON (1974, 1978, 1979, 1982, 1996)	Entwickelt und überprüft die Abrasionstheorie, in der die Kontaktkraft proportional zum Eisüberdruck ist, ev. vermindert durch den subglazialen Wasserdruck. Sein Modell gilt aber nur für hohe Schuttkonzentrationen am Gletscherbett. Plucking liefert dabei die Voraussetzung für die Abrasion und ist, wenn auch lokal begrenzt, mengenmässig der bedeutsamere Vorgang. Benutzt Blockformen und Korngrößenverteilungen des Schuttes als Indikator für den Transportweg durch den Gletscher. Zeigt modellhaft, wie beobachtete Sedimentationsprozesse Landschaftsformen zugeordnet werden können. Berechnet komplexe Sedimentations-/Erosionsabfolgen und entsprechende raumzeitliche Ablagerungsmuster für Eisschilde auf horizontaler und homogener Unterlage. Geht dabei davon aus, dass als Folge von extensivem und kompressivem Fließen im Akkumulationsgebiet Erosion und im Ablationsgebiet Sedimentation dominiert.
HALLET (1981)	Abrasionsmodell für geringe Schuttkonzentration, dabei ist die Kontaktkraft proportional zur Gleitgeschwindigkeit des Gletschers. Die Gleitgeschwindigkeit hängt dabei von der Reibung ab.
RÖTHLISBERGER und IKEN (1981)	Beschreiben Plucking als Resultat von Rissbildung an Schwachstellen des Gesteins, ausgelöst durch grosse Schwankungen des subglazialen Wasserdruckes in subglazialen Kavernen.
ROBIN (1976)	Beschreibt ‚Heat Pump‘-Mechanismus, bei dem Gestein an der Spitze einer Felskante durch Regelationsprozesse herausgerissen werden.
COLLINS (1979a, b, 1981, 1988)	Untersucht Sedimentkonzentration im Schmelzwasser als Indikator für Erosionsvorgänge unter dem Gornergletscher. Nach ihm fliesst der Hauptteil der Sedimentfracht während der Sommermonate Juli und August ab. Dabei werden auch die während des Winters gespeicherten chemischen (Erosions-) Komponenten mit dem Schmelzwasser abgeführt. Kann aber keine quantitative Aussage zur Sedimentbilanz machen.

Tab. 2.3: Literaturübersicht zu den Prozessen der Sedimentation und Erosion aus WENZEL (1992), angepasst und ergänzt durch Angaben aus HAEBERLI (1999a) und BOULTON (1996).

2.3 Abtragsleistungen

Direkte Erosionsmessungen an vorübergehend auf Fels vorstossenden Gletschern wie auch subglaziale Experimente mit im Gletscherbett eingebauten Messplatten ergeben Erosionsleistungen von mehr als 1 mm/Jahr (QUERVAIN 1919, LÜTSCHG 1926 und BOULTON 1974). Die Mächtigkeit von Sedimentbetten unter rezenten Gletschern kann 100 m leicht übersteigen (HAEBERLI et al. 1984). Geht man davon aus, dass die Gletscher ihr Bett in der letzten Eiszeit bis auf den Fels ausgeräumt hatten, und im Holozän nie wesentlich kleiner waren als heute, so kann man auf subglaziale Sedimentationsraten in der Grössenordnung von 10 mm/Jahr schliessen (HAEBERLI 1999a: 30).

HAEBERLI (1999a) schliesst aus Abtragsmessungen der Sedimentfracht in Gletscherbächen von DREWRY (1986), dass die periglaziale Schuttproduktion wohl zwei mal grösser ist als der glaziale Abtrag. Im Vergleich zu Eiskappen und Gletschern mit geringen Felswänden dominiert also in den Alpen die periglaziale Schuttproduktion. Dies wird noch verstärkt bei kalten oder polythermalen Gletschern, da sowohl die Schmelzwassererosion als auch Plucking und Abrasion temperierte Gletscher voraussetzen.

Gletscher	Messdauer	mittlere Abtragsrate
Nigardsbreen	13 Jahre	0.165 mm/Jahr
Engabreen	12 Jahre	0.218 mm/Jahr
Erdalsbreen	7 Jahre	0.610 mm/Jahr
A.-Memurubre	6 Jahre	0.313 mm/Jahr
Veledalsbreen	6 Jahre	0.730 mm/Jahr

Tab. 2.4: Glaziale Abtragsraten norwegischer Gletscher. Gemessen in Gletscherbächen bei temperierten Gletschern und Eiskappen Skandinaviens mit bescheidenen Felswänden.
Quelle: DREWRY (1986, in: HAEBERLI 1999a: 30).

Gletscher	Autor	mittlere Abtragsrate
Muir (Alaska)	Reid (1892)	19.0 mm/Jahr
Muir (Alaska)	Corbel (1962)	5.0 mm/Jahr
Hidden (Alaska)	Corbel (1962)	30.0 mm/Jahr
Storbeen (Norwegen)	Liestol (1967)	0.1 mm/Jahr
Hellstugubreen (Norwegen)	Corbel (1962)	1.4 mm/Jahr
Kongsvegen (Svalbard)	Elverhoi (1980)	1.0 mm/Jahr
St. Sorlin (Frankreich)	Corbel (1962)	2.2 mm/Jahr
Imat (USSR)	Chernova (1981)	0.9 mm/Jahr
Ajutor-3 (USSR)	Chernova (1981)	0.7 mm/Jahr
Fedchenko (USSR)	Chernova (1981)	2.9 mm/Jahr
RGO (USSR)	Chernova (1981)	2.5 mm/Jahr

Tab. 2.5: Glaziale Abtragsraten aus stark vergletscherten Gebieten mit hohem Felswandanteil.
Quelle: DREWRY (1986, in: HAEBERLI 1999a: 31).

2.4 Sedimentbilanzierung

Verschiede Autoren versuchten die Erosions- und Sedimentationsprozesse zu quantifizieren (WENZEL 1992: 17-20), doch die formale Beschreibung der gesamten Sedimentbilanz ist bis jetzt nicht gelungen. Die beteiligten subglazialen Prozesse sind schwer zu erfassen und spielen im Hochgebirge nur eine untergeordnete Rolle. Grundsätzlich geht man davon aus, dass ein Gletscher sein Bett erodiert. Er kann das Gestein jedoch nicht über seine Grenzen hinaus transportieren. Wenn mehr Schutt von den Wänden geliefert wird, als der Gletscherbach evakuieren kann, dann wird das Material als Moräne abgelagert. Durch oszillierendes Vorstossen des Gletschers und Sedimentablagerung am Gletscherbett wird mit der Zeit ein Sedimentbett angelegt.

2.5 Erosions-/Sedimentationsindex I_{es} nach HAEBERLI (1986)

Da sowohl die Schuttproduktion der Felswände als auch die Erosion des Gletscherbaches nicht so einfach zu messen sind, geht HAEBERLI (1986, 1996, 1999a) von einem neuen Ansatz aus: Er betrachtet die Sedimentbilanz in einem Grey-Box-Ansatz als Verhältnis des Schuttinputs aus den Felswänden und der Schuttevakuation des Gletscherbaches.

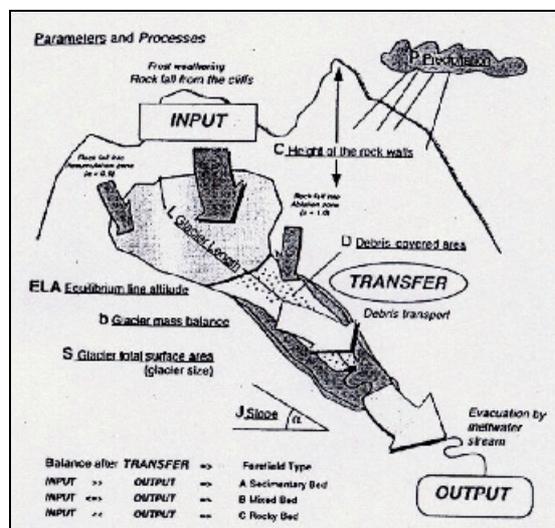


Abb. 2.2: Schematische Darstellung zum Erosions-/Sedimentationsindex I_{es} nach MAISCH et al. (1999b). Involvierte Prozesse und Parameter.

Die prozessrelevanten Parameter fasst er im Erosions-/Sedimentationsindex I_{es} zusammen:

$$I_{es} = \frac{Input}{Output} = \frac{ah}{(P - b)FJ^k l} \quad (2.1)$$

Dabei ist h die mittlere Höhe der schuttliefernden Felswände in 100m-Einheiten, berechnet aus der minimalen, maximalen und einer abgeschätzten mittleren Höhe der Felswände (h_{min} , h_{max} und h_{est}). h_{est} wird abgeschätzt, indem man im Geiste die Felswände gleichmässig an den Gletscherrand verteilt (Ausnahme Zungenende) und die mittlere Höhe abschätzt. Über h_{min} und h_{max} fließt Information zur Felswandhöhe, über h_{est} zur Felswandlänge in den Index mit ein. Der Parameter a ist ein Gewichtungsfaktor zur Unterscheidung von basal transportiertem, zu Feinmaterial verarbeitetem Schutt aus der Bergschlundzone ($a = 0.5$) und grobblockigem Oberflächenschutt im Ablationsgebiet ($a = 1$). P steht für den mittleren jährlichen Niederschlag

in m/Jahr, b für die jährliche Gletschermassenbilanz in m/Jahr (für Gleichgewichtsbedingungen ist $b = 0$). F ist die Gletscherfläche in km^2 . J ist der Tangens der Neigung des Gletscherbaches, gemittelt über das Gletschervorfeld und eine entsprechende Distanz im Ablationsgebiet. k kommt aus der Geschiebedynamik steiler Gerinne und ist eine hydrologische Konstante von ca. 1.6. l ist die Gletscherlänge in km.

Der Index erlaubt eine grobe Klassierung zwischen Gletschern mit Felsbetten und solchen mit Sedimentbetten. Die Erosions- und Sedimentationsvorgänge bei Gletschern können letztlich nur verstanden werden, wenn man das gesamte Einzugsgebiet und eine Kombination von mehreren Einflussfaktoren in Betracht zieht (HAEBERLI 1999a: 5).

Beim I_{es} sehe ich folgende Punkte, die bei einer Anwendung beachtet werden müssen:

- Die metrischen Parameter (F , l und h) haben die grössten Spannweiten.
- Gletscherlänge l ist in der Gletscherfläche F enthalten.
- Bei sehr grossen oder sehr kleinen Gletschern wird der Index somit dominiert durch die Parameter F und l .
- Glaziale Bettprozesse werden durch den Index nicht berücksichtigt, Sedimentproduktion von Gletschern ohne Felswände wird somit durch den Index nicht berücksichtigt.
- Der teilweise Abfluss des Wassers in den Sedimentbetten wird nicht berücksichtigt, womit ein möglicherweise wichtiger Rückkoppelungsmechanismus vernachlässigt wird.
- Die Schuttproduktion aus den Felswänden wird für alle Felswände gleichgesetzt.
- Die Erfassung von Teilgletschern ist nicht einfach. Die Gletscherfläche als zweidimensionaler Parameter ist direkt abhängig von der Unterteilung, während die eindimensionale, gemittelte Felswandhöhe bei einer Gletscherteilung gleich bleiben kann.
- Die oft verwendete Verifikation des I_{es} über die Gletschervorfelder ist problematisch – ein Gletscher in kleinerer Ausdehnung kann durch die kleinere Fläche, kürzere Länge und einen Wechsel in der Neigung (zum Beispiel bei Geländekanten) seine Sedimentbilanz ändern.

Der Index wurde durch WENZEL (1992) an 91 Alpengletschern mit analogen Mitteln getestet. Dabei ermittelte er die notwendigen Parameter für den I_{es} mit Planimeter und Papierstreifenmethode aus der 1:25'000er Karte der Landestopographie. Er hat auch versucht neue Parameter wie Schuttbedeckungsgrad, Petrographie der Felswände, ELA oder Felswandflächen mit einzubeziehen und hat verschiedene statistische Auswertungen durchgeführt.

MAISCH et al. (1999b) haben den Index auf die drei Parameter Höhe der Gleichgewichtslinie (ELA), Gletscherlänge und Schuttbedeckungsgrad des Gletschers reduziert. Dadurch kann der Index aus den Daten des revidierten Schweizer Gletscherinventars (MAISCH et al. 1999a) berechnet werden. Der Vergleich des reduzierten Index mit den Vorfeldklassifikationen aus dem Inventar zeigen einen allgemeinen Trend, jedoch überlagert mit einem starken Rauschen. Eindeutige Vorhersagen können nur für extrem hohe Indexwerte und Schuttbedeckungsgrade gemacht werden, die Sedimentbette repräsentieren. Die Existenz von Felsbetten kann ausserhalb eines kritischen Wertes ausgeschlossen werden.

Kapitel 3

Untersuchungsgebiet

3.1 Lage und Topographie

Das Untersuchungsgebiet liegt im südöstlichen Teil des Wallis. Von Stalden (Landeskarte der Schweiz, Koordinaten 633300/120150) an südwärts gabelt sich das Haupttal des Gebietes in die zwei Quelltäler Mattertal (oder Nikolaital) mit der Matter Vispa und Saastal mit der Saaser Vispa. Getrennt sind die beiden Täler durch die Gipfel der Mischabelgruppe mit dem Dom (4'545 m ü. M.), dem höchsten vollständig auf Schweizer Boden stehendem Berg (WENZEL 1992).



Abb. 3.1: Mattertal vom Gornergrat aus aufgenommen, Blickrichtung Nord.



Abb. 3.2: Saastal mit dem Mattmarksee vom Monte Moro Pass aus aufgenommen, Blickrichtung Nord.

Das Untersuchungsgebiet ist gegeben durch das hydrologische Einzugsgebiet der Vispa, begrenzt durch die Kette Dent Blanche im Westen, der Italienischen Grenze im Süden, mit bekannten Gipfeln wie Matterhorn, Breithorn, Monte Rosa und Dufourspitze und der Weissmieskette im Osten. Mit dem tiefsten Punkt in Stalden (799 m ü. M.) und der Dufourspitze (4'634,9 m ü. M.), dem höchsten Schweizer Berg, umfasst die Höhererstreckung rund 3'800 m. Das ungefähr 760 km² grosse Gebiet wird von der Landeskarte 1:50'000, Blatt 5006, der Schweizer Landestopographie gut abgebildet.

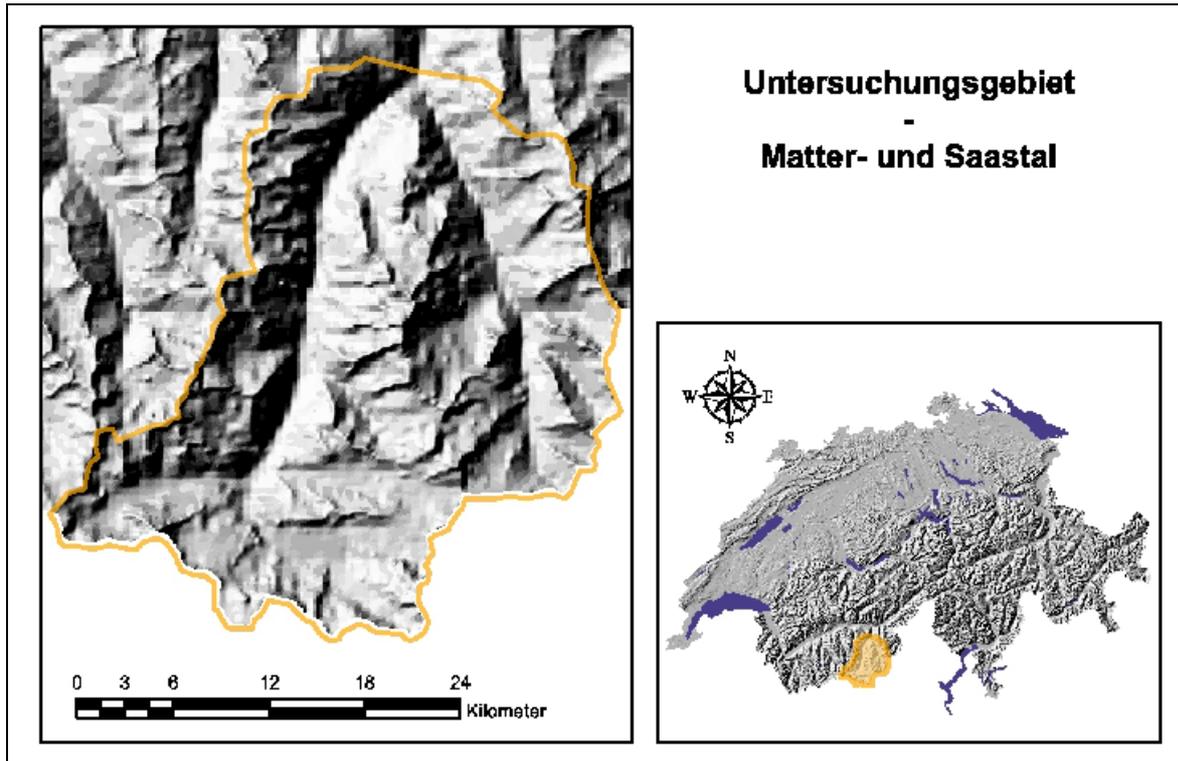


Abb. 3.3: Untersuchungsgebiet Matter- und Saastal. Verwendung des RIMINI Hillshading mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Statistik GEOSTAT.

3.2 Geologie (LABHART 1995: 92ff)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des Deckenkomplexes der Bernhardecke/Monte Rosa-Decke. Dieser stösst in einem 100 km langen, Nordwestwärts gerichteten Bogen zwischen dem Mont Blanc-Massiv und dem Aarmassiv bis ans Helvetikum vor.

Im nordwestlichen Teil besteht die Deckenmasse aus einer Abfolge von dachziegelartig übereinanderliegenden, flach südwärts einfallenden, plattenförmigen Einheiten. Es sind entweder kristalline Gesteine oder aber Sedimente des Karbons, des Perms und der unteren und mittleren Trias. Von unten noch oben folgen sich gemäss Abb. 3.4 folgende Einheiten:

- Decke der Zone Houillère und Pontis-Decke: Sedimentgestein.
- Siviez-Mischabel-Decke: mehrere Kilometer mächtige, aus sehr unterschiedlichen Gesteinen aufgebaute Platte. Ihr tieferer Teil ist eine Abfolge von permokarbonischen Konglomeraten und Sandsteinen; der obere Teil, die Hauptmasse, besteht aus Gneis und Glimmerschiefer mit viel Amphibolit. Eine mächtige darin eingelagerte Gneismasse ist ein metamorpher Granit der Permzeit.

- Mont Fort-Decke: besteht einerseits aus metamorphen Sedimenten, Gabbros und Vulkaniten, unter denen die Glaukophanschiefer hervorstechen, andererseits aus Sedimenten des Perms und der Trias (Konglomerate, Quarzite, Dolomite und Marmore). Sie wird als vorgeschobener Teil der Monte Rosa-Decke angesehen.
- Monte Rosa-Decke: hier bilden die Granite und Gneise eine gewaltige, kuppelförmige und nach Norden überliegende Falte mit einer ebenso mächtigen, steil nach Süden abtauchenden Wurzel. Die Gesteine der Monte Rosa-Decke zeigen die Spuren einer höchstgradigen Metamorphose (Eklogitfazies), was auf eine enorme Versenkungstiefe in den Frühphasen der Gebirgsbildung hindeutet.
- Zone Zermatt-Saas Fee und Tatsé-Decke: höchste penninische Einheit. Eine mächtige Masse ozeanischer Sedimente, die stellenweise sehr viele Ophiolite enthalten. Ihre Kalkschiefer und Grüngesteine wie Serpentin, Gabbro und Basalt bauen den Hintergrund der südlichen Walliser Täler auf: Grand Combin, Mauvoisin, Grande Dixence, Evolène, Moiry, Zinal-Tracuit, Zermatt-Gornergrat, Rimpfischhorn-Allalinhorn-Längfluh bei Saas Fee.

Als eine gewaltige Klippe ostalpiner Kruste legt sich die Kristallinplatte der Dent Blanche-Decke über den penninischen Bernhard-Monte Rosa-Komplex. Ihre Gesteine – Gneise und Gabbros – kontrastieren im Gelände in auffälliger Art und Weise zu den Sedimenten und Grüngestein der unterliegenden Bündnerschiefer-Ophiolith-Decke. Die Gesteine der Dent Blanche-Decke bauen einige der bekanntesten und schönsten Viertausender der Alpen auf: Matterhorn, Dent Blanche, Obergabelhorn, Zinalrothorn und Weisshorn.

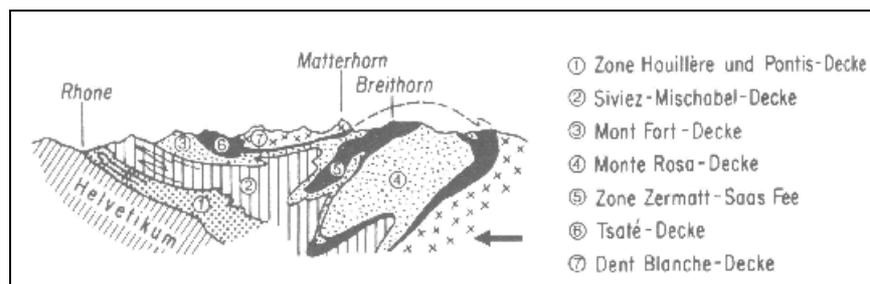


Abb. 3.4: Schematischer geologischer Querschnitt durch die südlichen Walliser Alpen (LABHART 1995: 94).

3.3 Klima

Das Untersuchungsgebiet weist aufgrund seiner zentralalpinen Lage mit der Umschliessung durch hohe Gebirgsketten ein stark kontinentales Klima auf. Die beiden Täler der Vispa sind eigentliche inneralpine Trockentäler. Grächen, Staldenried und Ackersand im Mattertal gehören zu den niederschlagsärmsten Beobachtungsstationen der Schweiz (WENZEL 1992: 28). Mit der Zunahme der Höhe nimmt die Kontinentalität mit zunehmendem Niederschlag rasch ab. Während in den Talgebieten infolge der Regenschattenlage ein mittlerer jährlicher Niederschlag zwischen 500 und 1'000 mm zu finden ist, erhalten die Gebirgsketten Werte zwischen 1'000 und 3'000 mm (FRAUENFELDER 1997: 15). WENZEL (1992: 28) erwähnt Niederschlagswerte für das Monte Rosa Massiv und die Mattmark Region um 4'000 mm.

Die grossen Temperaturamplituden der beiden Täler bestätigen den kontinentalen Charakter. Zermatt und Saas Fee haben eine Jahresamplitude der Monatsmittel von 18 °C (FRAUENFELDER 1997: 15).

Die Sonneneinstrahlung ist generell sehr hoch. In den Talböden wird sie jedoch aufgrund der hohen Gebirgsketten und des Nord-Süd-Verlaufes der Täler je nach Jahreszeit und Standort stark reduziert. In Saas Fee beträgt die Einstrahlungsdauer im Winter nur noch zwischen 3 und 4 Stunden (WENZEL 1992: 28). Tabelle 3.1 zeigt Niederschlags- und Temperaturwerte aus dem Untersuchungsgebiet.

Station	Höhe [m ü. M.]	mittl. Jahrestemperatur [°C]	Mittl. jährlicher Niederschlag [mm]
Ackersand	700	-	530 ^{a)} , 562 ^{b)}
Staldenried	1'060	-	532 ^{a)}
Grächen	1'617	4.6 ^{c)}	591 ^{a)}
Zermatt	1'638	3.5 ^{b)}	694 ^{b)}
Saas Fee	1'785	2.9 ^{b)}	-
Saas Almagell	1'673	3.2 ^{b)}	847 ^{b)}
Plattjen	2'228	-	1'646 ^{b)}
Schwarzbergkopf	2'603	-	2'206 ^{b)}

Tab. 3.1: Mittlere Jahrestemperaturen und mittlerer jährlicher Niederschlag im Untersuchungsgebiet. ^{a)} Daten von BUMANN und MANZ (o.J., in: WENZEL 1992: 28); ^{b)} Daten aus Schriftlichen Mitteilungen der SMA von 1996 in FRAUENFELDER (1997: 15); ^{c)} Normwerte 1961 – 1991 der Meteo Schweiz (pers. Auskunft).

3.4 Gletscher

Die untersuchten Gletscher entstammen den Gletscherregionen Weissmies, Monte Rosa und Dent Blanche. Das Untersuchungsgebiet gehört mit den Gebirgsgruppen Monte Rosa und Dent Blanche zu den umfangreichsten Vereisungen der Alpengrossregion (MAISCH et al. 1999a: 337). Zmutt-, Gorner-, Findelen- und Allalingsgletscher zählen zu den 50 flächengrössten Gletscher der Schweiz (MAISCH et al. 1999a: 124).

Das sehr kontinentale Klima spiegelt sich in der sogenannten „Monte Rosa-Schneegrenz-Kulmination“ wieder – die höchsten ELA in der Schweiz liegen im Monte Rosa-Gebiet (MAISCH et al. 1999a: 233). Somit lassen sich die Gletscher nach HAEBERLI (1999a: 3) folgendermassen charakterisieren:

- MAAT an der ELA unter – 6 °C
- ELA liegt über der Permafrostgrenze
- Gletschertemperaturen sind polythermal bis kalt
- kleiner Massenbilanzgradient
- kleiner Massenumsatz
- relativ schwache Gletscherbewegung
- relativ niedrige Schubspannungen
- kleine Eisdicke bei gegebener Neigung

Die Gletschervorfelder liegen vorwiegend in Permafrostzonen (MAISCH et al. 1999a: 326f).

Die Gletscher des Untersuchungsgebietes weisen einen Flächenschwund zwischen 1850 und 1973 von 19 % auf. Damit liegen sie deutlich unter dem gesamtschweizerischen Schnitt (MAISCH et al. 1999a: 171). Bei fortschreitender Erwärmung der Atmosphäre dürfte sich aber auch im Wallis ein markanter Rückzug der Gletscher einstellen (MAISCH et al. 1999a: 300f).

3.5 Periglaziale Geomorphodynamik und Naturgefahren

Aufgrund der geologischen und klimatischen Verhältnisse sind die meisten Prozesse und Formen des alpinen Periglazials vorzufinden - Blockgletscher, Murgänge und Felsstürze sind dabei wohl die markantesten. Durch die starke Besiedlung und touristische Nutzung der Täler ist der Mensch auch immer wieder stark mit den Naturgefahren des Hochgebirges konfrontiert. Einige der grossen Ereignisse seien hier erwähnt:

Saas Almagell / Rottalgletscher

21. Juli 1953: Das Auslaufen eines periglazialen Tümpels führt zum Überlauf eines tieferliegenden Blockgletschersees und mobilisiert 50'000 bis 100'000 m³ Schutt, der sich seinen Weg bis nach Saas Almagell bahnt (HAEBERLI et al. 1997b: 3).

Saas Balen / Gruben

1829, 1868, 1958, 1968 und 1970: Hochwasser und Murgänge ausgelöst durch einen Seeausbruch mit grossen Schäden in Saas Balen (HAEBERLI et al. 1997b: 4).



Abb. 3.5: Grubenkar mit dem Fletschhorn, dem Rothorngrat und den beiden Gletschern Gruben Süd und Gruben Nord. Photo von W. SCHMID.

Täsch und Randa / Kingletscher

28. August 1978: Wasserausbruch aus dem Kingletscher mit Unterbruch von Strasse/Bahn zwischen Täsch und Randa als Folge (HAEBERLI et al. 1997b: 4).

Mattmark / Allalingletscher

30. August 1965: Ca. eine Million m³ Eis stürzt vom Allalingletscher auf ein Barackenlager der Baustelle Mattmark und fordert 88 Tote (HAEBERLI et al. 1997b: 20).

30. September 2000: Abbruch von 500'000 m³ Eis ohne Schäden – das Eis kam vor Strasse und Restaurant zum Stillstand (Tages-Anzeiger vom 02.08.2000).

Randa / Weisshorn

1636, 1720, 1819 und 1972/73: Eis- und Schneelawinen fordern Tote und bedrohen das Dorf Randa (HAEBERLI et al. 1997b: 20).

Randa / Grossgufer

18. April und 9. Mai 1991: Bergsturz von insgesamt 30 Million m³ zerstört 33 Gebäude und tötet 30 Schafe und 7 Pferde. Bahn und Strasse werden abgeschnitten und die Vispa zurückgestaut (SCHINDLER et al. 1993).

Täsch / Weingartengletscher

1957 und 25. Juni 2001: Hochwasser und Murgänge des Täschbaches führen zu grossen Zerstörungen im Dorf Täsch (Homepage von CREALP, letzter Zugriff am 14.12.2001, http://www.crealp.ch/de/content/crealp_coulee_tasch2.asp).



Abb. 3.6: Täsch nach dem Murgangereignis vom 25. Juni 2001. Photo vom Walliser Kantonsgeologen (von der Homepage von CREALP).

Kapitel 4

Datengrundlage

Die Methoden zur Extraktion der I_{es} -Parameter wurden im Testgebiet des Grubengletschers am DHM25_{KÄÄB} entwickelt. Für die automatisierte Parameterextraktion wurde das DHM25_{LEVEL2} sowie die Gletscher1973 und die ZFL1850 verwendet. Die diversen analogen und digitalen Landeskarten, das DHM25_{BETT} sowie das Nahinfrarot-Orthophoto dienten zur Qualitätssicherung der obigen Daten und zur Überprüfung der Resultate.

4.1 Karten

- Pixelkarte der Schweiz 1:100'000, Blätter 42, 46 und 47, Kombination aller Layer, 28.Juli 2000, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.
- Pixelkarte der Schweiz 1:25'000, Blatt 1309, 10. November 1999, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.
- Landeskarte der Schweiz 1:25'000, Blatt 1309 „Simplon“, 1993, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.
- Landeskarte der Schweiz 1:50'000, Blatt 5006 „Matterhorn-Mischabel“, 1982, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.
- Geologische Karte der Schweiz 1:500'000, 1980, Schweizerische Geologische Kommission.

4.2 Vektordaten

Gletscher1973	
Datenbeschreibung	Datensatz mit Gletscher- und Eisfleckenummrisen der Regionen Dent Blanche, Monte Rosa und Weissmies. Basisjahr der Erfassung ist 1973.
Datenformat	Polygoncoverage
Attribute	GLID: Primärschlüssel für jeden Gletscher Area: Gletscherfläche Perimeter: Gletscherumfang GL_Name: Gletschername Wenzel_ID: Gletschernummer nach Wenzel, wenn vorhanden VW: Bemerkung zur Vergleichbarkeit mit Wenzels Gletscher, überprüft anhand der Flächenvergleiche.
Herkunft	Digitalisiert durch PAUL und WIPF ab der 1:25'000er Karte der Landestopographie nach den Angaben des Schweizerischen Gletscherinventars von MÜLLER et al. (1976) mit Bezugsjahr 1973. Als Hilfe wurden Luftbilder und transparente Deckpausen der CH-INVGLAZ von MAISCH et al. (1999a) verwendet.
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	Lagefehler < 5m (nach PAUL) Bei schuttbedeckten Gletschern stimmen die Gletscherumrisse zum Teil nicht mit den reellen Gletschern überein – so fehlen zum Beispiel die Zungen des Gruben Süd und des Fährich.

Tab. 4.1: Metadaten zur Coverage Gletscher1973.

ZFL1850	
Datenbeschreibung	Datensatz mit den Zentralen Fliesslinien der Gletscher bis zum 1850er Stand.
Datenformat	Linecoverage
Attribute	GLID: Primärschlüssel der ZFL, identisch mit GLID des zugehörigen Gletschers. Length: Länge der ZFL Herkunft: Name der Person, die die ZFL digitalisiert hat
Herkunft	Digitalisiert durch PAUL oder ZEMP ab der 1:25'000er Karte der Landestopographie nach den Angaben des Schweizerischen Gletscherinventars von MÜLLER et al. (1976) mit Bezugsjahr 1973. Als Hilfe wurden Luftbilder und transparente Deckpausen der CH-INVGLAZ von MAISCH et al. (1999a) verwendet.
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	Keine Angaben, ist auch bezüglich der Definition der ZFL nicht klar abzugrenzen.

Tab. 4.2: Metadaten zur Coverage ZFL1850.

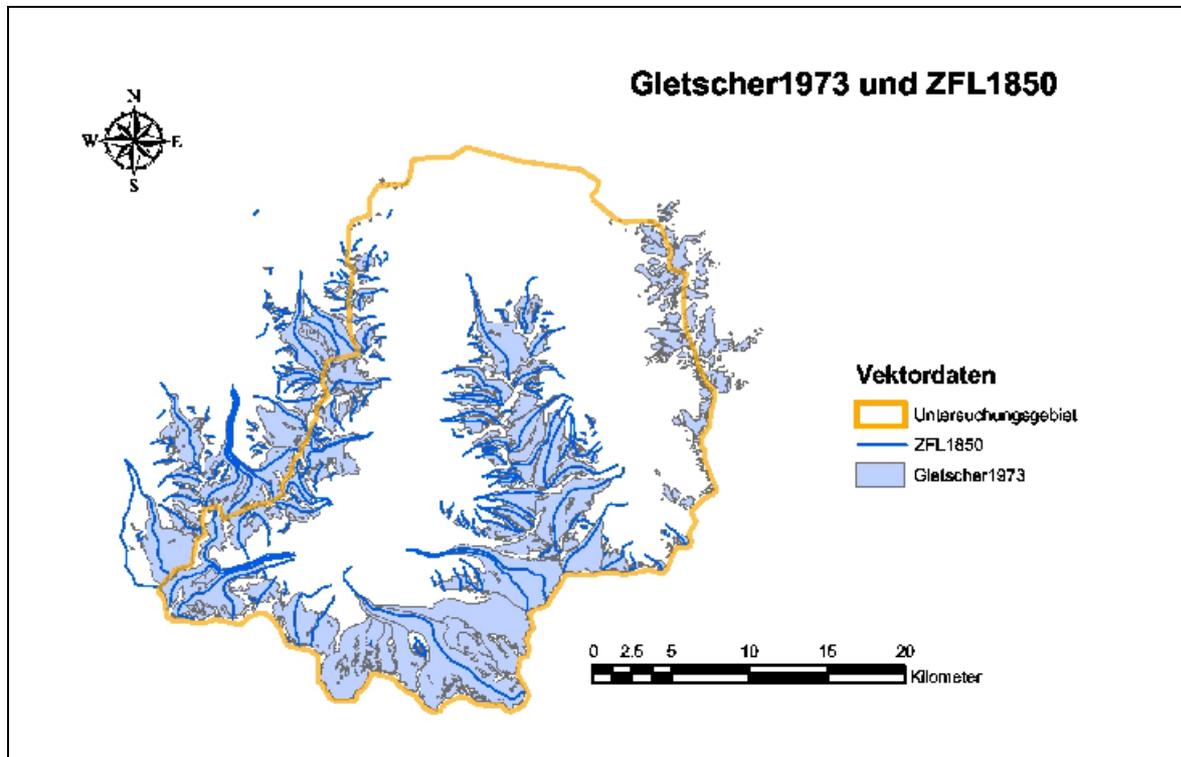


Abb. 4.1: Unbearbeitete Vektordaten. Gletscher1973 und ZFL1850.

4.3 Digitale Höhenmodelle

DHM25_{KÄÄB}	
Datenbeschreibung	DHM des Grubengebietes, 25m-Auflösung
Datenformat	ASCII-File
Attribute	Höhenwerte in Meter
Herkunft	Zur Verfügung gestellt durch KÄÄB. Generiert aus nIR-Luftbild-Stereopaar (1991) mit analytischem Plotter 50m Raster, Bruchkanten und Massenpunkte 25m Raster für Ablationsgebiet des Gruben Süd und den Blockgletscher auf 25m interpoliert mit Programm HIFI (EBNER et al. 1980, 1984, in: KÄÄB 1996, S. 40)
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	Lagegenauigkeit: +/- 1m Höhengenauigkeit: +/- 1m (0.02 % der Flughöhe über Grund)

Tab. 4.3: Metadaten zum DHM25_{KÄÄB}.

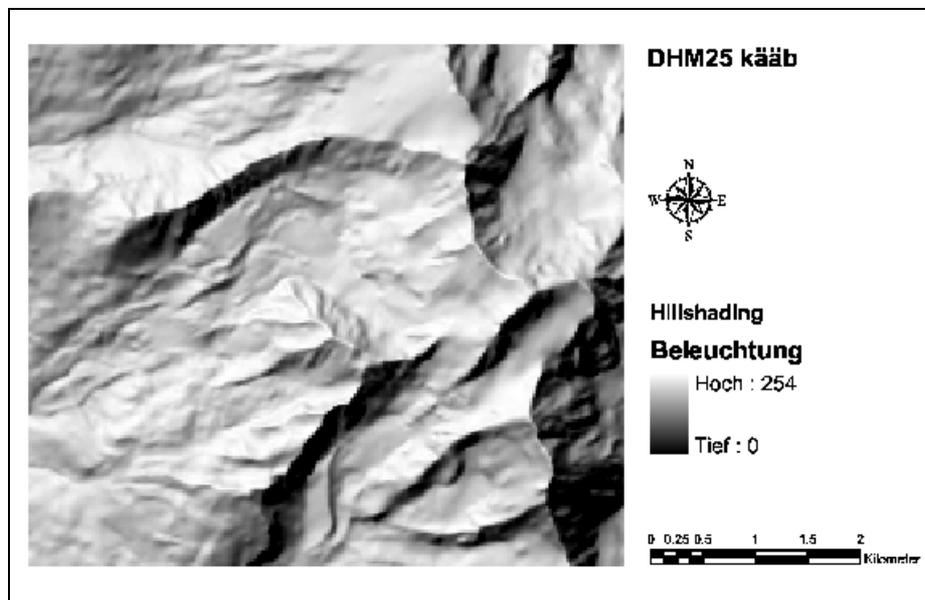


Abb. 4.2: Hillshading des DHM25_{KÄÄB}. Markant ist der Gipfel des Fletschorns auf der rechten Bildseite in der Mitte, der Rothorngrat der oben quer durch das Bild läuft und das Innere Rothorn mit dem Jegigrat in der Bildmitte.

DHM25_{BETT}	
Datenbeschreibung	DHM des Gletscherbettes der Zunge des Grubengletschers, 25m-Auflösung
Datenformat	ASCII-File
Attribute	Höhenwerte in Meter
Herkunft	Zur Verfügung gestellt durch KÄÄB (1996, 2000). Höhenlinien der Gletscherbettgeometrie abgeleitet aus Radio-echolotmessungen von HAEBERLI and FISCH (1984), dann mit Programm HIFI (EBNER et al. 1980, 1984, in: KÄÄB 1996, S. 40) interpoliert.
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	- 3.4 % bis + 10.6 % der Eisdicke (HAEBERLI and FISCH 1984: 374)

Tab. 4.4: Metadaten zum DHM25_{BETT}.

DHM25_{LEVEL2}	
Datenbeschreibung	DHM der Landestopographie, Level 2, 25m-Auflösung Qualitätsstufe Level2 Das DHM25 wurde aus der Landeskarte 1:25 000 abgeleitet. In der Qualitätsstufe Level2 sind auch die alpinen Hauptbruchkanten enthalten, ferner wurden die Höhenkurven auf Gletschern nachgeführt und das Basismodell topologisch verbessert. Das Matrixmodell wurde neu interpoliert. Weitere Angaben unter: http://www.swisstopo.ch/de/digital/dhm25.htm (13.12.2001)
Datenformat	GRID
Attribute	Höhenwerte
Herkunft	Bundesamt für Landestopographie
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	Vergleiche der Landestopographie mit photogrammetrisch bestimmten Kontrollpunkten zeigen, dass im Mittelland und Jura die mittlere Abweichung 1.5 m beträgt, in den Voralpen und im Tessin 2 m und in den Alpen 3 m. Im Untersuchungsgebiet gibt es nur Vergleiche mit den Einzelkoten des Basismodells (vgl. Abb. 4.3).
Bewilligung	Verwendung mit der freundlichen Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie gemäss Vertrag BD023002 vom 21. Januar 2002.

Tab. 4.5: Metadaten zum DHM25_{LEVEL2}.

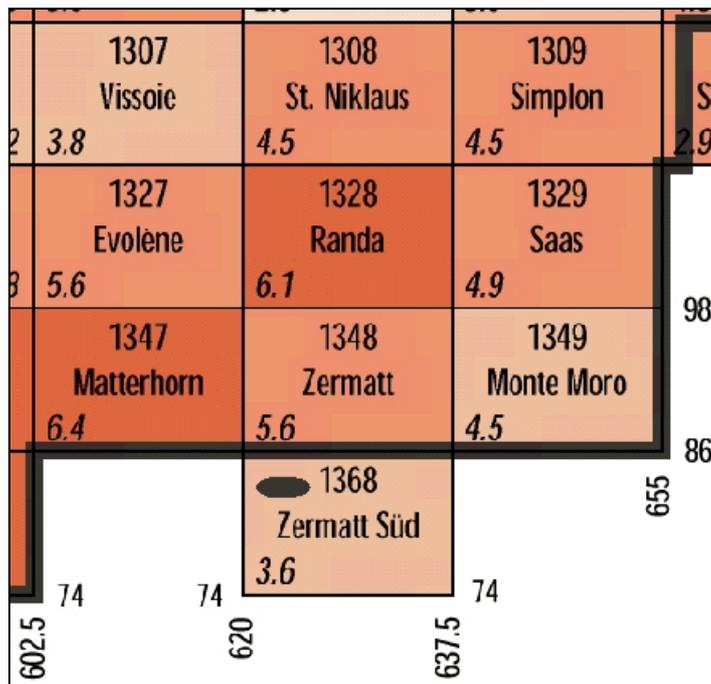


Abb. 4.3: Genauigkeitsabschätzung des DHM25_{LEVEL2}. In den Rechtecken oben in der Mitte stehen Kartenblattnummer und -Name, unten links die mittlere Abweichung des Matrixmodells an den Einzelkoten des Basismodells. Ausschnitt des Untersuchungsgebietes aus der Datendokumentation der Landestopographie.
Quelle: <ftp://ftp.swisstopo.ch/pub/data/dhm/DHM25DF.pdf>, Zugriff am 23.01.2002.



Abb. 4.4: Nachführungsstand des DHM25_{LEVEL2}. In den Rechtecken in der Mitte steht die Kartenblattnummer, oben links der Stand der Höhenkurven auf Gletschern, unten links der Stand der Höhenkurven (ohne Gletscher)/Seekonturen/Seebodenkurven, unten rechts der Stand der Einzelkoten und oben rechts der Stand der Bruchkanten. Ausschnitt des Untersuchungsgebietes aus der Datendokumentation der Landestopographie.
Quelle: <ftp://ftp.swisstopo.ch/pub/data/dhm/DHM25DF.pdf>, Zugriff am 23.01.2002.

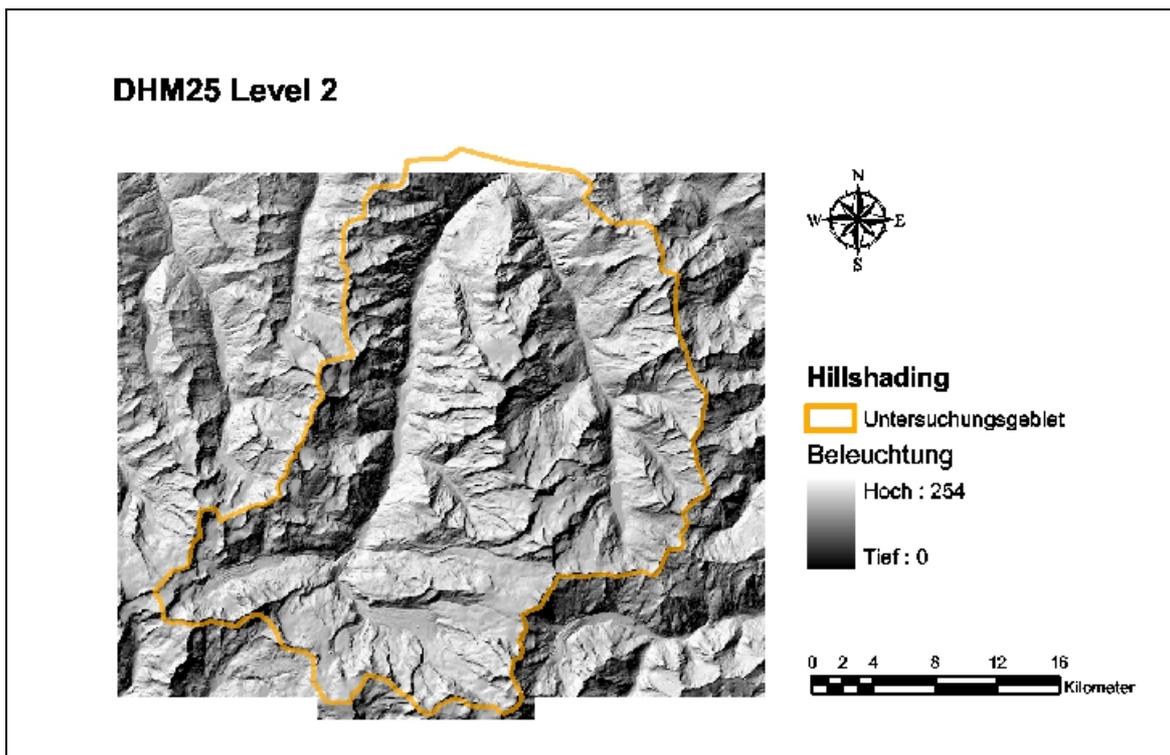


Abb. 4.5: Hillshading des DHM25_{LEVEL2}. In der Bildmitte erkennt man deutlich die Mischabel-Gruppe mit dem Dom (4'545 m. ü. M), dem höchsten Schweizer Berg der ganz auf Schweizer Boden steht. Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

4.4 Orthophoto

o91_569_nlr	
Datenbeschreibung	Nahinfrarot-Orthophoto von 1991
Datenformat	Tiff mit Worldfile
Massstab	ca. 1:30'000
Herkunft	nIR-Luftbild der Eidgenössische Vermessungsdirektion Georeferenzierung mittels Passpunkten der Landestopographie und Orthorektifizierung durch KÄÄB (1996: 33)
Koordinaten System	Schweizerische Landeskoordinaten
Einheiten	Meter
Datengenauigkeit	2 m-Sampling, von der Auflösung des Orthophotos her wäre ca. 1 m möglich

Tab. 4.6: Metadaten zum nIR-Orthophoto.

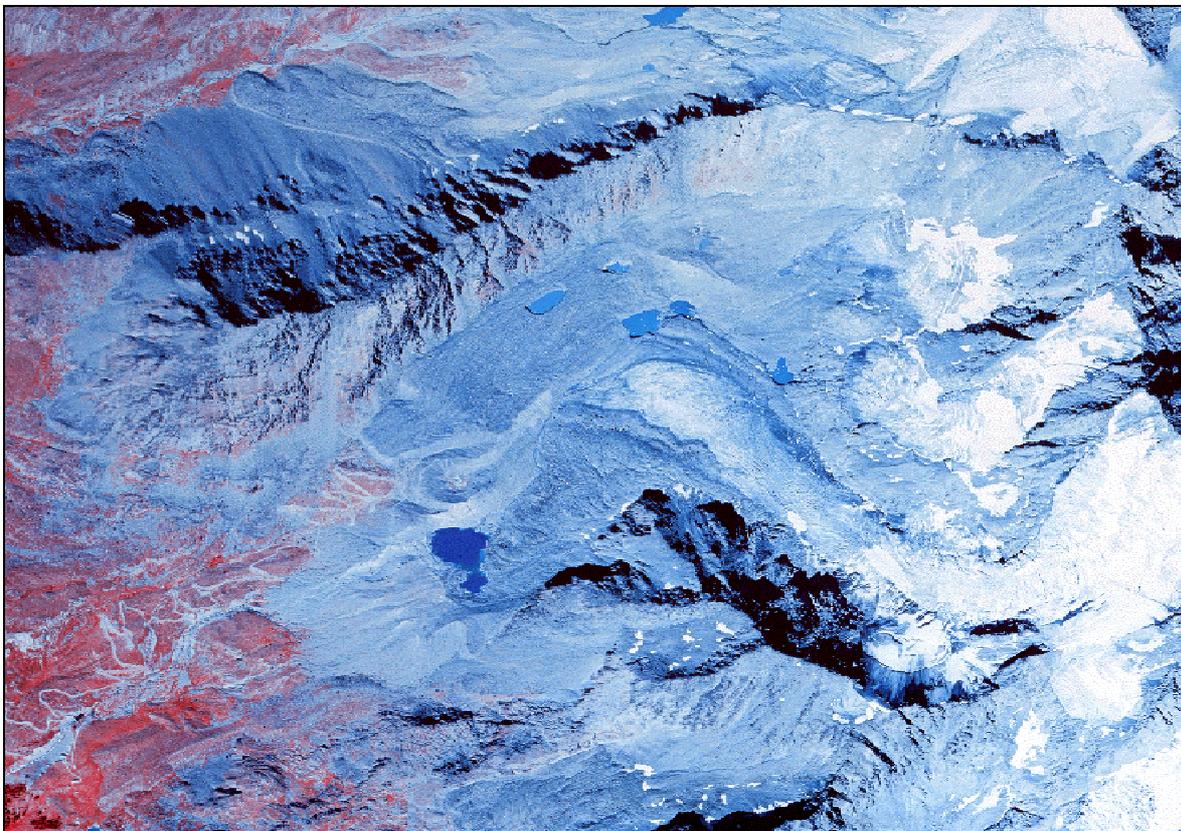


Abb. 4.6: Nahinfrarot-Orthophoto des Grubenkars von 1991.
Quelle: Eidgenössische Vermessungsdirektion.

Kapitel 5

Extraktion der Parameter

SCHMIDT und DIKAU (1999) stellen für die numerische Analyse von Reliefformen einen hierarchischen Ansatz zur Ableitung geomorphometrischer Objekte vor:

1. primäre geomorphometrische Parameter aus DHM extrahieren
2. geomorphometrische Objekte aus der Analyse von 1. ableiten
3. repräsentative geomorphometrische Parameter aus den grundlegenden geomorphometrischen Objekten ableiten
4. höherskalige geomorphometrische Objekte aggregieren

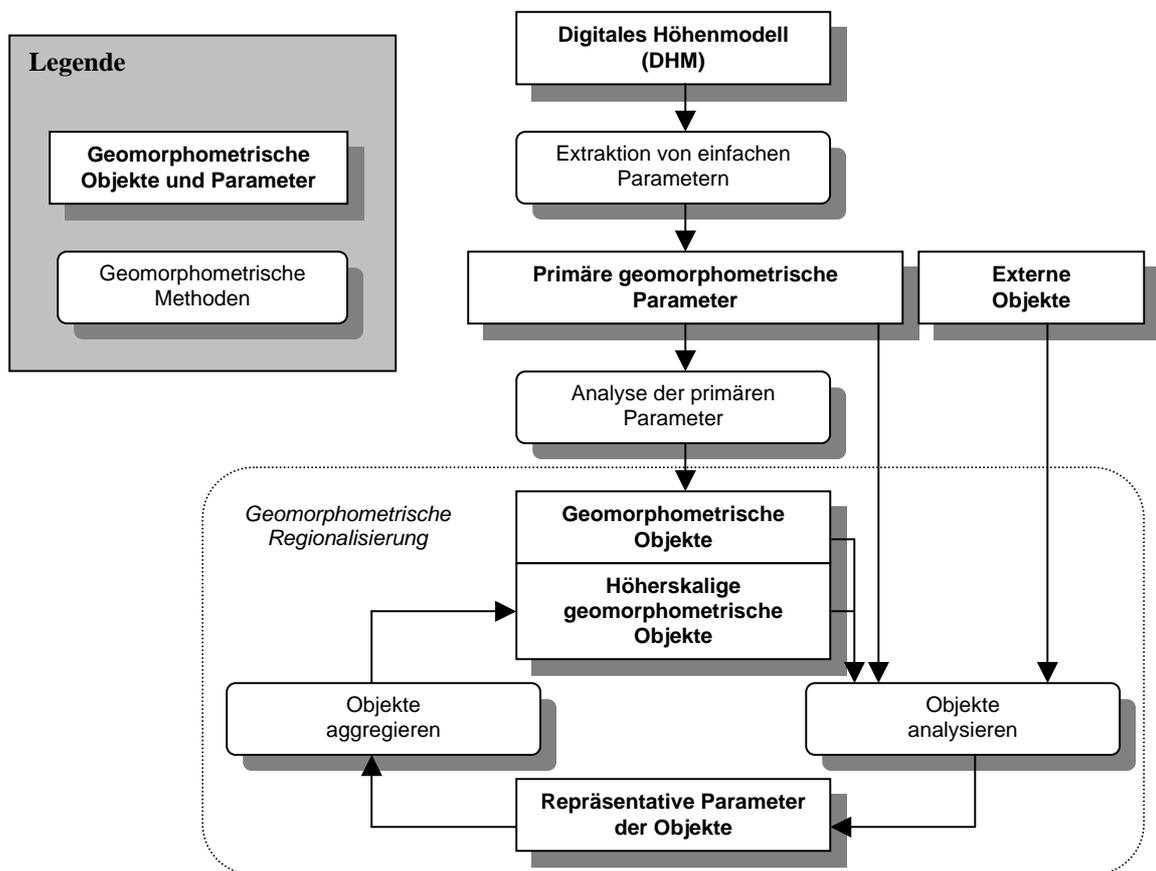


Abb. 5.1: System der Methoden zur Extraktion von geomorphometrischen Parametern und Objekten aus einem Digitalen Höhenmodell (leicht modifiziert nach SCHMIDT and DIKAU 1999: 159).

In dieser Arbeit wurde grundsätzlich nach diesem Prinzip vorgegangen. Es wurden zuerst primäre geomorphometrische Parameter (Höhe, Slope, Längen von Flowpaths ...) aus dem DHM extrahiert, dann geomorphometrische Objekte (Einzugsgebiete, Wasserscheiden, Felswände, Steinschlaggebiete...) daraus abgeleitet und damit repräsentative geomorphometrische Parameter (Felswandflächen, -höhen...) berechnet. Diese liessen sich schlussendlich zur Aggregation von höherskaligen geomorphometrischen Objekten, den indexierten Gletschern, verwenden.

Bei der Entwicklung der Methoden zur Extraktion von Parametern für den I_{es} aus einem Geländemodell wurde auf eine möglichst gute Vergleichbarkeit mit den analogen Methoden von WENZEL (1992) geachtet. Die in der Folge als **Verwendete Methoden** beschriebenen Verfahren bilden die Grundlage für die Automatisierung der Parameterextraktion. Unter **Diskussion der verwendeten Methode** wird die Extraktionsmethode für jeden Parameter zusammenfassend besprochen. Alternative oder erweiterte Ansätze werden unter **Weitere Methoden** aufgeführt.

Die Methoden wurden am Beispiel des Grubengletscher Süd mit dem DHM25_{KÄÄB} entwickelt.

5.1 Verwendete Software

Zur Entwicklung der Extraktionsmethoden wurde ein raster-basierter Ansatz in einem kommerziellen GIS verwendet. Eine gute Übersicht zur Rastermodellierung mit GIS ist in ZEILER (1999) zu finden. Zum Einsatz kamen hier Desktop und Workstation ArcGIS 8.1, sowie die Extension Spatial Analyst 8.1 von ESRI. Software-spezifische ARCINFO-COMMANDS sind durch die Schreibweise in Grossbuchstaben und ‚Courier New‘ gekennzeichnet; ausführliche Beschreibungen dieser Commands sind der ArcInfo Help oder der entsprechenden Softwareliteratur von ESRI (1992a, 1992b, 1993, 1994a, 1994b, 1996a, 1996b, 1997, 1999) zu entnehmen.

5.2 Gletscherfläche F

WENZEL (1992: 33)

WENZEL (1992) entnimmt die Gletscherflächen dem Gletscherinventar von MÜLLER et al. (1976) mit Datengrundlage 1973. Gletscher, die im Inventar nicht aufgeführt oder zu einem Hauptgletscher zusammengefasst sind, planimetriert er ab der Landeskarte der Schweiz 1:25'000.

Verwendete Methode

In dieser Arbeit wird die digitalisierten Gletscher1973 von PAUL und WIPF (vgl. Kapitel 4.2) verwendet. Diese basieren ebenfalls auf dem Gletscherinventar von MÜLLER et al. (1976). Die Fläche kann im GIS leicht aus der Form der Polygone berechnet werden (vgl. Tab. 5.1).

Skriptsprache	AVENUE	Visual Basic for Application
Skript zur Berechnung der Fläche	[Shape].returnArea	Dim dblArea as double Dim aoiArea as IArea Set aoiArea = [shape] dblArea = aoiArea.area
Skript zur Berechnung der Länge	[Shape].returnLength	Dim dblLength as double Dim aoiCurve as ICurve Set aoiCurve = [shape] dblLength = aoiCurve.Length

Tab. 5.1: Skripte zur Berechnung von Länge und Fläche aus einer Linie, resp. einem Polygon in AVENUE oder Visual Basic for Application.

Diskussion der verwendeten Methode

Die Methode ist sehr gut vergleichbar mit jener von WENZEL (1992). Die Resultate hängen bei beiden stark von Qualität und Existenz der Datengrundlage ab. Der grosse Vorteil der digitalisierten Gletscher ist die Genauigkeit der Flächenberechnung, die Wiederverwendbarkeit und die Möglichkeiten der digitalen Datenbearbeitung.

5.3 Gletscherlänge I

WENZEL (1992: 33f)

WENZEL (1992) verfährt wie bei den Gletscherflächen. Bei Gletschern, die nicht im Inventar aufgeführt sind, misst er die Gletscherlänge mit dem Kurvimeter oder der Papierstreifenmethode entlang der zentralen Fliesslinie. Bei der Papierstreifenmethode wird ein schmaler Papierstreifen entlang der zu messenden Strecke auf der Karte angelegt. Bei jeder Höhenlinie wird eine Markierung auf dem Papierstreifen angebracht. So kann anschliessend sowohl die horizontale als auch die vertikale Distanz abgelesen werden.

Verwendete Methode

In dieser Arbeit wird die ZFL1850 (vgl. Kapitel 4.2) verwendet. Die zentrale Fliesslinie der Gletscher wurden ebenfalls ab der Schweizer Landeskarte 1:25'000 digitalisiert. Durch Verschneiden mit den Gletscherumrissen ergibt sich sowohl die Länge des Gletschers als auch die Länge des Gletschervorfeldes. Die Länge kann im GIS aus den Linien berechnet werden (vgl. Tab. 5.1).

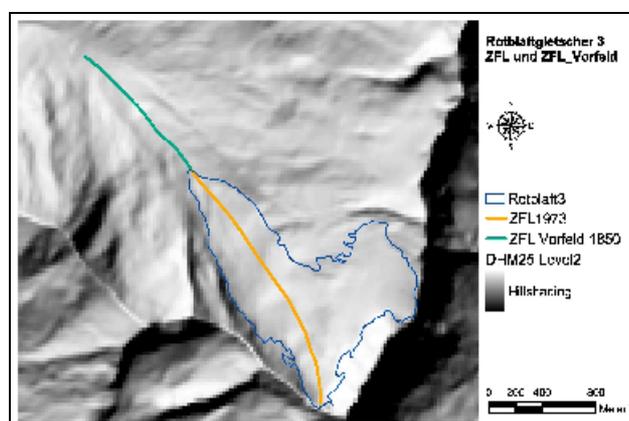


Abb. 5.2: Gletscher1973, ZFL1973 und ZFLVorfeld1850 am Beispiel des Rotblattgletscher 3. Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Diskussion der verwendeten Methode

Wie bei der Gletscherfläche ist die verwendete Methode gut mit der von WENZEL (1992) vergleichbar und hat alle Vorteile der digitalen Datenverarbeitung. Entscheidend für die Qualität der Resultate ist die Wahl der Zentralen Fliesslinie und diese basiert wiederum auf der Qualität der Datengrundlage und dem Prozessverständnis zur Festlegung der ZFL. Da die Gletscherlänge in km in den Index einfließt, ist keine metergenaue Bestimmung der Länge des Gletschers notwendig.

Weitere Methoden

Es gibt einige Versuche die zentrale Fliesslinie von Gletschern automatisch zu generieren:

- KELLER (in: HAEBERLI et al. 1999b: 30f) hat Ansätze mit zellbasierten Modellierungen entwickelt.
- PAUL (unveröffentlicht, im Rahmen von PAUL in prep) hat Versuche mit SHRINKING-Methoden durchgeführt, bei denen das Gletscherpolygon auf seine Hauptlinie geschrumpft wird.
- Eigene Versuche mit AML in ArcInfo, wobei die Zentrale Fliesslinie aus Höhenlinien innerhalb des Gletscherpolygons ermittelt wird.

Diese Methoden funktionieren bei Gletschern mit einfachen Formen und einfachen Geländeoberflächen, doch sie eignen sich im besten Falle für eine semiautomatische Fliessliniengenerierung. Komplexe Gletscherumrisse, zusammenfliessende Gletscher und zuwenig hohe DHM-Auflösungen sind die wichtigsten Einschränkungen für einen vollautomatischen Ansatz (PAUL in prep, KELLER in: HAEBERLI et al. 1999b, eigene Tests).

5.4 Neigung des Gletscherbaches J**WENZEL (1992: 34)**

Die Neigung mittelt er über die Länge des Gletschervorfeldes und die entsprechende Länge im Gletscher. Für die Länge des Vorfeldes wendet er wiederum die Papierstreifenmethode an. Die zur Bestimmung der Länge des Vorfeldes benötigte Lage der 1850er Moräne beruht auf der Kartierung von SCHEUER (1992). Das Verhältnis der Höhendifferenz zur doppelten Länge des 1850er Vorfeldes entspricht dem in der Indexberechnung verwendeten Parameter J :

$$J = \tan(\alpha) = \frac{\Delta h}{2 \cdot \Delta l_v} \quad (5.1)$$

Wenn keine 1850er Moräne auszumachen war (z.B. bei Hängegletschern), hat er ein Vorfeld abgeschätzt oder die 1920er Moräne hinzugezogen. Waren die Vorfelder länger als der Gletscher selbst, so mittelt er die Neigung über das Vorfeld und den gesamten Gletscher. Bei unterschiedlich langen und geneigten Gletscherzungen und Vorfeldpartien (z.B. Oberer Theodulgletscher) bestimmt er einen Mittelwert.

Verwendete Methode

Hier wird das Prinzip der Methode von WENZEL (1992: 34) übernommen. Die Neigung wird dabei aber im GIS entlang der digitalisierten zentralen Fliesslinien gemittelt. Wenn die ZFL für das Vorfeld nicht vorhanden ist (z.B. bei zusammenfliessenden Gletschern), dann wird nur über die ZFL im Ablationsgebiet gemittelt. Die Hangneigungen werden mit SLOPE (BURROUGH 1986: 50, PHILIP et al. 1982, WATSON et al. 1985) aus dem Geländemodell extrahiert.

Diskussion der verwendeten Methode

Die Bestimmung der Neigung aus dem DHM bringt eine Verbesserung des Verfahrens von WENZEL (1992), da das Relief differenzierter berücksichtigt wird als bei der Ermittlung aus den Höhenlinien der Landeskarte. Dies setzt natürlich voraus, dass die digitalisierte ZFL dem Verlauf der Geländeoberfläche entspricht. Als wichtig erachte ich dabei den Einbezug des Gletschervorfeldes. Mit dem Index kann so z.B. die Funktion eines proglazialen Sees als Sedimentfalle erklärt werden. Die Hangneigung geht dabei gegen 0° und das Verhältnis von Input zum Output im Index somit gegen Unendlich. Das heisst, der ganze Schutt bleibt innerhalb der Systemgrenzen gefangen.

Die Neigung des Gletscherbaches wird bei der analogen Methode von WENZEL (1992) aus den Höhenlinien der Landeskarte, bei der digitalen aus den DHM-Höhen ermittelt. Beide Ansätze verwenden also die Geländeoberfläche zur Neigungsberechnung. Für den Gletscherbach müsste man aber eigentlich die Neigung des Gletscherbettes betrachten. In welcher Grössenordnung bewegt sich dieser Fehler?

Aus elektrischen Widerstands- und Radarmessungen im Zungenbereich des Grubengletschers von HAEBERLI and FISCH (1984) wurde ein DHM des Gletscherbettes interpoliert: $DHM25_{Bett}$. Durch einen Vergleich mit dem $DHM25_{KÄÄB}$ lässt sich die Grössenordnung der Neigungsdifferenz zwischen den beiden Geländemodellen abschätzen.

Es wurde sowohl die Differenz der beiden DHM (Abb. 5.3 Links) als auch die Differenz der Hangneigungen (Abb. 5.3 Rechts) beider DHM betrachtet. Beide Differenzen wurden rasterbasiert im ArcInfo Modul GRID berechnet, indem die zwei Rasterebenen zellweise voneinander subtrahiert wurden:

$$DHM25_{Diff} = DHM25_{kääb} - DHM25_{Bett} \quad (5.2)$$

$$SLOPE_{Diff} = SLOPE_{DHM25_{kääb}} - SLOPE_{DHM25_{Bett}} \quad (5.3)$$

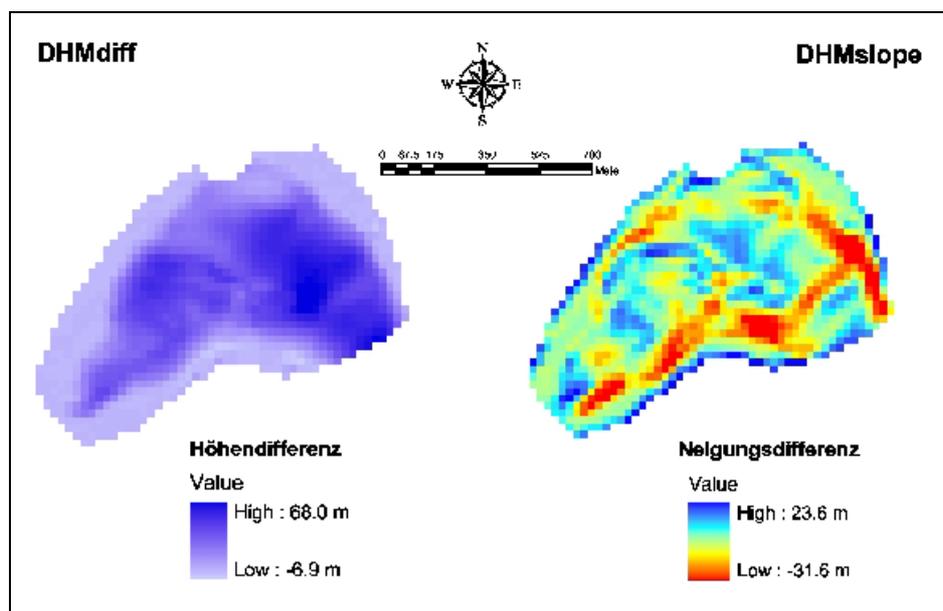


Abb. 5.3: Links ist die Eismächtigkeit im Zungenbereich des Grubengletscher Süd dargestellt (vgl. Formel 5.2), rechts die Differenzen der Hangneigungen der beiden DHM (vgl. Formel 5.3).

$DHM25_{Diff}$ zeigt die Eismächtigkeit der Grubengletscherzunge. $SLOPE_{Diff}$ weist die grössten Differenzen zwischen den beiden Hangneigungen am Gletscherrand und in der Gletschermitte auf. In der Gletschermitte ist das Bett flacher als die Gletscheroberfläche, am Rand dafür steiler. Tab. 5.2 zeigt die Differenzen der untersuchten Methoden zur Neigungsberechnung.

Neigungsberechnungsart	Neigung in Grad	Differenz zur Neigung der Gletscheroberfläche (WENZEL 1992)	
		in Grad	in %
Gletscheroberfläche (WENZEL 1992)	8.88		
Gletscherbett, Neigung über A_b	8.48	-0.4	-4.52
Gletscherbett, Neigung ZFL_{Ab}	10.78	1.9	21.83
Gletscherbett, Neigung $ZFL_{Ab} + ZFL_{VF}$	9.83	0.95	10.69

Tab. 5.2: Differenzen der Neigungsberechnung des Gletscherbaches über das Gletscherbett zur Berechnung über die Gletscheroberfläche von WENZEL (1992). Bei der Berechnung über das Gletscherbett wurden die Methoden über das Ablationsgebiet (A_b), die ZFL im Ablationsgebiet (ZFL_{Ab}) und die ZFL zu gleichen Teilen im Vorfeld und der entsprechenden Länge im Gletscher ($ZFL_{Ab} + ZFL_{VF}$) untersucht.

Nun fliesst aber die Neigung α nicht direkt in den Index mit ein, sondern als Tangens der Neigung (vgl. Kapitel 2.5 und Formel 5.1). Es sind somit theoretisch Hangneigungen von 0 bis 90° möglich. Bedingt durch den rasterbasierten Ansatz wird 90° nie erreicht. J bewegt sich also zwischen 0 und 8. Deshalb steht der prozentuale Einfluss der Differenz in nicht-linearer Beziehung zum totalen Ausgangswert der Neigung. Abb. 5.4 zeigt diese Abhängigkeit am Beispiel einer 2°-Differenz.

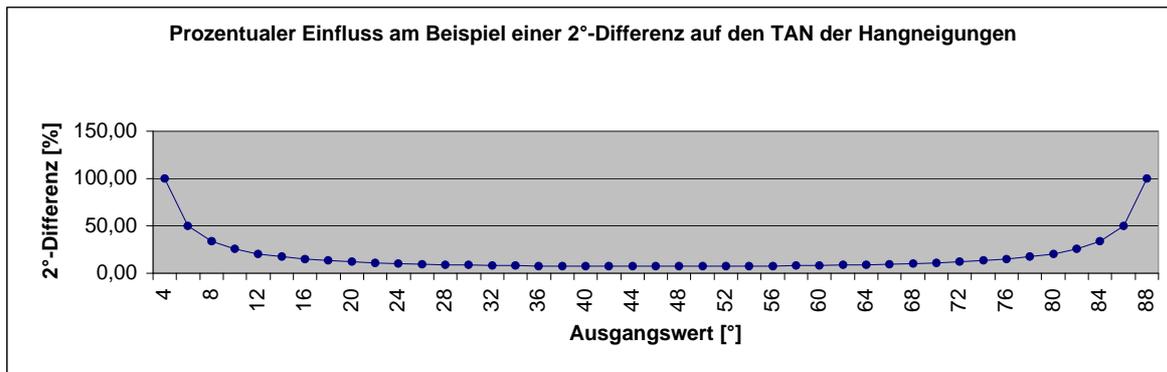


Abb. 5.4: Prozentualer Einfluss der Neigungsdifferenz auf den TAN der Hangneigung am Beispiel einer 2°-Differenz. Eine Differenz der Neigung des Gletscherbaches von 2° beeinflusst den Index in nicht-linearer Abhängigkeit vom Ausgangswert. Das heisst, eine Neigungsdifferenz hat bei sehr kleinen und sehr grossen Hangneigungen ihren grössten Einfluss auf den I_{es} .

Die Bettklassierung wird in diesem Fall jedoch trotz der prozentual relativ grossen Differenz nicht verändert – der Gruben Süd wird weiterhin den Sedimentbetten zugeordnet. Bei dieser Berechnung sind aber noch einige Unsicherheiten zu beachten:

- Die beiden DHM basieren nicht auf demselben Bezugsjahr.
- Die DHM-bedingten Fehler und Artefakte sind ebenfalls in der Neigungsberechnung enthalten.
- Ebenso beinhaltet die Neigungsberechnung noch die Fehler der Radar- und elektrischen Widerstandsmessungen.
- Eine klare Definition des Gletscherbettes ist nicht gegeben – gilt die Grenze Eis-Sediment/Fels oder der Hauptscherhorizont als Gletscherbett?

Die Neigungsermittlung über die Gletscheroberfläche enthält also einen gewissen Fehler gegenüber einer theoretischen Berechnung über das Gletscherbett. Doch im Vergleich zu den beschriebenen Unsicherheiten beeinflusst dieser die Indexierung nicht entscheidend. Das ganze wird noch deutlicher, wenn man den Fehler mit der Grössenordnung analoger Neigungsabschätzungen aus Landeskarten für den Gruben Süd von verschiedenen Autoren vergleicht (vgl. Tab. 5.3).

Autor	a-Werte für den Gruben Süd [°]	Quelle
WENZEL	9.1	WENZEL 1992
HAEBERLI	2.9	HAEBERLI 1999a (Übungen)
ZEMP	5.7	eigene analoge Abschätzung

Tab. 5.3: Neigungswerte für den Gruben Süd von verschiedenen Autoren.

Weitere Methoden

Wenn die Fliesslinien bis zu den 1850er Moränen nicht digital vorliegen, kann die Neigung auch über das gesamte Ablationsgebiet des Gletscher oder die zentrale Fliesslinie im Ablationsgebiet gemittelt werden.

5.5 Felswände

„Felswand: übersteiler oder senkrechter Hang ohne Verwitterungsdecke.“
LESER et al. (1998: 201)

WENZEL (1992: 35)

Er verwendet die Felssignaturen der topographischen Karte. Die Felswandhöhe mittelt er über die Felswände rund um den Gletscher. Die Felswandfläche berechnet er aus der Länge der Felswand entlang dem Gletscher mal der mittleren Felswandhöhe. In seiner Tabelle mit den Felswandflächen scheint sich ein massstab- oder einheitenbedingter Fehler eingeschlichen zu haben – die Werte sind zu klein, wie ein Blick auf die 1:50'000er Karte zeigt.

Verwendete Methode

Hier wird ebenfalls von den Felssignaturen der 1:25'000er Karte der Landestopographie ausgegangen. Diese beruhen nach GILGEN (1998: 17) auf folgenden Grundlagen:

- photogrammetrische Auswertung mit Perimeter von Fels, Geröll und Gletscher, Höhenkurven in Fels, Geröll und Gletscher
- übrige ausgewertete Elemente
- alter Stand (bei Nachführungen)
- Stereo-Luftaufnahmen
- terrestrische Stereo-Fotos (ev. bei Neuerstellungen)
- ev. andere Karten (z.B. geologische Karten)

Bei der Generalisierung der Felspartien wird nach GILGEN (1998: 17) eine mässige Vergrösserung der Flächen von Steilwänden auf Kosten von benachbarten flacheren Partien vorgenommen.

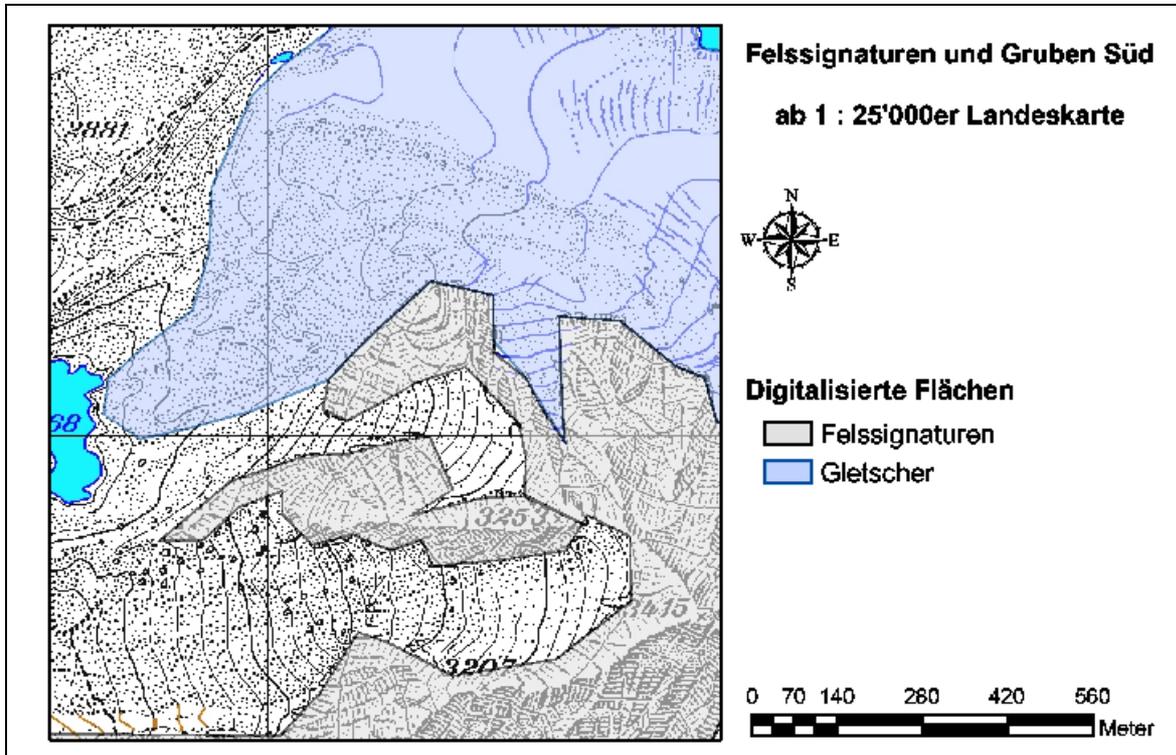


Abb. 5.5: Ausschnitt mit den digitalisierten Felssignaturen und Gletscher aus dem Bereich der Zunge des Grubengletschers mit der Pixelkarte 1:25'000 im Hintergrund. Verwendung der Pixelkarte mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Diese Felssignaturen wurden im Testgebiet Gruben abdigitalisiert und mit den Hangneigungen aus dem $DHM_{K\ddot{A}\ddot{A}B}$ verglichen: Die Analyse der Hangneigung innerhalb der digitalisierten Felssignaturen (vgl. Abb. 5.5 und Abb. 5.6) ergibt einen mittleren Hangneigungswinkel von rund 40.7° mit einer Standardabweichung von 8.7° - das heisst, rund 95% aller Hangneigungen liegen zwischen 23° und 58° .

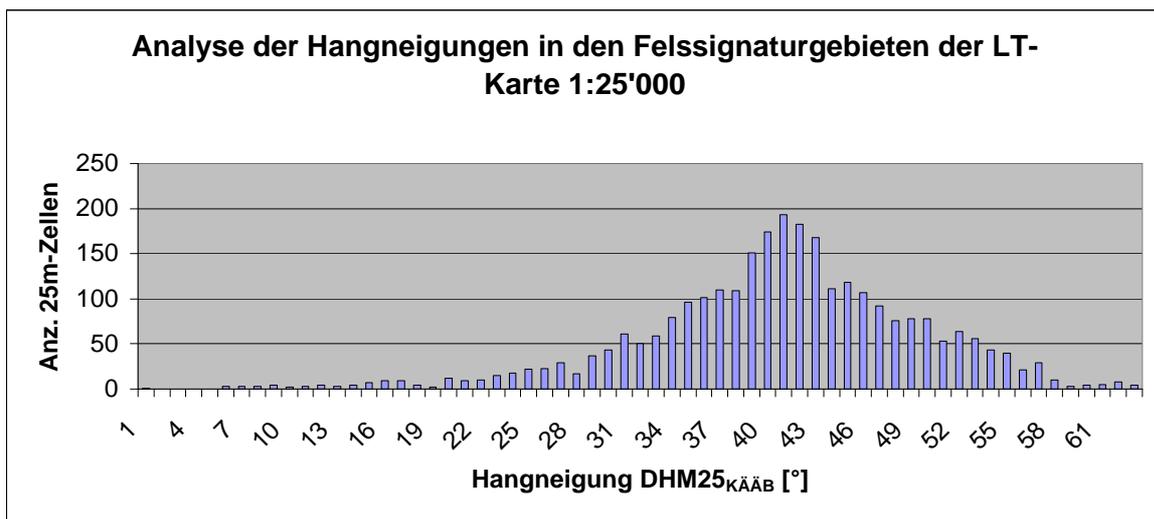


Abb. 5.6: Verteilung der Hangneigungen des $DHM25_{K\ddot{A}\ddot{A}B}$ innerhalb der Felssignaturen der Pixelkarte 1:25'000 im Gebiet des Grubenkars.

Um einen optimalen Neigungsgrenzwert zur Klassifikation der Felswandzellen aus dem DHM zu finden, wurden verschiedene Hangneigungsmasken mit den digitalisierten Felssignaturen verglichen. Die Gletscherzellen wurden dabei nicht als Fels betrachtet.

Dieser Vergleich (Abb. 5.7) zeigt, dass für das DHM25_{KÄÄB} die Klassifikation für SLOPE34 mit rund 89 % richtig klassierter Zellen die besten Resultate ergibt. Dabei werden alle Zellen mit einer Hangneigung grösser gleich 34° als Fels klassiert. Hier erreicht die Kurve der Fehlklassierungen ein Minimum. Mit zunehmendem Grenzwinkel nimmt die Zahl der fehlklassierten Nicht-Fels-Zellen zu.

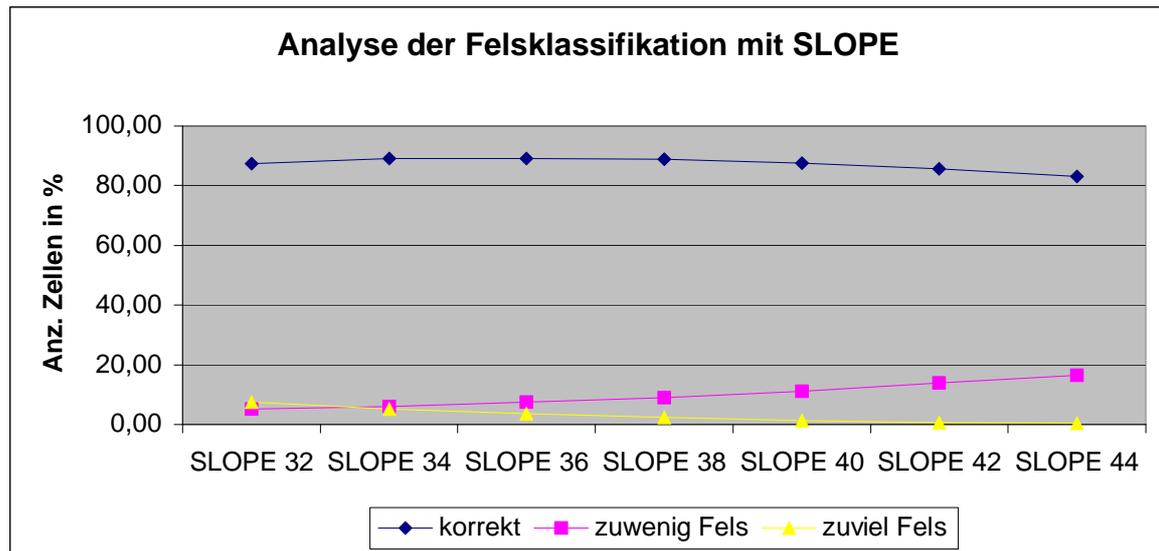


Abb. 5.7: Analyse der Felsklassifikation mit SLOPE. Der Vergleich der Felsklassifikation mit den digitalisierten Felssignaturen der LT-Karte 1:25'000 zeigt, dass ein Maximum von rund 89 % richtig klassierter Zellen bei SLOPE34 erreicht wird. *Korrekt* steht für alle Zellen, die richtig als Fels oder Nichtfels klassiert wurden. Mit *zuwenig Fels* werden die Zellen bezeichnet, die von SLOPE34 nicht als Fels erkannt wurden – mit *zuviel Fels* sind dann entsprechend die Zellen bezeichnet, die von der Hangneigung her als Fels fehlklassiert wurden.

Diskussion der verwendeten Methode

Mit rund 89% korrekt klassierten Zellen im Testgebiet erzielt die Methode mit dem Neigungsgrenzwert 34° eine gute Annäherung an die Felssignaturen. Ein qualitativer Vergleich über das gesamte Untersuchungsgebiet mit den Pixelkarten 1:25'000 und 1:100'000 zeigt, dass die Klassierung im Hochgebirge sehr gut übereinstimmt, während im Talbereich einige zusätzliche Gebiete als Fels klassiert werden, die vegetationsbewachsen sind (vgl. Abb. 5.8).

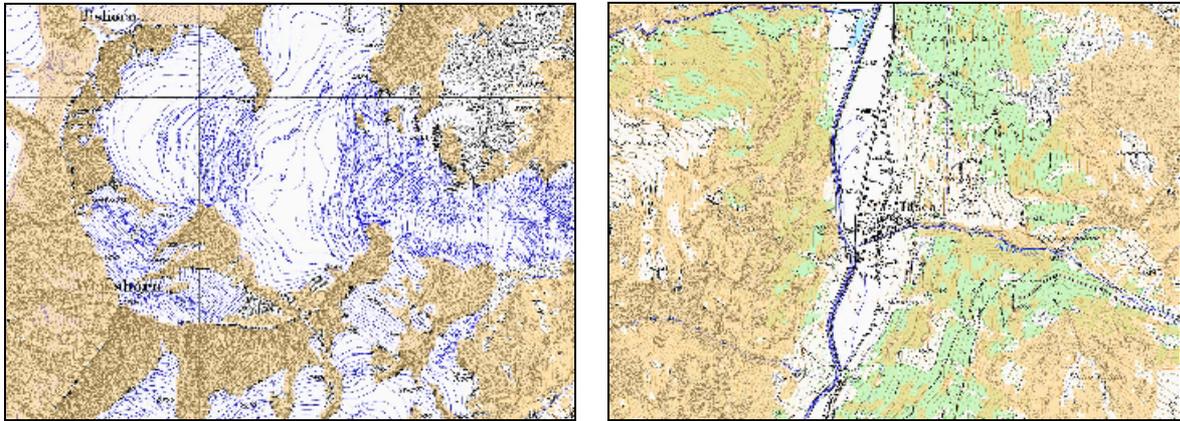


Abb. 5.8: Qualitativer Vergleich der Felsklassifikation mit SLOPE34 und den Felssignaturen der Pixelkarte 1:25'000. Links ein typischer Ausschnitt aus dem Hochgebirge, wo die Klassierung eine hohe Übereinstimmung mit den Felssignaturen zeigt. Rechts ein typischer Ausschnitt im Talgebiet, wo einige steile Gebiete als Fels klassiert sind, die in der Landeskarte als Vegetation dargestellt werden. Verwendung der Pixelkarte mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Eine Betrachtung der fehlklassierten Zellen im Orthophoto (vgl. Abb. 5.9) zeigt folgende Hauptfehlerquellen:

- Felsgrate werden auflösungsbedingt durch das DHM schlecht repräsentiert, was zu Hangneigungen kleiner 34° zuoberst auf den Graten führt.
- Beim Digitalisieren der Felswandsignaturen wurde zu stark generalisiert, die Zellen sind im Vergleich mit der 1:25'000er Pixelkarte richtig klassiert.
- Der Übergang zwischen Schutt und Fels ist fließend und wird in der Pixelkarte als Mischsignatur aufgeführt.
- In tieferen Lagen werden Gebiete aufgrund der Hangneigung als Fels klassiert, die in der Pixelkarte und im nIR-Orthophoto als Vegetation erkennbar sind.

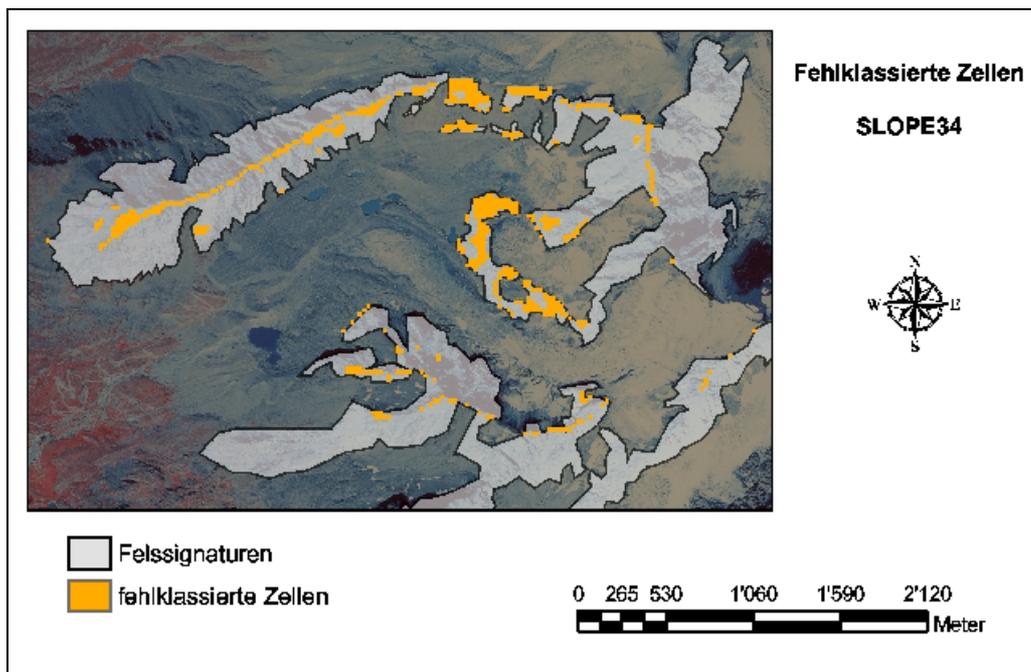


Abb. 5.9: Fehlklassierte Zellen der Felsklassifikation SLOPE34. Zur Auswertung dienen die digitalisierten Felssignaturen und das nIR-Orthophoto im Testgebiet des Grubenkars.

Dieser einfache Ansatz bringt vor allem im Hochgebirge sehr gute Resultate. Dabei muss aber beachtet werden, dass diese Klassifikation sehr stark von der Auflösung und der Qualität des DHM abhängt. Je schlechter die Auflösung eines DHM, desto stärker wird das Relief generalisiert und abgerundet. Abb. 5.10 zeigt diesen Effekt auf die Klassifikation der Felswände im Untersuchungsgebiet. Das DHM250 wurde durch Resampling aus dem DHM25 generiert.

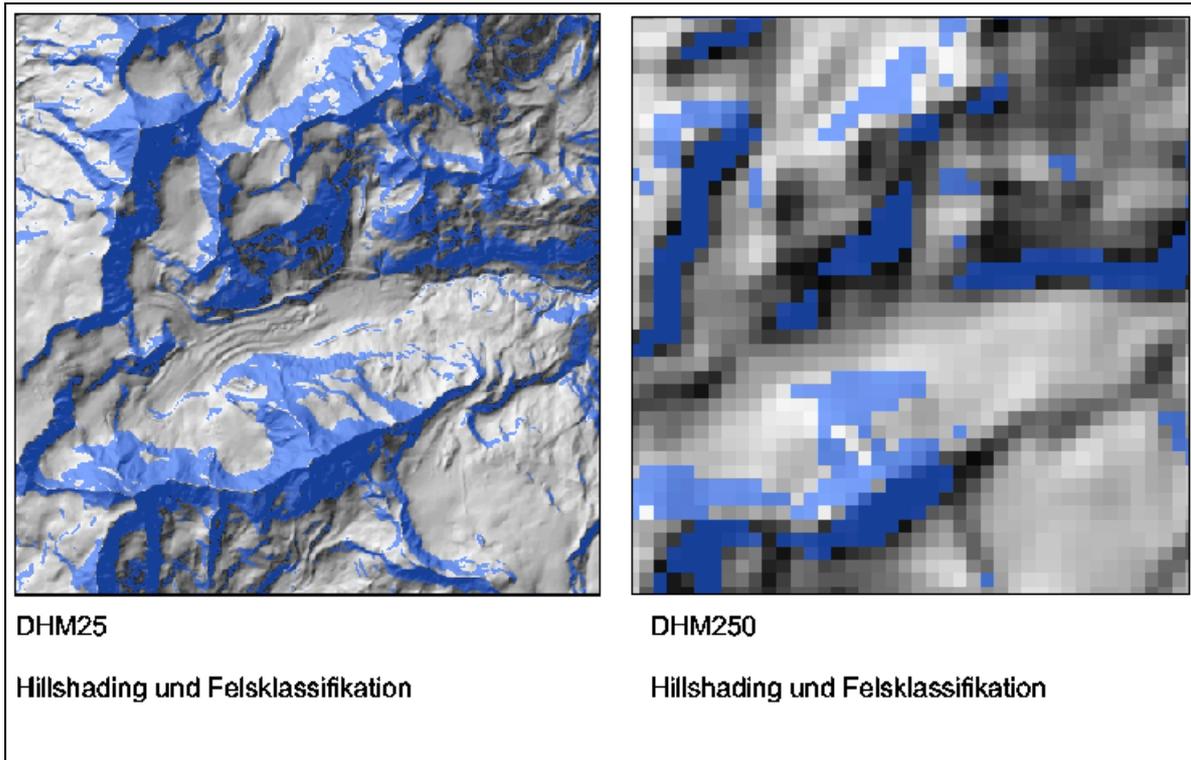


Abb. 5.10: Auswirkung der Auflösung des DHM auf die Felswandklassifikation SLOPE34 im Gebiet des Zmuttgletschers. Links die Klassifikation mit dem DHM25_{LEVEL2}, rechts das Resultat der Klassifikation mit einer simulierten 250m Auflösung. Im Hintergrund ist das jeweilige Hillshading unterlegt. Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Quantifizierung der Schuttproduktion

Im Unterschied zu WENZEL (1992) wird in dieser Arbeit die Vertikalprojektion der Felswände berechnet. Abb. 5.11 zeigt vereinfacht die Beziehungen zwischen den beiden berechneten Flächen und der effektiven Felswand.

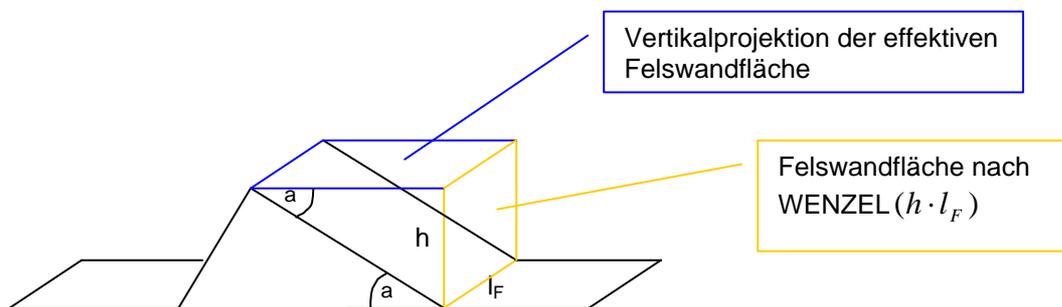


Abb. 5.11: Schematische Darstellung der Beziehung der berechneten Felswandfläche nach WENZEL (1992) und der Vertikalprojektion.

Die Felswandfläche, wie sie WENZEL (1992) berechnet, lässt sich dabei über die Neigung der Felswand in die Vertikalprojektion der Felswandfläche umrechnen. Für die Quantifizierung der Schuttproduktion ist die effektive Felswandfläche am repräsentativsten.

Die Berechnung der Felswandfläche ist für den Index nur indirekt für die Gewichtung der Steinschlagzellen wichtig, aber sie könnte auch als Ersatz für den Parameter h dienen.

Die Felswandfläche ist die Grundlage zur Quantifizierung der Schuttproduktion. Die Frostverwitterungsrate der Felswände ist abhängig von Temperatur, Feuchtigkeit und der Felscharakteristik (HAEBERLI 1999a: 37). Eine allgemein gültige formale Quantifizierung der Felsverwitterung ist bisher noch nicht gelungen. ANDRE (1997) gibt Verwitterungsraten in der Größenordnung von 2 bis 3'000 mm/kJahr an.

Weitere Methoden

Eine Kombination der oben beschriebenen Methode mit Fernerkundungsklassifikationen ist sicher eine optimale Erweiterung der Methode. Damit wird zum Aspekt der Steilheit auch die Absenz der Verwitterungs-/Vegetationsdecke mit berücksichtigt. So dürfte ebenfalls in den Talgebieten eine hohe Übereinstimmung mit den Felssignaturen der Karten der Landestopographie erreicht werden.

Nach einer Felsextraktion können Filterverfahren die Qualität der Klassifikation noch verbessern oder einen gewünschten Generalisierungsgrad ermöglichen. Räumliche Filterverfahren leisten sowohl in Fernerkundungs- wie auch in GIS-Klassifikationen gute Dienste. Einige räumliche Filterverfahren werden von LILLESAND and KIEFER (1994: 553-566) vorgestellt.

5.6 Steinschlagmodellierung

„Steinschlag: der plötzliche Absturz von Gesteinstrümmern, die sich durch Frostsprengungsverwitterung oder bei Durchfeuchtung, bzw. Temperaturwechsel aus Hängen, bzw. Wänden lösen.[...]. Der Steinschlag gehört zu den gravitativen Massenbewegungen.“

LESER et al. (1998: 828)

WENZEL (1992: 34-35)

Er schätzt die Fallrichtung des Schuttes aus den Felswänden mit Hilfe der Topographischen Karte 1:25'000 ab. Für die Frage, ob eine Felswand ihren Schutt überhaupt auf den Gletscher bringt oder nicht, verwendet er Luftbilder und für einen kleinen Teil der Gletscher Geländebeobachtungen. Eine genaue Entscheidungsgrundlage gibt er jedoch nicht an.

Verwendete Methode

Um eine klare Grundlage zu schaffen, wurde in dieser Arbeit in einer rasterbasierten Steinschlagmodellierung für jeden Gletscher ermittelt, welche Felswände Schutt liefern und wo dieser auf dem Gletscher zu liegen kommt. Daraus kann dann die Felswandhöhe h und der Parameter a ermittelt werden.

In der Steinschlagmodellierung wurde ein einfacher Pauschalgefälle-Ansatz verwendet, der von einem minimalen Pauschalgefälle von 30° ausgeht (GERBER 1994). Dies entspricht der maximalen Reichweite eines fallenden Steines. Aus dem DHM wurde die Fließrichtung der

Steine extrahiert und dann, entlang des Abflusspfades, für jede Zelle aus der jeweiligen Horizontal- und Vertikaldistanz zur nächsten Felswandzelle ihr Pauschalgefälle berechnet. Zellen mit einem Pauschalgefälle grösser gleich 30° werden als Steinschlaggebiet klassiert. In vereinfachter, 2-dimensionaler Darstellung entspricht dies der Abb. 5.12.

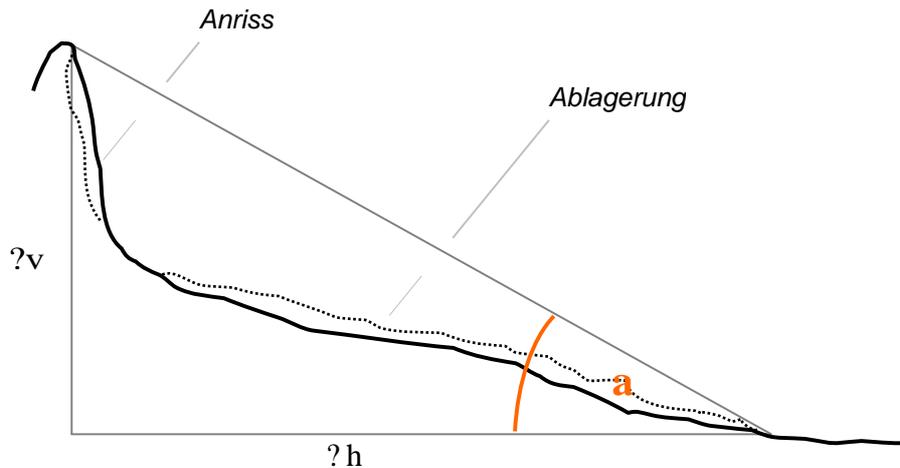


Abb. 5.12: Der Pauschalgefälle-Ansatz. Das Pauschalgefälle ist das Gefälle zwischen dem obersten Anrisspunkt und der untersten Ablagerungsstelle und somit definiert über das Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Distanz.

Das Pauschalgefälle a berechnet sich dabei aus:

$$\tan(\alpha) = \frac{\Delta v}{\Delta h} \quad (5.4)$$

Abb. 5.13 zeigt ein schematisches Flussdiagramm der Steinschlagmodellierung. Als Input werden das DHM, die Gletscherumrisse und die Felswände als Rasterebenen benötigt. Zuerst wird aus dem DHM mit FLOWDIRECTION (GREENLEE 1987 und JENSON et al. 1988) für jede Zelle die Fliessrichtung berechnet – klassiert in die acht Hauptfliessrichtungen.

Aus dem Geländemodell können nun Fliessrichtungen und Abflusspfade für jede Zelle extrahiert werden. Mit FLOWLENGTH und PATHDISTANCE lässt sich die horizontale Distanz jeder Zelle zu ihrer nächsten Ursprungszelle (Felswandzelle) berechnen: FLOWLENGTH berechnet für jede Zelle die horizontale Distanz entlang des Abflusspfades zum Outlet-Point des hydrologischen Einzugsgebietes, PATHDISTANCE weist jeder Zelle die horizontale Distanz entlang des Abflusspfades ihrer nächsten Felswandzelle zum Outlet-Point zu. Die vertikale Distanz wird ähnlich aus der Differenz der Höhe der nächsten zugehörigen Felswandzelle (mit PATHDISTANCE) und der Höhe der Zelle selbst (aus dem DHM) ermittelt.

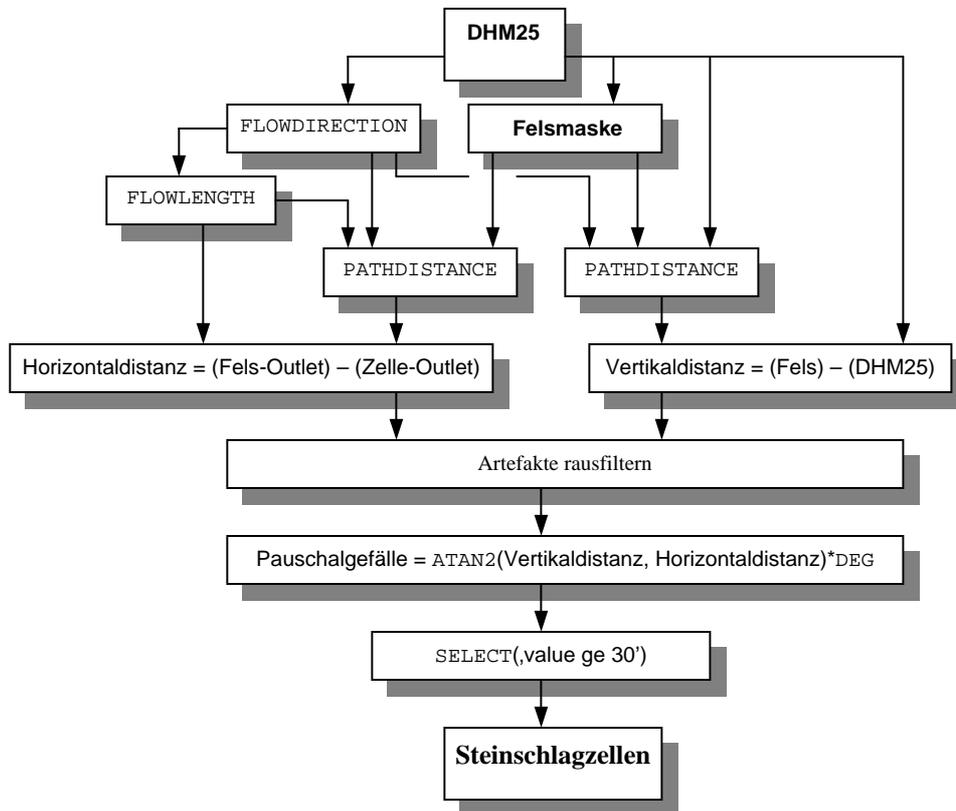


Abb. 5.13: Steinschlagmodellierung. Vereinfachtes schematisches Flussdiagramm.

Berechnungen mit FLOWLENGTH und PATHDISTANCE bedingen eine Optimierung der Abflusspfadsteuerparameter (siehe ArcInfo Online Dokumentation zu den Befehlen). Für diese Steinschlagmodellierung wurden die besten Resultate mit der PATHDISTANCE-Variablenkombination FORWARD ZEROFACTOR=1 SIDEVALUE=4 erreicht. Dabei erfährt ein Stein bei einer Richtungsänderung um mehr als 45° einen gegenüber der Hauptrichtung vierfachen Widerstand (vgl. ArcInfo Help und ESRI 1994b).

Zusätzlich ist eine prozessorientierte Behandlung von Modellierungsartefakten notwendig. Semantisch unmögliche Werte, wie zum Beispiel negative Horizontalabstände oder pauschalgefällebedingte Fortsetzung von Abflusspfaden nach natürlichen Muldenlagen werden in dieser Modellierung erkannt und von den weiteren Analysen ausgeschlossen.

Diskussion der verwendeten Methode

Die Modellierung des Steinschlages mit PATHDISTANCE hat ein paar starke Vereinfachungen des Pauschalgefälleansatzes:

- Die Bewegung der Steine beschränkt sich auf die acht Hauptrichtungen.
- Steinschlagzellen bei denen die Steine von verschiedenen Felszellen stammen können, wird nur die Felswandzelle mit den kleinsten kumulierten Abflusskosten zugeordnet.
- Durch die Rückwärtsmodellierung des Steinschlages von unten nach oben werden nur die jeweils untersten Zellen einer Felswand identifiziert, was zu einer Verkürzung der Abflusspfade führt. Bei Hangfusslagen ist dieser Effekt besonders ausgeprägt – das Pauschalgefälle reicht von der untersten Felswandzelle weniger weit als von der einige 100 m darüber liegenden, höchsten Felswandzelle (vgl. Abb. 5.14).

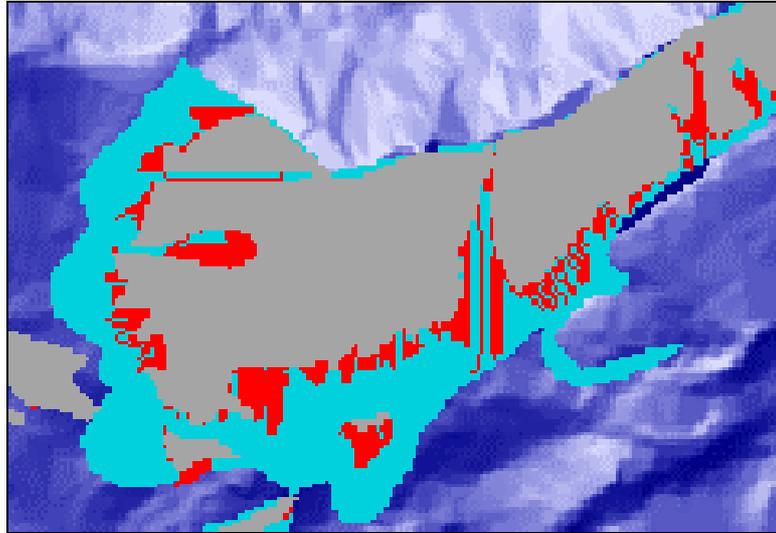


Abb. 5.14: Einfluss der PATHDISTANCE-Rückwärtsmodellierung auf die Auslaufdistanz der Steinschlagzüge. Die Abbildung aus der Arbeit von NOETZLI und ZEMP (unveröffentlicht) zeigt das Äussere Rothorn mit folgender Farbgebung: grau sind die Felswände, rot die Steinschlagzellen und hellblau kartierte Steinschlaggebiete eingefärbt. Verwendung des RIMINI mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Statistik GEOSTAT.

Die PATHDISTANCE-Methode dient in dieser Arbeit zur Selektion der schuttliefernden Felswände für jeden Gletschers. Dafür ist dieser einfache Ansatz vollkommen ausreichend. Die Felswandselektion wird nach einem klaren Ansatz durchgeführt und ist eindeutig nachvollziehbar. Für eine zellgenaue Gefahrenkartierung des Steinschlages kann die Methode sicherlich nicht direkt übernommen werden.

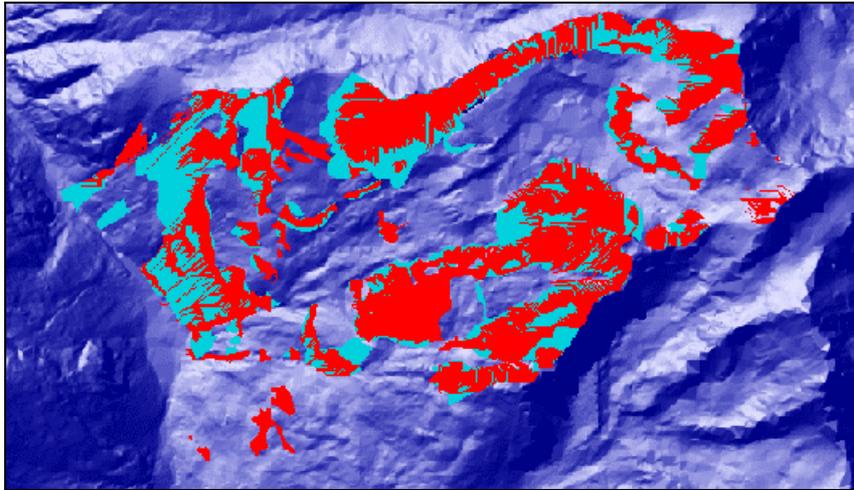
Weitere Methoden

BRÄNDLI hat als Doktorand und Mitarbeiter am Geographischen Institut der UNI Zürich Programme zur Steinschlagmodellierungen in C++ geschrieben. Die Programme basieren ebenfalls auf dem Pauschalgefälleansatz und versuchen die Vereinfachungen des PATHDISTANCE-Ansatzes zu verbessern. Tab. 5.4 gibt eine Übersicht dazu.

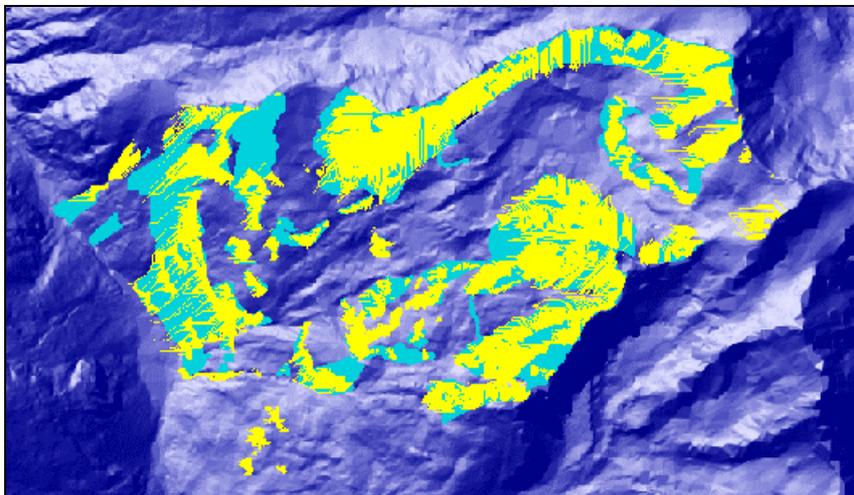
C++ Programm	Verbesserung gegenüber PATHDISTANCE-Ansatz	Auswirkungen auf die Steinschlagresultate
PAU_GEF	In einer Vorwärts-Modellierung werden alle Anrisszellen einer Felswand berücksichtigt.	Die Steinschlagpfade hoher Felswände werden länger.
PAURAND	In einem Random-Walk-Ansatz werden nicht nur die direktesten Pfade erlaubt, sondern über einen Zufallsfaktor auch weniger wahrscheinliche Fallstrecken berücksichtigt. Die Anzahl zu rechnende Durchläufe kann angegeben werden. Das Resultat ist die Überlagerung aller Resultate.	Die Ablagerungsgebiete sind flächenhafter, einzelne Abflusspfade sind nur noch dort zu finden, wo das Gelände Couloirs oder Runsen aufweist.

Tab. 5.4: Steinschlagmodellierungen mit verbessertem Pauschalgefälleansatz in C++.

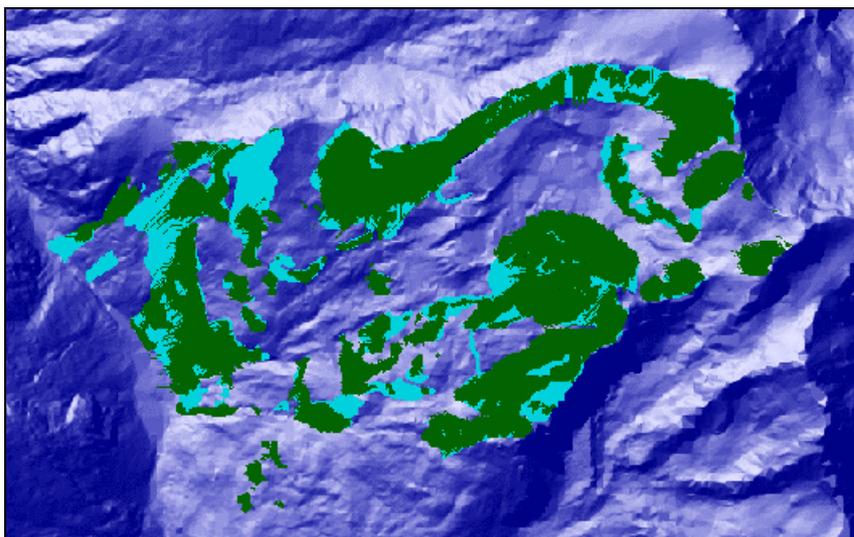
Abb. 5.15 zeigt den Vergleich der drei Ansätze mit kartierten Steinschlaggebieten im Testgebiet Gruben (NOETZLI und ZEMP, unveröffentlicht).



PATHDISTANCE



PAU_GEF



PAURAND

Abb. 5.15: Vergleich der drei Steinschlagmodellierungen: rot der PATHDISTANC-Ansatz, gelb die Vorwärts-Modellierung PAU_GEF und grün der Random-Walk-Ansatz PAURAND. In Hellblau sind die Kartierten Steinschlagzonen über dem Hillshading dargestellt. Der Vergleich stammt aus NOETZLI und ZEMP (unveröffentlicht). Verwendung des RIMINI mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Statistik GEOSTAT.

WENZEL (1992: 35)

Die Felswandhöhe ermittelt sich aus der Formel:

$$h = \{[h_{max} + h_{min}] / 2 + h_{est}\} / 2 \quad (5.5)$$

Dabei ist h_{min} die minimale Felswandhöhe, die ausser bei wenigen Ausnahmen auf Null gesetzt ist, h_{max} die maximale Felswandhöhe und h_{est} die geschätzte mittlere Felswandhöhe gleichmässig verteilt auf den Gletscherrand (ohne Zungenende).

Verwendete Methode

Die schuttliefernden Felswände werden in einer Rückwärtsmodellierung nach den Steinschlagzellen im Gletscher in Felswandzüge unterteilt und deren Höhen ermittelt.

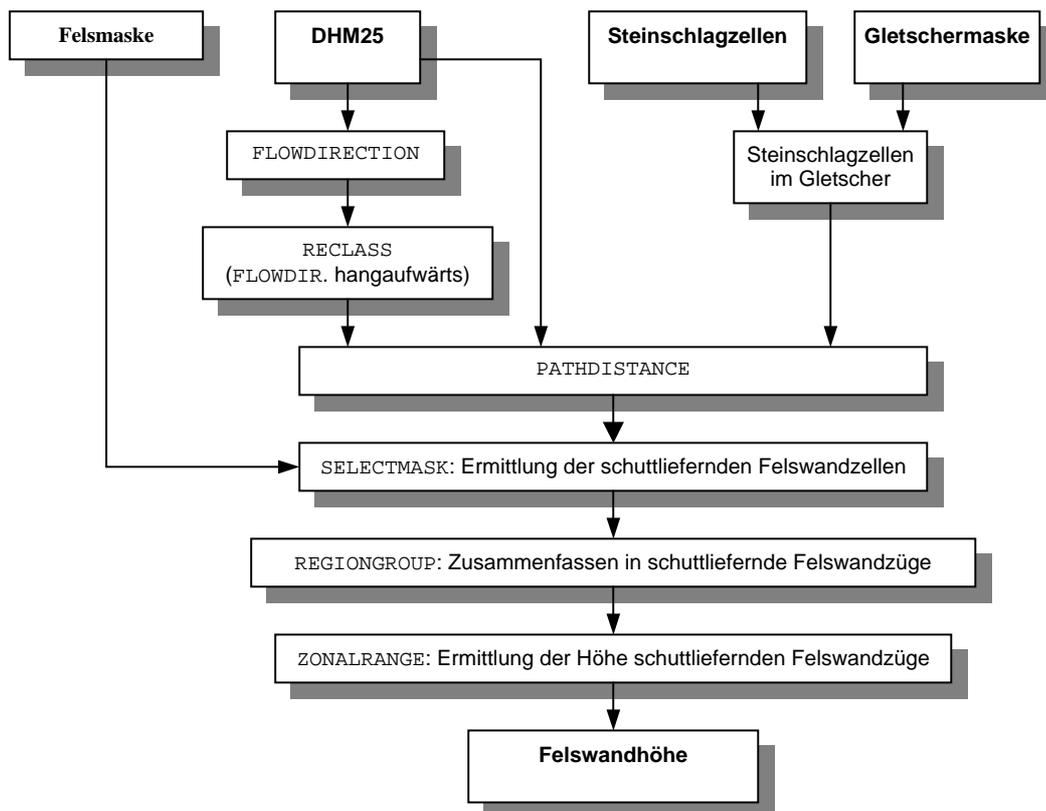


Abb. 5.16: Extraktion der Felswandhöhe. Vereinfachtes schematisches Flussdiagramm. Aus den Steinschlagzellen und der Gletschermaske werden die Steinschlagzellen innerhalb des Gletschers ermittelt. In einer Rückwärtsmodellierung kann dann von diesen Steinschlagzellen auf die schuttliefernden Felswandzellen in der Felsmaske geschlossen werden. Die schuttliefernden Felswandzellen werden in Felswandzüge zusammengefasst und darin die Höhe jedes Felswandzuges bestimmt. Aus der Höhe der Felswandzüge kann dann der Parameter h berechnet werden (vgl. Formeln 5.6, 5.7 und 5.8).

Daraus ergeben sich direkt die minimale und maximale Felswandhöhe h_{min} , resp. h_{max} . Um eine optimale Vergleichbarkeit mit Wenzel zu erreichen, wird hier h ebenfalls aus h_{min} , h_{max} und h_{est} berechnet.

Für die mittlere reine Felswandhöhe h_{mean} werden die Höhen der Felswandzüge nach deren Flächen gewichtet und gemittelt. h_{est} lässt sich auf zwei Wegen berechnen:

$$h_{estP} = \frac{N_{ps}}{k \cdot N_p} \cdot h_{mean} \quad (5.6)$$

$$h_{estA} = \frac{N_{As}}{k \cdot N_A} \cdot h_{mean} \quad (5.7)$$

wobei N_{ps} ist dabei die Anzahl Steinschlagzellen entlang dem Gletscherrand,
 N_p die Anzahl Gletscherrandzellen,
 N_{As} die Anzahl Steinschlagzellen im ganzen Gletscher
 N_A die Anzahl Gletscherzellen
 k ist eine geschätzte Konstante ($\sim \frac{2}{3}$), die berücksichtigt, dass der Modellgletscher um das Gletschertor keine Felswände aufweist (vgl. Kapitel 2.5).

Der Ansatz über die Gletscherrandzellen (h_{estP}) funktioniert gut, wenn die Felswände ihren Schutt nur auf den Gletscherrand werfen. Der Ansatz über alle Gletscherzellen (h_{estA}) liefert seine besten Resultate, wenn die Felswände den Schutt weit in den Gletscher hinein liefern. Durch das Mittel der beiden Ansätze werden beide Fälle abgedeckt.

Die mittlere Felswandhöhe h berechnet sich schliesslich wie folgt:

$$h = \frac{h_{min} + h_{max} + h_{estP} + h_{estA}}{4} \quad (5.8)$$

Weitere Methoden

Als Index-Parameter h ist auch die Verwendung von h_{mean} oder h_{est} denkbar.

Diskussion der verwendeten Methode

Aus der Sicht des GIS-basierten Ansatzes ist die Verwendung der Felswandfläche statt der Felswandhöhe interessanter. Während eine gemittelte Felswandhöhe sicher einfacher ist für eine Abschätzung im Feld, repräsentiert die Felswandfläche in einem GIS-basierten Ansatz den Schuttinput sicher besser.

Bei der Unterteilung zusammenfliessender Gletscher wird die Gletscherfläche auf die Teilgletscher verteilt, die gemittelte Felswandhöhe kann aber für alle Teile gleich bleiben – alleine durch diese Aufteilung können so aus einem Gesamtgletscher der Klasse Mischbett Teilbetten mit Sedimentbetten entstehen. Bei der Verwendung der Felswandfläche anstatt der Felswandhöhe besteht diese Gefahr nicht – sie wird wie die Gletscherfläche auf die Teilgletscher verteilt.

Die Felswandfläche ist mit einem GIS einfach aus dem DHM zu extrahieren. Sie bildet einen wichtigen Ausgangspunkt zur Quantifikation der Schuttproduktion. Aus Gründen der Vergleichbarkeit mit WENZEL (1992) verwende ich in der Folge aber trotzdem die Felswandhöhe h .

5.7 Equilibrium Line Altitude ELA

WENZEL (1992: 37f)

Die ELA übernimmt er aus dem Gletscherinventar von MÜLLER et al. (1976), basierend auf den Luftbildern des Septembers 1973. Im Inventar wird die Firnlinie synonym mit dem Begriff Gleichgewichtslinie verwendet, dabei wird durch Unterschlagen der ‚superimposed ice zone‘ (HAEBERLI et al. 1997a: 15) die ELA generell etwas überschätzt. Der Fehler dürfte sich aber nach WENZEL (1992: 38) höchstens im Dekameterbereich bewegen. Wenn im Inventar keine Angaben vorhanden waren, verwendet er Luftbilder vom September 1988 oder berechnet die ELA nach KUROWSKI (1891) als Mittel der minimalen und maximalen Gletscherhöhe.

Verwendete Methode

Für die ungefähre Bestimmung der ELA wird häufig die *Accumulation Area Ratio (AAR)* verwendet (MAISCH et al. 1999a: 63f, 221ff). Dabei gilt basierend auf der empirischen Beziehung zwischen der Höhenlage der Gleichgewichtslinie am Ende des Haushaltsjahres und der Gletschermassenbilanz folgende Faustregel:

Im Gleichgewichtszustand ist die Fläche des Akkumulationsgebietes A_c rund doppelt so gross wie die des Ablationsgebietes A_b (HAEBERLI et al. 1997a, MAISCH et al. 1999a).

Unter der Voraussetzung, dass die spezifische Massenbilanz 0 ist, gilt also:

$$A_c : A_b = 2 : 1 \Rightarrow AAR = 0,67 \quad (5.9)$$

Die verwendete Methode basiert auf dieser Beziehung. Mit der Maske des Gletschers werden die Höhenwerte aus dem DHM extrahiert und dann iterativ vom tiefsten Punkt ausgehend die Rasterzellen bis zu einer bestimmten Höhe addiert. Diese Iteration wird solange fortgeführt, bis die ermittelte Fläche einem Drittel der Gesamtfläche des Gletschers entspricht. Die so ermittelte Höhe entspricht der ELA dieses Gletschers. Abb. 5.17 zeigt das vereinfachte schematische Flussdiagramm dieser Methode. Nach dem gleichen Prinzip generiert auch PAUL et al. (in press) die ELA – er programmiert dabei die Iteration in FORTRAN.

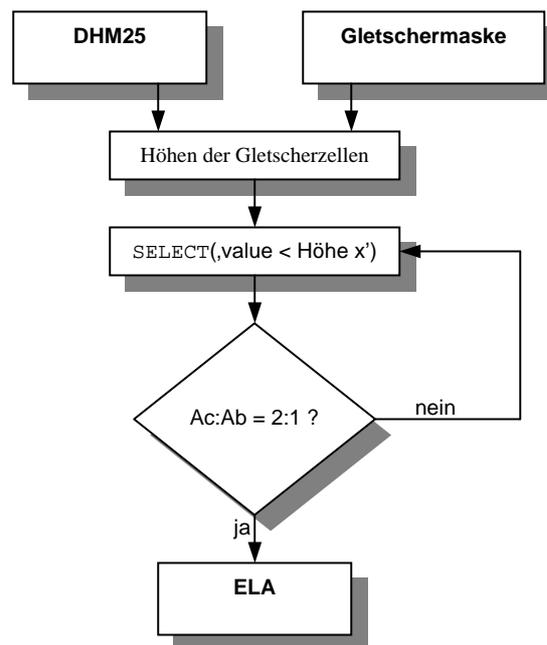


Abb. 5.17: Extraktion der ELA. Vereinfachtes schematisches Flussdiagramm.

Diskussion der verwendeten Methode

Während die Methode von WENZEL (1992) stark vom Haushaltsjahr des Gletschers und dem Aufnahmedatum der Luftbilder abhängig ist, wird bei der Verwendung der AAR der topographische Einfluss auf die ELA vernachlässigt (siehe auch MAISCH et al. 1999a: 221f). Dies zeigt sich zum Beispiel beim Grubengletscher Süd, wo die ELA nicht entlang einer Höhenlinie, sondern beeinflusst durch die lokalen topographischen Verhältnisse diagonal über den Gletscher verläuft.

MAISCH et al. (1999a: 222-225) überprüft die AAR auf die Korrelation mit der „Methode Lichtenecker“ (vgl. LICHTENECKER 1938). Diese geht davon aus, dass es nur dort, wo durch die vertikale Komponente der Eisbewegung die Stromlinien an die Gletscheroberfläche treten, zur Bildung von Ober- oder Ufermoränen kommen kann. Die Moränenansatzstellen von Gletscherständen markieren demnach morphologisch die Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet (MAISCH et al. 1999a: 224). MAISCH et al. (1999a: 225) kommen zum Schluss, dass die AAR als das im Mittel aller Gletscher optimale Verfahren zur Festlegung von alpinen Gletscher –Schneegrenzen (bei Gleichgewichtszuständen) zu bezeichnen und anzuerkennen ist.

Die AAR von 0.67 wurde aus Untersuchungen an ostalpinen Gletschern entwickelt. Analysen von weltweiten Gletscherdaten zeigen, dass sich die regionalen AAR zwischen 0.5 und 0.7 bewegen (Glacier Mass Balance Bulletin des World Glacier Monitoring Service, <http://www.geo.unizh.ch/wgms/wgmshome/mbb-fog.html>, letzter Zugriff: 18.02.2002). Die verwendete regionale AAR liegt also im oberen Bereich.

Weitere Methoden

Wenn die oben beschriebene Methode der AAR nicht automatisiert ablaufen muss, dann lässt sich direkt aus den Höhendaten des DHM die Gletscherhypsographie erstellen und aus der geplotteten Kurve der summierten Gletscherfläche gegen die Höhe über Meer die ELA ableiten (Abb. 5.18). Dies ist ein Verfahren, das ohne grossen Aufwand in einem Standard-GIS oder in Excel angewendet werden kann.

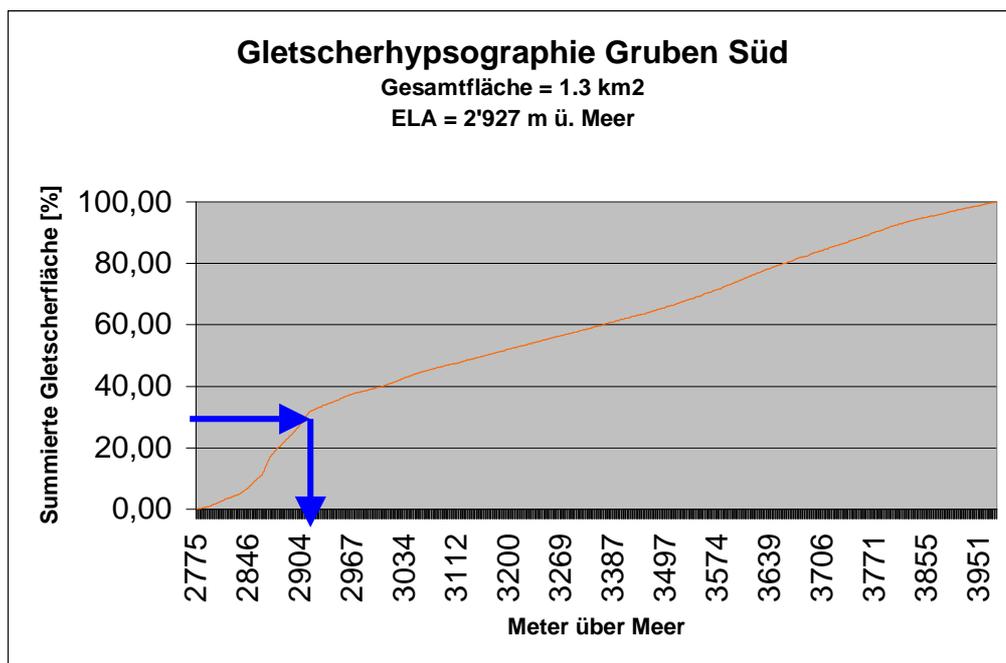


Abb. 5.18: Gletscherhypsographie des Gruben Süd. Die ELA entspricht dem Höhenwert von 33.3% der summierten Gletscherfläche.

5.8 Parameter a

Der Parameter a ist ein Gewichtungsfaktor zur Unterscheidung von basal transportiertem Schutt aus der Bergschlundzone ($a = 0.5$) und Oberflächenschutt im Ablationsgebiet (vgl. Kapitel 2.5).

WENZEL (1992: 34f)

Durch die Abschätzung der Falllinie aus der Topographischen Karte 1:25'000 wird entschieden, ob der Schutt ins Akkumulationsgebiet oder ins Ablationsgebiet des Gletschers fällt.

Verwendete Methode

In dieser Arbeit wird die Methode von WENZEL (1992) im Ansatz übernommen. Es wird aber versucht eine quantifizierbare Entscheidungsgrundlage zu liefern. Durch die Berechnung der ELA-Höhe kann der Gletscher in Akkumulations- resp. Ablationsgebietes unterteilt werden. Die nach der Fläche des zugehörigen Felswandzuges gewichteten Steinschlagzellen werden nach Akkumulations- und Ablationsgebiet ausgezählt und darauf basierend wird der Parameter a gesetzt. Wenn also mehr Schutt im Akkumulationsgebiet zu liegen kommt, dann wird a auf 0.5 gesetzt, sonst auf 1.

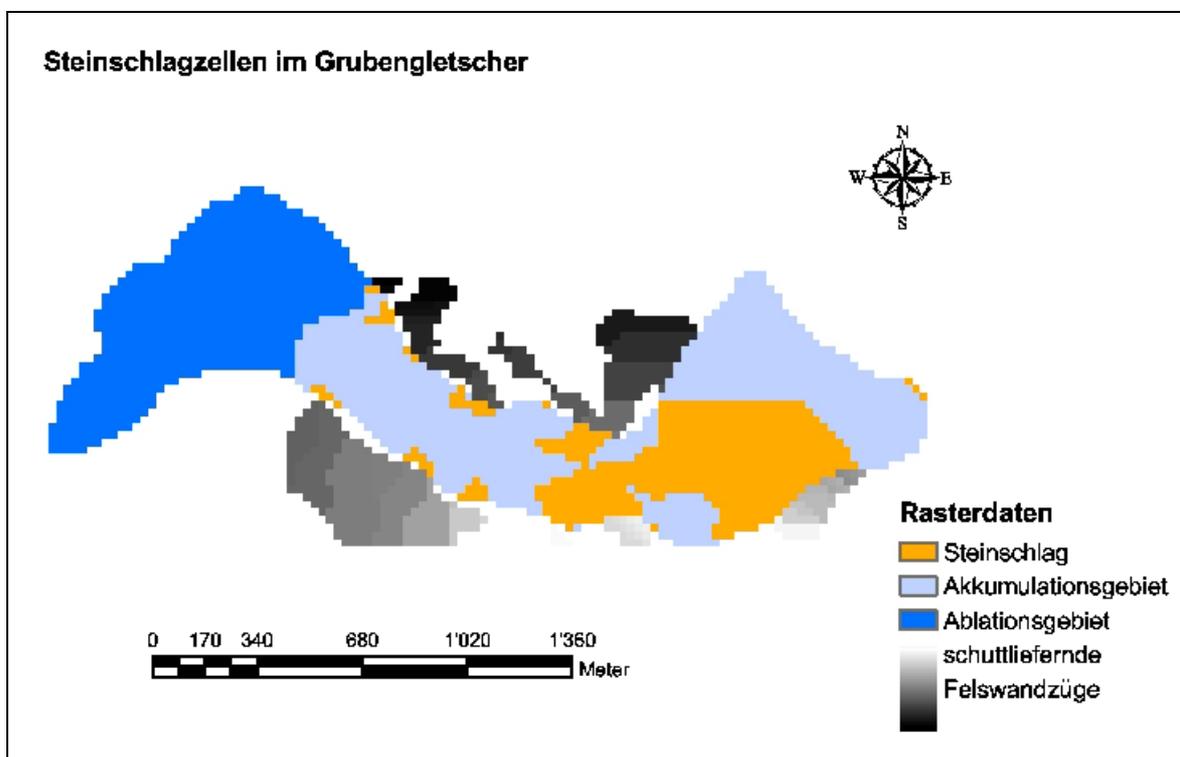


Abb. 5.19: Verteilung der Steinschlagzellen im Gletscher dient zur Ermittlung des Parameters a. Die Steinschlagzellen werden dabei nach der Fläche des schuttliefernden Felswandzuges gewichtet.

Diskussion der verwendeten Methode

Die von WENZEL (1992: 34f) angegebene Methode gibt keinen klaren Entscheidungswert für die Bestimmung des Parameters a an. Es ist nicht ganz klar, ob für die Abschätzung von a der Schutteintrag ins Akkumulations-, resp. Ablationsgebiet nach der Grösse der Felswände gewichtet wurde oder ob a auf 1 gesetzt wurde, sobald Schutt ins Akkumulations- resp. Ablationsgebiet vorgegangen. Das repräsentiert aber den basalen Schutttransport nicht eindeutig. Möglicherweise wäre der Bergschlund eine bessere Entscheidungsgrundlage als die ELA.

5.9 Niederschlag P

Der Niederschlag nimmt mit der Höhe bis zu einer bestimmten Maximalstufe zu und darüber wieder ab. Durch den Anstieg der Zone maximaler Wasserdampfadvktion bei starken orographischen Niederschlägen liegt die Maximalstufe in den Mittleren Breiten zwischen 3'500 und 4'000 m ü. M. (GUTERMANN et al. 1995: 10.5).

Der Niederschlag kann im Gebirge nur mit grossen Fehlern gemessen werden. Faktoren wie Exposition, Höhenlage, Wind und Schnee führen zu einer starken räumlichen Variation (HAEBERLI 1997a: 30 und KUBAT 1972: 11f).

Gletscher können als grossflächige Totalisatoren für die Abschätzung des Jahresniederschlages verwendet werden. Die ELA bietet sich hier als Funktion von Temperatur und Niederschlag als guter Indikator an. In maritimem Klima mit viel Niederschlag liegt die ELA tief, in kontinentalem Klima hingegen hoch (HAEBERLI 1999a, Wenzel 1992).

WENZEL (1992: 38-40)

Wenzel unterteilt die Spannweite der ELA seiner untersuchten Gletscher (2'790 – 3'660 m ü. M.) in drei Klassen, indem er die Spannweite drittelt. Tab. 5.5 zeigt seine Klassifikation.

ELA [m ü. M.]	Niederschlag [m]
ELA < 3'080	2
3'080 < ELA < 3'370	1.5
3'370 < ELA	1

Tab. 5.5: Niederschlagsklassifikation aus der ELA der untersuchten Gletscher nach WENZEL (1992).

Verwendete Methode

In dieser Arbeit wird der Niederschlag analog zum Klassierungsansatz von WENZEL (1992) ermittelt. Im Gegensatz zu ihm stützte ich meine Klassierung dabei nicht nur auf die untersuchten Gletscher ab. Ich verwende zur Klasseneinteilung die ELA aller Gletscher der Gletscherregionen Weissmies, Monte Rosa und Dent Blanche (zur Verfügung gestellt von MAISCH). Dabei wird nur die Spannweite der ELA-Werte der Hauptgletscher dieser drei Gebiete betrachtet (2'685 – 3'585 m ü. M.) – die ‚ELA‘ von Gletscherflecken und kleineren Eisflächen sehe ich als nicht sehr repräsentativ an.

ELA [m ü. M.]	Niederschlag [m]
ELA < 2'985	2
2'985 < ELA < 3'285	1.5
3'285 < ELA	1

Tab. 5.6: Eigene Niederschlagsklassifikation nach der ELA aller Gletscher der Regionen Dent Blanche, Monte Rosa und Weissmies. Die ELA dieser Gebiete wurden dem CH-INVGLAZ von MAISCH et al. (1999a) entnommen.

Diskussion der verwendeten Methode

Bei der oben beschriebenen Niederschlagsbestimmung aus der ELA-Klassierung wird ein linearer Zusammenhang zwischen ELA und Niederschlag angenommen. Dieser ist aber nur für den Bereich von P_{2000} zwischen 1'000 bis 2'000 mm/Jahr gegeben (WENZEL 1992: 39). Die Niederschlagsbestimmung aus Gletschern kann nämlich nur über die Jahresmitteltemperatur (MAAT) an der ELA berechnet werden. Die Temperatur hat eine wesentlich kleinere Varianz als der Niederschlag.

Weitere Methoden

KERSCHNER (1985: 363ff) gibt aufgrund von Gletscherinventardaten aus den Ostalpen folgende empirische Beziehung für den Niederschlag in 2'000 m ü. M. P_{2000} an:

$$P_{2000} = \frac{16150 \cdot e^{0.7 \cdot T_{ELA}} + 400}{1 + 3.23 \cdot e^{0.7 \cdot T_{ELA}}} \quad (5.10)$$

Die Temperatur an der ELA T_{ELA} berechnet sich dabei aus der regionalen MAAT. Diese wird mit einem vertikalen Temperaturgradienten auf eine mittlere Höhe über Meer standardisiert. Für T_{ELA} gilt also:

$$T_{ELA} = MAAT - \left[\frac{\partial T}{\partial h} \cdot |ELA - H_{MAAT}| \right] \quad (5.11)$$

wobei $\frac{\partial T}{\partial h}$ der Temperaturgradient in °C ist und H_{MAAT} die mittlere Höhe über Meer in m ist, auf welche die MAAT standardisiert wurde.

Diese Methode bietet zwar einen guten Ansatz um die Kontinentalität zwischen den verschiedenen Gletschern standardisiert auf 2'000 m ü. M. zu zeigen, lässt sich aber nicht direkt auf die effektive Höhe der Gletscher zurückrechnen.

WENZEL (1992: 39f) hat für seine Gletscher ebenfalls die P_{2000} berechnet. Er mittelte dabei die MAAT über die 4 SMA-Stationen Grächen, Staldenried, Zermatt und Simplon Dorf. Als Temperaturgradienten nimmt er 0.6 °C pro 100 m an und standardisiert die MAAT auf 1'600 m ü. M..

BRAUN und SAURER (in DIKAU et al. 1999: 25-46) stellen eine GIS-basierte Regionalisierung von Niederschlagsdaten vor. Sie verwenden ein multiples Regressionsmodell zur Interpolation von Niederschlagsdaten aus Messstationen unter Einbezug von Luftströmungen und Relief.

SCHWARB et al. (2000) interpolieren absolute Jahresniederschläge für die Alpengebiete aus Regenmessstationen (vgl. Abb. 5.20). Dabei spielen Höhenlage und Exposition aus einem Geländemodell sowie die Auswahl der repräsentativen Messstationen eine wichtige Rolle im Interpolationsverfahren (nach Angaben von SCHWARB).

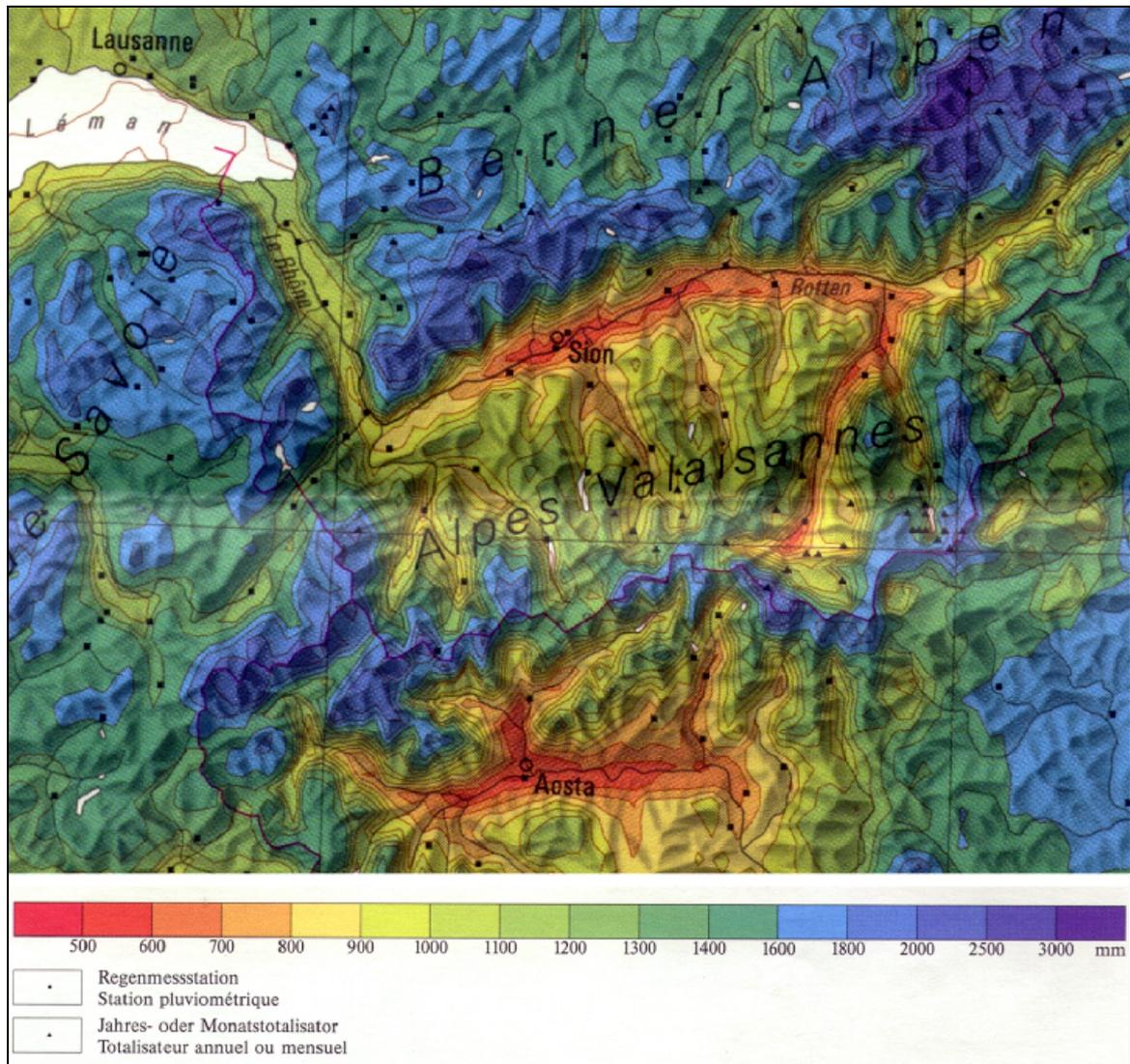


Abb. 5.20: Absolute Jahresniederschläge für die Alpengebiete. Interpolation aus Regenmessstationen nach SCHWARB et al. (2000).

5.10 Massenbilanz b

Für die Bestimmung der Massenbilanz der Gletscher wird von einem Gleichgewichtszustand ausgegangen, somit kann die Massenbilanz auf

$$b = 0 \quad (5.12)$$

gesetzt werden. Die Indexberechnung wird bei allen Autoren unter Gleichgewichtsbedingungen gerechnet (HAEBERLI 1986, 1999a, WENZEL 1992).

Kapitel 6

Automatisierung der Parameter-Extraktion

In der Automatisierung der Methoden zur Extraktion der I_{es} -Parameter wurde der Schritt vom Einzelgletscher im Testgebiet zu den 84 Gletschern im Untersuchungsgebiet vollzogen. Dabei steht zuerst mal die Modellierungspolarität im Vordergrund: gebietsspezifische Modellierung mit hoher Genauigkeit versus allgemeiner Anwendbarkeit mit mässiger Genauigkeit. Die manuelle Extraktion der I_{es} -Parameter für jeden Einzelgletscher mit den für den Einzelfall optimalen Methoden würde zwar schönere Resultate liefern, aber der Aufwand liegt wieder nahe bei dem der analogen Indexbestimmung. Der Hauptvorteil einer automatisierten Modellierung liegt darin, dass sie bei gleichbleibender DHM-Qualität mit wenig Aufwand in einem beliebigen anderen Gebiet mit einer beliebigen Anzahl anderer Gletscher durchgeführt werden kann.

6.1 Verwendete Software

Die Automatisierung wurde wiederum in einem kommerziellen GIS realisiert. Workstation ArcInfo 8.1 von ESRI bietet mit der Skriptsprache Arc Macro Language (AML) eine gute Möglichkeit, die entwickelten Methoden in einer Routine zusammenzufassen.

6.2 Datenaufbereitung

„Data quality is a measure of the fitness for use of data for a particular task.“
CHRISMAN (1984)

Die Datenaufbereitung ist ein zentraler Punkt bei einer Computermodellierung. Sind bereits die Inputdaten fehlerhaft oder von ungenügender Qualität, so kann selbst das beste Computermodell keine guten Resultate liefern. Eine alte Modellierungsregel bringt es auf den Punkt: *„garbage in – garbage out!“* Die notwendige Datenqualität wiederum hängt von den Modellierungszielen ab.

Die Wichtigkeit der Datenaufbereitung ist zwar unumstritten, wird aber vielleicht gerade deswegen in der Praxis häufig vernachlässigt. Ausführlicher mit dem Thema Datenqualität, deren Konzepte und Weitergabe als Metadaten befasst sich JONES (1997: 121-131).

Die Rohdaten, wie sie im Kapitel Datengrundlage beschrieben sind, wurden also auf ihre Qualität geprüft und für die Automatisierung aufbereitet.

Gletscherumrisse

Die Gletscherumrisse, die Wenzel für seine Indexberechnungen verwendet hat, liegen leider nicht mehr vor. In der Gletschercoverage von PAUL (vgl. Kapitel 4.2) sind viel mehr Gletscher und Eisflächen vorhanden als die rund 80 Hauptgletscher, die WENZEL (1992) untersucht hat. WENZEL (1992: 104ff) hat für jeden seiner untersuchten Gletscher die Schweizer Landeskoordinaten in einer Tabelle erfasst. Über einen SPATIAL JOIN in ArcView 8.1 konnten so die richtigen Eisflächen rasch aus der Gletschercoverage selektiert werden. Ein visueller

Vergleich mit den Pixelkarten 1:25'000 half anschliessend, Fehlzusweisungen zu korrigieren. Die so erhaltenen Gletscherpolygone basieren auf demselben Basisjahr (1973) wie die Untersuchungen von WENZEL (1992).

Ein Flächenvergleich zeigt, dass 53 der 84 Gletscher direkt mit jenen von WENZEL (1992) verglichen werden können. Bei den restlichen 31 können die Flächenunterschiede durch folgende Ursachen begründet werden:

- stärkere Generalisierung beim Digitalisierungsprozess von WENZEL (1992)
- Miteinbezug/Weglassen von abgetrennten Teilgletschern oder Eisflächen
- unterschiedliche Unterteilung bei zusammenfliessenden Gletschern
- Verwechslung der Flächenwerte bei den Gletschern Nollen E und W durch WENZEL
- Verwendung anderer Datenbasis, wenn 1973er Karte oder Luftbild nicht vorhanden war

Wenn mehrere Teilgletscher zusammen der von WENZEL (1992) ermittelten Fläche entsprachen und die Zusammengehörigkeit plausibel war, wurden sie zu einem Polygon zusammengefügt. Andere wurden so belassen und gekennzeichnet, damit bei der Index-Auswertung ein Augenmerk auf den Parameter Fläche geworfen wird. Tabelle A1 im Anhang zeigt die Auswertung dieser Überprüfung. 64 Gletscher können nach diesen Anpassungen direkt mit denjenigen von WENZEL (1992) verglichen werden.

Den Gletschern wurden eindeutige, numerische ID's zugewiesen. Innenpolygone erhielten die ID -9999.

ZFL

Die Coverage mit den Zentralen Fliesslinien bis zu den Gletscherständen von 1850 enthalten wiederum mehr ZFL als benötigt wurden. Für einzelne Gletscher sind gar mehrere Fliesslinien vorhanden. Mit den aufgearbeiteten Gletschern als Hintergrundcoverage, wurden die Zentralen Fliesslinien für jeden Gletscher manuell ausgewählt und dann extrahiert.

Für die Gletscher der Weissmiesgruppe und einige zusammenfliessende Gletschersysteme waren keine ZFL vorhanden. Diese wurden nach den Vorlagen im CH-INVGLAZ von MAISCH et al. (1999a) nachdigitalisiert. Als zusätzliche Hilfsmittel dienten dabei:

- Hillshading abgeleitet vom $DHM25_{LEVEL2}$
- 20m Höhenlinien abgeleitet vom $DHM25_{LEVEL2}$
- Pixelkarte 1:50'000 der Landestopographie

Den Zentralen Fliesslinien wurden die entsprechenden Gletscher-ID's zugewiesen.

DHM

Das $DHM25_{LEVEL2}$ wurde als erstes visuell auf Qualität und Plausibilität kontrolliert. Abschätzung von Maximal- und Minimalhöhe, Lage und Höhe von markanten Punkten sowie ein Vergleich der Talverläufe mit der Landeskarte geben so einen ersten wichtigen Eindruck.

Im Grubengebiet wurde ein quantitativer Vergleich mit dem $DHM25_{KÄÄB}$ (vgl. Kapitel 4.3) gemacht. Dazu wurde im ArcInfo-Modul GRID ein Differenzbild gerechnet.

$$DHM_{diff_kaL2} = DHM25_{KÄÄB} - DHM25_{LEVEL2} \quad (6.1)$$

Abb. 6.1 zeigt das Resultat der Höhendifferenzen. Die exakte Wiedergabe des Reliefs durch das Differenzbild lässt auf einen systematischen Lagefehler in einem der beiden DHM schliessen. Der Betrag des Fehlers scheint abhängig von der Hangneigung zu sein. Die positiven

Abweichungen sind an den Nordwesthängen, die negativen an den Südosthängen zu finden. Ein Vergleich der 50m Höhenlinien mit der Landeskarte zeigt, dass das $\text{DHM}_{25_{\text{LEVEL}2}}$ südöstlich um etwas mehr als 10 m in Richtung Südost verschoben ist. Die Ursache liegt wohl daran, dass das $\text{DHM}_{25_{\text{LEVEL}2}}$ bei der Extraktion aus dem gesamtschweizerischen DHM und der anschliessenden Konvertierung in ein Grid auf die Pixelecke anstatt auf das Pixelzentrum georeferenziert wurde. Dies führte zu einer Verschiebung um 12.5 m (eine halbe Pixelgrösse) sowohl in Ost- als auch in Südrichtung.

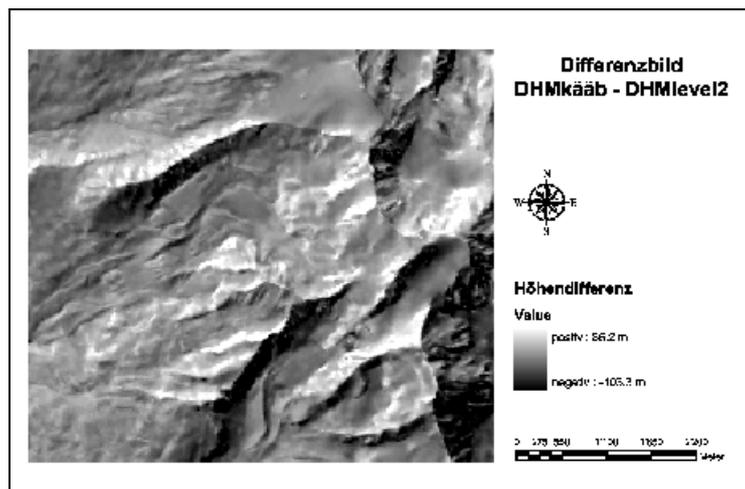


Abb. 6.1: Differenzbild aus dem $\text{DHM}_{\text{KÄÄB}}$ und dem $\text{DHM}_{\text{LEVEL}2}$. In den hellen Gebieten ist das $\text{DHM}_{\text{KÄÄB}}$ höher, in den dunkeln das $\text{DHM}_{\text{LEVEL}2}$. Diese Wiedergabe des Reliefs deutet auf einen systematischen Lagefehler der beiden DHM hin. Verwendung des $\text{DHM}_{25_{\text{LEVEL}2}}$ mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Das $\text{DHM}_{25_{\text{LEVEL}2}}$ wurde dann mit dem ArcInfo-Command `SHIFT` korrigiert. Abb. 6.2 zeigt das neue Differenzbild. Hier ist nun praktisch nur noch ‚Rauschen‘ zu finden. Die Differenzen sind normalverteilt. Die Abweichungen reichen von -54.2 bis zu 66.5 m und betragen im Mittel -0.4 m, bei einer Standardabweichung von 5.5 m. Die grössten Differenzen sind typischerweise in den steilen Gebieten zu finden, wo eine kleine Lageverschiebung zu grossen Höhenunterschieden führt.

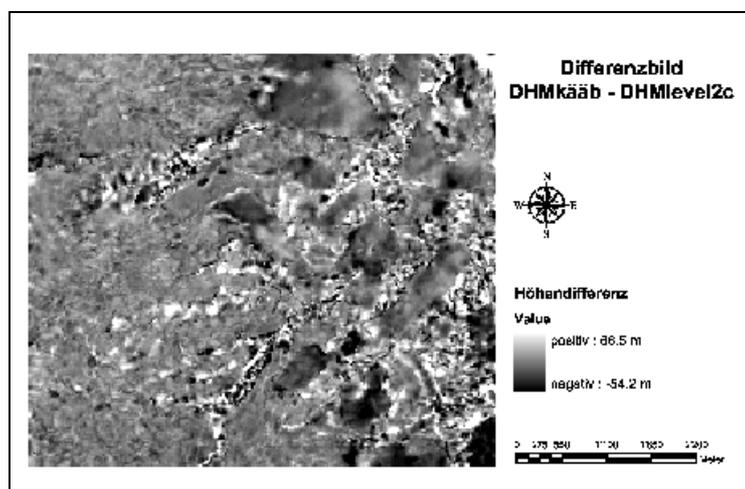


Abb. 6.2: Differenzbild aus dem $\text{DHM}_{\text{KÄÄB}}$ und dem korrigierten $\text{DHM}_{\text{LEVEL}2}$. Nun ist das Differenzbild dominiert vom Rauschen der zufällig verteilten Höhendifferenzen. Verwendung des $\text{DHM}_{25_{\text{LEVEL}2}}$ mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Jedes Digitale Höhenmodell ist nur ein Abbild der realen Welt. Abhängig von Qualität, Auflösung und Interpolationsverfahren entstehen Höhendifferenzen zum realen Gelände. Daraus ergeben sich auch auflösungs- und interpolationsbedingte Artefakte.

Ein solcher Artefakt sind beispielsweise die künstlichen Senken, die jedes Geländemodell aufweist. Eine Folge davon ist zum Beispiel das Unterbrechen von Abflusspfaden bei der Berechnung von FLOWLENGTH oder PATHDISTANCE. Zuerst muss ermittelt werden, welche Senken geomorphologisch sinnvoll und welche Artefakte sind. Tab. 6.1 zeigt die ArcInfo Befehle zur Extraktion der Senken und deren Tiefe.

GRID-Commands zur Ermittlung der Tiefen von Senken in einem DHM
<pre>sink_areas = WATERSHED(flowdir, SINK(flowdir)) sink_depth = ZONALFILL(sink_areas, elevation) - ZONALMIN(sink_areas, elevation)</pre>

Tab. 6.1: ArcInfo-Commands zur Ermittlung der Tiefe von Senken in einem DHM.

Vergleiche der Senken mit dem Hillshading (abgeleitet aus dem DHM25_{LEVEL2}) und der 1:25'000er Pixelkarte führten zu einem Z-Grenzwert von 2m. Das heisst, alle Senken tiefer als 2m wurden als solche belassen. Die anderen wurden in einem iterativen Prozess mit SINK (MARK 1988) eruiert und mit FILL (TARBOTON et al. 1991) ausgegnet.

Ausführlich mit der Aufbereitung von Digitalen Höhenmodellen und hydrologischen Modellierungen befassen sich MAIDMENT et al. (2000).

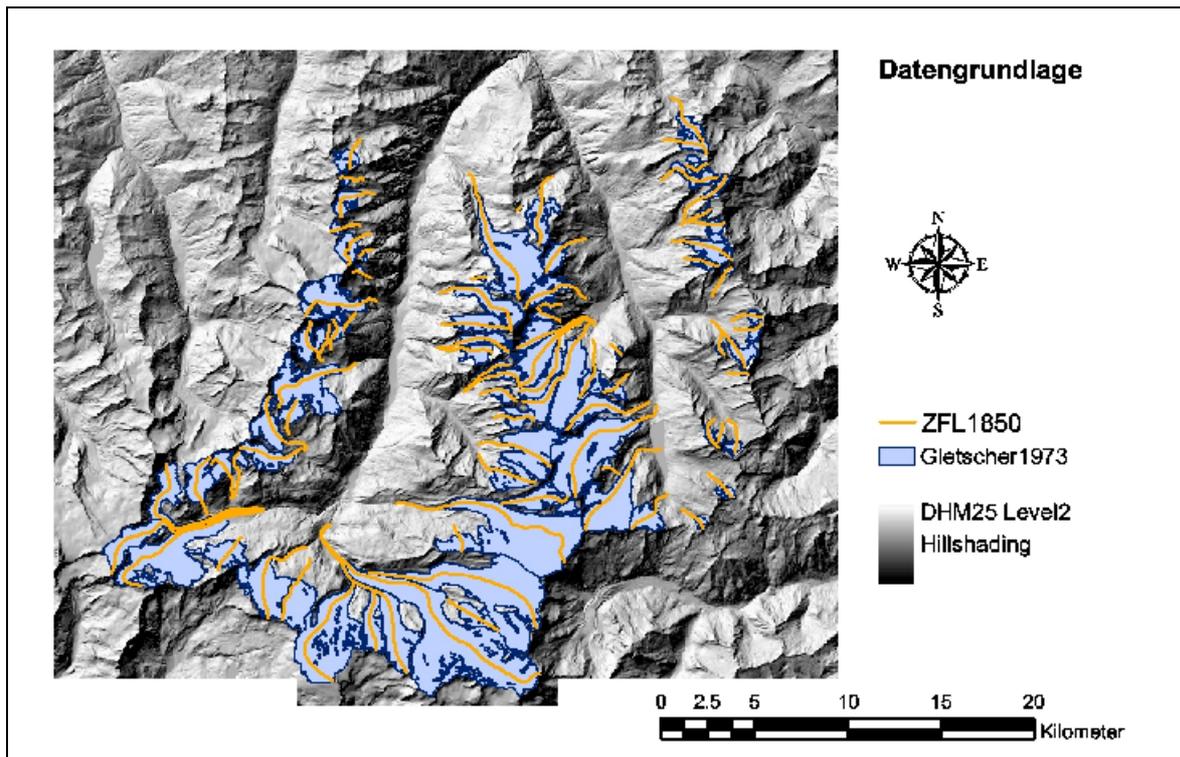


Abb. 6.3: Aufbereitete Datengrundlage: 84 Gletscher Stand 1973 mit der ZFL1850 und dem korrigierten DHM25_{LEVEL2}. Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

6.3 Überprüfung der Inputdaten

Vor dem Start der Routine sollte nochmals ein Check der routinenspezifischen Anforderungen an die Inputdaten vorgenommen werden. Die sicherzustellenden Randbedingungen sind im Header der AML-Routine festgehalten:

1. Existenz einer übereinstimmenden Kolonne GLID vom Typ Zahl mit den eindeutigen Identifikationsnummern der Gletscher in Gletscher1973 und ZFL1850 überprüfen.
2. Die GLID der Innenpolygone der Gletschercoverage (z.B. Felswände) sind auf -9999 zu setzen.
3. Der Dataextent der grössten Inputcoverage (DHM) muss für die Gletscher- und die ZFL1850-Coverage übernommen werden.

6.4 Architektur der AML-Routine

Auf die ArcInfo-spezifischen Details der AML-Programmierung gehe ich an dieser Stelle nicht weiter ein. Ich beschränke mich hier auf die Erläuterung der Architektur der Routine – die kommentierte AML selbst ist im Anhang B zu finden.

Die AML wird im ArcInfo Modul ARC durch folgenden Befehl gestartet:

```
&run parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl1850> <glacierout>
```

Als Inputdaten werden der Routine das DHM <dhm>, die Gletscherumrisse <glacier> und die ZFL der Gletscher <zfl1850> übergeben. Grundsätzlich verwendet man die ZFL bis zum 1850er-Stand. Geht die ZFL nur bis zum 1973er-Stand, dann verwendet die Routine eine alternative Berechnung der Neigung des Gletscherbaches (vgl. Kapitel 5.4). Das vierte Argument <glacierout> steht für den Namen der Outputcoverage der Routine – eine Coverage mit den Gletscherpolygonen und allen berechneten I_{es} -Parametern.

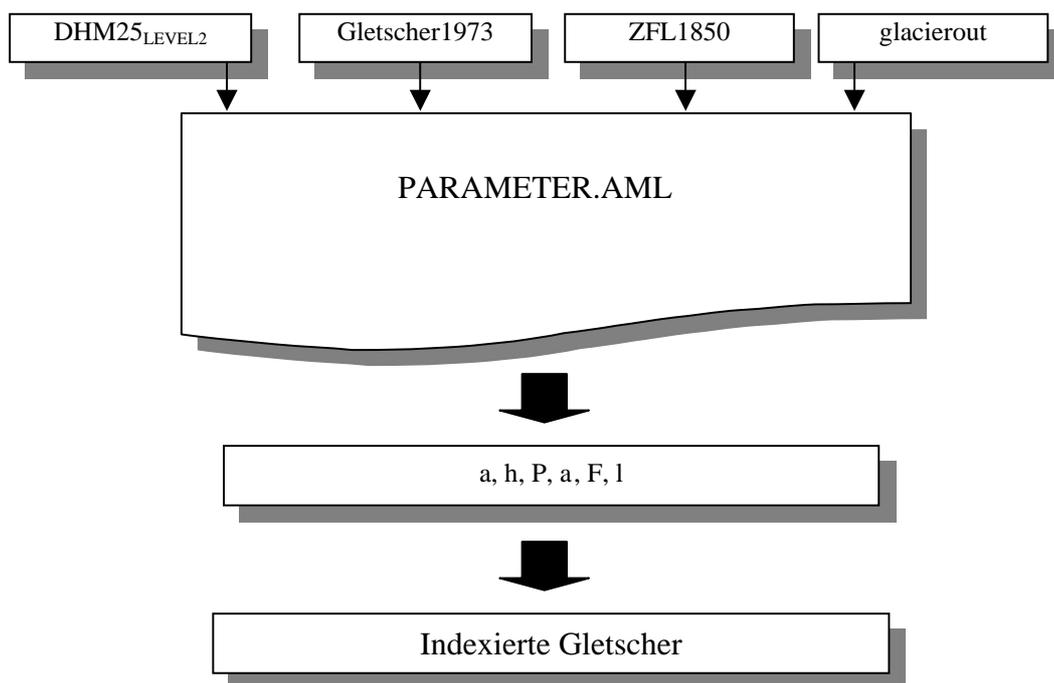


Abb. 6.4: Schematischer Ablauf der automatisierten Indexierung der Gletscher.

Die AML-Routine ist in zwei Hauptschritte unterteilt - Extraktion der allgemeinen geomorphometrischen Parametern über das ganze Untersuchungsgebiet und Berechnung der gletscherspezifischen Parametern in einer Iteration pro Gletscher. Dies gewährleistet eine stabile Routinenperformance. Nach den Berechnungen über das ganze Gebiet ist die Laufzeit linear abhängig zur Anzahl Inputgletscher. Tab. 6.2 zeigt eine Referenz-Laufzeit der Routine auf einem kommerziellen System.

Hardware	Software Version	Laufzeit der Routine vom Start bis zur Iteration, inkl. Berechnung der allgemeinen Parameter über das gesamte Untersuchungsgebiet	Laufzeit einer Iterationsschleife – Parameterberechnung für einen Gletscher
PC Pentium III 256 MB RAM	Workstation ArcInfo 8.1	12 min.	3 min. 30 sek.

Tab. 6.2: Referenz-Laufzeit der AML-Routine auf einem kommerziellen System.

Kurz zusammengefasst testet die AML-Routine zuerst die Benutzereingaben, löscht allfällige temporäre Files alter Durchläufe und generiert dann die Outputcoverage mit den Gletscherumrissen und der noch leeren Tabelle für die Parameterwerte. Dann werden über das ganze Untersuchungsgebiet die geomorphometrischen Parameter und Objekte extrahiert, die nicht vom einzelnen Gletscher abhängen. In einer Iteration für jeden Gletscher werden die gletscherabhängigen Parameter berechnet und in die Outputcoverage geschrieben. Am Ende jedes Iterationsdurchlaufes werden die temporären Files der Iteration gelöscht. Nach dem letzten Iterationsdurchlauf werden alle allgemeinen temporären Files gelöscht und nur noch die Inputdaten und die Outputcoverage mit den I_{es} -Parametern stehen gelassen. Der I_{es} wird absichtlich nicht automatisch aus den extrahierten Parametern berechnet. Eine vorhergehende Plausibilitätsprüfung der Parameterwerte ist meines Erachtens eine Notwendigkeit.

Abb. 6.5 zeigt die Architektur der Routine. Die erste Spalte zeigt an, in welchem ArcInfo Modul die Schritte ablaufen, Spalte 2 beschreibt kurz die Programmschritte. In der Spalte Routinen wird der Aufruf der einzelnen ProgrammROUTINEN zur Berechnung der Parameter angezeigt. Spalte 4 und 5 geben eine Übersicht zu den generierten Variablen und Datensätzen. Spalte 6 schliesslich zeigt an, welche Datensätze und Variablen anderer Programmschritte vom jeweiligen Programmschritt benötigt werden.

ArcInfo-Modul	Programmschritt	Routinen	Generierte ...		Notwendige Input-Variablen und -Datensätze		
			...Variablen...	...und Datensätze			
ARC	Übergabe der Argumente				dhm, glacier zfl1850, glacierout		
	Voreinstellungen		GLID grid_auflösung				
	Testen der Benutzereingaben						
	Aufräumen	CLEANUP					
	Outputcoverage erzeugen mit Kolonnen für neue Parameter	ITEMS			glacierout	glacierout	
	Länge der ZFL an Outputcoverage joinen	ZFL			zfl zfl_vf zfl_dis	glacier, zfl1850 glacierout, GLID	
GRID	Gletscher- und ZFL-Coverage zu GRIDs konvertieren	POLYGRID			g_grid, glaciergrid glaciernmask zflgrid, zfl_vf_grid	glacier, GL-ID grid_auflösung zfl, zfl_vf	
	geomorphometrische Parameter und Objekte für das ganze Untersuchungsgebiet extrahieren	DHMFILL			flowdir sinks, dhmfil flowdirfill	dhm flowdir dhm	
				unit, openstat writestat, closestat	reclass, reclassup flowdirf_grad	flowdirf_up_g slope	flowdirfill dhm
		FELS			fels fels_mask fels_mask1	glaciernmask1 dif_felsgl felsogl_mask	slope glaciernmask
		STENSCHLAG			cell_flen, pathdis1 start_flen hordist hordist_pos pathdis2 start_hoe v_diff, v_diff_pos pa_gef, steinschlag	stein_mask, st fogl, stfogl, maske pathdis11 start_flen1 hordist1 hordist_pos1 pa_gef1 steinschlag1 stein_mask1	flowdirfill felsogl_mask flowdirf_grad dhmfll_int
	Laufvariable für Iteration setzen			gridmin, gridmax GL-ldmin GL-ldmax, GL-IDact			
	Test auf GLID-Lücken			GLIDact_exists	glacieract	GL-IDact, GL-IDmax Glaciergrid	
	geomorphometrische Parameter und Objekte für jeden einzelnen Gletscher	ELAHÖHE		glact_area ab_area, h_ela, cellcount, condition	glaciernoe glacieract_ab glacieract_ac	dhm glacieract GL-IDact	
		NEIGUNG		n_ab, zfl_ab, zflv zfl_vf_länge, zfl_länge, zflv_ms zflpart_ms neigung_wenzel	ab_meanslope zfl_meanslope zfl_vf_act zfl_act zflv_mslope	zflhoe zfl_part zfl_part_m zfl_part_ms zfl_mslope	glacieract_ab slope zflgrid, zfl_vf_grid GL-IDact
		FELSWANDHÖHE		h_min, h_max, h h_mean_gew steincount ratio, h_est_a ps_count peri_count ratio_p h_est_p	wshed_act stein_glac, pathdis3 steinslac_hoe fels_stgl_hoe gl_felsmaske gl_felsarea fels_reg, fels_region fels_regarea	fels_hoe felswand_hoem h_mean_gew glac_act, glac_shrin k, glperi_temp glac_peri glac_peri_st	flowdirfill stein_mask1 glacieract flowdirf_up_g dhmfll_int felsogl_mask dhmfll GL-IDact
		A		abs ab_stein acs ac_stein a	pathdis4 st_felsarea stglas_farea felsarea_ab felsarea_ac		felsogl_mask flowdirf_grad fels_regarea GL-IDact
		P_ELA		p_ela			H_ela, GL-IDact
		neue Parameter in Outputcoverage schreiben					glacierout GLID, GL-IDact h_ela, n_ab, nzfl_ab neigung_wenzel h_min, h_max h_mean_gew, p_ela h_est_a, h_est_p, a
	Aufräumen mit temporären Files der Iteration	ITERATIONS-CLEANUP					
Laufvariable der Iteration um 1 erhöhen				GL-IDact	GL-IDact		
ARC	Aufräumen mit temporären Files der Routine	CLEANUP					
	Variablen löschen						

Abb. 6.5 Architektur der AML-Routine.

Wie oben erwähnt enthält die AML im Header Angaben und Rahmenbedingungen zu den Inputdaten. Der Code selbst ist dokumentiert und beinhaltet einige Elemente zur Qualitätssicherung und Erhöhung der Anwenderfreundlichkeit:

- Testen der Vollständigkeit der Benutzereingaben.
- Testen der Existenz der Kolonne ‚GLID‘, die die Identifikationsnummer des Gletschers enthält.
- Definiertes Bailoutverfahren beim Auftreten eines Fehlers im Routinenablauf.
- Aufräumen von eventuellen Temporärfiles aus alten Routinedurchläufen.
- Gliederung der Automatisierung in einzelne Routinen zur besseren Übersicht, Fehlerbehandlung und Anpassung.
- Jede Routine erkennt das aktuelle ArcInfo-Modul und wechselt bei Bedarf ins richtige.
- Optimierung der Abarbeitung der einzelnen GletscherID’s in der Iteration durch Ermittlung der minimalen und maximalen ID-Nummer und Erkennung von Lücken in der Nummerierung.
- Löschen von temporär angelegten Files nach jeder Iteration, beim Auftreten von einem Error und am Ende des Programms.
- Löschen aller definierten Variablen am Ende des Programms.
- Sicherstellen, dass die eingegebenen ZFL1850 jeweils aus nur einem einzelnen Arc bestehen.
- Korrektur des DHM für hydrologische Berechnungen (Senken bis 2m füllen).
- Semantisch unsinnige Resultate und Modellierungsartefakte rausfiltern und von weiteren Berechnungen ausschliessen oder durch Maskensetzung verhindern (vgl. Kapitel 5.6 und Parameter.aml im Anhang B).
- Anwendung unterschiedlicher Berechnungsvarianten, je nachdem, ob die digitalisierte Input-ZFL über die Gletscherzunge läuft oder innerhalb des Gletschers endet.

6.5 Abhängigkeit der Parameter-Extraktion von der DHM-Qualität

Die Extraktion der Parameter und damit die indexierten Gletscher hängen stark von der Qualität der Inputdaten ab. Die einzelnen Methoden zur Parameter-Extraktion wurden in Kapitel 5 besprochen. Auf die Aufbereitung der Inputdaten wurde in Kapitel 6.2 eingegangen. Zur Beurteilung des Einflusses der automatisierten Parameter-Extraktion wurde die AML für den Gruben Süd mit zwei unterschiedlichen DHM laufen gelassen. Tab. 6.3 zeigt den Vergleich der Resultate für die Berechnungen mit dem DHM25_{LEVEL2} resp. dem DHM25_{KÄÄB}.

DHM	ID	Name	WENZEL_ID	F	I	P	α	h	a	log I _{es}
DHM25 _{KÄÄB}	82	Gruebu S	6700	1.34	2.70	1.50	10.51	1.54	0.50	0.32
DHM25 _{LEVEL2}	82	Gruebu S	6700	1.34	2.70	1.50	10.00	1.25	0.50	0.27

Tab. 6.3: Automatisch extrahierte Index-Parameter des Gruben Süd für unterschiedliche Input-DHM.

Durch die ähnlich gute Qualität der beiden DHM im Grubengebiet (vgl. Kapitel 6.2 und 4.3) treten erwartungsgemäss keine grossen Unterschiede in den berechneten Indexparametern auf:

- Gletscherfläche und –länge sind exakt gleich, da bei beiden AML-Durchläufen dieselben Vektordaten des Gruben Süd verwendet wurden.
- Der Niederschlag P wird aus der ELA-Bestimmung klassiert und ist somit abhängig von der Gletscherhypsographie. Damit hängt er ab von der Verteilung der Höhenwerte des DHM innerhalb des ganzen Gletscherpolygons. Eine Beeinflussung der Niederschlagsklassierung geschieht jedoch nur bei grossen DHM-Differenzen im Gletscherbereich.
- Der Parameter a hängt von der Steinschlagmodellierung ab und somit vorwiegend von der Extraktion der Felswände. Da er aber über ein Verhältnis der Anzahl Steinschlagzellen in Akkumulations- resp. Ablationsgebiet ermittelt wird, sind auch hier grosse DHM-Differenzen notwendig für eine Beeinflussung des Parameters.
- Damit sind die Neigung des Gletscherbaches α und die Felswandhöhe h am sensitivsten bezüglich DHM-Qualität.

Der Index des Gletschers verändert sich nur unwesentlich. Die Indexveränderung wird hier hauptsächlich durch den Unterschied in der Felswandhöhe verursacht.

Kapitel 7

Resultate

Die Tabelle mit den berechneten I_{es} -Parametern der 84 untersuchten Gletscher ist im Anhang A zu finden. Von den total 84 Gletschern sind die Parameter von 20 Gletschern nicht direkt vergleichbar, da sie anders unterteilt wurden oder WENZEL (1992) verschiedene Teilgletscher zusammengefasst hat (vgl. Kapitel 6.2).

7.1 Vergleich der Parameter und I_{es} -Werte der direkt vergleichbaren Gletscher

Für die 64 direkt vergleichbaren Gletscher wurde für jeden von mir extrahierten Parameter die Differenz zum Wert von WENZEL (1992) berechnet. Daraus wurden der Mittelwert der absoluten Differenzen \bar{x} und deren Standardabweichung s für jeden Parameter und den I_{es} -Index selbst berechnet:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |ZE_i - WE_i| \quad (7.1)$$

wobei ZE = Parameterwert von mir
 WE = Parameterwert von Wenzel

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (7.2)$$

Tab. 7.1 gibt eine Übersicht von Mittelwert und Standardabweichung für alle Parametervarianten und den I_{es} .

Parameter	Einheit	Beschreibung	x	s
F	km²	Gletscherfläche	0.07	0.19
l	km	Gletscherlänge	0.19	0.41
P	m/Jahr	Niederschlag	0.16	0.24
N _{ab}	°	Neigung, gemittelt über das Ablationsgebiet des Gletschers.	4.27	4.29
N _{zf}	°	Neigung, gemittelt über die ZFL im Ablationsgebiet des Gletschers	4.18	4.98
N_{we}	°	Neigung, gemittelt über die ZFL im Gletschervorfeld und entsprechende Strecke der ZFL im Gletscher	3.10	4.15
h _{min}	100 m	minimale Felswandhöhe	0.07	0.29
h _{max}	100 m	maximale Felswandhöhe	0.83	1.04
h _{mean}	100 m	mittlere Felswandhöhe	0.59	0.61
h _{estP}	100 m	mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, abgeschätzt über die Verteilung der Steinschlagzellen entlang des Gletscherrandes (vgl. Formel 5.6)	0.60	0.61
h _{estA}	100 m	mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, abgeschätzt über die Verteilung der Steinschlagzellen im ganzen Gletscher (vgl. Formel 5.7)	0.68	0.59
h _{estAP}	100 m	mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, gemittelt aus h _{estA} und h _{estP}	0.51	0.47
h _{we1}	100 m	Felswandhöhe nach Wenzel, gemittelt aus h _{min} , h _{max} und h _{estA}	0.45	0.43
h_{we2}	100 m	Felswandhöhe nach Wenzel, gemittelt aus h_{min}, h_{max}, h_{estP} und h_{estA} (vgl. Formel 5.8)	0.41	0.44
a	-	Parameter a	0.39	0.21
I _{es}	-	Erosions-/Sedimentationsindex	6.54	17.70

Tab.7.1: Mittelwert der absoluten Differenzen x und deren Standardabweichung s meiner Parameterwerte von den Werten von WENZEL (1992) für die 64 direkt vergleichbaren Gletscher.

Für die Berechnung der I_{es}-Werte wurden jeweils diejenige Parametervariante mit der kleinsten mittleren Abweichungen verwendet (in Tab. 7.1 durch fette Schreibweise gekennzeichnet).

Zu den Resultaten sind hier zusammenfassend noch folgende Punkte aus dem Vergleich der 64 direkt vergleichbaren Gletscher anzumerken:

Gletscherfläche F

Durch die Selektion der 64 direkt vergleichbaren Gletschern mit der Fläche als Kriterium weist dieser Parameter erwartungsgemäss die kleinste mittlere Differenz auf. 13 Gletscher weisen eine grössere Flächendifferenz als 0.05 km² auf. Darunter befinden sich elf der 13 Gletschern die zwar noch als direkt vergleichbar angesehen werden aber Bemerkungen bei der Flächenprüfung erhalten haben (vgl. Kapitel 6.2).

Gletscherlänge I

Die Gletscherlänge hängt natürlich stark mit der Fläche F zusammen – wo die Flächen nicht genau übereinstimmen, ist auch mit unterschiedlichen Gletscherlängen zu rechnen. Zum Teil ist es auch möglich, dass WENZEL (1992) eine andere Fließlinienwahl getroffen hat. Neun Gletscher weisen eine Längendifferenz von mehr als 300 m auf, darunter sieben mit Bemerkungen aus der Flächenprüfung.

Niederschlag P

Der Niederschlag P ist über die ELA-Bestimmung ebenfalls indirekt an die Gletscherfläche gekoppelt. 43 Gletschern wird derselbe Niederschlag zugewiesen, die restlichen 21 Gletscher haben eine Differenz von 0.5 m/Jahr. Bei keinem Gletscher tritt eine grössere Differenz auf.

Der Vergleich der ermittelten Niederschläge mit der Niederschlagskarte von SCHWARB et al. (2000) zeigt eine gute Übereinstimmung der Niederschlagscharakteristik (vgl. Abb. 5.20): 1.5 bis 2.5 m/Jahr auf der Westseite der Weissmieskette, 1.5 m/Jahr im Gebiet des Gornergletschers und deutlich weniger Niederschläge um 1 m/Jahr auf der Westseite der Mischabel-Kette. Auf der Ostseite der Dent Blanche-Gruppe zeigt meine Klassierung ein sehr gemischtes Bild und tendenziell etwas höhere Niederschlagsmengen als SCHWARB et al. (2000).

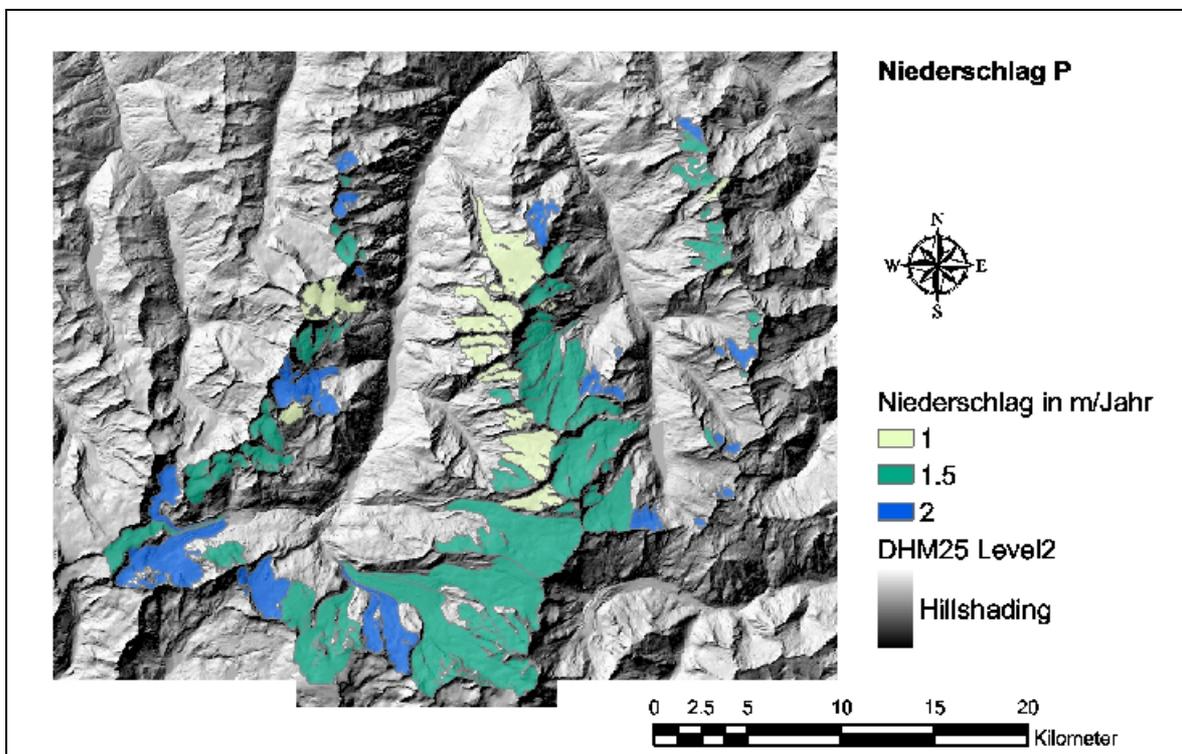


Abb. 7.1: Niederschlagsklassierte Gletscher im Untersuchungsgebiet (vgl. Kapitel 5.10). Die Farbgebung ist ungefähr auf die Farbgebung der Niederschlagskarte von SCHWARB et al. (2000) abgestimmt (vgl. Abb. 5.20). Verwendung des DHM25_{LEVEL2} mit freundlicher Genehmigung des Bundesamtes für Landestopographie.

Neigung des Gletscherbaches J

Von den 3 Varianten der Neigungsberechnung liefert die Mittelung der Neigung über die ZFL im 1850er-Vorfeld und dieselbe Strecke auf dem Gletscher die besten Resultate. 15 Gletscher weisen dabei eine Differenz von mehr als 4° auf.

Ein Vergleich der Länge der Gletschervorfelder von allen 84 Gletschern mit WENZEL (1992) zeigt, dass bei Gletschern mit Neigungsdifferenzen grösser als 7.95° Differenzen in der Länge des Gletschervorfeldes zwischen 350 m und 1'170 m vorliegen oder bei der Neigungsberechnung das Vorfeld nicht miteinbezogen wurde (zusammenfliessende Gletscher). Es gibt aber auch Gletscher mit grossen Vorfelddifferenzen, die gut übereinstimmende Neigungen aufweisen.

Grosse Neigungsdifferenzen wurden vereinzelt auch verursacht, wenn die digitalisierte ZFL nicht mit der Topographie im DHM übereinstimmt. So verläuft die ZFL bei einigen Gletscher zu nahe einer Seitenmoräne, was zu hohe Neigungswerte in die Berechnung mit einfließen lässt. Beim Arben West (GLID = 8) wird die ZFL vom Gletscherrand geschnitten, was zu zwei ZFL im Vorfeld führt. Dies kann einen entscheidenden Einfluss auf die Neigungsberechnung haben und sollte eigentlich bei der Datenaufbereitung korrigiert werden. Der Fehler in der digitalisierten ZFL wurde erst bei der Überprüfung der Resultate bemerkt. Er wurde nicht nachträglich korrigiert, da die automatisierte Neigungsberechnung über die ersten, zufälligerweise richtigen, ZFL-Teil im Vorfeld gemittelt wurde.

Felswandhöhe h

Die minimale Felswandhöhe h_{\min} stimmt bei 60 der 64 Gletscher überein. Bei den anderen vier Gletschern hat WENZEL (1992) minimale Felswände grösser 0 eingesetzt. Die h_{\min} ist in der von mir verwendeten Methode immer dann gleich 0, wenn die kleinste zusammenhängende Felswand aus nur einer Zelle besteht.

Die maximale Felswandhöhe h_{\max} weist bei acht Gletschern eine Differenz grösser 150 m auf. Von den Varianten zur Berechnung der geschätzten Felswandhöhe liefert h_{we2} die besten Resultate. H_{we2} berechnet sich aus h_{\min} , h_{\max} , h_{estA} und h_{estP} . Bei einer durchschnittlichen Abweichung von rund 40 Metern von den Werten von WENZEL (1992) weisen sieben Gletscher Differenzen grösser 75m auf.

Parameter a

Die Differenz beim Parameter a kann nur 0 oder 0.5 sein. Deshalb sind trotz kleinem Mittelwert und kleiner Standardabweichung 50 Gletscher anders klassiert. Alle diese Gletscher haben in meinen Berechnungen einen Parameter a von 0.5 – also Schuttlieferung hauptsächlich ins Akkumulationsgebiet.

I_{es}

Eine Differenz grösser 8 haben elf Gletscher. Davon haben fünf Bemerkungen bei der Flächenprüfung erhalten. Der Index hat verständlicherweise die grösste aller Abweichungen, da er aus den einzelnen Parametern berechnet wurde. Der berechnete Index ist bei 54 Gletschern kleiner als der entsprechende Index von WENZEL (1992). Durch den generell tieferen Index in dieser Arbeit weisen 12 Gletscher mehr einen Index kleiner 1 auf. Mit eine Rolle spielt hier sicherlich der Parameter a. Er beträgt bei zehn von diesen 12 Gletschern 0.5 im Gegensatz zum Wert 1.0 von WENZEL (1992). Die Karte mit den I_{es} -klassierten Gletschern ist im Anhang C zu finden.

7.2 Klassierung der direkt vergleichbaren Gletscher

Die 64 vergleichbaren Gletscher wurden nach dem Vorgehen von WENZEL (1992: 56f) in Fels-, Misch- und Sedimentbetten klassiert. Die I_{es} -Werte wurden logarithmiert und der Grösse nach sortiert. Die Klasse Felsbett (Bett 1) wurde gegenüber den anderen beiden Klassen abgegrenzt, indem ausgehend vom niedrigsten Wert die Indexwerte bis zu der Stelle, wo in der Klassierung der Originalbetten mehr Betten des Typs 2 und 3 auftreten als Bett 1, verfolgt wurden. Analog wurde für die zweite Klassengrenze verfahren. Die restlichen 20 Gletscher wurden anschliessend entsprechend ihrer I_{es} -Werte nachklassiert.

Vergleich mit den von WENZEL (1992) klassierten Gletschervorfeldern

Tab. 7.2 zeigt den Vergleich meiner Klassifikation der 64 direkt vergleichbaren Gletschern mit den Gletschervorfeldern. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, dass die Charakteristik des Gletscherbettes jener des Vorfeldes entspricht.

		Gletschervorfeld (WENZEL 1992)			Total
		1	2	3	
klassiertes Bett (ZEMP)	1	8	2	1	11
	2	7	10	5	22
	3	7	6	18	31
Total		22	18	24	64
korrekt klassiert in %		36.4	55.6	75.0	55.6
eine Klasse Differenz in %		31.8	44.4	20.8	32.4
zwei Klassen Differenz in %		31.8	0.0	4.2	12.0
Total in %					100.0

Tab. 7.2: Vergleich der klassierten Gletscher mit den Gletschervorfeldern nach WENZEL (1992).

Der Vergleich mit den Gletschervorfeldern zeigt, dass 55.6% der klassierten Gletscherbetten mit den durch WENZEL (1992) klassierten Vorfelder übereinstimmen. 32.4% sind um eine Klasse, 12.0% um zwei Klassen anders klassiert. Dabei fällt vor allem die Klasse der Felsbetten mit nur 36.4% Übereinstimmung auf.

WENZEL (1992: 57) kommt beim Vergleich seiner 91 analog ausgewerteten Gletschern mit den Gletschervorfelder auf 59.3% übereinstimmende Klassierungen.

Tab. 7.3 zeigt die Gletscher die beim Vorfeldvergleich eine 2-Klassendifferenz aufweisen – wo sich die Vorfeldklasse und meine Bettklassierung also klar widersprechen. WENZEL (1992) hat für diese Gletscher ebenfalls vom Vorfeld abweichende Klassierungen erhalten. Für den Hohlicht und den Hangende hat er eine 1-Klassendifferenz, für die restlichen sechs Gletscher ebenfalls eine 2-Klassendifferenz - also dasselbe Resultat wie meine Klassierung.

GLID	Gletschername	Vorfeld	We Bett	Ze Bett	F km ²	I km ²	P m/y	J °	h 100m	a
13	Hohlicht	3	2	1	6.06	4.43	2.00	17.39	3.50	0.50
52	Fall	1	3	3	0.30	0.98	1.00	32.88	1.00	0.50
62	Hangende	1	2	3	0.25	0.65	1.50	28.08	1.00	0.50
68	Nollen W	1	3	3	0.24	1.38	2.00	24.13	1.00	0.50
70	Augstkumme	1	3	3	0.10	0.47	1.50	23.71	0.75	0.50
71	Wysstal	1	3	3	0.21	0.55	2.00	23.87	1.00	0.50
72	Rotblatt 1	1	3	3	0.37	0.74	1.50	18.90	1.50	0.50
73	Rotblatt 2	1	3	3	0.45	0.77	1.50	19.11	0.50	0.50

Tab. 7.3: Gletscher bei denen sich meine Berechnungen und die klassierten Vorfelder von WENZEL (1992) widersprechen. In den Spalten sind die Vorfeldklasse, die Bettklassierung von WENZEL (1992), meine Bettklassierung und meine berechneten Parametern gezeigt.

Vergleich mit den Klassifikationsresultaten von WENZEL (1992)

Tab. 7.4 zeigt den Vergleich meiner Klassifikation der 64 direkt vergleichbaren Gletschern mit den Resultaten von WENZEL (1992). Dabei wird angenommen, dass die Klassifikation von WENZEL (1992) richtig war.

		klassiertes Bett (WENZEL 1992)			Total
		1	2	3	
klassiertes Bett (ZEMP)	1	10	1	0	11
	2	1	18	3	22
	3	0	4	27	31
Total		11	23	30	64

korrekt klassiert in %	90.9	78.3	90.0	86.4
eine Klasse Differenz in %	9.1	21.7	10.0	13.6
zwei Klassen Differenz in %	0.0	0.0	0.0	0.0
Total in %				100.0

Tab. 7.4: Vergleich der klassierten Gletscher mit der Klassifikation von WENZEL (1992).

Der Vergleich zeigt eine Übereinstimmung in 86.4% der 64 Gletscher. 13.6% wurden um eine Klasse anders klassiert. Zwei Klassen Differenz gab es nicht.

In den Tabellen 7.5 und 7.6 sind die Parameter der fehlklassierten Gletscher aufgeführt. Die von mir extrahierten Parameter der fehlklassierten Gletscher aus dem Vergleich mit der Klassifikation von WENZEL (1992) sind in Tab. 7.5 dargestellt.

GLID	Gletschername	Vorfeld	Ze Bett	Log I _{es}	F km ²	I km ²	P m/y	J °	h 100m	a
13	Hohlicht	3	1	-0.68	6.06	4.43	2.00	17.39	3.50	0.5
33	Unterer Stelli	3	2	0.20	1.15	2.06	2.00	17.03	2.25	0.5
41	Kin S	2	3	0.38	1.25	1.75	1.00	23.52	2.75	0.5
59	Chessjen	3	3	0.28	0.60	0.97	2.00	18.17	0.75	0.5
62	Hangende	1	3	0.76	0.25	0.65	1.50	28.08	1.00	0.5
63	Schwarzberg	1	2	-0.53	6.26	4.27	1.50	12.06	2.00	0.5
80	Fletschhorn	2	2	0.25	0.72	1.98	1.00	20.00	1.00	0.5
81	Gruebu N	2	2	0.08	0.57	1.20	1.50	38.89	1.75	0.5
84	Gamsa	3	3	0.31	0.91	1.81	2.00	16.88	1.00	1.0

Tab. 7.5: Meine Werte der nach der Klassifikation von WENZEL (1992) fehlklassierten Gletschern.

Tab. 7.6 zeigt die entsprechenden Parameter aus den analogen Berechnungen von WENZEL (1992).

GLID	Gletschername	Vorfeld	We Bett	Log I_{es}	F km ²	I km ²	P m/y	J °	h 100m	a
13	Hohlicht	3	2	0.17	6.07	4.50	1.50	10.39	4.00	1.0
33	Unterer Stelli	3	3	0.57	1.15	2.00	1.50	17.40	2.00	1.0
41	Kin S	2	2	0.21	1.37	2.30	1.50	23.23	2.00	1.0
59	Chessjen	3	2	0.16	0.61	0.90	2.00	17.44	0.50	0.5
62	Hangende	1	2	0.43	0.25	0.60	2.00	25.62	0.50	0.5
63	Schwarzberg	1	1	-0.38	6.20	4.30	1.50	11.26	2.50	0.5
80	Fletschhorn	2	3	1.07	0.99	2.80	1.00	11.99	2.75	1.0
81	Gruebu N	2	3	1.44	0.56	1.30	1.50	11.86	2.50	1.0
84	Gamsa	3	2	0.18	0.90	1.80	1.50	15.95	0.50	1.0

Tab. 7.6: Entsprechende Parameterwerte der fehlklassierten Gletschern aus der analogen Berechnung von WENZEL (1992)

Beim Hohlichtgletscher ist vor allem die Neigungsdifferenz von 7° markant, was die deutliche Verschiebung meiner Klassierung in den Bereich der Erosion erklärt. WENZEL (1992) meint zu seiner Fehlklassierung, dass der Parameter F mit einer Fläche über 6 km² den Index dominiert.

Der Kingletscher hat bei mir eine kleinere Fläche und eine kürzere Länge mit höheren Felswänden und wird deshalb statt zu den Mischbetten zu den Sedimentbetten eingeteilt.

Beim Hangende ist die Neigung von über 25° ein Grund, weshalb im Vorfeld praktisch kein Schutt zu finden ist. Die 50 m höhere Felswand und der tiefere Niederschlag bei meiner Parameterberechnung führen zur Sedimentklasse – der Gletscher liegt zudem nahe der Klassengrenze zu den Mischbetten.

Der Fletschhorngletscher weist die grössten Unterschiede auf. Das kommt daher, dass WENZEL (1992) beide Teilgletscher betrachtet hat und ich nur den oberen Gletscherteil.

Beim Gruben Nord ist die Klassierungsdifferenz der extremen Neigungsdifferenz von mehr als 27° zuzuschreiben! Hier ist aber nicht klar, wo WENZEL (1992) die Neigung berechnet hat, denn auch den Gruben Nord besteht aus zwei Teilen.

Gamsa-, Unterer Stelli-, Chessjen-, Schwarzberg- und Fletschhorn Gletscher sind alle nahe der Klassierungsgrenze.

7.3 Resultate der nicht direkt vergleichbaren Gletscher

GLID	Gletschername	Vorfeld	Ze Bett	Log I_{es}	F km ²	I km ²	P m/y	J °	h 100m	a
1	Schali 2	-	3	1.70	0.14	0.74	1.50	26.26	5.00	0.5
2	Felskinn	-	2	-0.24	1.33	2.07	2.00	17.58	1.00	0.5
4	Stockji	3	2	-0.29	3.89	8.07	1.50	8.87	2.50	0.5
5	Schoenbiel	3	2	-0.47	3.19	6.35	2.00	15.40	3.50	0.5
20	Findel	1	1	-1.29	16.20	8.42	1.50	12.88	2.00	0.5
23	Gorner	1	1	-1.20	16.18	10.44	1.50	8.44	1.50	0.5
24	Monte Rosa	1	1	-0.95	1.75	3.19	1.50	23.50	0.50	0.5
25	Grenz, Zwilling	1	1	-1.36	22.71	13.53	1.50	14.30	4.50	0.5
26	Schwaerze	1	1	-0.87	5.57	8.00	2.00	15.98	3.25	0.5
27	Breithorn	1	1	-0.67	2.39	3.25	2.00	19.33	1.25	0.5
28	Triftji, U.Theodul	1	1	-1.28	10.92	6.92	1.50	13.77	1.25	0.5
29	Oberer Theodul	2	1	-0.54	3.38	2.49	1.50	10.54	0.50	0.5
30	Furgg	3	2	-0.19	5.37	3.55	2.00	10.37	3.25	0.5
42	Weingarten N2	3	3	0.91	0.55	1.84	1.00	22.53	4.00	0.5
43	Weingarten N1	3	3	0.56	0.99	2.68	1.00	24.06	5.25	0.5
53	Fee 5	2	3	0.72	0.44	1.05	1.50	34.41	4.00	0.5
54	Fee 4	2	2	0.17	1.92	3.63	1.50	16.03	4.25	0.5
55	Fee 3	1	2	-0.12	3.52	4.99	1.50	17.91	6.50	0.5
56	Fee 2	1	1	-1.23	2.37	5.13	1.50	27.33	0.75	0.5
57	Fee 1	1	1	-1.60	7.48	5.26	1.50	26.95	1.00	0.5

Tab. 7.6: Resultate der Gletscher, die nicht direkt mit den Gletschern von WENZEL (1992) verglichen werden können.

Für den Schali 2 und den Felskinn gibt es keine Vorfeldklassierung. Die Abfolge der Betten der Feegletscher 1 bis 5 und des Felskinn macht Sinn. Durch die unbekannte Aufteilung durch WENZEL (1992) ist aber eine Vergleichbarkeit mit den Vorfeldern nicht ganz gesichert. Beim Breithorn- und dem Triftji/Unteren Theodulgletscher sind die Vorfelder nicht direkt vergleichbar. Bei den restlichen Gletschern stimmen zwar die Gletscherumrisse wohl nicht mit denen von WENZEL (1992) überein, aber die Vorfelder dürften vergleichbar sein. Beim Findel, Gorner, Monte Rosa, Grenz, Zwilling, Schwaerze, Weingarten N1 und N2 stimmen denn auch die Klassen überein. Stockji und Schoenbiel ergeben ein gemischtes Bett wie der dritte Teilgletscher – der Zmuttgletscher und somit dasselbe Klassifikationsresultat wie bei WENZEL (1992). Die Vorfelder vom Furgg und dem Oberen Theodul können auch dem Vorfeld zugewiesen werden, aber die Klassierung ist je eine Klasse zu tief.

Eine quantitative Qualitätsaussage macht hier wegen der fehlenden Vergleichbarkeit wenig Sinn. Die Resultate passen jedoch ins Bild der Ergebnisse der direkt vergleichbaren Gletscher.

Kapitel 8

Diskussion der Ergebnisse

8.1 Parameterextraktion

Die Extraktionsmethoden für die Indexparameter und mögliche alternative Verfahren wurden bereits im Kapitel 5 diskutiert. Zusammenfassend ist festzuhalten, dass:

- die Parameter Gletscherfläche, Gletscherlänge und Niederschlag gut bis sehr gut mit den Resultaten von WENZEL (1992) übereinstimmen.
- die Neigung der Parameter mit den grössten Differenzen ist, aber im allgemeinen trotzdem mit den Werten von WENZEL (1992) übereinstimmt.
- die Neigungsextraktion bei guter DHM- und ZFL-Qualität die differenzierteren Resultate liefert, als die Abschätzung aus Distanz und Höhe einiger Punkten der Landeskarte.
- die Methode zur Bestimmung des jährlichen Niederschlags sehr einfach ist und eine grobe Abschätzung zulässt. Eine Modellierung der Niederschlagsmengen im Hochgebirge ist komplex und mit grossen Unsicherheiten behaftet.
- sich bei der Felswandhöhe die Differenzen im Dekameterbereich bewegen - das ist ausreichend für den Index, der die Felswandhöhe in 100-Meter-Einheiten verwendet.
- der Parameter Felswandhöhe bei der Betrachtung von Teilgletscher nicht sehr geeignet ist: während die Gletscherfläche des Gesamtgletschers auf die Teilgletscher verteilt wird, kann die Felswandhöhe gleich bleiben – aus einem Gesamtgletscher mit Mischbett werden so plötzlich drei Teilgletscher mit Sedimentbett.
- die Felswandflächen die Schuttproduktion im Index besser repräsentiert. Im entsprechend angepassten Index wird die Felswandhöhe h durch die Felswandfläche F_F in km^2 ersetzt:

$$I_{\text{es}} = \frac{\text{Input}}{\text{Output}} = \frac{a F_F}{(P - b) F_{\text{GL}} J^k l} \quad (8.1)$$

- die Felswandfläche die notwendige Ausgangslage zur Quantifizierung der Schuttproduktion ist.
- dass die Methode zur Bestimmung des Parameters a weder in HAEBERLI (1986, 1996, 1999a) noch in WENZEL (1992) genau definiert ist. Ob dazu das Verhältnis der Steinschlagablagerung von Akkumulations- und Ablationsgebiet, die Ablagerung von Schutt im Ablationsgebiet allein oder der Bergschrund am besten geeignet ist, kann nicht abschliessend festgehalten werden.
- WENZEL (1992: 34f) den Parameter a vermutlich nur dann auf 0.5 gesetzt hat, wenn der Schutt ausschliesslich ins Akkumulationsgebiet fiel. Eine klare Entscheidungsgrundlage wurde nicht angegeben.
- die Verwendung der ELA als Entscheidungsgrundlage zur Bestimmung des Parameters a zu überprüfen ist.
- der einfache PATHDISTANCE-Ansatz zur Modellierung des Steinschlages für den I_{es} ausreichend ist – für eine Steinschlagmodellierung per se jedoch noch verbessert werden müsste.

8.2 Automatisierung der Parameter-Extraktion

Die AML-Routine ist so programmiert, dass sie auch durch einen Benutzer eingesetzt werden kann, der nichts von AML und den Methoden zur Parameterextraktion versteht. Einige der möglichen Fehler in den Inputdaten werden durch die beschriebenen Rahmenbedingungen im AML-Header oder durch die Routine selbst abgedeckt (vgl. Kapitel 6.2 und 6.4). Artefakte oder qualitativ schlechte Inputdaten können aber immer zu unvorhergesehenen Fehlern führen. Deshalb ist eine saubere Aufbereitung und Qualitätskontrolle der Inputdaten notwendig. Die Parameter für den I_{es} werden automatisch extrahiert, der Index selbst wird aber absichtlich nicht berechnet. Eine Plausibilitätsprüfung der Parameterwerte vor der Indexberechnung ist meines Erachtens eine Notwendigkeit.

Die Programmierung mit AML und ArcInfo 8.1 ist nicht zwingend. Einzelne, ähnliche Methoden wurden z.B. von BRÄNDLI oder PAUL auch schon mit C++ oder FORTRAN automatisiert (vgl. Kapitel 5.6, resp. 5.8).

8.3 Gletscherklassifikation

Der Vergleich der nach dem I_{es} klassierten Gletschern mit den Gletschervorfeldern zeigt eine grobe Übereinstimmung der drei Klassen Sediment-, Misch- und Felsbett. Mit rund 55 % korrekt klassierten Gletschern bewegen sich meine Resultate im Bereich der Erfahrungen von WENZEL (1992: 57). Auffallend bei den acht Gletschern, wo die Vorfeldklassifikation im Widerspruch zu meiner Bettklassierung stehen (vgl. Tab. 7.3), sind die Flächenwerte: sieben Gletscher haben eine Fläche kleiner 0.4 km^2 , der Hohlicht eine grosse Fläche von über 6 km^2 . Möglicherweise ist hier die starke Korrelation des I_{es} mit dem Parameter Fläche eine Fehlerquelle. Das heisst, dass der Index sehr kleinen Gletschern vorschnell zu den Sedimentbetten klassiert und umgekehrt sehr grossen Gletschern vorschnell zu den Felsbetten. Diese Vermutung wurde bereits von WENZEL (1992: 52) durch seine Korrelationsanalyse geäussert.

Die Verifikation der indexklassierten Gletscher über das Vorfeld bleibt aufgrund folgender Punkte problematisch:

- Die Vorfeldcharakteristik muss nicht zwingend dem Typ der Gletscherbetten entsprechen (vgl. Kapitel 2.5 und 7.2).
- Die Klassierung der Gletschervorfelder an sich ist nicht eindeutig, da sehr viele Mischformen vorkommen und nicht ganz klar ist, ob die Seitenmoränen einbezogen wurden oder nicht.
- WENZEL (1992: 42-43) hat für die Klassifikation der Vorfelder nur für drei Gletscher direkte Messungen, die eine Aussage über die Bettcharakteristik zulassen. Für die anderen Gletscher stützt er sich auf die Auswertung in Stereoluftbildern und Feldbegehungen mit Korngrössenanalysen für sieben Gletscher.

Eine grobe Trennung der Felsbetten von den Sedimentbetten kann anhand des I_{es} vorgenommen werden. Abb. 8.1 zeigt die grobe Trennung der Fels- von den Sedimentbetten durch die Linie gleichen Input/Outputs.

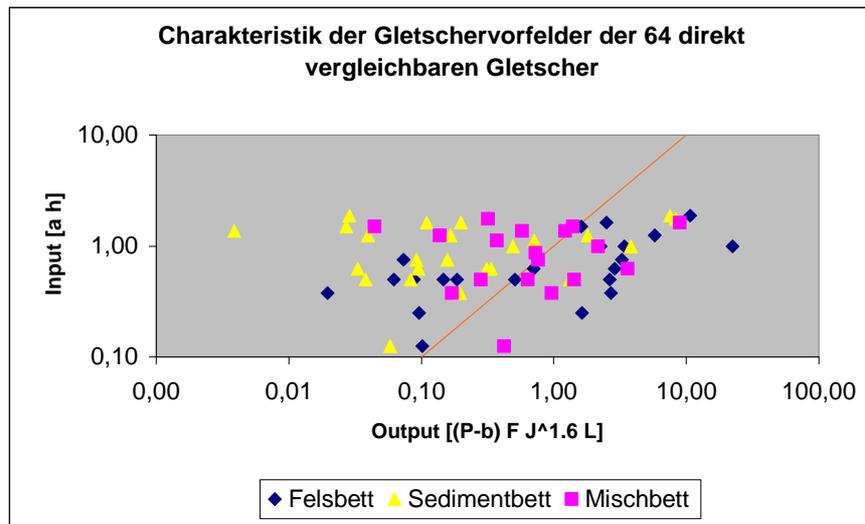


Abb. 8.1: Vergleich der berechneten Input- und Outputwerte mit den nach WENZEL (1992) klassierten Vorfeldern. Orange ist die Linie gekennzeichnet, wo der Input dem Output entspricht. Zu beachten ist die logarithmische Skala.

Demgegenüber zeigt die Abb. 8.2 die gute Übereinstimmung der klassierten Gletscher mit den Klassifikationen von WENZEL (1992). Wenn man in Betracht zieht, dass dies das Resultat einer automatisierten, nicht-überwachten Parameterextraktion aus Höhenwerten, den Gletscherumrissen und den Zentralen Fließlinien ist, würde ich sogar von einer sehr guten Übereinstimmung sprechen. Der Erosions-/Sedimentationsindex wurde als Faustregel entwickelt und eignet sich didaktisch hervorragend, zur Erklärung der beobachteten Sedimentbilanz im Feld. Dabei fließt bei der Bestimmung der Parameter oft viel Expertenwissen mit in den I_{es} ein. Die Resultate der Umsetzung des Index in einem GIS-basierten Ansatz, zeigen das Potential, das in den Modellierungen mit qualitativ guten Geländemodellen liegt.

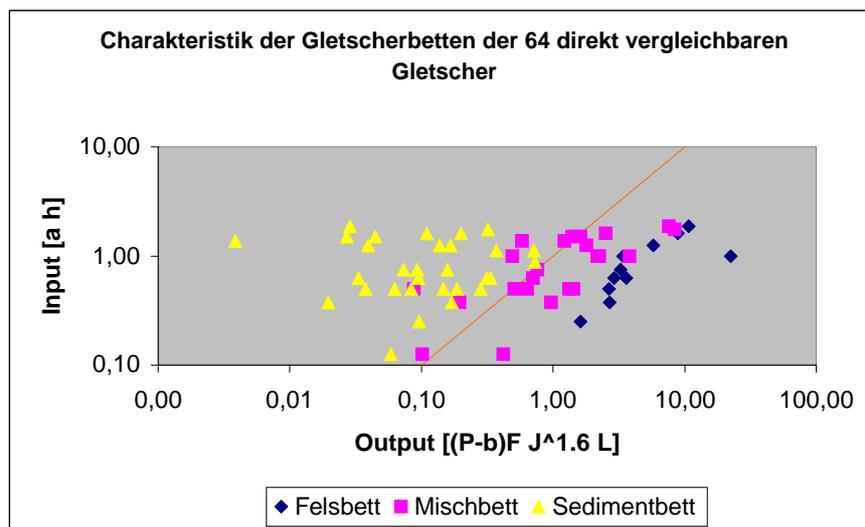


Abb. 8.2: Vergleich der berechneten Input- und Outputwerte mit der analogen Gletscherklassierung von WENZEL (1992). Orange ist die Linie gekennzeichnet, wo der Input dem Output entspricht. Zu beachten ist die logarithmische Skala.

Abb. 8.1 zeigt, dass mit dem I_{es} die reale Gletscherbettcharakteristik nicht gletschergenau prognostiziert werden kann. Abb. 8.2 hingegen zeigt, dass die Methode des Index erfolgreich in einem GIS-basierten Ansatz umgesetzt und automatisiert werden konnte.

Kapitel 9

Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Methode des Erosions-/Sedimentationsindex von HAEBERLI (1986) konnte mit einem GIS-basierten Ansatz umgesetzt werden. Methoden zur Extraktion der für den Index notwendigen Parameter aus einem DHM wurden entwickelt und in einer AML-Routine erfolgreich automatisiert.

Die Auswertung der Resultate und der Vergleich mit den Klassifikationen von WENZEL (1992) führt zu folgenden Schlüssen:

- ⇒ Durch die Verwendung von GIS und DHM liesse sich der Parameter h leicht durch die Felswandfläche ersetzen. Diese ist repräsentativer für die Schuttproduktion und eignet sich besser bei der Betrachtung von Teilgletschern.
- ⇒ Der I_{es} eignet sich für eine grobe Abschätzung der glazialen Sedimentbilanz.
- ⇒ Für eine gletschergenaue Treffsicherheit sind vor allem die schuttliefernden Prozesse zu wenig gut bekannt und allein durch die Felswandhöhe nur unscharf im Index abgebildet.
- ⇒ Die Verifikation der Gletscherbettcharakteristik über die Gletschervorfelder bleibt problematisch. Einerseits muss die Charakteristik des Gletschervorfeldes nicht mit der des Gletscherbettes übereinstimmen, andererseits ist für eine gute Vergleichsgrundlage eine klare Methode zur Klassierung des Schuttanteiles des Vorfeldes notwendig.
- ⇒ Die notwendigen Parameter für den I_{es} lassen sich gut aus dem Geländemodell extrahieren und zeigen das Potential der GIS-basierten Modellierungen mit digitalen Höhenmodellen in der Geomorphodynamik.
- ⇒ Die Automatisierung der Parameter-Extraktion optimiert den Arbeitsaufwand bei einer Wiederverwendung und bildet die Basis für einen anwendungsorientierten Einsatz des I_{es} – zum Beispiel bei einer Inventarerfassung der glazialen Sedimentbilanz.

Ich sehe ein grosses Potential für anwendungsorientierte, GIS-basierte Modellierungen in der Geomorphodynamik und zur Früherkennung von Naturgefahren im Hochgebirge. Dabei dürfte vor allem die Kombination von DHM-Analysen mit Photogrammetrie und Fernerkundung sehr erfolversprechend sein.

Mögliche Ansätze für eine Weiterentwicklung der in dieser Arbeit vorgestellten Techniken und Resultate kann ich mir in folgenden Bereichen vorstellen:

- ⇒ Überprüfung des I_{es} und der Verifikation über die Gletschervorfelder anhand Gletschern mit eindeutigen Fels- oder Sedimentbetten.
- ⇒ Studie zur Sensitivität und Fehlerfortpflanzung des I_{es} .
- ⇒ Festlegung der minimalen Qualitätsanforderungen an das DHM. Falls z. B. die Qualität der DHM generiert aus den beiden along-track stereo Kanälen von ASTER (LILLESAND et al. 1994: 514) ausreichend ist, kann die automatisierte Parameterextraktion weltweit mit minimalem Kostenaufwand durchgeführt werden.
- ⇒ Der I_{es} kann ein erster Schritt bei der Suche nach zukünftig potentiell gefährlichen Sedimentvorkommen unter Gletschern sein.

- ⇒ Verbesserungen im Bereich der automatischen Klassierungen der Gletscherumrisse aus Luft- oder Satellitenbildern bieten sich für Gebiete mit weniger optimalen Datenlagen an. PAUL et al. (in press) vergleicht im Rahmen des Projektes *Glacier Land Ice Measurement from Space* (GLIMS) verschiedene Fernerkundungsmethoden zur Klassifikation von Gletschern.
- ⇒ Die Bestimmung der Steinschlagzonen aus den Felswänden kann dabei möglicherweise eine zusätzliche Hilfe zur problematischen Detektion von schuttbedeckten Gletschern sein – z.B. in einem neuronalen Klassifikationsansatz.
- ⇒ Die Felswandklassifikation über die Hangneigung kann durch die Kombination mit Fernerkundungsinformation noch verbessert werden. Damit wird ebenfalls in den Talgebieten eine hohe Übereinstimmung mit den Felssignaturen der Karten der Landestopographie erreicht.
- ⇒ Die Fläche der schuttliefernden Felswände und die Abweichung der erwarteten Resultate von der effektiven glazialen Sedimentbilanz lassen möglicherweise Rückschlüsse auf die periglaziale Schuttproduktion zu. Dabei ist eine Auswertung von fehlklassierten Gletschern nach den Charakteristiken ihrer schuttliefernden Felswände (Geologie, Verwitterungsgrad, Permafrost...) interessant.

Eine Modellierung ersetzt nicht die Feldbegehung und Beurteilung durch einen Experten. Aber sie kann eine automatische Voranalyse über grosse Gebiete durchführen, die den Experten auf die kritischen Zonen oder Schlüsselstellen hinweist. Zum Beispiel zeigt beim Fall des Weingartensee die vorgestellte Modellierung deutlich die Tendenz des Gletschers zur Sedimentation. Welcher der anderen Gletscher mit Sediment- oder Mischbetten potentiell gefährlich ist lässt sich aus der Modellierung allein noch nicht festlegen.

Literaturverzeichnis

- ANDRE, M-F. (1997): *Holocene rockwall retreat in svalbard : a triple-rate evolution*. In: Earth surface processes and landforms, Vol. 22, 423 – 440.
- BERNHARD, L., WEIBEL, R. (1999): *Modelling snowmelt using a digital terrain model and GIS-based techniques*. In: GIS for earth surface systems: analysis and modelling of the natural environment, Stuttgart, S. 25 - 46.
- BOULTON, G.S. (1974): *Processes and patterns of glacial erosion*. In: Glacial geomorphology. COATES, D.R., edit. 1974, p. 41 – 87. Binghamton, New York.
- BOULTON, G.S. (1978): *Boulder shapes and grain-size distribution of debris as indicator of transport paths through a glacier and till genesis*. Sedimentology, 25, p. 773 – 799.
- BOULTON, G.S. (1979): *Processes of glacier erosion on different substrata*. Journal of Glaciology, Vol. 23, No. 89, p. 15 – 38.
- BOULTON, G.S. (1982): *Subglacial processes and the development of glacial bedforms*. Research in glacial, glacio-fluvial and glacio lacustrine systems, Proc. 6th Guelph Symposium on Geomorphology, 1980, Geo Books, Norwich, p. 1 – 31.
- BOULTON, G.S. (1996): *Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation*. Journal of Glaciology, Vol. 42, No. 140, 1996.
- BUMANN, P. und MANZ, H. (o. J.): *Zermatt - Arbeitsblätter für die Geographie*, 7. Bundesamt für Landestopographie, Bern.
- BURROUGH, P.A. (1986): *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. Oxford University Press, New York, p. 50.
- BRAUN, K., SAURER, H. (1999): *GIS and mesoscale models as tools used within the problem of regionalisation of precipitation*. In: DIKAU et al. (1999), S. 25 – 46.
- CHRISMAN, N.R. (1984): *The role of quality information in the long term functioning of geographic information system*. Cartographica, 21(2), S. 79 – 87.
- COLLINS, D. N. (1979a): *Sediment concentration in melt waters as an indicator of erosion processes beneath an alpine glacier*. Journal of Glaciology, Vol. 23, No. 89, 247 – 257.
- COLLINS, D. N. (1979b): *Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 23, No. 89, p. 347 – 362.
- COLLINS, D. N. (1981): *Seasonal variation of solute concentration in meltwaters draining from an alpine glacier*. Annals of Glaciology, 2, p. 11 – 16.
- COLLINS, D. N. (1988): *Suspended sediment and solute delivery to meltwaters beneath an alpine glacier*. In: Schnee, Eis und Wasser alpinen Gletscher (= Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 94, S. 147 – 161), Zürich.
- DIKAU, R. (1994): *Computergestützte Geomorphographie und ihre Anwendung in der Regionalisierung des Reliefs*. Peterm. Geogr. Mitteilungen, 138, S. 99 – 114.

- DIKAU, R. (1996): *Geomorphologische Reliefklassifikation und –analyse*. Heidelberger Geographische Arbeiten, 104, S. 15 – 36.
- DIKAU, R., SAURER, H. (1999): *GIS for earth surface systems: analysis and modelling of the natural environment*. Stuttgart.
- DREWRY, D. (1986): *Glacial geologic processes*. Ed. Arnold, London.
- EBNER, H., HOFMANN-WELLENHOF, B., REISS, P., STEIDLER, F. (1980): *HIFI – Ein neues Minicomputer-Programmsystem für Höheninterpolation mit finiten Elementen*. Zeitschrift für Vermessungswesen, S. 215-225.
- EBNER, H. and REINHARDT, W. (1984): *Progressive sampling and DTM interpolation by finite elements*. Bildvermessung und Luftbildwesen, 52, S. 172-178.
- ESRI (1992a): *Cell-based Modelling with GRID - Analysis, display and management*. ArcInfo User's Guide 6.0. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1992b): *Managing Tabular Data – Design, construction, and management of feature attribute databases*. ArcInfo User's Guide 6.0. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1993): *ARC Macro Language - Developing ARC/INFO menus and macros with AML*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1994a): *ARC Commands. Arc/Info Version 7*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1994b): *GRID Commands. Arc/Info Version 7*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1996a): *ArcView GIS - The Geographic Information System for Everyone*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1996b): *ArcView Spatial Analyst - Advanced Spatial Analysis Using Raster and Vector Data*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1997): *Understandig GIS - The ARC/INFO Method*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- ESRI (1999): *Extending ArcView GIS - Network Analyst, Spatial Analyst, 3D-Analyst*. ESRI Press, Redlands, CA USA.
- FRAUENFELDER, R. (1997): *Permafrostuntersuchung mit GIS – Eine Studie im Fletschhorngebiet*. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Zürich.
- GERBER, W. (1994): *Beurteilung des Prozesses Steinschlag*. Schweiz. Forstl. Arbeitsgruppe Naturgefahren (FAN), Kursunterlagen Herbstkurs vom 20. – 22. Oktober 1994, Poschiavo.
- GILGEN, J. (1998): *Felsdarstellungen in den Landeskarten der Schweiz*. In: Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, Band 11, Hochgebirgskartographie, Silvretta '98, High Mountain Cartography, Institut für Geographie der UNI Wien.
- GUTERMANN, T., JOSS, U., WALKER, A., BADER, S. (1995): *Klimatologie I*. Vorlesungsskript Geographisches Institut der Universität Zürich.
- GREENLEE D. D. (1987): *Raster and Vector Processing for Scanned Linework, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. Vol. 53, No. 10, pp. 1383-1387.
- HAEBERLI, W. and FISCH, W. (1984): *Electrical Resistivity Soundings of Glacier Beds: A Test Study on Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps*. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 106, p. 373 – 376.
- HAEBERLI, W. (1986): *Factors influencing the distribution of rocky and sedimentary glacier beds. In: Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena*. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 90, S. 48f. Zürich.
- HAEBERLI, W. (1996): *On the morphodynamics of ice/debris-transport systems in cold mountain areas*. Norsk geogr. Tidsskr. Vol. 50, S. 3 – 9, Oslo.

- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., FISCHER, U., VONDER MÜHLL, D. (1997a): *Grundzüge der Glaziologie - Gletscher und Permafrost*. Vorlesungsskript, Geographisches Institut der UNI Zürich.
- HAEBERLI, W., KÄÄB, A. (1997b): *Angewandte Glaziologie*. Vorlesungsskript, Geographisches Institut der UNI Zürich.
- HAEBERLI, W. (1999a): *Glaziale und Periglaziale Geomorphodynamik*. Vorlesungsskript, Geographisches Institut der Universität Zürich.
- HAEBERLI, W., KÄÄB, A., HOELZLE, M., BÖSCH, H., FUNK, M., VONDER MÜHLL, D., KELLER, F. (1999b): *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge*. Schlussbericht NFP31, vdf Hochschulverlag ETH Zürich.
- HALLET, B. (1981a): *Glacial abrasion and sliding: Their dependence on the debris concentration in basal ice*. *Annals of Glaciology*, No. 2, p. 23 – 28.
- HALLET, B. (1981b): *A theoretical model of glacial abrasion*. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, p. 39 – 50.
- JENSON S. K. and J. O. DOMINGUE (1988): *Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. Vol. 54, No. 11, November 1988, pp. 1593-1600.
- JONES, C.B. (1997): *Geographical Information Systems and Computer Cartography*. Addison Wesley Longman, Singapore.
- KÄÄB, A. (1996): *Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge*. VAW Mitteilungen 145, vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- KÄÄB, A. (2000): *Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic ice-flow model: a 20 year time series on Grubengletscher, Swiss Alps*. *Annals of Glaciology*, 31.
- KÄÄB, A., PAUL, F., MAISCH, M., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (submitted): *The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: II. First results*. *Annals of Glaciology*, 34.
- KERSCHNER, H. (1985): *Quantitative palaeoclimatic influences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria*. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, S. 363 – 369.
- KUBAT, O. (1972): *Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung*. *Alpenkundliche Studien 10* der Universität Innsbruck.
- KUROWSKI, L. (1891): *Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe*. In: Penck's Geographische Abhandlungen, Bd. V, Heft 1.
- LABHART, T. P. (1995): *Geologie der Schweiz*. 3. überarbeitete Auflage, Ott Verlag, Thun.
- LESER, H., HAAS, H.-D., MOSIMANN, T., PAESLER, R., HUBER-FRÖHLI, J. (1998): *Diercke Wörterbuch Allgemeine Geographie*. 10. Auflage, dtv, München.
- LICHTENECKER, N. (1936): *Die gegenwärtige und eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen*. *Verhdlg. der III. Int. Quartär-Konferenz in Wien*.
- LIEBIG, W. (1999): *Desktop-GIS mit ArcView GIS: Leitfaden für Anwender*. 2. Auflage, Wichmannverlag, Heidelberg.
- LILLESAND, T. M., KIEFER, R. W. (1994): *Remote sensing and image interpretation*. 3rd edition, Wiley.
- LÜTSCHG, O. (1926): *Beobachtungen über das Verhalten des vorstrassenden Allalingsletschers im Wallis*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 14, 257 – 265.
- MAIDMENT, D., DJOKIC, D. (2000): *Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems*. ESRI Press, Redlands, CA USA.

- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J., BENZ, C. (1999a): *Die Gletscher der Schweizer Alpen, Gletscherhochstand 1850 – Aktuelle Vergletscherung – Gletscherschwund-Szenarien*. NFP31 Schlussbericht, vdf, Zürich.
- MAISCH, M., HAEBERLI, W., HOELZLE, M., WENZEL, J. (1999b): *Occurrence of rocky and sedimentary glacier beds in the Swiss Alps as estimated from glacier-inventory data*. *Annals of Glaciology* 28.
- MARK, D. M. 1988. *Network Models in Geomorphology, Modelling in Geomorphological Systems*. John Wiley.
- MITCHELL, A. (1999): *The ESRI Guide to GIS Analysis - Volume 1: Geographic Patterns & Relationships*. ESRI Press. Redlands, CA USA.
- MÜLLER, F., CALFISCH, T., MÜLLER, G. (1976): *Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar*. Geographisches Institut ETH Zürich, Publ. Nr. 57.
- NOETZLI, J. und ZEMP, M. (unveröffentlicht): *Projekt Steinschlag*. Übungen GIS 2 WS 99/00, Geographisches Institut der Universität Zürich.
- PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T., HAEBERLI, W. (in press): *The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: I. Methods*. *Annals of Glaciology*, 34.
- PAUL, F. (in prep): *Schweizer Gletscherinventar 2000: Fusion von Fernerkundung und GIS*. Dissertation, Geographisches Institut der Universität Zürich.
- PHILIP, G.M. AND WATSON, D.F. (1982): *A Precise Method for Determining Contoured Surfaces*. *Australian Petroleum Exploration Association Journal* 22: 205-212.
- PRICE, R. J. (1973): *Glacial and fluvio-glacial landforms*. *Geomorphology Text* 5, Edingburgh.
- QUERVAIN, A. de (1919): *Über die Wirkungen eines vorstossenden Gletschers*. *Vjschr. Naturforschende Gesellschaft Zürich*, 64, 336 – 349.
- ROBIN, G. de Q. (1976): *Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point ?* *Journal of Glaciology*, Vol. 16, p. 183 – 196.
- RÖTHLISBERGER, H. and IKEN, A. (1981): *Plucking as an effect of water pressure variations at the glacier bed*. *Annals of Glaciology*, No. 2, p. 57 – 62.
- SCHEUER, J. (1992): *Quantifizierung des Gletscherschwundes seit der kleinen Eiszeit im südlichen Wallis*. Diplomarbeit. Universität Trier.
- SCHINDLER, C., CUENOD, Y., EISENLOHR, T. und JORIS, C.-L. (1993): *Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) - ein atypischer Bergsturz in Raten*. In: *Eclogae Geologicae Helveticae* 86/3, S. 643 - 665, Birkhäuser, Basel.
- SCHMIDT, J., DIKAU, R. (1999): *Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models – semantics, methods, future needs, in GIS for earth surface systems: analysis and modelling of the natural environment*. Stuttgart, S. 153 – 173.
- SCHWARB, M., FREI, C., SCHÄR, C. and DALY, C. (2000): *Mean annual precipitation throughout the European Alps 1971 – 1990*. *Hydrological Atlas of Switzerland*, Plate 2.6.
- STRAHLER, A. N. (1957): *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. 8, Number 6, pp. 913-920.
- SUGDEN, D. E. and JOHN, B. S. (1976): *Glaciers and Landscape. A geomorphological approach*. London.
- TARBOTON D. G., R. L. BRAS, I. RODRIGUEZ-ITURBE (1991): *On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data*. *Hydrological Processes*, Vol. 5, 81-100.
- WATSON, D.F. AND PHILIP, G.M. (1985): *A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation*. *Geo-Processing* 2: 315 – 327.

WENZEL, J. (1992): *Erosion und Sedimentation von Gebirgsgletschern*. Diplomarbeit, Universität Trier.

ZEILER, M. (1999): *Modeling Our World - The ESRI Guide to Geodatabase Design*. ESRI Press. Redlands, CA USA.

ZIMMERMANN, M., MANI, P., GAMMA, P. (1997): *Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz*. Schlussbericht NFP31, vdf Hochschulverlag ETH Zürich.

Anhang A

Tabellen

Tabelle A1: Vergleichbarkeit der untersuchten Gletscher1973 mit den Gletschern von WENZEL (1992)

GLID	NAME	ID WENZEL	Vergleichbarkeit	Fläche nach WENZEL (1992) [km ²]	Fläche Gletscher1973 [km ²]	Differenz F _{WE} – F _{GL73} [km ²]
1	Schali 2	-	nicht direkt (1)	-	0.14	-
2	Felskinn	-	nicht direkt (1)	-	1.33	-
3	Tiefmatt, Zmutt	101	direkt (2)	8.81	9.78	0.97
4	Stockji	102	nicht direkt (3)	4.91	3.89	-1.02
5	Schoenbiel	103	nicht direkt (3)	3.54	3.19	-0.35
6	Matterhorn	200	direkt	2.22	2.25	0.03
7	Hohwaeng	300	direkt	2.51	2.54	0.03
8	Arben W	400	direkt	1.28	1.29	0.01
9	Arben E	500	direkt	0.47	0.48	0.01
10	Gabelhorn	600	direkt	2.16	2.15	-0.01
11	Trift	700	direkt	2.40	2.46	0.06
12	Rothorn	800	direkt	1.06	1.07	0.01
13	Hohlicht	900	direkt (4)	6.07	6.06	-0.01
14	Schali 1	1000	direkt (4)	2.03	2.00	-0.03
15	Schali 3	1100	direkt	0.52	0.54	0.02
16	Schmal	1200	direkt	0.18	0.18	0.00
17	Bis	1300	direkt	4.79	4.81	0.02
18	Ross	1400	direkt	0.20	0.20	0.00
19	Holz	1500	direkt	0.16	0.17	0.01
20	Findel	1600	nicht direkt (3)	19.09	16.20	-2.89
21	Adler	1601	direkt	3.58	2.42	-1.16
22	Triftji	1700	direkt	1.66	1.67	0.01
23	Gorner	1800	nicht direkt (3)	58.42	16.18	-42.24
24	Monte Rosa	1801	nicht direkt (3)	3.04	1.75	-1.29
25	Grenz, Zwillingss	1802	nicht direkt (3)	22.08	22.71	0.63
26	Schwaerze	1804	nicht direkt (3)	5.09	5.57	0.48
27	Breithorn	1805	nicht direkt (3)	3.02	2.39	-0.63
28	Theodul	1806	nicht direkt (3)	10.59	10.92	0.33
29	Oberer Theodul	1900	nicht direkt (3)	5.53	3.38	-2.15
30	Furgg	2000	nicht direkt (3)	4.91	5.37	0.46
31	Abberg	2100	direkt	1.42	1.42	0.00
32	Schoelli	2200	direkt	0.32	0.33	0.01
33	Unterer Stelli	2300	direkt	1.15	1.15	0.00
34	Oberer Stelli	2400	direkt	0.27	0.27	0.00
35	Jung	2500	direkt	0.99	0.99	0.00
36	Ried	2600	direkt	8.26	8.31	0.05
37	Duerren	2700	direkt	0.20	0.15	-0.05
38	Hohberg	2800	direkt	3.56	3.45	-0.11
39	Festi	2900	direkt	2.15	2.17	0.02
40	Kin N	3000	direkt	1.44	1.42	-0.02
41	Kin S	3100	direkt (6)	1.37	1.25	-0.12
42	Weingarten N2	3200	nicht direkt (3)	1.55	0.55	-1.00
43	Weingarten N1	3200	nicht direkt (3)	1.55	0.99	-0.56
44	Weingarten S	3300	direkt (6)	0.86	0.78	-0.08
45	Alphubel	3400	direkt	1.24	1.19	-0.05
46	Mellich	3500	direkt	5.32	5.32	0.00
47	Laengflue	3600	direkt	2.21	2.20	-0.01

GLID	NAME	ID WENZEL	Vergleichbarkeit	Fläche nach WENZEL (1992) [km ²]	Fläche Gletscher1973 [km ²]	Differenz F _{WE} – F _{GL73} [km ²]
48	Faerich	3700	direkt	0.18	0.05	-0.13
49	Balfrin	3800	direkt	2.25	2.25	0.00
50	Bider	3900	direkt	1.35	1.33	-0.02
51	Hohbalm	4000	direkt	1.96	1.97	0.01
52	Fall	4100	direkt	0.32	0.30	-0.02
53	Fee 5	4200	nicht direkt (3)	-	0.44	-
54	Fee 4	4200	nicht direkt (3)	-	1.92	-
55	Fee 3	4200	nicht direkt (3)	-	3.52	-
56	Fee 2	4200	nicht direkt (3)	-	2.37	-
57	Fee 1	4200	nicht direkt (3)	-	7.48	-
58	Ritz	4300	direkt	0.16	0.16	0.00
59	Chessjen	4400	direkt	0.61	0.60	-0.01
60	Hohlaub	4500	direkt	2.39	2.39	0.00
61	Allalin	4600	direkt	9.94	9.98	0.04
62	Hangende	4700	direkt	0.25	0.25	0.00
63	Schwarzberg	4800	direkt (2)	6.20	6.26	0.06
64	Seewjinen	4900	direkt	1.82	1.81	-0.01
65	Taelliboden	5000	direkt	0.26	0.27	0.01
66	Ofental	5100	direkt	0.40	0.41	0.01
67	Nollen E	5200	direkt (7)	0.24	0.38	0.14
68	Nollen W	5300	direkt (7)	0.38	0.24	-0.14
69	Furggen	5400	direkt	0.44	0.44	0.00
70	Augstkumme	5500	direkt	0.10	0.10	0.00
71	Wysstal	5600	direkt	0.21	0.21	0.00
72	Rotblatt 1	5700	direkt	0.37	0.37	0.00
73	Rotblatt 2	5800	direkt	0.45	0.45	0.00
74	Rotblatt 3	5900	direkt	1.25	1.22	-0.03
75	Rottal	6000	direkt (3)	0.38	0.20	-0.18
76	Maelliga	6100	direkt	0.55	0.55	0.00
77	Trift	6200	direkt	2.13	2.16	0.03
78	Hohlaub	6300	direkt	0.58	0.57	-0.01
79	Lagginhorn	6400	direkt (3)	0.40	0.24	-0.16
80	Fletschhorn	6500	direkt (3)	0.99	0.72	-0.27
81	Gruebu N	6600	direkt	0.56	0.57	0.01
82	Gruebu S	6700	direkt	1.32	1.34	0.02
83	Mattwald	6800	direkt	1.07	1.08	0.01
84	Gamsa	6900	direkt	0.90	0.91	0.01

- (1) Gletscher wurde durch WENZEL (1992) nicht beurteilt.
- (2) Teilgletscher wurden nachdigitalisiert, um eine mit WENZEL (1992) vergleichbare Aufteilung zu erhalten.
- (3) Es liegt eine andere Unterteilung der Teilgletscher vor oder es wurden andere Gletschergrenzen verwendet.
- (4) Teilgletscher aus Gletscher1973 wurden zu einem Gletscher zusammengefasst.
- (5) WENZEL (1992) hat den Gletscherumriss aus der Landeskarte 1982.
- (6) In Gletscher1973 ist ein Teil des Gletschers separat digitalisiert und wurde hier nicht zum Gletscher gezählt.
- (7) Nollen E der Gletscher1973 wird bei WENZEL (1992) als Nollen W bezeichnet, der Nollen W als Nollen E. Für diese Arbeit wurde dies korrigiert.

Grau hervorgehoben sind die 20 nicht direkt vergleichbaren Gletscher.

Tabelle A2: Parameter und I_{es} von WENZEL (1992)

GLID	NAME	F [km ²]	l [km]	P [m/y]	J [°]	a	h [100m]	h _{min} [100m]	h _{max} [100m]	h _{est} [100m]	I _{es}
1	Schali 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	Felskinn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	Tiefmatt, Zmutt	8.81	8	2	5.63	1	5.25	0	13	4	1.52
4	Stockji	4.91	8	2	5.36	0.5	2	0	6	1	0.56
5	Schoenbiel	3.54	6.6	1.5	5.63	1	4	0	10	3	4.65
6	Matterhorn	2.22	2	1.5	30.26	1	4	0	10	3	1.42
7	Hohwaeng	2.51	2.7	1.5	25.25	1	1.5	0	4	1	0.49
8	Arben W	1.28	1.7	1.5	22.07	0.5	1.75	0	4	1.5	1.14
9	Arben E	0.47	0.8	1.5	24.44	1	3.25	0	7	3	20.35
10	Gabelhorn	2.16	3	1.5	14.97	1	1.5	0	4	1	1.27
11	Trift	2.4	3	1.5	18.6	1	2	0	4	2	1.06
12	Rothorn	1.06	1.5	1	23.96	0.5	1	0	2	1	1.15
13	Hohlicht	6.07	4.5	1.5	10.39	1	4	0	11	2.5	1.47
14	Schali 1	2.03	2	1.5	31.59	1	3.75	0	7	4	1.34
15	Schali 3	0.52	0.14	1.5	24.62	1	1.25	0	3	1	39.89
16	Schmal	0.18	1	1.5	36.38	1	1	0	2.5	1	6.04
17	Bis	4.79	3.8	1.5	30.96	1	3	0	8	2	0.25
18	Ross	0.2	0.8	2	27.41	1	3.25	0	7	3	29.04
19	Holz	0.16	0.4	2	31.48	1	2	0	4	2	34.25
20	Findel	19.09	9.3	1	7.94	0.5	1.5	0	6	0.2	0.10
21	Adler	3.58	6.8	1	7.94	1	1.75	0	5	1	1.68
22	Triftji	1.66	1.4	1.5	18.57	1	1	0	2.5	0.5	1.64
23	Gorner	58.42	14.1	1.5	7.87	1	2.5	0	8	1	0.05
24	Monte Rosa	3.04	4.3	1	17.56	0.5	0.5	0	1	0	0.12
25	Grenz, Zwillings	22.08	14.1	1.5	7.87	-	-	0	8	-	-
26	Schwaerze	5.09	8	1.5	7.87	0.5	2	0	6	1	0.39
27	Breithorn	3.02	6.4	2	7.87	0.5	1.5	0	4	1	0.46
28	Triftji, Unterer Theodul	10.59	8.6	-	9.91	1	-	0	-	-	-
29	Oberer Theodul	5.53	3.2	1.5	11.67	0.5	0.5	0	2	0.2	0.12
30	Furgg	4.91	3.5	1.5	9.8	1	3.75	0	11	2	2.42
31	Abberg	1.42	2.2	1.5	23.79	1	1.25	0	4	0.5	0.99
32	Schoelli	0.32	1.1	1.5	19.18	1	1	0	2	1	10.26
33	Unterer Stelli	1.15	2	1.5	17.4	1	2	0	4	2	3.71
34	Oberer Stelli	0.27	0.8	2	8.97	1	1.5	0	2.5	1.5	66.59
35	Jung	0.99	1.2	2	15.26	1	1	0	2.5	1	3.36
36	Ried	8.26	6.3	1.5	17.56	1	2.75	0	7	2	0.22
37	Duerren	0.2	0.6	1.5	23.5	1	3.5	0	6	4	73.71
38	Hohberg	3.56	4.6	1	29.9	1	2.25	0	7	1	0.33
39	Festi	2.15	3.2	1.5	32.26	1	1.5	0	4	1	0.30
40	Kin N	1.44	3.1	1	24.95	1	3.25	0	7	3	2.48
41	Kin S	1.37	2.3	1.5	23.23	1	2	0	5	1.5	1.64
42	Weingarten N2	1.55	2.7	1	20.85	1	3.75	0	9	3	4.20
43	Weingarten N1	1.55	2.7	1	20.85	1	3.75	0	9	3	4.20
44	Weingarten S	0.86	1.7	1	13.19	1	3	0	6	3	20.91
45	Alphubel	1.24	1.9	1	15.95	1	3	0	6.5	3	9.45
46	Mellich	5.32	3.4	1	19.96	0.5	1.25	0	3	1	0.17
47	Laengflue	2.21	2.4	1.5	19.65	1	1	0	2.5	0.5	0.65
48	Faerich	0.18	0.7	2	6.56	1	3	1.5	4	3	378.99
49	Balfrin	2.25	2.6	1.5	24.62	1	0.75	0	2	0.5	0.30
50	Bider	1.35	2.4	1.5	28.67	0.5	2	0	6	1	0.54
51	Hohbalm	1.96	3.2	1	22.67	1	2.5	0	6	2	1.61
52	Fall	0.32	1	1	35.54	1	1.25	0	3	1	6.69
53	Fee 5	-	-	1.5	-	1	-	-	-	-	-
54	Fee 4	-	-	1.5	-	1	-	-	-	-	-
55	Fee 3	-	-	1.5	-	1	-	-	-	-	-
56	Fee 2	-	-	1.5	-	1	-	-	-	-	-
57	Fee 1	-	-	1.5	-	0.5	-	-	-	-	-
58	Ritz	0.16	0.7	2	23.81	1	0.75	0	2	0.5	12.40

GLID NAME	F [km ²]	I [km]	P [m/y]	J [°]	a	h [100m]	h _{min} [100m]	h _{max} [100m]	h _{est} [100m]	I _{es}	
59	Chessjen	0.61	0.9	2	17.44	0.5	0.5	0	2	0.2	1.45
60	Hohlaub	2.39	3.8	1.5	18.77	1	0.75	0	2	0.5	0.31
61	Allalin	9.94	6.5	1.5	18.24	1	2	0	6.5	1	0.12
62	Hangende	0.25	0.6	2	25.62	0.5	0.5	0	1.5	0.5	2.70
63	Schwarzberg	6.2	4.3	1.5	11.26	0.5	2.5	0	7.5	1.5	0.41
64	Seewjinen	1.82	2	2	21.75	0.5	0.5	0	1	0.2	0.15
65	Taelliboden	0.26	0.8	2	15.04	1	0.5	0	1	0.2	9.84
66	Ofental	0.4	0.9	1.5	19.49	1	0.75	0	2	0.5	7.32
67	Nollen E	0.24	1	1.5	22.78	0.5	0.25	0	0.5	0.2	1.39
68	Nollen W	0.38	0.5	2	26.19	1	1	0.5	2	1	8.19
69	Furggen	0.44	0.8	1.5	14.83	1	1.5	0	4	1	23.82
70	Augstkumme	0.1	0.5	1.5	22.83	1	0.25	0	0.5	0.2	13.31
71	Wysstal	0.21	0.7	2	22.38	1	1	0	2	1	14.07
72	Rotblatt 1	0.37	0.8	1.5	22.38	0.5	1.5	0	2.5	1.5	6.99
73	Rotblatt 2	0.45	0.8	1.5	15.61	0.5	1	0	2	1	7.12
74	Rotblatt 3	1.25	2	1.5	14.45	1	1	0	2.5	0.5	2.33
75	Rottal	0.38	0.8	1	9.65	1	3.5	1.5	5	4	196.03
76	Maelliga	0.55	1.5	1	21.25	1	1	0	2	1	5.49
77	Trift	2.13	2.9	1.5	17.53	1	2	0	4.5	1.5	1.36
78	Hohlaub	0.58	1	1.5	18.08	1	1.5	0	3.5	1.5	10.34
79	Lagginhorn	0.4	0.9	1	21.19	1	3.5	1	5.5	3.5	44.28
80	Fletschhorn	0.99	2.8	1	11.99	1	2.75	0	6	2.5	11.84
81	Gruebu N	0.56	1.3	1.5	11.86	1	2.5	0	5	2.5	27.81
82	Gruebu S	1.32	2.8	1	8.88	1	1.75	0	4	1.5	9.23
83	Mattwald	1.07	1.9	1	12.95	0.5	0.25	0	1	0	0.65
84	Gamsa	0.9	1.8	1.5	15.95	1	0.5	0	2	0.2	1.53

F Gletscherfläche

I Gletscherlänge

P Niederschlag (ordinal)

J Neigung des Gletscherbaches

a Parameter a

h mittlere Felswandhöhe

h_{min} minimale Felswandhöhe

h_{max} maximale Felswandhöhe

h_{est} mittlere, geschätzte Felswandhöhe (auf Gletscherrand verteilt)

I_{es} ist der Erosions-/Sedimentationsindex berechnet aus den Parametern F, I, P, J, a, h_{min}, h_{max} und h_{est}. Alle Werte wurden von WENZEL (1992) mit analogen Mitteln abgeschätzt oder aus dem Gletscherinventar von MÜLLER et al. (1976) entnommen.

Grau hervorgehoben sind die 20 nicht direkt vergleichbaren Gletscher (vgl. Tabelle A1).

Tabelle A3: Parameter der 84 untersuchten Gletscher

GLID	NAME	F	I	P	N _{ab}	N _{zf}	N _{we}	a	h _{min}	h _{max}	h _{mean}	h _{estA}	h _{estP}	h _{estAP}	h _{we1}	h _{we2}
		[km ²]	[km]	[m/y]	[°]	[°]	[°]		[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]
1	Schali 2	0.14	0.74	1.5	25.3	24.6	26.3	0.5	0	8	5	6	6	6.0	5.0	5.0
2	Felskinn	1.33	2.07	2.0	16.1	15.0	17.6	0.5	0	3	2	0	1	0.5	0.8	1.0
3	Tiefmatt, Zmutt	9.78	8.05	2.0	12.7	8.9	8.5	0.5	0	10	4	2	3	2.5	3.5	3.8
4	Stockji	3.89	8.07	1.5	16.0	6.0	8.9	0.5	0	8	5	1	1	1.0	2.5	2.5
5	Schoenbiel	3.19	6.35	2.0	12.4	9.9	15.4	0.5	0	10	5	1	3	2.0	3.0	3.5
6	Matterhorn	2.25	1.99	1.5	30.9	28.9	22.3	0.5	0	7	3	2	3	2.5	2.8	3.0
7	Hohwaeng	2.54	2.74	1.5	22.8	21.0	25.8	0.5	0	4	2	0	2	1.0	1.0	1.5
8	Arben W	1.29	1.60	1.5	27.0	23.9	21.6	0.5	0	3	2	1	1	1.0	1.3	1.3
9	Arben E	0.48	0.85	1.5	32.6	29.5	24.0	0.5	0	6	3	2	2	2.0	2.5	2.5
10	Gabelhorn	2.15	3.02	1.5	19.0	15.7	19.1	0.5	0	6	3	1	3	2.0	2.0	2.5
11	Trift	2.46	2.99	1.5	23.6	28.3	19.8	0.5	0	5	2	1	2	1.5	1.8	2.0
12	Rothorn	1.07	1.40	1.0	28.7	28.2	27.0	0.5	0	3	1	0	1	0.5	0.8	1.0
13	Hohlicht	6.06	4.43	2.0	21.3	20.7	17.4	0.5	0	10	4	1	3	2.0	3.0	3.5
14	Schali 1	2.00	1.87	1.5	31.1	36.4	31.1	0.5	0	7	4	2	4	3.0	2.8	3.3
15	Schali 3	0.54	1.42	1.5	20.7	19.4	24.1	0.5	0	8	4	2	4	3.0	3.0	3.5
16	Schmal	0.18	0.97	1.5	36.0	35.5	33.9	1.0	0	3	1	1	1	1.0	1.3	1.3
17	Bis	4.81	4.01	1.0	31.5	30.7	34.7	0.5	0	9	4	2	4	3.0	3.3	3.8
18	Ross	0.20	0.77	2.0	21.6	21.6	27.5	0.5	0	7	4	2	4	3.0	2.8	3.3
19	Holz	0.17	0.40	1.5	28.2	29.6	28.8	0.5	0	4	2	3	3	3.0	2.5	2.5
20	Findel	16.20	8.42	1.5	11.9	8.3	12.9	0.5	0	7	3	0	1	0.5	1.8	2.0
21	Adler	2.42	3.76	1.0	18.0	17.2	na	0.5	0	9	4	1	2	1.5	2.8	3.0
22	Triftji	1.67	1.10	1.5	23.7	23.0	27.3	0.5	0	2	1	0	1	0.5	0.5	0.8
23	Gorner	16.18	10.44	1.5	11.5	8.4	na	0.5	0	5	3	0	1	0.5	1.3	1.5
24	Monte Rosa	1.75	3.19	1.5	20.1	23.5	na	0.5	0	2	1	0	0	0.0	0.5	0.5
25	Grenz, Zwillings	22.71	13.53	1.5	10.1	8.7	14.3	0.5	0	14	4	1	3	2.0	4.0	4.5
26	Schwaerze	5.57	8.00	2.0	15.7	15.1	16.0	0.5	0	10	5	1	2	1.5	3.0	3.3
27	Breithorn	2.39	3.25	2.0	20.1	19.3	na	0.5	0	3	1	1	1	1.0	1.3	1.3
28	Triftji, Unterer															
28	Theodul	10.92	6.92	1.5	16.0	13.8	na	0.5	0	4	1	0	1	0.5	1.0	1.3
29	Oberer Theodul	3.38	2.49	1.5	11.9	8.8	10.5	0.5	0	2	1	0	0	0.0	0.5	0.5
30	Furgg	5.37	3.55	2.0	11.5	10.1	10.4	0.5	0	10	3	1	2	1.5	3.0	3.3
31	Abberg	1.42	2.11	1.5	20.0	24.0	18.2	0.5	0	4	2	1	1	1.0	1.5	1.5
32	Schoelli	0.33	1.05	1.5	18.8	18.6	19.1	0.5	0	3	2	1	1	1.0	1.3	1.3
33	Unterer Stelli	1.15	2.06	2.0	14.8	15.1	17.0	0.5	0	6	3	1	2	1.5	2.0	2.3
34	Oberer Stelli	0.27	0.79	1.5	16.1	14.4	13.6	0.5	0	3	2	1	1	1.0	1.3	1.3
35	Jung	0.99	1.07	2.0	16.6	13.9	16.8	0.5	0	3	2	1	1	1.0	1.3	1.3
36	Ried	8.31	6.37	1.0	22.1	20.0	18.1	0.5	0	9	4	1	3	2.0	2.8	3.3
37	Duerren	0.15	0.56	1.0	26.1	24.3	26.2	0.5	0	5	4	3	4	3.5	2.8	3.0
38	Hohberg	3.45	4.29	1.0	24.0	22.3	29.1	0.5	0	6	3	1	3	2.0	2.0	2.5
39	Festi	2.17	3.07	1.0	24.1	24.1	30.7	0.5	0	3	1	1	1	1.0	1.3	1.3
40	Kin N	1.42	2.86	1.0	25.5	24.2	25.3	0.5	0	7	3	1	3	2.0	2.3	2.8
41	Kin S	1.25	1.75	1.0	25.4	24.5	23.5	0.5	0	6	3	2	3	2.5	2.5	2.8
42	Weingarten N2	0.55	1.84	1.0	21.9	20.8	22.5	0.5	0	8	5	3	5	4.0	3.5	4.0
43	Weingarten N1	0.99	2.68	1.0	23.1	22.5	24.1	0.5	0	11	7	4	6	5.0	4.8	5.3
44	Weingarten S	0.78	1.77	1.5	19.9	16.0	13.1	0.5	0	6	4	3	4	3.5	3.0	3.3
45	Alphubel	1.19	1.65	1.0	21.8	20.4	19.4	0.5	0	6	3	1	2	1.5	2.0	2.3
46	Mellich	5.32	2.59	1.0	18.7	20.4	19.6	0.5	0	3	2	0	1	0.5	0.8	1.0
47	Laengflue	2.20	2.46	1.5	21.1	19.3	18.7	0.5	0	3	1	0	1	0.5	0.8	1.0
48	Faerich	0.05	0.23	2.0	24.0	18.4	18.1	0.5	0	4	3	3	4	3.5	2.5	2.8
49	Balfrin	2.25	2.59	2.0	23.2	24.4	25.6	0.5	0	3	1	1	1	1.0	1.3	1.3
50	Bider	1.33	2.18	1.5	26.5	27.7	33.5	0.5	0	5	3	1	2	1.5	1.8	2.0
51	Hohbalm	1.97	3.17	1.5	28.8	32.7	29.6	0.5	0	5	2	1	2	1.5	1.8	2.0
52	Fall	0.30	0.98	1.0	34.0	32.0	32.9	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
53	Fee 5	0.44	1.05	1.5	35.5	35.0	34.4	0.5	0	7	4	4	5	4.5	3.8	4.0
54	Fee 4	1.92	3.63	1.5	30.9	25.3	16.0	0.5	0	9	5	3	5	4.0	3.8	4.3
55	Fee 3	3.52	4.99	1.5	28.1	20.6	17.9	0.5	0	17	9	3	6	4.5	5.8	6.5
56	Fee 2	2.37	5.13	1.5	19.3	19.2	27.3	0.5	0	2	1	0	1	0.5	0.5	0.8
57	Fee 1	7.48	5.26	1.5	20.5	20.5	27.0	0.5	0	4	2	0	0	0.0	1.0	1.0
58	Ritz	0.16	0.47	2.0	23.0	22.4	22.8	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0

GLID	NAME	F	I	P	N _{ab}	N _{zf}	N _{we}	a	h _{min}	h _{max}	h _{mean}	h _{estA}	h _{estP}	h _{estAP}	h _{we1}	h _{we2}
		[km ²]	[km]	[m/y]	[°]	[°]	[°]		[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]	[100m]
59	Chessjen	0.60	0.97	2.0	15.2	12.3	18.2	0.5	0	2	1	0	1	0.5	0.5	0.8
60	Hohlaub	2.39	3.70	1.5	14.1	15.9	20.2	0.5	0	2	1	0	1	0.5	0.5	0.8
61	Allalin	9.98	6.53	1.5	16.1	15.5	21.6	0.5	0	6	3	0	2	1.0	1.5	2.0
62	Hangende	0.25	0.65	1.5	28.0	31.9	28.1	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
63	Schwarzberg	6.26	4.27	1.5	8.7	8.5	12.1	0.5	0	7	3	0	1	0.5	1.8	2.0
64	Seewjinen	1.81	2.02	2.0	22.0	22.4	21.4	0.5	0	2	1	0	0	0.0	0.5	0.5
65	Taelliboden	0.27	0.77	2.0	17.0	14.7	16.4	0.5	0	1	0	0	0	0.0	0.3	0.3
66	Ofental	0.41	0.90	2.0	17.8	16.2	14.4	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
67	Nollen E	0.38	0.52	1.5	25.7	23.9	27.1	0.5	0	1	1	0	0	0.0	0.3	0.3
68	Nollen W	0.24	1.38	2.0	26.9	25.4	24.1	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
69	Furggen	0.44	0.67	2.0	16.1	14.5	17.5	0.5	0	4	2	1	1	1.0	1.5	1.5
70	Augstkumme	0.10	0.47	1.5	28.3	24.9	23.7	0.5	0	1	1	1	1	1.0	0.8	0.8
71	Wysstal	0.21	0.55	2.0	23.3	22.3	23.9	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
72	Rotblatt 1	0.37	0.74	1.5	21.9	19.2	18.9	0.5	0	3	1	1	2	1.5	1.3	1.5
73	Rotblatt 2	0.45	0.77	1.5	19.5	17.3	19.1	0.5	0	2	1	0	0	0.0	0.5	0.5
74	Rotblatt 3	1.22	2.01	2.0	17.4	14.5	15.5	0.5	0	3	1	0	1	0.5	0.8	1.0
75	Rottal	0.20	0.59	1.0	33.2	32.7	22.8	0.5	0	5	4	5	5	5.0	3.8	3.8
76	Maelliga	0.55	1.53	1.5	18.6	15.8	16.0	0.5	0	2	1	0	1	0.5	0.5	0.8
77	Trift	2.16	2.75	1.5	20.6	19.8	16.9	0.5	0	3	1	0	1	0.5	0.8	1.0
78	Hohlaub	0.57	0.92	1.5	22.2	21.5	20.0	0.5	0	3	2	1	2	1.5	1.3	1.5
79	Lagginhorn	0.24	0.56	1.5	22.7	22.5	21.1	0.5	0	6	4	2	4	3.0	2.5	3.0
80	Fletschhorn	0.72	1.98	1.0	27.4	27.5	20.0	0.5	0	2	1	1	1	1.0	1.0	1.0
81	Gruebu N	0.57	1.20	1.5	25.1	38.8	38.9	0.5	0	4	2	1	2	1.5	1.5	1.8
82	Gruebu S	1.34	2.70	1.5	12.2	12.8	10.0	0.5	0	3	2	1	1	1.0	1.3	1.3
83	Mattwald	1.08	1.78	1.5	17.4	19.7	16.7	0.5	0	1	0	0	0	0.0	0.3	0.3
84	Gamsa	0.91	1.81	2.0	20.2	20.9	16.9	1.0	0	3	2	0	1	0.5	0.8	1.0

- F Gletscherfläche
- I Gletscherlänge
- P Niederschlag
- N_{ab} Neigung, gemittelt über das Ablationsgebiet des Gletschers
- N_{zf} Neigung, gemittelt über die ZFL im Ablationsgebiet des Gletschers
- N_{we} Neigung, gemittelt über die ZFL im Gletschervorfeld und die entsprechende Strecke der ZFL im Gletscher
- a Parameter a
- h_{min} minimale Felswandhöhe
- h_{max} maximale Felswandhöhe
- h_{mean} mittlere Felswandhöhe
- h_{estA} mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, abgeschätzt über die Verteilung der Steinschlagzellen im ganzen Gletscher
- h_{estP} mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, abgeschätzt über die Verteilung der Steinschlagzellen in den Gletscherrandpixeln
- h_{estAP} mittlere Felswandhöhe der virtuell um den Gletscher verteilten Felswände, gemittelt aus h_{estA} und h_{estP}
- h_{we1} Felswandhöhe nach WENZEL (1992), gemittelt aus h_{min}, h_{max} und h_{estA} (vgl. Formel...)
- h_{we2} Felswandhöhe nach WENZEL (1992), gemittelt aus h_{min}, h_{max}, h_{estA} und h_{estP} (vgl. Formel...)

Grau hervorgehoben sind die 20 nicht direkt vergleichbaren Gletscher (vgl. Tabelle A1).

Alle Werte wurden automatisiert mit der Parameter.aml extrahiert.

Tabelle A4: Log I_{es} , Bettklassierung und Vorfeldcharakteristik der 64 direkt vergleichbaren Gletscher

GLID	NAME	Log I_{es}	Bettklasse	Log I_{es}	Bettklasse	Vorfeld
		Parameter.aml	Parameter.aml	WENZEL (1992)	WENZEL (1992)	WENZEL (1992)
3	Tiefmatt, Zmutt	-0.61	2	0.18	2	3
6	Matterhorn	-0.03	2	0.15	2	1
7	Hohwaeng	-0.64	1	-0.31	1	1
8	Arben W	-0.05	2	0.06	2	1
9	Arben E	0.87	3	1.31	3	3
10	Gabelhorn	-0.16	2	0.10	2	3
11	Trift	-0.33	2	0.02	2	2
12	Rothorn	-0.01	2	0.06	2	1
13	Hohlicht	-0.68	1	0.17	2	3
14	Schali 1	-0.19	2	0.13	2	1
15	Schali 3	0.74	3	0.60	3	2
16	Schmal	0.96	3	0.78	3	2
17	Bis	-0.76	1	-0.60	1	1
18	Ross	1.17	3	1.46	3	3
19	Holz	1.50	3	1.53	3	3
21	Adler	0.03	2	0.23	2	2
22	Triftji	-0.41	2	0.22	2	2
31	Abberg	-0.01	2	0.00	2	2
32	Schoelli	0.82	3	1.01	3	3
33	Unterer Stelli	0.20	2	0.57	3	3
34	Oberer Stelli	1.28	3	1.82	3	3
35	Jung	0.30	3	0.53	3	3
36	Ried	-0.74	1	-0.65	1	2
37	Duerren	1.74	3	1.87	3	3
38	Hohberg	-0.67	1	-0.48	1	1
39	Festi	-0.67	1	-0.52	1	1
40	Kin N	0.05	2	0.39	2	2
41	Kin S	0.38	3	0.21	2	2
44	Weingarten S	0.91	3	1.32	3	3
45	Alphubel	0.48	3	0.98	3	2
46	Mellich	-0.72	1	-0.76	1	1
47	Laengflue	-0.46	2	-0.19	2	2
48	Faerich	2.55	3	2.58	3	3
49	Balfrin	-0.76	1	-0.53	1	2
50	Bider	-0.35	2	-0.27	2	1
51	Hohbalm	-0.58	2	0.21	2	3
52	Fall	0.53	3	0.83	3	1
58	Ritz	1.12	3	1.09	3	3
59	Chessjen	0.28	3	0.16	2	3
60	Hohlaub	-0.85	1	-0.51	1	1
61	Allalin	-1.35	1	-0.91	1	1
62	Hangende	0.76	3	0.43	2	1
63	Schwarzberg	-0.53	2	-0.38	1	1
64	Seewjinen	-0.81	1	-0.83	1	1
65	Taelliboden	0.33	3	0.99	3	3
66	Ofental	0.78	3	0.86	3	3
67	Nollen E	0.09	2	0.14	2	1
68	Nollen W	0.43	3	0.91	3	1
69	Furggen	0.91	3	1.38	3	3
70	Augstkumme	1.28	3	1.12	3	1
71	Wysstal	0.90	3	1.15	3	1
72	Rotblatt 1	1.01	3	0.84	3	1
73	Rotblatt 2	0.42	3	0.85	3	1
74	Rotblatt 3	-0.10	2	0.37	2	2
75	Rottal	1.81	3	2.29	3	3
76	Maelliga	0.34	3	0.74	3	2
77	Trift	-0.42	2	0.13	2	3
78	Hohlaub	0.68	3	1.01	3	3
79	Lagginhorn	1.53	3	1.65	3	2

GLID NAME		Log I_{es}	Bettklasse	Log I_{es}	Bettklasse	Vorfeld
		mit Parameter.aml	mit Parameter.aml	WENZEL (1992)	WENZEL (1992)	WENZEL (1992)
80	Fletschhorn	0.25	2	1.07	3	2
81	Gruebu N	0.08	2	1.44	3	2
82	Gruebu S	0.27	3	0.97	3	3
83	Mattwald	-0.53	2	-0.19	2	2
84	Gamsa	0.31	3	0.18	2	3

Die Log I_{es} wurden aus den Indexparametern gemäss Tab. 7.1 berechnet, die Bettklassierung gemäss Kapitel 7.5. Bei den Bettklassen und der Vorfeldcharakteristik ist 1 = Felsbett, 2 = Mischbett und 3 = Sedimentbett.

Anhang B

Parameter.aml

```
/* =====  
/*  
/* ESRI Geoinformatik AG  
/* AML Name: PARAMETER.AML  
/* USAGE: &RUN parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl> <glacierout>  
/* Author: Michael Zemp  
/* Datum: 22.08.2001  
/* Datum der letzten Änderung: 10.01.2002  
/*  
/* Kurzbeschreibung: AML berechnet alle notwendigen les-Parameter  
/*  
/* Input: <dhm> - DigitalesHöhenModell (GRID) mit 25m-Auflösung  
/* <glacier> - Gletscher-Coverage (POLY)  
/* <zfl1850> - ZentraleFließLinien von 1850 - Coverage (LINE)  
/* Output:<glacierout>-Gletscher-Coverage(POLY) mit neuen Parametern:  
/* Fläche, Länge, neigung_wenzel, h_wenzel, a, p_ela  
/*  
/* Zusätzliche Parameter/-Varianten wurden auskommentiert und  
/* können bei Bedarf ebenfalls rausgeschrieben werden:  
/* h_ela, neigung_zflab, neigung_ab, h_min, h_max, h_mean_gew,  
/* h_est_a, h_est_p, felsarea  
/*  
/* Bemerkungen:  
/* <dhm>, <glacier> und <zfl1850> müssen denselben Dataextent haben.  
/* <glacier> und <zfl1850> müssen ein Item 'GL_ID' vom Typ Nummer  
/* enthalten, das die Gletscher-ID enthält und mit Vorteil indexiert  
/* ist(für die ZFL-Routine), für die Gletscher positive Werte  
/* (idealerweise 1,2,3...) hat und mit Vorteil keine allzu grossen  
/* Abstände zwischen den Werten(Iteration der einzelnen Gletscher).  
/* Innenpolygonen der Gletscher kann z.B. der Wert -9999 zugewiesen  
/* werden.  
/* Es sollte immer eine Sicherheitskopie der Inputdaten abgelegt  
/* werden!  
/*  
/* =====  
/* -----  
/* -----  
/* Voreinstellungen, Variablendeklaration und Testen der Argumente  
/* -----  
/* -----  
  
&args para$dhm para$glacier para$zfl1850 para$glacierout  
&severity &error &routine bailout  
PRECISION double double  
  
/* Variablendeklaration  
&sv para$GL_ID = GL_ID  
&sv para$grid_aufloesung = 25  
  
/* Benutzereingaben testen...  
&if [null %para$dhm%] &then  
    &return &error Sie haben keine DHM angegeben! ~  
    USAGE: &RUN parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl1850> <glacierout>  
  
&if [null %para$glacier%] &then  
    &return &error Sie haben keine Gletscher-Coverage angegeben! ~  
    USAGE: &RUN parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl1850> <glacierout>  
  
&if [null %para$zfl1850%] &then  
    &return &error Sie haben keine ZFL1850-Coverage angegeben! ~  
    USAGE: &RUN parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl1850> <glacierout>
```

```

&if [null %para$glacierout%] &then
    &return &error Sie haben keine Output-Coverage angegeben! ~
    USAGE: &RUN parameter.aml <dhm> <glacier> <zfl1850> <glacierout>

/* Testen, ob das Item GL_ID in <zfl1850> wirklich vorkommt
&if [ITEMINFO %para$zfl1850% -LINE %para$GL_ID% -EXISTS] &then
    &type Item 'GL_ID' in %para$zfl1850% i.O.!
&else
    &return &error Item 'GL_ID' existiert nicht in %para$zfl1850%!

/* Testen, ob das Item GL_ID in <glacier> wirklich vorkommt
&if [ITEMINFO %para$glacier% -POLY %para$GL_ID% -EXISTS] &then
    &type Item 'GL_ID' in %para$glacier% i.O.!
&else
    &return &error Item 'GL_ID' existiert nicht in %para$glacier%!

/* aufräumen mit alten Files dieser Routine...
&call CLEANUP

/* -----
/* -----
/* Hauptprogramm - Aufruf der Subroutinen
/* -----
/* -----
/* der glacier-Coverage die neuen Items anfügen
&call ITEMS

/* Gletscherlänge aus zfl1850-Coverage holen und an glacier-Coverage
/* joinen
&call ZFL

/* -----
/* POLY2GRID - wechseln ins GRID-Modul...
/* -----

GRID

/* glacier-Coverage zfl- und zfl_VF-Coverage zu GRID konvertieren
&call POLYGRID

/* -----
/* Geomorphometrische Parameter und Objekte für das ganze
/* Untersuchungsgebiet extrahieren, GRID-Modul
/* -----
&type FLOWDIRECTION(LOG) berechnen...
flowdir = FLOWDIRECTION(%para$dhm%)
&type FLOWDIRECTION (LOG) erfolgreich berechnet.

/* DHMFILL aufrufen
&call DHMFILL

&type FLOWDIRECTION(GRAD) berechnen...
/* dazu zuerst Reclass file erstellen
&sv para$unit = [OPEN reclass.txt openstat -write]
&if %openstat% eq 0 &then
    &type reclass.txt opened successfully
&else &type Fehler: openstat = %openstat% (ESRI 1993: 10 - 25)

&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 1:90]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 2:135]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 4:180]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 8:225]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 16:270]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 32:315]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 64:0]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 128:45]

&if %para$writestat% eq 0 &then
    &type Records written successfully
&else &type Fehler: writestat = %para$writestat% (ESRI 1993: 10 - 25)

&sv closestat = [CLOSE %para$unit%]
&if %closestat% eq 0 &then
    &type reclass.txt closed successfully
&else &type Fehler: closestat = %closestat% (ESRI 1993: 10 - 25)

```

```

/*flowdirf_grad berechnen
flowdirf_grad = RECLASS(flowdirfill, reclass.txt, NODATA)
&type FLOWDIRECTION (GRAD) erfolgreich berechnet.

&type FLOWDIRECTION(GRAD)Hangaufwärts berechnen...
/* dazu zuerst Reclass file erstellen
&sv para$unit = [OPEN reclassup.txt openstat -write]
&if %openstat% eq 0 &then
  &type reclassup.txt opened successfully
&else &type Fehler: openstat = %openstat% (ESRI 1993: 10 - 25)

&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 1:270]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 2:315]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 4:0]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 8:45]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 16:90]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 32:135]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 64:180]
&sv para$writestat = [WRITE %para$unit% 128:225]

&if %para$writestat% eq 0 &then
  &type Records written successfully
&else &type Fehler: writestat = %para$writestat% (ESRI 1993: 10 - 25)

&sv closestat = [CLOSE %para$unit%]
&if %closestat% eq 0 &then
  &type reclassup.txt closed successfully
&else &type Fehler: closestat = %closestat% (ESRI 1993: 10 - 25)

/*flowdirf_grad berechnen
flowdirf_up_g = RECLASS(flowdirfill, reclassup.txt, NODATA)
&type FLOWDIRECTION (GRAD)Hangaufwärts erfolgreich berechnet.

&type SLOPE berechnen...
slope = SLOPE(%para$dhm%,DEGREE)
&type SLOPE erfolgreich berechnet.

/* FELS extrahieren
&call FELS

/* STEINSCHLAG (-Gebiete) extrahieren
&call STEINSCHLAG

/* -----
/* Geomorphometrische Parameter und Objekte für jeden Gletscher
/* extrahieren und les-Parameter rausschreiben, Iteration in GRID
/* -----
&type Sekundäre Parameter aus DHM extrahieren für einzelne Gletscher

/* Variablen für Iteration deklarieren (min und max von %para$GL_ID%)
&type min/max von %para$GL_ID% ermitteln...

DOCELL
  para$gridmax )= glaciergrid
END

&sv para$GL_IDmin = 0
&sv para$GL_IDmax [show para$gridmax]

&sv para$GL_IDact = %para$GL_IDmin%

/* -----
/* Iteration für jeden Gletscher
/* -----

&do &while %para$GL_IDact% LE %para$GL_IDmax%

/* Testen, ob GL_IDact in <glacier> wirklich vorkommt
/* sonst um 1 erhöhen, bis sie existiert
/* (es dürften hier eigentlich nur ID's le GL_IDmax vorkommen)
&sv para$GLIDact_exists = 0

```

```

&do &while %para$GLIDact_exists% eq 0

DOCELL
  if (glaciergrid eq %para$GL_IDact%)
  {
    GLIDact_exists = scalar(1)
  }
END
/* Übergabe des DOCELL-Werte an AML-Variable
&sv para$GLIDact_exists = [show GLIDact_exists]
/* Zurücksetzen der DOCELL-Variablen auf 0
DOCELL
  GLIDact_exists = scalar(0)
END

/* wenn die GL_ID vorkommt, dann Schleife verlassen
&if %para$GLIDact_exists% eq 1 &then &do
  &type GL_IDact %para$GL_IDact% kommt in %para$glacier% vor!
&end /* of &if

/* wenn die GL_ID nicht vorkommt, 1 erhöhen und nochmals testen
&else &do
  /* GL-Nr. %para$GL_IDact% existiert nicht, wird erhöht!
  &sv para$GL_IDact = %para$GL_IDact% + 1
  &sv para$GLIDact_exists = 0
&end /* of &else

&end /* of &do&while

&type Gletscher Nr.: %para$GL_IDact%

/* Maske für den aktuellen Gletscher erstellen
glacieract = select(glaciergrid, [quote value eq %para$GL_IDact%])

/* Höhe der ELA berechnen
&call ELAHOEHE

/* Neigung des Gletscherbaches extrahieren
&call NEIGUNG

/* Höhe der schuttliefernden Felswände ermitteln
&call FELSWANDHÖHE

/* Parameter a ermitteln
&call A

/* Niederschlag_ELA berechnen
&call P_ELA

/* Parameter in Gletscherfile rausschreiben
&type Parameter in %para$glacierout%.pat schreiben...

RESELECT %para$glacierout%.pat INFO %para$GL_ID% = %para$GL_IDact%
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Flaechen = area / 100000
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Laenge = length / 1000
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO ELA = %para$h_ela%
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Neigung_ab = %para$n_ab%
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Neigung_zflab = %para$n_zflab%
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Neigung_wenzel = ~
  %para$neigung_wenzel%
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_min = %para$h_min% / 100
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_max = %para$h_max% / 100
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_mean_gew = ~
  %para$h_mean_gew% / 100
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_est_a = %para$h_est_a% / 100
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_est_p = %para$h_est_p% / 100
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO h_wenzel =~
  %para$h_max% / 400 + %para$h_min% / 400 + %para$h_est_a% / 400 + ~
  %para$h_est_p% / 400
/* CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO Felsarea = %para$f_area%
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO a = %para$a%
CALCULATE %para$glacierout%.pat INFO P_ELA = %para$p_ela%
NSELECT %para$glacierout%.pat INFO

/* temporäre Daten der Iteration löschen...
&call ITERATIONSCLEANUP

```

```

/* Laufvariable %para$GL_IDact% um 1 erhöhen
&sv para$GL_IDact = %para$GL_IDact% + 1

&end /* der &do&while-Iteration

/* -----
/* Ende der Iteration für jeden Gletscher
/* -----

/* GRID-Modul beenden
QUIT

/* -----
/* Aufräumen
/* -----
&call CLEANUP

/* Variablen löschen
&dv para$*
&type 'para$'-Variablen gelöscht...

&type parameter.aml erfolgreich durchlaufen!
&return

/* =====
/* Routines
/* =====

/* -----
/* &routine ITEMS
/* -----
&type ITEMS-Routine (ARC!)...
/* in ARC zurückkehren, falls notwendig
&if [show program] ne ARC &then QUIT

&type Erstellt %para$glacierout% mit Parametern für les...

COPY %para$glacier% %para$glacierout%

ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
Flaeche 4 12 F 2
ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
Laenge 4 12 F 2
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* ELA 4 12 F 2
ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
P_ELA 4 12 F 2
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* Neigung_ab 4 12 F 2
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* Neigung_zflab 4 12 F 2
ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
Neigung_wenzel 4 12 F 2
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* h_min 4 12 I #
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* h_max 4 12 I #
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* h_mean_gew 4 12 I #
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* h_est_a 4 12 I #
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* h_est_p 4 12 I #
ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
h_wenzel 4 12 I #
/* ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
/* Felsarea 4 12 F 2
ADDITEM %para$glacierout%.pat %para$glacierout%.pat ~
a 4 12 F 1

&type ITEMS-Routine beendet.
&return

```

```

/* -----
&routine ZFL
/* -----
&type ZFL-Routine (in ARC!)...
/* in ARC zurückkehren, falls notwendig
&if [show program] ne ARC &then QUIT

/* sicherstellen, dass die jeweiligen ZFL's nur aus 1 Arc bestehen
CLEAN %para$zfl1850% # 0.002 0.002 LINE
DISSOLVE %para$zfl1850% zfl_dis %para$GL_ID% LINE

/* zfl aus zfl1850 extrahieren
CLIP zfl_dis %para$glacier% zfl LINE 0.002

/* zfl_vf aus zfl1850 extrahieren
ERASE zfl_dis %para$glacier% zfl_vf LINE 0.002

&type Joined die Länge der ZFL aus zfl an %para$glacierout%
/* für den join müssen in der glacierout- und der zfl-coverage die
/* Records nach GL_ID geordnet sein!
JOINITEM %para$glacierout%.pat zfl.aat %para$glacierout%.pat ~
%para$GL_ID% # linear

&type ZFL-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine POLYGRID
/* -----
&type POLYGRID-Routine (in GRID!)...
&type Konvertiert glacier-Coverage zu glacier-GRID, zfl-Coverage-
zu zfl-GRID und zfl_fv-Coverage zu zfl_fv-GRID

/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* Gletschercov zu GRID konvertieren...
g_grid = POLYGRID(%para$glacier%, %para$GL_ID%, #, #, ~
%para$grid_auflösung%)

/* nur Gletscher auswählen, Innenpolygone haben GL_ID -9999
glaciergrid = INT(SELECT(g_grid, 'value gt 0'))

/* Gletschermaske erstellen
glaciermask = SETNULL(glaciergrid le 0, 1)

zflgrid = INT(LINEGRID(zfl, %para$GL_ID%, #, #, ~
%para$grid_auflösung%))

zfl_vf_grid = INT(LINEGRID(zfl_vf, %para$GL_ID%, #, #, ~
%para$grid_auflösung%))

&type POLYGRID-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine DHMFILL
/* -----
&type DHMFILL_Routine (in GRID!)...
/* braucht flowdir und %para$dhm%
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* SINKS finden
sinks = SINK(flowdir)

/* SINKS füllen (ist ein iterativer Prozess)
/* Als SINKS gelten hier Senken bis 2 Meter
/* (ist abhängig von der DHM-Qualität)
FILL %para$dhm% dhmfill SINK 2 flowdirfill

/* dhmfill als Integer-GRID schreiben
dhmfill_int = INT(dhmfill)

&type DHMFILL-Routine beendet.
&return

```

```

/* -----
&routine FELLS
/* -----
&type FELLS-Routine (in GRID!)...
/* braucht slope
/* extrahiert die Felswände im ganzen Untersuchungsgebiet anhand
/* der Hangneigung
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* ausgehend von der Hangneigungen (slope) wird Fels als
/* slope>=34° klassiert
&type Fels extrahieren...
fels = SELECT(slope, 'value ge 34')

/* felsmaske erstellen (fels = 1 / kein fels = nodata)
&type Felsmaske generieren...
fels_mask = SETNULL(fels lt 34,1)

/* Gletschermaske von Felsmaske abziehen
fels_mask1 = CON(ISNULL(fels_mask), 0, fels_mask)
glaciermask1 = CON(ISNULL(glaciermask), 0, glaciermask)
dif_felsgl = fels_mask1 - glaciermask1
felsogl_mask = SELECT(dif_felsgl, 'value eq 1')

/* temporäre Dateien der Routine löschen
KILL dif_felsgl ALL
KILL glaciermask1 ALL
KILL fels_mask1 ALL

&type FELLS-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine STEINSCHLAG
/* -----
&type STEINSCHLAG-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* Distanz jeder Zelle zum Outletpoint berechnen
cell_flen = INT(FLOWLENGTH(flowdirfill,#,DOWNSTREAM))

/* für jede Zelle Distanz Source-Outlet berechnen (start_flen)
/* hier entstehen neg.Horizontaldistanzen: FLOWLENGTH und PATHDISTANCE
/* berechnen nicht exakt dieselben Pfade (abhängig vom SIDEVALUE)
pathdis1 = PATHDISTANCE(felsogl_mask, #, #, flowdirf_grad, ~
"FORWARD ZEROFACTOR=1 SIDEVALUE=4",##,##, start_flen,#, cell_flen)

/* Horizontaldistanz berechnen
hordist = start_flen - cell_flen

/* negative Horizontaldistanzen rausfiltern und auf NODATA setzen
hordist_pos = SELECT(hordist, 'value ge 0')

/* Höhendifferenz berechnen
pathdis2 = PATHDISTANCE(felsogl_mask, #, #, flowdirf_grad, ~
"FORWARD ZEROFACTOR=1 SIDEVALUE=4",##,##, start_hoe,#, dhmfll_int)
v_diff = start_hoe - dhmfll_int

/* ev. negative Vertikaldistanzen rausfiltern und auf NODATA setzen
v_diff_pos = SELECT(v_diff, 'value ge 0')

/* Berechnung des Pauschalgefälles in Grad
pa_gef = atan2(v_diff_pos, hordist_pos)* DEG

/* Steinschlagzellen sind Zellen mit Pauschalgefällen >= 30°
steinschlag = SELECT(pa_gef, 'value ge 30')

/* Steinschlagmaske erstellen
stein_mask = SETNULL(steinschlag lt 30, 1)

/* -----
& Pathdistance-Lücken-Problem lösen
/* -----
/* Maske erstellen für Steinschlag oder Fels
st = con(isnull(stein_mask),0,1)

```

```

fogl = con(isnull(felsogl_mask),0,1)

stfogl = st + fogl

maske = setnull(stfogl eq 0,1)

/* Maske setzen und Pauschalgefälle nochmals rechnen
SETMASK maske

pathdis11 = PATHDISTANCE(felsogl_mask, #, #, flowdirf_grad, ~
"FORWARD ZEROFACTOR=1 SIDEVALUE=4",##,##, start_flen1, #, cell_flen)

/* Horizontaldistanz berechnen
hordist1 = start_flen1 - cell_flen

/* ev. negative Horizontaldistanzen rausfiltern und auf NODATA setzen
hordist_pos1 = SELECT(hordist1, 'value ge 0')

/* Berechnung des Pauschalgefälles in Grad
pa_gef1 = atan2(v_diff_pos, hordist_pos1)* DEG

SETMASK OFF

/* Steinschlagzellen sind Zellen mit Pauschalgefällen >= 30°
steinschlag1 = SELECT(pa_gef1, 'value ge 30')

/* Steinschlagmaske erstellen
stein_mask1 = SETNULL(steinschlag1 lt 30, 1)

/* -----

&type STEINSCHLAG-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine ELAHOEHE
/* -----
&type ELAHOEHE-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* Höhenwerte der Gletscherzellen aus DHM holen
glacierhoe = int(SELECTMASK(%para$dhm%, glacieract))

/* Gletscherfläche ermitteln (in Anz. Zellen)
CURSOR cur DECLARE glacieract.vat INFO
CURSOR cur OPEN
&sv para$glact_area = %:cur.count%
CURSOR cur REMOVE

/* Fläche des Ablationsgebiet berechnen (in Anz. Zellen)
&sv para$ab_area = %para$glact_area% / 3

/* Höhe der ELA ermitteln
&sv para$h_ela = 0
&sv para$cellcount = 0
&sv condition = .true.

CURSOR cur DECLARE glacierhoe.vat INFO
CURSOR cur OPEN

&messages &off
&do &while %condition%
&sv para$h_ela = %:cur.value%
&sv para$cellcount = %para$cellcount% + %:cur.count%
CURSOR cur NEXT
&if %para$cellcount% ge %para$ab_area% &then
    &sv condition = .false.
&end /* of &do&while
&messages &on

CURSOR cur REMOVE

&type GletscherNr. %para$GL_IDact% HöheELA: %para$h_ela%

/* Masken für Ac/Ab ableiten für den aktuellen Gletscher

```

```

glacieract_ab = SETNULL(glacierhoe GT %para$h_ela%, 1)
glacieract_ac = SETNULL(glacierhoe LE %para$h_ela%, 1)

&type ELAHOEHE-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine NEIGUNG
/* -----
&type NEIGUNG-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* -----
/* Var 1: mittlere Neigung über Ablationsgebiet berechnen
/* -----
/* ab_meanslope = ZONALMEAN(glacieract_ab, slope, NODATA)

/* /* mittlere Neigung des Ab einer Variable zuweisen
/* DOCELL
/* para$n_ab {= ab_meanslope
/* END
/* &sv para$n_ab [show para$n_ab]
/* &type GletscherNr. %para$GL_IDact% Neigung_ab: %para$n_ab%

/* -----
/* Var 2: mittlere Neigung über ZFL in Ablationsgebiete berechnen
/* -----
/* SETMASK glacieract_ab
/* zfl_meanslope = ZONALMEAN(zflgrid, slope, NODATA)
/* SETMASK OFF

/* /* mittlere Neigung der ZFL im Ab einer Variable zuweisen
/* DOCELL
/* para$n_zflab {= zfl_meanslope
/* END
/* &sv para$n_zflab [show para$n_zflab]
/* &type GletscherNr. %para$GL_IDact% Neigung_zflab: %para$n_zflab%

/* -----
/* Var 3: mittlere Neigung über ZFL-Vorfeld und gleiche Strecke im Gletscher
/* (Strecken werden hier über Anz. Zellen genähert)
/* Falls ZFL-Vorfeld länger als ZFL-Gletscher, dann mittlere Neigung
/* über ZFL-Vorfeld und ZFL-Gletscher
/* -----
/* Maske der aktuellen ZFL_VF erstellen
zfl_vf_act = SELECT(zfl_vf_grid, [quote value eq %para$GL_IDact%])

/* Var 3 kann nur berechnet werden, wenn die 1850er-ZFL vorhanden ist
/* sonst neigung_wenzel über VAR 2 berechnen
&if [exists zfl_vf_act.vat -info] &then &do

/* Anzahl Zellen der ZFL_VF auslesen
CURSOR zflv DECLARE zfl_vf_act.vat INFO
CURSOR zflv OPEN
&sv para$zfl_vf_länge = %:zflv.count%
CURSOR zflv REMOVE
&type Vorfeldlänge des akt. Gletschers: %para$zfl_vf_länge%

/* GRID mit der aktuellen ZFL erstellen
zfl_act = SELECT(zflgrid, [quote value eq %para$GL_IDact%])

/* Anzahl Zellen der ZFL auslesen
CURSOR zfl DECLARE zfl_act.vat INFO
CURSOR zfl OPEN
&sv para$zfl_länge = %:zfl.count%
CURSOR zfl REMOVE
&type ZFLlänge des akt. Gletschers: %para$zfl_länge%

&type Neigung im ZFL-Vorfeld berechnen
zflvf_mslope = ZONALMEAN(zfl_vf_act, slope, NODATA)

DOCELL
para$zflvf_ms {= zflvf_mslope
END
&sv para$zflvf_ms = [show para$zflvf_ms]
&type para$zflvf_ms = %para$zflvf_ms%

```

```

/* Test ob ZFL-Vorfeld länger als ZFL
&if %para$zfl_vf_länge% lt %para$zfl_länge% &then &do
/* Neigung über ZFL-Vorfeld und gleiche Strecke in GL (zfl_part)
/* Höhenwerte für ZFL holen
zflhoe = INT(SELECTMASK(%para$dhm%, zfl_act))

/* max Höhe der zfl_part ermitteln
&sv para$zflpart_hmax = 0
&sv para$cellcount = 0
&sv para$condition = .true.
CURSOR zflpart DECLARE zflhoe.vat INFO
CURSOR zflpart OPEN
&message &off
&do &while %para$condition%
  &sv para$zflpart_hmax = %:zflpart.value%
  &sv para$cellcount = %para$cellcount% + %:zflpart.count%
  CURSOR zflpart NEXT
  &if %para$cellcount% ge %para$zfl_vf_länge% &then
    &sv para$condition = .false.
  &end /* of &do&while
&message &on

CURSOR zflpart REMOVE
&type GletscherNr. %para$GL_IDact%, ~
      ZFL_part_hmax: %para$zflpart_hmax%

&type ZFL_part - Maske erstellen
zfl_part = SELECT(zflhoe, [quote value lt %para$zflpart_hmax%])
zfl_part_m = SETNULL(zfl_part lt 0, 1)

&type mittlere Neigung über ZFL_part rechnen
zfl_part_ms = ZONALMEAN(zfl_part_m, slope, NODATA)
DOCELL
  para$zflpart_ms {= zfl_part_ms
END
&sv para$zflpart_ms [show para$zflpart_ms]

/* Neigung_Wenzel rechnen
&sv para$neigung_wenzel = [calc [calc ~
  %para$zflpart_ms% + %para$zflvf_ms%] / 2]
&end /* of &if

&else &do
/* Neigung über ZFL-Vorfeld und ZFL
zfl_mslope = ZONALMEAN(zfl_act, slope, NODATA)
DOCELL
  para$zfl_ms {= zfl_mslope
END
&sv para$zfl_ms [show para$zfl_ms]

&sv para$neigung_wenzel = [calc [calc ~
  %para$zflvf_ms% + %para$zfl_ms%] / 2]
&end /* of &else

&end /* of &if [exists zfl_vf_act]

&else &do /* neigung_wenzel kann nicht berechnet werden
/* als Alternative Neigung über ZFL in Ab mitteln
SETMASK glacieract_ab
zfl_meanslope = ZONALMEAN(zflgrid, slope, NODATA)
SETMASK OFF

/* mittlere Neigung der ZFL im Ab einer Variable zuweisen
DOCELL
  para$n_zflab {= zfl_meanslope
END
&sv para$neigung_wenzel [show para$n_zflab]
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% Neigung_wenzel: %para$neigung_wenzel%
&end /* of &else

&type GletscherNr. %para$GL_IDact%, ~
      para$neigung_wenzel = %para$neigung_wenzel%
/* -----

&type NEIGUNG-Routine beendet.
&return

```

```

/* -----
&routine FELSWANDHÖHE
/* -----
&type FELSWANDHÖHE-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* hydrologisches Basin des aktuellen Gletschers erstellen
wshed_act = WATERSHED(flowdirfill, glacieract)

/* hydr. Basin als Maske setzen
SETMASK wshed_act

/* Felswände finden, die Schutt an den Gletscher liefern:
/* Steinschlagzellen im aktuellen Gletscher ermitteln
stein_glac = SELECTMASK(stein_mask1, glacieract)
&type stein_glac erstellt.

/* Den Felswänden die Höhe der nächsten Gletscher-Steinschlagzelle
/* zuweisen
pathdis3 = PATHDISTANCE(stein_glac, #, #, flowdirf_up_g, ~
"FORWARD ZEROFACOR=1 SIDEVALUE=4", #, #, #, steinglac_hoe, #, ~
dhmfill_int)
&type pathdis3 und steinglac_hoe erstellt.

fels_stgl_hoe = SELECTMASK(steinglac_hoe, felsogl_mask)
&type fels_stgl_hoe erstellt.

/* Totale Felswandfläche für diesen Gletscher berechnen
gl_felsmaske = SETNULL(fels_stgl_hoe lt 0, 1)
gl_felsarea = INT(ZONALAREA(gl_felsmaske))

CURSOR farea DECLARE gl_felsarea.vat INFO
CURSOR farea OPEN
&sv para$f_area = %:farea.value%
CURSOR farea REMOVE

&sv para$f_area = %para$f_area% / 1000000
&type GletscherNr. %para$GL_IDact%, Felswandfläche: %para$f_area%

/* Felse in Felswandzüge einteilen (nach Höhe der nächsten
/* Gletschersteinschlagzelle
fels_reg = REGIONGROUP(fels_stgl_hoe, fels_region, EIGHT)
&type fels_reg erstellt.

/* Fläche dieser Felswandzüge berechnen (für Parameter a)
fels_regarea = ZONALAREA(fels_reg)

/* Felshöhe jeder Zelle berechnen (Felszelle - nächste GLZelle)
fels_hoe = int(dhmfill - fels_stgl_hoe)

/* Höhe der Felswandzüge berechnen
felswand_hoe = ZONLRANGE(fels_reg, fels_hoe, DATA)

/* daraus kann man nun h (je nach Variante) berechnen...

/* h_min, h_max
DOCELL
para$h_min {= felswand_hoe
para$h_max }= felswand_hoe
END
&sv para$h_min [show para$h_min]
&sv para$h_max [show para$h_max]
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% h_min = %para$h_min%
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% h_max = %para$h_max%

/* h, als das MEAN aller Zellen (flächen-gewichtetes MEAN)
felswand_hoem = SETNULL(felswand_hoe lt 0,1)
h_mean_gew = ZONALMEAN(felswand_hoem, felswand_hoe, DATA)

DOCELL
para$h }= h_mean_gew
END
&sv para$h_mean_gew [show para$h]
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% Hmean.gew = %para$h_mean_gew%

```

```

/* -----
/* h_est_a berechnen
/* h_est_a ist die flächengew. Felswandhöhe mal %Anteil der
/* Steinschlagzellen im Gletschers
/* -----

/* Anzahl Steinschlagzellen im akt. Gletscher aus Maske lesen
CURSOR steincount DECLARE stein_glac.vat INFO
CURSOR steincount OPEN
&sv para$steincount = %:steincount.count%
CURSOR steincount REMOVE
&type Anz. Steinschlagzellen im akt. GL: %para$steincount%

/* Ratio bilden akt. GLSteinschlagzellen zu 2/3 Gletschfläche
&sv para$ratio = ~
[calc %para$steincount% / [calc [calc 2 / 3] * %para$glact_area%]]

/* Ratio mal h_mean_gew
&sv para$h_est_a = %para$ratio% * %para$h_mean_gew%
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% h_est_a = %para$h_est_a%

/* -----
/* Ratio bilden zwischen PERI&Steinschlag und PERI
/* -----

/* Aktuelles Gletschergrid um eine Zelle schrumpfen lassen
glac_act = CON(ISNULL(glacieract), 0, 1)
glac_shrink = SHRINK(glac_act, 1, LIST, 1)

/* GletscherrandGRID erstellen (1 und NODATA)
glperi_temp = glac_act - glac_shrink
glac_peri = SETNULL(glperi_temp lt 1, 1)

/* GL-Randzellen ermitteln, die Steinschlagzellen sind (value = 2)
glac_peri_st = glac_peri + stein_mask1

/* Anzahl GL-Randzellen ermitteln, die Steinschlagzellen sind
CURSOR perist DECLARE glac_peri_st.vat INFO
CURSOR perist OPEN
&if %:perist.value% eq 2 &then
  &sv para$ps_count = %:perist.count%
&else &type Fehler in Cursor 'perist!'
CURSOR perist REMOVE

/* Anzahl GL-Randzellen ermitteln
CURSOR peri DECLARE glac_peri.vat INFO
CURSOR peri OPEN
&if %:peri.value% eq 1 &then
  &sv para$peri_count = %:peri.count%
&else &type Fehler in Cursor 'peri!'
CURSOR peri REMOVE

/* Ratio bilden: akt. GLPeri-Steinschlagzellen zu 2/3 Perimeter
&sv para$ratio_p = ~
[calc %para$ps_count% / [calc [calc 2 / 3] * %para$peri_count%]]

&type %para$ratio_p%

/* -----
/* h_est_p berechnen
/* h_est_p ist die flächengew. Felswandhöhe mal %Anteil der
/* Steinschlagzellen von 2/3 der Gletscherrandzellen
/* -----

/* Ratio mal h_mean_gew
&sv para$h_est_p = %para$ratio_p% * %para$h_mean_gew%
&type GletscherNr. %para$GL_IDact% h_est_p = %para$h_est_p%

/* -----
SETMASK OFF

&type FELSWANDHÖHE-Routine beendet.
&return

```

```

/* -----
&routine A
/* -----
&type A-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* Flächen der einzelnen Felszüge (aus FELSWANDHÖHE-Routine)den
/* Steinschlagzellen im akt. Ab/Ac des Gletschers zuweisen
pathdis4 = PATHDISTANCE(felsogl_mask,##, flowdir_grad,"FORWARD-
ZEROFACITOR=1 SIDEVALUE=4",##,##,st_felsarea,#,int(fels_regarea))
stglac_farea = SELECTMASK(st_felsarea, stein_glac)
felsarea_ab = SELECTMASK(stglac_farea, glacieract_ab)
felsarea_ac = SELECTMASK(stglac_farea, glacieract_ac)

/* Felszugflächen-gewichtete Anzahl Steinschlagzellen auswerten
DOCELL
if (felsarea_ab gt 0)
{
para$abs += felsarea_ab
}
END
&sv para$ab_stein [show para$abs]
&type ABflaechengew. = %para$ab_stein%

DOCELL
if (felsarea_ac gt 0)
{
para$acs += felsarea_ac
}
END
&sv para$ac_stein [show para$acs]
&type ACflaechengew. = %para$ac_stein%

/* A setzten
&if %para$ac_stein% gt %para$ab_stein% &then
&sv para$a = 0.5
&else
&sv para$a = 1

&type GletscherNr. %para$GL_IDact% A: %para$a%

&type A-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine P_ELA
/* -----
&type P_ELA-Routine (GRID!)...
/* GRID öffnen, falls es noch nicht offen ist
&if [show program] ne GRID &then GRID

/* Höhe ELA Testen und P entsprechend zuweisen - klassiert nach
/* INVGLAZ-Regionen WM, MR, DB ohne Eisflächen
&if %para$h_ela% lt 2985 &then &sv para$p_ela = 2
&else &if %para$h_ela% ge 2985 AND %para$h_ela% lt 3285 &then
&sv para$p_ela = 1.5
&else &if %para$h_ela% ge 3285 &then
&sv para$p_ela = 1
&else
&type nicht möglich - Fehler in P_ELA

&type GletscherNr. %para$GL_IDact% P_ELA: %para$p_ela%

&type P_ELA-Routine beendet.
&return

/* -----
&routine BAILOUT
/* -----
&severity &error &ignore
&type BAILOUT Routine...
&call CLEANUP
/* Variablen löschen
&dv para$*
&type 'para$'-Variablen gelöscht...
&return &warning Fehler in parameter.aml!

```

```

/* -----
&routine CLEANUP
/* -----

&type CLEANUP Routine...

/* GRID schliessen, falls es noch offen ist
&if [show program] eq GRID &then QUIT

/* temporäre Dateien löschen

&call ITERATIONSCLEANUP

&if [exists flowdir -grid] &then
    KILL flowdir ALL
&sv delstat = [delete reclass.txt]
&type delstat: %delstat%
&if [exists flowdirf_grad -grid] &then
    KILL flowdirf_grad ALL
&sv delstat = [delete reclassup.txt]
&type delstat: %delstat%
&if [exists flowdirf_up_g -grid] &then
    KILL flowdirf_up_g ALL
&if [exists slope -grid] &then
    KILL slope ALL
&if [exists g_grid -grid] &then
    KILL g_grid ALL
&if [exists glaciergrid -grid] &then
    KILL glaciergrid ALL
&if [exists glaciermask -grid] &then
    KILL glaciermask ALL
&if [exists zfl_dis -cov] &then
    KILL zfl_dis ALL
&if [exists zfl -cov] &then
    KILL zfl ALL
&if [exists zfl_vf -cov] &then
    KILL zfl_vf ALL
&if [exists zflgrid -grid] &then
    KILL zflgrid ALL
&if [exists zfl_vf_grid -grid] &then
    KILL zfl_vf_grid ALL
&if [exists sinks -grid] &then
    KILL sinks ALL
&if [exists dhmfll -grid] &then
    KILL dhmfll ALL
&if [exists flowdirfill -grid] &then
    KILL flowdirfill ALL
&if [exists dhmfll_int -grid] &then
    KILL dhmfll_int ALL
&if [exists fels -grid] &then
    KILL fels ALL
&if [exists fels_mask -grid] &then
    KILL fels_mask ALL
&if [exists fels_mask1 -grid] &then
    KILL fels_mask1 ALL
&if [exists glaciermask1 -grid] &then
    KILL glaciermask1 ALL
&if [exists dif_felsgl -grid] &then
    KILL dif_felsgl ALL
&if [exists felsogl_mask -grid] &then
    KILL felsogl_mask ALL
&if [exists cell_flen -grid] &then
    KILL cell_flen ALL
&if [exists pathdis1 -grid] &then
    KILL pathdis1 ALL
&if [exists start_flen -grid] &then
    KILL start_flen ALL
&if [exists hordist -grid] &then
    KILL hordist ALL
&if [exists hordist_pos -grid] &then
    KILL hordist_pos ALL
&if [exists pathdis2 -grid] &then
    KILL pathdis2 ALL

&if [exists start_hoe -grid] &then
    KILL start_hoe ALL

```

```

&if [exists v_diff -grid] &then
  KILL v_diff ALL
&if [exists v_diff_pos -grid] &then
  KILL v_diff_pos ALL
&if [exists pa_gef -grid] &then
  KILL pa_gef ALL
&if [exists steinschlag -grid] &then
  KILL steinschlag ALL
&if [exists stein_mask -grid] &then
  KILL stein_mask ALL
&if [exists st -grid] &then
  KILL st ALL
&if [exists fogl -grid] &then
  KILL fogl ALL
&if [exists stfogl -grid] &then
  KILL stfogl ALL
&if [exists maske -grid] &then
  KILL maske ALL
&if [exists pathdis11 -grid] &then
  KILL pathdis11 ALL
&if [exists start_flen1 -grid] &then
  KILL start_flen1 ALL
&if [exists hordist1 -grid] &then
  KILL hordist1 ALL
&if [exists hordist_pos1 -grid] &then
  KILL hordist_pos1 ALL
&if [exists pa_gef1 -grid] &then
  KILL pa_gef1 ALL
&if [exists steinschlag1 -grid] &then
  KILL steinschlag1 ALL
&if [exists stein_mask1 -grid] &then
  KILL stein_mask1 ALL
&type Temporäre Coverages gelöscht...

```

```
&return
```

```

/* -----
&routine ITERATIONSCLEANUP
/* -----
&type ITERATIONSCLEANUP - löscht temporäre Files der Iteration...

```

```

&if [exists glacieract -grid] &then
  KILL glacieract ALL
&if [exists glacierhoe -grid] &then
  KILL glacierhoe ALL
&if [exists glacieract_ab -grid] &then
  KILL glacieract_ab ALL
&if [exists glacieract_ac -grid] &then
  KILL glacieract_ac ALL
&if [exists ab_meanslope -grid] &then
  KILL ab_meanslope ALL
&if [exists zfl_meanslope -grid] &then
  KILL zfl_meanslope ALL
&if [exists zfl_act -grid] &then
  KILL zfl_act ALL
&if [exists zfl_part -grid] &then
  KILL zfl_part ALL
&if [exists zfl_part_m -grid] &then
  KILL zfl_part_m ALL
&if [exists zfl_part_ms -grid] &then
  KILL zfl_part_ms ALL
&if [exists zfl_vf_act -grid] &then
  KILL zfl_vf_act ALL
&if [exists zflhoe -grid] &then
  KILL zflhoe ALL
&if [exists zflvf_mslope -grid] &then
  KILL zflvf_mslope ALL
&if [exists zfl_mslope -grid] &then
  KILL zfl_mslope ALL
&if [exists wshed_act -grid] &then
  KILL wshed_act ALL
&if [exists stein_glac -grid] &then
  KILL stein_glac ALL
&if [exists pathdis3 -grid] &then
  KILL pathdis3 ALL
&if [exists steinglac_hoe -grid] &then
  KILL steinglac_hoe ALL

```

```
&if [exists fels_stgl_hoe -grid] &then
  KILL fels_stgl_hoe ALL
&if [exists gl_felsmaske -grid] &then
  KILL gl_felsmaske ALL
&if [exists gl_felsarea -grid] &then
  KILL gl_felsarea ALL
&if [exists fels_reg -grid] &then
  KILL fels_reg ALL
&sv delstat [delete fels_region -info]
&type delstat: %delstat%
&if [exists fels_regarea -grid] &then
  KILL fels_regarea ALL
&if [exists fels_hoe -grid] &then
  KILL fels_hoe ALL
&if [exists felswand_hoe -grid] &then
  KILL felswand_hoe ALL
&if [exists felswand_hoem -grid] &then
  KILL felswand_hoem ALL
&if [exists h_mean_gew -grid] &then
  KILL h_mean_gew ALL
&if [exists glac_act -grid] &then
  KILL glac_act ALL
&if [exists glac_peri -grid] &then
  KILL glac_peri ALL
&if [exists glac_peri_st -grid] &then
  KILL glac_peri_st ALL
&if [exists glac_shrink -grid] &then
  KILL glac_shrink ALL
&if [exists glperi_temp -grid] &then
  KILL glperi_temp ALL
&if [exists pathdis4 -grid] &then
  KILL pathdis4 ALL
&if [exists st_felsarea -grid] &then
  KILL st_felsarea ALL
&if [exists stglac_farea -grid] &then
  KILL stglac_farea ALL
&if [exists felsarea_ab -grid] &then
  KILL felsarea_ab ALL
&if [exists felsarea_ac -grid] &then
  KILL felsarea_ac ALL

&type ITERATIONSCLEANUP beendet.
&return
```

```
/* -----
```

Anhang C

Karte der Sedimentbilanz der Gletscher des Saas- und Mattertals (basierend auf Berechnungen mit Parameter.aml)

