

Wand- und Gratentwicklung seit dem Spätglazial

Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte in Graubünden

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften
der Johann Wolfgang v. Goethe – Universität
in Frankfurt am Main

von

Dietmar Markus Silesius Lorek
aus Frankfurt am Main

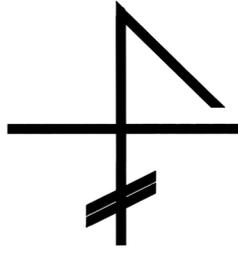
Frankfurt / Main 2004

vom Fachbereich 17 der
der Johann Wolfgang v. Goethe – Universität als Dissertation angenommen.

Dekan:

Gutachter:

Datum der Disputation:



- meiner Familie -

Inhaltsverzeichnis

I. Einführung	12
1. Anmerkung zur Vorgehensweise	12
2. Einführung in Raum und Untersuchungsgebiete	14
a) Geographie.....	14
b) Geologie.....	19
c) Untersuchungsraum Östlicher Rhätikon	22
d) Vergleichsraum Anarosa.....	29
3. Einführung in Thema und Fragestellung	37
a) Allgemein.....	37
b) Formungsprozesse in freien Felswänden	40
c) Schuttkörper als Spiegel der Wandentwicklung	48
d) Aspekte des Spätglazials.....	53
e) Fragen und Arbeitsthesen.....	55
II. Methoden und ihre Fortschreibung	60
1. Allgemein	60
2. Genetische Schuttkörpertypologie	62
a) Allgemein.....	62
b) Zum Aufbau von Schuttkörpern.....	67
c) Schuttkegel.....	81
d) Schutthalden.....	83
e) Sonderformen.....	85
f) Ergebnisse im Vergleichsgebiet Anarosa.....	94
3. Schuttkörperprofile	106
a) Zum Bewegungsverhalten von Oberflächenschutt.....	106
b) Frühere Untersuchungen	108
c) Ergebnisse im Arbeitsgebiet Rhätikon.....	113
4. Bewertung von Steinschlagrinnen	125
a) Grundlagen.....	125
b) Beobachtungen im Rhätikon	127
5. Leitflächenparallelisierung / Paläowand-Entwicklung	131
a) Klüfte und Schichtfugen in freien Felswänden	131
b) Leitflächen als Relikte früherer Wände	132
6. Moränenkartierung	136
a) Allgemein.....	136
b) Das Beispiel Plasseggen.....	136
c) Das Beispiel Ganda.....	139
d) Moränen als Spiegel der Wandentwicklung.....	140
7. Zusammenschau der Methoden	142
III. Die Entwicklung ausgewählter Bereiche im Rhätikon	144
1. Allgemein	144
2. Beteiligte Prozesse	146
a) Allgemein.....	146
b) Tektonische Vorprägung.....	146
c) Petrographische Bedingungen.....	147
d) Glazigene / nivale Einflüsse.....	147
e) Physikalische Verwitterung	148
f) Chemische Verwitterung.....	150
g) Biogene Einflüsse	151
h) Katastrophische Massenbewegungen.....	151
3. Der Bereich Drusentor	152

a)	Allgemein.....	152
b)	Pultflächen	156
c)	Moränen und Schuttkörper.....	165
d)	Die Entwicklung des Grates.....	166
e)	Szenario	172
4.	Der Bereich In den Schijen.....	174
a)	Allgemein.....	174
b)	Wandentwicklung zwischen Schijenflue und Partnunsee	177
c)	Zur Entstehung des Partnunsees.....	181
d)	Szenario	184
5.	Der Bereich Eggberg-Grat	186
a)	Allgemein.....	186
b)	Gratentwicklung zwischen Geisstschuggen, Ammaflue und Hasenflüeli.....	189
c)	Die Entwicklung der Nünzgenfluh.....	198
d)	Szenario	202
IV.	Abschluß.....	204
1.	Zusammenfassung.....	204
6.	Offene Fragen	208
4.	Ausblick.....	209
5.	Dank	210
V.	Anhang.....	211
1.	Quellen	211
a)	Geländephasen / -begehungen, Gespräche.....	211
b)	Schrifttum	212
c)	Karten.....	252
d)	Weltnetz-Verweise.....	252
2.	Curriculum vitae	255
3.	Anhang	256
a)	Wertigkeit von Steinschlagrinnen.....	256
4.	Beilagen	260
a)	Karten.....	260
b)	Datenträger.....	260

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Skizze der Schweiz mit den wichtigsten Talschaften und Gewässern (MIGROSGENOSSENSCHAFTS-BUND 1975: Innendeckel, verändert).....	14
Abbildung 2: Legende zu Abb. 3 (FLAIG, G. & FLAIG, W. 1962: Beilage).....	15
Abbildung 3: Übersicht des Nördlichen und Östlichen Rhätikon zwischen Schweizertor und Saaser Calanda (FLAIG, G. & FLAIG, W. 1962: Beilage, verändert).....	16
Abbildung 4: Das mittlere Hinterrhein-Gebiet im ausgehenden Glazial (JÄCKLI 1980: 88, verändert).....	18
Abbildung 5: Tektonische Übersicht der Schweiz. Sf = Sulzfluh; An = Pizzas d'Anarosa (KÖNIG, M.A. 1967: 20 f., verändert).....	20
Abbildung 6: Tektonik im östlichen Graubünden (BÖGEL & SCHMIDT 1976: 76).....	23
Abbildung 7: Plattenflue mit Rätschenflue, Blickrichtung Süden (OTT 1969: Beil., veränderter Ausschnitt).....	24
Abbildung 8: Strukturskizze zu Abb. 7 (eigener Entwurf).....	25
Abbildung 9: Der Nördliche Rhätikon im Profil (GWINNER 1971: 323).....	26
Abbildung 10: Profile durch das Hochtal von St. Antönien, gestaffelt von Nord nach Süd (BLUMENTHAL 1934: 971).....	27
Abbildung 11: Verschiebungslinien im nordöstlichen Rhätikon (AMPFERER 1933: 360).....	27
Abbildung 12: Gemschtobel-Störung (= Gruoben-Blattverschiebung) im Bereich Sulzfluh. Links: Blick nach Osten; rechts: Blick nach Westen (AMPFERER 1933: 362, 366).....	28
Abbildung 13: tektonische Übersicht des Westschams (GRUNER 1981: Taf. III; verändert).....	31
Abbildung 14: zweifache Deckfaltenbildung der Schamser Decken (GRUNER 1981: 103, verändert).....	33
Abbildung 15: tektonisches Profil links des Hinterrheins (JÄCKLI 1980: 55, verändert).....	34
Abbildung 16: Geologische Profile im Arbeitsgebiet Pizzas d'Anarosa / Alp Curtginatsch (JÄCKLI, NEHER & STREIFF 1976: Taf. II, veränderte Ausschnitte).....	35
Abbildung 17: Zusammenhang von Strukturflächen und Wandprofilen (GERBER 1969: 108).....	41
Abbildung 18: Gelatine-Modell nach SCHEIBLAUER (GERBER 1969: 110).....	42
Abbildung 19: Ansicht mit Teilschnitt einer freien Felswand im Rhätikon (eigener Entwurf).....	44
Abbildung 20: Felskern unter wandfußnaher Schutthalde (GERBER 1969: 109).....	45
Abbildung 21: Statische Glacières (DYSLI & LÜTSCHER 2003: 48f). Links: Schneefalle; rechts: Kaltluftfalle.....	47
Abbildung 22: Dynamische Glacière (ibd.: 49).....	48
Abbildung 23: senkrecht zurückweichen einer Felswand bei Ausbildung eines Felskerns unter dem aufwachsenden Schuttkörper (LEHMANN, O. 1933/34: 94).....	50
Abbildung 24: Einaxiale und triaxiale Verdichtung mit Setzung einer Lockergesteinsmasse (HAEFELI 1967: 4).....	52
Abbildung 25: Setzungs- und Gleitbewegungen in Schuttkörpern (HAEFELI 1967: 5).....	52
Abbildung 26: „Der Sturzschuttkegel als Grundtyp und einige seiner typischen Modifikationsformen“ (ibd.: 242).....	62
Abbildung 27: Lage des vermessenen Schuttkörpers im Hochkönig-Gebiet (BRÜCKL et al. 1974: 82).....	68
Abbildung 28: Schneehaldenklamm, Blickrichtung Süden, Elevation des Betrachters 30° (eigener Entwurf auf Grundlage der digitalisierten topographischen Karte 1:50 000).....	68
Abbildung 29: Geschwindigkeit der Primärwellen im Verhältnis zur Tiefe im markierten Abschnitt „c“ (BRÜCKL et al. 1974: 93).....	69
Abbildung 30: Längs- und Querprofil der „Übergußschutthalde c“ unter der Schneehaldenklamm (BRÜCKL et al. 1974: 94).....	70

Abbildung 31: Schnitt eines idealtypischen Schuttkegels im Ursi-Gröll, Südseite Sulzfluh, Rhätikon (LOREK 2001: 36).....	71
Abbildung 32: „Linear-erosive Überprägungen auf feinmaterial-haltigen Steinschlagkegeln“ (ITURRIZAGA 1999: 52, verändert).....	72
Abbildung 33: Südwand der Sulzfluh, Rhätikon; Blickrichtung Norden (Zeichnung von E. IMHOF in: LOREK 2001: 19).....	73
Abbildung 34: frische Runse mit korrelater Schuttzunge auf Ursi-Gröll (eigene Aufnahmen).	74
Abbildung 35: Runse auf Ursi-Gröll, Ursprung am Wandfuß 2360 m ü. NN (eigene Aufnahme).....	75
Abbildung 36: Runse auf Ursi-Gröll, Ursprung am Wandfuß 2360 m ü. NN (eigene Aufnahme).....	76
Abbildung 37: Aufschluß der obersten Schuttkörperschichten an einer Runse im Ursigröll (eigener Entwurf).	77
Abbildung 38: Wulstartiger Aufsatz der Rinnenschulter, gut erkennbar durch Materialwechsel (eigene Aufnahme).....	78
Abbildung 39: Streifige Materialsortierung an der Oberfläche von Schuttkegeln (eigene Aufnahme).....	79
Abbildung 40: Im Kegelmantel verankerter Mittelblock in der selben frischen Überdeckung (eigene Aufnahme).....	80
Abbildung 41: Plattenflue von der Ammaflue aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).83	
Abbildung 42: Am Hang endende Übergußschutthalde (links) gegen eine die Talsohle erreichende Schutthalde (rechts) (ibd.: 80).	86
Abbildung 43: Schneehaldenmoräne und embryonaler Blockgletscher als antagonistische Modelle zur Erklärung einer Form (BARSCH 1993: 259).....	90
Abbildung 44: Schneehaldenmoräne am Fuße einer steilen bewaldeten Bergflanke auf 1800 m ü. NN (JÄCKLI 1980: 141).....	91
Abbildung 45: Subrezente Schneehaldenmoräne im Bereich Drusentor, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme und eigener Entwurf). Links: Ansicht; rechts: Strukturskizze.	93
Abbildung 46: Pizzas d’Anarosa (Grauhörner) mit Alp Curtginatsch, Blickrichtung Südwesten (JÄCKLI 1980: 28, verändert).....	95
Abbildung 47: Pizzas d’Anarosa, Blickrichtung Süden (JÄCKLI 1980: 112, verändert).	95
Abbildung 48: Topographie des Untersuchungsgebietes Anarosa (Ausschnitt aus Karte 6, vergrößert, verändert).....	96
Abbildung 49: Geologie des Untersuchungsgebietes Anarosa (Ausschnitt aus: SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION 1971; vergrößert, verändert). 97	
Abbildung 50: Legende zu Abb. 49 (ibd., verändert).	97
Abbildung 51: Arbeitsgebiet Anarosa: Halbrund mit Farcletta di Lai Pintg, Blickrichtung Süden (JÄCKLI 1980: 113, vergrößert).....	99
Abbildung 52: Östlicher Teil der Schwelle, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme).	100
Abbildung 53: Westlicher Teil der Schwelle und unterhalb gelegene Halden, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).....	100
Abbildung 54: Felsschwelle im Halbrund mit Wirtskegeln und korrelaten Halden im Auslauf; Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).....	101
Abbildung 55: Westliches Ende des Halbrunds, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).	101
Abbildung 56: Bergsturz vom Piz Calandari, Nordseite mit Abriß- und Ablagerungsgebiet; Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).....	102
Abbildung 57: Einschlagspuren eines Felssturz-Ereignisses im Juli 2002 auf wandfußnahen Schuttkörpern im Untersuchungsgebiet Anarosa (eigener Entwurf).	103
Abbildung 58: Schuttkegel nördlich von P. 2903, Blickrichtung Süden (eigener Entwurf)..	104

Abbildung 59: Steinwild auf einem Feinschuttkegel im Zilie-Gröll, Südseite Sulzfluh in der Nähe des Schuttkörperprofils P2 (eigene Aufnahme).....	108
Abbildung 60: Tektonische Übersicht der Kanadischen Rocky Mountains (ROEDER 1967: Taf. 2, verändert).....	109
Abbildung 61: Lage der Schuttkörperprofile auf der Südseite der Sulzfluh (BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE 1998, verändert).....	112
Abbildung 62: Typischer Meßaufbau für die Aufnahme der Schuttkörperprofile (eigene Aufnahme).....	113
Abbildung 63: Couloir (Pfeile) im Schneespitzli (eigene Aufnahme, verändert).....	117
Abbildung 64: Profil P3 im Couloir von Schneespitzli, Blickrichtung senkrecht nach unten (eigene Aufnahme).....	118
Abbildung 65: Einzelmarke M1 (eigene Aufnahme).....	119
Abbildung 66: Feinblock M2 unter der ostexponierten Wand des Rhätispitz, Sulzfluh, in seiner neuen Lage (eigener Entwurf).....	120
Abbildung 67: Idealtypische Steinschlagrinnen mit verschiedenen Wertigkeiten (= val) durch unterschiedliche Tiefen (= alt) und Gefälle (= α) (eigener Entwurf).....	125
Abbildung 68: Konstruktion einer idealtypischen Steinschlagrinne (eigener Entwurf).....	126
Abbildung 69: Südlicher Teil der Rätchenflue, Blickrichtung Südosten (eigene Aufnahme, verändert).....	128
Abbildung 70: Unterschiedliche Ausbildung von Schuttkörpern in Abhängigkeit von der Ausprägung der korrelierten Steinschlagrinnen (eigene Aufnahme).....	129
Abbildung 71: Felssturz des Winters 1997/1998 bei Weberlisch Höhli, südöstlich von Plasseggen (eigene Aufnahme).....	130
Abbildung 72: Lage einer Leitfuge (gestrichelte Linie) in benachbarten Felspartien der Sulzfluh-Südwand (eigene Aufnahme, verändert).....	131
Abbildung 73: Ausstreichende Schichtfugen mit randlich durch Verwitterung anders einfallenden Simsen und Überhängen, schematisch (eigener Entwurf).....	132
Abbildung 74: Pultflächen im Gratbereich westlich des Drusentores (eigene Aufnahme) ..	132
Abbildung 75: Pultfläche mit schwach mäandrierenden Karren östlich des Drusentores (eigene Aufnahme).....	133
Abbildung 76: Teilabschnitt des Gratbereiches östlich Drusentor, Blickrichtung Westen (eigene Aufnahme und Strukturzeichnung).....	133
Abbildung 77: Vergesellschaftete gleichfluchtende Pultflächen (weiße Pfeile) im Gratbereich Drusentor, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme).....	134
Abbildung 78: Felsgruppenübergreifende Vergesellschaftung von Pultflächen, schematisch (eigener Entwurf nach eigener Aufnahme).....	135
Abbildung 79: Schematische Übersicht spätglazialer Moränen auf Plasseggen (BURGER & HANTKE (1982: 95; verändert).....	137
Abbildung 80: Gekreuzte Moränenwälle auf Plasseggen, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).....	137
Abbildung 81: Übersicht der spätglazialen Stände des Ganda-Gletschers nach KOBLER (links) und ANDERS (ANDERS 1999: Beil.).....	140
Abbildung 82: Wechselwirkung von spätglazialem Wandfußgletscher, Höhlen- und Spalteneis im Rhätikon, modellhaft. (LOREK 2001: 51).....	148
Abbildung 83: Kalklösungsspuren auf einer Pultfläche (links) und einem Sturzblock (eigene Aufnahmen).....	150
Abbildung 84: Drusentor (2342 m ü. NN) und Umgebung von der Großganda aus; Blickrichtung N (eigene Aufnahmen, verändert).....	152
Abbildung 85: Der Drusengrat s.l. mit seinen umgrenzenden Gipfeln (eigene Aufnahmen, verändert).....	153

Abbildung 86: Felspartie Vierzehnheiligen östlich des Aufschwungs zu Dritürm, Blickrichtung Norden (eigene Aufnahme).....	155
Abbildung 87: Pultfläche 16 direkt am Drusentor, Blickrichtung Westen (eigene Aufnahme; verändert).....	164
Abbildung 88: Anhöhe um P. 2277 (“Zollwärterhöhe”) nördlich des Drusentores von P. 2413 gesehen, Blickrichtung Nordwest (eigene Aufnahme, verändert).....	167
Abbildung 89: Kar nordwestlich der Zollwärterhöhe, Blickrichtung Nordost (eigene Aufnahmen, verändert).....	167
Abbildung 90: Geologische Skizze der nördlichen Umgebung des Drusentores (eigener Entwurf nach GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965).....	168
Abbildung 91: Porzalenga-Wald auf dem Boden des oberen Gauertales; Blickrichtung Nordost (eigene Aufnahme, verändert).....	169
Abbildung 92: Drusenfluh mit Dritürm, Blickrichtung Süden (v. SEIDLITZ 1906: 102, verändert).....	170
Abbildung 93: Schubplan der Sulzfluh-Decke zwischen Drusentor und Drusenfluh, Blickrichtung Südsüdwest (AMPFERER 1936b: 364).....	171
Abbildung 94: Gesamtansicht Arbeitsgebiet Schijenflue, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).....	174
Abbildung 95: Strukturskizze Wissplatte – Schijenflue, Blickrichtung Osten (AMPFERER 1936b: 367).....	174
Abbildung 96: Wissplatte, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme).....	176
Abbildung 97: Wandabschnitt südlich der Schijenflue mit Schijentobel und Schafsteina, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).....	177
Abbildung 98: Schijenflue und In den Schijen, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme)....	178
Abbildung 99: Wandfußnaher Bereich westlich der Schijenflue, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme; verändert).....	180
Abbildung 100: Detailskizze des Geländepunktes 1 aus Abb. 99 (eigener Entwurf).....	180
Abbildung 101: Partnunsee mit Seebüel, Blickrichtung Südosten und dem unteren Teil der Schijen (eigene Aufnahme).....	181
Abbildung 102: Partnunsee von Grünen Fürggli aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).....	182
Abbildung 103: Schwelle im Flysch am Süden des Partnunsees, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).....	183
Abbildung 104: Rätchenflue mit vorgelagertem Eggberg-Grat, Blickrichtung Südsüdost (eigene Aufnahme, verändert).....	186
Abbildung 105: Eggberg-Grat im Profil (Ausschnitt aus Abb. 10, verändert).....	186
Abbildung 106: Eggberg und südöstlich vorgelagerter Grat, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme).....	187
Abbildung 107: Eggberg-Grat zwischen Geisstschuggen und Wandfuß der Rätchenflue, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).....	188
Abbildung 108: Nordostseite von Hasenflüeli von P. 2178 aus, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).....	189
Abbildung 109: Geländeabschnitt Geisstschuggen von Hasenflüeli aus, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).....	190
Abbildung 110: Geländeabschnitt Ammaflue von P. 2286 aus, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).....	192
Abbildung 111: Westlicher Teil der Ammaflue von P. 2203 aus, Blickrichtung Nordosten (eigene Aufnahme, verändert).....	192
Abbildung 112: Hasenflüeli von P. 2178 aus, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme, verändert).....	195

Abbildung 113: Hasenflüeli von Galtjiwana aus, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).....	196
Abbildung 114: Geländeabschnitt Bi den Nünzgen von Hasenflüeli aus, Blickrichtung Südosten (eigene Aufnahme, verändert).....	198
Abbildung 115: Bi den Nünzgen von Ammaflue aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme, verändert).....	199

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Im Rhätikon vorkommende Stadien des Spätglazials (KOBLER 1999: frdl. schr. Mitt.).....	54
Tabelle 2: Korngrößenklassen in Schuttkörpern im Sulzfluh-Kalk (LOREK 2001: 35).....	64
Tabelle 3: Eigenschaften von zentralalpinen Sturzschuttkörpern aus Kalkschutt (eigener Entwurf).....	89
Tabelle 4: Mögliche Verfälschungen von Meßergebnissen durch äußere oder methodeneigene Einflüsse.....	111
Tabelle 5: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P1 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.....	115
Tabelle 6: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P2 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.....	116
Tabelle 7: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P3 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.....	118
Tabelle 8: Lage und Bewegung der markierten Handstücke der Einzelmarken M1 bis M4 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.....	119
Tabelle 9: Cluster # 93 aus Profil P2: Bewegungswerte (eigene Erhebung); Angaben in Metern.....	122
Tabelle 10: spätglaziale Schneegrenzen des Ganda-Gletschers und Schneegrenzdepressionen im Vergleich zu 1850 (ANDERS 1999: 89; verändert).....	139
Tabelle 11: eingemessene Pultflächen im Arbeitsgebiet und ihre durchschnittliche Orientierungen.....	157
Tabelle 12: Durchschnittliche Orientierungen der vermessenen Pultflächen nach Quadranten / Geländeabschnitten.....	158
Tabelle 13: Orientierung der Pultfläche Zollwärterhöhe 2305 m ü. NN.....	171
Tabelle 14: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluhkalk im Geländeabschnitt Geisstschuggen.....	190
Tabelle 15: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluh-Kalk im Geländeabschnitt Ammaflue..	193
Tabelle 16: Schichtfugen im Geländeabschnitt Hasenflüeli.....	197
Tabelle 17: Schichtfugen im Geländeabschnitt Bi den Nünzgen.....	200
Tabelle 18: Spätglaziale Moränenstände nördlich und südlich der Nünzgen (eigene Erhebung). Ggl = Gleichgewichtslinie.....	201
Tabelle 19: Wertigkeiten von Steinschlagrinnen in Abhängigkeit ihrer Tiefe und Neigung (eigener Entwurf).....	259

Verzeichnis der Diagramme

Diagramm 1: Klimadaten Weissfluhjoch (2690 m ü. NN) 2003 (Weltnetz: DIMAGO 2003).....	17
Diagramm 2: Klimadaten Hinterrhein (1611 m ü. NN) 2003 (Weltnetz DIMAGO 2003).....	19
Diagramm 3: Beziehungsgeflecht Wandformung (eigener Entwurf).....	61
Diagramm 4: Cluster # 93 aus Profil P2: Verteilung der Handstücke (eigener Entwurf).....	122
Diagramm 5: Cluster # 94 aus Profil P2: Verteilung der Handstücke (eigener Entwurf).....	122
Diagramm 6: Wertigkeiten von Steinschlagrinnen in Abhängigkeit ihrer Tiefe und Neigung. Teillogarithmische Darstellung (eigener Entwurf). Quelldaten siehe Tab. 19.....	127

Diagramm 7: Durchschnittliche Orientierung aller eingemessenen Pultflächen (i.e. Durchschnittswerte der Einzelmessungen pro Pultfläche nach Tab. 11) im Arbeitsgebiet Drusentor.....	158
Diagramm 8: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor, nach Quadranten.....	159
Diagramm 9: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.....	159
Diagramm 10: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.....	160
Diagramm 11: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.....	161
Diagramm 12: Durchschnittliche Pultflächen-Orientierungen in den einzelnen Quadranten / Geländeabschnitten nach Tab. 12.....	162
Diagramm 13: Orientierung der Pultfläche Zollwärterhöhe 2305 m ü. NN.....	171
Diagramm 14: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluhkalk.....	191
Diagramm 15: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluh-Kalk im Geländeabschnitt Ammaflue.....	194
Diagramm 16: Schichtfugen im Geländeabschnitt Hasenflüeli.....	197
Diagramm 17: Schichtfugen im Geländeabschnitt Bi den Nünzgen.....	200

I. Einführung

1. Anmerkung zur Vorgehensweise

Vorliegende Arbeit versteht sich als Beitrag zur spät- und postglazialen Landschaftsgeschichte im Schweizer Kanton Graubünden. Der Schwerpunkt lag hierin auf der Betrachtung hochgebirgsmorphologischer Grundlagen der Entwicklung von Felsgraten und freien Wänden seit dem Schwinden der Gletscher in der ausgehenden Eiszeit. Am Beispiel des Gebirgszuges Rhätikon im nordöstlichen Graubünden sollen wesentliche Züge und Entwicklungsgänge der Wand- und Gratformung seit dem Spätglazial aufgezeigt werden.

In der methodischen Zusammenschau wurden die beteiligten Agentien und Prozesse erfaßt, beschrieben, gewichtet und schließlich in der Darstellung kausal verknüpft und zu Prozeßketten verdichtet. Anlässlich früherer Untersuchungen (LOREK 2001) wurden im eigentlichen Arbeitsgebiet „Rhätikon“ neue Methoden entwickelt, die nun am Vergleichsgebiet „Anarosa“ im mittleren Graubünden überprüft und fortgeschrieben werden konnten. Diese neuen Vorgehensweisen mit bewährten synoptisch zusammenzuführen, zu gewichten und damit zu einer bisher nicht vorhandenen umfassenden Betrachtung der Formung freier Felswände im Hochgebirge beizutragen, war ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit.

Durch die kombinierte Anwendung unterschiedlichster methodischer Ansätze wurde es möglich, augenfällige morphologische Ereignisse zeitlich einzuordnen und ihre entsprechenden Formen erstmals relativ zu datieren: Ihr räumliches Nebeneinander fügte sich zu einem zeitlichen Ablauf.

Eigene und fremde bisherige Ergebnisse wurden kritisch geprüft und in vielem umfassend erweitert. Namentlich die bisherigen Ansichten zum inneren Aufbau von Schuttkörpern und ihrem Wachstum mußten in Teilen revidiert werden. Einige der ursprünglichen Arbeitsthesen wurden verworfen, andere hielten stand und wurden verifiziert. Im ganzen hat das Zusammenspiel der gewählten neuen und alten Methoden sich bewährt und zu einem deutlichen Erkenntnisgewinn im gewählten Themenbereich und Arbeitsgebiet geführt.

Der methodische Schwerpunkt lag dem Untersuchungsgegenstand gemäß in der Beobachtung. Quantitative Vorgehensweisen präzisieren die so gewonnenen Erkenntnisse und versprechen für die Zukunft wertvolle Ergebnisse aus den angelegten Meßstrecken. Obwohl die technische Entwicklung den Wissenshorizont in kaum faßbarer Weise täglich neu verschiebt, bleibt dem Geomorphologen die klassische Feldarbeit die wichtigste der zur Verfügung stehenden Methoden. Auf ihre Erhebungen greifen alle weiteren Vorgehensweisen zurück. Von neuem aufzuzeigen, wie weit die Beobachtung tragen kann, ist ein weiteres Anliegen dieser Arbeit.

Gerade die Beobachtung, die im Gegensatz zur Messung immer mit dem Makel der Subjektivität behaftet ist, muß noch härterer Zucht unterworfen werden, um in gleicher Weise zu bestehen. Quantitative Vorgehensweisen halfen dort weiter, wo dem Auge Grenzen gesetzt waren und die zu erwartenden Ergebnisse ihren Einsatz auch vor der eigentlichen methodischen Intention rechtfertigten.

Verdichtet man seine Einzelerkenntnisse aus Geländebefunden zu genetischen Aussagen und Kausalketten, die die Landschaftsentwicklung beschreiben, und leitet daraus allgemeingültige Aussagen ab, die dem Anspruch der freien Übertragbarkeit auch auf andersartige Räume genügen sollen, so muß gerade der für sich Tätige einsträngiges Denken zu vermeiden trachten. Daher nahmen Gespräche mit Dritten (vgl. Abschnitt V.1.a), die mit Gebiet oder Thema eng vertraut sind, breiten Raum ein. Die große Bereitschaft von Autoren einschlägiger

Schriften und Einheimischen, ihren Wissens- und Erfahrungsschatz beizutragen, war fachlich wie menschlich besonders erfreulich.

Durch die ungeheure Fülle des Stoffes und der möglichen Ansätze war es notwendig, thematische Exkurse zuzulassen, wo es dem Schwerpunkt dieser Arbeit dienen konnte, und inhaltliche Schnitte zu dulden, wo es der rote Faden gebot. Ihrem inhaltlichen Gewicht entsprechend sind Herleitung und Beschreibung der Vorgehensweisen nicht der Einführung unterstellt, sondern bilden einen gesonderten Abschnitt.

Wo frühere Ergebnisse aus Gründen des inhaltlichen Zusammenhanges in dieser Arbeit auftauchen, wurde zusammengefaßt; wo sich Redundanzen vermeiden ließen, gerafft; wo es der gegenwärtige Forschungsstand gebot, verändert und, wo es der Weiterführung des Themas diene, ergänzt. Auf die erneute Herleitung und Beweisführung von bereits früher Dargelegtem wurde aus naheliegenden Gründen verzichtet; hier sei auf die in Anhang und Anlage dokumentierte Literatur verwiesen.

Als neuer „Beitrag zur Landschaftsgeschichte in Graubünden“ knüpft diese Arbeit inhaltlich und methodisch an frühere Untersuchungen (LOREK 2001) an. Weiterentwickelte und neue, an einem landschaftsgeschichtlichen Beispiel erprobte Methoden stellen damit dem Hochgebirgsmorphologen ein Instrumentarium zur Verfügung, das mit geringem Aufwand präzise Geländebefunde ermöglicht und in regem Gebrauch und Fortschreibung sich nicht abstumpfen, sondern stetig an Effizienz gewinnen soll.

Der in einigen Abbildungen zum Größenvergleich gezeigte Geologenhammer hat eine Länge von 30 Zentimetern.

2. Einführung in Raum und Untersuchungsgebiete

a) Geographie

Graubünden, das „Land der hundertfünfzig Täler“, gilt nach Umriß und Bevölkerung als verkleinertes Abbild der gesamten Schweiz: Nördlich des Hauptkammes spricht man deutsch, südlich davon italienisch und parallel zu beiden im ganzen Kanton romanisch, das sich von Tal zu Tal unterscheidet. Als östlichster Kanton der Schweiz bildet es in wesentlichen Teilen die Außengrenze zum Fürstentum Liechtenstein im Norden, Österreich im Osten und Italien im Süden.

Die Gebirgszüge des Rhätikon und der Silvretta-Gruppe trennen Graubünden von Österreich. Von den drei großen Landschaftseinheiten der Schweiz, dem Jura, dem Mittelland und den Alpen, bleibt Graubünden auf die letztere beschränkt.

Abb. 1 zeigt eine Übersicht der Schweiz:

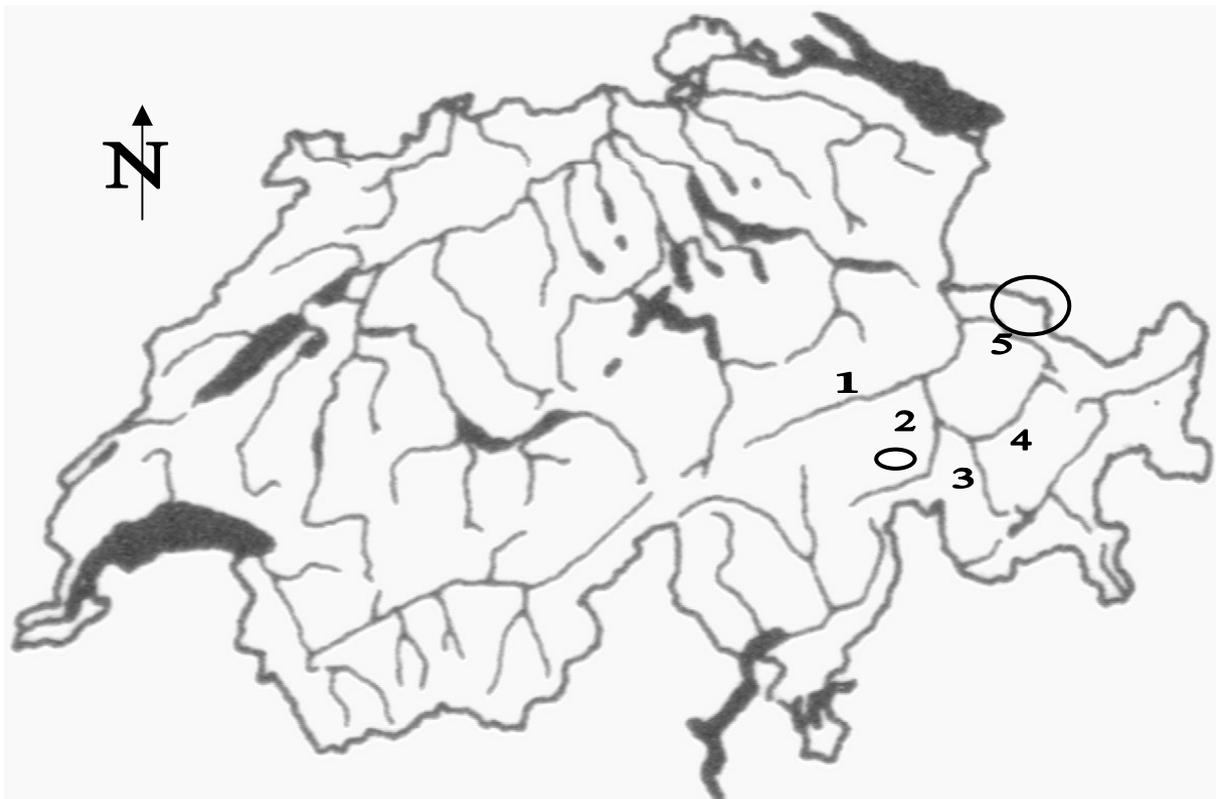


Abbildung 1: Skizze der Schweiz mit den wichtigsten Talschaften und Gewässern (MIGROSGENOSSENSCHAFTS-BUND 1975: Innendeckel, verändert).

1 = Vorderrhein; 2 = Hinterrhein; 3 = Albula; 4 = Landwasser; 5 = Lanquart; große Ellipse = Arbeitsgebiet Rhätikon; kleine Ellipse = Vergleichsgebiet Pizzas d'Anarosa.

Das Arbeitsgebiet „Rhätikon“ s.l. liegt im Norden Graubündens nördlich der Talschaft des Prättigau. Es umfaßt den nördlichen und östlichen Teil des gleichnamigen Gebirgszuges, der zwischen Liechtenstein (Falknis 2560 m ü. NN) und Klosters (Madrisahorn 2826 m ü. NN) zugleich die Staatsgrenze und die Wasserscheide zwischen den Einzugsbereichen der Landquart (Prättigau) und der Ill (Montafon) bildet.

Als „Nördlichen Rhätikon“ s. s. bezeichnet man den in ostwestlichen Richtungen streichenden Abschnitt zwischen Schweizertor im Westen und Tilisunafürkli im Osten. Am Ostende des Nördlichen Rhätikon knickt der Hauptkamm im Bereich Gruoben (Grubenpaß) markant in

südliche Richtungen ab und bildet von hier bis zum Madrisahorn den „Östlichen Rhätikon“. Südlich des Gafientals spricht man auch vom „Südlichen Rhätikon“; die Benennung ist hier uneinheitlich.

Innerhalb des Arbeitsgebietes bildeten einige ausgewählte Wand- und Gratbereiche den Schwerpunkt des Interesses (von Nord nach Süd): Gratbereich „Drusentor“ (2342 m ü. NN), südexponierte Wand der „Sulzfluh“ (2817 m ü. NN), Bereich „In den Schijen“ - zwischen Schijenflue (2625 m ü. NN) und Partnunsee gelegen, sowie der Gratbereich s.l. zwischen Eggberg (2203 m ü. NN) und Rätschenflue (2703 m ü. NN). Die genannten Lokalitäten sind in Abb. 3 durch Ellipsen markiert.

Teile des Nördlichen und der Südliche Rhätikon umschließen das glazial überformte Hochtal von St. Antönien, dessen Schaniela-Bach bei Küblis in die Landquart mündet, an seiner Nord- und Ostseite mit schroff aufragenden markanten Wänden. Die Westgrenze des Tales s.l. bildet der sanfter geformte, begrünte Flyschgrat zwischen Carschinafurka und Chuenihorn / Kühnihorn (2412 m ü. NN) sowie in Verlängerung über Aschüel bis Chrüz / Kreuz (2195 m ü. NN). Der Boden des Trogtales (bei St. Antönien Platz 1420 m ü. NN) steigt zum Talschluß hin bei Partnun (Partnunsee 1869 m ü. NN) an und weist neben Murkegeln aus teilweise tief eingeschnittenen Tobeln zahlreiche spätglaziale Ablagerungen der Haupt- und Seitentalgletscher auf (vgl. Abschnitt I.3.d)).

Über der Trogschulter bei ca. 1950 m ü. NN vermitteln wellige Almen und wüste Ganden zwischen Tal und freien Felswänden. Unter „Ganda“ (pl. „Ganden“) versteht der Bündner nicht bewirtschaftbares Ödland und benennt damit häufig Moränenlandschaften spätglazialer Wandfußvereisungen und Lokalgletscher, deren blockreicher Unwirtlichkeit das Vieh ausweicht. „In einzelnen Fällen sind auch Ablagerungsbereiche von Bergstürzen oder sehr ergiebigen Felsstürzen mit „Ganda“ bezeichnet (vgl. HEIM 1932: 12). Auch weidefähige Flächen „verganden“ heute, weil die Alp-Pflege seit dem Zweiten Weltkrieg sehr stark zurückgegangen ist und dadurch Weideunkräuter, die das Vieh verschmäht, nicht mehr von den Bergbauern entfernt werden, sondern sich großflächig ausbreiten können“ (LOREK 2001: 9).

Der deutliche Gefälleknicke von relativ flach geneigten Almen und Ganden zu oft senkrechten Felswänden ist in der Zone der spätglazialen Wandfußvergletscherung durch deren Moränen und postglaziale Schuttkörper kaschiert. Diesem „Schuttsaum“ gilt das besondere Interesse weiter Abschnitte der vorliegenden Arbeit.

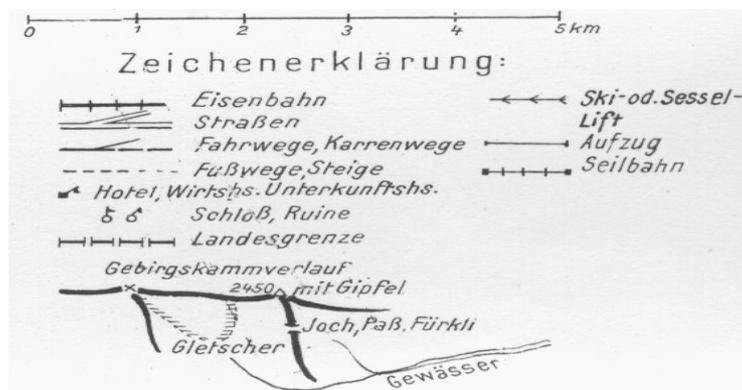


Abbildung 2: Legende zu Abb. 3 (FLAIG, G. & FLAIG, W. 1962: Beilage).

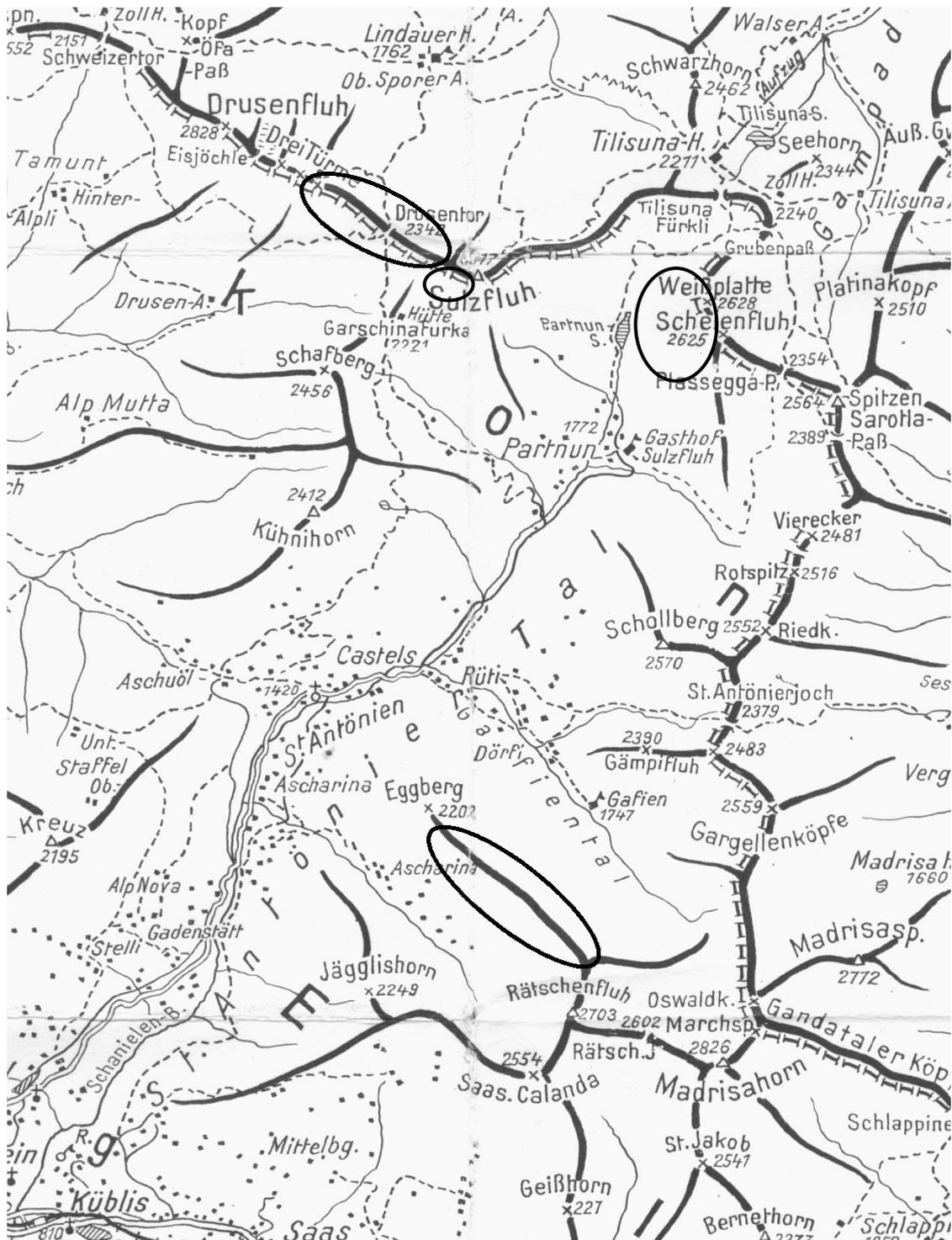


Abbildung 3: Übersicht des Nördlichen und Östlichen Rätikon zwischen Schweizerzertor und Saaser Calanda (FLAIG, G. & FLAIG, W. 1962: Beilage, verändert).
Schwarze Ellipsen markieren die Schwerpunktbereiche der Untersuchung.

Prättigau und Montafon waren ursprünglich romanisch besiedelt. Ab dem 12. Jhdt. begannen die deutschsprachigen Walser, die bis dato kaum genutzten Hochtäler zu besiedeln und urbar zu machen. Die Einwanderung erfolgte von Norden über das Montafon und dehnte sich bis zum frühen 17. Jhdt. auch bis in die tiefergelegenen Orte der Haupttäler aus; die ursprüngliche Bevölkerung wurde größtenteils verdrängt. Im Gegensatz zu heute „blieben die Wirtschaftsbeziehungen zur Außenwelt über die Pässe bestimmend, den alten Wegen folgend, über die das Hochtal besiedelt worden war. Die konfessionellen Schranken der Reformation,

der Loskauf des Zehngerichtebundes von Österreich im Jahr 1649, ja sogar Weltkriege und damit verbundene intensive Überwachungen der schweizerisch-österreichischen Grenze vermochten diese alten Verbindungen nicht zum Erliegen zu bringen. Auch heute, wo gute Verkehrswege die Orientierung der St. Antönier zum Prättigau hin verlagert haben, sind die Pässe - im übertragenen Sinne - noch eher Übergang als Grenze. So gehört die Alp Carschina, die sich zwischen Carschinfurka, Sulzhütte und oberhalb des Fuchswaldes erstreckt, zu Schiers, nicht zu St. Antönien. Ebenfalls auf der linken Talseite bewirtschaften die St. Antönier ‚ihr‘ Tal zwischen Gruoben und Gafiatal nur in Pacht“ (LOREK 2001: 7).

Heute erkennt man die Spuren der früheren Einwohner nur noch an romanischen Orts- und Flurnamen und an den geschlossenen romanischen Siedlungsformen als Gegensatz zu den walserschen Streusiedlungen der Hochtäler. Selbst wo sich die Walsersiedlungen ein wenig verdichten, wie in Ascharina und St. Antönien-Platz, sind sie noch sehr viel lockerer strukturiert als Dörfer vergleichbarer Größe etwa im Domleschg oder Schamser Tal, wo schon Siedlungsform und Baustil der Häuser und Höfe von der anderen Wirtschaftsweise und vom romanischen Ursprung der Bevölkerung Zeugnis geben.

Diagr. 1 zeigt die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse der Region (nächstgelegene Meßstation: Weissfluhjoch bei Klosters):

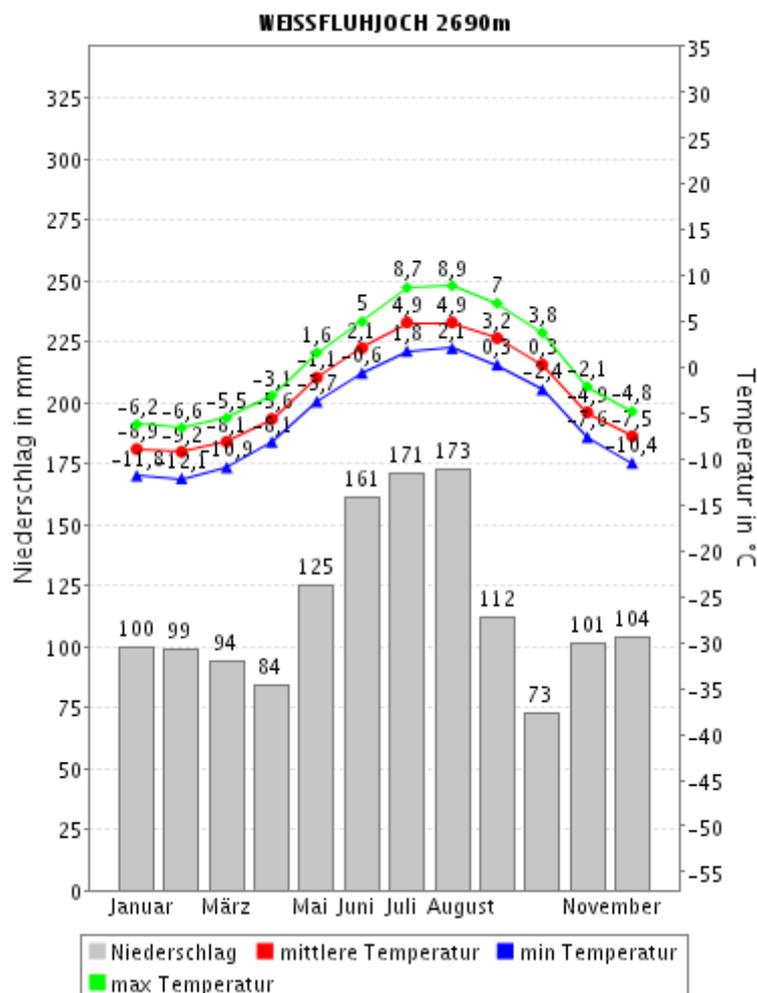


Diagramm 1: Klimadaten Weissfluhjoch (2690 m ü. NN) 2003 (Weltnetz: DIMAGO 2003).

Folgt man vom Flimser Bergsturz aus dem Hinterrhein aufwärts durch die Talschaft des Domleschg, so öffnet sich nach der durchsägten Klamm der Vialmalaschlucht der weite glaziale Boden des Schamser Tales oder Val Schons, in das der Fluß durch die gleichfalls tief eingeschnittene Roflaschlucht vom Rheinwald her eintritt. Mächtige Tobel der Seitenbäche

haben die Trogschultern tief zerschnitten und auf dem Talboden bedeutende Murkegel aufgebaut, die den Hinterrhein im Postglazial stellenweise zwangen, seinen Lauf zu ändern. Oberhalb der Trogschulter haben ausgedehnte Lokalgletscher beiderseits des Haupttales weite Karböden geschaffen, die von kurzen Gebirgszügen mit einer einheitlichen Gipfflur von um 3000 m ü. NN umrahmt werden. Eines dieser weiten Kare und seine begrenzenden Wasserscheiden bilden das Vergleichsgebiet „Anarosa“ s.l. (vgl. Karte 6).

Nördlich des Rheinwaldes bei Sufers und westlich des Schamser Tales bei Andeer öffnet sich nach Osten der weite Karboden der Alp Curtginatsch / Alp Anarosa, dessen Fundogn-Bach sich in den westlichen Teil der zwischen 2250 und 2450 m ü. NN liegenden Hochfläche schon deutlich eingeschnitten hat. Das weite Halbrund ist mit spätglazialen Moränenmaterial bedeckt und von einer Gratlinie begrenzt, die von Nord über West nach Süd von den Gipfeln Piz Tarantschun (2769 m ü. NN) – Brusghorn (3043 m ü. NN) – Gelbhorn (3035 m ü. NN) – Pizzas d’Anarosa (3002 m ü. NN) – Cufercalhorn (2800 m ü. NN) definiert ist. Die Luftlinie zwischen Nord- und Südgrenze (Piz Tarantschun – Cufercalhorn) mißt ca. 4000 m, die Ost-West-Erstreckung (Gelbhorn - Alpgebäude Nera) ca. 5000 m.

Gegenstand der vergleichenden Untersuchungen im Vergleichsgebiet s.s. sind die nordexponierten Wände des südlich begrenzenden Gebirgszuges der Pizzas d’Anarosa / Cufercalhorn sowie ihre wandfußnahen Sturzschuttkörper innerhalb der jüngsten Lokalmoränen. Der fragliche Bereich ist in Abb. 5 durch eine schwarze Ellipse markiert.

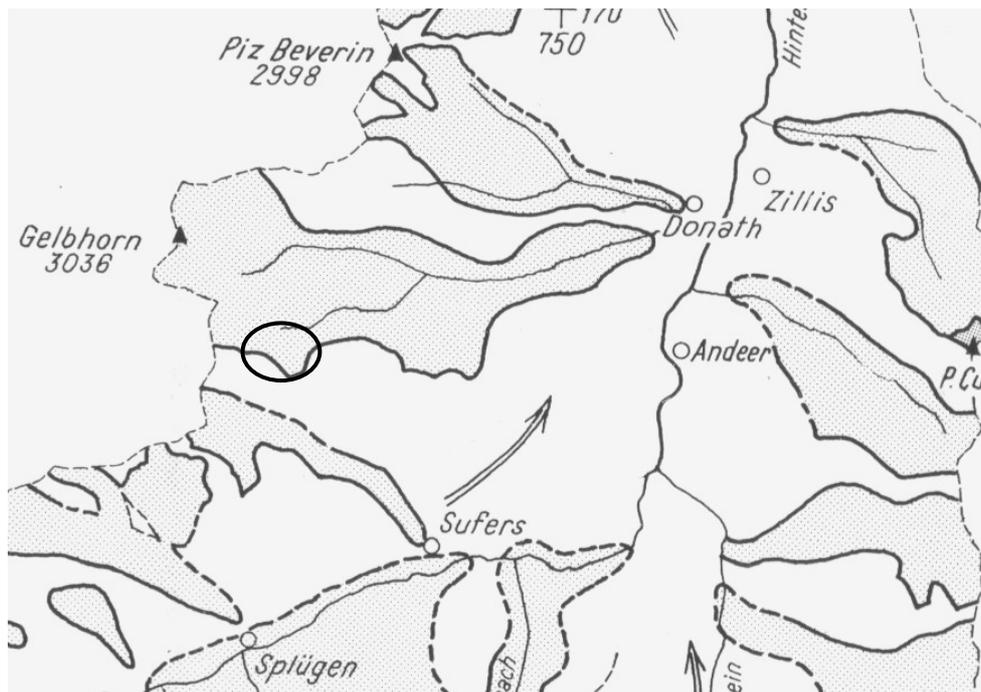


Abbildung 4: Das mittlere Hinterrhein-Gebiet im ausgehenden Glazial (JÄCKLI 1980: 88, verändert).

Schwarz umrandete dunklere Flächen: Stände der Seitengletscher im Spätglazial (Gschnitz). Zwischen Gelbhorn und Andeer: Lokalgletscher des Vergleichsgebietes. Schwarze Ellipse: Vergleichsgebiet s.s.

Das gesamte Hinterrhein-Gebiet ist bekannt für zahlreiche, zum Teil spektakuläre Massenbewegungen, die meist gut dokumentiert sind. Die wohl augenfälligste ist die Heinzenberg-Rutschung westlich von Thusis, wo nördlich des Glas-Passes („Bruchalp“) der gesamte Grat sichelförmig auf einer Strecke von gut 2000 m mit Bewegungsraten von ein bis zwei Dezimetern pro Jahr zu Tal rutscht. Aus historischer Zeit sind zahlreiche Stürze mit Kubaturen von über 50 000 m³ bekannt.

Das Vergleichsgebiet s.l. liegt zwischen dem rein walserisch besiedelten Safiental im Westen und dem romanisch bestimmten Val Schons im Osten. Wie im Prättigau sind romanischstämmige Bevölkerung und Kultur im Lauf der Jahrhunderte stetig zurückgegangen. Wie im Prättigau führten die Wege der Hochtalbewohner hauptsächlich über die Pässe. Anders als im Hochtal von St. Antönien regte aber keine Landesgrenze den halblegalen Warenaustausch an. Zudem liegt das Arbeitsgebiet zu weit südlich der früheren Hauptroute über den Glas-Paß. Heute wird die Alp Anarosa von Zillis aus bewirtschaftet.

Diagr. 2 zeigt die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse der Region (nächstgelegene Meßstation: „Hinterrhein“ bei Sufers):

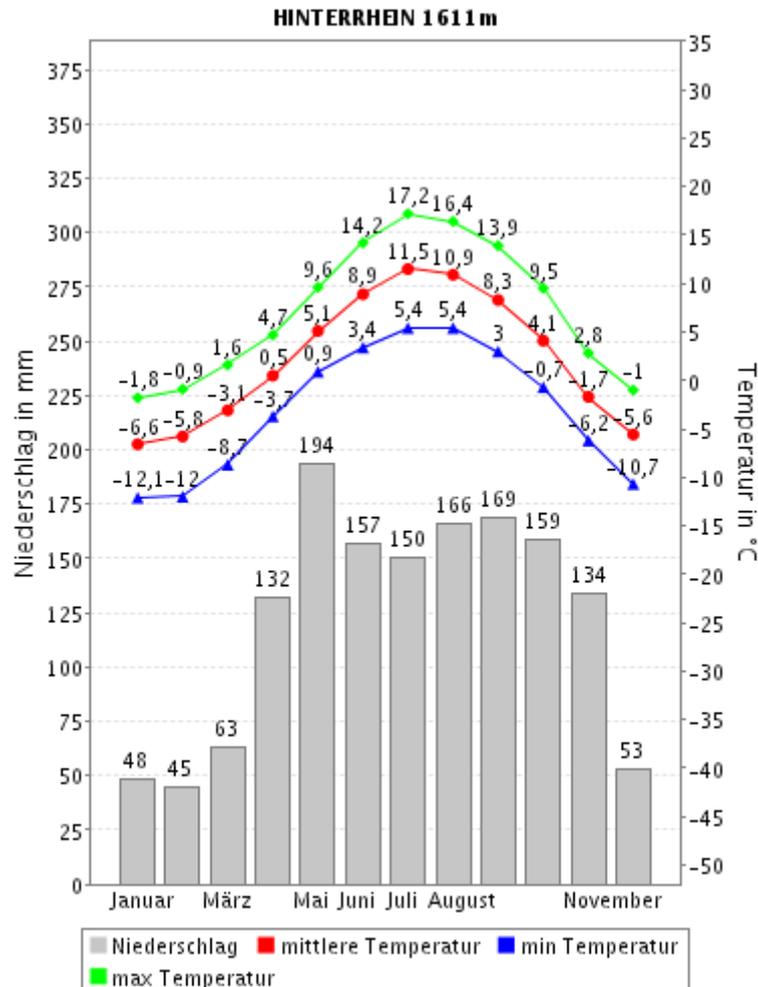


Diagramm 2: Klimadaten Hinterrhein (1611 m ü. NN) 2003 (Weltnetz DIMAGO 2003)

b) Geologie

Der Bau der Alpen, wie er sich uns heute präsentiert, ist in weiten Teilen von Deckenüberschiebungen und autochthonen Zentralmassiven geprägt. Man unterscheidet vier große Faziesbereiche, die die unterschiedlichen Entwicklungen der verschiedenen Abschnitte des großen tethyalen Sedimentationsraumes seit Beginn der alpidischen Orogenese widerspiegeln: Südalpin, Ostalpin, Penninikum und Helvetikum.

Die Einengung und Hebung der mit Ablagerungen beschickten Teiltröge der Tethys überformte im wesentlichen in der Trias den süd- und ostalpinen, in Jura und Kreide den penninischen sowie in Kreide und Alttertiär den helvetischen Bereich (SCHÖNENBERG 1971: 160ff.). Abweichend vom Südalpin lösten sich in den übrigen Teiltrögen mächtige Gesteinspakete von ihrer variscischen Unterlage und glitten als Decken in nördliche

Richtungen ab, wo sie sich teilweise übereinanderschoben und mächtige, oft gefaltete Deckenstapel formten (ibd.: 160). Daneben bildeten sich Flyschtröge, die zum Teil mehrere tausend Meter mächtige Sedimentserien des werdenden Orogens aufnahmen und später in den Deckenbau miteinbezogen wurden. Im Zuge der weiteren, bis heute andauernden Hebung verfüllte das Abtragungsmaterial (Molasse) des jungen Hochgebirges die nördlichen und südlichen Saumsenken des Alpenvorlandes und der Poebene.

Untersuchungs- und Vergleichsraum befinden sich beide im Verbreitungsgebiet mesozoisch-tertiärer Einheiten des Penninikums, die die inneren Westalpen dominieren.

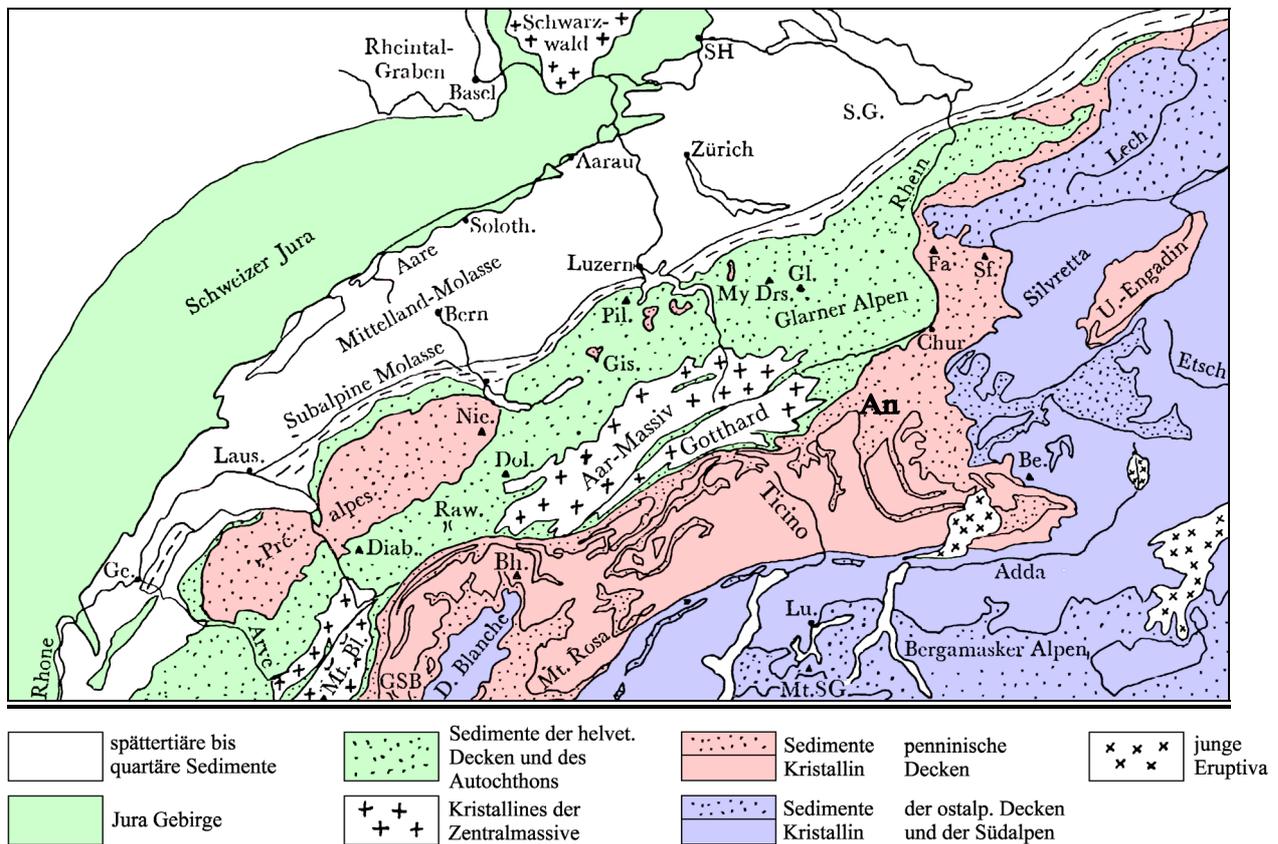


Abbildung 5: Tektonische Übersicht der Schweiz. Sf = Sulzfluh; An = Pizzas d'Anarosa (KÖNIG, M.A. 1967: 20 f., verändert).

Kennzeichnend für das Penninikum ist, daß im Gegensatz zum Ostalpin und Helvetikum die kristalline Unterlage in die Deckenüberschiebungen einbezogen und die ursprünglichen Diskordanzen zwischen variscischem Grundgebirge und mesozoischem Deckgebirge aufgelöst wurden. Die penninischen Decken sind über weite Strecken in großen Falten mit kristallinem Kern und mesozoischer Umhüllung angeordnet, die nach Norden hin zunehmend flacher lagern. Im Süden von der Insubrischen Linie begrenzt und im Norden dem Gotthard-Massiv aufliegend, tauchen sie randlich nach Osten mit geringer Neigung unter das Ostalpin ab und kommen im weiteren Verlauf nur in tektonischen Fenstern (z. B. Tauern) wieder zum Vorschein.

Weiteres Merkmal der penninischen Deckensysteme ist die starke Regionalmetamorphose, die von der Wurzelzone bei der Insubrischen Linie nach Norden hin abnimmt. Die bisherigen Datierungen ordnen dieses Geschehen dem späten Alttertiär zu (SCHÖNENBERG 1971: 176).

Die Grenze zwischen Helvetikum und Penninikum ist über weite Strecken durch das Rheintal deutlich markiert, die Trennlinie zwischen Penninikum und Ostalpin - zugleich die Grenze zwischen West- und Ostalpen - folgt im hier relevanten Bereich dem Rhätikon. Im östlichen

Graubünden sind in Deckenrandlage vor allem die höheren penninischen Einheiten aufgeschlossen, während im Ostschams / Hinterrhein die Pizzas d'Anarosa mitten im Verbreitungsgebiet des Penninikums liegen.

Im frühen Jura öffnete sich im Bereich der Tethys der Südpenninische Ozean zwischen dem Nordkontinent Laurasia und dem Adriatischen Sporn, einer Teilplatte des Südkontinentes Gondwana (HEIERLI 1983: 98). Er dehnte sich bis in die untere Kreide weiter aus, so daß die nördlich und südlich gelegenen kontinentalen Bereiche ebenfalls von der Absenkung berührt wurden. Aus den hier abgelagerten Sedimentserien gingen in der nördlichen Randzone des europäischen Vorlandes später der helvetische Faziesbereich, im Süden die Nördlichen Kalkalpen hervor. Der Südpenninische Ozean selbst sammelte den Abtragungsschutt der Kontinentalränder, die nachmaligen Bündner Schiefer. Gleiches geschah später im Nordpenninischen Ozean, so daß die Bündner Schiefer sowohl nord- als auch südpenninischen Ursprungs sind (NÄNNI 1998: frdl. mdl. Mitt.).

Um die Wende Jura / Kreide trennte sich nördlich des Südpenninischen Ozeans die Mittelpenninische Schwelle vom europäischen Vorland. In diesem Bereich entstand als Vorläufer des späteren Nordpenninischen Ozeans ein Nebeneinander von Inseln und meereserfüllten Teiltrögen, in denen sich „Riffkalke“ und oolithische Kalke ablagerten, die als spätere Sulzfluhdecke weite Teile des Rhätikon aufbauen.

Als der Südpenninische Ozean in der frühen Kreide seine größte Breite erreicht hatte, brach die Verbindung mit dem Ostalpin. Die entstehende Tiefseerinne nahm Trübestrome, die Teile des späteren Flysches bildeten, und vom Kontinentalhang abgleitende, teilweise kilometergroße Schollen auf. Im Zuge der fortschreitenden Einengung gerieten diese jungen Sedimente sofort in die Subduktionszone, wurden von ihrer ozeanischen Unterlage abgeschert und unter dem Ostalpin an die kontinentale Kruste „angeschuppt“ (FRISCH 1982: 421; NÄNNI 1998: frdl. mdl. Mitt.).

Zur gleichen Zeit entfernte sich die Mittelpenninische Schwelle weiter vom nördlich angrenzenden europäischen Vorland, dem das in der Folge absinkende Helvetikum aufsaß; der Nordpenninische Ozean öffnete sich und nahm Trübestrome (Flysch) aus dem Schelfmeer-Bereich der Mittelpenninischen Schwelle auf. Die weiter fortschreitende Einengungsbewegung ließ den Südpenninischen Ozean vollständig unter die kontinentale Kruste des Ostalpins subduzieren. Im Zuge der Kollision der Mittelpenninischen Schwelle mit dem Adriatischen Sporn wurde das Ostalpin über das Mittelpenninikum geschoben.

Während im Süden die ersten Deckenüberschiebungen begannen, setzte sich im nordpenninischen Becken die Flyschsedimentation ungehindert bis ins Alttertiär fort. Im Paläozän - Eozän führte die fortschreitende Einengung zur Subduktion der nordpenninischen Kruste unter das Mittelpenninikum. Dabei wurde das nördlich angrenzende Helvetikum weiter abgesenkt und gelangte in den Bereich der Flyschsedimentation. Gleichzeitig setzte die Hebung des mittelpenninisch-ostalpinen Deckenstapels ein (vgl. LOREK 2001:10ff.).

Im späten Eozän war die Kruste des Nordpenninischen Ozeans vollständig subduziert, das Helvetikum kollidierte mit dem Mittelpenninikum. Die Hebung griff auf alle Bereiche über und pflanzte sich in der Folge (bis heute) nach Norden fort, so daß die Nördlichen Kalkalpen der Schwerkraft folgend von ihrer ostalpinen Unterlage nach Norden in die nordalpine Saumsenke abglitten. Das Mittelpenninikum mit Ostalpin schob sich randlich auf das Helvetikum. Anhaltende Einengung und weiter nach Norden fortschreitende, bis heute andauernde Hebung führten im Jungtertiär zur Molassesedimentation im Bereich der Nordabdachung der Alpen und zur schließlichen Platznahme der penninischen Decken, deren von der Erosion verschmähte Teile heute Graubünden beherrschen.

Die endgültige Platznahme des penninischen Deckenstapels (i.e. das Erreichen ihrer heutigen Position) erfolgte nach RICHTER, D. (1974: 87) „nicht vor dem Miozän“.

Im Rhätikon dominiert die Falknis-Sulzfluh-Decke mit ihren hellen, reinen Malm-Kalken über Bündner Schiefen (hier: Prättigau-Flysch). Die Deckenrandlage bedingt im geologischen Halbfenster des Hochtals von St. Antönien einige lokale Besonderheiten, auf die noch genauer einzugehen ist.

Das Westschams mit seinem auffälligen Höhenzug der Pizzas d'Anarosa liegt im Verbreitungsgebiet der Schamser Decken, die durch triassische Karbonatgesteine und jungpaläozoische Rofnagneise vertreten sind.

c) Untersuchungsraum Östlicher Rhätikon

Der Höhenzug des Rhätikon zeichnet sehr scharf die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin nach.

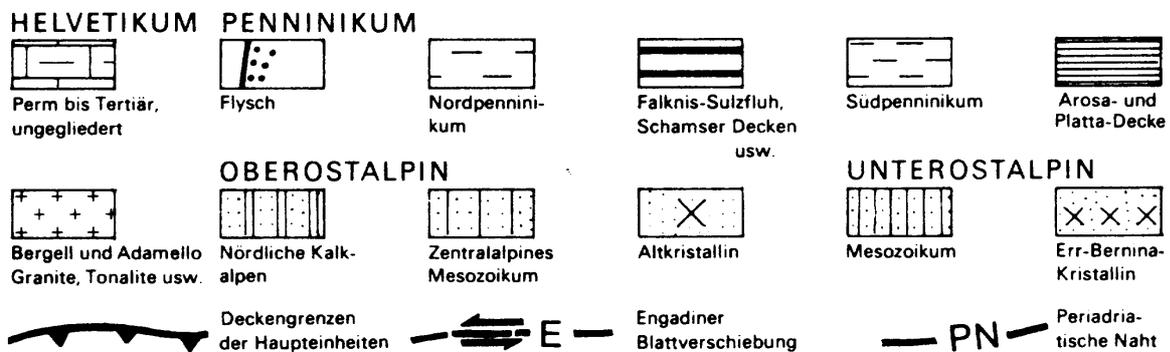
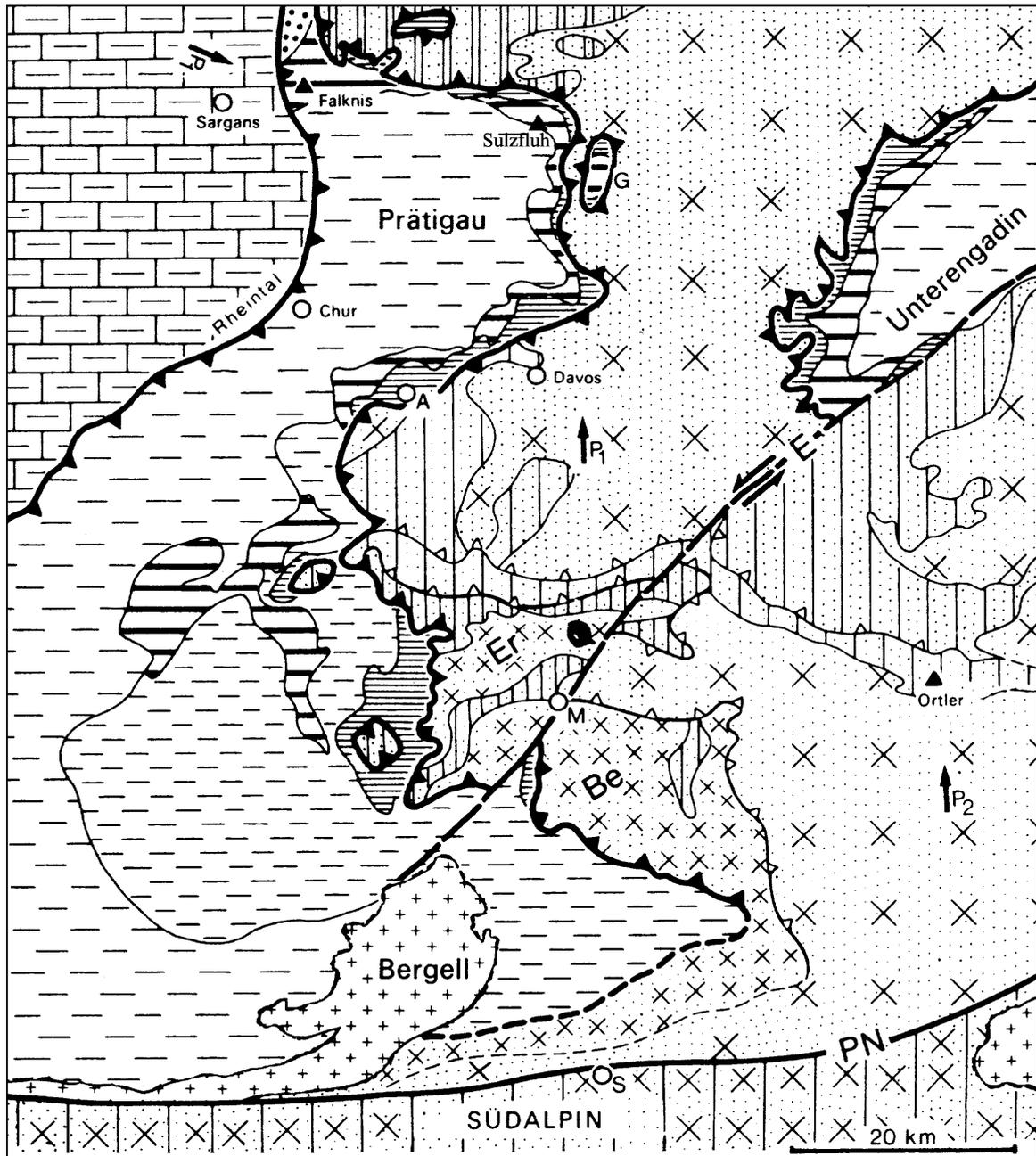


Abbildung 6: Tektonik im östlichen Graubünden (BÖGEL & SCHMIDT 1976: 76).

An ihrer nördlichen Stirn, wo die Falknis-Sulzfluh-Decke bei ihrem Transport nach Nordwesten gegen ein Widerlager (Nördliche Kalkalpen) stieß, wurde sie von den nachdrückenden Massen vielfach zerbrochen und in einzelnen Schuppen übereinandergeschoben. Daher präsentiert sie sich dem Betrachter heute in den

aufgeschuppten Bereichen mit einem Mehrfachen ihrer ursprünglichen Mächtigkeit von einigen Dekametern. Die vorhergehende schwache Aufwölbung der Decke, unterstützt durch ihr leicht nach Osten fallendes Abtauchen unter das Ostalpin, förderte das Zerbrechen der spröden Kalkplatte entlang regionaler Schwächelinien, die zum Teil noch heute im Gelände gut erkennbar sind. Im Zusammenhang mit diesen Ereignissen kam es zu lokalen Blattverschiebungen, die im Bereich Gruoben / Wissplatte und nördlich von Dritürm zu beobachten und vor allem durch die Schriften AMPFERERs gut dokumentiert sind.



Abbildung 7: Plattenflue mit Rätchenflue, Blickrichtung Süden (OTT 1969: Beil., veränderter Ausschnitt).

1 = Madrisahorn (2826 m ü. NN); 2 = Rätchenhorn (2703 m ü. NN); 3 = Plattenflue.

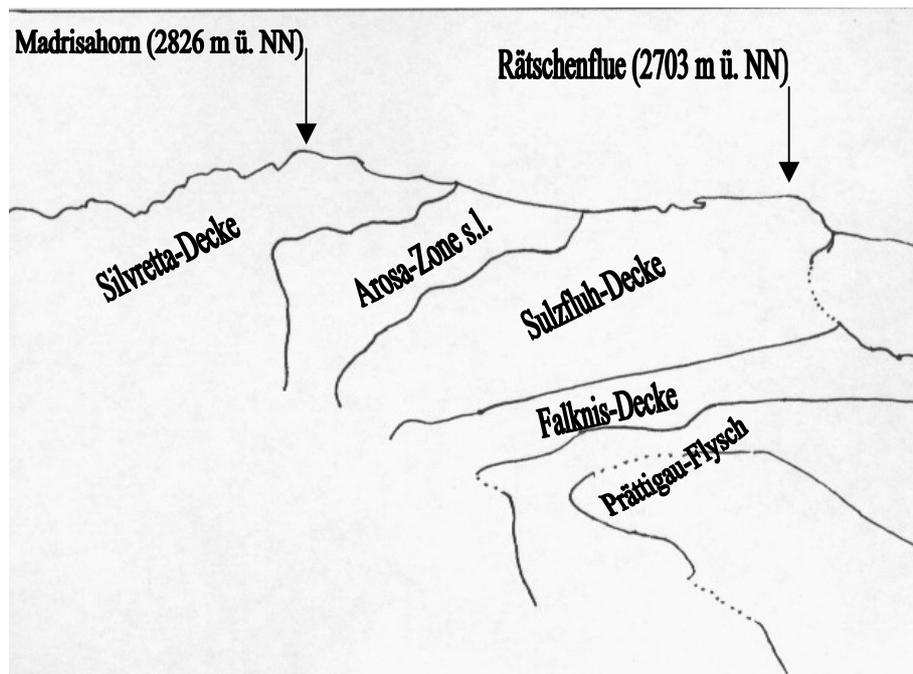


Abbildung 8: Strukturskizze zu Abb. 7 (eigener Entwurf).
Verkleinert auf 75%.

Abb. 7 zeigt das Gebiet zwischen Madrisahorn, Rätchenflue und oberem Gafiental. Hier sind auf etwa tausend Höhenmetern alle Einheiten des Rhätikon beispielhaft aufgeschlossen:

- Als jüngste Decke mit der geringsten Schubweite liegt zuunterst der kretazisch-tertiäre Prättigau-Flysch, der den obersten Teil der mehrere tausend Meter mächtigen Bündner Schiefer bildet. Seine hier aufgeschlossenen oberen Serien sind von morphologisch weichen, dunklen Tonschiefern geprägt, die in den höheren Abschnitten mit gelbgrau anwitternden Sandsteinen und Arkosen wechsellagern.
- Darüber befindet sich die Falknis-Decke, die immer im Zusammenhang mit der Sulzfluh-Decke genannt wird, im Nördlichen und Östlichen Rhätikon aber nur stellenweise vorkommt. Sie besteht aus unreinen, porösen, häufig gelblich anwitternden Karbonatgesteinen, die zwischen weichen, fließenden Formen im Flysch und schroffen Wänden im Malmkalk kleine Bastionen bilden.
- In ihrem Hangenden erscheint als augenfälligste Einheit die Sulzfluh-Decke, deren nahezu reine, dunkel- bis weißgraue Malmkalke die häufig lotrechten, bis zu 400 m hohen Wände aufbauen. An ihrer Basis wurden Späne der Couches Rouges mitgeschleift und eingearbeitet. Deren fahlgelbe oder rostrote Kalkmergel zeigen im Gelände auffällig die Untergrenze der Sulzfluh-Decke bzw. ihrer einzelnen Bruchstücke in den aufgeschuppten Bereichen. Ebenfalls an der Basis der Sulzfluh-Decke finden sich an wenigen Stellen die grünlichen und tektonisch stark beanspruchten „Sulzfluh-Granite“, für die ein obercarbonisch-unterpermisches Alter angenommen wird (CADISCH 1953 in: OTT 1969: 21).
- Darüber vereint die sehr heterogene penninische Arosa-Zone unterschiedlichste Gesteine aus zusammengewürzten, zerscherten, verpreßten, gefalteten und ausgewalzten Deckenfragmenten zu einer Mischdecke von stark schwankender Mächtigkeit bis zu 150 Metern und geringer morphologischer Härte. Die Arosa-Zone als „tektonische Melange“ (NÄNNI 1994: 1) schließt im Hochtal von St. Antönien die penninischen Einheiten ab.
- Als oberstes Glied des Östlichen Rhätikon liegt der Arosa-Zone die ostalpine Silvretta-Decke auf. Sie besteht aus hellen Augengneisen und dunklen Glimmerschiefern.

Die Geologie des Rhätikon und die Geschichte seiner Decken waren in den vergangenen hundert Jahren immer wieder Gegenstand des wissenschaftlichen Interesses und sind durch zahlreiche Veröffentlichungen umfassend beschrieben. In früheren Arbeiten (vgl. LOREK 2001: 10 ff.) beschreibt ein ausführlicher Überblick recht eingehend die stratigraphischen Zusammenhänge dieses Teils von Graubünden. Die tektonische Vorprägung der Gesteine des Rhätikon beeinflusst die Entwicklung der freien Felswände und Grate derartig dominant, daß beide Gegebenheiten unmöglich voneinander getrennt betrachtet werden können. Die Züge der Landschaftsformung sind im Rhätikon durch zahlreiche tektonische Bruch- und Bewegungslinien vorgegeben. Die glaziale Überprägung gestaltete das Landschaftsbild im Rahmen dieser heute noch überall augenfälligen Vorgaben.

Das Erscheinungsbild des Hochtals von St. Antönien mit seinen umgebenden Bergen und Felswänden, wie es sich uns heute präsentiert, ist zwar vom Zusammenspiel zahlreicher unterschiedlicher morphologischer Prozesse bestimmt, die im weiteren noch zu besprechen sein werden, aber im Vergleich zu den hier wirksamen tektonischen Vorgaben bleibt ihr Einfluß eher skulpturell. Im Zusammenhang mit dieser Arbeit ist es geboten, eine kompakte Übersicht der Gesamtzusammenhänge um eine detaillierte Betrachtung jener Lokalitäten zu erweitern, die im Schwerpunkt der Untersuchung stehen. Insbesondere die Bruchlinien und Verschiebungen müssen bei der Untersuchung der Bereiche Drusentor, Schijen Zähne und Eggberg miteinbezogen werden, wenn es um das Wann und Wie der Entstehung der heutigen Formen geht.

Abb. 9 und 10 zeigen Nördlichen und Östlichen Rhätikon im Schnitt:

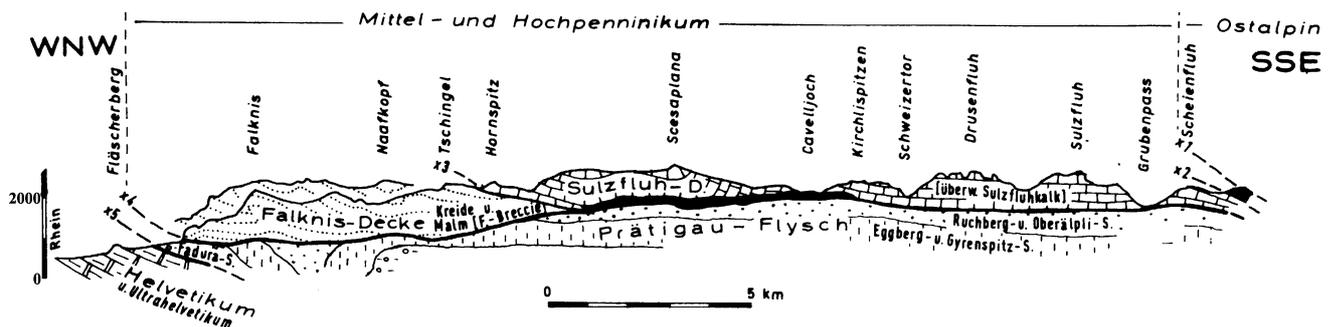


Abbildung 9: Der Nördliche Rhätikon im Profil (GWINNER 1971: 323).
 Profilknick bei Gruobenpaß.

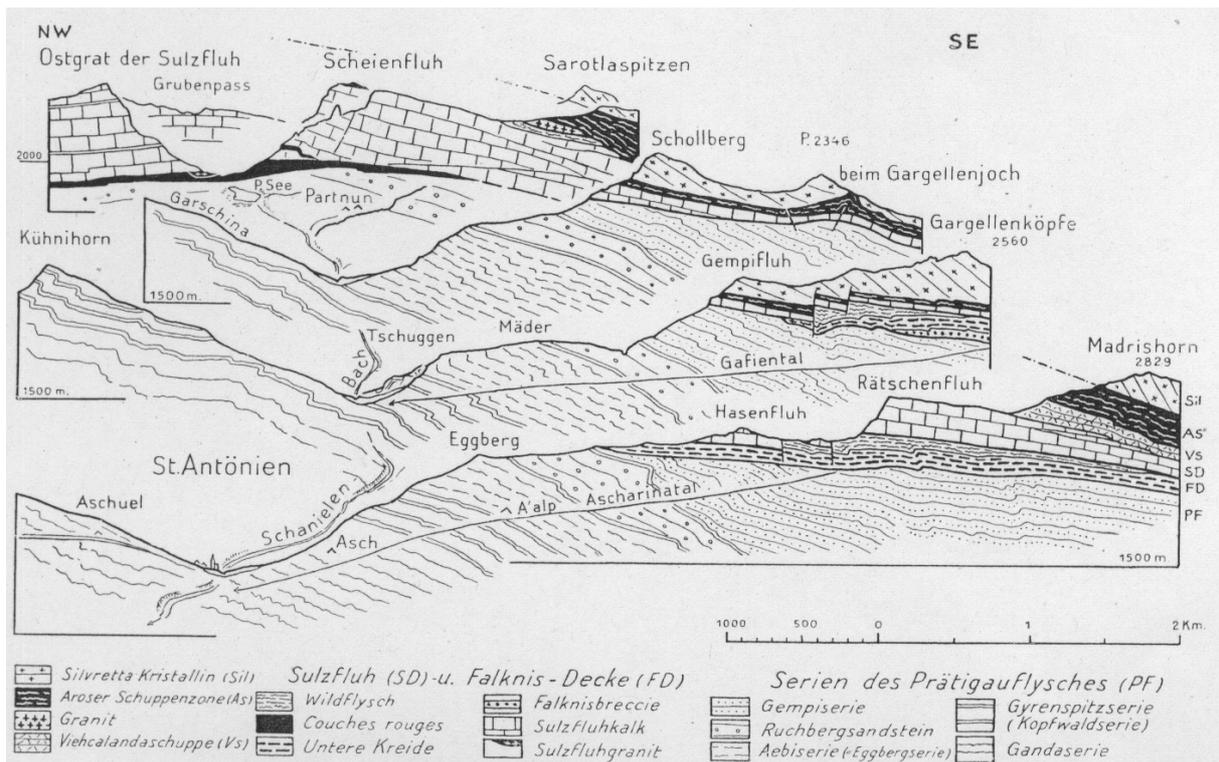


Abbildung 10: Profile durch das Hochtal von St. Antonien, gestaffelt von Nord nach Süd (BLUMENTHAL 1934: 971).

In weiten Teilen des Rhätikon sind die Sulzfluh-Kalke das oberste erhaltene Glied dieses Deckenstapels. Neben der Aufschuppung sind sie durch zahlreiche Bruchlinien zergliedert und durch Blattverschiebungen (Guoben-Paß) und Staffelbrüche (Gempiflue) verschoben.

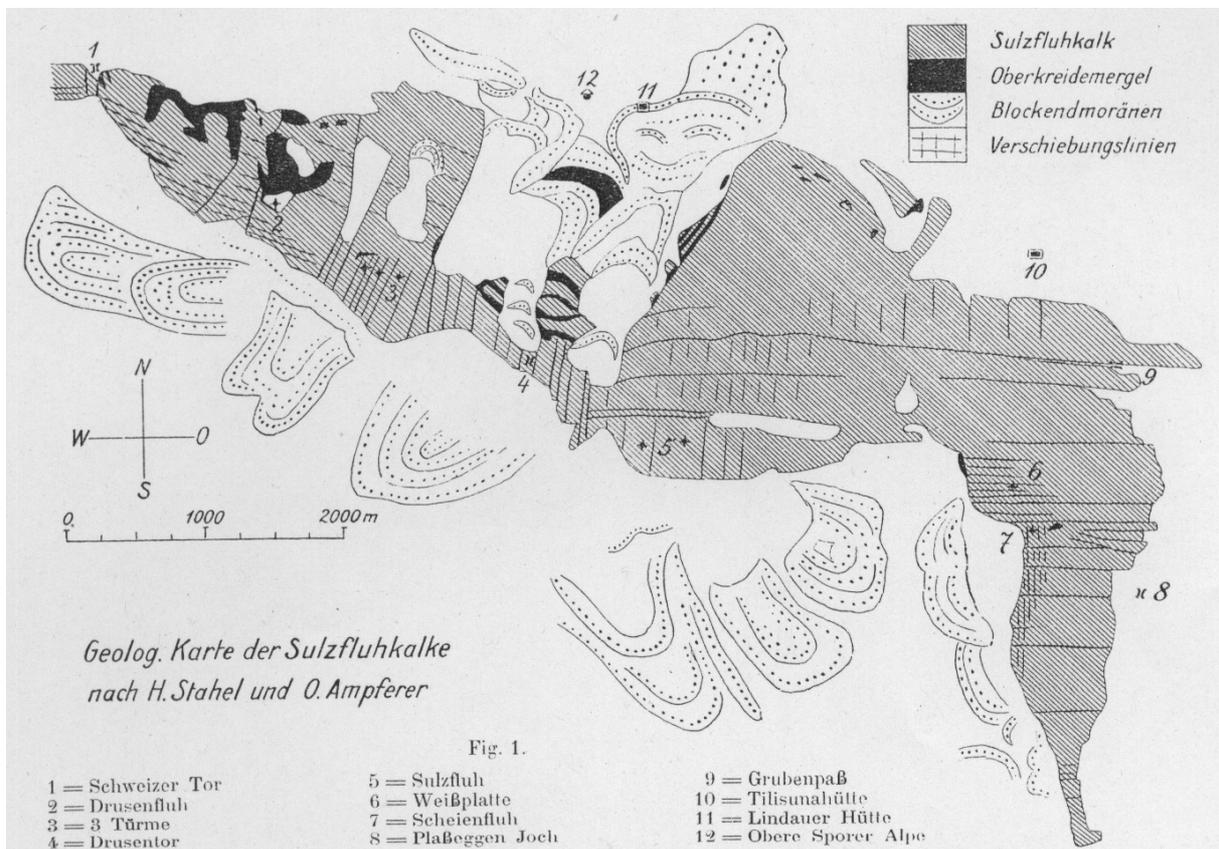


Abbildung 11: Verschiebungslinien im nordöstlichen Rhätikon (AMPFERER 1933: 360).

Einige markante Bruchlinien fehlen in AMPFERERs Darstellung (vgl. Karte 3).

Neben der nahezu nordsüdlich verlaufenden Schaniela-Störung, der das Hochtal von St. Antönien folgt, sind ihr parallele Schwächelinien und ostwestlich orientierte Blattverschiebungen von erheblicher Bedeutung für die Gestalt und Entwicklung der freien Felswände. Sie wirken sich durch den unterschiedlich orientierten Erosionsrand der Sulzfluhkalk im Nördlichen und Östlichen Rhätikon unterschiedlich aus (vgl. Abschnitte III. 3. bis 5.).

Auf weitere Schwächelinien, die das Bild des Raumes prägen, wurde bereits früher hingewiesen: „Zwischen Gafier Joch und Aschüel quert in ESE'-WNW' Richtung eine Störung das Hochtal von St. Antönien. Bevor das nördliche Madrisa-Eis im späteren Pleistozän das Gafiental tief ausräumte und sich bei Litzrüti mit dem Haupttalgletscher vereinigte, entwässerte der Gafierbach über Aschüel und Chöpflerboden direkt in Richtung Landquart. Erst mit der starken Eintiefung des Haupttales orientierte sich der Gafierbach nach SE um. Im Bereich Chöpflerboden zeugen heute Seitenmoränen von seiner hochglazialen Eigenschaft als Transfluenzpaß.

Die Gemschtobel-Störung, die Gruoben seinen Ursprung gab, verläuft zwischen Gruobenpaß, Gemschtobel und Drusator allgemein E-W. Vom Drusator ist sie in der Nordabdachung der Sulzfluh als eindrucksvoller, kerzengerader Bruch in der mächtigen Kalkplatte zu erkennen, der zahlreiche Karsthöhlen wie zu einer Perlenschnur fütgt“ (LOREK 2001: 18).



Abbildung 12: Gemschtobel-Störung (= Gruoben-Blattverschiebung) im Bereich Sulzfluh. Links: Blick nach Osten; rechts: Blick nach Westen (AMPFERER 1933: 362, 366).

Schon früh (SEIDLITZ 1906, STAHEL 1926 sowie AMPFERER 1933 in: OTT 1967: 47) wurde sie als Blattverschiebung angesprochen, die mit weiteren, zu ihr parallel verlaufenden Bruchlinien vergesellschaftet ist und den Gebirgsstock zwischen Gruoben und Drusator gliedert. Neben dieser Schwächelinie durchziehen zahllose weitere, für das Arbeitsgebiet mehr oder minder bedeutende Brüche die Sulzfluhdecke.

Im Kreuzungsbereich solcher Bruchlinien sind die Gesteine besonders gründlich aufbereitet, so daß formende Agentien wie etwa Wasser in seinen verschiedenen Aggregatzuständen oder Witterungseinflüsse ihre Wirkung an größeren Flächen, die mitunter tief in den Fels hineinreichen, entfalten können. Im Bereich „Gruoben“, wo Schaniela-Störung und Gruoben-Blattverschiebung aufeinandertreffen und zusätzlich mehrere flach einfallende Schubflächen der aufgeschuppten Wissplatte austreichen, ist der Gratverlauf im Vergleich zu den umgebenden Gipfeln deutlich erniedrigt. Hier sind Felsstürze bekannt. Nördlich Gruoben sind einige markante Brüche stellenweise zu den „Sulzfluh-Höhlen“ erweitert, die zum Teil tief in den Gebirgsstock führen und sich dort zu einem weiten Karsthöhlensystem verzweigen. Einige von ihnen beherbergen Höhlengletscher (glacières). Der Bereich Gruoben s.s. trägt an den sichtbaren Kreuzungen von Rissen vielfach Dolinen (STEIN 1998: frdl. mdl. Mitt.). Die Grenzfläche zwischen Sulzfluhkalk und Flysch liegt nur wenig unter der Geländeoberfläche.

Ein weiteres Beispiel ist der Bereich „Drusentor“, wo der Grat, durch sich kreuzende Störungen zerrüttet, gegenüber den beachtlichen Gipfeln Driturm und Sulzfluh um bis zu 450 Meter erniedrigt wurde. Die tektonisch induzierte „Einrumpfung“ des Grates äußert sich bis heute im Zerfall in Zähne und Pfeiler sowie in der Sackung ganzer Gratabschnitte (siehe Abschnitt III. 3.).

Auch der Bereich „In den Schijen“ belegt die überragende Bedeutung der Bruchlinien und Bewegungsflächen für die Wandentwicklung: Hier ist die Sulzfluh-Decke *längs* (parallel) zur Transport- und Aufschuppungsrichtung angeschnitten. Die Grenzflächen der einzelnen Schuppen sind gut zu erkennen (vgl. Abb. 98). Noch deutlicher ausgeprägt als auf der Südseite des Drusentores haben sich hier hintereinander gestaffelte Reihen von Zähnen bzw. Galerien von Pfeilern ausgebildet, die nordsüdlich angeordnet und von Moränenmaterial und Sturzschutt mehr oder minder verhüllt sind. Gerade hier tun sich viele Fragen auf (vgl. Abschnitt III. 4.).

Bei den Feldarbeiten wurde erneut unmißverständlich klar, daß alle anderen an der Grat- und Wandformung im Rhätikon beteiligten Agentien und Prozesse wie Glazialerosion, Frostsprengung, karstische Verwitterung, Massenbewegungen etc. den durch die Tektonik und Stratigraphie vorgegebenen Lineamenten streng folgen. Daher ist die ausgedehnte Berücksichtigung geologischer Aspekte und ihre Betonung für das Verständnis des Themas unerlässlich.

d) Vergleichsraum Anarosa

Untersuchungen in einem Vergleichsgebiet zum Bezugsraum „Rhätikon“ sollten vor allem der Überprüfung und Weiterentwicklung der bereits in Grundzügen erarbeiteten genetischen Typologie von Schuttkörpern dienen. Bei der Auswahl eines geeigneten Raumes galt es, im einzelnen diese Anforderungen zu berücksichtigen:

- **Vergleichbare geologische Voraussetzungen:** Da wandfußnahe Sturzschuttkörper hier als Zeugen der Entwicklungsgeschichte freier Felswände gewichtet werden, sollte ihre genetische Gliederung an Bereichen mit wenn nicht gleichen, so doch vergleichbaren geologischen Gegebenheiten geprüft und fortgeschrieben werden.
- **Vergleichbare petrographische Voraussetzungen:** Das Material der Schuttkörper sollte aus wandbildenden Carbonatgesteinen penninischer Decken hervorgegangen sein. Schuttzusammensetzung nach Korngrößen, Feinmaterialanteil und -verteilung sowie davon beeinflusste Pflanzengesellschaften sollten im wesentlichen übereinstimmen.
- **Ähnliche geomorphographische Gegebenheiten:** Landschaftsbild der näheren Umgebung, Höhe über dem Meer der Schuttkörper und Höhe der sie hervorbringenden Wände sollten sich in Bezugs- und Vergleichsraum gleichen. Zahlreiche vorhergehende und begleitende Begehungen im Rhätikon und in den westlichen Dolomiten brachten überraschenderweise *keine* Hinweise auf eine *expositionsabhängig* unterschiedliche Differenzierung von Schuttkörpertypen. Daher wurde dieses Merkmal bei der Auswahl des Vergleichsgebietes nicht berücksichtigt.
- **Ähnliche klimatische Bedingungen:** Aufgrund ihrer morphologischen Wirksamkeit in bezug auf die Sturzschuttlieferung aus den Wänden und die weitere Formung des Materials zu verschiedene Reifestadien durchlaufenden Schuttkörpern sollten Niederschlagsdargebot, Temperaturgang und Sonnenscheindauer (und dadurch bedingt: Bewuchs) im Jahresgang ähnlich sein.

- **Ähnliche hydrographische Bedingungen:** Mit Blick auf den Massenhaushalt sollten die Schuttkörper gut drainiert und das Vorfeld so weit moränenbedeckt sein, daß - abgesehen von gesondert zu erfassenden Einzelereignissen – die Schuttkörper von Erosion durch Oberflächenabfluß unberührt bleiben. Der untere Saum eines Schuttkörpers sollte wie im Rhätikon stets innerhalb der letzten Stirnmoräne des jeweiligen Wandfußgletschers liegen, um eine spätglaziale Beeinflussung des Sturzmaterials weitestgehend ausschließen zu können.

Das Vergleichsgebiet Pizzas d'Anarosa / Alp Curtginatsch wird diesen Kriterien gerecht: Es bietet neben einer gewissen Ähnlichkeit der tektonischen und geologischen Umstände auch gewisse Andersartigkeiten. Seine „Schamser Decken“ gehören ebenso wie die Falknis-Sulzfluh-Decke des Rhätikon dem mittleren Penninikum an. In seiner jahrzehntelang äußerst kontrovers diskutierten „Rückfaltungs-These“ versuchte HAUG (1925 in: GRUNER 1981: 99ff.), Schamser Decken und Falknis-Sulzfluh-Decke miteinander zu verbinden, um damit die penninische Herkunft letzterer zu belegen. Letztlich hat sich dieses Modell als nicht haltbar erwiesen. GRUNER (1981) konnte durch seinen Vergleich jurassischer Breccien in Graubünden (Falknis-Breccie der Falknis-Sulzfluh-Decke und Vizian-Breccie der Schamser Decken) unterschiedliche mittelpenninische Schwellenbereiche als Bildungsräume belegen.

Abb. 13 zeigt die Verteilung der einzelnen tektonischen Einheiten im Vergleichsgebiet und seiner Umgebung:

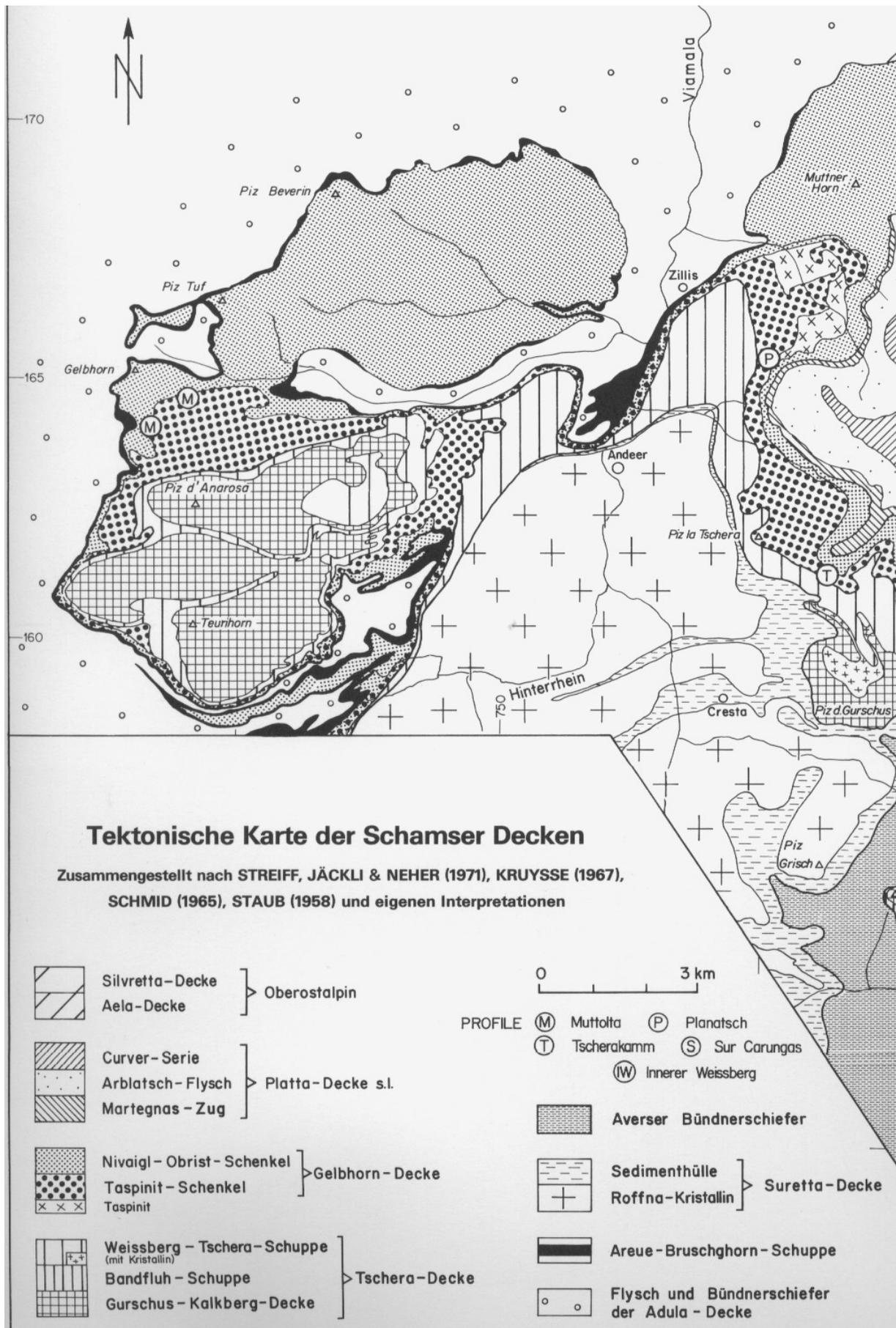


Abbildung 13: tektonische Übersicht des Westschams (GRUNER 1981: Taf. III; verändert).

Im Hinterrhein-Gebiet befindet man sich nicht wie im Rhätikon an der aufgeschuppten und vielfach gestörten Deckenstirn an der Grenze zum Ostalpin, sondern inmitten der ehemaligen Verbreitung penninischer Decken. Gleich sind hingegen die für die Morphologie so wichtigen Umstände wie „hart über weich“, die sich auch in bereits bekannten und teilweise ausführlich beschriebenen Massenbewegungen ss. (vgl. JÄCKLI 1980: 105ff.), in Quellaustritten und dem augenfälligen Wechsel von schroffen Wänden im Kalk zu weichen, fließenden Formen des Flysches (hier nördlich der Alp Curtginatsch und im Tgatscha-Tobel aufgeschlossen, der die Alp zum Rhein hin entwässert) äußern.

Auf der Nordseite der Pizzas d'Anarosa fallen die Wände wie im Hochtal von St. Antönien zunächst auf den weiten Boden der Alp Curtginatsch, die hoch über dem Trogtal des Val Schons liegt, nach Süden hingegen über mächtige Schuttgehänge, aus denen viele Zähne und Zahnreihen in allen Einrumpfstadien ragen, ins steil zum mittleren Rheinwald hinabführende Steilabachtal, an dessen Hängen mächtige Lokalmoränen bis zum Bachgrund reichen.

Die Alp Curtginatsch s.l. ist von vielen zum Teil mächtigen spätglazialen Moränen bedeckt (vgl. Karte 6). In den Rücktiefungen einiger Endmoränen spätglazialer Wandfußgletscher haben sich kleine Seen gebildet. Dahinter schwingen sich mächtige Schuttakkumulationen zu den Wandfüßen auf. Besonders interessant ist ein Verzahnungsbereich von Lokalgletscher und Sturzschuttkörpern nordöstlich und nördlich des Cufercalhornes (i.e. P. 2800). Dort ist der Grat erniedrigt (Paß „Farcletta di Lai Pintg“), und aus der breiten Bresche schwingt sich im Bogen die mächtige egesen-zeitliche Moränenstaffel des „Cufercal-Gletschers.“

Die penninischen Schamser Decken stehen beiderseits des Schamser Tales (Val Schons) an und zeigen ein ostwärtiges Axialgefälle. Dadurch sind im Westen ihre tieferen Einheiten aufgeschlossen. Sie bilden mächtige liegende Falten mit sedimentärer Hülle und kristallinem Kern. Ihre Stellung in den tektonischen Zusammenhängen ist noch nicht abschließend geklärt (JÄCKLI, NEHER & STREIFF 1976: 6) und stellt eines der spannendsten ungelösten Probleme der Alpen dar (sog. „Schamser Dilemma“).

„Die Schamser Decken setzen sich aus der Gurschus-Kalkberg-Decke, der Tschera-Decke und der Gelbhorn-Decke zusammen. Diese drei Einheiten sind alle um die Stirnpartie der Suretta-Decke herumgewickelt, die Gurschus-Kalkberg-Decke zuinnerst, die Tschera-Decke in der Mitte und die Gelbhorn-Decke außen. Im Westschams liegt die Gurschus-Kalkberg-Decke zuoberst und die Gelbhorn-Decke zuunterst“ (ibid.: 82). Im Untersuchungsgebiet ist also der liegende Schenkel dieser Falte erhalten. Die Wurzelzone dieses Deckenstapels vermutet STREIFF in der Splügener Mulde nördlich der Suretta-Decke. Die beiden oberen Decken seien nach Norden abgeglitten und später von ihrer vormaligen Unterlage Gurschus-Kalkberg-Decke überfahren worden, als diese sich von ihrem kristallinen Unterbau löste.

GRUNER (1981: 103ff.) (vgl. Abb. 14) betrachtet die Gurschus-Kalkberg-Decke als der Tschera-Decke angehörig, deren Unterlage sie im mittelpenninischen Sedimentationsraum bildete. Durch den Transport ist sie abschnittsweise noch im originalen Verband mit der Tschera-Decke, in anderen Bereichen aber von dieser losgelöst und örtlich zu beträchtlichen Mächtigkeiten angehäuft (z. B. Splügener Kalkberge und nicht zuletzt Pizzas d'Anarosa im Vergleichsgebiet).

Die Kernfrage des „Schamser Dilemmas“ ist, ob die Schamser Decken von unten („Solution infra“) oder von oben („Solution supra“) um die Stirn des Suretta-Kristallins gewickelt wurden; i.e. ob ihr Herkunftsgebiet im Liegenden der Suretta-Decke oder in ihrem Rücken zu suchen sei. STREIFF (in JÄCKLI et al. 1976: 93f.) hielt an der „Solution infra“ fest, auch nachdem er die durch die „Rückfaltungs-These“ gestützte Verbindung der Schamser Decken mit der Falknis-Sulzfluh-Decke nicht mehr aufrechterhalten konnte.

Die neuen Erkenntnisse von KRUYSSSE (1967) sowie MILNES & SCHMUTZ (1976 in: GRUNER 1981) bilden wichtige Grundlagen für GRUNERs überzeugenden Lösungsansatz, den er in seiner Dissertation von 1981 darstellt (Deckengliederung und Benennung abweichend):

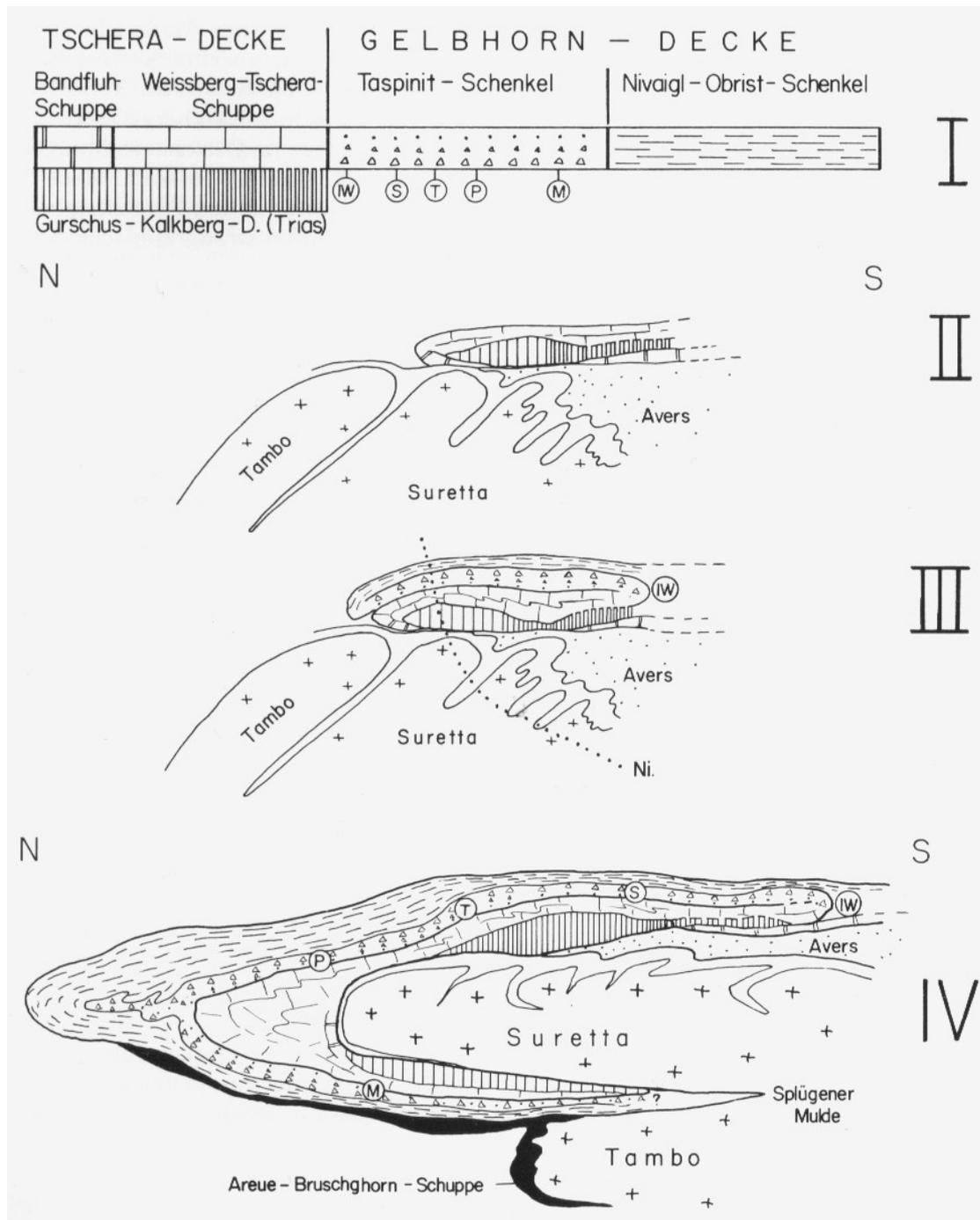


Abbildung 14: zweifache Deckfaltenbildung der Schamser Decken (GRUNER 1981: 103, verändert).

I. Abfolge im ursprünglichem Ablagerungsraum; II: Vormarsch der Tschera-Decke über das Suretta-Kristallin; III: selbiger der Gelbhorn-Decke unter Ausbildung einer „Querfalte“ am Inner Weissberg (IW); IV: Vorschub der Suretta-Decke und ihre Umwicklung mit den beiden Deckfalten von oben (solution supra). Die Buchstabenkürzel bezeichnen wichtige Lokalitäten: IW = Inner Weissberg; S = Sur Carungas; T = Tschera-kamm; P = Planatsch; M = Muttolta.

Die Entwicklung bis zur heutigen Situation stellt GRUNER (1981: 105f.; vgl. Abb. 14 I bis IV) wie folgt dar (vereinfacht):

- Im Zuge der kretazischen Einengungsbewegungen wurde das Suretta-Kristallin überschoben, verschuppt und schließlich isoklinal gefaltet (Avers- und Ferrera-Phase).
- In der oberkretazischen Schams-Phase glitten die Schamser Decken nach Norden über das überformte Suretta-Kristallin. Zunächst geriet die frontale Bandflussschuppe der Tschera-Decke s.s. invers unter die liegende Gurschus-Kalkberg-Decke, eine erste Deckfalte entstand. Dabei verlor die Bandflussschuppe ihren geschlossenen Verband, und die Gurschus-Kalkberg-Decke prägte ihre charakteristischen stark wechselnden Mächtigkeiten aus. Nun bildete die nachfolgende Gelbhorndecke eine zweite Deckfalte im Hangenden der ersten mit einem liegenden Verkehrt-Schenkel (Taspinit) und einem hangenden Normalschenkel (Nivaigl-Obriist). Die obere Deckfalte ist mit der unteren durch die sog. „Querfalte“ am Inner Weissberg verbunden.
- In der abschließenden Niemet-Phase schob sich die Suretta-Decke über das Tambo-Kristallin in ihrem Norden und wickelte den ihr aufliegenden Deckfaltenstapel von oben nach unten zu einer großen, nordvergenten Falte um ihre Stirn. Die beiden Deckfalten der Schamser Decken in toto liegen also über dem kristallinen Faltenkern normal und darunter invers. Durch das ostaxiale Gefälle der Großfalte bei ähnlicher Gipfflur ist im Ostschams der obere, in seiner Gesamtheit normallagernde Schenkel der Großfalte aufgeschlossen, im Westschams jedoch der untere, in seiner Gesamtheit verkehrt lagernde.

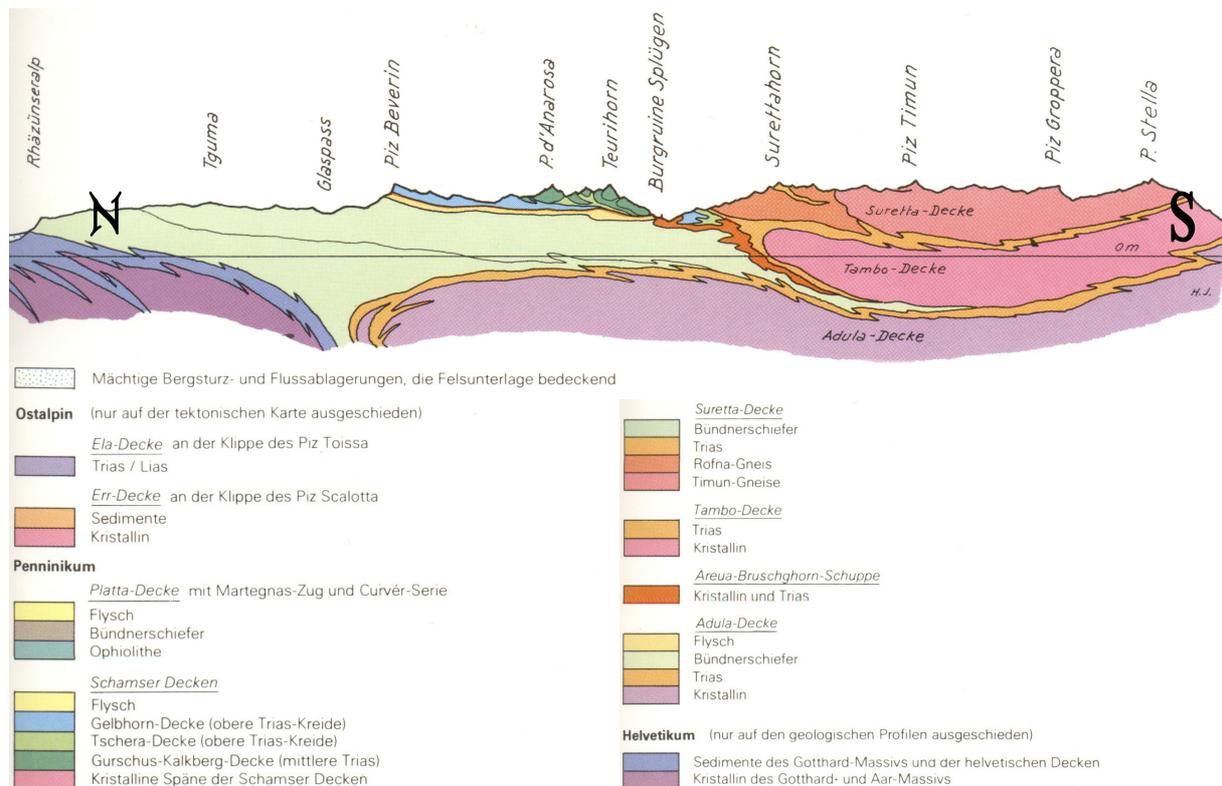


Abbildung 15: tektonisches Profil links des Hinterrheins (JÄCKLI 1980: 55, verändert).

Die nordsüdlich streichenden Profile zeigen detaillierter die geologische Situation im Umfeld der fraglichen Wände und ihrer korrelaten Schuttkörper.

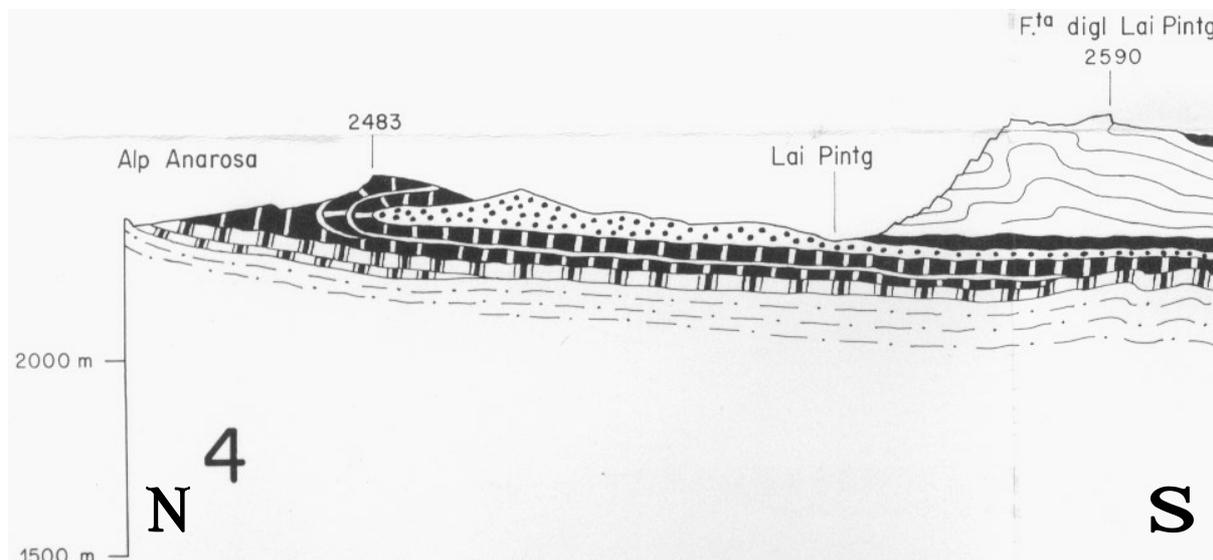
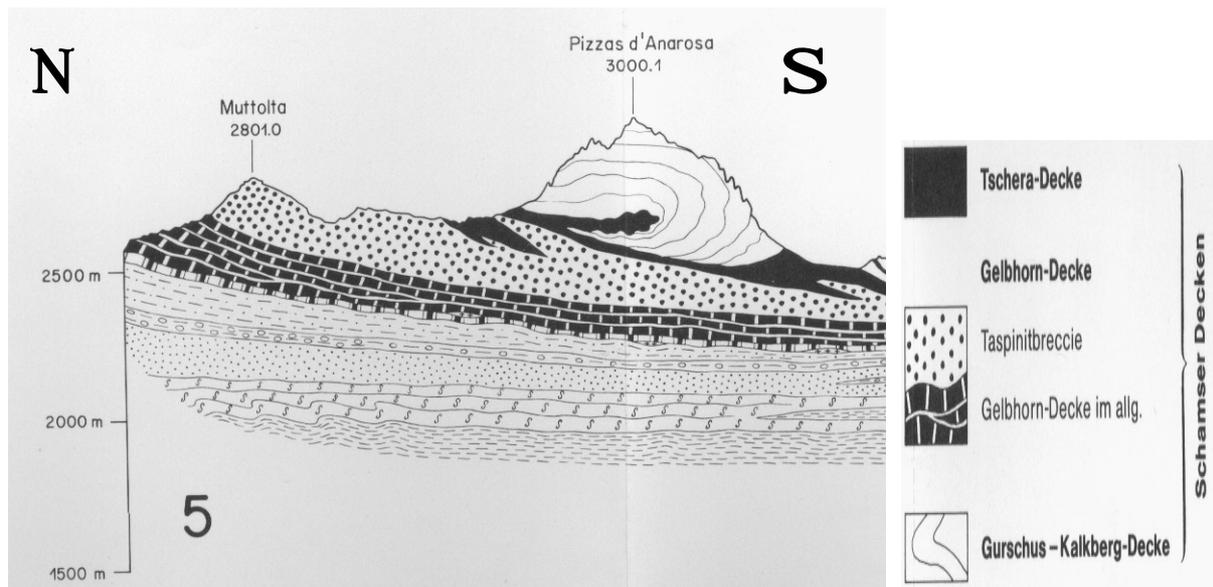


Abbildung 16: Geologische Profile im Arbeitsgebiet Pizzas d'Anarosa / Alp Curtginatsch (JÄCKLI, NEHER & STREIFF 1976: Taf. II, veränderte Ausschnitte).

Signaturen unterhalb Gelbhorn-Decke: Areua-Bruschghornschuppe, Adula-Decke (allgemein).

Die Gurschus-Kalkberg-Decke umfaßt ausschließlich untere und mittlere Trias; die faziell sehr eng verwandten Tschera- und Gelbhorn-Einheiten setzen im Karn ein. Die Berge am Südrand der Alp Curtginatsch zwischen Pizzas d'Anarosa und Lai Calandari gehören der Gurschus-Kalkberg-Decke an, die durch stark wechselnde Mächtigkeiten ihrer triassischen Serien gekennzeichnet ist. Diese können laminiert auftreten oder fehlen, hier aber erreichen sie eine Gesamtmächtigkeit von etwa 900 Metern und bestehen im wesentlichen aus verschiedenfarbigen Dolomiten und dunklen Marmoren des unteren bis oberen Ladinium. Die markante Färbung der verschiedenen Serien und ihre gleichmäßige flache Lagerung ermöglichte im Gegensatz zum Rhätikon die exakte Eingrenzung der Nährgebiete einzelner wandfußnaher Schuttkörper und brachte ihre Typisierung entscheidend voran.

Tektonik und Stratigraphie der übrigen Schamser Decken haben für diese Untersuchung keine Bedeutung. Erwähnenswert ist schließlich noch die präquartäre Basis der Schuttkörper und Moränen des Untersuchungsraumes: Das Gebiet der Alp Curtginatsch / Alp Anarosa besteht unter der quartären Deckschicht (spätglaziales Moränenmaterial) im wesentlichen aus Sedimenten der Gelbhorn-Decke (vgl. Abb. 15 und 16). An einigen Stellen ist die hangende

heterogene Taspinit-Breccie aufgeschlossen, im Westschams durch grobklastisches kristallines Material mit kalkig-sandigem Bindemittel charakterisiert. Man schreibt ihr jurassisch-kretazisches Alter zu (ibd.: 35f.).

Wie im Rhätikon ist unter den Pizzas d'Anarosa die geologische Vorgabe das ausschlaggebende Argument: Dort stehen bruchtektonische Vorgaben und ihre strukturmorphologischen Auswirkungen im Vordergrund; hier sind es die stratigraphischen Vorgaben, die die Entwicklung einer Methode unterstützen.

3. Einführung in Thema und Fragestellung

a) Allgemein

Dem Themenkreis Hochgebirgsmorphologie wird seit einiger Zeit auch von staatlichen Stellen erhöhte Aufmerksamkeit zuteil. Die rezente Landschaftsentwicklung im Hochgebirge betrifft durch die sich ausdehnende und dichter werdende Besiedlung und wirtschaftliche Nutzung den Menschen mehr denn je.

Untersuchungen zur Hochgebirgsmorphologie besitzen mehr als beschreibend-landschaftsgeschichtliche Bedeutung, wenn sie morphodynamischen Prozeßketten nachgehen und die Ableitung von Entwicklungen und Formen aus der erdgeschichtlichen Vergangenheit nicht nur in die Gegenwart, sondern auch in die überschaubare Zukunft weiterführen. Sie werden dort zum Gegenstand vitaler Interessen, wo der Mensch mit Wirtschafts- und Siedlungsflächen in Bereiche hoher geomorphologischer Aktivität vorgestoßen ist und sich oder seine Güter durch ständig ablaufende Prozesse der Landschaftsformung gefährdet sieht.

In diesem Zusammenhang ist es von großer Bedeutung, die naturräumliche Momentaufnahme der Gegenwart vor dem Hintergrund ihres Entstehungsganges zu interpretieren, Entwicklungspotentiale zu erkennen und daraus eine mögliche Fortschreibung des Landschaftsbildes abzuleiten. An landschaftsgeschichtlichen Beispielen aus Graubünden sollen in dieser Arbeit neue Methoden entwickelt und bereits entwickelte Methoden überprüft werden, die es mit geringem zeitlichen und materiellen Aufwand erlauben, freie Felswände und ihr Umfeld entwicklungsgeschichtlich zu analysieren, detaillierte Zustandsbilder zu gewinnen und verlässliche Aussagen in bezug auf künftige morphologische Aktivität zu treffen. Schwerpunkt dabei war, verschiedene Vorgehensweisen lokalitätenübergreifend anzuwenden und ein synoptisch gewonnenes ganzheitliches Bild zur Landschaftsgeschichte der Region beizutragen.

Bisher sind Veröffentlichungen, die sich mit den Grundlagen der Wand- und Gratzlerlegung befassen, vergleichsweise selten. Zwar gibt es zahlreiche Ansätze, die einzelne Lokalitäten mit schon lange bekanntem oder heute offensichtlichem Gefährdungspotential genauestens überwachen; zwar befassen sich neuerdings viele Arbeiten mit der Entwicklung und Evaluierung GIS-gestützter Modellierungsverfahren; zwar arbeitet man auf regionaler Ebene an flächendeckenden Kartenwerken der Gefährdung durch katastrophische Massenbewegungen; aber die einschlägige Grundlagenforschung bleibt häufig auf Bereiche beschränkt, deren Ergebnisse marktwirtschaftlich unmittelbar umzusetzen sind.

Viele Schriften, die sich mit Felswänden befassen, setzen sich fast ausschließlich mit den tektonischen oder ingenieurgeologischen Voraussetzungen auseinander (z. B. MORAWETZ 1943). Der große Einfluß der Frostsprengung wird zwar oft mit großer Selbstverständlichkeit angeführt, aber nur selten genauer untersucht (wie von DÜRR 1974). Wandfußnahe Schuttkörper werden als gegebene korrele Sedimente der Wandzerlegung hingenommen, ohne genauer nach ihrer Entstehung, Unterscheidung und ihren indikatorischen Aussagen für Formungsprozesse in der zugehörigen Wand zu fragen. Es ist bezeichnend, daß es in der Literatur zu diesem Themenkreis in weiten Teilen bisher keine einheitliche Begriffsbestimmung gibt.

Andere Autoren (z. B. BRÜCKL et al 1974; GARDNER 1979) befassen sich minutiös mit Schuttkörpern verschiedenster Art, die sie gar nicht oder nur grob gliedern. Ihre Ergebnisse zur Morphometrie der Körper und zur Mobilität des Oberflächenmaterials sind grundlegende Beiträge zum Gesamtverständnis dieser Formengruppe, allerdings wird auch hier nur ansatzweise ein Bezug zwischen Wand und Schuttkörper hergestellt. Die kausale

Verknüpfung zwischen beiden bleibt stets unterbetont. Dadurch entgehen der Auswertung wichtige Hinweise der korrelierten Sedimente auf Art und Ablauf der Wandentwicklung.

Bisher unterblieb es, geologische Voraussetzungen mit den morphologischen Einflüssen wertend zusammenzuführen, obwohl nur aus der Kenntnis möglichst vieler Einflüsse und vor allem ihrer *Gewichtung* ein tragfähiges Modell entstehen kann.

Einzig LEHMANN O. (1933) setzte beide in Beziehung zueinander und formulierte damit einen wichtigen Ansatz. MORAWETZ (1933: 42) bringt den damaligen Kenntnisstand auf den Punkt: „Jedenfalls bestehen zwischen Gestein, Absonderungsform, Klüftung, Frostsprengung und der Schuttlieferung Beziehungen und weitere zwischen Art und Schnelligkeit der Zerkleinerung und dem schließlichen Abtransport. Wie die Beziehungen im einzelnen sind, läßt sich bei der großen Zahl der Faktoren und ihrer verschiedenen Wertigkeit nur schwer sagen.“ Bei dieser Erkenntnis ist es im wesentlichen bis zu ITURRIZAGAS Schrift von 1999 geblieben.

Unerwähnt bleiben bei MORAWETZ' Quintessenz die Beziehungen zwischen den genannten Gegebenheiten / Prozessen und allem, was nach dem „Abtransport“ kommt: Schuttkörperbildung, deren weitere Formung, ihre Wechselwirkungen mit basalen Wandabschnitten etc. Viele Autoren nehmen einzelne Fäden auf und führen sie wohl fort, nicht aber zusammen.

Auch die Untersuchung und zeitliche Einordnung von glazialen Einflüssen wird in Fragen der Wandentwicklung zu wenig herangezogen. Die stabilisierende Wirkung der Wandfußgletscher und von Spalteneis wird vor allem in bezug auf spät- und postglaziale Fels- und Bergstürze betrachtet. Der glaziale Schutttransport hielt dabei den mit Eis verhüllten Wandfuß s.s. frei von Schuttakkumulationen. Damit wird ein postglaziales Alter der Schuttkörper in all ihren Teilen vorausgesetzt. Wahrscheinlich ist jedoch, daß basale Schichten die vergleichsweise geringe Schurfkraft der spätglazialen Wandfußgletscher überstanden und somit älter sind (HANTKE 1998: frdl. mdl. Mitt.).

Die jüngsten Moränen der kleinen Lokalgletscher sind bildungsgeschichtlich oft eng mit den wandfußnahen Schuttkörpern verbunden. Bisher wurden nur die wichtigsten Stillstandsphasen im Rahmen glaziologischer Untersuchungen betrachtet (z. B. KOBLER 1994). Aus der Lage der Moränenstirnen und den Ansätzen der Seitenmoränen leitet man klimageschichtliche Erkenntnisse ab und setzt dabei die Fläche des Einzugsgebietes als unveränderliche Größe fest. Beobachtungen im Südlichen Rhätikon haben gezeigt, daß gerade die Moränen sehr kleiner spätglazialer Wandfußgletscher, deren Nährgebiet kleine, isolierte Felsgruppen umfaßt, Indizien für die Veränderung dieser Felsgruppen seit dem Schwinden der letzten Eiszunge liefern können.

Hier tut geomorphologische Grundlagenforschung not: Möglichst viele Ansätze und Einflüsse müssen zusammengeführt und ganzheitlich betrachtet werden. Schuttkörper sind nicht nur eine einfache Folge der Wandzerlegung, sondern können sehr viel mehr verraten, wenn man alle Formen dieser Aktivitätszone Wand – Schuttkörper – Stirn moräne im Zusammenhang mit ihren Wechselwirkungen untersucht. Diese Aufgabe zu beginnen und die Beziehungsgeflechte schlaglichtartig zu erhellen, kann im Rahmen der vorliegenden Arbeit beansprucht werden, eine erschöpfende und endgültige Behandlung des Themenkreises jedoch nicht.

Dabei kann der methodische Ansatz nicht breit genug gefächert sein: Die Vielfalt der wirkenden Kräfte und naturräumlichen Gegebenheiten stellen freie Felswände ja nicht abgelöst von ihrem Umfeld in den Raum, sondern schaffen eine „Formengesellschaft“, die Ausdruck und Wirkungsort der zu Kausalketten verknüpften Prozesse ist. Diese Vielfalt gebietet, möglichst viele Elemente dieser Kausalketten, die zur Kenntnis des großen

Zusammenhanges beitragen, methodisch zu erfassen und in der Zusammenschau zu gewichten.

Daß statische Zustände sich selbst für kurze Zeitabschnitte nicht einstellen, sondern vielmehr die Labilität bestehender Gleichgewichte stetig wächst und die Dynamik der Formen und das ständige Wechselspiel der Kräfte alles immer in Veränderung halten, sind die einzigen Konstanten, mit denen der in diesen Räumen siedelnde und wirtschaftende Mensch fest rechnen kann.

Das Interesse an einschlägiger Grundlagenforschung nimmt aus gutem Grunde zu, und die Ausrichtung gegenwärtiger Projekte ist richtungsweisend: Das kantonale „Amt für Natur und Landschaft“ in Graubünden arbeitet seit geraumer Zeit an einer datenbankgestützten Informationsbasis zum Themenbereich „Massenbewegungen im Hochgebirge“, die später mit den Arbeitsergebnissen anderer Kantone zu einem nationalen Informationssystem zusammengeführt werden soll. Praktische Anwendungsmöglichkeiten liegen klar auf der Hand. Das Geologische Landesamt Bayern erstellt mit seinem Projekt „GEORISK“ einen flächendeckenden „Atlas der Naturgefahren“ für Bayern, der bei größter Auflösung Flächen unterschiedlicher Gefährdungsstufen ausweist und mittlerweile bei jedem Bauvorhaben im Freistaat obligatorisch zu Rate gezogen wird. Auch in anderen Ländern, die einen Alpenanteil haben, arbeiten einschlägige Stellen an der Erkundung und Überwachung möglicher Gefahrenherde. Die durch solche Projekte gewonnenen Daten fließen in rechnergestützte Simulationen von Gefahrensituationen ein; man versucht, Bewegungsabläufe und Reichweiten von katastrophischen Massenbewegungen vorherzusagen. Gegenwärtig befassen sich in einer dritten Entwicklungsstufe einige Arbeiten mit der Überprüfung dieser Modelle an künstlichen (durch Sprengung ausgelösten) Massenbewegungen kleineren Umfangs. Die Ergebnisse bestätigen einerseits die eingeschlagene Richtung, zeigen andererseits auch den abschnittsweise großen Nachbesserungsbedarf (KUHNS 2003: frdl. mdl. Mitt.).

Der „Geotop-Katalog“ des Kantons Graubünden dient zwar nicht in erster Linie wirtschaftlichen oder Sicherheitsinteressen der Bevölkerung, dennoch ist seine Bedeutung auch über die Grenzen der Wissenschaftsgemeinde hinaus nicht geringzuschätzen. In dieser Datenbank sind schützenswerte Einzelformen oder Landschaftsabschnitte erfaßt und ihrer Bedeutung entsprechend in Kategorien verschiedener Priorität (regionale bis internationale Bedeutung) eingeteilt. Die Bewertung des Zustandes und möglicher formverändernder Einflüsse fließen in eine Schutzempfehlung ein, die kantonal verbindlich ist und die wirtschaftliche Nutzung der Fläche entscheidend beeinflussen kann. Eine wesentliche Aufgabe dieses Geotop-Kataloges ist, in der Allgemeinheit ein Bewußtsein für die Erhaltungswürdigkeit solcher Landschaftselemente zu verankern und wichtige Zeugnisse der Erdgeschichte der Vernichtung durch achtlosen oder laienhaften Umgang zu entziehen. KOBLER (1999: frdl. mdl. Mitt.) berichtete von einem gutgemeinten, aber mißlungenen Versuch, eine solche erdgeschichtliche Zeitmarke zu bewahren, als man bei einer Baumaßnahme im Prättigau einige erratische Blöcke freilegte, die als fehlendes Glied eine bis dahin nur unsicher lokalisierte Eisrandlage des Landquart-Gletschers endlich belegten. Zwar wurden die fraglichen Blöcke auf KOBLERs Initiative hin an exponierter Stelle in der Gemeinde der Nachwelt sorgfältig erhalten, nicht aber ihre originäre Lagerung im Gelände, auf die es ja schließlich angekommen wäre.

Dies sind die Grundlagen für die immer wichtiger werdende präventive Begutachtung von Geländeabschnitten mit für den Menschen erheblichen Wandlungs- und Zerstörungspotentialen. Risikominderung durch Früherkennung liegt daher in aller Interesse, und zur schnellen und gering aufwendigen, aber doch umfassenden Bewertung möglicher Naturgefahren im geomorphologisch hochaktiven Raum Hochgebirge bedarf es einer ständigen Erweiterung und Verbesserung des methodischen Instrumentariums.

Die in dieser Arbeit dargestellten Vorgehensweisen sind in den Jahren 1998 bis 2002 im Gelände erprobt und zum Teil neu entwickelt und fortgeschrieben worden. In der Übertragung auf immer neue Lokalitäten sank der notwendige Aufwand mit fortschreitender Optimierung der angewandten Verfahren beträchtlich. Die Bearbeitungszeit vergleichbarer Geländeabschnitte beträgt beim gegenwärtigen Entwicklungsstand der angewandten Methoden nur noch einen Bruchteil des Aufwandes vorhergehender Untersuchungen (vgl. LOREK 2001 sowie ANDERS 1999). Auch die notwendigen Geräte lassen sich sämtlich leicht in einem kleinen Rucksack mitführen und sind in jedem Gelände einsetzbar.

b) Formungsprozesse in freien Felswänden

Freie Felswände als markante Landschaftselemente des Hochgebirges sind Strukturformen, deren Entstehung tektonisch und petrographisch angelegten Schwächezonen im Gesteinsverband folgt und sich nach den Regeln der Statik entwickelt. Die extrem hohe Reliefenergie, die sie auf kleinem Raum beherbergen, prädestiniert sie für einen gut beobachtbaren Zerfall, der sich unter anderem in katastrophischen Massenbewegungen äußert. Der der Schwerkraft folgende Weg des abgehenden Materials bündelt dieses zunächst in einem relativ kleinen, klar umgrenzten Ablagerungsgebiet in Wandfußnähe: Ohne weiteren Transport durch Agentien wie fließendes Wasser oder Gletschereis bleibt das ausgetragene Sturzmaterial zunächst im Radius des erforderlichen Mindestpauschalgefälles von 25° (KRUMMENACHER 1999: frdl. mdl. Mitt.) liegen.

Die Aufbereitung des Gesteins in der Wand, seine Lockerung und Bereitstellung für den Sturz folgen gesteinsinternen Schwächezonen, die durch petrographische Inhomogenitäten, Bankungsfugen, Klüfte und andere tektonisch bedingte Zerrüttungslinien sowie durch Verwitterungsprozesse entstandene oder erweiterte Hohlräume bestimmt sind. In aller Regel gibt die tektonische Prägung des Gesteinsverbandes die Strukturen und Wege der Wandzerlegung vor, während skulpturelle Einflüsse wie Frostwechsel, Insolation, Durchfeuchtung, Wind oder Verkarstung auf den Zerfall des Gesteinsverbandes und den Austrag aus der Wand je nach Ausprägung beschleunigend wirken; sie bestimmen Ausmaß und Geschwindigkeit. Allerdings kommt ihnen auch initiative Bedeutung zu, wenn sie durch schleichende Wirkung einzelne Wandteile zermürben, bis der Punkt erreicht ist, an dem die Spannungen in der Felswand die Festigkeit des Materials übersteigen.

Im ständigen Wandel der Gleichgewichte bleibt in der Natur die effizienteste, das heißt: statisch günstigste Form am längsten erhalten; sie bietet größtmögliche Stabilität bei geringstem Materialaufwand. Nach dem Selektionsprinzip zerfallen alle labileren Bauformen zugunsten neuer, besser ausgewogener Spannungsverhältnisse. Jeder Teil der Wand ist also in ein Spannungsgefüge eingebaut, das nach den Gesetzen der Natur keine Schwachpunkte duldet, sondern Überlastung sofort durch die Entstehung neuer Formen und damit neuer, stabiler Kräftegleichgewichte ersetzt. Anstehende Felspartien, die die Wand beim Zurückwittern aus ihrem Verband entließ und die keine statische Funktion mehr erfüllen, rumpfen schnell ein und zerfallen zu Pfeilerresten, die rasch von ihrem eigenen Verwitterungsschutt begraben werden (im Rhätikon z. B. der Bereich Pfilegga unter der Südwand der Sulzfluh oder die Zahnreihen In den Schijen).

Nach GERBER (1969: 107ff) ist die Wand als Baukörper mit einem fein austarierten Gleichgewicht zu betrachten, in dem Kräfte anliegen, die auf statisch wirksame Teile wirken und abgeleitet werden. Das Gestein unterliegt durch den Einfluß der Atmosphärien und der sich daraus ergebenden Verwitterung „exogenen Spannungen“, die den chemischen und physikalischen Zusammenhalt des Materials entscheidend verändern. In Verbindung mit „endogenen Spannungen“ (auch: „Restspannung“), wie sie durch tektonische Bewegungen,

Entlastung durch Talbildung oder endogene Temperaturschwankungen entstehen, steuern sie Verwitterung und Zerfall von Felswänden, so daß GERBER Wandformung unter dem Begriff der „spannungsinduzierten Verwitterung“ zusammenfaßt.

Neben der immanenten Materialspannung wirkt die „Bauformspannung“ besonders basaler Wandteile wie bei Bögen eines Gewölbes, die ihr Eigengewicht als Auflast tragen und diese Kräfte ableiten. Die Bauformspannung nimmt vom Gipfel zum Wandfuß hin zu und ist abhängig von der Höhe der Wand. GERBER zählt sie unter die exogenen Spannungen. Sie wirkt durch ihre Abhängigkeit von der überlagernden Masse erst ab einer Wandhöhe von etwa zehn Metern; die darüberliegende Scheitelzone ist für die Ausbildung einer glatten, steilen Wand zu gering durch Spannungskräfte belastet (obgleich sie durch die exponierte Lage dem Einfluß von Atmosphäriken am stärksten ausgesetzt ist). Man kann daher diese Höhe als Mindestwert zur Definition einer „freien Felswand“ heranziehen.

Die Wandbildung beeinflussende Spannungen hängen nicht nur von Höhe, Auflast und Unterlage ab, sondern ebenso von der Schichtung / Bankung und Lagerung des Anstehenden. Häufig formen diese Faktoren neben der tektonisch induzierten Klüftung das Gesicht einer Wand wesentlich mit.

Abb. 17 stellt einige Lagerungsformen von Schichten mit durchaus unterschiedlicher morphologischer Härte und die zugehörigen Wandformen nebeneinander.

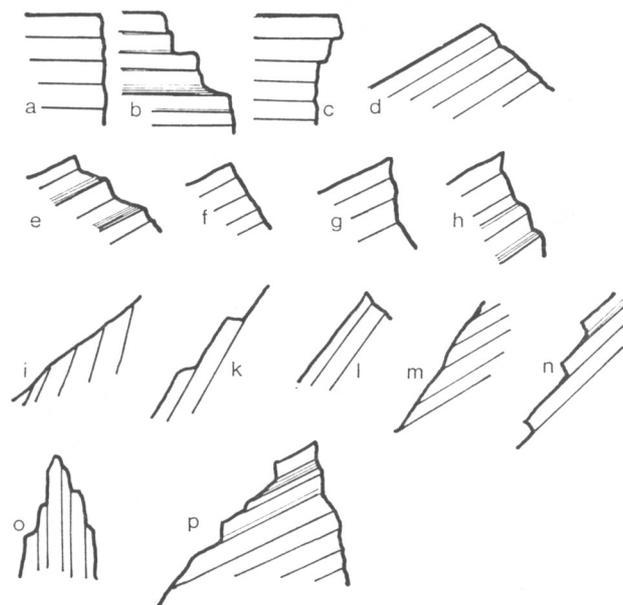


Abbildung 17: Zusammenhang von Strukturflächen und Wandprofilen (GERBER 1969: 108): a-c: horizontale Strukturflächen; d-h: Strukturkopfhänge; i-n: Strukturflächenhänge; o: saigere Strukturflächen p: asymmetrischer Gipfel mit Plattenflächen.

Einige Lagerungsverhältnisse begünstigen besonders die Bildung steiler und hoch aufragender Felswände. Im Nördlichen und Östlichen Rhätikon herrscht durch die tektonische Vorprägung der Typus des Strukturkopfhanges mit rückwärtigem Plattenschußhang (Abb. 17g) vor.

Mit einem Modell aus Gelatine veranschaulicht SCHEIBLAUER 1963 (in: GERBER 1969: 110) das Spannungsgefüge in freien Felswänden:

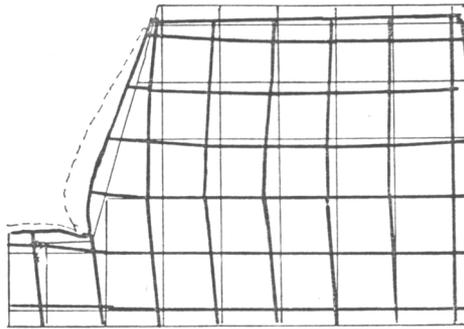


Abbildung 18: Gelantine-Modell nach SCHEIBLAUER (GERBER 1969: 110).

Schwache Linien: ursprüngliches Gefüge; starke Linien: Verformung nach Wegnahme der stützenden Schalung; gestrichelte Linie: Wandoberfläche nach sieben Tagen.

Aus Abb. 18 werden die Verteilung der Bauformspannung in einer freien Felswand und ihre Auswirkungen auf den Baukörper deutlich. Je nach Flexibilität des Gesteins reagiert es mit Verformung oder Materialausbrüchen in den basalen Wandabschnitten, wo die anliegende Bauformspannung am größten ist. Während die exponierten basalen Wandabschnitte im wesentlichen starker Biegespannung unterworfen sind, liegen im Inneren des Felskörpers aus der Auflast resultierende vertikale Druck- und der (im Fels minimalen) Ausbauchung am Wandfuß entsprechende horizontale Zugspannungen an. Beide bewirken randliche Scherkräfte. Lagert die wandbildende tektonische Einheit auf weichen, nachgiebigen Schichten, die unter der Auflast plastisch reagieren, so wirkt auf den gesamten Bergstock eine zusätzliche Biegespannung.

Die Abschnitte stärkster Verwitterung einer freien Felswand liegen in der Scheitelzone, wo Witterungseinflüsse den Fels nicht nur von der Wandseite, sondern auch von oben angreifen, sowie im Bereich des Wandfußes, wo das Gestein neben den anderen Belastungen zusätzlich der größten Bauformspannung ausgesetzt ist. Wird hier die Materialfestigkeit überschritten, so kommt es zu Ausbrüchen aus dem mit der Zeit zermürbten Felsverband. Dieser Vorgang wird durch Biegespannungen (vgl. Abb. 19) verstärkt, die wandoberflächenparalleles Abplatzen begünstigen. Diese Trennfugen und ihre Abschaltungstrümmer sind spannungsinduziert, auch wenn sie unter Umständen Schichtfugen ähnlich sein können.

Basale Wandteile unterliegen also stärkerer Verwitterung durch die überaus hohen zusätzlich anliegenden Kräfte, deren Wirkungen sich überlagern und damit die Festigkeit des Gesteinsverbandes häufig überschreiten. Der Scheitelpunkt der Wand liegt hingegen am Rande eines Spannungsgefüges, so daß Kräfte nicht wie in anderen Wandteilen nach fünf, sondern nur nach vier Seiten abgeleitet werden.

Weil das stabilisierende Auflager fehlt, entstehen auf der Deckelfläche im Stirnbereich Zugspannungen und nahe dem darunterliegenden Gelenkpunkt Druckspannungen. Scheitelnaher überhängende Partien lösen sich also entlang von Zugrissen, die sich von der Gipfelfläche nach unten fortpflanzen.

Da Wandfuß und Wandscheitel am stärksten der Verwitterung unterliegen, stellt sich am höchsten Punkt eine Abrundung der Wandoberkante durch ständiges Nachbrechen kleinerer Überhänge ein, während der unbedeckte Wandfuß stärker als mittlere Wandabschnitte zurückweicht, die Wand ständig übersteilt und somit wieder neue Überhänge in gipfelnahen Abschnitten schafft. Solche Überhänge, abrupten Vorsprünge und Nischen sind allerdings statisch weniger stabil, so daß die Wandentwicklung eine „Tendenz zur Ebenflächigkeit“ (GERBER & SCHEIDEGGER 1969: 87) aufweist. Freie Felswände weichen im Zuge ihrer Zerlegung also lotrecht zurück, sie bewahren in den exponierten Bereichen mittelfristig ihre ursprüngliche Steilheit. GERBER & Scheidegger widersprechen damit der Theorie von

PHILIPPSON (1931) und BAKKER (1947) (in: GERBER 1969: 111), die ein Absinken des Neigungswinkels beim Zurückwittern der Wand und ihr Ersticken im selbstproduzierten Schutt annahmen. Sämtliche Beobachtungen und Untersuchungen in den Arbeitsgebieten bestätigten bisher GERBERs Aussagen: Stets war ein deutlicher Gefälleknick zwischen basalen Schuttkörpern und den sie überragenden Wandteilen zu beobachten. Diese Aussagen gelten prinzipiell für alle Baukörper, in denen statische Spannungen weitergeleitet werden können, also auch Sedimentkörper aus verdichtetem, kohärentem Lockermaterial. Mehr oder minder hohe Böschungen, die sich stets lotrecht halten, wie etwa der Traß des Brohltals oder die Tuffe bei Niedermendig in der Vulkaneifel, erhalten ihre Steilheit aus dem selben Kräftespiel. Eindrücklichstes Beispiel ist die postglaziale Eintiefung des Vorderrheins in die Trümmersmassen des Flimser Bergsturzes mit wandartigen Böschungen von bis zu 400 Metern Höhe.

Abb. 19 zeigt eine idealtypische Felswand, wie sie im Rhätikon vorkommt, die beispielhaft einige spannungsinduzierte Verwitterungsformen vereinigt.



Abbildung 19: Ansicht mit Teilschnitt einer freien Felswand im Rhätikon (eigener Entwurf). Pfeile zeigen Beispiele für anliegende Spannungen: schwarz = Druckspannung; rot = Biegespannung; grüner Doppelpfeil = Scherspannungen; schwarzer Doppelpfeil = Zugspannungen.

- Die vom Scheitel zum Wandfuß zunehmende Bauformspannung bewirkt neben der starken Beanspruchung des Wandfußes eine Biegespannung des gesamten Baukörpers, wenn er nachgiebige Schichten (wie im Rhätikon den basalen Flysch) überlagert. Vertikale Risse und A-Spalten können sich ausbilden.
- Senkrecht zur Wand verlaufende Biegespannungen lassen wandparallele Pakete abschalen und bewirken torbogenartige Ausbrüche vor allem in basalen Wandteilen.
- Am Übergang von Biegespannungen unterworfenen mittleren und tieferen Zonen der Wand zu ihrer festliegenden Basis liegen Scherkräfte an.
- An Überhängen wirken Zugkräfte und Druckkräfte um einen Angelpunkt, senkrecht dazu Scherkräfte an der wandparallelen Abspaltungsfläche.
- Dreieckige Nischenausbrüche mit schichtflächenparallelen Decken entstehen durch – hier rechtwinklige – Verschneidung von internen Scherflächen.
- Auf alle oberflächlichen und oberflächennahen Wandbereiche wirken Atmosphäriolen, besonders stark in Zonen, die durch deutliche Kanten von mehr als einer Seite den Witterungseinflüssen ausgesetzt sind (wie etwa Überhänge, Scheitelzone, Kluftränder, „Zähne“).
- Wandfußnahe Schuttkörper hemmen die Verwitterung bedeckter Abschnitte des Anstehenden entscheidend und entziehen diese weitestgehend dem Zerfall.
- Die Schuttkörper werden unter einer Deckschicht aus Lockermaterial durch Setzungsbewegungen verdichtet und üben auf Wand und Zähne keine statische Wirkung aus.
- Aus dem Schutt aufragende „Zähne“, die noch mit dem Baukörper verbunden sind, können noch von seinem Spannungsgefüge beeinflusst werden.
- „Pfeiler“, die sich vollständig vom Anstehenden getrennt haben, sind in ihrem Bewegungsverhalten nur noch der Aktivität des umgebenden Schuttkörpers unterworfen.
- Senkrechte Wandteile unter der Schuttbedeckung weisen auf Phasen hin, in denen sie unbedeckt waren.
- Ein Felskern bildet sich nur in schuttbedeckten basalen Teilen. Die Atmosphäriolen sind ein wesentliches Agens der Wandrückverwitterung. Das Spannungsgefüge allein reicht nicht aus.

In diesem Zusammenhang muß auch auf die Felskernbildung unter Schutthalden (siehe Abschnitt I.3.c)) verwiesen werden. Wächst ein wandfußnaher Schuttkörper durch stetige Sturzmaterialzufuhr empor und entzieht weitere Teile dem direkten Einfluß der Witterung, so ist deren Rückverwitterung ausgesetzt oder zumindest gegenüber exponierten Wandflächen deutlich verlangsamt, solange die fraglichen Teile bedeckt bleiben (vgl. LEHMANN, O. 1933/34: 93ff.).

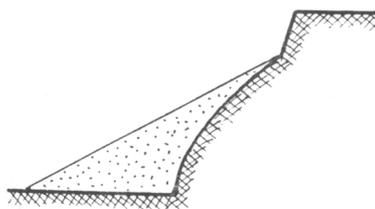


Abbildung 20: Felskern unter wandfußnaher Schutthalde (GERBER 1969: 109).

Beim senkrechten Zurückweichen läßt eine Felswand nicht nur wandfußnahe Schuttkörper zurück, die Felskerne verbergen, sondern auch mehr oder minder freiliegende Teile des ehemaligen Wandfußes, die manchmal nur als einzelne Felsen aus den Schuttgehängen herausragen, manchmal als weit ausgedehnte Bastionen wie Zeugenberge die vormalige Verbreitung des wandbildenden Anstehenden belegen. Solche Partien sind im Rhätikon weit verbreitet und können ihrem Verhältnis zur Mutterwand entsprechend unterteilt werden (vgl. LOREK 2001: 64):

„Pfeiler“: große zusammenhängende Felspartie, die aus dem Zusammenhang einer freien Felswand durch deren Rückverwitterung entlassen wurde und markant aus Schuttkörpern herausragt. Fels noch im originären Verband / Gefüge, manchmal auch ungestörte Lagerung (oder verlagert durch Sackung / Rutschung), aber keine originäre Verbindung mit der Wand oder Verwurzelung. Steckt i.d.R. im Schuttkörper am Wandfuß, der die Lage stabilisiert. Mehrere Pfeiler bilden eine „Galerie.“

„Zahn“: Eingerumpfter abgewitterter Rest einer (gedachten) Paläo-Wand mit originärer Lagerung und ursprünglicher Verbindung zur Wand, oft jedoch aus deren Spannungsgefüge entlassen. Phänotypisch häufig mit Pfeiler verwechselbar et vice versa. Basale Verwurzelung mit dem Liegenden häufig durch mächtige Schuttkörper verdeckt, tw. ganzer Zahn bis auf „Krone“ mit Schutt begraben. Mehrere Zähne bilden eine „Zahnreihe.“

Der Zerfall einer freien Felswand in Zähne und Pfeiler, die weiter eingerumpft werden und im Schutt versinken, erreicht beachtliche Beträge der Wandrückverlegung, wo Störungen sich kreuzen und den Baukörper tief zerrüttet haben. Die richtungsweisende, Prozeßketten anstoßende Bedeutung der tektonischen Vorprägung für die Entwicklung freier Felswände kann nicht überbetont werden. Auch wenn das Endziel dieser Entwicklung der völlige Abtrag des Gebirges (indem die statisch günstigste Form der Ebene erreicht wird) ist und damit destruktiv definiert wird, entsteht durch jede Zerstörung einer Form eine neue, so daß sich Flächen- und Formenzerlegung mit der Entstehung neuer Ordnungen stets die Waage hält, wenn auch mit stetig abnehmender Reliefenergie.

Angesichts der wirkenden Kräfte und der durch den Bau der Wand vorgegebenen Schwächelinien, die regionale Bedeutung haben können, kommt exogenen Einflüssen bei der Zerlegung der Wand nur Bedeutung in den oberflächennahen Zonen zu, die ihnen zugänglich sind. Allenfalls entlang stark erweiterter Klüfte, die mehrere Dutzend Meter tief in den Gebirgsstock hineinreichen können, dringen unter heutigen Bedingungen Witterungseinflüsse in tiefere Zonen des Anstehenden vor. Zudem setzt die Trägheit der Bergtemperatur eindringenden Witterungseinflüssen und ihren kurzzeitigen Schwankungen einen gewissen Widerstand entgegen.

Ein anderer wichtiger Aspekt der Formung freier Felswände ist die Frage nach Frost im Berginneren. Phasen größerer Materiallockerung waren die beginnenden Warmzeiten, als das Spalteneis zu tauen begann. Wenn sich durch Erwärmung ein Wasserfilm zwischen Spalteneis und Wand bildet, werden die bis dahin durch Spalteneis „zusammengefrorenen“ zerklüfteten Felspartien weiter destabilisiert, so daß in seinem Verband schon gelöstes Material zum Absturz kommen kann. Wird der Spalt (durch Abtauen des Eises) so groß, daß die Kapillarkräfte den Wasserfilm nicht mehr zu halten vermögen, so reißt der Film ab, und die beim Einfrieren gelockerte Masse kann abgehen.

Bleibt an günstigen Positionen eines Kluft- oder Karsthöhlensystems Spalteneis erhalten und verschließt die Abflußöffnungen vollständig (Eisplombe), so kann sich ein stehender Wasserkörper ausbilden, der gelockerte Partien nicht wie Spalteneis zusammenklammert, sondern das noch vorhandene Gleichgewicht durch allseitig ausgeübten Druck zusätzlich stört.

Neben dem Sprengdruck von Spalteneis und der stauenden Wirkung von Eisplomben hat Gefronnis im Wandinneren noch eine weitere zu beachtende Wirkung: Ständiges Abtauen beschickt Fugen und Klüfte auch in niederschlagsarmen Perioden mit Sickerwasser (wie etwa im Sommer 1998, der im Rhätikon als „Jahrhundertsommer“ galt und durch wochenlange Trockenheit verschiedene Quellen im Arbeitsgebiet zum Versiegen brachte). Die Gleitfilmbildung durch Durchfeuchtung prädestinierter Horizonte bleibt also auch in niederschlagsarmen Zeiten möglich.

Nach HANTKE (1998: frdl. mdl. Mitt.) ist es wahrscheinlich, daß sich im Inneren der Gebirgsstöcke seit dem ausgehenden Glazial Reste von Permafrost erhalten haben, obwohl bereits nach wenigen Metern unter Geländeoberfläche eine Bergtemperatur von neun bis elf Grad Celsius herrscht, die heute von äußeren Witterungseinflüssen weitestgehend unberührt ganzjährig konstant bleibt. Unter bestimmten Umständen ist sogar die Neubildung von Eiskörpern im Berginneren und deren Fortbestand möglich: Im Salzkammergut hat man Höhleneis in das ausgehende Mittelalter (kleine Eiszeit) datiert; aus Nordamerika sind Vorkommen von der Zeitenwende bekannt. Solche „Glacières“ („Höhlengletscher“), die durchaus Mächtigkeiten und Bewegungsverhalten kleiner lokaler Wandfußgletscher aufweisen können, entstehen nach dem Kaltluftfallen- sowie Schneefallen-Prinzip (statische Glacière, vgl. Abb. 21) oder dem „Kamineffekt“ (dynamische Glacière, vgl. Abb. 22).

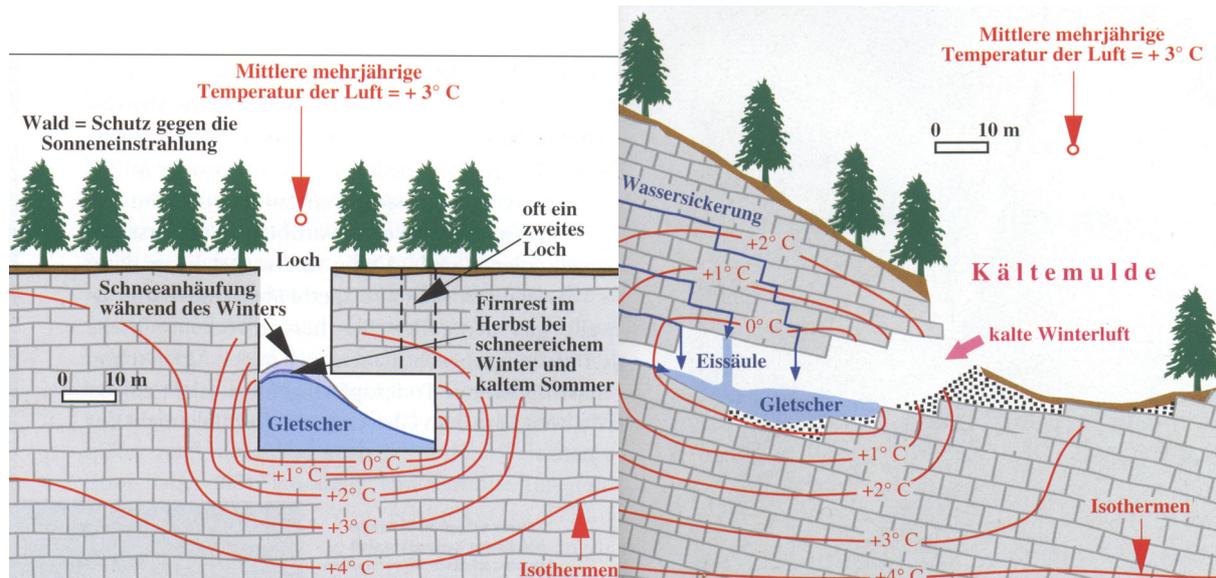


Abbildung 21: Statische Glacières (DYSLI & LÜTSCHER 2003: 48f). Links: Schneefalle; rechts: Kaltluftfalle.

Die statische Glacière als klassische Kaltluftfalle kann in Höhlen entstehen, deren Eingang höher als ihr Boden liegt. Sich sammelnde Kaltluft kann nicht abfließen und läßt winters Sickerwasser gefrieren, die ganzjährig den diesseits des Gefrierpunktes temperierten Fels durchdringen. Liegt der Höhleneingang so exponiert, daß hineinfallender Schnee sich sammelt, so entsteht eine Glacière nach dem Schneefallen-Prinzip. Ist die Eisneubildungsrate größer als das sommerliche Abschmelzen, so bildet sich ein dauerhafter Eiskörper, der bei günstiger Lage Abflußwege des Kluftwassers versiegeln kann. Im Arbeitsgebiet können diese Vorgänge im Abgrund-Höhli südlich P. 1A beobachtet werden, wo der Höhleneingang eine Schneefalle bildet.

Abbildung 22: Dynamische Glacière (ibd.: 49).

Die dynamische Glacière benötigt ein Höhlensystem mit zwei oder mehr Öffnungen auf unterschiedlicher Höhe über dem Meer. Durch jahreszeitlich bedingte Luftdruckunterschiede wird im Winter kalte Luft von der unteren zur oberen Öffnung transportiert. Der entstehende Kaltluftstrom läßt Sickerwasser gefrieren, wo es an Schichtfugen und Klüften austritt; diese werden verschlossen, und es entstehen Stalagnaten, Dome etc. Eine dynamische Glacière wurde im Arbeitsgebiet bisher nicht beobachtet.

Auf die an der Wandrückverwitterung beteiligten innen- und außenbürtigen Prozesse ist im Zusammenhang mit landschaftsgeschichtlichen Beispielen aus dem Arbeitsgebiet noch gesondert einzugehen (vgl. Abschnitt III.2.).

c) Schuttkörper als Spiegel der Wandentwicklung

Wandfußnahe Schuttkörper als korrelierte Ablagerungsformen der verschiedensten Zersetzungsprozesse, die in historischen und geologischen Zeitläufen das Gesicht einer Felswand verändern, sind unmittelbare Produkte der geomorphologisch aktiven Vorgänge und Formen in der Wand: Deren Gestalt beeinflußt die Lieferwege des abgehenden Steinschlag- und Felssturzmaterials und damit den Typ des jeweiligen Schuttkörpers; die sich zu Prozessen verdichtenden wirkenden Kräfte bestimmen Frequenz und Amplitude der Schuttlieferung. Um also die Bildung von wandfußnahen Schuttkörpern vollständig zu erfassen, müssen zunächst die Grundlagen des Materialaustrags aus der Wand vom Beginn des Förderweges bis zur Ablagerung am Wandfuß betrachtet werden.

Die Bewegung einer aus ihrem Verband gelösten Schutt Komponente vereint im allgemeinen mehrere Vektoren und unterschiedliche Beschleunigungen. Die Gravitation bewirkt mit $9,81 \text{ m/s}^2$ eine Beschleunigung senkrecht nach unten, die lediglich durch den Luftwiderstand begrenzt wird. Der waagrecht von der Wand wegweisende Bewegungsvektor, der bei allen Wänden bis zu einer Neigung von 90° unbedingt erforderlich ist, erfährt nur dann eine Beschleunigung, wenn das Schuttstück auf einer geringer als 90° geneigten Wandfläche abgleitet und die Neigung ausreicht, mehr Bewegungsenergie zu induzieren, als der

Reibungswiderstand nimmt. Solange die Bewegung frei, also ohne Beeinflussung durch das Anstehende verläuft, bleibt die Geschwindigkeit der waagerechten Bewegung konstant.

Über sehr steile Flächen bewegt sich Schutt nicht mehr ausschließlich rutschend, sondern durch saltationsähnliche Bewegungen, die mit wachsender Neigung zunehmend in freien Fall übergehen.

Durch Abrollen und Aufprallen nach Fallstrecken ohne Kontakt zum Anstehenden (freier Fall und schiefer Wurf) werden Drehbewegungen um alle denkbaren Achsen des Schuttstückes induziert, die eine starke Dynamisierung bewirken. Bei entsprechender Geschwindigkeit und Masse der abgehenden Schutt Komponente kann deren Bewegung durch erneutes Auftreffen auf anstehenden Fels so starke Richtungsänderungen bewirken, daß das Schuttstück weit von der Wand weggeschleudert wird und lange Strecken ohne weitere Beeinflussung sich beschleunigend zurücklegt. Bereits kleine Felsvorsprünge oder Unebenheiten im Verlauf der Förderrinne können katapultartig wirken. Selbst tiefe Steinschlagrinnen verlieren hierdurch ihre bündelnde Wirkung (vgl. Abschnitt II.4.a)).

Ohne weitere Richtungsimpulse des Anstehenden hat die vorher induzierte Bewegung um eine innere Rotationsachse hingegen eine umgekehrte Wirkung. Ähnlich wie durch den Drall eines Projektils aus einer Schusswaffe, deren Lauf Züge und Felder hat, wird die Flugbahn stabilisiert und somit in Verlauf und Länge beeinflusst.

Entscheidende Voraussetzung für die Bildung von Schuttkegeln ist also eine deutlich in trennende Sporne und sammelnde Rinnen gegliederte Wand mit geringem Anteil an senkrechten, ungegliederten Wandflächen.

Oft reicht jedoch bereits eine räumlich sehr begrenzte starke Relieferung des anstehenden Felses im wandfußnahen Abschnitt, um das abgehende Material eines Steinschlag-Einzugsbereiches zu bündeln und linear einem Traufpunkt zuzuführen, so daß trotz allgemein ungünstiger Voraussetzungen der korrelierte Schuttkörper eine Kegelform ausprägt.

Diese Ergebnisse beziehen sich auf in eine freie Wand eingetiefte Rinnen, die den Steinschlag ihres Nährgebietes aufnehmen und linear einem Traufpunkt in Wandfußnähe zuführen, von dem aus das Material direkt abgelagert wird und mit der Zeit einen Schuttkegel bildet. Auch hier bietet die Natur alle Übergangs- und Sonderformen, die nicht alle zur Bildung eines korrelierten Schuttkörpers führen müssen. Lokale Rinnen können bereits in höheren Wandteilen auslaufen, wo das schon zusammengefaßte Material wieder gestreut wird und als loser Steinschlag weiter abgeht. Ebenso bedingen Traufkanten über stark gegliederten Wandteilen nur eine Dosierung der Schuttabgabe aus dem Einzugsgebiet, nicht aber zwingend eine entsprechende Halde am Wandfuß. Entscheidend ist immer die letzte *bestimmende* Beeinflussung des Sturzmaterials unmittelbar vor der Ablagerung. Von deren Beschaffenheit und Intensität hängt ab, welche Form von Schuttkörper gebildet wird.

LEHMANN, O. (1933/34: 97) schreibt dazu: „Schutthalden unter Wänden, die dicht von Steinschlagrinnen zerfurcht sind, bestehen aus der Verschmelzung vieler schmaler Streifen von Kegelmänteln, die sich nur mit den Spitzen gegen die Ausgänge der Rinnen voneinander absondern, sich jedoch darunter gegenseitig im selbständigen Breitenwachstum gehemmt haben.“

Der Schuttkörper stellt aber nicht nur seine Oberfläche dar, sondern ist im Zuge der Materiallieferung aufgewachsen. Ehemals eigenständige Kegel mit idiomorphen Körpern behindern ihre weitere Breitenausdehnung erst, wenn der Abstand zwischen den Traufpunkten der Steinschlagrinnen geringer ist als die maximale seitliche Ausdehnung des Kegels. Bis dahin kann er ungehemmt wachsen; in der Folge verzahnen sich die beiden benachbarten Kegel zunehmend an ihrer sich zum Wandfuß hin ausdehnenden Berührungsfläche. Entgegen der LEHMANNschen Beobachtung bilden sich also keine räumlich benachbarten „Streifen

von Kegelmänteln“ sondern räumlich benachbarte Kegelsegmente, deren jedes aus nacheinander aufgetragenen Mantelteilen aufgebaut wurde. Diese Unterscheidung ist im Hinblick auf den inneren Aufbau und die Beschaffenheit der Deckschicht von wandfußnahen Schuttkörpern wichtig, denn sie beeinflusst die Verteilung der verschiedenen Oberflächenneigungen und damit die Entstehung und Entwicklung bestimmter Kegeltypen (vgl. Abschnitt II.2.b).

Daraus wird deutlich, daß wandfußnahe Schuttkörper als korrekte Ablagerungsformen Spiegel der Entwicklungsgeschichte und Formung der sie hervorbringenden freien Felswände sind und als „Chronisten“ der Wandverwitterung unbedingt zu Rate gezogen werden sollten.

Der Umstand, daß unter wandfußnahen Schuttkörpern Felskerne entstehen, ist bereits in der Mitte des 19. Jahrhunderts beobachtet und von FISHER 1866 (in: GERBER & SCHEIDEGGER 1973: 23) beschrieben worden. LEHMANN, O. (1933/34: 93ff.) griff dessen Ergebnisse auf und leitete aus eigenen Beobachtungen eine mathematische Berechnung der Oberfläche eines idealtypischen Felskerns unter einer Schutthalde ab.

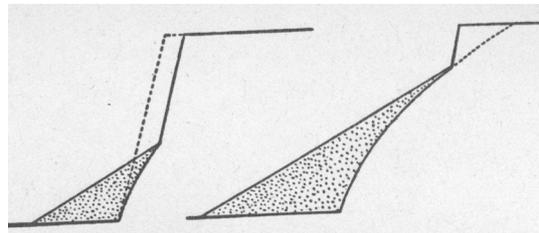


Abbildung 23: senkrecht zurückweichende Felswand bei Ausbildung eines Felskerns unter dem aufwachsenden Schuttkörper (LEHMANN, O. 1933/34: 94).

Die LEHMANN'sche Theorie fußt auf Laborbedingungen: Eine Felswand in tektonischer Ruhe, mit homogenen Materialeigenschaften, ohne Störungen, ohne interne oder basale Gleitflächen und ohne nachgebende Schichten im Liegenden verwittert unter an allen Punkten gleichmäßigem Einfluß von Witterungselementen. Katastrophale Massenbewegungen, die das gleichmäßige Zurückweichen und damit die gesetzmäßige Ausbildung eines mathematisch berechenbaren Felskerns stören würden, bleiben ausgeblendet. Der Verwitterungsschutt sammelt sich zunächst am Fuß der Wand, ohne durch andere Einflüsse weitertransportiert zu werden oder durch Verwitterung in situ zu zerfallen. Das Material der Schutthalde setzt sich nicht, rutscht nicht und wird nicht durch Tritt, Erosion oder auftreffenden Steinschlag und Felssturz beeinflusst.

Später variiert LEHMANN die äußeren Bedingungen und nimmt den teilweisen bis vollständigen Abtransport des Verwitterungsschuttes durch Wandfußgletscher an. Dadurch freigelegte Felskerne sind wieder in gleichem Maße wie die exponierte Wand dem Rückwittern unterworfen.

Beachtet man die nach oben zunehmende Krümmung des wachsenden Felskerns, so scheinen die exponierten Wandteile mit der Zeit schneller zurückzuweichen (größerer Betrag der Wandrückverlegung bei geringerer Kubatur der zerfallenden Wandabschnitte). Bauformspannung des Wandkörpers und Mächtigkeit des bedeckenden Schuttes nehmen indessen ab, so daß die Bedeutung atmosphärischer Einflüsse für die Wandzerlegung zunimmt. Schließlich gleicht sich die Oberfläche des Felskerns der Neigung des Schuttkörpers asymptotisch an.

Bei der Felskernbildung muß die basale Ausbauchung der Wand durch spannungsinduzierte Verformung (vgl. Abb. 18) ebenfalls berücksichtigt werden, auch wenn ihre absoluten Beträge im Vergleich vernachlässigbar sein mögen.

Trotzdem LEHMANNs Berechnungen theoretisch bleiben und viele äußere Einflüsse nicht angemessen berücksichtigt werden können, sind seine Erkenntnisse von hohem grundsätzlichen Wert, weil sie erstmalig einen Ansatz bieten, den Oberflächenverlauf von Felskernen zu bestimmen und damit das Volumen von wandfußnahen Schutthalden näherungsweise zu erfassen. Beobachtet man den weiteren Abtransport von Sturzschutt im Sinne morphodynamischer Massenbilanzen, so wird unter dem Aspekt des Landschaftshaushaltes die Relevanz quantitativer Aussagen deutlich. GERBER & SCHEIDEGGER (1973: 27) führen LEHMANNs Berechnungen weiter und erstellen repräsentative Felskernkurven für verschiedene Hangstrukturen und Böschungswinkel der Schutthalden. Sie bemessen diesen Ergebnissen allerdings nur eingeschränkt Bedeutung zu, da Felskerne im allgemeinen nicht sichtbar sind und deswegen als „Detailform“ im Rahmen der Hochgebirgsmorphologie ihres Erachtens nur eine geringe Rolle spielen.

Beide Schriften beziehen ihre Ergebnisse einzig auf Felskerne von Schutthalden, die sich unter glatten Felswänden mit großen ungegliederten Flächen bilden. LEHMANN (1933/34: 96f.) postuliert zwar die entsprechende Bildung von konvexen Felskernen in Schuttkegeln unter Wänden, die deutlich von Steinschlaggrinnen zergliedert sind, weist aber auf ihre wesentlich aufwendigere Berechnung hin, die noch zu erbringen sei.

Eigene Beobachtungen an einem wandfußnahen Aufschluß auf dem Schuttkörper „Ursigröll“ (siehe Abb. 35 und 36; vgl. Abschnitt II.2. b)) zeigten, daß die Bildung von Felskernen unter benachbarten Schuttkegeln, die seitlich zusammenwachsen, ähnlich abläuft. Vergesellschaftete Schuttkegel, deren Ursprungspunkte nur wenige Meter auseinanderliegen, verhalten sich in ihrer räumlichen Gesamtheit in bezug auf die Ausbildung von Felskernen wie große Halden.

BRÜCKL et al. (1974: 79) räumen allerdings ein, daß bei einem bestimmten Typ von Schuttkörpern, der eine dünne, langgezogene Lockerschicht über anstehendem Fels bildet und seinen Schutt aus nahgelegenen Wandabschnitten erhält, sehr wahrscheinlich kein Felskern im LEHMANNschen Sinne gebildet wird. Sie nennen diesen Typ „Übergußschutthalde“ und stellen ihn einer Schutthalde gegenüber, die durch Kluftgassen aus dem „Inneren des Felsmassivs“ genährt wird. Die Begriffe „Halde“ und „Kegel“ werden synonym verwendet.

Die „Übergußschutthalde“ bei BRÜCKL et al. entspricht in vorliegender Typologie einer Sonderform der „Schutfahne“ (vgl. hierzu Abschnitt II. 2. e)).

Die Bewegungen innerhalb selbst in Ruhe befindlicher Schuttkörper sind naturgemäß nur schwer rechnerisch faßbar. Das im Vergleich zur kompakten Lagerung im Originalverband größere Volumen von Sturzschutt verringert sich durch Verdichtung (Volumenabnahme durch gedrängtere Lagerung) und Setzung (der Schwerkraft folgende Senkung mit Verdichtung des Liegenden) und nähert sich mit der Zeit dem ursprünglichen Volumen im Abrißgebiet an, ohne es jemals erreichen zu können. Verbliebene Hohlräume werden fortschreitend mit Feinmaterial verfüllt, das von oben eingespült wird oder an Ort und Stelle durch Verwitterung entsteht.

Nach HAEFELI (1967: 3ff) ist die Verdichtung stark von der Verwitterung des Schuttes am Ort der Ablagerung abhängig und somit in oberflächennahen Bereichen eines Schuttkörpers am größten. In tieferen Schichten, wo die Beanspruchung durch Auflast höher ist, finden Setzung und Verdichtung durch Ermüdungsbrüche einzelner Komponenten statt, die sich punktuell berühren und statischen Druckkräften nachgeben. Die Setzung des gesamten Schuttkörpers resultiert aus solchen Einzelbewegungen unzähliger Schuttstücke, die nicht nur lotrecht der Schwerkraft folgen, sondern sich auch hangabwärts bewegen. Der Schuttkörper wird triaxial verdichtet, i.e. ohne Einwirkung von äußeren Scherspannungen, die an der Grenze von sich setzendem zu unbewegtem Schutt entstehen würden. Scherspannungen bilden sich nur intern zwischen den einzelnen sich berührenden Komponenten, so daß

Verdichtung und Nachsetzung als „inneres Kriechen“ oder „pseudoplastisches Fließen“ beschrieben werden können. Eigene Beobachtungen an Schurfen und Aufschlüssen auf Schuttkörpern im Rhätikon bestätigten HAEFELI's Ergebnisse. Stets waren unter einer kohäsionslosen, unverdichteten Deckschicht der Schutt sehr kompakt und verfestigt, Schuttbestandteile hangabwärts eingeregelt und die Hohlräume weitestgehend mit Feinmaterial verfüllt. Folgt man HAEFELI's Aussage, daß die wesentlichen durch Verwitterungseinflüsse begünstigten Setzungen oberflächennah erfolgen, so muß die innere Verdichtung des Schuttkörpers im Zuge seines Aufwachsens, also synsedimentär erfolgen. Ein Absinken seiner Oberfläche durch Setzung und damit eine erneute Freigabe vormals bedeckter basaler Wandpartien kann unter diesen Voraussetzungen nur geschehen, wenn die Volumenabnahme durch Verdichtung den Volumenzuwachs durch Schutzzufuhr übersteigt.



Abbildung 24: Einaxiale und triaxiale Verdichtung mit Setzung einer Lockergesteinsmasse (HAEFELI 1967: 4).

Abb. 25 veranschaulicht die möglichen Setzungenbewegungen in Schuttkörpern.

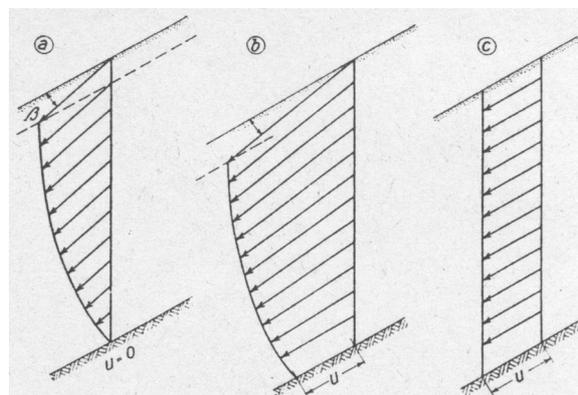


Abbildung 25: Setzungs- und Gleitbewegungen in Schuttkörpern (HAEFELI 1967: 5).

a) Kriechen (kontinuierlich); b) Kriechen und Gleiten auf der Unterlage (diskontinuierlich); c) Gleiten ohne Setzung (translatorisch)

Ein wichtiger Aspekt in diesem Zusammenhang ist die Frage nach Frost im Inneren der Schuttkörper. Die verfestigten Bereiche unter der Oberfläche, in denen Hohlräume mit Feinmaterial verfüllt sind, bleiben durch versickerndes Niederschlags- und Schmelzwasser ganzjährig durchfeuchtet und können bei entsprechender Witterung gefrieren, solange die isolierende Schneedecke fehlt. Dabei können sich glazigene Bewegungen ergeben, die mit denen eines Blockgletschers vergleichbar sind (vgl. Abschnitt II.2.e)).

Eine besondere Bedeutung haben diese inneren Kriechbewegungen einer kohärenten Lockermasse für größere feste Objekte, die in sie eingebettet sind, wie etwa große Felsen in Schuttkörpern oder Bauwerke. HAEFELI (ibid.: 4) unterscheidet stationäres (i.e. Sackung) und nichtstationäres (i.e. Rutschung) Kriechen: Bei einer dem stationären Kriechen unterworfenen Masse bleiben Kriechgeschwindigkeit, Rauminhalt und Form über die Zeit unverändert. Die Schiefersackung des Lugnez (Graubünden) trägt einige Dorfkirchen, deren unverstellte talwärtige Bewegung seit 1887 dokumentiert wird.

Bei nichtstationärem Kriechen hingegen bleiben die erwähnten Rahmenbedingungen nicht unverändert, das eingebettete größere Objekt wird verstellt. Dieser Prozeß verstärkt sich selbst, indem der Vektor der resultierenden Kraft, die der Körper auf seinen Untergrund ausübt, die Auflagefläche nicht mehr mittig, sondern randlich trifft. Dadurch belastet die Gewichtskraft den Untergrund einseitig stärker (Kantenpressung), was weitere Schiefstellung fördert. Bekanntestes Beispiel ist der Schiefe Turm von Pisa.

Vor diesem Hintergrund sind Lagerung und Bewegungsverhalten von Felspartien zu betrachten, die aus wandfußnahen Schuttkörpern aufragen und im Rhätikon sowie im Vergleichsgebiet Grauhörner häufig vorkommen (vgl. Abb. 22). Wesentliche Fragen der vorliegenden Untersuchung sind mit ihnen verknüpft. Die verschiedenen Wechselwirkungen zwischen Wand und ihren Schuttkörpern werden in besonderer Weise deutlich, wenn man die bisher in der Literatur behandelten Einzelprozesse nicht nur in dem Umfeld betrachtet, in dem sie eingebettet sind, sondern auch zueinander in Verhältnis setzt. Diese Zusammenschau steht bisher noch aus.

Die Bildung von Felskernen unter Schuttkörpern zeigt den großen Einfluß der Atmosphärien auf die Wandentwicklung. Die stärkste Verwitterung der Wand geschieht in der Scheitelzone, wo Witterungseinflüsse von zwei Seiten wirken können. Der Betrag des Zurückweichens ist nur in den exponierten, wandfußnahen Bereichen höher, wo Spannungskräfte sich zu hohen Werten summieren, die das Gestein für den Zerfall konditionieren. Wo allerdings der Wandfuß durch einen Schuttkörper den Witterungseinflüssen entzogen ist, schreitet seine Zerlegung wesentlich langsamer als die der hangenden freien Felswand voran. Dieser Umstand belegt, daß die Spannungsinduktion und tektonische Vorprägung Wege sowie Art und Weise der Wandzerlegung beeinflussen, Geschwindigkeit und Ausmaß aber durch Prozesse der physikalischen und chemischen Verwitterung bestimmt sind.

Umgekehrt beeinflußt die Wandformung die Schuttkörper nicht nur durch Materiallieferung, sondern auch durch Teile des Anstehenden, die sich bereits von ihr getrennt haben und in keinem Spannungszusammenhang mit ihr stehen. Durch Setzungs- und Verdichtungsbewegungen des Schuttes, in dem sie ohne Verwurzelung eingebettet sind, unterliegen sie diskontinuierlichem Kriechen. Bei ausreichender Größe können durch Gefügemessungen und das Parallelisieren von Leitfugen Beträge der Abwärtsbewegung und Verstellung ermittelt werden, die auf Herkunft und ursprüngliche Lagerung des Pfeilers hindeuten.

Aus den aufgezeigten Aspekten wird deutlich, wie dringend die Wechselwirkungen zwischen Wand und Schuttkörper eine gemeinsame Betrachtung nahelegen, die Prozesse nicht nur in einer Richtung zu Kausalketten ordnet, sondern sie in der erdgeschichtlichen Momentaufnahme zu einem interaktiven System fügt, dessen Wechselwirkungen ebenso zahlreich sind wie seine Glieder. Eine dem Gegenstand gerechtwerdende Betrachtung ist also nur in der Zusammenschau von allen Seiten greifender Methoden und in deren interaktiver Überprüfung an regionalen Beispielen möglich.

d) Aspekte des Spätglazials

Die große Bedeutung der spätglazialen Lokalgletscher für die Wand- und Gratentwicklung ist unbestritten. Besonders Bergstürze und andere katastrophische Massenbewegungen, die sich im Spätglazial häuften, wurden durch das Schwinden der stabilisierenden wandfußnahen Eiszungen sowie die Druckentlastung durch den abschmelzenden Eispanzer ausgelöst. Neuere Untersuchungen rücken jedoch eine zunehmende Anzahl dieser Ereignisse ins Postglazial und weisen auf eine mit der Kubatur der Bewegungsmasse steigende zeitliche Verzögerung hin. Je weiter die Abrißfläche eines Bergsturzes von der Geländeoberfläche entfernt ist, umso träger

reagiert sie auf Temperaturschwankungen, und umso länger können Fortnahme des stabilisierenden Gletschereises und Entstehung eines Gleitfilms auf der späteren Bewegungsfläche auseinanderliegen. Dieser Umstand mißt neben der Stützwirkung der Eiszunge auch der klammernden Wirkung von Gefronnis im Gestein, vor allem von spätglazialen Spalteneis, große Bedeutung zu. Trotz der Neudatierung bisher vermeintlich spätglazialer Massenbewegungen wie etwa des Flimser Bergsturzes bleibt die Bedeutung des Beziehungsgeflechtes spätglaziales Spalteneis – postglaziales Austauen– Felszerlegung unrevidiert.

Bei kleineren oder mehrseitig exponierten Felsabschnitten wie den Malmresten auf dem Eggberggrat oder den isolierten Zähnen und Türmen des Drusentors sind die Verzögerungsraten des Eindringens spätglazialer Aufwärmung sicherlich gering, so daß die maßgeblich formenden Materialausbrüche noch mit dem Ende der entsprechenden spätglazialen Stadien in Zusammenhang stehen. Mit dem Weichen der Wandfußgletscher wird ihr Raum von Sturzschuttkörpern eingenommen, die ihr Material aus den gleichen Nährgebieten beziehen. Spalteneis, das bei seiner Entstehung den Fels lockerte, der aber durch Gefronnis noch zusammenhielt, gibt das aus seinem Verband gelöste Material beim Austauen frei und läßt so die Schuttakkumulationen am Wandfuß aufwachsen, die mit der Zeit die Rücktiefungen der jüngsten wandfußnahen Stirnmoränen verfüllen. Die Schuttlieferung seit dem Schwinden dieser letzten Zungen des Egesen 3 – Stadiums reichte an keiner Stelle in Arbeits- oder Vergleichsgebiet aus, die jeweilige Stirnmoräne zu überdecken oder vollständig zu hinterfüllen.

Der Schuttkörper kann die statischen Funktionen des wandfußnahen Eises nur teilweise übernehmen. Anders als der Eiskörper setzt er dem Druck einer gelockerten Felspartie keine Materialzähigkeit entgegen. Sein im Vergleich zu Eis weitestgehend kohäsionsarmer Schutt vermag nur durch die Last seiner Masse zu stabilisieren. Bedeutend ist jedoch die Schutzwirkung eines Schuttkörpers für den Wandfuß, die schließlich die Ausbildung eines Felskerns begünstigt.

Die glazialen Ablagerungen des Arbeits- und Vergleichsgebietes gehören sämtlich den spätglazialen Stadien an, die wie folgt festgelegt sind:

Stadium von Gschnitz	14 000 a b.p.
Stadium von Daun	13 000 a b.p.
Stadium von Egesen:	
Egesen 1	11 000 a b.p.
Egesen 2	10 500 a b.p.
Egesen 3	10 200 a b.p.

Tabelle 1: Im Rhätikon vorkommende Stadien des Spätglazials (KOBLER 1999: frdl. schr. Mitt.).

Die spätglazialen Eisrandlagen in den hier relevanten Teilen des Rhätikon sind durch Dr. Ernst KOBLER (1994) untersucht und mit den entsprechenden Formen im gesamten Prättigau mit all seinen Seitentälern abgeglichen worden. Seine Beobachtungen im Hochtal von St. Antönien beschränken sich jedoch auf den Gletscher des Haupttales (Schaniela-Gletscher), die Moränen der Hauptstillstandsphasen in den Seitentälern und der wichtigsten Lokalgletscher. Die Ablagerungen kleinerer Lokalgletscher oder aus Zwischenphasen, die ja gerade in unserem Zusammenhang wichtig sind, wurden nicht erfaßt. KOBLER räumte selbst ein, daß für seine Beobachtungen lediglich zwei Geländetage zur Verfügung standen und

deshalb nur die Hauptmoränen der spätglazialen Stadien zur regionalen Parallelisierung überblickartig erfaßt werden konnten. Dennoch sind seine Ergebnisse eine wichtige Grundlage weiter Teile dieser Arbeit und bis heute im wesentlichen unwidersprochen.

Einige grundlegende Beobachtungen stellte KOBLER (1998 und 1999: frdl. mdl. Mitt.) jedoch über jede Diskussion:

- Die Moränen des Daun-Stadiums wirken in der Regel undeutlich, „zerflossen“, die jeweiligen Stirn- und Endmoränen schwach ausgeprägt.
- Die Egesen 1-zeitliche Endmoräne ist im überall im Prättigau unverkennbar markant ausgeprägt (sehr anschaulich etwa die des Ganda-Gletschers).
- Um Egesen 2 zeigen sich die Stirn- und Endmoränen der Wandfußgletscher häufig als Doppelbogen, als ob das Eis sich im stirnnahen Bereich in zwei benachbarte Lappen geteilt hätte, die jedoch keine Mittelmoräne ausbildeten. So macht sich die Teilung des Nährgebietes in vorspringende und zurückweichende Bereiche bemerkbar, die die Neubildung von Gletschereis in einigen Abschnitten stärker förderte als in anderen. In diesem Stadium fällt auch die Bildung von Moränenstufen, die sich bei kleinen Wandfußgletschern als mehrphasige Moränenansätze in Stirnnähe äußern, bei größeren Lokal- und Endgletschern aber als Schar von voll ausgebildeten Stirn- und Endmoränen.
- Im dritten Egesen-Stadium bilden die meisten Lokal- und Endgletscher des Prättigau nicht mehr eine zusammenhängende Zunge, sondern haben sich in zwei oder mehrere kleine Wandfußgletscher geteilt, deren Anzahl, Lage und Größe durch die Struktur des Nährgebietes in der Wand bestimmt ist. Dieser Vorgang kündigte sich bereits im Verlauf der Egesen 2-zeitlichen Stirn- und Endmoränen an.

HEUBERGER (1968: 272) bezeichnet das Stadium von Egesen 2 mit seinen „zahlreichen Folgemoränen“ als Zeit „stärkster Blockschuttbildung“. Zum einen verlor das Eis massiv an gestaltender und befördernder Kraft, zum anderen erstickten die schwächer werdenden Lokal- und Endgletscher nahezu in massenhafter Schuttlagerung aller Korn- und Blockgrößen. Zahlreiche mehr oder minder große Felsstürze und beständiger intensivster Steinschlag formten weite Teile der gegenwärtigen Wände, wie sie sich uns heute mit ihren großen Ausbrüchen und vorspringenden Partien zeigen, rumpften isolierte wandfußnahe Abschnitte des Anstehenden wie Pfilegga oder Schneespitzli ein und gaben den oberen Bereichen der Ganden - wie der benachbarten „Großganda“ - ihr heutiges unwirtliches Gesicht. Die nachfolgende Entstehung der Egesen 3-Moränen und die bis heute andauernde Akkumulation des Sturzmaterials zu Schuttkörpern setzte in den meisten Fällen in wesentlich längeren Zeiträumen ungleich geringere Kubaturen um, so prägnant ihre Formen heute auch erscheinen mögen.

e) Fragen und Arbeitsthemen

Die Ergebnisse und offengebliebenen Fragen früherer Untersuchungen im Rahmen einer Diplom-Arbeit (LOREK 2001) bildeten den ersten Kondensationskern einer Reihe von weiterführenden und neuen Ansätzen, denen in Untersuchungs- und Vergleichsgebiet an ausgewählten Lokalitäten nachgegangen wurde und die sich zu folgenden Fragen und Arbeitsthemen verdichteten (vgl. Karten 1, 2 und 6):

- Die bisher bestehende genetische Typologie von wandfußnahen Sturzschuttkegeln muß zweifelsohne erweitert werden. Ist die bisherige Typeneinteilung vor neuen Beobachtungen noch haltbar oder muß sie verändert werden? Sind die im Rhätikon gewonnenen Ergebnisse auf andere Räume frei oder mit Einschränkungen oder Abwandlungen übertragbar?

- Sind die gegenwärtigen Ansichten zum inneren Aufbau von Schuttkörpern zutreffend? Alle bisherigen Erkenntnisse stützen sich auf seismische Messungen und oberflächliche Schurfe mit einer maximalen Tiefe von gut einem halben Meter. Detaillierte Einblicke sind also nicht umfassend und umfassende nicht detailliert. Da tieferreichende Aufschlüsse einen unverhältnismäßig hohen technischen Aufwand erfordern würden, galt bisher die durch die Messungen von BRÜCKL et al. (1974) gestützte Ansicht, daß die Oberfläche eines Schuttkegels nach dem Prinzip der Zwiebelschalen sich in der Regel in ihrer Gesamtheit erneuert, eine Schicht also flächendeckend das gleiche Alter aufweist. Punktuelle Materialspeisung am Kegelursprung und ebenmäßigen Verlauf seiner Oberfläche vorausgesetzt, erschien diese Ansicht bislang plausibel.
- Die Gewichtung der auf die Schuttkörper wirkenden Einflüsse (Schuttzerlegung in situ durch Frostsprengung, Verfüllung der Hohlräume durch Siebeffekt und Feinmaterialverspülung etc.) läßt Rückschlüsse auf Alterungsprozesse bei Schuttkörpern zu. Lassen sich unterschiedliche Reifestadien bestimmter Typen zu einer Entwicklungsreihe fügen? Falls ja: In welchen Zeiträumen durchlaufen Schuttkörper diese Reifestadien? Ist eine relative Datierung möglich?
- Bisher gibt es nur wenig Erkenntnisse zum Bewegungsverhalten von Oberflächenschutt. Wie labil sind die Lockerschuttauflagen auf Schuttkörpern? Mit welchen jährlichen Beträgen des Abtrages ist zu rechnen? Kann man Zonen verschiedener Bewegungsgeschwindigkeiten ausweisen? Gleiche Abtragungsgeschwindigkeiten auf der gesamten Kegeloberfläche würden ebenfalls die bisherige These vom „Schalenbau“ stützen. Wird die Abtragungsgeschwindigkeit von den über die Oberfläche variierenden Böschungswinkeln beeinflusst? In welchem Verhältnis steht der Abtrag durch Schuttrutschungen zum Auftrag durch Steinschlag? Bei starken Schuttbewegungen ist ein Absinken des Böschungswinkels im unteren Teil des Körpers zu erwarten, bei starker Nachlieferung ein Ansteigen desselben im oberen Teil. Finden beide Prozesse gleichzeitig statt, so wäre ein deutlicher Böschungsknick an der Trennlinie zwischen beiden Bereichen zu erwarten. Kann man besondere Aktivitätsphasen und ihre Rahmenbedingungen ausweisen?
- Findet durch Schuttbewegungen eine Materialsortierung nach Korngrößen statt? Die Literatur äußert sich hierzu widersprüchlich. Von welchen Faktoren hängt eine etwaige Materialsortierung ab?
- Welchen Einfluß hat auftreffender Steinschlag / Felssturz? Ist ein Sturzblock einer gewissen Größe in der Lage, den Aufbau eines Schuttkörpers nachhaltig zu stören?
- Gibt es expositionsabhängige Unterschiede bei der Entwicklung von Schuttkörpern? Aus der Beantwortung dieser Frage ergeben sich vor allem Erkenntnisse zur Gewichtung von Einflüssen wie Insolation, Schneebedeckung etc. auf die Entwicklung von Schuttkörpern.
- Sind aus den Geländebefunden Prognosen in bezug auf die weitere Entwicklung von wandfußnahen Schuttkörpern möglich?
- Welche Agentien und Prozesse sind an der Entwicklung von exponierten Felsflächen beteiligt? Wie sind sie zu gewichten? Welchen von ihnen kommt vorprägende / auslösende / ausformende Bedeutung zu? Kann man besondere Aktivitätsphasen und ihre Rahmenbedingungen ausweisen? Welche Zeiträume sind zur Bildung der gegenwärtigen Formen nötig? Sind Prognosen für die weitere Entwicklung möglich?

- Gab es katastrophale Massenbewegungen aus dem Abrißgebiet Drusentor-Nordseite? FLÜGEL (2000: frdl. mdl. Mitt.) spricht von einem großen Bergsturz aus diesem Abschnitt mit Ablagerungsgebiet „Porzalenga-Wald“ im oberen Gauertal. Alle strukturellen Voraussetzungen stützen diese These. Gab oder gibt es im Bereich der Lokalität „Drusentor s.l.“ Sackungen, Rutschungen oder sonstige Massenbewegungen? Wenn ja: Wann geschahen sie?
- Welche Störungen beeinflussen die Entwicklung der Lokalität? Welche Schwächelinien sind an der Formung der Lokalität maßgeblich beteiligt? Kann man den ehemaligen Gratverlauf zum Zeitpunkt x rekonstruieren? Wie ist die auffällige Doppelgratbildung zu erklären?
- Gibt es Flächenreste einer ehemaligen Wand, die man parallelisieren kann? Wenn ja: Wie alt sind diese Flächenreste? Kann man aus ihrer Vergesellschaftung Bewegungen im Gratbereich ableiten?
- Welche rezenten landschaftsformenden Aktivitäten gibt es? Sind Prognosen für eine zukünftige Entwicklung möglich?
- Warum gibt es In den Schijen soviel mehr markante isolierte Felspartien als anderswo im Vorfeld einer Wand des Rhätikon? Handelt es sich um Zähne oder Pfeiler? Falls sie nicht originär lagern: Wo sind ihre Abriß- / Herkunftsgebiete? Wie lange sind sie schon isoliert? Kann man aus der Verzahnung mit den üppig vorhandenen Lokalmoränen größere Felsstürze zeitlich einordnen?
- Nach gängiger Ansicht geschah aus den Schijen ein Bergsturz, der den Partnunsee aufstaute. Wann? Sind die Grenzen des Abrißgebietes rekonstruierbar? Läßt sich aus den Ablagerungen die Dynamik des Ereignisses nachvollziehen? Brandete Sturzmasse am Gegenhang auf? War der Talschluß mit einer höheren als der heutigen Barriere versperrt, so daß der Partnun-See einst größer war? In diesem Falle müßten sich oberhalb des heutigen Seespiegels ehemalige Ufersäume an den Hängen finden. Gibt es Massenbewegungen vom Gegenhang, die an einem Talzusub mitwirkten? Welche Rolle spielten die spätglazialen Lokalgletscher bei der Bildung des Sees? Kann man die zukünftige Entwicklung der „Schijen“ und ihrer Zähne einschätzen?
- Über weite Strecken des Grates zwischen Eggberg und Rätschenflue ist eine initiale Doppelgratbildung zu vermuten. Die isolierten Vorkommen der Sulzfluh-Decke scheinen randlich zu zerfallen. An einigen Stellen bilden sie keine zusammenhängenden Kleinfluh mehr, sondern sind nur noch als Kalktrümmer erkennbar. Gibt es Rutschungen und Sackungen im Bereich des Grates? Wie labil ist der Grat in seinen Abschnitten und seiner Gesamtheit?
- Welche Stellung haben die Bereiche Hasenflüeli und Ammaflue als isolierte Malmkalk-Vorkommen zur Rätschenflue? Die Lokalität „Hasenflüeli“ scheint in einzelne, überkippende Pfeiler zu zerfallen, als ganzes aber ortsfest zu sein. Ammaflue ist offensichtlich eine abgerutschtes Bruchstück der gratnahen Malmklippe. Wo ist ihr Herkunftsgebiet? Wann geschah die Bewegung? Dauert sie noch an?
- Wie sind die weiteren Malmtrümmer (z. B. Geisstschuggen) auf dem Grat einzuordnen?
- Die Lokalität „Bi den Nünzgen“ nimmt wahrscheinlich eine Schlüsselstellung in der Formungsgeschichte der Malmreste auf dem Grat ein. Auch hier sind nur noch

Kalktrümmer und Sturzschutt erhalten, keine zusammenhängenden Reste einer kleinen „Wand“ mehr.

- Die Verzahnung dieser Malmvorkommen mit den Moränen ihrer „Wand“fußgletscher läßt möglicherweise Rückschlüsse auf die ehemalige Größe ihrer Nährgebiete und damit auf die Größe der gratnahen Felspartien im Spätglazial zu. Läßt sich daraus eine spätglaziale „Nünzgenflue“ rekonstruieren? Falls ja, so ergäben sich erstmals konkrete Beträge der Wandverwitterung seit der Bildungszeit der betreffenden Lokalmoränen.
- Welche Prognosen für die weitere Entwicklung freier Felswände im Rhätikon kann man aus solchen Ergebnissen ableiten?
- Lassen sich die an den einzelnen Lokalitäten gewonnenen Ergebnisse zu einem Gesamtbild fügen? Wie lassen sie sich in die Landschaftsgeschichte des Raumes eingliedern?
- Sind die gewonnenen Ergebnisse auf andere Räume mit abweichenden Bedingungen übertragbar?
- Welche Gewichtung innerhalb der methodischen Zusammenschau ist zweckmäßig?

Aus diesen Ansätzen ergaben sich folgende Arbeitsschritte:

- genaue einheitliche Definition und Abgrenzung einschlägiger Begriffe auf der Grundlage einer kritischen Literaturbetrachtung und eigener Beobachtungen
- Erweiterung der bisherigen genetischen Schuttkegeltypologie zur genetischen Schuttkörpertypologie
- Untersuchung zum inneren Aufbau von Schuttkörpern an frischen Runsen und Einschlagspuren durch Felssturz
- Einrichten von Meßprofilen auf ausgewählten Schuttkörpern im Arbeitsgebiet durch Farbmarkierung von Schuttstücken und deren Erstvermessung
- Erfassung und Dokumentation von Bewegungen im Oberflächenschutt durch regelmäßige Nachmessungen der Profile
- Revision der bisher bestehenden genetischen Gliederung von Schuttkegeln
- Prüfung der freien Übertragbarkeit der bisherigen Ergebnisse im Vergleichsgebiet
- Erfassung und Einordnung bisher nicht beschriebener Typen
- Beobachtung lokaler und regionaler Schwächelinien aller Art und ihrer Beziehungen zur Entwicklung nachgenannter Wand- und Gratbereiche
- Erfassung, Beobachtung und Gewichtung der an der Wand- und Gratentwicklung beteiligten Agentien und Prozesse nachgenannter Bereiche sowie der daraus resultierenden Formen
- Gliederung des Gratbereiches Drusentor in genetisch zusammengehörige Abschnitte

- Erfassung von Resten der ehemaligen Wandoberfläche („Paläo-Wand“ zum Zeitpunkt x) und deren möglicher Vergesellschaftung, dazu:
- Orientierungsmessungen dieser Altflächenreste, Beurteilung ihrer relativen Expositionsdauer anhand von Flechtenbewuchs und Zerschneidung durch Karren
- Lokaltätenübergreifende Parallelisierung von Leitfugensystemen zur Einordnung der etwaigen Bewegung verschiedener Teilbereiche
- Erfassung lokaler Sturzschuttkörper und Moränen

- Erfassung der Lokalmoränen In den Schijen
- Gliederung der aufragenden isolierten Felspartien in genetisch zusammengehörige Gruppen
- Parallelisierung von Leitfugen zur Einordnung der Zähne und massiven Sturzmassen
- Beobachtungen der Formen des Gegenhangs (westlich des Partnun-Sees)

- Erfassung gratnaher Massenbewegungen zwischen Eggberg und Bi den Nünzgen
- Erfassung gratnaher Lokalmoränen
- Erfassung der Verbreitung von Malmkalk oder seiner Trümmer im Gratbereich
- Gliederung der aufragenden isolierten Felspartien in genetisch zusammengehörige Gruppen
- Gefügemessungen in den Bereichen Geisstschuggen, Hasenflüeli, Ammaflue und Bi den Nünzgen
- Lokaltätenübergreifende Parallelisierung von Leitfugen zur Einordnung der etwaigen Bewegung verschiedener Teilbereiche
- Ermittlung der ehemaligen Nährgebiete ausgewählter gratnaher Wandfußgletscher anhand ihrer spätglazialen Moränen

- Zusammenschau der Ergebnisse aller Teilbereiche im landschaftsgeschichtlichen regionalen Zusammenhang
- Ausblick auf mögliche künftige Entwicklungen

Die Durchführung dieser Arbeitsschritte zog sich zum Teil über mehrere Sommer hin. Zwischenzeitliche Auswertungen der Ergebnisse ermöglichten es, die Schwerpunkte der Feldarbeit zu verlagern und bei Bedarf zusätzliche Beobachtungen anzusetzen. Dies verlieh dem Gang der Forschungen eine geradezu „interaktive“ Dynamik.

Ausgedehnte Begehungen an gut 200 Geländetagen lieferten den Löwenanteil der Ergebnisse. Daneben trugen Gespräche mit Einheimischen, Fachleuten aus Forschung und Lehre und anderen mit Raum oder Thema vertrauten Personen wesentlich zum Fortgang der Arbeiten bei. Parallel dazu brachte die gebotene intensive Literaturrecherche einen umfassenden Überblick zum einschlägigen Schrifttum hervor.

II. Methoden und ihre Fortschreibung

1. Allgemein

Viele Agentien wirken von allen Seiten, im Wechsel oder sich überlagernd an der Wand- und Gratformung mit. Ein eng verwobenes und in oftmals mehrere Richtungen kausales Prozeßgeflecht läßt die Grenzen zwischen gegebenem Umstand (wie Lagerung oder bloßes Vorhandensein von Klüften), Agens (handelnder Einfluß) und Prozeß (Ablauf von Wirkungen der Agentien) bisweilen verschwimmen.

Diagr. 3 setzt die wichtigsten Umstände, Agentien, Prozesse und Methoden im Umfeld der Wandentwicklung in Bezug und soll deren kategorienüberschreitende Verknüpfung untereinander veranschaulichen.

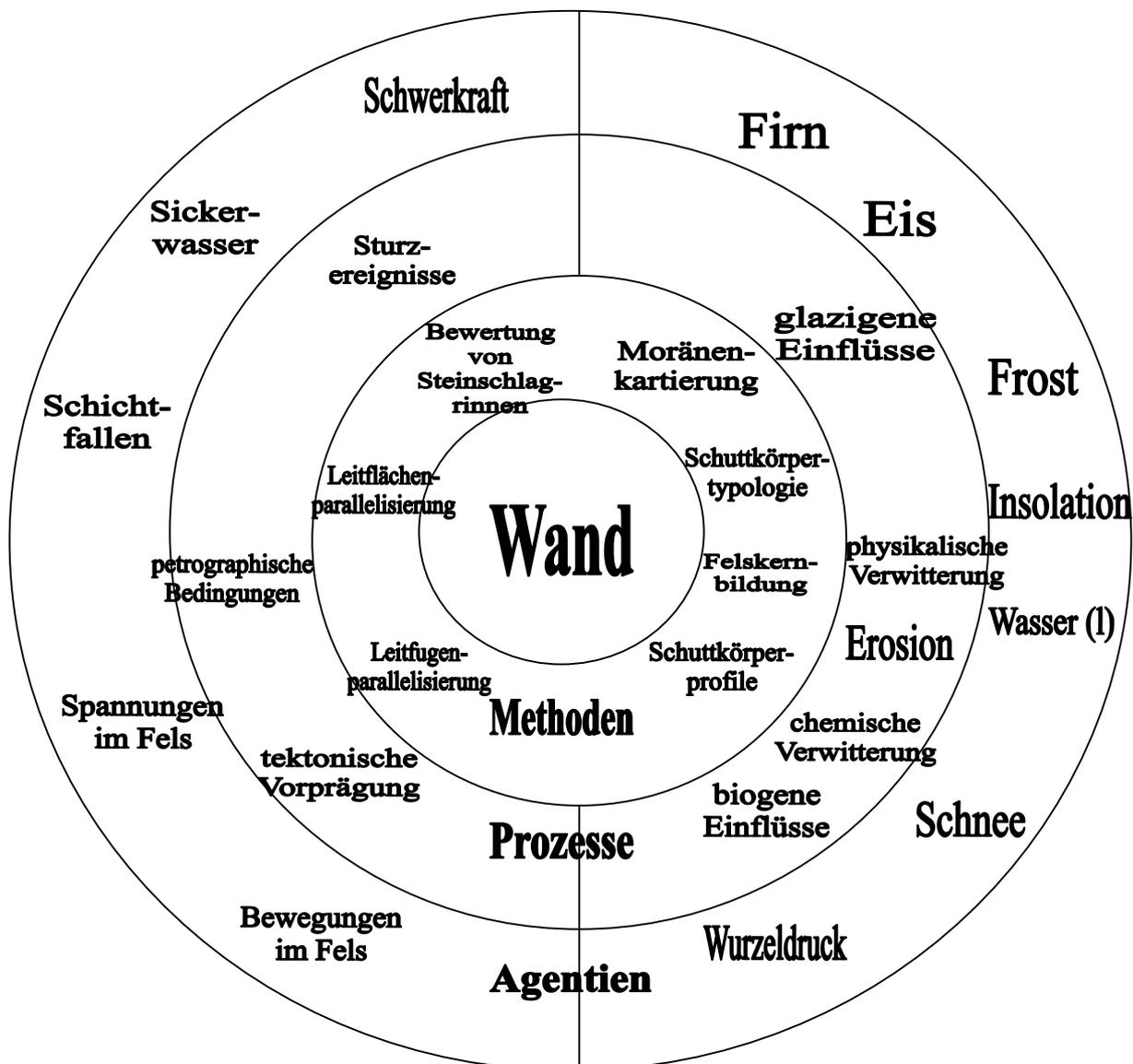


Diagramm 3: Beziehungsgeflecht Wandformung (eigener Entwurf).

Denkt man die konzentrischen Kreise eher räumlich als Scheibenpyramide, so wird klar, daß nicht nur eng benachbart angeordnete Begriffe aufeinander zu beziehen sind, sondern alle Begriffe eines Kreises auf diejenigen des nächstinneren, jedoch mit unterschiedlichen Prioritäten. Die vielfältigen Wechselbeziehungen auch über die einzelnen Ebenen hinweg machen strenge sektorale und hierarchische Abgrenzungen jedoch unmöglich.

Daher war es im Rahmen dieser Arbeit unbedingt erforderlich, sich einzelnen Teilfragen immer von verschiedenen Seiten zu nähern, im Gelände die verschiedenen Methoden überschneidend anzuwenden und ihre Ergebnisse stets synoptisch zu betrachten. Diese Vorgehensweise birgt naturgemäß die Gefahr des Ausuferns. Inhaltliche Schnitte auch an spürbaren Stellen waren daher nicht zu vermeiden.

Das angewandte methodische Instrumentarium ist den Schwerpunkten allein dieser Untersuchung angepaßt und versteht sich bewußt als interaktiv. Sein modulartiges Zusammenwirken bietet vielfältige Möglichkeiten der Gewichtung und Anpassung an veränderte Rahmenbedingungen oder Fragestellungen und fordert zur anwendungsbezogenen Weiterentwicklung nach dem jeweiligen Bedarf auf.

2. Genetische Schuttkörpertypologie

a) Allgemein

Aufgrund der engen räumlichen Umgrenzung der Sturzschuttablagerungen am südexponierten Wandfuß der Sulzfluh konnten gewisse Ablagerungstypen, deren Bildung an andere Geländeformen gebunden ist, bis dato nicht erfaßt werden. Im Rahmen der Untersuchungen, die in wesentlich weitergefaßten Untersuchungsgebieten stattfanden, war es daher möglich, die bisher bestehende Schuttkegeltypologie zu einer Schuttkörpertypologie zu erweitern.

Einen umfassenden Ansatz, Sturzschuttkörper genetisch zu gliedern, gibt es bisher nicht. DÜRR (1970: 3) gliederte Schuttkörper aus Dolomit-Detritus in den westlichen Dolomiten ausschließlich nach Bewuchs in „grüne, graugrüne und graue Halden“ und leitete daraus Thesen zu deren relativem Alter ab. Genetische Inhalte schloß er ausdrücklich aus.

ITURRIZAGA (1999) erarbeitete eine Typologie postglazialer Schuttkörper in Hochasien (Hindukusch, Karakorum und Himalaya). Sie unterscheidet dabei im wesentlichen nach dem Transportmedium des Schuttes. Den völlig anderen klimatischen, morphologischen und petrographischen Vorgaben ihres Arbeitsgebietes entsprechend stehen dabei resedimentierte Schuttkörperbildungen aus vormaligem Moränenmaterial und deren gegenwärtige randglaziäre Überformung durch Eis und Schmelzwässer im Vordergrund (ibd.: 263f.). Holozäne wandfußnahe Sturzschuttkörper, die im Interesse vorliegender Untersuchung stehen, werden bei ITURRIZAGA nicht genauer gegliedert; sie sind in ihrem Arbeitsgebiet naturgemäß selten. Lediglich Schuttkegel differenziert die Autorin nach ihrer spät- und postglazialen Überprägung:

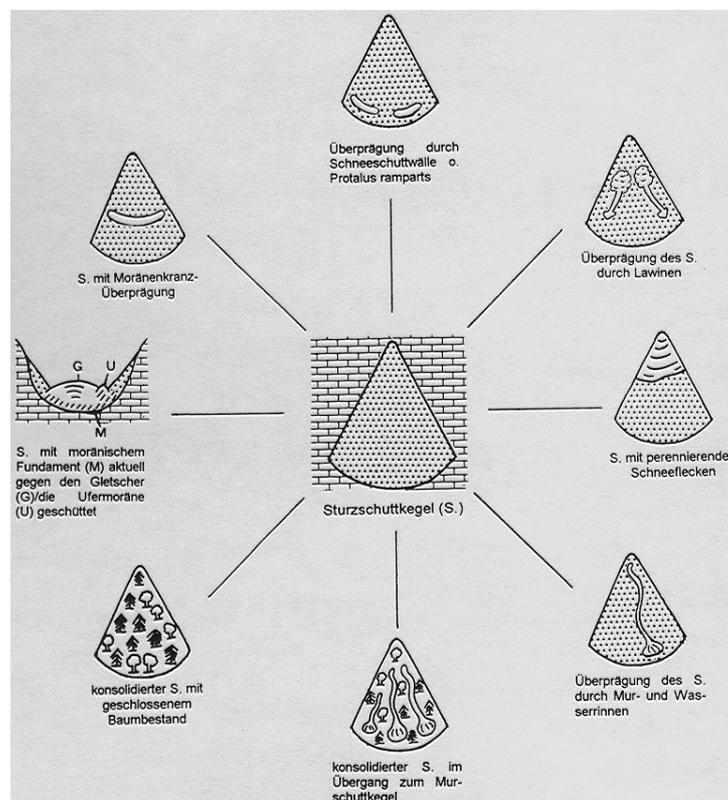


Abbildung 26: „Der Sturzschuttkegel als Grundtyp und einige seiner typischen Modifikationsformen“ (ibd.: 242).

ITURRIZAGA warnt explizit vor einer alpinozentrischen Sichtweise: „Die vorgestellten Schuttkörperverteilungen und -vorkommen in den Trockengebieten Hochasiens finden kein annäherndes Pendant in den Alpengebieten“ (ibd.: 257). Ihre Ergebnisse zeigen, daß viele Schuttkörpertypologien an den unterschiedlichsten Untersuchungsgebieten erarbeitet werden müssen, die als Teile eines Mosaiks einmal zu einem umfassenden System zusammenzuführen sind.

Bei der Aufarbeitung der einschlägigen Literatur zeigte sich, daß wesentliche Begriffe zur Gliederung und Benennung von Schuttakkumulationen, gleich welcher Entstehung, zwar eingeführt scheinen, aber nirgends einheitlich definiert sind. Von einigen Autoren gibt es Ansätze, aber niemand bisher faßte alles synoptisch zu einem System.

Die Begriffe „Schutthalde“ und „Schuttkegel“ werden in der Literatur häufig unscharf abgegrenzt oder synonym verwendet (wie in BRÜCKL et al. 1974: 79ff.). Wo sie mit genetischen oder strukturellen Inhalten verknüpft werden, geschieht dies nicht einheitlich, obwohl bereits Albert HEIM (1932: 7) die Begriffe „Schutthalde“ und „Schuttkegel“ belegt hat. Er beschreibt „Schutthalden“ als eine Bildung „unter Felsgehängen mit wenig ausgeprägten Rinnen“, „Schuttkegel“ als Sedimentkörper, die sich „am unteren Ende einer Steinschlagrinne anhäufen.“ Diese erste klare genetische Gegenüberstellung beider Begriffe ist von fast allen späteren Autoren nicht aufgegriffen worden.

Dabei war namentlich HEIM (1932) stark in der Neuprägung von Begriffen. Er faßte unter „Schuttrutschungen“ alle Bewegungen von lockerem oder gelockertem Oberflächenmaterial zusammen, ganz gleichgültig, ob Transportmedia beteiligt sind oder nicht (Bodenkriechen, breiiges Fließen, Murgänge etc.). Die hier relevanten Massenverlagerungen bezeichnet er als **trockene Schuttströme**. Im weiteren bleiben seine Aussagen und allgemeinen Beobachtungen zur Materialsortierung auf Schuttakkumulationen und zum Bewegungsverhalten von Schutt recht allgemein und galten schon seinerzeit als gesichert.

LESER (1993 Bd. 2: 190) definiert „Schutt“ als „eckige bis kantengerundete Gesteinsfragmente, in der Korngrößenklasse der Grobsedimente, überwiegend durch physikalische Verwitterung entstanden.“ Er betrachtet „Schutt“ also von seinen Einzelkomponenten her, nicht als Ganzes. MURAWSKI (1992: 177) bezeichnet „Schutt“ als „unverfestigte Masse von Gesteinsbrocken verschiedener Größe, die durch Wirkung mechanischer Verwitterung erzeugt worden sind.“ Diese Deutung sieht zwar die Gesamtheit, die die einzelnen Stücke bilden, beschränkt jedoch mit dem Hinweis auf mechanische Verwitterung ihren Ursprung auf atmosphärische Einflüsse (vgl. LESER 1993 Bd. 2: 348). Material, das durch tektonische Beanspruchung des Gesteins zu Bruchstücken gleich welcher Größe zerlegt worden ist und sich mit der Zeit durch verschiedenste Einflüsse aus seinem Verband löst, wird hier nicht berücksichtigt.

Wichtiges Kriterium für die spätere Unterscheidung verschiedener Typen von Schuttkörpern ist die Korngröße des Materials. Aus früheren Untersuchungen hat sich folgende Einteilung der Korngrößenklassen von Kalkschutt ergeben und seitdem im Arbeitsgebiet bewährt:

Klasse	Korndurchmesser
Feinschutt	bis 2 cm
Mesoschutt	2 - 12 cm
Grobschutt	12 - 20 cm
Feinblock	20 - 50 cm
Mesoblock	50 - 200 cm
Groblock	2 - 12 m
Riesenblock	ab 12 m

Tabelle 2: Korngrößenklassen in Schuttkörpern im Sulzfluh-Kalk (LOREK 2001: 35).

Allgemein ist die „Halde“ als „künstliche oder natürliche Anhäufung von Gesteinsbruchstücken aller Art“ definiert (MURAWSKI 1992: 81), also völlig unabhängig von ihrer äußeren Form, Entstehung oder ihrem Standort. Nach LESER (1993 Bd. 1: 233) bestehen „natürliche Halden“ „aus Material, das bei Verwitterungsvorgängen aus dem Gesteinsverband herausgelöst und durch verschiedene geomorphologische Prozesse, vor allem der gravitativen Massenbewegung, transportiert worden ist.“ Charakteristische Neigungswinkel hängen „von Komponentengröße, Gesteinsart und Durchfeuchtung des Substrates“ ab. Korngröße und Neigungswinkel seien linear miteinander verknüpft. Diese Beschreibung legt eine vorwiegend gravitative Schüttung zugrunde und impliziert damit einen Standort unter aufragenden Gesteinsverbänden, trägt aber ebenfalls keine Aussage zur äußeren Form der Schüttung.

MORAWETZ (1932/33: 25) faßt unter „Schutthalden“ auch Murkegel und Böschungen von quartären Flußterrassen. In einem späteren Aufsatz (1943: 269) beschreibt er „Schutthalden“ lediglich als Akkumulationen von aus Felswänden abgehendem Material, die sich am Wandfuß bilden und als Zwischenglied einer Entwicklungsreihe zu sehen sind. MORAWETZ bezeichnet „echte Wandfußhalden“ (im Gegensatz zu „Pseudowandfußhalden“) als solche ohne Felskern.

BRÜCKL et al. (1974: 80) weisen zwar auf widersprüchliche Begrifflichkeiten in der bisherigen Literatur hin und erklären sie mit der Existenz verschiedener Typen von „Schutthalden“, führen diesen Ansatz aber nicht weiter. Die Begriffe „Schutthalde“ und „Schuttkegel“ werden synonym als Oberbegriff für „hochgebirgstypische trockene Schüttungen aus Lockermaterial“ verwendet. Auf ihr Untersuchungsgebiet bezogen unterscheiden die Autoren zwischen „Übergußschutthalden“, die noch am Hang enden und ihr Material aus schwach ausgeprägten Steinschlagrinnen einer nahen Wand beziehen, und „Schutthalden mit Fuß im Talboden“, die aus einer stark eingetieften Kluftgasse aus dem Inneren eines Massivs versorgt werden. Weitere Unterscheidungskriterien werden nicht berücksichtigt.

LEHMANN (1933/34: 97) faßt unter „Schutthalden“ auch solche Akkumulationen, die „unter durch Steinschlagrinnen zergliederten Wänden“ gebildet wurden und „durch Verschmelzung vieler schmaler Streifen von Kegelmänteln“ entstanden sind. Indirekt scheidet er damit halden- von kegelartigen Schuttkörpern und weist als erster auf mögliche Diskrepanzen zwischen Genotyp und Phänotyp hin (s. u.).

DÜRR (1970: 3) gebraucht „Schutthalde“ als Oberbegriff für „alle Schuttablagerungen mit deutlicher Haldenform“ (die er nicht näher definiert) und schließt genetische Inhalte ausdrücklich aus. Schuttablagerungen, die ohne Transportmedium entstehen, also nur durch

der Schwerkraft folgenden Materialaustrag aus Felswänden gebildet sind, seien „Sturzhalden“, die er in „Sturzkegel“ (lineare Sturzschutförderung aus der Wand) und im weiteren nach vorherrschender Korngröße in „Steinschlaghalden“ und „Felssturzhalden“ unterteilt. „Bergstürze“ stellt DÜRR als „in Ursache und Ablauf der Sturzhaldenbildung ähnliche Massenbewegung“ in diese Reihe.

LESERs „Schutthalde“ spezifiziert den Begriff „Halde“ für Ansammlungen von Schutt unterhalb von Felswänden oder steileren Hängen. Die Formung der Oberfläche der Schutthalde, des Haldenhanges, weise eine von Größe und Rauigkeit des Schuttes abhängige Neigung zwischen 26° und 42° auf. Sie entspreche dem Haldenwinkel. Der Schutthalde wird morphogenetisch besondere Bedeutung dadurch zugemessen, daß sie das anstehende Felsgestein überdecke und vor Verwitterung durch exogene Kräfte schütze, so daß hier der Felshang gegenüber der oberhalb anstehenden freien und zurückwitternden Wand erhalten bleibe und einen Felskern ausbilde. Dieser Ansatz setzt „Schutthalde“ nicht als Gegenbegriff zu „Schuttkegel“, sondern mißt ihm allgemeine Bedeutung zu.

Der Begriff „Schutthalde“ wird also nicht einheitlich, zum Teil unscharf und häufig als Oberbegriff verwendet. Eine sinnvolle Positionierung als Gegenbegriff zum „Schuttkegel“, der häufig seinem Wortsinn entsprechend genetisch mit linearer Materialförderung aus der verwitternden Wand verbunden wird, fand bisher in der einschlägigen Literatur nur vereinzelt statt.

Die für einen bestimmten genetischen Untertyp der „Schutthalde s.l.“ favorisierte Bezeichnung „Blockhalde“ ist nach BRÜCKL et al (1974: 79) eingeführt und bezeichnet eine „trockene Anhäufung von Lockermaterial, die im Gegensatz zur ‚Schutthalde‘ nicht geschüttet worden, sondern durch Verwitterung“ in situ entstanden, also aus Residualschutt aufgebaut ist.

LESER (1993 Bd.1: 78) versteht unter „Blockhalde“ lediglich eine „Ansammlung von Blöcken an Hängen, wobei eigene Formen gebildet werden.“

Um Verwechslungen mit dem bereits eingeführten Begriff zu vermeiden, wurde die Einheitlichkeit der Benennung der verschiedenen Genotypen von Schuttakkumulationen zugunsten des durch BRÜCKL et al. klar umgrenzten Begriff zurückgestellt. Die ersatzweise für die fragliche Form gewählte Bezeichnung „Sturzblochhalde“ verdeutlicht die Anhäufung des Materials durch Schüttung aus überragenden Felspartien und grenzt diesen Begriff deutlich gegenüber BRÜCKLs „Blockhalde“ ab.

Nach LESER (1993 Bd. 2: 191) sind „Schuttkegel meist sehr steilhängige Akkumulation aus Schutt unterhalb von Wänden, die sich vor Spalten und Runsen, die als Steinschlagrinnen fungieren, aufbauen, meist in gewölbter, kegelmantelflächiger Gestalt. Flachere Formen werden als Schuttfächer bezeichnet, zu denen zahlreiche Übergänge bestehen. Fälschlicherweise wird die Bezeichnung auch für Schotterkegel bzw. Schwemmkegel benutzt.“

D. RICHTER (1986: 88) definiert „Schuttkegel“ als „Akkumulationen losgelöster Gesteinsblöcke unter Gesteinsschlag-Rinnen in steilen Felswänden“, im Gegensatz dazu „Schutthalden“ als Vereinigung von „mehreren Schuttkegeln.“

Vergesellschaftungen solcher wandfußnahen Schuttakkumulationen nennt LESER im zitierten Werk (190) „Schuttfuß“: „geomorphographische Bezeichnung für meist räumlich begrenzte Akkumulationen von Schutt an Hängen von Vollformen bei meist bandartiger Verbreitung; entstehen in einer gewissen Längserstreckung sowohl unterhalb von verwitternden Hängen oder Wänden als auch durch das seitliche Zusammenwachsen von Schuttkegeln oder Schuttfächern.“ Dieser Sammelbegriff für die Akkumulationszone von Sturzschutt am Fuße von Bergen muß streng vom „Kegel- oder „Haldenfuß“ getrennt werden, der die Auslaufzone

am Ende eines Schuttkörpers bezeichnet. Um dem verkleidenden, bortenartigen Charakter jener Formengesellschaft gerecht zu werden, wäre statt „Schuttfuß“ der Begriff „Schutttaum“ sicherlich treffender.

Durch vorhergehende Untersuchungen konnten diese im Sinne einer umfassenden genetischen Betrachtungsweise wichtigen Begriffe eindeutig beschrieben, genau positioniert und weitere Begriffe neu geprägt werden.

Viele termini dieses Themenkreises, die bisher eingeführt erschienen, zeigen aus dem Blickwinkel der zu einem einheitlichen System zusammenfassenden genotypischen Betrachtungsweise Lücken oder Schwächen. Schon früher sind vor dem Hintergrund neuer Forschungsansätze bereits einige Bezeichnungen präzisiert worden; sie werden in dieser Arbeit wieder aufgegriffen und dem gegenwärtigen Kenntnisstand entsprechend aktualisiert.

Bei der typologischen Gliederung von Schuttkörpern stellt sich die Frage, ob diese nach Gesichtspunkten der Entstehung oder Erscheinung erfolgen soll. Da Schuttkörper in diesem Zusammenhang vorrangig als Zeugen der Formungsgeschichte freier Felswände gedeutet und aus der Art ihrer Entstehung Rückschlüsse auf die Entwicklung ihrer Schutteinzugsbereiche gezogen werden, ist ein geotypischer Ansatz geboten. KRAUS (1954: 433) antwortet auf diese Frage: „[...] genetisch sind die Dinge der Natur zu ordnen.“ In unserem Zusammenhang sind daher jede Typisierung und Gliederung stets genetisch gedacht. Wo abweichende phänotypische Eigenschaften eine inhaltliche Unterscheidung notwendig machen, ist dies erwähnt.

Vom Gebrauch weiterer Begriffe in diesem Zusammenhang, die bisher nicht einheitlich belegt sind, schwer abgrenzbar beschreiben oder keine genetischen Inhalte tragen (wie „Schuttfächer“ etc.), soll in dieser Arbeit abgesehen werden. Der bisherigen, im Arbeitsgebiet entwickelten Definition (LOREK 2001: 30) folgend, gilt allgemein:

„**Schuttkörper**“ s. l. Vollformen, die überwiegend aus Schutt (im Sinne von MURAWSKI, s.o.) aufgebaut sind, ganz gleich welcher Genese.

In dieser Arbeit wird der Terminus ausschließlich sensu strictu (i.e. „Sturzschuttkörper“) verwendet und faßt als Oberbegriff „Schutthalde“ und „Schuttkegel“ zusammen. „Schuttfahnen“ und „Schutttschleier“ als nicht weiter untergliederte Sonderformen sind genetisch haldenartig.

- **Schuttkegel s. l.:** Schuttkörper aus linearer Schutförderung aus der durch Steinschlagrinnen gegliederten Wand und punktueller Speisung am Traufpunkt, in dem die Steinschlagrinne mündet. Im vertikalen Schnitt (Scheitellinie) gestrecktes bis konvexes Profil, im horizontalen Schnitt deutlich konvex, nach unten breiter werdend. Die durchschnittliche Korngröße des Schuttes nimmt mit der Entfernung von der Scheitellinie zu (Materialsortierung). Neigung im oberen Bereich unter dem Traufpunkt bis an den maximalen Böschungswinkel reichend (hier 38°), im Auslauf bis unter 25° sinkend.

Eine weitere Typisierung der Schuttkegel erfolgt nach Oberflächenaktivität und Genese (vgl. Abschnitt II.2.c)).

An der Südseite der Sulzfluh kommen Schutthalden aufgrund der überstarken Gliederung der Wand nicht vor. Nun konnten im Nördlichen und Östlichen Rhätikon sowie im Bereich Pizzas d’Anarosa solche Halden beobachtet, untersucht und beschrieben werden. Aus den Ergebnissen folgte eine Erweiterung der bestehenden Gliederung von Schuttkegeln (vgl. LOREK 2001: 40ff.) zu einer auch Schutthalden umfassenden **Typologie von Schuttkörpern**, die zusätzlich folgende genetischen Erscheinungen kennt:

- **Schutthalde:** Schuttkörper mit typischem inneren Aufbau aus flächenhafter Förderung des Materials aus der ungegliederten Wand und linearer Speisung an einer Traufkante

(Traufkante in der Regel rechtwinklig zur Förderrichtung verlaufend). Im vertikalen Schnitt (Scheitellinie) konkav bis gestreckt, nur selten konvex, im horizontalen Schnitt überwiegend gestreckt (direkte Abhängigkeit vom Verlauf der Traufkante). Zum Fuß hin auskeilend und gröberes Material beinhaltend. Neigung im oberen Bereich unter der Traufkante bis an den maximalen Böschungswinkel reichend (hier: 38°), im Auslauf bis unter 20° sinkend.

Eine weitere Typisierung der Schutthalden erfolgt nach Oberflächenaktivität und Genese (vgl. Abschnitt II.2.d)).

- **Schutfahne:** sehr langgezogene geschlossene Schuttablagerung aus linearer Speisung, deren Traufkante meist eine Trogschulter, eine ausstreichende morphologisch härtere Schicht oder eine nur schwach bis nicht durch sammelnde Steinschlagrinnen gegliederte Wand bildet. Ihre räumliche Verbreitung kann also Hinweise auf die regionale Geologie geben, wie dies im Bereich der Typlokalität geschieht. Material aller Korngrößen zieht sich deckenartig die Flanke eines Hanges hinab und bildet aufgrund seiner relativ geringen Mächtigkeit (fehlende innere Gliederung) keine eigene Vollform aus, sondern zeichnet den Untergrund nach (xenomorph). Je nach Entwicklungsstadium kann die Schutfahne den gesamten Hang über mehrere hundert Meter bis zum Talboden hinabreichend. Häufig bevorzugte Lawinenbahnen. Mittlerer Böschungswinkel direkt vom Untergrund abhängig, häufig bis 30°.

Locus typicus: „Ris“ nördlich der Plattenfluh im Gafiental.

Aktivitätseinschätzung: allgemein passiv, je nach Neigung streifenweise aktiv.

- **Schuttsehleier:** nicht geschlossene Schuttablagerung aus vorwiegend Fein- und Mesoschutt auf Flächen des Anstehenden. Durch völlig unverfestigtes Gefüge bei fehlendem Halt auf dem Untergrund und exponierter Lage extrem labil und kurzlebig, oft nur Zwischenlagerung abgehenden Steinschlages. Verweildauer direkt von der Rauigkeit und dem Böschungswinkel des Untergrundes abhängig. Gänzlich ohne innere Gliederung, zeichnet häufig die Oberfläche des Anstehenden genau nach oder verfüllt kleine Höhlungen wie initiale Kalklösungshohlformen etc. In Lagen, die längere Verweildauer begünstigen, Initialstufe zu anderen Typen der Schuttakkumulation.

Locus typicus: entfällt per definitionem.

Aktivitätseinschätzung: stark aktiv.

b) Zum Aufbau von Schuttkörpern

Die innere Gliederung von Schuttkörpern unter freien Felswänden gehört zu den wesentlichen Informationen, die bei einer genetischen Typologie berücksichtigt werden müssen. Naturgemäß sind sie schwer zu gewinnen: Die lockere, kohäsionslose Lagerung des oberflächlichen Schuttes läßt Schurfe nur bis etwa 50 Zentimeter Tiefe zu. Tieferreichende Aufschlüsse sind nur durch unverhältnismäßig hohen technischen Aufwand und zudem nur an wenigen Stellen möglich. Auch würde ein solcher Eingriff das Untersuchungsobjekt in seinem Wesen nachhaltig verändern.

Informationen zur Mächtigkeit und Lagerung des Schuttes über dem Anstehenden lassen sich durch refraktionsseismische Methoden gewinnen. BRÜCKL et al. (1974: 91ff.) haben so im östlichen Hochkönig-Gebiet (südlich des Salzkammergutes) einen Schuttkörper untersucht; ihre Ergebnisse sind auch für die Arbeitsgebiete Rhätikon und Anarosa von richtungsweisender Bedeutung.

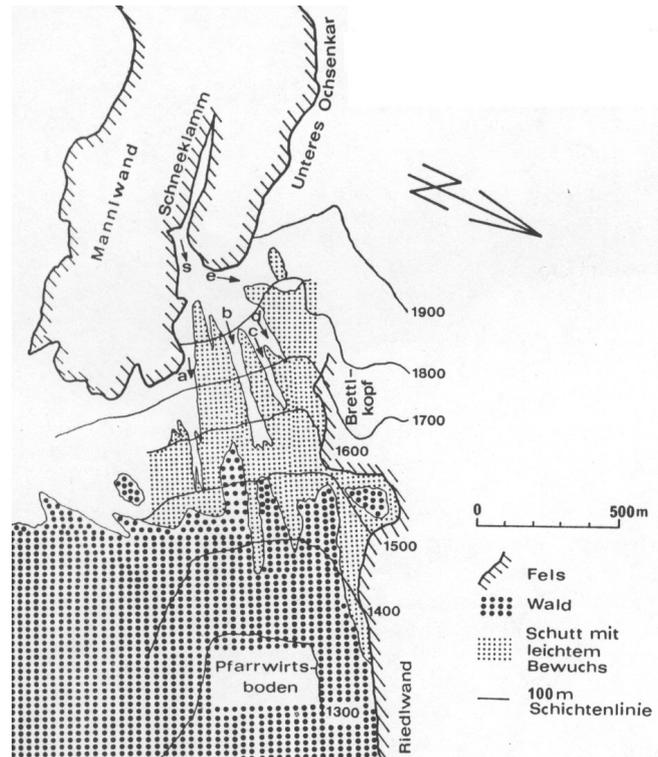


Abbildung 27: Lage des vermessenen Schuttkörpers im Hochkönig-Gebiet (BRÜCKL et al. 1974: 82).

Wie aus den Abbildungen 27 und 28 ersichtlich, wurde aus der mächtigen Kluftgasse der „Schneehaldenklamm“ Material aus dem Inneren des Massivs gefördert und speist einen ausgedehnten Großkegel, der sich hangabwärts in mehrere Schutzzungen teilt. Alle Messungen beschränken sich auf den mit „c“ gekennzeichneten Teil, der sich bei ca. 1800 m ü. NN vom bis dahin weitestgehend geschlossenen Kegel trennt und bei ca. 1600 m ü. NN ausläuft.

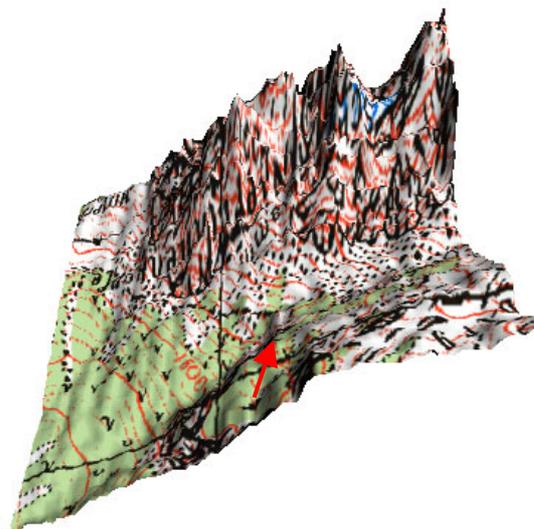


Abbildung 28: Schneehaldenklamm, Blickrichtung Süden, Elevation des Betrachters 30° (eigener Entwurf auf Grundlage der digitalisierten topographischen Karte 1:50 000). Roter Pfeil: unteres Ende der Schuttfahne „c“.

In einem Längsprofil von 1910 m ü. NN bis 1620 m ü. NN und einem Querprofil zwischen 1760 m ü. NN und 1770 m ü. NN wurden durch Hammerschlag seismische Wellen angeregt und die Laufzeiten der Primärwellen gemessen. Es ergaben sich drei Laufzeitenäste unterschiedlicher Geschwindigkeit, die jeweils verschiedene Festigkeitszustände des betroffenen Materials anzeigen.

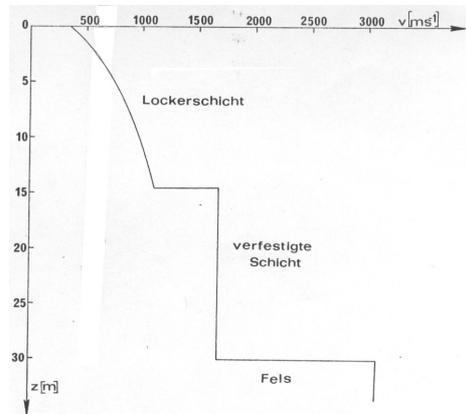


Abbildung 29: Geschwindigkeit der Primärwellen im Verhältnis zur Tiefe im markierten Abschnitt „c“ (BRÜCKL et al. 1974: 93).

Daraus folgern BRÜCKL et al. einen dreigliedrigen inneren Aufbau des untersuchten Schuttkörpers (Abb. 30):

- Zuerst liegt eine ca. 15 Meter mächtige Schicht aus unverfestigtem Schutt. Die Korngröße an der Oberfläche nimmt im beobachteten Bereich hangabwärts nicht ab. Eine Materialsortierung findet durch Lobenrutschungen in Längsstreifen statt. Feinmaterialerspülung und Verrieseln kleinerer Schuttstücke in den Lücken zwischen größeren (Sieb-Effekt) lassen die durchschnittliche Korngröße mit zunehmender Entfernung von der Oberfläche sinken.
- Darunter folgt eine ebenfalls ca. 15 Meter mächtige Schicht verfestigten Schuttes, die zusammen mit der hangenden Lockerschicht den eigentlichen Schuttkörper bildet.
- Im Liegenden steht in nahezu gleichbleibender Tiefe von ca. 30 m Festgestein an. BRÜCKL et al. rechnen die feste Unterlage des Fördergutes dem Schuttkörper als dritte Schicht ausdrücklich zu.

Der Böschungswinkel sinkt von 34,5° im oberen Teil der Schuttfahne bis auf 27,5° im Auslauf.

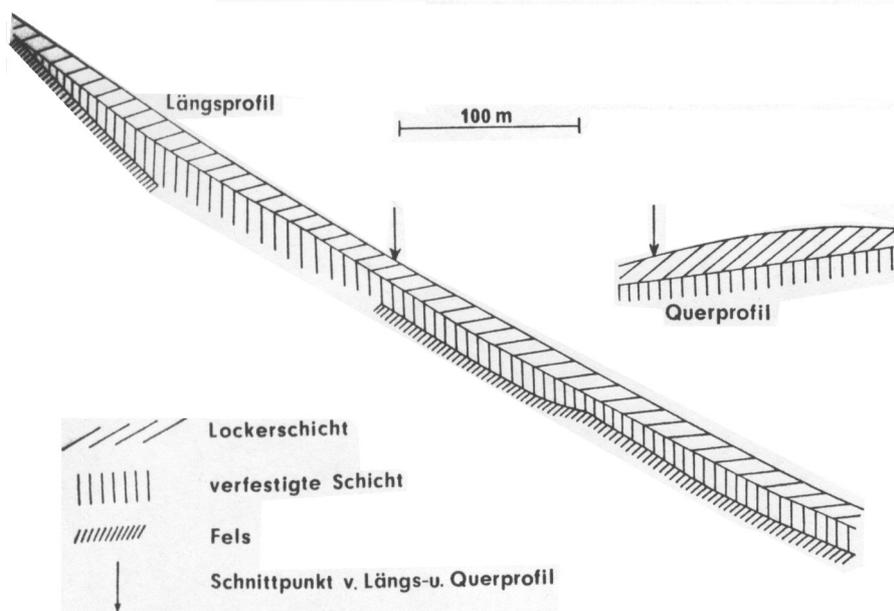


Abbildung 30: Längs- und Querprofil der „Übergußschutthalde c“ unter der Schneehaldenklamm (BRÜCKL et al. 1974: 94).

Diese Ergebnisse bieten zwar einen wichtigen Anhaltspunkt für die Frage nach dem inneren Aufbau eines Schuttkörpers und den Vorgängen, die dazu geführt haben, jedoch wurden sie am Beispiel eines Typs unter vielen gewonnen. Die Übertragbarkeit hier festgestellter Eigenschaften auf andere Typen ist zunächst fraglich. Der von BRÜCKL et al. untersuchte Schuttkörper ist genotypisch durch seine erkennbare innere Differenzierung bereits als klassische „Übergußschutthalde“ anzusprechen (vgl. Abschnitt II.2.e)). Die Übergußschutthalde mit ihrer deutlichen Längserstreckung geht in der Regel aus einer „Schutfahne“ hervor, die als langgestreckte Zunge das Anstehende zunächst lückenhaft, dann immer dichter und mächtiger werdend, überdeckt und sich hangabwärts ausdehnt. Von der weiterentwickelten Übergußschutthalde unterscheidet die Schutfahne die noch nicht ausgeprägte innere Gliederung in verschiedene Schichten. Das äußere Erscheinungsbild des Körpers einer Übergußschutthalde spiegelt also in weicheren Linien die Oberfläche ihrer Festgestein-Unterlage wider. Daraus ergibt sich zwangsläufig eine relativ konstante Mächtigkeit der einzelnen Schichten über die Gesamterstreckung des Körpers.

BRÜCKLs Ergebnisse stützen also die aus eigenen Untersuchungen gewonnenen Ansichten zur Definition des Typs „Übergußschutthalde“ und bieten einen wichtigen Ausgangspunkt jenseits der Schätzung und reinen Beobachtung zur Beschreibung anderer Schuttkörpertypen.

Aufschlüsse an Schuttkörpern im Arbeitsgebiet Rhätikon (s.u.) lieferten genauere Erkenntnisse zu Aufbau und innerer Gliederung der oberflächennahen Schichten. Schon Schurfe mit geringer Teufe zeigten, daß die Verfestigung des Materials bereits unter der trockenen, rieselfähigen und fast feinmaterialfreien Lockerschuttauflage beginnt, die je nach Typ zwischen zwei und 30 Zentimeter mächtig ist. Unter ihr sind die Hohlräume zwischen den einzelnen zum Teil eingeregelteten Schuttstücken bereits mit Feinmaterial verfüllt, das bei trockenem Wetter eine harte, verbackene Kruste unter der Lockerschuttauflage bildet und darunter dauerhaft erdig feucht ist. Hier wurzeln die Pflanzen der Schutthaldengesellschaften. Wesentlich ist, daß bereits in diesen geringen Tiefen die Verdichtung des Materials eingesetzt hat. Wenn BRÜCKL et al. in den obersten 15 Metern ihrer Lokalität Lockerschutt konstatieren, so ist dies sicher nicht mit der Konsistenz einer oberflächlichen Rieselschuttbedeckung zu vergleichen, sondern hebt den qualitativen Unterschied zwischen der Verdichtung der hangenden und der der liegenden Fünfehnmeter-Schicht hervor. Es ist also davon auszugehen, daß die Verdichtung mit der Tiefe wächst, um nach ca. 15 Metern

sprungartig eine neue Qualität zu erreichen, die sie seismisch zwischen Lockerschutt und Festgestein stellt.

Aus eigenen Beobachtungen an Schuttkegeln im Rhätikon wurde ebenfalls eine innere Dreigliedrigkeit des Schuttkörpers abgeleitet, wenn auch mit nicht einheitlichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten. Unter geringmächtiger unverdichteter Lockerschuttauflage und verdichtetem Kegelmantel mit wechselnden Mächtigkeiten von bis zu mehreren Dekametern bildete ein flacherer Schuttkörper mit hohem Anteil von Blockwerk den Kegelfuß. Die Verdichtung seines Materials ist zweifelsohne von anderer Dimension als die des ihn überlagernden Kegelmantels, dessen mittlere Korngröße deutlich geringer ist; eine abweichende Ausbreitung von Primärwellen ist zu erwarten. Südlich der Sulzfluh wurden in Schutt und Blockwerk eingebettete aufragende Riesenblöcke beobachtet, die aufgrund ihrer Größe leicht für anstehenden Fels gehalten werden könnten.

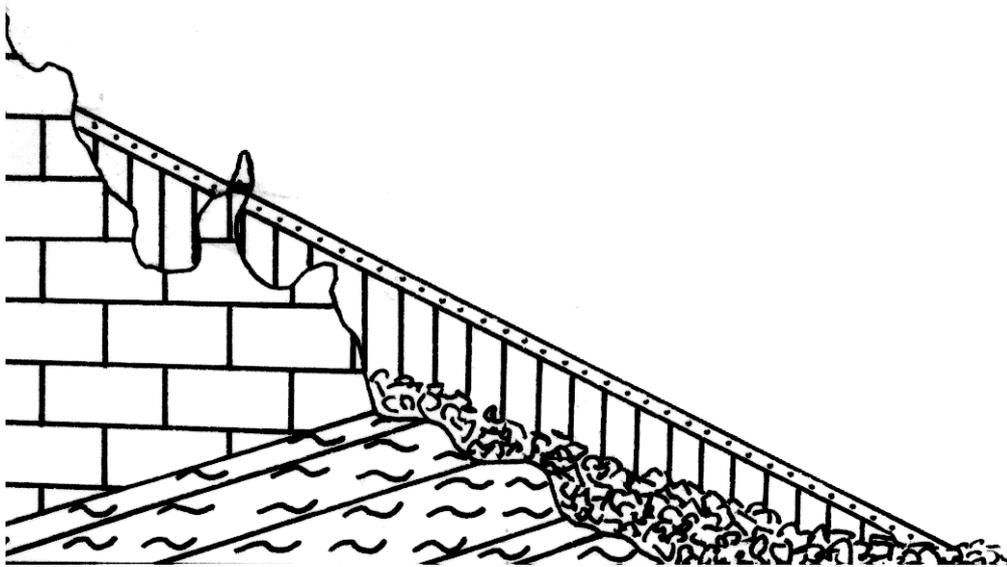


Abbildung 31: Schnitt eines idealtypischen Schuttkegels im Ursi-Gröll, Südseite Sulzfluh, Rhätikon (LOREK 2001: 36).

Links: anstehender Malmkalk über kretazisch-tertiärem Flysch. Punktiert: Lockerschuttauflage; senkrecht schraffiert: verdichteter Schutt mit weitestgehend verfüllten Hohlräumen; darunter: Blockmaterial in dichter Lagerung, Hohlräume verfüllt.

Massierte Sturzblockanhäufungen des Spätglazials sind vielerorts unter Schuttkörpern anzutreffen. Ihr Material ist bisweilen am unteren Saum sichtbar, wo es noch nicht vom holozänen Schuttkörper vollständig überdeckt wurde, vereinzelt auch in höheren Partien, wo einzelne Grob- oder Riesenblöcke mit einem kleinen Teil noch aus dem umgebenden Sturzschutt aufragen. Häufig fällt ihre Bildung mit starken Lieferschüben der hangenden Wände zusammen; die Sturzmassen trafen auf den noch schwach oszillierenden Wandfußgletscher, glitten ihn bedeckend die kurze Zunge entlang und wurden in die Bewegung des Eises miteinbezogen. So wurde der Schuttkörper spätglazial gestreckt. ANDERS (1999: 81f.) datiert eine solche Form (Typlokalität des Blockkegels) im Rhätikon auf Egesen 3.

Die hohe Reliefenergie im Bereich der Schneehaldenklamm macht auch unter der von BRÜCKL et al. untersuchten Übergußschutthalde das Vorkommen von mächtigem Blockmaterial wahrscheinlich.

Durch Niederschläge und zügiges Abtauen von Schnee und Firn förderten manche Kluftgassen und Steinschlagrinnen Wassermengen, die bei gealterten Kegeln mit hohem

Feinmaterialanteil und geringmächtiger Lockerschutttaufgabe ausreichen, um im Bereich ihrer Scheitellinie Erosionsrinnen einzuschneiden.

Man unterscheidet verschiedene Arten solcher Rinnen:

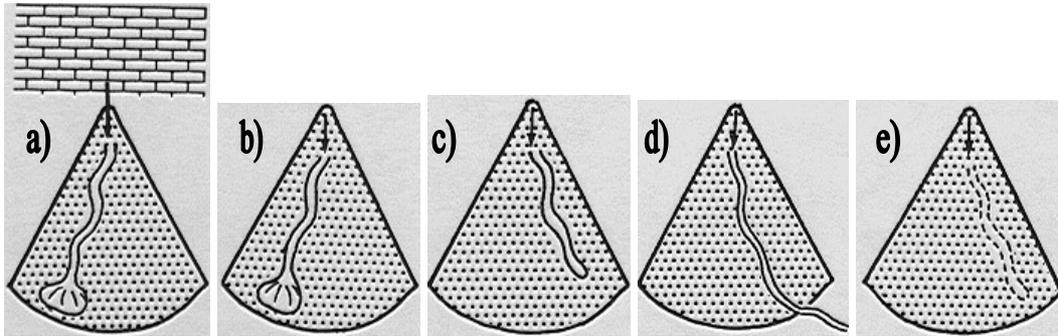


Abbildung 32: „Linear-erosive Überprägungen auf feinsandhaltigen Steinschlagkegeln“ (ITURRIZAGA 1999: 52, verändert).

a) = Mure mit Seitenwänden und Schutzrinne, Speisung durch externe Zufuhr; b) = murartiger Schuttstrom mit Seitenwänden und Schutzrinne, Speisung durch eigenes Material (Umlagerung); c) = Murrinne mit Seitenwänden ohne Schutzrinne (Drainage des Transportmediums), Umlagerung; d) = durchgängige Wasserrinne ohne Seitenwände und Schutzrinne (Materialaustag); e) = versiegende Wasserrinne ohne Seitenwände und Schutzrinne (Drainage).

Im Rhätikon sind solche Rinnen am Kegelursprung in aller Regel ein bis drei Meter tief und gehen, kegelabwärts flacher werdend, nach einigen Dutzend Metern in eine entsprechende Schutzrinne über (Typ murartiger Schuttstrom). Der Schutt wird zunächst durch oberflächlich abfließendes Niederschlags- oder Schmelzwasser mobilisiert und fungiert dann als Erosionswaffe, die die Eintiefung der Rinne vorantreibt. Das Transportmedium Wasser, das diese murartige Massenbewegung erst möglich macht, wird weiter abwärts, wo der Sieb-Effekt der Lockerschutttaufgabe wieder einsetzt, durch die Hohlräume zwischen den Schuttbestandteilen sehr schnell in den Körper abgeführt. Der mitgeführte Schutt verliert im mittleren Kegelabschnitt mit dem Transportmedium sofort seine Mobilität und wird abgelagert. Da hier der Böschungswinkel des Kegels in der Regel nahe an der Stabilitätsgrenze liegt, gleitet das Material als trockene Schuttrutschung weiter kegelabwärts und verhält sich im weiteren Bewegungsablauf wie eine oberflächliche Lobenrutschung, deren Dynamik verrieselt. Das Material wurde also durch oberflächlich abfließendes Wasser nicht ausgetragen, sondern nur auf dem Kegel umgelagert. Die im Vergleich zur bewegten Masse und den wirkenden Kräften geringe Transportweite erklärt sich aus der Drainage-Wirkung der Lockerschutttaufgabe hangabwärtiger Schuttkörperabschnitte.

Solche Erosionslinien unter ausgeprägten Steinschlagrinnen und zu Klüften oder Spalten erweiterten Schwächezonen in der Wand sind recht ortsfest und können über mehrere Jahre aktiv sein. Sie sind eine Reifeerscheinung von Schuttkörpern und zeigen nachlassende Drainagefähigkeit des Schuttkörpers durch fortgeschrittene Verfüllung der Porenräume mit Feinmaterial an. Alte Runsen nähren ihrerseits Murkegel in ihrer Auslaufzone und sind durch stete Materialabfuhr sogar in der Lage, die jüngsten Stirnmoränen der betreffenden Wandfußgletscher mit der Zeit zu hinterfüllen und abschnittsweise zu überdecken. Auf Schutfahnen, Übergußschutthalde oder Schuttkörpern, die nicht in der Rücktiefe einer Lokalmoräne auslaufen (oder hinter einer solchen, deren Rücktiefe schon verfüllt ist), kann auch Material vollständig abgeführt und damit dem Prozeßgeflecht um Wand, Felskern und Schuttkörper entzogen werden.

Ein Beispiel für eine alte Runse, die mehrfach wieder aktiviert wurde, findet sich im Bereich Rätchenflue. Durch ihr ausgedehntes, trichterförmiges Einzugsgebiet im Gratbereich schüttete diese Rinne in ihrem Auslauf einen flachen Murkegel.

Unter der südexponierten Wand der Sulzfluh befindet sich auf dem ersten großen Schuttkörper östlich des Zypärli-Grates („Ursi-Gröll“) eine frische Runse, die während der starken Regenfälle im Juli 2002 entstanden ist.

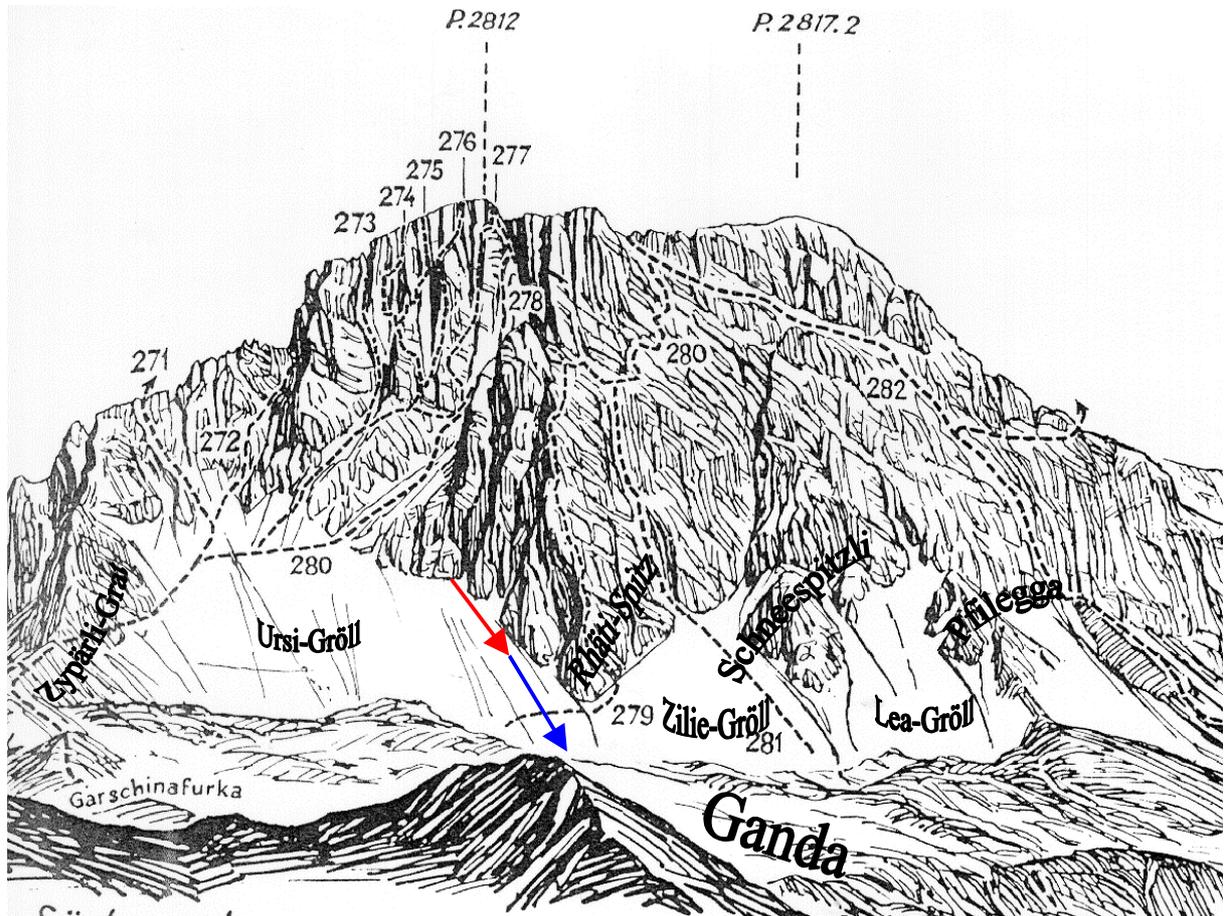


Abbildung 33: Südwand der Sulzfluh, Rätikon; Blickrichtung Norden (Zeichnung von E. IMHOF in: LOREK 2001: 19).

Lokalitätsbezeichnungen und Lage der beschriebenen Massenverlagerung (roter Pfeil = Erosion; blauer Pfeil = Akkumulation).

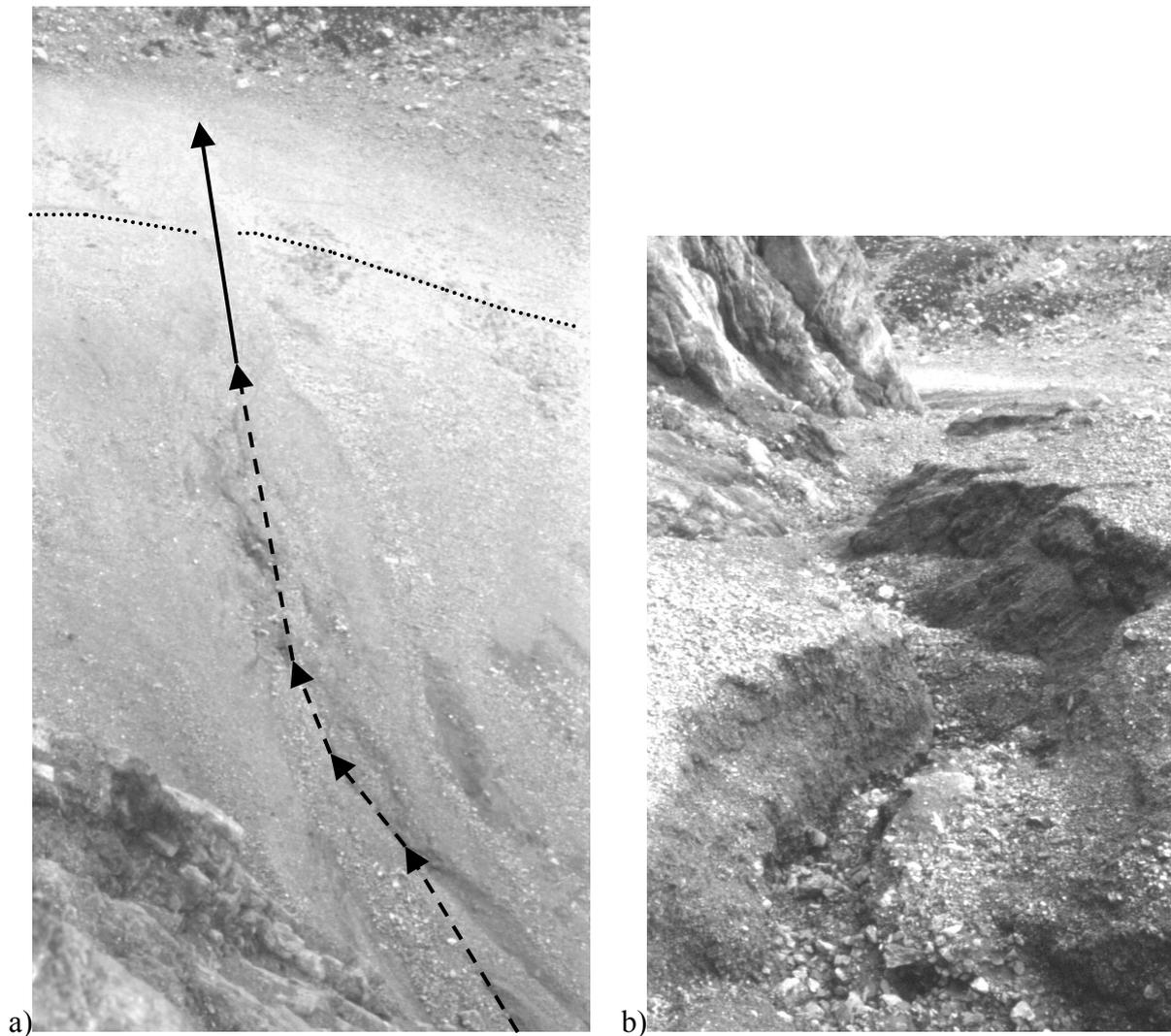


Abbildung 34: frische Runse mit korrelater Schuttzunge auf Ursi-Gröll (eigene Aufnahmen).
 a): Blick senkrecht nach unten. Oberer Bildrand: Rücktiefung der Egesen 3-Moräne; unten links: basale Partie der Westseite Rhätispitz. Pfeile: gestrichelt = Erosion, durchgängig = Akkumulation. Punktierte Linie = Pfad auf 2280 m ü. NN. b): oberer Abschnitt, Blick vom Wandfuß in Richtung Ganda.

Am Ursprung der Runse treffen sich zwei Steinschlagrinnen von Norden mit einer mächtigen Störung von Osten, die bis zum Grat von Rhätispitz tief eingeschnitten ist. Von den Traufpunkten dieser Förderlinien aus nimmt die Runse in drei Fingern ihren Anfang am Wandfuß bei 2360 m ü. NN. Zwischen den drei Kerben, die sich nach wenigen Metern zu einer Rinne vereinigen, sind nur noch kleine Teile des Schuttkörpers, an Standfestigkeit Erdpyramiden gleich, erhalten; Wandfuß und oberster Teil des Felskerns sind großflächig sauber freigelegt. An der Böschung dieser Runse sind stellenweise Kegelschichten bis zu einer Tiefe von ca. zwei Metern unter Geländeoberfläche aufgeschlossen.

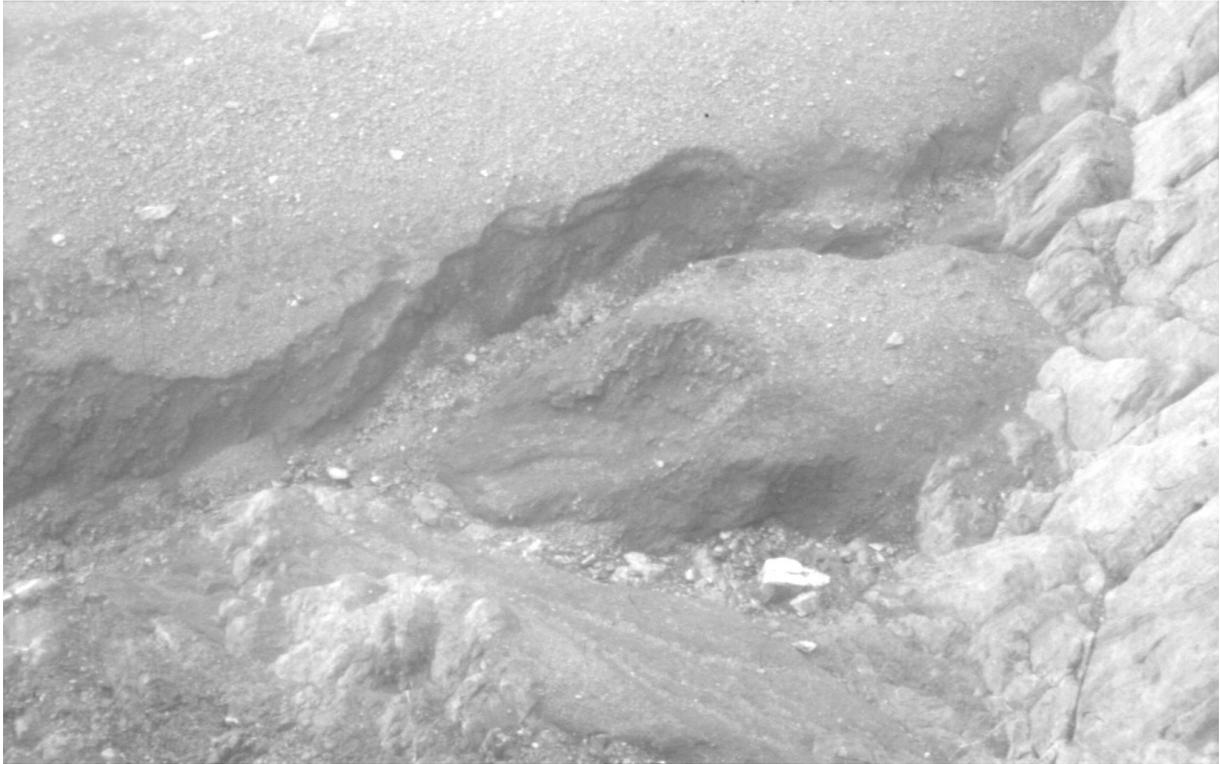


Abbildung 35: Runse auf Ursi-Gröll, Ursprung am Wandfuß 2360 m ü. NN (eigene Aufnahme).
Blick von der Westseite Rhätispitz senkrecht nach unten.



Abbildung 36: Runse auf Ursi-Gröll, Ursprung am Wandfuß 2360 m ü. NN (eigene Aufnahme).

Links: Blickrichtung Norden; rechts: Blickrichtung Westen (hier: freigelegter Felskern).

Die Runse wird kegelabwärts stetig flacher, ist durch liegengebliebene Schuttloben immer stärker verfüllt und geht bei ca. 2305 m ü. NN in eine Schuttzunge über, die in ca. 15 Metern Breite den Pfad auf 2280 m ü. NN erreicht und ihn in ihrem westlichen Teil auf ca. 4 Metern Breite überschreitet. Die Schuttlobe setzt sich, schmaler werdend, bis fast zum Fuß des Kegels fort und läuft schließlich bei 2265 m ü. NN aus.

Abb. 36 zeigt die basalen Wandabschnitte unmittelbar über dem Runsenursprung mit ihren unterschiedlichen Färbungen. Der freigelegte Felskern ist im Vergleich zu den untersten Metern des weißgrauen Wandfußes frisch blaugrau. Oberhalb des hellen Bandes über dem Saum des Schuttkörpers wirkt die exponierte Felsoberfläche nur bei feuchter Witterung blauschwarz. Diese dunkle Färbung rührt von Blaualgen her, die auf regelmäßig benetzten Wandflächen gedeihen, ablaufendem Wasser in sogenannten „Tintenstrahlen“ folgend oder flächig wie hier an der Wetterseite.

Dem aus Kluft und Steinschlagrinne schießenden Wasser und mitgeführten Schutt vermochte das verhältnismäßig hohlraumarme Material des gealterten Kegelursprungs nicht standzuhalten. Nur wenige Stellen des Felskerns sind noch von feinmaterialreichem, verbackenem Schutt bedeckt. In den zwischenliegenden Rinnen befindet sich stellenweise gröberer Residualschutt, der liegenblieb, als die Transportkraft des Oberflächenabflusses nachließ. Vereinzelt findet man Mittel- bis Grobblöcke, die zwar freigespült, aber nicht bewegt wurden.

Kleinere Felsen, die aus den Schuttkegeln unter der Südwand der Sulzfluh ragen, sind als Anstehendes leicht von aufliegendem oder teilweise bedecktem Blockwerk zu unterscheiden. Sie sind im gesamten Rhätikon weitverbreitet. Fraglich ist, ob nicht noch viel mehr solcher Partien, die ehemals basale Wandteile waren, verschüttet sind. Möglicherweise schlummern an vielen Stellen unter dem Schutt eingerumpfte Wandreste.

Im Austragdelta am Wandfuß blieb im Dreieck zwischen den beiden nördlichen Rinnen ein Teil des Schuttkörpers erhalten. Seine senkrechten Böschungen zu den Erosionslinien schließen das Innere des ursprungsnahen Kegelkörpers bis zu einer Tiefe von 195 Zentimeter auf.

Unter der dritten Rinne, die aus einer markanten, sehr tief eingeschnittenen und in genau östlicher Richtung weit hinaufreichenden Kluft hervorgeht, ist der Materialabtrag eher flächig (Abb. 36 rechts). Ein schwach ausgeprägtes Rinnennetz im Anstehenden sammelt nachrieselnden Schutt und führt ihn der Hauptrunse zu. Bisher verdeckte oberste Teile eines Felskerns sind auf einer Fläche von etwa 150 m² sauber freigelegt, ohne Karren und sonstige Kalklösungshohlformen und treten buckelig hervor. Klüfte und Risse zeigen sich „frisch“, scharfkantig und zum Teil kalzitisch verheilt. Eine markante kalzitisch verheilte Kluft (typischer Wert 128/82s), die nicht durch einen im Ursprung der mittleren Erosionsrinne aufliegenden weißen Grobblock führt, zeigt, daß nahe am Wandfuß liegende Blöcke wie der Sturzschutt, in den sie eingebettet waren, ebenfalls aus höheren Wandabschnitten stammen und nicht Residuate des zerfallenden Wandfußes sind.

Bereits nach wenigen Metern vereinigen sich die drei Erosionslinien beider Bereiche zu einer breiten, unregelmäßigen und gewundenen Rinne, die immer wieder in den Schutt eingebettete Blöcke aller Größen umgeht und in Teilen durch trockene Nachrutschungen abschnittsweise verfüllt ist. Ihre Breite sinkt erst im Auslauf unter zwei Meter, ihre Tiefe nimmt von ca. 180 Zentimetern unter Schuttkegeloberfläche bis zum Umschlag in eine Schuttzunge beinahe kontinuierlich ab. Kleinräumige Schwankungen durch Verwirbelungen des fließenden

Wassers kommen stellenweise vor, ohne den Gesamtcharakter zu verändern. Durch Schuttwulste (entspricht den „Randwällen“ ITURRIZAGAs in Abb. 32a)), die an den Rändern der Rinne aufsitzen, wirkt sie tiefer, als sie ist.

Hier ist mit Neigungswinkeln von 36° und mehr eine der steilsten Stellen aller Schuttkörper unterhalb der Sulzfluh. Der Materialabtrag beläuft sich im Einzugsbereich der drei initialen Teilrinnen bis zum Vereinigungspunkt leicht auf mehrere hundert Kubikmeter.

Am Gefälleknick schlägt die Erosion in Akkumulation um; die Runse nährt eine mächtige, hangabwärts schmaler werdende Schuttzunge. Die Eintiefung geschah mehrphasig, wahrscheinlich in zwei Hauptphasen. An ihren tiefsten Stellen schließt die Rinne beispielhaft die obersten Schichten auf und gewährt neue Einblicke, die bisher nicht möglich waren.

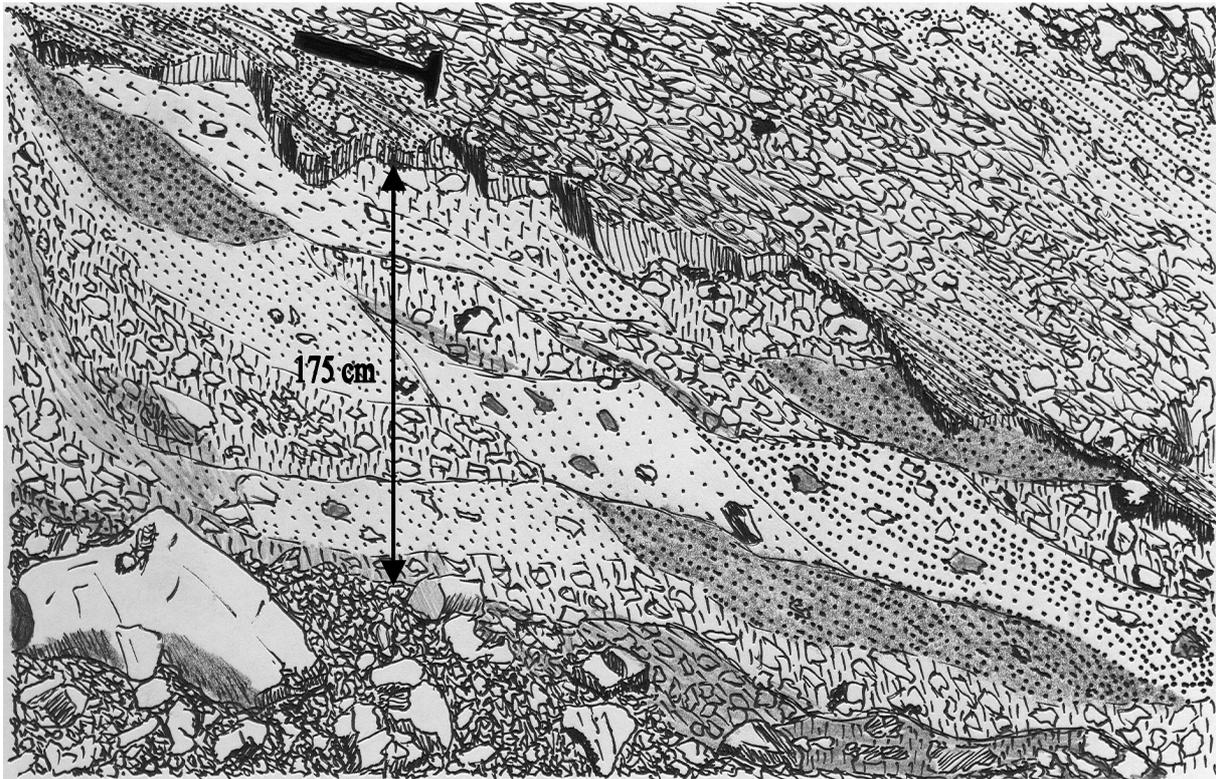


Abbildung 37: Aufschluß der obersten Schuttkörperschichten an einer Runse im Ursigröll (eigener Entwurf).

Die Detailzeichnung macht deutlich, daß die bisher geäußerten und in der Literatur (BRÜCKL et al.) formulierten Ansichten zum inneren Aufbau von Schuttkörpern angepaßt werden müssen. Die genannte Grobgliederung in eine Lockerzone, eine verfestigte Zone und den festen Felskern des Anstehenden bleibt unangetastet, denn sie trifft ja keine genaueren Aussagen zur inneren Gliederung dieser Zonen und zu ihrer Entstehung. Die bisherige Annahme, daß die Verteilung neu auftreffenden Schuttes auf lange Sicht über die gesamte Körperoberfläche gleichmäßig erfolgt (ausgehend vom Traufpunkt oder der Traufkante), muß durch die nun mögliche Beobachtung an den frischen Aufschlüssen revidiert werden.

Der Schuttkegel weist keine einheitliche und flächige Horizontierung auf, sondern ist vertikal und horizontal aus einzelnen miteinander verzahnten Schuttloben zusammengesetzt, die aus verschiedenen Lieferphasen stammen und zum Teil gut sortiert sind. Sein gesamter Aufbau ist diskordant, es gibt keine durchgehenden Horizonte einheitlicher Struktur, die ins Gleiten kommen könnten. Der Körper als ganzer ist durch diesen heterogenen Aufbau in seinen bereits verdichteten Bereichen sehr stabil und kann statisch als homogen gedacht werden. Feinmaterialreiche Zonen wechseln mit skelettreichen Teilen, überall sind einzelne Fein- bis

Mesoblöcke eingesprengt; die mittleren Korngrößen sind mehr oder minder eingeregelt. Alle Hohlräume sind über den gesamten Aufschluß mit Feinmaterial verfüllt.

Die Trennlinie zwischen verdichtetem Material des Kegelmantels und der trockenen Lockerschuttauflage, die weitestgehend feinmaterialarm ist, kann im Verlauf der Runse fast überall beobachtet werden. In hangabwärtigen Abschnitten, wo die Runse flacher wird, sind ihre Schultern von Mittel- und Grobschutt überdeckt, der wulstartig aufsitzt und die Rinne tiefer wirken läßt, als sie es tatsächlich ist.



Abbildung 38: Wulstartiger Aufsatz der Rinnenschulter, gut erkennbar durch Materialwechsel (eigene Aufnahme).

Bildmitte unten: Geologenhammer als Größenvergleich. Doppelpfeil = Wulsthöhe, hier ca. 40 Zentimeter.

Die Mächtigkeit der Überdeckung beträgt bis zu 40 Zentimeter, ihre Breite schwankt zwischen 60 und 100 Zentimeter. An ihrer Basis erkennt man noch frisches grünes Kraut des Bewuchses der ehemaligen Oberfläche.

In der Lobenrutschung findet eine Materialsortierung statt. Die Rutschmasse füllt die entstehende Rinne und bordet über; im umgebenden porenreichen Lockerschutt wird das Transportmedium Wasser sofort drainiert, und die Reibung steigt. Zusätzlich sinkt mit der Vergrößerung des Abflussquerschnittes randlich die Transportgeschwindigkeit; der über den Rand der eigentlichen Transportrinne gelangte Schutt wird abgelagert. In der Mitte liegt aus vorgenannten Gründen (bei geradem Verlauf) die größte Transportgeschwindigkeit an. Schuttstücke, deren Durchmesser deutlich größer ist als der des sonstigen Transportgutes, schwimmen auf. Übersteigt der Materialdurchsatz das Fassungsvermögen der Rinne, so erscheint der Schuttschwall in seiner Mitte aufgewölbt, es entsteht ein internes "Sekundärgefälle", dem die aufschwimmenden größeren Komponenten folgen und zum Rand hin abgleiten, wo sie liegenbleiben und sich anreichern. Diese Randwülste erhöhen die Seitenwände und damit das Fassungsvermögen der Runse.

In der Mitte der Runse rutscht der feinere hochmobile Schutt weiter und hinterläßt eine kleine kehlenartige Rinne. In der Runse selbst bleibt die einmal in Bewegung geratene Masse selten liegen; sie gleitet weiter, solange sie mit Wasser übersättigt ist und ihre Eigendynamik die Masse in Bewegung hält. Die kleine Kehle wird durch trockene Folgerutschungen lobenartig verfüllt, die im wesentlichen minimale Neigungsabweichungen nachzeichnen, bleibt aber angelegt (im verfestigten, köhärenstatischen Mantel); sie kann sich wieder leeren (= phänotypisch neu entstehen), wenn das hangabwärtige Widerlager verschwindet.

Das Akkumulationsmaterial ist sehr labil, es setzt sich deutlich gegen bewachsene ältere Streifen ab. Auch auf dem Wirtkegel ist die Lockerschuttauflage streifig abgetragen, und die harte Kruste verbackenen skelettreichen Feinmaterials schaut hervor.



Abbildung 39: Streifige Materialsortierung an der Oberfläche von Schuttkegeln (eigene Aufnahme).

Rechts feinmaterialreicher Körper des Wirtkegels mit lückenhafter Lockerschuttauflage; links frische Überdeckung aus Mittelschutt mit nicht verfüllten Hohlräumen. Am unteren Bildrand mittig Geologenhammer.



Abbildung 40: Im Kegelmantel verankerter Mittelblock in der selben frischen Überdeckung (eigene Aufnahme).

Im Sturzschatten des Blockes blieb die alte feinmaterialreiche Oberfläche neben der umgebenden Schüttung unbedeckt. Auch im Aufschluß bleibt der frühere Sturzschatten vollständig verschütteter Blöcke sichtbar.

Das o.a. Sekundärgefälle taucht auch bei Lobenrutschungen kleineren Ausmaßes auf und erzeugt eine ähnliche Materialsortierung: Die typische trocken geförderte Schuttlobe hat an ihren Rändern Mittelschutt und in der Mitte kleinere Korngrößen. Die Trennlinien zwischen einzelnen Loben sind wieder von größerem Material gekennzeichnet.

Der innerere Aufbau von Schuttkörpern ist also stets eine Funktion seiner Bildungsumstände; jede Typisierung muß daher genetisch orientiert sein. Seismische Messungen belegten die vertikale Grobgliederung von Schuttkörpern in „fest – verfestigt – locker“ und zeigten die Notwendigkeit auf, diese erste Einteilung durch Beobachtungen an Aufschlüssen weiter zu differenzieren. Der in Abb. 31 dargestellte bisher gedachte innere Aufbau von Schuttkörpern stimmt zwar mit der o.a. Grobgliederung überein, muß aber im Lichte der neuen Beobachtungen modifiziert werden.

Die einzeln Loben einer Schuttkörperschicht sind keine breiten großflächigen Überlagerungen der gesamten Oberfläche, sondern verjüngen diese in langgestreckten schmalen Abschnitten, die im Querschnitt lanzettförmig sind. An den unterschiedlichen Loben und ihrer Position unter Traufpunkten von Steinschlagrinnen sind Aktivitätszyklen, teilweise sogar einzelne Starkniederschlagsereignisse oder Schneeschmelzen abzulesen; damit werden Zonen und Zeiten besonderer Aktivität in der Wand umgrenzbar. Hierbei gibt es Zonen höchst unterschiedlicher Aktivität. Deshalb kann man nicht immer für jeden Kegel einen reinen Typ angeben, sondern muß, wie in der regionalen Bodenkartierung, eine Tendenz bestimmen, die dem Charakter der zu beurteilenden Fläche am ehesten gerecht wird. „Die Natur ist nie verlegen, jede scharfe Abtrennung von Typen wieder mit Zwischenformen auszugleichen“ (HEIM 1932: 84). Genetische Schuttkörpertypologie muß stets dynamisch gedacht werden.

Da auf Schuttkörpern nicht nur Akkumulation, sondern auch Erosion als formverändernder Prozeß stattfindet, sind Schichtlücken möglich. Schon ein starkes Niederschlagsereignis kann die Kegeloberfläche völlig verändern und ganze Kegelmantelabschnitte erodieren, andernorts mehrere Meter mächtig überdecken.

Ein Schuttkörper ist nicht nur *ein* Typ, sondern abschnittsweise und schichtenweise wandelbar. Die notwendige Typisierung bezieht sich auf vorherrschende Prozesse bei der

Bildung, für die die rezenten Verhältnisse wichtige Hinweise sind. Schließlich formen diese die gegenwärtige Deckschicht und deckschichtnahen Mantelteile und bilden eine neue zukünftige Mantelschicht: Die Deckschicht von heute ist der Mantel von morgen.

c) Schuttkegel

Das weitaus meiste Material eines Schuttkegels wird im obersten Bereich der Scheitellinie gefördert. Weil diese Zone also im Vergleich zu den Flanken ständig aufgestockt wird, werden die Flanken ständig übersteilt. Daher steigt der Böschungswinkel von der Scheitellinie zu den Seiten hin allgemein an. Abgehende Schuttbestandteile, die um ihre kürzeste Achse rotierend (also auf dem längsten Radius abrollend) sich abwärts bewegen, folgen dabei der Linie des größten Gefälles und beschreiben eine Kurve, die von der Scheitellinie nach außen enger wird und in einer der Tiefenlinien, die den Kegel seitlich begrenzen, ihr Ende findet.

Schuttkegel können in folgende Genotypen unterteilt werden:

Name: „**Feinschuttkegel**“

locus typicus: Südwand Sulzfluh, Zilie-Gröll: unterhalb des markanten Felsens im Zilie-Gröll.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 34,5°.

5 - 10 cm mächtiger, stellenweise schütterer Mantel aus Feinschutt, geringem Mesoschutt-Anteil und vereinzelt Grottschuttstücken, darunter in den oberen 50 cm relativ feinkornreicher Körper aus Feinschutt (vereinzelt gröber), feucht „erdig“, humushaltig, „Boden“-bildungsprozesse, ab 55+ überwiegend aus verdichtetem Mesoschutt mit geringen Anteilen eingeschwemmten Feinmaterials.

Oberfläche in dem Fallen folgenden Streifen schütter mit Pionierkrautpflanzen bewachsen, die den Feinschutt lobenartig oberhalb stauen, unterhalb Feinmaterialanreicherung. Oberfläche durch physikalische Verwitterung feinscherbig, homogene Korngröße, Mantel durch Humusanreicherung von überdeckten Pflanzen und Feinkorneinschwemmung relativ feinmaterialreich.

Standfestigkeit durch Skelettreichtum und Kohäsion. Materialverlagerung fast nur innerhalb des Kegels. Im horizontalen Schnitt „Uhrdeckel-“ bis konvexes Profil, im vertikalen Schnitt gestreckt bis konvex.

Aktivitätseinschätzung: Aktiver Kegel.

Name: „**Grottschuttkegel**“

locus typicus: Südwand Sulzfluh, Ursi-Gröll: größter westlicher Teilkegel.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 30 - 32°.

Meso- bis Grottschutt, Kleinblockbedeckung, nicht oder kaum bewachsen, Material weniger trittfest als das des Feinschuttkegels. Im horizontalen Schnitt deutlich konvex, vertikal gestreckt bis konvex, Humus-/Feinkorngehalt höchstens in Spuren.

Tritt oft als lobenartige Überschüttung anderer Typen auf, also relativ jünger als z.B. Feinschuttkegel. Rauhe Oberfläche, relativ gut sortiert (homogene Korngröße), manchmal hangabwärts streifig sortiert (gröber/feiner).

Aktivitätseinschätzung: Aktiver Kegel.

Name: „**Sturzblockkegel**“

locus typicus: Südwand Sulzfluh, Ursi-Gröll: Tita-Feld.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 22,5°.

Mächtiger, breit gefächerter Kegel mit sehr rauher Oberfläche aus Blöcken, Zwischenräume tw. mit Meso-/ Kleinschutt verfüllt. Flacher Böschungswinkel, im horizontalen Schnitt konvex. Auf der Scheitellinie kompakter, feinmaterialreicher, fleckenweise Bewuchs) häufig im Schatten von Grobblöcken).

Einzelne Riesenblöcke mit Durchmessern bis zu 20 m, vor den Blöcken Materialstau (kleinräumige Verringerung des Böschungswinkels), im Sturzschatten Feinmaterial-/Feinschuttanreicherungen mit entsprechendem Bewuchs.

Im oberen Bereich häufig von jüngeren Kegeln überdeckt.

Der Kegel ist an seiner Oberfläche durch Frostsprengung aktiv, als ganzes durch den flachen Böschungswinkel jedoch passiv. Zu seiner Aktivierung ist eine weitaus höhere Energiemenge nötig (Einschlagwirkung auftreffender Felssturm Massen, Überformung durch Eis) als bei anderen Typen. Durch große Blöcke und die geringere H₂O-Retention ist er im allgemeinen vegetationsarm und stabil. Rutschungen finden nur lokal statt, einzelne, aufschwimmende Blöcke können aber weit geglitten sein.

Aktivitätseinschätzung: Passiver Kegel.

Name: „**Zwickelkegel**“

locus typicus: Südwand Sulzfluh, Lea-Gröll: direkt am Wandfuß.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 35°.

Direkt aus unteren Wandbereichen aus einer Hängesteinschlagrinne genährt und nach DÜRRs Definition ein echter Sturzkegel, häufig durch Nackentälchen von der Wand abgesetzt, bildet sich im Zwickel zwischen den Ursprüngen zweier Kegel oder im Förderschatten unter Zähnen / Pfeilern. Überdeckt häufig den Ursprung des Wirtkegels. Dreigliederung in Fuß, Körper und Mantel noch nicht ausgeprägt, sehr labiles Gefüge. Im wesentlichen aus Fein- bis Mesoschutt aufgebaut, vereinzelt Grobschutt und Feinblöcke, Feinmaterial allenfalls in Spuren. Im vertikalen Schnitt gestreckt bis konvex, im horizontalen Schnitt leicht bis stark konvex.

Aktivitätseinschätzung: Durch ständigen Steinschlag und übersteilten Böschungswinkel sehr junger und aktiver Kegel.

Name: „**Tiefenlinienkegel**“

locus typicus: Südwand Sulzfluh, Ursi-Gröll: erster westlicher Teilkegel unterhalb des Pfades.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 27 - 29°.

Aus Grottschutt führender Tiefenlinie genährt, zum unteren Saum hin wachsender Feinblock-Anteil. Kegelform oft nur andeutungsweise, geringmächtiger Körper. Recht homogene Korngröße, langgezogen und im vertikalen Schnitt konvex bis gestreckt, im horizontalen Schnitt gestreckt bis leicht konkav.

Aktivitätseinschätzung: Passiver Kegel.

Fügt man Schuttkegel zu einer Entwicklungsreihe, so bilden Sturzblockkegel, die in egesenzeitlichen Phasen verstärkter Felssturztätigkeit entstanden, die ältesten Glieder. Grottschuttkegel sind die korrelativen Ablagerungen aktiver Steinschlagwände mit gelegentlicher Felssturztätigkeit. Aus ihnen gehen durch Setzungsprozesse, Verwitterung der Schuttstücke in situ und Feinmaterialerspülung Feinschuttkegel hervor. Alterung von Schuttkörpern ist also durch Abnahme der mittleren Korngröße und des Porenvolumens definiert. Zwickel- und Tiefenlinienkegel als Folgeformen sind indessen die jüngsten Kegeltypen.

d) Schutthalden

Halden sind naturgemäß wesentlich seltener als Kegel, denn nur in wenigen Fällen bildet sich eine glatte Traufkante aus, die ohne Bündelung durch selbst leichte Kerben den in der Wand anfallenden Schutt abführt.



Abbildung 41: Plattenflue von der Ammaflue aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).

Die Falknis-Schwelle (Bildmitte) wirkt als Traufkante zur Haldenbildung unterhalb, die von Kegeln oberhalb gespeist werden.

Leichte Bündelung (schwach ausgeprägte Steinschlagrinnen) kann durch größere Stecken freien Falls in gewissem Maße verwischt werden. Wo der Ablagerungsraum durch Gruppen anstehenden Felses eingeengt ist, kann Sturzsutt in Formen abgelagert werden, die nicht seinen Lieferbedingungen entsprechen. Manchmal scheinen sich „Großhalden“ aus mehreren schwach gewölbten Kegeln zusammzusetzen. So können gewisse Schuttkörper phänotypisch Halden, genotypisch aber Kegel sein. Umgekehrt erscheint trotz flächiger Förderung aus ungegliederten Wandbereichen und linearer Speisung über eine Traufkante eine Sturzsuttthalde in Form eines Kegels, wenn das abgehende Material auf eine Vollform (Sporn o.ä.) am Wandfuß geschüttet wird (z. B. unter der Drusenfluh).

Die Linie des größten Gefälles folgt auf der Halde genau ihrer Längserstreckung: Ein auftreffendes Schuttstück mit abrollfähiger Größe und ausreichend kinetischer Energie behält in der Regel seine ursprüngliche Richtung bei und kommt in gerader Verlängerung seines Transportweges zur Ablagerung. Eigene Beobachtungen in verschiedenen Hochgebirgsräumen haben bestätigt, daß größere Komponenten sich so im haldenfußnahen Bereich in Blocksäumen anreichern.

Auf dem Kegel folgt die Linie des größten Gefälles nicht der Scheitellinie, sondern beschreibt eine zur seitlich begrenzenden Tiefenlinie enger werdende Kurve. Abrollfähige Schuttstücke reichern sich daher randlich als Tiefenlinienkegel oder Grobschutt- / Blocksaum am unteren Rand des Körpers an.

Wo im Herkunftsgebiet des Schuttes verschiedene optisch unterscheidbare Gesteine nebeneinander anstehen und die Traufkante einheitlich glatt ausgebildet ist, bilden sich auf der Halde parallel zu ihrer Längserstreckung sortierte, gut unterscheidbare Fahnen der einzelnen Gesteinsarten, deren Abgrenzung sich mit wachsender Entfernung von der Traufkante zunehmend verwischt.

Halden und Kegel zeigen gleiche Typen, mit Ausnahme einer „Tiefenlinienhalde“, die es per definitionem nicht gibt. Stattdessen haben Halden, auf die gröberes, abrollfähiges Material aufgebracht wird, einen Blocksaum. Die Benennung der einzelnen Haldentypen orientiert sich wie bei den Schuttkegeln an der Formung ihrer Oberfläche.

Im einzelnen lassen sich folgende Genotypen unterscheiden:

Name: **„Feinschuttthalde“**

locus typicus: Nordseite Cufercalhorn ostsüdöstlich von P. 2421 unterhalb markanter Felsschwelle.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 34°.

Im horizontalen Schnitt gestreckt, im vertikalen Schnitt gestreckt bis konvex, 5- 20 cm mächtige lose Deckschicht aus ca. 50% Feinschutt, 30% Mesoschutt und 20% Grobschutt, vereinzelt Feinblöcke. Streifiger Bewuchs mit Pionierkrautpflanzen. Darunter verfestigt, Schutt Komponenten zum Teil eingeregelt und Hohlräume mit Feinmaterial verfüllt, ständig durchfeuchtet und dadurch kohärent.

Aktivitätseinschätzung: Veränderung der Deckschicht durch stetige Schutzzufuhr und kleine Rutschungen an übersteilten Stellen. Aktive Halde.

Name: **„Grobschuttthalde“**

locus typicus: Nordseite Cufercalhorn.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 30°.

Meso- bis Grobschutt, obere Schichten nahezu ohne Feinmaterial, nur mäßig trittfest. Im horizontalen Schnitt gestreckt, im vertikalen Schnitt gestreckt bis konvex. Die Grobschutthalde bildet sich häufig unter steilen, ungliederten Felswänden und ist allenfalls fleckenweise bewachsen.

Aktivitätseinschätzung: aktiv

Name: „Zwickelhalde“

locus typicus: Nordseite Cufercalhorn.

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 36°.

Sehr junge und steile Halde unter steilen wandfußnahen Felspartien, die zwei Kegelursprünge trennen. Genährt durch Steinschlag mit kurzen Transportwegen, der durch oberflächliche physikalische Verwitterung bereitgestellt wird. Lose Deckschicht überwiegend aus Fein- bis Mesoschutt mit vereinzelt Grobschuttanteilen. Darunter kaum verfestigter Haldenkörper, der trotz eingeschwemmtem Feinmaterial wegen seiner ständigen Übersteilung labil bleibt. Wachstum im Vergleich zu umgebenden Kegeln gering, daher häufig randlich durch diese überdeckt.

Aktivitätseinschätzung: Übersteilung und ständiger Aufwuchs durch Steinschlag. Kleine Lobenrutschungen verfüllen den Beginn der seine benachbarten Kegel trennenden Tiefenlinie mit feinem und mittlerem Schutt. Aktiv.

Name: „Sturzblockhalde“

locus typicus: Südseite Pizzas d'Anarosa, ca. 1200 Meter westlich der Alperschelli-Lücke

Beschreibung: durchschnittlicher Böschungswinkel 23°.

Häufig egesenzeitlich überformt. Hoher Blockanteil aus spätglazialen Phasen verstärkter Felssturzaktivität. In der Regel von jüngeren Haldentypen ganz oder teilweise überdeckt.

Der Name dieses Haldentyps enthält den Hinweis auf die Materiallieferung durch Sturzereignisse, um ihn deutlich vom anders belegten Begriff der Blockhalde abzugrenzen.

Aktivitätseinschätzung: passiv.

e) Sonderformen

Die **Schutfahne** wird über eine Traufkante, wie etwa eine Trogschulter oder eine ausstreichende morphologisch härtere Schicht, gespeist und ist hangabwärts nicht durch die Akkumulation förderndes Widerlager begrenzt. Sie bedeckt in langen dünnen Schleiern das Anstehende des Hanges, das länglich fleckenhaft durchscheinen kann. Ihre Oberfläche ist in einzelne Schuttzungen verschiedener Korngrößen unterteilt, deren Mobilität und Aktivität kleinräumig stark schwankt. Eine weitere Materialsortierung über die gesamte Längserstreckung ist nicht erkennbar, allerdings ist durch den Siebeffekt der Feinkornanteil in tieferen Bereichen größer. Die Neigung der Schutfahne folgt im wesentlichen der des Hanges, dem sie aufliegt.

Die Schutfahne ist genetisch den initialen Halden zuzurechnen, obwohl ihre Mächtigkeit für eine haldentypische innere Gliederung nicht ausreicht. Diese Vorstufe kann erst als Halde

angesprochen werden, wenn die längsten Schuttzungen die lokale Erosionsbasis (Talboden, Rücktiefung einer Stirnmoräne) erreichen und dort ein Widerlager finden, das den Schutt staut. Nun kann die sich bis dahin hangabwärts ausdehnende Akkumulation einen mächtigen Fuß aufbauen und von unten nach oben wachsen (hier: an Mächtigkeit gewinnen und das Anstehende vollständig bedecken). Wenn sich im Zuge zunehmender Mächtigkeit eine innere Gliederung mit den per definitionem geforderten Eigenschaften - wie Differenzierung von Fuß und Mantel, Verfestigung und Setzung etc. - einstellt, ist der Übergang vom Initialstadium zur Schutthalde vollzogen.

Je nach Aktivität der Lieferzone und aus dem Hang aufragendem Anstehenden kann die Fahne in einzelne kürzere Teilströme gegliedert sein, die allenfalls streckenweise deutlich voneinander zu scheiden sind. Bei starker Gliederung des Hanges durch anstehende Felsgruppen kann sie zum Talboden hin ausfasern und einzelne schwach gewölbte Kegel nahren.

Ein weiteres wesentliches Abgrenzungsmerkmal zu anderen Haldentypen liegt im Verhältnis von mittlerer Breite (die durch örtliche Gegebenheiten von der Länge der Traufkante abweichen kann) zu mittlerer Längserstreckung (gemessen von der Traufkante). Dieses liegt im Falle der Schutfahne deutlich unter dem Wert 1, während es bei den normalen Haldentypen den Wert 1 naturgemäß kaum unterschreitet: Je größer die Längserstreckung, umso größer die Fläche, auf der sich der Schutt eines vergleichbaren Liefergebietes verteilt, und umso geringer die potentielle Mächtigkeit des Schuttkörpers.

Im Bereich der Typlokalität liegt das Verhältnis von Breite zu Länge der Schutfahne bei 1:4.

Von der Lokalität „Ris“ liegt ein Photo aus den Zwanziger Jahren des zwanzigsten Jahrhunderts vor, das den unteren Teil der Schutfahne mit markanten Einzelblöcken, Schuttloben und Bewuchsstreifen zeigt. Im direkten Vergleich mit eigenen Aufnahmen der letzten Jahre und dem gegenwärtigen Erscheinungsbild ist die Formungsruhe der letzten achtzig Jahre deutlich erkennbar, trotz über diese Fahne regelmäßig abgehender Lawinen.

BRÜCKL et al. (1974: 80f.) haben im Hochkönig-Gebiet (Österreich) einen ähnlichen Körper am Ausgang einer mächtigen Kluftgasse (genotypisch eine Aktivitätsfahne eines Großkegels) vermessen und – erstmals in der Literatur – mit seismischen Methoden untersucht (vgl. Abschnitt II.2.a). Für ihre „**Übergußschutthalde**“ postulieren sie zusätzlich ein nahes Nährgebiet. Sie grenzen die Übergußschutthalde deutlich gegen eine Halde ab, deren Fuß den Talboden erreicht und die ihren Schutt ausdrücklich (über Kluftgassen) aus dem Inneren des Gebirgsstockes bezieht:

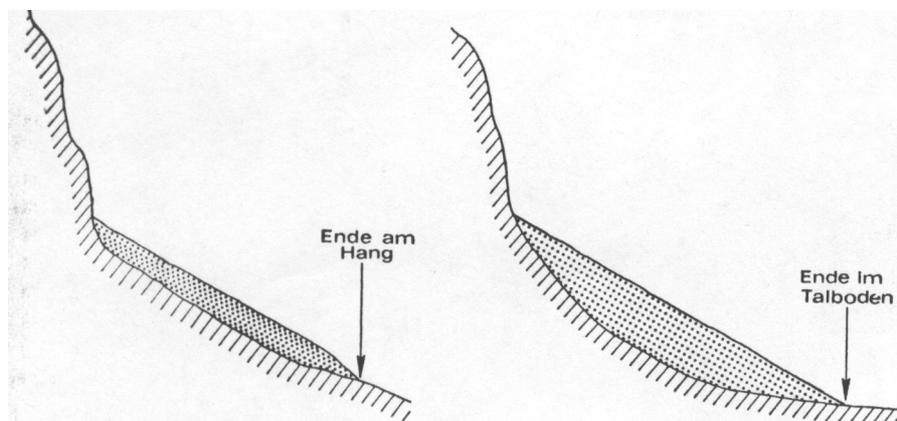


Abbildung 42: Am Hang endende Übergußschutthalde (links) gegen eine die Talsohle erreichende Schutthalde (rechts) (ibd.: 80).

Gleichbleibende Mächtigkeit der Übergußschutthalde gegenüber wechselnder Mächtigkeit der den Gefälleknick bedeckenden Halde.

Diese Sichtweise mißt der Transportweite des Materials größere Bedeutung für die Typisierung eines Schuttkörpers bei als der Beschaffenheit der Lieferwege. Für die Bildung einer Schuttfahne wie auch anderer Typen wandfußnaher Schuttkörper ist jedoch die letzte maßgebliche Beeinflussung der Schuttbewegung und die Art der Speisung des Transportgutes entscheidend, nicht jedoch, ob es aus inneren oder randlichen Teilen des Massivs stammt.

Das Kriterium „Nichterreichen des Talbodens“ ist eher geeignet, den Entwicklungsstand einer Übergußschutthalde zu kennzeichnen als sie allgemein zu definieren: Jede Übergußschutthalde, die wächst, erreicht einmal die Talsohle oder einen vergleichbaren Auslaufpunkt als Widerlager, ohne daß sich an ihren anderen Wesenseigenschaften etwas ändert; sie erreicht lediglich ein höheres Reifestadium. Eine andere Qualität entsteht erst, wenn sie weiter wächst, *nachdem* sie den Talboden erreicht hat: Im hangabwärtigen Wachstum vor Erreichen der lokalen Erosionsbasis wird die Stirn der vordersten Schuttzungen ständig übersteilt und bleibt daher hochlabil. Mit Erreichen des Talbodens sinkt die Hangneigung deutlich, die vordersten Loben bilden zunächst stabile Ablagerungen und breiten sich aus, einer Schleppe (s.u.) nicht unähnlich. Häufig bildet sich ein Saum aus Blockwerk.

Die seimsischen Untersuchungen von BRÜCKL et al. zeigten zudem eine über alle Höhenlagen weitestgehend konstant bleibende Mächtigkeit des Haldenkörpers von etwa 30 Metern, die in eine unverfestigte Deckschicht von 15 Metern und eine verfestigte Mantelschicht gleicher Stärke zerfällt. Damit ist eine deutliche innere Gliederung gegeben, die die Übergußschutthalde definitorisch eindeutig von der Schuttfahne abgrenzt und ihr einen eigenständigen Platz unter den Sondertypen einräumt.

Der Begriff „Schuttschleppe“ ist nach LESER (1993: 191) nur „unscharf“ gefaßt und bezeichnet „flachere Schutthalden, meist mit größerer Längsausdehnung.“ Höchsteigung in Abgrenzung zur „Schutthalde“ oder genetische Inhalte werden nicht genannt. Vor dem Hintergrund dieser Untersuchung ist eine Schärfung des Begriffes denkbar:

Schuttschleppe: Aus der Fortentwicklung einer Übergußschutthalde entstandener Schuttkörper mit deutlicher Längserstreckung, breitem, oft mit Blockwerk gefaßten Saum auf dem Talboden oder einem vergleichbaren Widerlager. Qualitativer Unterschied zur Übergußschutthalde ist die Umkehr der Wachstumsrichtung: Der Schuttkörper stockt sich nach Erreichen des Widerlagers von diesem her auf und gewinnt hangaufwärts an Mächtigkeit.

Schuttschleier können beim Auftreffen größerer Komponenten oder größerer Mengen abgehenden Schuttes die Funktion eines „Gleitmittels“ ausüben, indem sie einen bremsenden Kraftschluß zwischen Schuttstück oder Block und Oberfläche des Anstehenden verhindern und durch ihre hohe Mobilität die Abwärtsbewegung fördern. Die Abgrenzung zur Schuttfahne ist in der Dynamik des Materials zu suchen: Schuttschleier bewegen sich allenfalls über kleine Distanzen und in kleinen Materialmengen im Verband. In der Regel ist es ein loses Rieseln einzelner Stücke oder weniger Kubikdezimeter, die auftreffender Steinschlag oder Wildtritt mobilisiert hat. Es fehlt an Bewegungsenergie. Auf Schuttfahnen hingegen bewegen sich große Schuttmengen in langen Zungen oft über viele Dutzend Meter hinweg. Die größere bewegte Masse verfügt über ausreichend Eigendynamik, den Rutschvorgang aufrechtzuerhalten und weiter fortzupflanzen.

Den drei Sonderformen Schuttfahne, Übergußschutthalde und Schuttschleppe ist die überproportionale Längserstreckung wesensgemäß. Wo im Gelände Anhaltspunkte zur inneren Gliederung eines fraglichen Schuttkörpers gegebenenfalls nicht ersichtlich sind, bleibt dieses Merkmal als Abgrenzung zur klassischen Halde offensichtlich. Alle drei Typen sind nur in einzelnen Streifen aktiv, tendenziell jedoch passiv.

Ordnet man die oben aufgeführten Sondertypen zu einer Entwicklungsreihe, so ist folgender Ablauf denkbar:

Aus einem beliebigen Einzugsgebiet gelangt Schutt aller Korngrößen über einen deutlichen Gefälleknick, der als Traufkante wirkt, auf einem langgezogenen Hang mit leicht konkavem Profil zur Ablagerung. Zunächst verdecken einzelne **Schuttschleier** spärlich und lückenhaft das Anstehende, verfüllen kleinere Hohlformen und dienen größeren Blöcken als labile, rollsplittartige Unterlage, die deren Bewegung fördert. Im Zuge weiterer Materialspeisung werden diese Schleier mächtiger und wachsen zu einer **Schutfahne** zusammen, aus der nur noch vereinzelt anstehender Fels unbedeckt emporragt. In Zungen wächst die Schuttbedeckung von der speisenden Traufkante den Hang hinab und bildet an konkaven Gefälleknicken, oberhalb von großen Blöcken oder hinter Moränenbögen Mächtigkeiten aus, die jene der langsam zum Körper aufwachsenden gesamten Schuttakkumulation übersteigen. Stetige Feinkorneinspülungen und Setzungsbewegungen verdichten ihren entstehenden Mantel; durch Differenzierung des inneren Aufbaus wird sie zur **Übergußschutthalde**, die mit fortschreitendem Alter den Talboden erreicht und dort einen Fuß ausbildet, der breiter als die eigentliche Haldenbahn ist. Durch das verminderte Gefälle staut sich das bis hierhin in Zungen geförderte Material bei stetigem Nachschub von oben immer weiter den Hang hinauf, so daß der Haldenkörper auch von unten nach oben an Mächtigkeit gewinnt. Die stirnnahe Wachstumsrichtung hat sich umgekehrt, die Übergußschutthalde ist zur langgestreckten **Schuttschleppe** geworden.

Tab. 3 zeigt übersichtsartig die in Untersuchungs- und Vergleichsgebiet unterschiedenen Genotypen von Sturzschuttkörpern:

Körpertyp	Förderung	Speisung	Schnitt - horizontal	Schnitt - vertikal	Böschungswinkel (durchschnittlich)	Korngröße Deckschicht (durchschnittlich)	Bewegung (Deckschicht)
Schuttkegel:							
Sturzblockkegel	linear	punktuell	konvex bis gestreckt	gestreckt bis konkav	22,5°	Blockwerk aller Größen	passiv
Grobschuttkegel	linear	punktuell	stark konvex	gestreckt bis konvex	30-32°	Meso- bis Grobschutt	aktiv
Feinschuttkegel	linear	punktuell	konvex	gestreckt bis konvex	34,5°	Fein- bis Mesoschutt	aktiv
Zwickelkegel	linear	punktuell	leicht bis stark konvex	gestreckt bis konvex	35°	Fein- bis Mesoschutt	aktiv
Tiefenlinienkegel	linear	punktuell	konvex bis gestreckt	gestreckt bis leicht konkav	27-29°	Grobschutt	passiv
Schutthalden:							
Sturzblockhalde	flächig	linear	gestreckt bis leicht konkav	gestreckt bis konkav	23°	Blockwerk aller Größen	passiv
Grobschutthalde	flächig	linear	gestreckt	gestreckt bis konvex	30°	Meso- bis Grobschutt	aktiv
Feinschutthalde	flächig	linear	gestreckt	gestreckt bis konvex	34°	Fein- bis Mesoschutt	aktiv
Zwickelhalde	flächig	linear	gestreckt bis konvex	gestreckt bis konvex	36°	Fein- bis Mesoschutt	aktiv
Sondertypen:							
Schuttschleier	flächig	linear	nach Untergrund	nach Untergrund	nach Untergrund	Fein- bis Mesoschutt	aktiv
Schutfahne	flächig	linear	gestreckt	gestreckt bis konkav	nach Untergrund	Meso- bis Grobschutt	(passiv)
Übergußschutthalde	flächig	linear	gestreckt	gestreckt bis konkav	nach Untergrund	Meso- bis Grobschutt	(passiv)
Schuttschleppe	flächig	linear	gestreckt	gestreckt bis stark konkav	nach Untergrund	Fein- bis Mesoschutt	(passiv)

Tabelle 3: Eigenschaften von zentralalpinen Sturzschuttkörpern aus Kalkschutt (eigener Entwurf).

In diesem Zusammenhang ist auch zu erörtern, ob und wie Schnee, Firn und Gefromnis die Entwicklung wandfußnaher Sturzschuttkörper beeinflussen. BARSCH (1993: 258ff.) ging

dieser Frage am Beispiel der Schneehaldenmoränen nach, an deren Bildung sich auch heute noch die Geister scheiden.

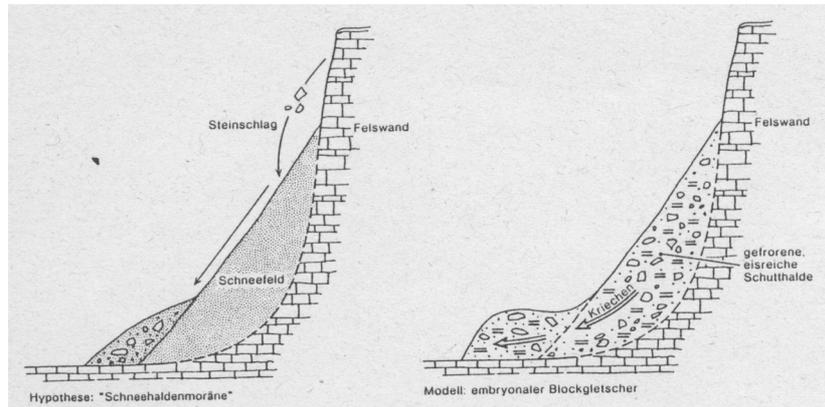


Abbildung 43: Schneehaldenmoräne und embryonaler Blockgletscher als antagonistische Modelle zur Erklärung einer Form (BARSCH 1993: 259).

Die gängige Hypothese zur Entstehung von Schneehaldenmoränen setzt ein perennierendes Schneefeld auf einem Schuttkörper voraus, auf dem auftreffender Schutt abgleitet, am unteren Rand des Schneefeldes abgelagert wird und mit der Zeit einen Wall aufschüttet. Sie wären also eine rezente Bildung. Wesentliche Voraussetzung dafür ist eine harte, weitgehend schlagfeste Oberfläche des Schneefeldes, wie sie nur Eis oder mindestens Firn aufweist, und eine gewisse Mindestneigung, damit auftreffender Schutt nicht an Ort und Stelle liegenbleibt.

BARSCH sieht solche Wälle auf Schuttkörpern als Ausdruck einer durch Permafrost induzierten Kriechbewegung im eisgesättigten Schuttkörper, also als Initialstadium eines Blockgletschers. Folgt man dem Blockgletscher-Modell, so werden Schneehaldenmoränen zum wichtigen Anzeiger vergangener Klimazustände und wichtiges Instrument für die Rekonstruktion der -2°C – Isotherme (Jahresmittel der Lufttemperatur, vgl. BARSCH 1993: 257), die die Höhe über dem Meer aktiver Blockgletscher nach unten begrenzt. Schneehaldenmoränen als initiale Blockgletscher (rezent oder fossil) würden also alpinen Permafrost (gegenwärtig oder vormalig) anzeigen. Wesentliche Voraussetzung für dieses Modell ist mindestens diskontinuierlicher oder reliktscher Permafrost oder eine geringe Schutzzufuhr aus der hangenden Wand, damit ein durch früheren Permafrost gebildeter embryonaler Blockgletscher nicht verschüttet wird.

Unter den heutigen klimatischen Bedingungen ist das Vorkommen von diskontinuierlichem Permafrost im Arbeitsgebiet kaum möglich; auch überragen seine höchsten Gipfel nur knapp 2800 m ü. NN. STEIN (1998: frdl. mdl. Mitt.) erwähnt vereinzelte Vorkommen von Frostmusterböden, die er allerdings dem Spätglazial zuschreibt. KRUMMENACHER (1998: frdl. mdl. Mitt.) sprach einen Blockgletscher unterhalb des Nordabfalls der Schweizer Madrisa (vgl. Abb. 7 Bildmitte) als fossil an. HANTKE und HEUBERGER (1998: frdl. mdl. Mitt.) halten jedoch Permafrost in oberflächenfernen Bereichen von mächtigen Schuttkörpern als Relikt des Spätglazials grundsätzlich für möglich.

Wenn Schneehaldenmoränen rezente Bildungen sind und ihre Entstehung einem Schneefeld verdanken, so sollten sie unter Steinschlag liefernden Felspartien einer bestimmten Höhenlage und Mindestneigung recht häufig vorkommen. JÄCKLI zeigt Schneehaldenmoränen im Otschams:



Abbildung 44: Schneehaldenmoräne am Fuße einer steilen bewaldeten Bergflanke auf 1800 m ü. NN (JÄCKLI 1980: 141).

Die mittlere Korngröße des Materials nimmt zum Talboden hin zu. Eine Anhäufung des Schuttes durch Schnee Bretter ist unwahrscheinlich, Schuttbewegung durch Nivation hingegen nicht.

Nach SCHWEIZER (1968: 119f.) „treten Schneehaldenmoränen ausschließlich im Zusammenhang mit Sturzschutthalten auf.“ JÄCKLI belegt jedoch, daß Schneehaldenmoränen durchaus nicht nur auf wandfußnahen Schuttkörpern oberhalb der Baumgrenze vorkommen können, sondern grundsätzlich am unteren Saum eines jeden Schneefeldes, das von einer steilen Felspartie, die es überragt, mit Sturzschutt beschickt wird.

Auf der Suche nach Schneehaldenmoränen wurden in den Arbeitsgebieten Rhätikon und Pizzas d'Anarosa zahlreiche Schnee- und Firnfelder unter schuttliefernden Wänden mit verschiedenen Höhenlagen, Expositionen und Neigungen untersucht. Zwei Beispiele seien herausgegriffen, die beide von aktiven Steinschlagwänden überragt werden:

Unter der südexponierten Wand der Sulzfluh befindet sich auf dem mittleren großen Schuttkegel der Ganda (Zilie-Gröll) in 2375 bis 2395 m ü. NN (Ausdehnung im Sommer 1998) ein perennierendes Schneefeld, das im Sommer 1999 etwa um die Hälfte abgenommen hatte und seither wieder langsam wächst. Es besteht aus hartem Firn und oberflächlichem Altschnee, der an heißen und sonnigen Tagen lediglich in den obersten Zentimetern krank wird und aufweicht. Die Oberflächenneigung des Feinschuttkegels liegt hier in der Nähe seines Ursprungs bei durchschnittlich $34,5^\circ$ und erreicht stellenweise die Stabilitätsgrenze. Das Firnfeld selbst ist durch eine schmale Nackenspalte, deren Firnwand fast lotrecht ist, von der Wand abgesetzt, seine südexponierte pultartig abdachende Fläche hat eine Neigung von durchschnittlich 45° . Sie ist unter der dünnen Schicht aufgeweichten Altschnees hart und insgesamt gut begehbar. Dieses Firnfeld wäre also für die gegenwärtige Bildung von

Schneehaldenmoränen aus abgleitendem Sturzschtut prädestiniert: Beschickung mit Sturzschtut durch wandfußnahe Lage, harte Oberfläche und steile Abdachung. Die Nackenspalte zur Wand hin ist durch einen leichten Überhang im Wandfußbereich vor Steinschlag geschützt, also nicht mit Schutt verfüllt. Die steile Abdachung des Firnfeldes ist frei von Sturzschtut, eine wallartige Akkumulation von abgeglittenem Sturzschtut am Ende des Schneefeldes konnte nicht festgestellt werden, auch nicht im Sommer 1999, als das Schneefeld zurückwich und Teile seiner Unterlage freigab.

Ein anderes perennierendes Schneefeld befindet sich im Bereich Drusentor zwischen P. 2542 und Sporerhöhle. Unter der nordseitigen Wand des östlichen Aufschwungs zu P. 2754 hat ein spätglazialer Wandfußgletscher ein kleines Kar gebildet und an dessen Rand eine Stirnmoräne (Egesen 3) zurückgelassen. Den Wandfuß verkleidet ein Schuttkörper, der die Rücktiefung der Stirnmoräne noch nicht verfüllt hat. Die gesamte Fläche ist von einem Firnfeld bedeckt, dessen mittlere Mächtigkeit zwischen einem und zwei Metern liegt. Wo einzelne Sturzblöcke des Untergrundes oder Zähne des Anstehenden die Firndecke durchstoßen, gibt der randliche Spalt zwischen Firn und Fels den Blick auf die Oberfläche des liegenden Grobschuttkegels frei. Das Firnfeld erstreckt sich von 2340 bis 2400 m ü. NN und ist durch seine geschützte Lage unter der Nordwand außer zur Mittagszeit im Hochsommer ganzjährig beschattet. Seine Neigung nimmt von etwa 43° in Wandfußnähe bis zur blockreichen Stirnmoräne exponential ab, die Rücktiefung der Moräne bildet also eine Sedimentfalle. Der Firn ist hart, die Altschneedecke immer trittfest. Die Oberfläche ist unregelmäßig mit einzelnen Sturzschtutstücken aller Größenklassen bedeckt (Deckungsgrad: ca. zehn Prozent), die teils durch ihre schnellere Erwärmung ihre Unterlage angetaut haben und ein wenig eingesunken sind, teils wie ein Deckstein auf einem kleinen Schneesockel ruhen, den sie im Vergleich zu seiner Umgebung vor dem Abtauen bewahrt haben. Die unbedeckte Oberfläche des Schneefeldes zeigt die typische wabenartig wellenförmige Struktur, die dunklere Verunreinigungen des Schnees durch differenziertes Abtauen hervorrufen.

Es wurden keine wulstartigen Ausbauchungen beobachtet, die auf eine fossile initiale Blockgletscherbildung hindeuten. Das Sturzmaterial auf dem Schneefeld war nirgends augenfällig zu Schneehaldenmoränen angereichert, sondern zufällig verteilt. Unabhängig von ihrer Größe waren manche Schuttbestandteile nach ihrem Einschlag im Schnee steckengeblieben, andere noch eine Strecke hinabgerutscht. Beide Lokalitäten böten beste Voraussetzungen für die Bildung von Schneehaldenmoränen.

Im Arbeitsgebiet Rhätikon kommen oberhalb von 2300 m ü. NN sowohl fossile Blockgletscher als auch perennierende Schneefelder auf Schuttkörpern vor. Fossile Schneehaldenmoränen, die nach BARSCHs Modell entstanden sind, konnten jedoch ebensowenig beobachtet werden wie rezente Schneehaldenmoränen, deren Bildung der gängigen These folgt.

Nordöstlich des Drusentores befindet sich am Fuß des Nordaufschwungs zu P. 2591 in 2520 m ü. NN das in Abb. 45 gezeigte Schneefeld.

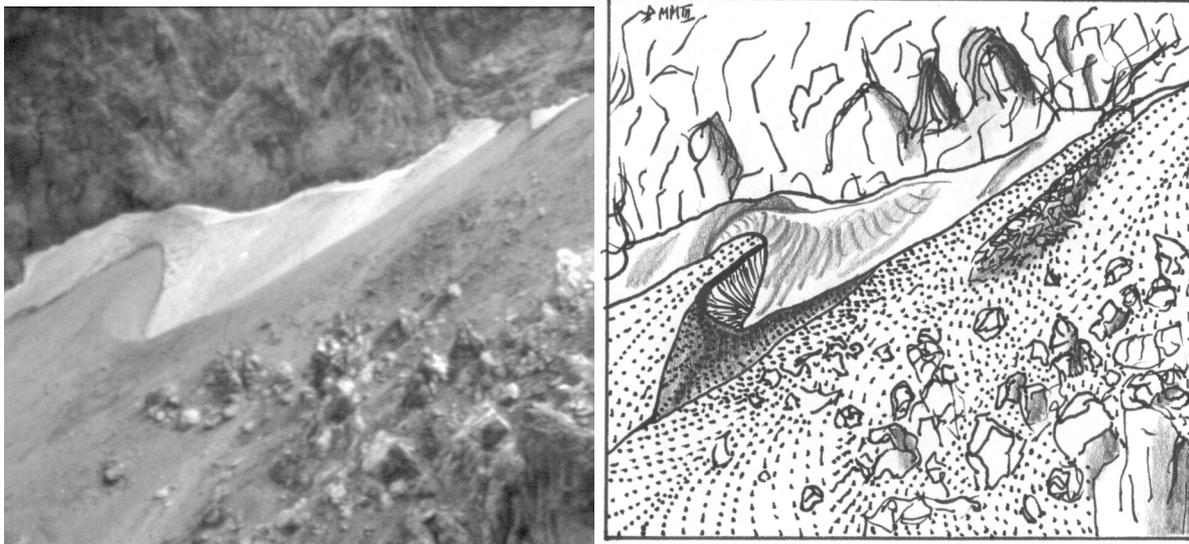


Abbildung 45: Subrezente Schneehaldenmoräne im Bereich Drusentor, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme und eigener Entwurf). Links: Ansicht; rechts: Strukturskizze.

Wie aus Photo und Zeichnung zu ersehen ist, liegt das Schneefeld im Zwickel zwischen zwei sehr schwach reliefierten Schuttkegeln, die eine ebenso schwach angedeutete Tiefenlinie von einander trennt. Am unteren Rand des Schneefeldes taucht diese unter einen sichelförmigen Wall, dessen konvex gewölbte Außenböschung geringfügig steiler als die Neigung seiner Unterlage ist. Seine Innenböschung fällt sehr steil zum Saum des Schneefeldes ab, ohne daß dieser vom Schutt überdeckt wird. Aus dem Schutt dicht gedrängt aufragende Zähne und Pfeiler des Anstehenden (grobblockiges Material im Vordergrund des Bildes) deuten die geringe Mächtigkeit der Schuttunterlage an. Der sichtbare Gefälleknick zwischen Kegeloberfläche und Böschung des sichelartigen Walles belegen unterschiedliche Schüttungen beider Körper, im Falle des letzteren aus über das Schneefeld hinabgleitendem Sturzschutt aus der hangenden Felspartie. Die Rücktiefung der Innenböschung liegt, durch das Abschmelzen des Schneekörpers bedingt, frei; rezenter Steinschlag vermochte diese Lücke nicht zu füllen. Damit ist die Weiterentwicklung der sichelförmigen Schneehaldenmoräne ausgesetzt.

Der Verlauf der Auflagefläche auf seinem Wirtskegel hängt mit dem Alter des Firnkörpers zusammen. Je tiefer sie unter der heutigen Oberfläche der umgebenden Kegel liegt, umso mehr Schutt ist seit seiner Bildung abgelagert worden und umso älter ist das räumliche Nebeneinander von Schnee und Schutt. Verlängert man die unter dem Sichelwall verschwindende Tiefenlinie gedanklich zur Wand hin, so ist sie im oberen Abschnitt mit einer Mächtigkeit von ca. drei Metern durch das Schneefeld verfüllt. Zur Bildungszeit der Schneehaldenmoräne muß deren Innenböschung vollständig durch das Schneefeld bedeckt gewesen sein. Seither hat es ein bis zwei Meter seiner Mächtigkeit eingebüßt. Unter gegenwärtigen Bedingungen kann diese Schneehaldenmoräne in dieser Lage weder gebildet worden sein noch weiterwachsen. Sie ist als subrezent anzusprechen.

Schwindet das Schneefeld weiter, so wird die Rücktiefung des Sichelwalls bis zur Sohle der Tiefenlinie freigelegt, sofern der gelieferte Sturzschutt jene nicht in gleichem Maße wieder verfüllt. Unter gegenwärtigen Bedingungen wird das Schneefeld mit der Zeit durch einen wandfußnahen Zwickelkegel ersetzt, der die Schneehaldenmoräne vollständig hinterfüllt und bei gleicher Neigung von ihr ununterscheidbar wird. Wieviele der im Arbeitsgebiet zahlreichen Zwickelkegel auf diese Weise einer Schneehaldenmoräne aufsitzen, ist fraglich.

Versteht man die subrezente Schneehaldenmoräne als Bindeglied einer möglichen Entwicklungsreihe, so wäre folgender allgemeiner Ablauf denkbar, der beide antagonistischen Ansätze vereint:

Im Knick zwischen Wandfuß und Schuttkörper bildet sich in geschützter Lage ein Schneefeld. Die hangende Wandpartie liefert weiter Schutt, der zunächst über das Schneefeld gleitet, an seinem unteren Saum abgelagert wird und mit der Zeit eine **Schneehaldenmoräne** bildet. Diese wächst bei reger Schutzzufuhr weiter und überdeckt das Schneefeld von seinem unteren Saum her, indem sich Neuschnee und Sturzschutt vermengen. Durch Verdichtung des Altschnees zu Firn und weitere Überlagerung mit Neuschnee gelangt Schutt auch in tiefere Schichten des Firnkörpers, der sich bei entsprechenden Bedingungen weiter verdichtet, zähplastisch zu fließen beginnt und damit zum embryonalen **Blockgletscher** wird.

Eingedenk des historischen Streites zwischen Neptunisten und Plutonisten, die monokausal dachten und die Bildung aller Gesteine fast ausschließlich jeweils einem einzigen Prinzip zuschrieben, wird die Müßigkeit der Diskussion um die „richtige“ Genese von Schneehaldenmoränen deutlich. Beide Modelle vermögen ihre Beispiellokalitäten im Gelände nachvollziehbar zu erklären. Auch wenn die Formen sich stark ähneln mögen, sind unterschiedliche Entstehungsweisen möglich. Die scheinbare Unvereinbarkeit beider Modelle, die ein Entweder-Oder zu gebieten scheint und doch ein Nebeneinander fordert, verdeutlicht einmal mehr die Notwendigkeit, „die Dinge der Natur *genetisch* zu ordnen“ (KRAUS 1954: 433).

Es mag einer fruchtbaren Diskussion förderlich sein, wenn man Schneehaldenmoränen nach klassischer Lesart als rezente Form im Sinne einer besonderen Art von Schüttung des Steinschlags auffaßt, die den liegenden Schuttkörper nur an seiner Oberfläche beeinflusst und mit dessen etwaigen inneren Setzungs- oder Kriechbewegungen nichts zu tun hat. Die Wallbildung bei Schneehaldemoränen nach BARSCHs Modell ist jedoch keine oberflächliche Schuttakkumulation, sondern ein Ausdruck innerer, durch Gefronnis induzierter zähplastischer Bewegung des Schuttkörpers an sich. Ihrer Entstehung nach ist strenggenommen die exogene Form eine Schutthalde im Sinne dieser Arbeit, die endogene aber ein embryonaler Blockgletscher. Um der klaren Begrifflichkeit willen sollte man sie auch als solche ansprechen.

f) Ergebnisse im Vergleichsgebiet Anarosa

Ziel der Auswahl eines Vergleichsgebietes war es, die bisher nur an eng umgrenzten Geländeabschnitten erarbeitete genetische Schuttkörpertypologie zu überprüfen und zu vervollständigen. Der Schwerpunkt lag hierbei auf der freien Übertragbarkeit auf Schuttkörper im Kalk.

Nachstehende Abbildungen zeigen das Vergleichsgebiet im Überblick:

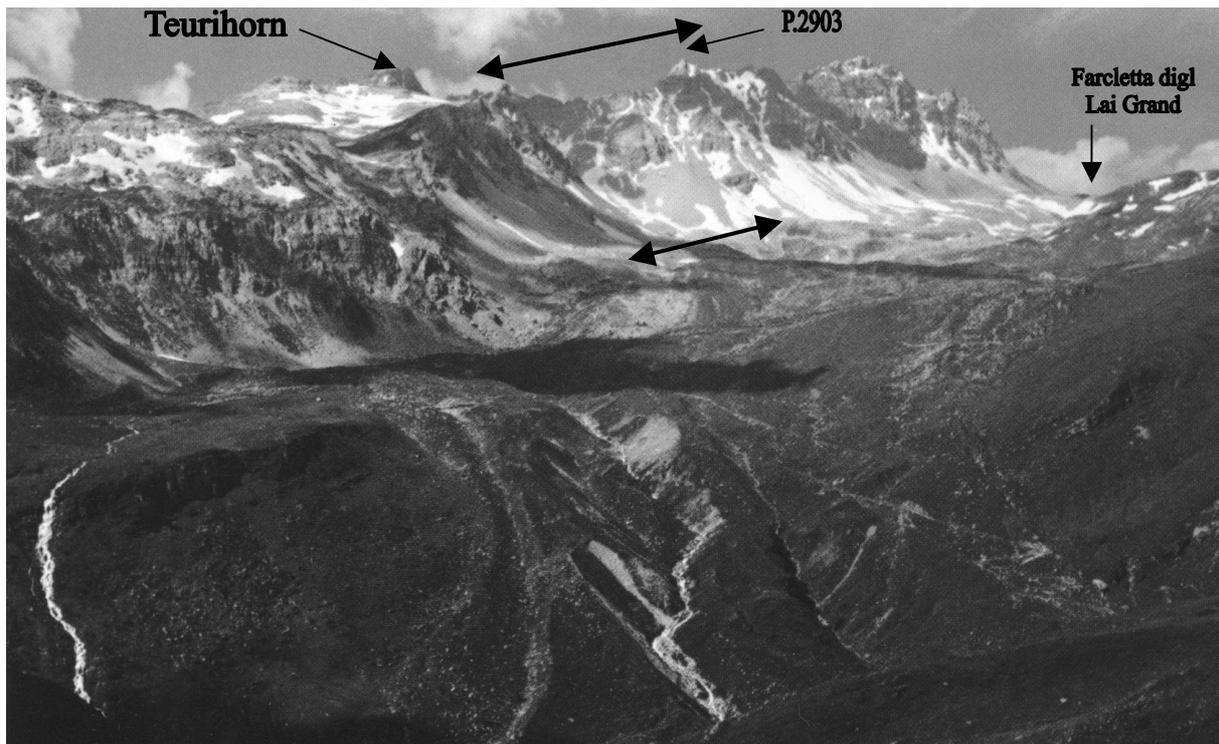


Abbildung 46: Pizzas d'Anarosa (Grauhörner) mit Alp Curtginatsch, Blickrichtung Südwesten (JÄCKLI 1980: 28, verändert).
Schwarze Doppelpfeile: Ausdehnung des Untersuchungsgebietes.

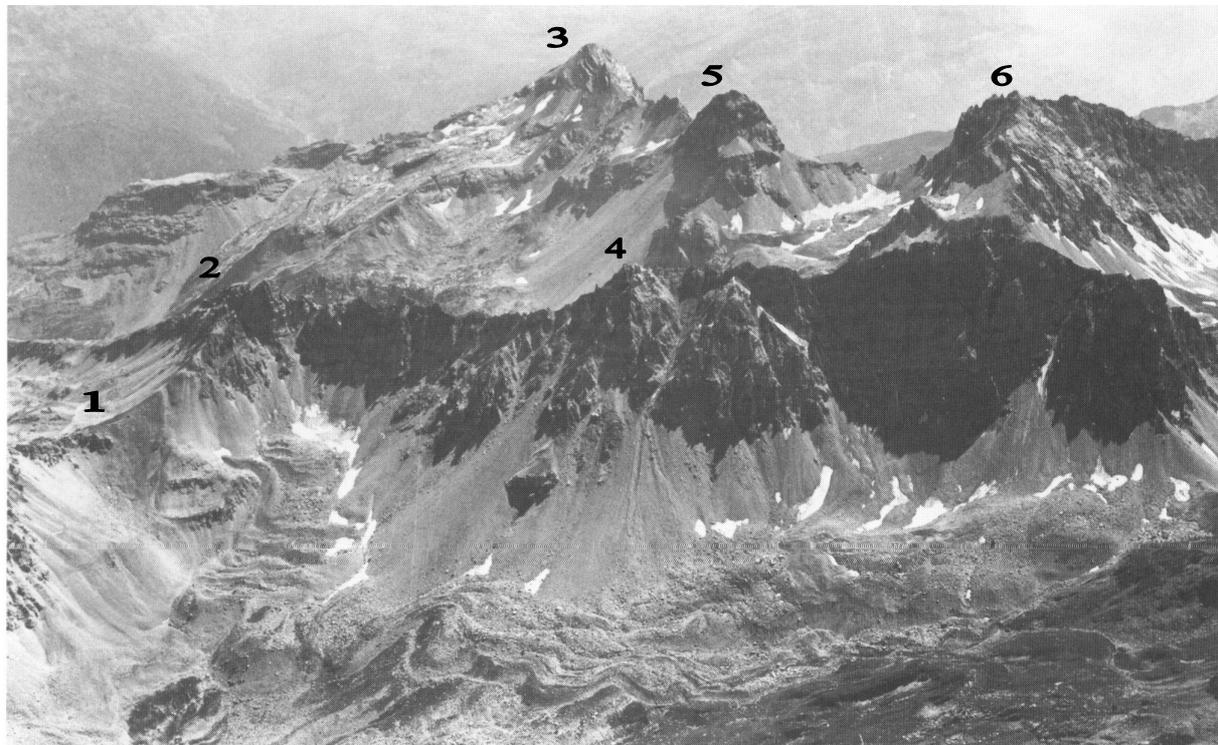


Abbildung 47: Pizzas d'Anarosa, Blickrichtung Süden (JÄCKLI 1980: 112, verändert).
Das Untersuchungsgebiet nimmt das linke untere Bildviertel ein. 1 = Farcletta di Lai Pintg; 2 = Cufercalhorn; 3 = Teurihorn; 4 = P.2903; 5 = Steilerhorn; 6 = Alperschellhorn.

Die Entscheidung für die Pizzas d'Anarosa / Alp Curtginatsch als Vergleichsgebiet fiel bei der ersten Begehung im Sommer 1999. Einige geologische Besonderheiten (vgl. Abschnitt I.2.d)) machten seine hervorragende Eignung sofort offensichtlich. Besonders das leicht

unterscheidbare Anstehen verschiedener Kalke auf vergleichsweise engem Raum förderte maßgeblich die Verknüpfung von Herkunftsgebiet, Förderweg und Ablagerungsform des Schuttes: In weiten Bereichen sind durch die unterschiedlich gefärbten Kalke auch kleinste Schuttkörper stringent sehr scharf umgrenzten Nährgebieten zuzuordnen. Halbbedeckte Stufen morphologisch härterer Schichten wirken als Traufkante, so daß völlig typenreine Halden – im Rhätikon eine Seltenheit – zu beobachten sind. Schließlich fördert die gefährliche Labilität großer Wandabschnitte vermehrt Felssturzaktivitäten, so daß auf einigen Kegeln Schlagmarken von auftreffenden Sturzblöcken, deren „impact“-Wirkung bisher nur angenommen war, beobachtet und vermessen werden konnten.

Das Untersuchungsgebiet ss. „Anarosa“ umfaßt Teile der nordexponierten Felswände am südlichen Rand der Alp Curtginatsch (vgl. Karte 6). Der grob in westöstlicher Richtung verlaufende Gratbereich der Pizzas d’Anarosa verliert nach Osten hin bedeutend an Höhe und weicht im Bereich Cufercalhorn (i.e. P. 2800) - Farcletta di Lai Pintg (i.e. P. 2590) in einem weiten Halbrund nach Süden zurück, das auf mehreren Felsschwellen mächtige Moränenstufen eines Lokalgletschers trägt. Nach Osten setzen sich die dem Piz Calandari nördlich vorgelagerten Wände mit schwankender Höhe bis zum Schamser Tal fort. Untersuchungsgegenstand sind die wandfußnahen Schuttkörper der nordexponierten Abschnitte sowie deren hangende Schutteinzugsbereiche zwischen P. 2903 und P. 2639 (vgl. Abb. 48). Die südliche Grenze bildet der Gratverlauf P. 2903 – Cufercalhorn - Farcletta di Lai Pintg – P. 2639. Die nördliche Grenze ist vom unteren Saum der untersuchten Schuttkörper bestimmt.

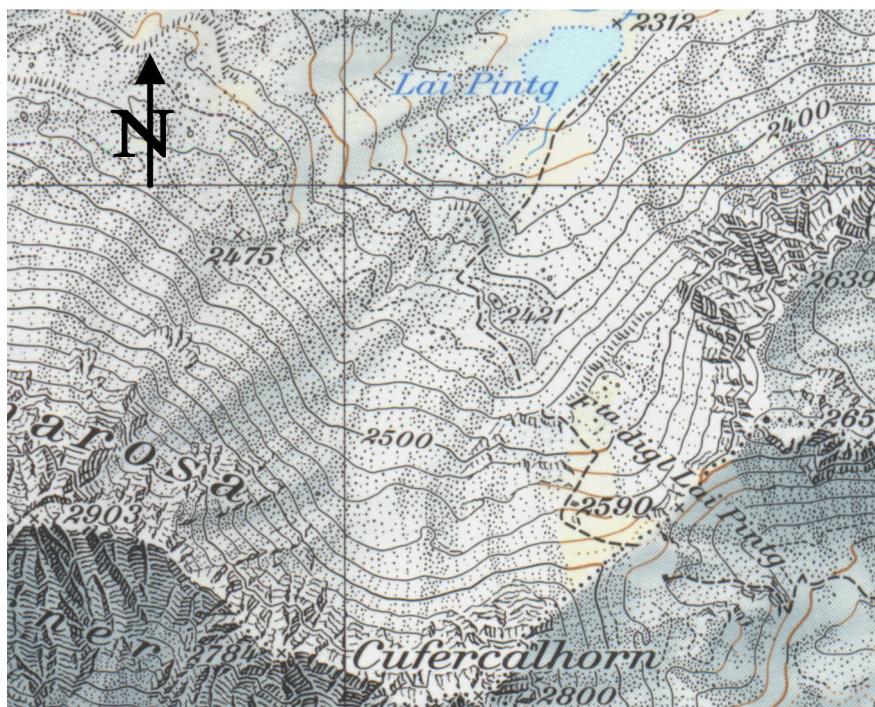


Abbildung 48: Topographie des Untersuchungsgebietes Anarosa (Ausschnitt aus Karte 6, vergrößert, verändert).

Von Osten nach Westen lassen sich die Schuttkörper in diesem Streifen in vier Gruppen gliedern, deren jede einen eigenen Untersuchungsschwerpunkt hatte:

- Ein markanter dunkler Kegel bildet mit drei weiteren den Schuttsaum des Anstehenden nordöstlich von P. 2639. Hier konnten vor allem frische Einschlagspuren großer Sturzblöcke beobachtet werden.

- Wo der Grat nach Süden abknickt, öffnet sich ein Halbrund von ca. 900 Metern Durchmesser, das in seiner östlichen Hälfte durch ausstreichende Felsbänke terrassenartig gegliedert ist. Dieser Bereich trägt Schuttkegel und aus ihnen gespeiste Halden.
- Die westliche Hälfte des Halbrundes umfaßt acht Schuttkörper, die durch Beobachtung mit optischem Gerät mit denen der östlichen Hälfte verglichen wurden. Eine direkte Begehung dieses durch Steinschlag hochgefährdeten Bereiches war aus Sicherheitsgründen nicht möglich.
- Am westlichen Ende des Halbrundes, wo der Grat wieder ostwestliche Richtungen einnimmt, haben sich zwischen tiefreichenden Zähnen des Anstehenden zwei auffallend große Schuttkegel gebildet, an denen der Zusammenhang zwischen Herkunftsgebiet des Sturzmaterials, Förderweg und Ablagerungsform besonders deutlich zutage tritt.

Die im Untersuchungsgebiet anstehenden mitteltriassischen Gesteine sind mit dem Auge leicht zu unterscheiden. Ihre Wechsellagerung ermöglicht es, einzelne Schuttkörper eng umgrenzten Herkunftsbereichen des Sturzschuttes klar zuzuordnen.

Jenseits der quartären Bedeckung bildet im wesentlichen das Ladinium der Gurschus-Kalkberg-Decke (vgl. Abschnitt I.2.d)) mit seinen drei Unterstufen die Wände, Zähne und Pfeiler um das Cufercalhorn:

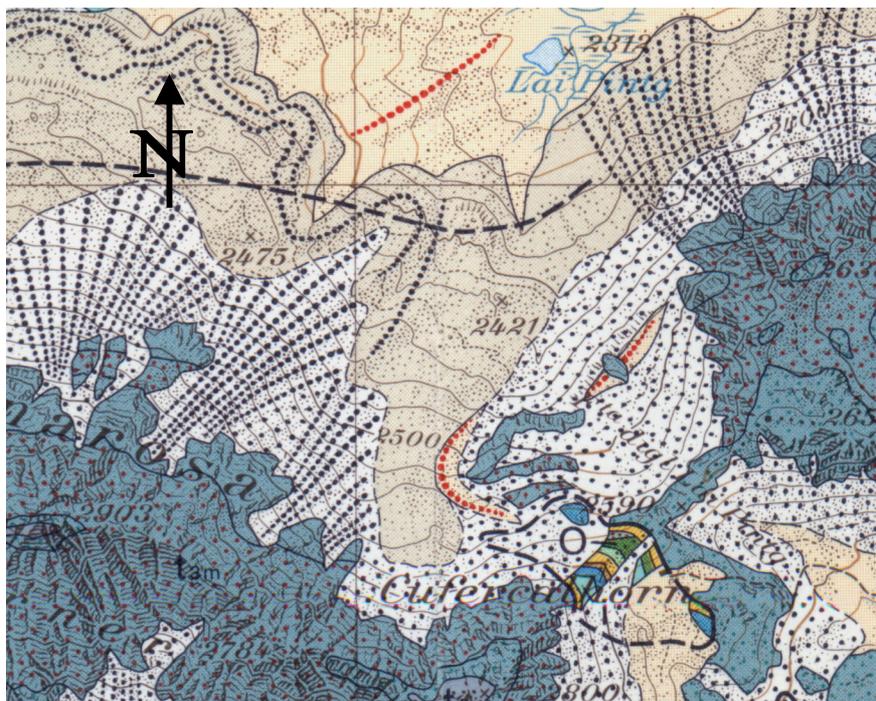


Abbildung 49: Geologie des Untersuchungsgebietes Anarosa (Ausschnitt aus: SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION 1971; vergrößert, verändert).

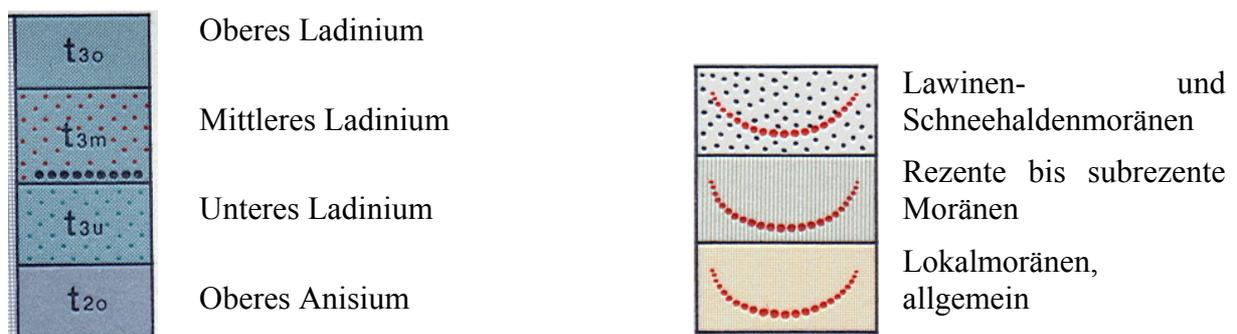


Abbildung 50: Legende zu Abb. 49 (ibd., verändert).

- Die basalen Wandpartien und aus den Schuttkörpern aufragende Zähne sind aus oberladinischen (t3o) bunten Dolomiten (gelblich bis kräftig ockerfarben, unrein, bisweilen bröckelig) aufgebaut.
- Darüber lagert das mittlere Ladinium (t3m), recht augenfällig durch seine mit weißen dichten Dolomitbändern durchzogenen dunklen Marmore, die oft auch linsenförmig lagern. Es bildet über dem dünnen Saum der wandfußnahen bunten Dolomite den Hauptteil der Wände im Arbeitsgebiet.
- Oberes und mittleres Ladinium zeigen hier stellenweise helle, rosahauchige Marmore in Linsen oder Bändern.
- Im Hangenden schließlich führt das untere Ladinium (t3u) hier hauptsächlich hellgraue, weißlich verwitternde Dolomite in unterschiedlicher Bankung, vereinzelt auch dolomitische Breccien. Es bleibt auf die höchsten Spitzen und isolierte Inseln im umgebenden mittleren Ladinium beschränkt.

Die kleinräumige Wechsellagerung morphologisch unterschiedlich harter Schichten äußert sich in treppenartigen Absätzen und Vorsprüngen exponierter Wandflächen sowie in ausstreichenden Bänken, die Stufen bilden. Diese Stufen sind stellenweise von Moränenmaterial oder Schuttkörpern verhüllt und weich nachgezeichnet, an anderen Stellen nackt und selbst kleine Akkumulationen von Verwitterungsschutt erzeugend. Wo immer sie als Vollformen erkennbar sind, wird ihr richtungs- und formgebender Einfluß auf die spätglazialen Wandfußgletscher wie die postglazialen Schuttkörper deutlich.

Der gesamte Gebirgszug zwischen Pizzas d'Anarosa und dem Schamser Tal ist in bezug auf Massenbewegungen überaus aktiv. Die Geologische Karte dokumentiert zahlreiche Bergstürze, Sackungs- und Rutschungsbereiche. Besonders der Abschnitt, der das Untersuchungsgebiet ss. umfaßt, ist bekannt für häufigen Steinschlag und Felssturz: Hirten und Einheimische meiden die Felsen und Schuttkörper und warnen ernsthaft vor jeglicher Begehung. Tollkühne Kletterer berichten regelmäßig von Pfeilern und Vorsprüngen großer Kubatur in allen Wandabschnitten, die beim Besteigen spürbar wackelten (FRAVI, G. 2002: frdl. mdl. Mitt.). Der Senn auf Alp Nurdaign (vgl. Karte 6) nennt rege Steinschlag- und Felssturzaktivität ab spätem Vormittag keine Seltenheit und führt zahlreiche weitere Beispiele im Zusammenhang mit Baumaßnahmen an (MARGOT 2002: frdl. mdl. Mitt.). Viele Instabilitäten sind den Einheimischen seit langem bekannt, ihre Berichte und Urteile sind wertvolle Anhaltspunkte.

Die Typisierung der einzelnen Schuttkörper im Untersuchungsgebiet ist Karte 7 zu entnehmen. Im allgemeinen war die im Arbeitsgebiet Rhätikon erstellte Schuttkörpertypologie ohne Einschränkungen übertragbar und konnte in fast allen Teilen bestätigt werden. Einige Vorgänge und Formen, die bisher nur angenommen waren, konnten beobachtet werden und untermauerten bisherige Thesen; wertvolle Ergänzungen wurden gewonnen.

Häufiger als im Rhätikon waren Übergangsformen verschiedener Genotypen anzutreffen. In hypsometrisch höheren Abschnitten waren zahlreiche Schuttkörper stark gealtert. Namentlich Kegel entbehrten zum Ursprung hin zunehmend ihre Lockerschuttauflage und zeigten sich als Feinschuttkegel. Zum Auslauf hin wurden oft Grobschutt- und Feinblock- bis Mesoblock-Auflagen mächtiger, um schließlich fließend in die blockreichen Endmoränen kleiner Wandfußgletscher überzugehen. Alle Schuttkörper sind fast gänzlich ohne Bewuchs, nur im Übergang zur Moräne siedeln sich fleckenweise Pionierpflanzen an.

Der östliche Teil des Halbrunds ist von der auf 2490 m ü. NN ausstreichenden Felsschwelle (t3o) dominiert, die in ihrem westlichen Teil unbedeckt hervortritt (Abb. 51 bis 53).



Abbildung 51: Arbeitsgebiet Anarosa: Halbrund mit Farcletta di Lai Pintg, Blickrichtung Süden (JÄCKLI 1980: 113, vergrößert).

In der Bildmitte die ausstreichende oberladinische Felschwelle, links mit Schutt verkleidet, rechts unbedeckt. Oberhalb Wirtskegel aus den Steinschlagrinnen des Grates, unterhalb korrespondierende Halden.

Ihrem mittleren Teil sitzt eine spätglaziale Lokalmoräne (Egesen 3) auf. Deren Rücktiefung ist mit dem Material der auslaufenden Schuttkegel, die die Rückwände des kleinen Kares bedecken, nahezu verfüllt. Wo die Lockerschuttauflage der Kegel die Schwelle bereits erreicht hat und sich weiter ausbreitet, wirkt diese als Traufkante und bringt das Schuttkegelmaterial hangabwärts in Haldenform zur Ablagerung.



Abbildung 52: Östlicher Teil der Schwelle, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme).

Die Einzugsbereiche des Steinschlages, die die verschiedenfarbigen Schuttkegel nähren, stimmen mit den jeweiligen Vorkommen der drei Stufen des Ladinium genau überein. Anhand der Farbe eines Kegels ist also die Abgrenzung seines Nährgebietes zweifelsfrei feststellbar: Unter wandfußnahen Zäunen aus buntem Dolomit (t3o) bilden sich allerorts im Vergleichsgebiet kräftiggelbe Zwickelkegel, deren Material sich nur in den Grenzbereichen mit andersfarbigem Schutt aus höheren Wandpartien mischt. Verunreinigungen über fünf Prozent wurden nur selten beobachtet.



Abbildung 53: Westlicher Teil der Schwelle und unterhalb gelegene Halden, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).

Diese strenge petrographische Trennung der einzelnen Schuttkegel setzt sich auch im Umfeld der Schwelle auf den korrelierten Halden fort, so daß jedem einzelnen Kegel, dessen Material die Schwelle überschritten hat, eine entsprechende Halde zugeordnet werden kann. Die Halden unterhalb der Schwelle weisen tatsächlich in den selben Abständen die selben Farbwechsel wie ihre Nährkegel auf. Auch ihre Breite entspricht der des unteren Kegelsaumes. Die scharfe Trennung an der Grenzlinie zweier benachbarter Schuttkörper wird erst im Auslauf der Halden undeutlicher. Die Böschungen dieser schmalen „Parasitär“-halden sind deutlich steiler und erreichen im oberen Drittel überwiegend den maximalen Stabilitätswinkel von ca. 38°.



Abbildung 54: Felsschwelle im Halbrund mit Wirtskegeln und korrelaten Halden im Auslauf; Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).

Farbunterschiede des Schuttes lassen die gestreckten Halden plastisch wirken.

Von den Zwickelkegeln und -halden setzen sich benachbarte Fein- bis Grobschuttkegel aus grauem oder dunklem Schutt deutlich ab. Sie bilden sich unter Steinschlagrinnen aus höheren Bereichen und sind in der Regel ebenfalls unvermischt. Wo ihr Einzugsbereich über große Äquidistanzen die Streifenserie (t3m) schneidet, bewirken weißer Dolomit- und dunkler Marmorschutt ein gesprenkeltes Erscheinungsbild, das aus der Ferne betrachtet zu einem mittleren Grauton verschwimmt.



Abbildung 55: Westliches Ende des Halbrunds, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme). Der farbliche Kontrast von gelblichen Zwickelschuttkörpern und dunklen Schuttkegeln zeigt die unterschiedlichen Einzugsbereiche der Schuttkörper an.

Die besondere geologische Situation hat den Verwitterungsschutt schon in situ unverwechselbar markiert, so daß der Weg abgehenden Schuttes von seinem ursprünglichen Platz in Zahn oder Wand bis zum unteren Saum der letzten Halde genau verfolgt werden kann. Wesentliche Aussagen der genetischen Schuttkörpertypologie zur Herkunft des

Materials bestimmter Körpertypen können als eindeutig belegt gelten. Ein weiterer Wert dieser Beobachtungen liegt in den Erkenntnissen zur Entwicklung von Schuttkörper-Gruppen: Einander benachbarte Schuttkörper vermischen ihr Material an ihren Berührungsflächen nur minimal. Das Breitenwachstum von Schuttkegeln ist unter anderem abhängig vom Maß ihrer Wölbung (deren Funktion das „Sekundärgefälle“, also das Gefälle zu den seitlichen Rändern hin, ist). Das Breitenwachstum von Schutthalde ist unter anderem abhängig vom Verlauf der Traufkante: Jeweils im horizontalen Schnitt sind bei gestrecktem Verlauf (wie hier) Länge der Traufkante und Haldenbreite prinzipiell gleich, bei konvexer Führung ist eine größere Seitenausdehnung zu erwarten, und bei konkaver Traufkante wurde eine seitliche Einengung der Haldenkörper beobachtet.

Zum Paß Farcletta di Lai Pintg hin sind die Schuttkörper im Halbrund zunehmend undifferenziert und geringermächtig, nackte Felspartien kommen im oberen Teil öfter zum Vorschein. Im westlichen Teil des Halbrundes beherrschen üppige Moränenstaffeln des Lokalgletschers das Bild. Im Aufschwung zum Cufercalhorn und P. 2903 ist die Wand durch tief eingeschnittene Steinschlagrinnen, ausgeprägte Vorsprünge und kräftig herausmodellerte Zähne stark gegliedert; die zwischenliegenden Schuttkegel reichen zum Teil hoch in die Förderrinnen hinauf.

Als ein typisches Beispiel für das häufige Vorkommen von spät- und postglazialen Massenbewegungen sei der Bergsturz vom Nordhang des Piz Calandari (P. 2555, ca. 1900 Meter östlich der Farcletta di Lai Pintg) genannt:



Abbildung 56: Bergsturz vom Piz Calandari, Nordseite mit Abriß- und Ablagerungsgebiet; Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).

Ausbruchsnische und Grenzen des Ablagerungsgebietes sind sehr markant umrissen. Das Anstehende des Piz Calandari, eine isolierte Klippe ladinischer Dolomite und Marmore auf tonigen Kalkschiefern des Neokom, zerfällt nach Norden und Süden in Zähne und Pfeiler. Grobes Sturzblockwerk erreichte den Boden des querverlaufenden flachen Tales, durch das ein Bach den Zungenbeckenendsee des Lokalgletschers entwässert. Die Eigendynamik des Sturzes reichte nicht, um das grobblockige Material am Gegenhang (Standort des Betrachters)

nennenswert aufbränden zu lassen. Auf halber Höhe der Fahrbahn zeigt ein Gefälleknick einen geologischen Schichtwechsel an. Die Ablagerungsmasse auf der Nordseite ist nicht von der spätglazialen Eiszunge aus dem Bereich des heutigen Sees überformt; deren letzter Vorstoß (Egesen 3) erreichte das Ablagerungsgebiet nicht mehr (SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION 1971).

Der äußerst östliche Schuttkörper des Untersuchungsgebietes ss. liegt nordwestlich von P. 2639 und besteht fast ausschließlich aus dunklem Marmor (t3m). Im Juli 2002 brach ein Felssturz aus einer Abrißnische von ca. 15 mal 15 Metern los und beschickte den Kegel mit Sturzblöcken, die im Lockerschutt deutliche Aufschlagspuren hinterließen. Die Sturzblöcke selbst sind an ihren sehr frischen Bruchkanten gut zu erkennen. Im gleichen Zeitraum trafen Sturzblöcke auf den westlich benachbarten Mesoschuttkegel (vorwiegend gelbe und graue Dolomite). Das etwa acht Meter im Quadrat messende Abrißgebiet zehn Höhenmeter über der Steinschlagrinne wirkte ebenso frisch. Die Zeichnung zeigt die Ausdehnung der entsprechenden Einschlagspuren.

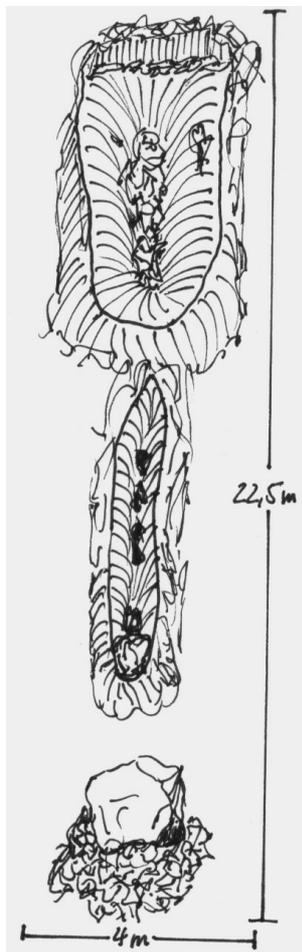


Abbildung 57: Einschlagspuren eines Felssturz-Ereignisses im Juli 2002 auf wandfußnahen Schuttkörpern im Untersuchungsgebiet Anarosa (eigener Entwurf).

Die Hauptmasse der erkennbar frischen Blöcke blieb aufschwimmend zusammen. Die Einschlagspuren sind langgezogen und kehlenartig ausgeschürft, einzelne Blöcke zeigen einen Stirnwulst von ausgeräumtem Material. Der entstandene Aufschluß zeigt die homogene Zusammensetzung der obersten Schicht des Schuttkörpers. Die lineare Anordnung der Aufschürfungen mit einer Gesamtlänge von 22,5 Metern auf der Scheitellinie des schwach gewölbten Kegels zeichnet die große Bewegungsenergie des Sturzmaterials nach. Der oberste Einschlag ist mit 0,4 bis 0,6 Metern der tiefste und an seiner Sohle mit größerem Sturzmaterial bedeckt. Auf etwa acht Metern Länge und vier Metern Breite hat die Wucht des Aufpralls den Oberflächenschutt zu Rand- und Stirnwulsten aufgeschoben. Mit einem Abstand von 0,4 Metern schließt sich kegelabwärts eine ebenfalls acht Meter lange und zwei Meter breite zweite Aufprallmarke an. Sie ist nur noch ca. 0,3 bis 0,4 Meter tief und enthält mehrere kleinere Sturzblöcke, die hier liegenblieben. Das beim Aufschlag verdrängte Material der Lockerschuttauflage sitzt ebenfalls den seitlichen und unteren Rändern der Vertiefung auf.

Drei Meter hangabwärts des unteren Endes liegt ein einzelner Block von ca. 2,5 Metern Kantenlänge. Seine Bruchflächen sind ausgesprochen frisch, die meisten Kanten zeigen frische Abplatzungen und seine Flächen weisen frische Schrammen auf. Er liegt als Fremdkörper der Schuttoberfläche auf, die hangabwärts zu einem schwachen Stirnwulst aufgeschoben ist. Weitere ebenso frisch wirkende Blöcke sind hangabwärts nicht zu beobachten.

Die Beobachtungen legen nahe, daß dieser Grobblock aus dem frischen Abrißgebiet oberhalb der Steinschlagrinne stammt und im Zusammenhang mit dem durch Ansässige wahrgenommenen Sturzereignis die beschriebenen Einschlagspuren verursacht hat. Die beachtliche Größe der obersten Spur nahm einen Großteil der Energie des ersten Aufpralls auf

und wirkte als Sedimentfalle für nachrieselnde kleinere Komponenten. An seiner Berührungsfläche mit der Lockerschuttauflage wurde der Block stark abgebremst, dadurch wurde eine Drehbewegung induziert oder - falls bereits vorhanden – verstärkt. Der kaum berührte Schutt zwischen dem Ende der oberen und dem Beginn der unteren Vertiefung wurde wahrscheinlich durch Saltation überwunden. Die zweite, schmalere Eintiefung weist auf eine verminderte Schürfkraft (Eindringtiefe) des Blockes durch Rotation und Energieverlust hin. Weitere deutlich kleinere Sturzblöcke blieben bereits in dieser Kehle liegen. Ausrollend erreichte der Grobblock seine heutige Position.

Die Messungen zeigen, daß auftreffendes Sturzmaterial stärkere Auswirkungen auf die oberflächennahen Schichten eines Schuttkörpers hat als bisher angenommen. Zwar rieselt sofort lockeres Material nach, es verfüllt aber nicht die entstandene Hohlform. Entscheidend für deren Verweildauer sind die Energie der aufprallenden Masse und die Menge der örtlichen Schutförderung. Wenn auch die Gestalt eines Körpers auf diese Weise nachhaltig verändert werden kann, sind doch Einschlagereignisse, die seinen Bestand überhaupt infragestellen können, nur schwerlich denkbar. Die erneute Verfüllung solcher Einschlagspuren über lange Zeiträume hinweg zu überwachen und darüber die Neuschutzzufuhr quantitativ zu erfassen, muß weiterführenden Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Abb. 58 zeigt einen Großkegel an der westlichen Grenze des Untersuchungsgebietes:

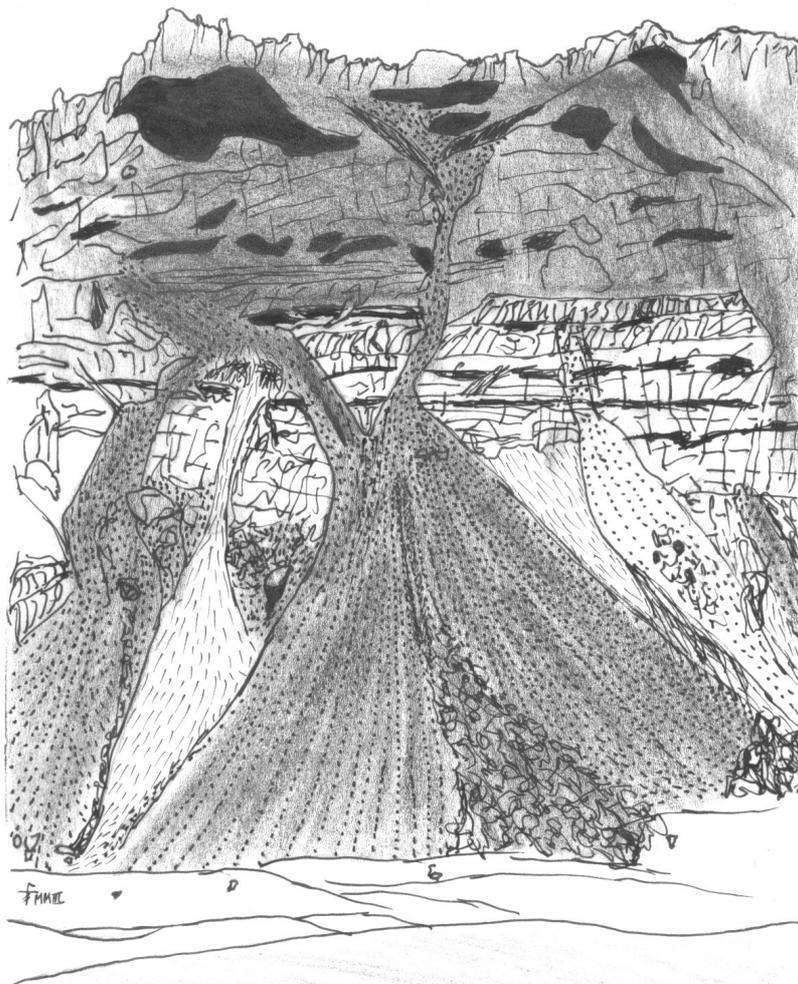


Abbildung 58: Schuttkegel nördlich von P. 2903, Blickrichtung Süden (eigener Entwurf). Gepunktet: überwiegend dunkelgrauer Schutt aus höheren Wandabschnitten (t3m) mit dunklen Marmorlinsen; gestrichelt: überwiegend gelblicher Schutt aus basalen Wandabschnitten (t3o) mit bunten Dolomiten.

Der große Kegel in der Bildmitte vereinigt in der Nähe seines Ursprungs Schutt aus zwei großen Einzugsgebieten, der über deutlich ausgeprägte Steinschlagrinnen aus höheren Wandteilen abgeführt wird. Die tiefsten exponierten Wandteile aus bunten Dolomiten bilden eigene, von ockerfarbenem Schutt dominierte Zwickelkegel und -halden. Beide Gesteinsarten werden streng voneinander getrennt abgelagert, nur im unteren Teil der Grenzflächen kommt es örtlich zu geringer Vermischung. Diese strenge Trennung ist im Arbeitsgebiet allgegenwärtig und erlaubt es, Liefergebiet und korrelaten Schuttkörper zweifelsfrei miteinander zu verknüpfen.

3. Schuttkörperprofile

a) Zum Bewegungsverhalten von Oberflächenschutt

DÜRR (1974) gliederte Schuttkörper in den westlichen Dolomiten nach Farbe und Bewuchs ihrer Oberflächen und ordnete ihnen entsprechende Alter zu. Eigene Untersuchungen haben gezeigt, daß man von der Farbe des mehr oder minder verwitterten Oberflächenschuttes und seinem Bewuchs mit Schutthaldengesellschaften nicht auf das relative Alter des Körpers, sondern nur auf das seiner Oberfläche schließen kann. Oberflächennahe Alterungsmerkmale wie Zerfall des Schuttes durch Frostverwitterung in situ, Feinmaterialanreicherung unter der Lockerschuttauflage, Verfüllung von Hohlräumen, Einregelung, Bewuchs etc., reifen in der Zeit, die seit der letzten Schuttbewegung, gleich welcher Art, vergangen ist. Nur im günstigsten Falle werden die ältesten Oberflächenteile völlig unberührt ihre Gestalt bewahrt haben können, denn vielfältige Einflüsse bringen Material überdeckend auf, tragen es zerstörend ab oder induzieren Umlagerungsbewegungen. Die Oberfläche eines Schuttkörpers ist keine einheitliche statische Zeitmarke, sondern wie das Klima in ständigem Wandel, hier stärker, dort schwächer. Diesen im Meterbereich stark schwankenden Wandel zu erfassen und möglichst über die Zeit zu quantifizieren, ist ein wesentlicher Schritt zum Verständnis von Schuttkörpern als Spiegel der Wandentwicklung.

Steinschlag nimmt man unter den Wänden in der Regel als Rieseln wahr, dessen Urheber dem Auge oft verborgen bleibt. Größere Komponenten oder Mengen erzeugen bisweilen hallende Schlaggeräusche. Hat das Schuttstück einen Drall, also eine schnelle Rotationsbewegung um die flugbahnparallele Achse (dem Projektil einer Schußwaffe ähnlich), so hört man ein surrendes Geräusch. Der Drall stabilisiert die Flugbahn des Steines und beeinflusst somit Energie und Winkel des Aufpralls, der Einschlagspuren beachtlichen Ausmaßes hinterlassen kann (vgl. Abschnitt II.2.f). Schutt, der kleinere Korngrößen aufweist als jener der ihn aufnehmenden Oberfläche, verrieselt in Hohlräumen zwischen größeren Komponenten und verfüllt diese mit der Zeit. Stücke mit größerem Korndurchmesser als jener der Unterlage vollführen bei ausreichender Bewegungsenergie eine Aufstellbewegung und rollen um ihre kürzeste Raumachse der Linie des größten Gefälles folgend ab. Auf Halden ist dies eine senkrecht hangabwärtige Gerade, auf Kegeln aber eine zu der jeweiligen Seite hin enger werdende Kurve. Eigene Beobachtungen und Versuche haben zweifelsfrei gezeigt, daß große Komponenten sich entsprechend in einem Saum am Fuße einer Halde oder in flachen Kegeln im Auslauf einer Tiefenlinie zwischen zwei Schuttkörpern anreichern. Die von BRÜCKL et al. aus ihren Beobachtungen im Hochkönig-Gebiet abgeleitete Aussage, die durchschnittliche Korngröße auf Schutthalde nehme von oben nach unten *nicht* zu, behält davon unberührt ihre Geltung für die von jenen Autoren gewählten Erfassungsmethoden, die zudem nicht die Ränder und den Saum des untersuchten Übergußschuttkörpers einschlossen.

Große Blöcke, deren Bewegungsenergie zum Abrollen nicht ausreicht, schwimmen im feineren labilen Schutt auf. Sie rutschen oder gleiten auf der Lockerschuttdecke abwärts und verändern dieselbe dabei in ihrer Spur, indem sie Material mitschleifen oder destabilisieren. Häufig lösen sie Sekundärrutschungen aus, die sich auch noch weiter fortpflanzen, nachdem der auslösende Block bereits zum Stillstand gekommen ist. Bewegt sich ein Block schneller als seine mobile Unterlage, so bildet sich ein Stirnwulst; ist er langsamer, so staut sich nachrutschendes Material oberhalb.

In situ durch Abrieb oder Verwitterung entstandenes Feinmaterial wird aus der Lockerschuttauflage in tiefere Schichten verspült, wo es Porenräume füllt und Feuchtigkeit bindet. Bei stärkerer (linearer) Wasserzufuhr können murartige Massenverlagerungen

entstehen, die nicht nur Oberflächenschutt bewegen, sondern linear auch tiefere Schichten eines Schuttkörpers erodieren. Trockene Rutschungen geschehen in Loben, die, immer wieder sich selbst anstoßend, im hochlabilen Schutt schon durch kleinste Ereignisse initiiert werden können und sich in schmalen Zungen sehr weit hangabwärts bewegen. Sie werden schon durch kleinsträumige Gefälleänderungen ausgelöst, wie etwa den im lockeren Schutt leicht einsinkenden Tritt eines Bergsteigers. Ihre seitliche Ausdehnung bleibt meistens sehr eng begrenzt. Solche Lobenrutschungen hinterlassen in ihrem Abrißgebiet eine leichte, langezogene Delle, deren übersteilte Rückwand den oberhalb liegenden Schutt destabilisiert. Hangaufwärts sich fortpflanzende Nachrutschungen verfüllen die entstandene kleine Hohlform jedoch rasch. Neben dem allgegenwärtigen und immerwährenden Steinschlag sowie den witterungsbedingt wechselnden Feuchtigkeitsgehalten des den Schuttstücken adhärenen Feinmaterials ist Wildtritt ein nicht zu unterschätzendes Agens, das Schuttbewegungen beeinflussen kann.

In Bereichen von Schuttkörpern, die bereits in den mattenbedeckten Flysch hineinragen, graben mitunter Murmeltiere kurze Blindgänge (Fluchtlöcher) oder Wohnbaue in die standfesten Schichten unter der Lockerschuttanlage, häufig im Sturzschatten von eingebetteten Blöcken. Ihren Aushub schlagen sie vor den Eingangslöchern ab, der mit der Zeit eine mehrere Meter lange Schuttzunge unterhalb einer Bauöffnung bilden kann und als unbewachsene Insel zwischen den Pionierpflanzen zu erkennen ist. Solche Baue werden zum Teil über Jahrzehnte genutzt und zeigen zuverlässig Bereiche der Schuttkörperoberfläche an, die seit langem in Ruhe sind. Erkennbare Setzungen an der Oberfläche durch einbrechende Baue konnten in Arbeits- und Vergleichsgebiet nicht beobachtet werden.

Gamswild, das im Rhätikon recht häufig ist, äst scharrend auf Schuttkörpern und trägt dort Rangordnungskämpfe aus. Da Gamsen jedoch die labilen Abschnitte meiden, ist ihr direkter Einfluß auf die Schuttkörperoberfläche geringer anzusetzen als die Wirkung des Steinschlages, den sie in höheren Partien des Anstehenden häufig lostreten.

Bei rauher Witterung sammeln sich die Steinböcke des nordöstlichen Rhätikon und ziehen über das Drusentor unter die Südwand der Sulzfluh. Schuttkörper queren sie stets nacheinander ziehend schräg hangaufwärts, mit sicherem Instinkt für die stabilsten Stellen der Lockerschuttanlage. Trotzdem treten sie im Verlauf ihrer ortsfesten Fährten besonders in labilen Abschnitten kleine Rutschungen los, die sich leicht über ein Dutzend Meter erstrecken können. Am Schnittpunkt eines langjährig genutzten Steinbockwechsels mit einem Profil markierter Schuttstücke trat Steinwild eine Rutschung los, deren letzte Zunge erst 23 m hangabwärts zum Stillstand kam (vgl. Abschnitt II.3.c)). Pletzstellen werden überwiegend in wenig labilen Bereichen (Typ Feinschuttkegel) gescharrt, wo die Tiere sich verteilen und äsen; sie haben in bezug auf Materialverlagerungen eine ebenso nachgeordnete Bedeutung wie Rangordnungskämpfe.



Abbildung 59: Steinwild auf einem Feinschuttkegel im Zillie-Gröll, Südseite Sulzfluh in der Nähe des Schuttkörperprofils P2 (eigene Aufnahme).

Labile Schuttzungen (unten links) werden gemieden, wenn sie nicht gequert werden müssen. Das äußerst rechte Tier hockt in einer selbstgescharrten Pletzstelle.

Wie die Steinwildwechsel steigen auch von Bergsteigern verursachte Trittspuren schräg zu den Einstiegspunkten der Kletterrouten an. Auch die seit langen Jahren ortsfesten Pfade, die unter den Wänden die Schuttkörper horizontal queren, beeinflussen oberflächliche Materialbewegungen. Der im Vergleich zum Steinbock weniger gewandte Mensch tritt sehr häufig kleine Rutschungen los, so daß der Pfad zwar immer in gleicher Höhe über dem Meer bleibt, das von oben nachrutschende Material jedoch weiterbefördert wird, als gleite die Lockerschuttauflage unter den Tritten des Menschen hangabwärts. Andererseits erweisen sich hangparallele Pfade oft als Barrieren, die nur starke Lobenrutschungen mit ihrer vollen Breite zu überwinden vermögen: Die kleine Böschung im Hang wird zunächst verfüllt und nimmt damit der Materialbewegung viel von ihrer Dynamik. Im Bereich der Meßprofile übersprang keines der markierten Handstücke, die bewegt wurden, den isohypsenparallelen Pfad auf ca. 2280 m ü. NN.

b) Frühere Untersuchungen

In seinem Aufsatz von 1979 beschreibt GARDNER die Bewegung von Oberflächenmaterial auf Schuttkegeln im kanadischen Felsengebirge. Er gewinnt u.a. aus acht Messungen in elf Jahren Daten von vier Hängen aus dem Untersuchungsgebiet „Lake Louise“ im Banff-Nationalpark 150 km nordwestlich von Calgary in der Provinz Alberta, Kanada. Lake Louise liegt im Bereich der Rocky Mountains-Hauptkette (Central Ranges).

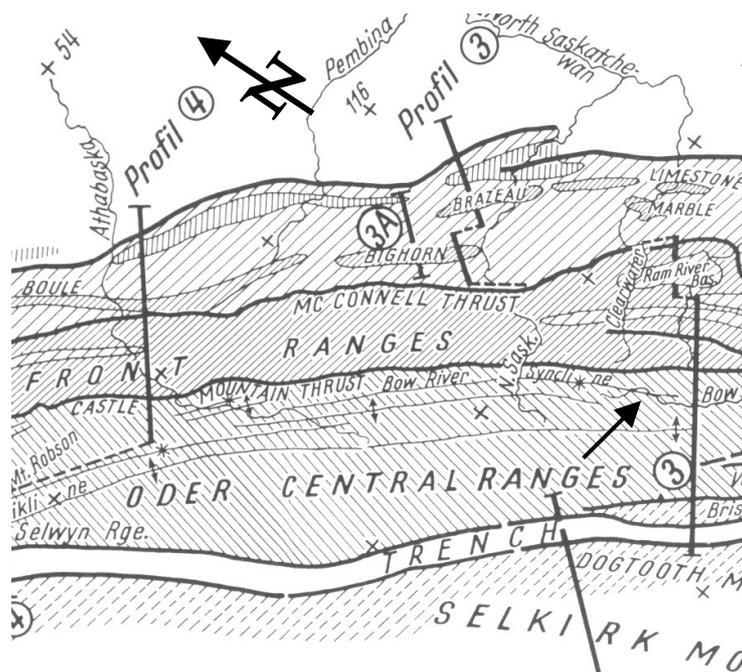


Abbildung 60: Tektonische Übersicht der Kanadischen Rocky Mountains (ROEDER 1967: Taf. 2, verändert).

Signaturen: im Bereich der Front Ranges überwiegend Devon und Karbon; im Bereich der Central Ranges Algonkium bis Devon. Starker Pfeil: ungefähre Lage des Lake Louise-Gebietes mit kalkigem Mittel- über quarzitischem Unterkambrium.

Im Lake Louise-Gebiet stehen nach ROEDER (1967: 110) hauptsächlich Schichtfolgen des Kambrium an, die aus „Quarziten, massigen Kalken und dunklen Schiefen“ gebildet sind. Die freien Felswände über den von GARDNER untersuchten Schuttkörpern bestehen aus dichten Kalken und sind daher mit jenen in den eigenen Graubündner Untersuchungsgebieten vergleichbar.

Die Schuttkörper liegen über 2200 m ü.NN im Bereich diskontinuierlichen Permafrostes und sind den größten Teil des Jahres von geschlossenen Schneedecken verhüllt. Unter einer geringmächtigen Lockerschuttauflage, deren Bewegungen hier erfaßt wurden, sind Porenräume zum Teil ganzjährig mit Eis und Schnee gefüllt, das den Drainage-Effekt des Schuttes mindert und in den Sommermonaten Erosion durch ablaufendes Schmelz- oder Niederschlagswasser fördert. Der Autor nennt Schneelawinen, Schuttströme, fließendes Wasser und Materialzufuhr von oben als wesentliche, verschiedene Bewegungen des Hangmaterials anregende Prozesse.

In drei übereinander gestaffelten horizontalen Profilen pro Schuttkörper wurden in willkürlichen Abständen Schuttstücke typischer Formen und Korngrößen markiert, indem man sie allseitig mit Ölfarbe bestrich und wieder in ihre ursprüngliche Position zurücklegte. In sieben Nachmessungen im Abstand von einem bis drei Jahren erfaßte man die der Falllinie folgende Entfernung der markierten Handstücke von der Normallinie des Profils, die an ihren Enden durch jeweils eine Markierung im anstehenden Festgestein unveränderlich verortet war. Diese Methode ist in lokal bedingten Variationen bereits in den Fünfziger und Sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts von verschiedenen Forschern angewandt worden, selten jedoch über längere Zeiträume (vgl. GARDNER 1979: 48).

Die genauere Betrachtung der Versuchsanordnung legt einige Anmerkungen nahe:

- Während BRÜCKL et al. Sondierstangen als Meßmarken in Längs- und Querprofilen in die oberen Schuttkörperschichten trieben und damit vor allem Bewegungen in Schichten unter der Lockerschuttauflage, in denen die Pflöcke verankert waren, erfaßten, beschränkt

sich die von GARDNER gewählte Methode auf die obersten Komponenten des kohäsionslos und hohlraumreich aufliegenden Schuttes, dessen Steine halbseitig dem Blick des Betrachters ebenso wie den Witterungseinflüssen ausgesetzt sind. Jene Methode erfaßt relative Bewegungen in der Lockerschuttauflage allenfalls in ihrer die Pflöcke verstellenden Wirkung; diese aber erfaßt die absolute Bewegung einzelner oberflächlicher Schuttstücke in bezug auf eine Festmarke, nicht in Bezug auf ihren Untergrund. Durch plastische Bewegung der Gefornis im Schuttmantel induzierte Bewegungen des Oberflächenschuttes sind daher in GARDNERs Versuchsaufbau als solche nicht erkennbar, sondern stellen sich ebenso wie bei völliger Ruhe des Mantels als absolute Verlagerung an der Oberfläche dar. Seine Ergebnisse beschreiben in dieser Hinsicht also phänotypische, nicht genotypische Sachverhalte (auch wenn diese oberflächlichen Bewegungen im Lichte der neuen Ergebnisse genetisch wirksam sind; vgl. Abschnitt II.3.c)).

- Jede Begehung der Schuttkörper verursacht unvermeidbar Bewegungen im rieselfähigen Oberflächenschutt, Wegdrücken einzelner Steine in größerem Schutt sowie Gefügelockerung und Aggregatzetrümmerung auf gealterten Flächen mit hohem Feinmaterialanteil und geringmächtiger oder fehlender Schuttbedeckung. Schon die erste Begehung zur Markierung der Handstücke destabilisiert deren Position, wenn man unterhalb geht, beziehungsweise den oberhalb des Profils liegenden Schutt, wenn man hangabwärts der eigenen Trittspur arbeitet. Der Schutt des markierten Profils wird also im Vergleich zu nicht begangenen Teilen des Schuttkörpers häufiger gestört, mit jeder Nachmessung mehr. Bei der Betrachtung der Bewegungsraten ist also zu berücksichtigen, daß jedes von einem Fußgänger markierte Profil zwar geringfügig, aber nennenswert labiler ist als seine Umgebung.
- Auch die Vorgehensweise bei der Markierung selbst kann die Meßergebnisse beeinflussen. Es ist offensichtlich, daß ein einmal aus seiner ursprünglichen Lage entnommener Stein nicht mehr genauso zurückgelegt werden kann, selbst wenn kein Feinmaterial oder umgebender Schutt nachrieseln sollte. Auf feinmaterialreicher Unterlage wird durch das Anheben eines Schuttstückes die Adhäsion zwischen beiden zerstört, die vorher zu seiner Ortsfestigkeit erwähnenswert beitrug.
- Der im Kalkschutt größere maximale Böschungswinkel eines Schuttkörpers resultiert unter anderem aus der Rauigkeit der Bruchflächen und -kanten der einzelnen Schuttstücke, die höhere Reibung verursacht und umgebendes Feinmaterial leichter anhaften läßt. Überzieht man die Oberfläche eines Schuttstückes mit Ölfarbe, so wird sie deutlich glatter und reagiert anders als jene umgebender Steine. Wasser perlt ab und kann einen Film zwischen Auflagefläche und Unterlage bilden. Die Adhäsionskraft von Feinmaterial ist vermindert. Aufgrund des verschwindend geringen Anteils solcherart behandelter Steine am Material eines Schuttkörpers haben deren glattere Oberflächen nur für die eigene Stabilität Bedeutung. Erwähnenswert macht sie aber der Umstand, daß genau diese Handstücke Gegenstand der Beobachtung und ihre exakte Position und lokal unterschiedliche Stabilität Grundlage von Messungen sind.
- GARDNER stellt im Beobachtungszeitraum eine kontinuierliche Abnahme der markierten Steine fest und schließt daraus auf eine Durchmischung und Überdeckung des ursprünglichen Oberflächenmaterials. Die nicht mehr auffindbaren Handstücke konnten naturgemäß nicht weiter statistisch berücksichtigt werden, was die Aussagekraft der Meßergebnisse mindert. Fast alle markierten Steine veränderten in den fraglichen elf Jahren ihre Position, allerdings bei individuell starker Abweichung von den jährlichen Mittelwerten zwischen 13 und 88 Zentimetern. Wohlgemerkt beziehen sich diese Werte nur auf die immer weniger werdenden wiedergefundenen Markierungen, nicht auf deren Gesamtzahl. Die ermittelten Durchschnittswerte der Bewegung der markierten Handstücke werden tendenziell

also unter ihren tatsächlichen liegen, hingegen über den tatsächlichen Bewegungsraten aller Schuttstücke (markierte wie nicht markierte). Der Schwund von Markierungen verfälschte also GARDNERs Ergebnisse, wie er selbst einräumt, zu niedrigeren Werten hin; die Beeinflussung der Profile durch Farbmarkierung und Begehung hingegen zu höheren hin. Ein paritätisches Verhältnis zwischen beiden Einflüssen und damit eine Nivellierung kann nicht grundsätzlich angenommen werden.

Faktoren, die die Ergebnisse dieser Methode verfälschen, sind in Tab. 4 im Überblick aufgeführt. Wo sie im eigenen Arbeitsgebiet zu erkennbarer Bedeutung gelangt sind, wird im Folgenden näher auf sie eingegangen.

<u>Gemessene Bewegung höher als reale</u>	<u>Gemessene Bewegung niedriger als reale</u>
Wildtritt	Schwund von Handstücken durch Einarbeitung
Tritt bei Markierung	
Tritt bei Nachmessungen	
Kohäsionsminderung durch Anheben bei der Markierung	
Reibungsminderung durch Markierfarbe	
Vermehrung der Handstücke durch Frostsprengung	

Tabelle 4: Mögliche Verfälschungen von Meßergebnissen durch äußere oder methodeneigene Einflüsse.

Diese Parameter wurden bei der Einrichtung von Meßstrecken im eigenen Arbeitsgebiet berücksichtigt und führten im Rahmen des Machbaren zu geringfügigen Abwandlungen von GARDNERs Methode. Ziel war es, auf Schuttkörpern verschiedener Typen auftretende Bewegungsmuster zu erfassen (Profile) und die Ortsfestigkeit aufschwimmender Einzelblöcke über längere Zeiträume zu beobachten (Einzelmarkierungen). Dabei lag der Schwerpunkt auch aufgrund der noch zu geringen Datengrundlage nicht im Gewinnen kategorisierender quantitativer Aussagen, sondern vielmehr in der Erfassung und relativen Gewichtung der verschiedenen an Bewegungen auf Schuttkörpern beteiligten Kräfte und Vorgänge.

Auf den Schuttkörpern unter der südwestexponierten Wand der Sulzfluh wurden am 27. September 2000 bei trockener, sonnig-klarer Witterung mit vereinzelt Cirren (mittags Lufttemperatur 29 °C; Luftdruck auf 2236 m ü. NN 962 mb; Luftfeuchtigkeit 78 % r.F.) drei Profile (P1 bis P3) und fünf Einzelmarkierungen (M1 bis M5) angelegt, deren genaue Position aus nachfolgender Abbildung hervorgeht.

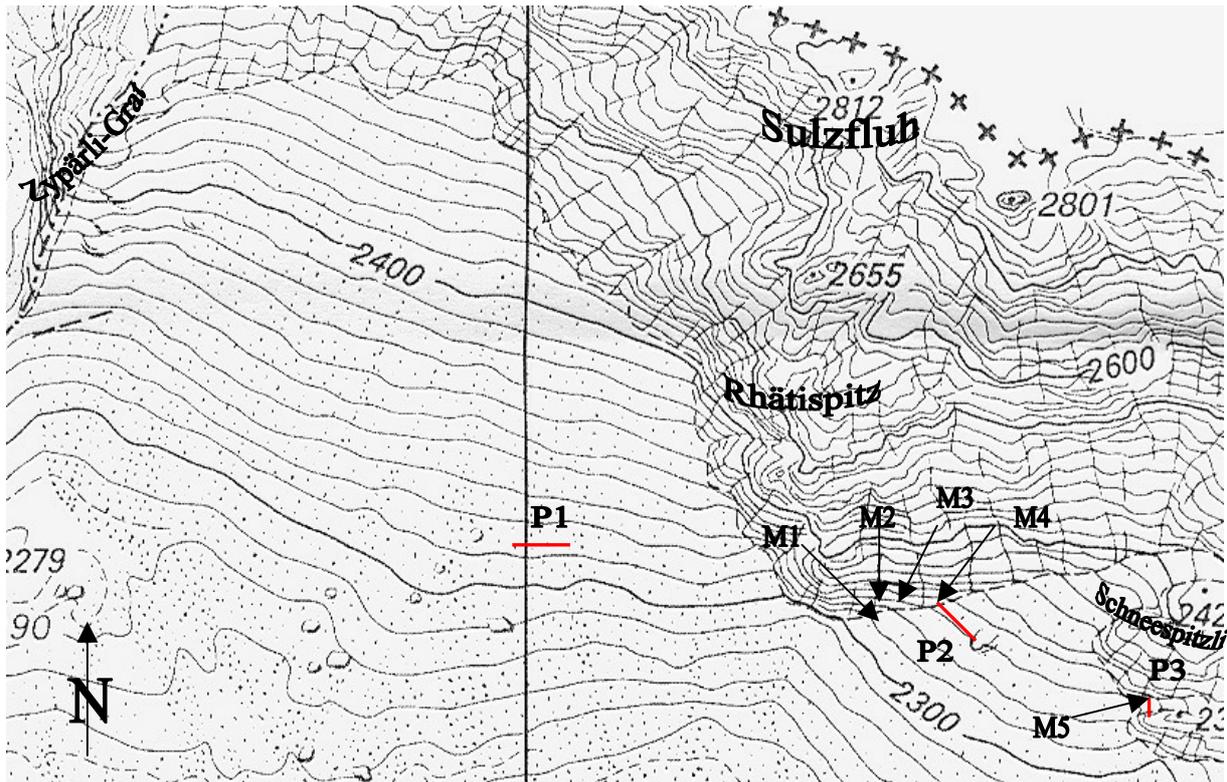


Abbildung 61: Lage der Schuttkörperprofile auf der Südseite der Sulzfluh (BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE 1998, verändert).

Zwischen zwei mittelfristig unveränderlichen Punkten im Festgestein bzw. ortsfesten Riesenblöcken wurde Maurerschnur gespannt, in deren Verlauf durchgehend alle oberflächlichen Steine (wenn nicht anders angegeben: Korngrößenklasse Grobschutt) mit blauer Latexfarbe bestrichen wurden, ohne sie aufzunehmen oder ihre Lage zu verändern. Markiert sind daher nur die Oberseiten und sichtbare Seitenflächen, bei einzelnen großen Steinen aus Gründen der Materialersparnis lediglich die Kanten. Im Feinschutt (Korndurchmesser unter zwei Zentimeter) wurden im Verlauf der Richtschnur Linien auf das Material aufgebracht, die bei der späteren Vermessung als „Cluster“ erfasst sind.



Abbildung 62: Typischer Meßaufbau für die Aufnahme der Schuttkörperprofile (eigene Aufnahme).

Die Profile sind höhenlinienparallel angelegt, mit Ausnahme von Profil P1, wo dies auf Grund einer auf gleicher Höhe fehlenden ortsfesten Endmarke nicht möglich war. Die Richtschnur wurde hernach wieder eingeholt, indem ihr eines Ende gelöst und sie dann von der anderen Seite abgezogen wurde. So blieben die unvermeidlichen und verfälschenden Begehungen der Schuttkörper in Profilnähe für Markierung und jeden weiteren Meßvorgang auf zwei beschränkt.

Mit dem Einrichten der Meßstrecken wurden jeweils deren genaue Lage mit Endpunkten, Höhe über dem Meer, Länge des Profils zwischen Anfangs- und Endpunkt, Anzahl und laufende Nummer der markierten Steine sowie deren jeweilige Position (i.e. Entfernung vom westlichen Anfangspunkt des Profils) erfaßt.

c) Ergebnisse im Arbeitsgebiet Rhätikon

Die erste Nachmessung der im Jahr 2000 angelegten Profile und Einzelmarkierungen erfolgte am 02. Juli 2002 bei nebliger, feuchtkühler Witterung (mittags Lufttemperatur 8° C, Luftfeuchtigkeit 85% r. F., Luftdruck auf 2236 m ü. NN 986 mb). Erneut wurde eine Richtschnur zwischen den Endpunkten des betreffenden Profils gespannt; gemessen wurden der Abstand der markierten Handstücke vom westlichen Ende des Profils (Position) sowie deren senkrechter Abstand von der durch die Schnur bezeichneten Normallinie (Abtrag). Die jeweilige Positionsangabe und Bewegungsrate der markierten Steine beziehen sich, wenn nicht anders angegeben, auf die Mitte des Handstücks und sind in Metern beziffert.

Das Profil P1 befindet sich im Ursi-Gröll auf dem ersten Grobschuttkegel östlich des markanten Blockkegels („Tita-Feld“) etwa zehn Meter oberhalb des Pfades. Sein westlicher Anfangspunkt auf 2335 m ü. NN ist ein auffälliger heller Groblock (Durchmesser des sichtbaren Teils vier Meter) an der Grenze von Blockkegel zu Grobschuttkegel. Der Endpunkt liegt ca. 35 Meter östlich davon bei einem festliegenden dunklen Mesoblock (Durchmesser des sichtbaren Teils 0,5 Meter) auf 2330 m ü. NN. Das Material des Trägerschuttkörpers ist relativ trittfest.

Das Profil P1 liegt ungefähr in der Kegelmittle zum oberen Ende des mittleren Drittels hin und verharrt im wesentlichen in Ruhe. Der südostexponierte Kegel selbst ist hier schwach konvex. P1 umfaßt neben den pfeilförmigen Anfangs- und Endmarken 120 markierte Steine mit Durchmessern zwischen sechs Zentimetern und einem Meter, dazu acht lineare Cluster von kleinstscherbigem Schutt, die gesondert betrachtet werden müssen.

Bei der ersten Nachmessung konnten 126 Markierungen identifiziert werden. Tab. 5 zeigt deren Verteilung:

Nr.	Position	Abtrag	Bemerkung	Nr.	Position	Abtrag	Bemerkung
1	0,3	0		65	17,9	0	Kegelscheitel
2	0,5	0		66	18,10 19,30	- 0	Cluster intakt
3	0,75	0		67	19,45	0	
4	0,95	0		68	20,1	0	
5	1,5	0		69	20,5	0	
6	1,7	0		70	20,55	0	
7	1,7	0		71	20,55	0	
8	1,7	0		72	20,65	0	

9	1,7	0		73	21	0	
10	1,75	0		74	21,1	0	
11	1,8	0		75	21,1	0	
12	1,8	0		76	21,85	0	
13	1,8	0		77	21,9	0	
14	2,6	0		78	21,95	0	
15	3,25	0		79	22,35	0	
16	3,75	0		80	22,4	0	
17	3,8	0		81	22,4	0,5	Feinschutt
18	3,85	0		82	22,8	1	Feinschutt
19	3,9	0		83	22,8	0	
20	4,4	0		84	23,75	0	d = 0,35
21	4,65	0		85	24,6	0	
22	4,7	0		86	25,2	0	
23	4,95	0		87	25,7	0	
24	5	0		88	25,75	0,05	d = 0,10
25	5,65	0		89	25,7	0,5	d = 0,05
26	6,2	0		90	26,2	0	
27	6,25	0		91	26,25	0,2	d = 0,05
28	6,65	0		92	26,25	0	
29	6,7	0		93	26,60 27,20	-	Cluster verformt
30	6,95	0		94	27,70 30,00	-	Cluster tw. intakt
31	7	0		95	30	4,65	d = 0,12
32	7,05	0		96	30	9,47	
33	7,5	0		97	30	0	in Cluster # 94
34	7,95	0		98	39,65	0	
35	8,30 - 8,90	0	Cluster intakt	99	31,20 31,60	-	0 Cluster intakt
36	8,4	0,1		100	31,35	1	
37	9,3	0		101	31,9	0	
38	10,00 10,30	-	Cluster zerfallen	102	31,95	2,1	
39	10,5	0		103	32	0	
40	11,5	0		104	32,15	0	
41	11,60 12,30	-	Cluster verformt	105	32,25	0	
42	12,6	0		106	32,45	0	
43	12,8	0		107	32,5	0	
44	12,9	0,2		108	32,75	0	
45	13,5	0		109	33,1	0	
46	13,5	0		110	33,1		fehlt
47	13,5	0		111	33,55	0	
48	14,25	0,2		112	33,6	0	
49	14,3	0		113	33,7	0	
50	14,8	0		114	33,8	0	
51	15,35	0		115	33,85	0	
52	16	0	tw. mit Feinschutt überdeckt	116	33,9	0	
53	16	0		117	33,95	0	
54	16	0		118	34	0	
55	16,3	0,1		119	34,05	0	
56	16,35	0		120	34,1	0	
57	16,4	0		121	34,3	0	
58	16,5	0		122	34,4	0	

59	16,6	0,4	Feinschutt	123	34,40 35,00	-	0	Mesoblock
60	16,75	0		124		35	23,14	
61	16,8	0		125		35,1	0,65	
62	17,1	0		126		35,1	0,7	
63	17,3	0		127		35,2	1,3	
64	17,55	0,1	Mesoschutt	128	34,50 34,90	-		Cluster auf # 123; 15 Steine
								D = 0,03 - 0,25; 3 Steine fehlen

Tabelle 5: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P1 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.

Obwohl ein im Jahr 2000 nachweislich markierter Stein fehlt (#110) und ein Cluster (# 38) völlig aufgelöst ist, blieb die Gesamtzahl der Markierungen unverändert. Selbst bei der Annahme, daß trotz vereinzelter sehr hoher Bewegungsraten nicht mehr als ein Stein und ein Cluster durch Überdeckung oder Einarbeitung verloren gingen, haben sich mindestens zwei markierte Steine wahrscheinlich durch Frostsprengung geteilt und wurden im Jahr 2004 als insgesamt vier Handstücke wiedergefunden.

Das Profil P2 befindet sich im Zilie-Gröll auf dem ersten Schuttkegel an der Ostseite der Felspartie Rhätispitz, dessen Ostgrenze von dem weithin sichtbaren Zahn im Schuttkörper knapp 30 Meter weiter östlich und der zugehörigen Tiefenlinie im Sturzschatten des Zahnes gebildet wird (vgl. Abb. 63). Diese beiden anstehenden Felspartien bilden zugleich Anfangs- und Endpunkt des Profils, das isohypsenparallel auf ca. 2332 m ü. NN verläuft. Im Gegensatz zu P1 ist dieser Bereich stark durch Stein- und Gamswild begangen: Ca. drei bis fünf Höhenmeter unterhalb P2 führt eine deutlich ausgeprägte Steinbockfährte bis zum Couloir in der Partie Schneespitzli, drei abzweigende Fährten kreuzen das Profil (siehe Abb. 59). Im Vergleich zu P1 auf Ursigröll sind hier größere Bewegungsraten zu erwarten, auch durch den höheren Feinschuttanteil, den größeren Böschungswinkel des stark konvex gewölbten Schuttkörpers sowie seine Nähe zum Anstehenden.

Auf einer Profillänge von 28,30 Metern wurden insgesamt 122 Steine und ein Cluster markiert, vorwiegend Grob- und Feinblöcke. Das Material ist wenig trittfest und kommt bei unvorsichtigem Auftreten sofort in Bewegung. Die markierten Handstücke liegen teils lose auf, teils sind sie im Oberflächenschutt verankert, insgesamt aber labil.

Bei der ersten Nachmessung wurden 123 Markierungen erfaßt, deren Verteilung Tab. 6 ausweist:

Nr.	Position	Abtrag	Bemerkung	Nr.	Position	Abtrag	Bemerkung
12	0,05	0	Beginn P2	73	17,7	1,05	Steinbockfährte
13	0,15	0		74	17,9	0,8	
14	0,45	0,2		75	17,95	0,8	
15	0,8 - 1,2	0	Feinblock	76	18,5	0,35	
16	1,6	0,85		77	18,55	0,25	
17	2,55	0,2		78	18,6	0	
18	2,65	0,4		79	18,65	0	
19	2,95	0,2		80	18,65	0,25	
20	3	0,15		81	18,7	0,1	
21	3,4	0		82	19,35	0,6	Steinbockfährte
22	3,8	0		83	19,4	0,65	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
23	3,9	0		84	20,85	0,9	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
24	4,2	0		85	20,85	0,95	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
25	4,25	0,1		86	20,9	0,93	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
26	4,3	0,1		87	20,95	0,95	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
27	4,3	0,25		88	20,95	1,26	Steinbockfährte kreuzt im Bereich

28	4,6	0,4		89	21	1	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
29	4,65	0,15		90	21	1	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
30	4,7	0,2		91	21,05	1,4	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
31	5,05 - 8,00	0	Cluster , intakt	92	20,9	1,8	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
32	8,00 - 8,30	0	d = 0,80; stengelig	93	21,05	1	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
33	8,35	0,1		94	21,05	1,05	Steinbockfährte kreuzt im Bereich
34	10	0,95		95	22,4	0,65	
35	10,15	0,1		96	22,4	1	
36	10,2	0,15		97	22,5	0,6	
37	10,3	0,2		98	22,5	0,65	
38	10,4	0,4		99	22,5	1,15	
39	10,45	1,05		100	22,5	1,2	
40	10,85	0,95		101	22,7	1,35	
41	10,9	1,05		102	23,3	0,75	
42	10,95	1,1		103	23,3	0,75	
43	11	0,6		104	23,4	0,9	
44	11,15	0,65		105	23,4	1	
45	11,2	0,4		106	23,45	0,75	
46	11,25	0,55		107	23,45	1,05	
47	11,3	0,4		108	24,3	1,6	Zweite Steinbockfährte
48	11,45	0,25		109	24,35	1,95	Zweite Steinbockfährte
49	11,55	0,3		110	24,4	1,45	Zweite Steinbockfährte
50	12,6	0		111	24,4	1,45	Zweite Steinbockfährte
51	14,4	1,1		112	24,9	0,85	
52	14,4	1,35		113	24,9	0,9	
53	14,5	0,9		114	24,95	0,97	
54	14,5	1,16		115	25	0,78	
55	14,5	1,02		116	25,25	0,8	umgedreht (blau nach unten) d=0,08
56	14,55	0,8		117	25,4	0,45	dritte Steinbockfährte
57	14,55	0,85		118	25,45	0,8	dritte Steinbockfährte
58	14,3	0	überdeckt bei etwa 2,0	119	25,55	0,55	dritte Steinbockfährte
59	14,3	1,9		120	25,6	0,85	dritte Steinbockfährte
60	16,05	0,35		121	25,95	0,55	dritte Steinbockfährte
61	16,1	0,3		122	26	1	dritte Steinbockfährte
62	16,15	0,25		123	26,05	0,65	dritte Steinbockfährte
63	16,15	0,25		124	26,60 27,20	- 0	Block
64	16,2	0,25		125	27	0,43	
65	16,2	0,2		126	27	0,63	
66	16,5	0,25		127	27,05	0,43	
67	16,55	0,25		128	27,55	0,52	
68	16,55	0,25		129	27,6	0,4	
69	16,6	0,2		130	27,75	0,35	
70	16,6	0,2		131	28	1	
71	16,65	0,15		132	28,05	1,1	
72	16,95	0		133	28,05	2,15	
				134	28,30 29,40	- 0	Mittelblock, Abschluß P2

Tabelle 6: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P2 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.

Die Aussagekraft des Profils P2 liegt in der Beeinflussung durch Steinwild. Drei deutlich unterscheidbare Steinbockfährten beeinflussen das Profil in seinem östlichen Teil und spiegeln sich markant in den Bewegungswerten der markierten Handstücke wider.

Das Profil P3 befindet sich im Couloir, der den nördlichen Teil der Felspartie Schneespitzli vom südlichen Abschnitt trennt (siehe Abb. 61).



Abbildung 63: Couloir (Pfeil) im Schneespitzli (eigene Aufnahme, verändert).
Linie und Pfeil: Lage der Profile P2 und P3.

Zwischen P. 2420 und P. 2354 verläuft in West-Ost-Richtung eine etwa sechs Meter breite, nach Osten ansteigende Klamm mit bis zu acht Meter hohen lotrechten Wänden, in der sich der Verwitterungsschutt und Steinschlag aus dem nördlichen Abschnitt übersteilt sammelt. Aufgrund der beengten Verhältnisse hat sich kein idiomorpher Schuttkörpertyp ausgebildet; die kleinräumig stark schwankende Korngrößenverteilung hat ihren Schwerpunkt im Grobschutt.

Im Couloir liegen zwei Grobblöcke auf, die nach Erscheinung und Oberflächenbeschaffenheit aus der nördlichen Klammwand stammen, dort ist in etwa vier bis sechs Metern Höhe auch eine entsprechende Abrißnische zu beobachten. Beide Blöcke zeigen seit 1998 (erste Beobachtung) keine Bewegung.



Abbildung 64: Profil P3 im Couloir von Schneespitzli, Blickrichtung senkrecht nach unten (eigene Aufnahme).

Kantenlänge des Grobblocks in der linken Bildhälfte ca. drei Meter.

P3 verläuft horizontal in 2350 m ü. NN zwischen der Südwand des Couloirs und dem unteren Grobblock und umfaßt auf einer Profillänge von 2,65 Metern 16 markierte Handstücke. Tab. 7 zeigt deren genaue Positionen bei der ersten Nachmessung:

Nr.	Position	Abtrag	Bemerkung
1	0 - 0,40	0	
2	0,42 - 0,88	0	
		0	Profilversatz 14 cm nach oben
3	0,90	0	d = 0,10
4	0,98	0	
5	1,00 - 1,27	0,40	Feinblock
6	1,27	0,15	
	1,28 - 1,80	0	Mesoschuttrinne
7	1,83	0	fast überdeckt
8	1,84 - 1,93	0,15	
9	1,93 - 2,19	0,22	Feinblock
10	2,22	0,98	d = 0,15; fast überdeckt, verdreht
11	2,34	0,10	
12	2,30 - 2,42	0	
13	2,43	0	
14	2,44	0	
15	2,45	0	
16	2,46 - 2,60	0,05	
	2,65	0	End- und Fixpunkt

Tabelle 7: Lage und Bewegung der markierten Handstücke des Profils P3 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.

Die Markierungen M1 bis M5 sind an einzelnen markanten, aufschwimmenden Blöcken unterschiedlicher Größen angebracht und sollen deren Bewegungsverhalten als Punktmarke sichtbar machen. Wo Schuttkegel mit ihrem seitlichen Rand an Festgestein grenzen, sind in der Regel ihre steilsten und damit labilsten Abschnitte; hier überlagern sich Primär- und

Sekundärgefälle, hier trifft Steinschlag aus der angrenzenden Wand erstmals auf, und hier mündet Rieselschutt kleinerer Förderrinnen. Die seitlichen Ränder eines Schuttkegels sind also hochaktive „Wachstumszonen“, für die schnelle Überformung, Bewegung, Verstellung oder Eindeckung wahrscheinlich sind.

Die Feinblöcke mit den Markierungen M1, M2 und M3 befinden sich im Abstand von wenigen Höhenmetern an der Ostseite der Partie Rhätispitz, jeweils bis zu 50 Zentimeter vom Wandfuß entfernt. Erfasst wurden der Abstand zur jeweiligen Vergleichsmarkierung im Festgestein sowie eventuelle Dreh- oder Kippbewegungen des jeweiligen Blockes.

Nr.	Profilposition	Abtrag	Bemerkung
1	0,03	0,00	M1
2	0,05	0,05	
3	0,06	0,00	
4	0,11	0,00	
5	0,20	0,00	
6	0,30	0,00	
7	0,40	0,00	
8	0,50	0,00	
9	0,55-1,00	0,00	M'block
10	0,25-0,66	0,80	M2
11	0,75-1,25	0,00	M3
135		0,37	M4

Tabelle 8: Lage und Bewegung der markierten Handstücke der Einzelmarken M1 bis M4 im Arbeitsgebiet Rhätikon (eigene Erhebung); Angaben in Metern.

M1, ein Feinblock von 45 Zentimetern Durchmesser, liegt unbewegt in seiner Ausgangsposition am Wandfuß auf 2313 m ü. NN. Seine Oberfläche ist mit einer Handvoll Schutt und einem Einzelstück (Durchmesser sechs Zentimeter, stengelig) überdeckt.



Abbildung 65: Einzelmarke M1 (eigene Aufnahme).

Der Feinblock mit der Marke M2, ursprünglich auf 2315 m ü. NN 15 Zentimeter von der Vergleichsmarke im Festgestein entfernt, lag bei der ersten Nachmessung 80 Zentimeter hangabwärts, dazu um seine hangparallele Längsachse etwa 90° gegen die Rollrichtung verstellt.

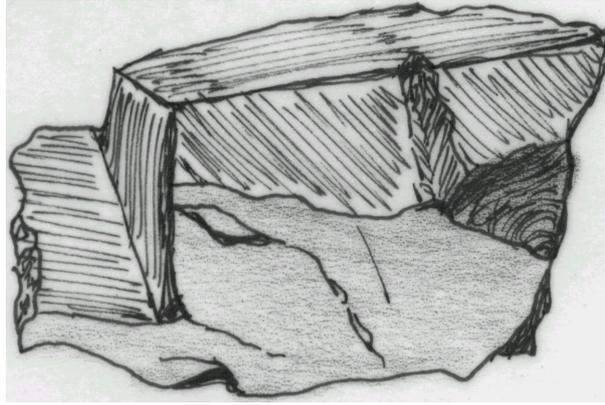


Abbildung 66: Feinblock M2 unter der ostexponierten Wand des Rhätispitz, Sulzfluh, in seiner neuen Lage (eigener Entwurf).
Höhe 0,25 m; Breite 0,32 m; Tiefe 0,17 m. Die in der Zeichnung vordere Seite ist die ehemalige Auflagefläche.

Der flache Feinblock M3 mit einem Durchmesser von 50 Zentimetern liegt unverändert auf 2320 m ü. NN 75 Zentimeter von der Wandmarke entfernt und ist leicht mit Feinschutt und Feinmaterial überschleiert. Die blaue Markierungsfarbe ist schon teilweise abgetragen.

Die Marke M4 befindet sich auf einem Grobblock von etwa drei Metern Durchmesser, der zugleich den östlichen Endpunkt des Profils P2 bildet, und liegt unbewegt auf 2332 m ü. NN 37 Zentimeter vom Anstehenden des markanten Zahnes im Zilie-Gröll entfernt.

Die letzte Einzelmarkierung wurde im gleichen Couloir wie das Profil P3 angebracht: Der obere der beiden Grobblöcke trägt in 2365 m ü. NN die Marke M5. Der zugehörige Fixpunkt im Festgestein liegt 25 Zentimeter entfernt an der nördlichen (i.e. südexponierten) Wand des Couloirs. M5 zeigte bei der ersten Nachmessung keinerlei Bewegung.

Die Methode, mit Markierungen auf Schuttkörpern Informationen über das Bewegungsverhalten ihres Oberflächenmaterials zu gewinnen, muß, um der Fragestellung gerecht zu werden, lange Beobachtungszeiträume von mindestens zehn, besser jedoch dreißig Jahren veranschlagen. GARDNER schreibt selbst über seine eigenen Ergebnisse: „In view of the great variability in movement through the time and over the slope in short periods of time, the value of these summary statistics is questionable“ (1979: 50).

Die oben aufgeführten Werte und Beobachtungen beziehen sich bisher nur auf eine einzige Nachmessung, die zwei Jahre nach der Markierung stattfand. Sie können und sollen also keine repräsentative Grundlage exakter Bewegungsraten sein, sondern vielmehr die beteiligten Prozesse und ihre Wechselwirkungen greifbar machen. Schwerpunkt war, die Umstände von Materialverlagerungen zu erfassen, nicht aber deren Beträge zu bestimmen.

Dies aber kann in den nächsten Jahren anders werden: Die Meßstrecken sind im Hinblick auf langjährige Verwendung angelegt und ohne Nachmarkierungen leicht zehn Jahre nutzbar. Aus der richtungsweisenden Erstmessung gewonnene Erkenntnisse durch langjährige Datenreihen zu untermauern (oder zu widerlegen), bleibt späteren Arbeiten vorbehalten. Dennoch lassen sich wichtige modale Erkenntnisse bereits nach der ersten Nachmessung festhalten:

- Alle Marken sind gut auffindbar. Abgesehen von einem Handstück, das fehlte, und wenigen völlig aufgelösten Clustern gab es keinen Schwund von markiertem Material durch Einarbeitung in tiefere Schichten der Lockerschuttauflage (es sei denn, die Vermehrung der markierten Handstücke durch Frostteilung hätte den Schwund exakt

ausgeglichen). Die Überlagerung mit frischem Schutt beschränkte sich auf geringe Mengen Feinmaterials sowie kleinscherbigen Schuttes auf deutlich größeren Blöcken und ist als labile Momentaufnahme sicherlich nicht geeignet, einen Block innerhalb auch langjähriger Beobachtungszeiträume signifikant zu bedecken.

- Die Farbe ist in der Regel nicht verwittert, sondern wirkt frisch. Der Vergleich mit den teilweise 30 Jahre alten Wanderwegmarkierungen des Rhätikon-Höhenweges zeigt, daß die Farbe die von ihr bedeckten Flächen vor Abtrag durch Kalklösung schützt. Im Falle der für die Messungen markierten Handstücke waren makroskopisch wahrnehmbare Beträge der Kalklösung natürlich noch nicht zu verzeichnen.
- Viele markierte Steine drehten sich um die Vertikalachse (horizontale Einregelung), manche auch um eine kegeloberflächenparallele Achse; in diesem Fall kam die Markierung nach unten. Große markierte Steine schwimmen auf, kleinere (aus Clustern) können untermischt und so dem Auge entzogen werden. Dies sind die Nachteile des hier angewandten Verfahrens, im Gegensatz zu GARDNER die Steine nicht allseitig zu bemalen, sondern nur den erreichbaren Teil ihrer Oberfläche. Tatsächlich waren aber auch gewendete und lediglich teilweise bemalte Handstücke noch deutlich als Markierung erkennbar.
- Mehrere markierte Schuttstücke sind durch Frostsprengung geteilt worden. Am Handstück ist dies nur nachvollziehbar, wenn die Sprengfläche eine Markierung schneidet oder die Bruchstücke noch ungestört in ihrem ursprünglichen Verband liegen, was mitunter zu beobachten ist. Möglicherweise verschleiert dieser Vorgang eine höhere Schwundrate von Markierungen, die bisher erstaunlich gering blieb.
- Kein Stein glitt über den Pfad auf etwa 2280 m ü. NN hinaus ab. Auch die Lobenrutschung unterhalb der markanten Runse im Ursi-Gröll, die im Bereich des Weges einen Großteil ihrer Breite verlor, zeigt, daß ein solcher Böschungsknick wie eine Sedimentfalle wirken kann. Der Pfad trennt also die Schuttkörperoberfläche in obere und untere Bereiche. Damit Material eine solche Linie überspringen kann, ist die Dynamik einer massereichen oder schnellen Schuttverlagerung, eines rasant abrollenden und springenden Blockes oder eine häufige Trittbelastung durch Fußgänger oder Wild nötig, die immer wieder Schuttstücke lockert und unter den Füßen weiter abwärts befördert. Der Pfad an sich und sein Untergrund sind jedoch größtenteils ortsfest, wie zahlreiche Fixpunkte und Ruhebereiche zeigen.
- Die linearen Pauschalmarkierungen (Cluster) sind größtenteils unberührt, teils ausgezogen, teils aufgelöst. Da sie sich ihrer Natur gemäß in Feinschuttungen befinden, deren rieselfähiges Material höchst labil ist und sich schon bei kleinen Bewegungen durchmischt, sind deutlich stärkere Bewegungsmuster und höherer Schwund nicht ungewöhnlich. Die genauere Betrachtung noch auswertbarer Cluster zeigt, daß die Verteilung der Bewegungsraten über das Querprofil einer solchen Feinschuttung derjenigen in fließendem Wasser ähnlich ist.

Bei Cluster # 93 in Profil P1 waren die erhaltenen Markierungen bei der ersten Nachmessung wie folgt angeordnet:

Nr.	Profilposition	Abtrag
1	26,60	0,00
2	26,65	0,15
3	26,70	0,30
4	26,75	0,30
5	26,80	0,30
6	26,85	0,40
7	26,90	0,60

8	27,00	1,00
9	27,05	0,80
10	27,10	0,50
11	27,15	0,40
12	27,20	0,00

Tabelle 9: Cluster # 93 aus Profil P2: Bewegungswerte (eigene Erhebung); Angaben in Metern.

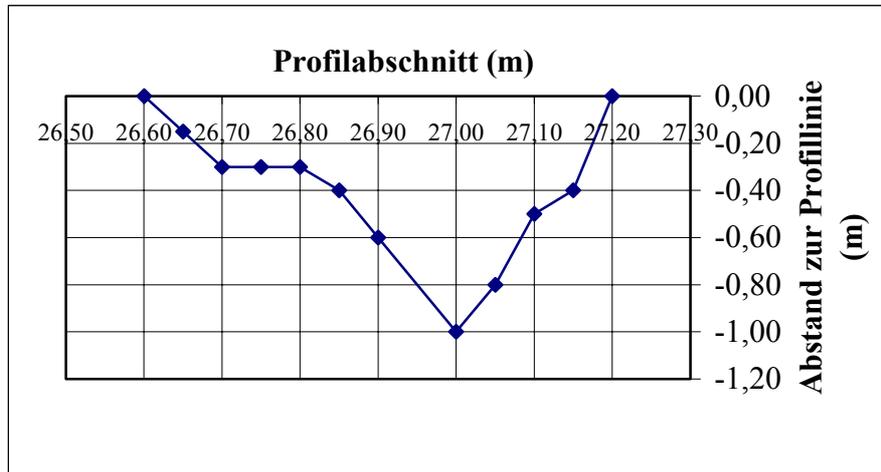


Diagramm 4: Cluster # 93 aus Profil P2: Verteilung der Handstücke (eigener Entwurf).

Diagr. 4 zeigt deutlich die Bewegungsverteilung innerhalb einer Feinschuttzunge: Die Bewegungsraten innerhalb von zwei Jahren steigen zur Mitte der feinschutterfüllten Rinne hin an, dort ist der Schutt am labilsten.

Der benachbarte Cluster # 94 zeigt ein anderes typisches Bewegungsmuster, das im Vergleich zu Cluster # 41 betrachtet werden kann:

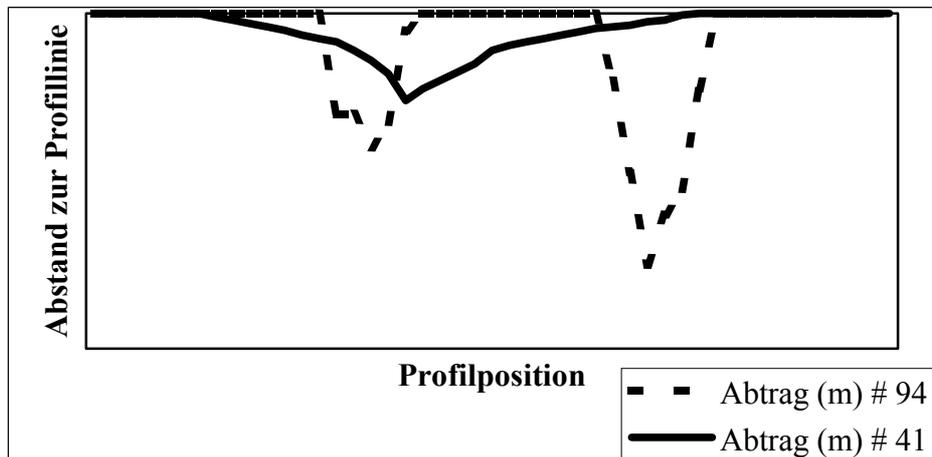


Diagramm 5: Cluster # 94 aus Profil P2: Verteilung der Handstücke (eigener Entwurf).

Cluster # 41 überspannt eine Schuttzunge von etwa 70 Zentimetern Breite, die recht homogen aus Feinschutt bis drei Zentimeter Korndurchmesser gebildet wird. Zum rechten Ende des Clusters hin steigt der Anteil an Feinschutt mit größerem Korndurchmesser. Die zugehörige Kurve weist die größten Materialbewegungen mit einem maximalen Abtrag von 52 Zentimeter links der Mitte aus; nach rechts hin, wo der Anteil größerer Steine höher ist, sind die Beträge des Abtrags geringer.

Cluster # 94, der direkt östlich der Feinschuttzunge mit Cluster # 93 liegt, kennzeichnet eine etw 2,30 Meter breite, sehr heterogene Schuttzunge, auf der mit trockenem Feinschutt gefüllte

flache Rinnen mit schmalen Streifen gröberem Schuttwechseln. Die zugehörige Kurve weist deutlich zwei voneinander getrennte Bereiche der Bewegung aus, die jeweils eine hochbewegliche Kleinstschuttzunge anzeigen.

Zungen mit sehr feinscherbigem Schutt bilden häufig nur die flüchtige Füllung von flachen Rutschungsrinnen, die im verdichteten obersten Bereich des Schuttkörpermantels angelegt sind und schon bei geringen Impulsen ihr Material hangabwärts schicken, ebenso schnell aber durch nachrutschendes Material wieder verfüllt werden. Solche Rinnen können lange aktiv sein und in ihrem Auslauf mit der Zeit lobenartige Überschüttungen bilden, die bei günstigen Neigungsverhältnissen zu kleinsten kurzlebigen Parasitärkegeln werden.

So instabil und hochbeweglich solche Bereiche auch sind, so schwach ist ihre Eigendynamik. Auch wenn sie selbst durch kleinste Impulse auszulösen ist, fehlen dieser Bewegung Masse und Geschwindigkeit, um mehr als ein Dutzend Meter, noch seltener einen halben Hang rutschend zu überwinden, bevor sie kraftlos verrieselt. Doch jede Rutschung, jeder Steinschlag, jedes neue Gleichgewicht stellt ein neues Ungleichgewicht her, das die Ausgangslage für neue Materialbewegungen bildet. So pflanzt sich jede Verlagerung von Oberflächenschutt solange fort, wie die Wand Sturzmaterial liefert, auch wenn der Betrachter phasenweise nur statische Ruhe zu erkennen vermag.

Wo solche langezogenen labilen Materialstreifen von Wildwechseln gequert werden, ist der Materialumschlag signifikant höher. Die angelegten Profile werden in diesen Bereichen erheblich gestört; die Schuttkörperoberfläche scheint aktiver, als sie tatsächlich ist. Wo Gams- und Steinwild äst, zeigt schon der Bewuchs die höhere Standfestigkeit des Oberflächenschutt an. Auch das Scharren der Tiere geschieht nur punktuell in stabilen Bereichen und trägt damit nicht strukturell zur Materialbewegung auf Schuttkörpern bei.

Auf den Schuttkörpern sind besonders bei flachen Beleuchtungswinkeln horizontale Querrippel gut erkennbar, die Zeugen des Materialauftrags in zungen- oder lobenartigen Rutschungen sind. Solche kleinräumigen Gefälleänderungen wirken bei rieselndem, gleitendem oder rollendem Schutt einem kontinuierlichen Bewegungsablauf entgegen. Je nach Lage sind stark unterschiedliche Impulse erforderlich, um eine Schuttbewegung auszulösen bzw. zum Stillstand zu bringen.

Abgesehen von „katastrophischen“ Ereignissen wie etwa der Entstehung von Runsen infolge starken Oberflächenabflusses durch Niederschläge oder Schmelzwasser findet durch oberflächliche Schuttbewegungen kein Materialaustausch zwischen der Lockerschuttauflage und tieferen Schichten des Schuttkörpers statt. Das Einrieseln von kleinsten Schuttstücken und Feinmaterial in Hohlräume bleibt auf die trockene Deckschicht begrenzt. Erst wenn Wasser als Transportmedium hinzutritt, werden tieferliegende Hohlräume des Lockerschutt mit Feinmaterial verfüllt, das die groben Komponenten gleichzeitig verbackt und die Stabilität erhöht. Mit Setzungs- und Verdichtungserscheinungen, die die Einregelung der Schuttstücke weiter fördern, wird die Lockerschuttauflage schlußendlich zum jüngsten Teil des Körpermantels.

Die Markierungen tragenden Schuttkörper zeigten im Zeitraum Sommer 2000 bis Sommer 2002 als Ganzes keine Bewegung, in eng umgrenzten Abschnitten deutliche Materialverlagerungen (hochmobile Feinschutt-Rinnen) und bei einzelnen Steinen sehr große Bewegungsraten.

Die beobachteten Schuttkörper liegen in Kern und Mantel fest, Bewegungen finden – mit der o.a. Einschränkung - nur an der Oberfläche und nur in Streifen statt. Dabei bleiben Bereiche mit gröberem Material tendenziell in Ruhe, während Abschnitte mit überwiegend feinem Material durch ihre geringe Standfestigkeit stärkerer Umlagerung ausgesetzt sind. Unabhängig davon zeigen einzelne Steine, deren Durchmesser deutlich die Korngrößen des

liegenden Schuttes übersteigt, einen „Aufschwimm-Effekt“, der ihnen hohe Mobilität verleihen kann. Materialstau oberhalb oder ein Stirnwulst unterhalb weisen auf von der Unterlage abweichende Bewegungsraten hin.

Alle Schuttkörper sind - wenn nicht anders angegeben - in scharf abgegrenzten Fahnen aktiv, in anderen passiv. Art und Ausmaß der Schuttumlagerungen sind maßgeblich von der Beschaffenheit des Steinschlag-Einzugsgebietes in der Wand beeinflusst. Schuttbewegungen geschehen in aller Regel nicht kontinuierlich, sondern schubweise.

Die bisherige genetische Schuttkörpertypologie berücksichtigt also – ähnlich wie eine bodenkundliche Karte – die jeweils vorherrschende Tendenz. Unbeschadet ihrer Aussagen können durch lokale Besonderheiten Stabilität und Bewegungsverhalten auf Schuttkörpern aller Typen im Dezimeterbereich stark schwanken. Die generelle Zuordnung eines Schuttkörpers zu einem bestimmten Genotyp kann also bei Bedarf höchstauflösender Geländeanalysen um eine Einteilung in „Aktivitätsstreifen“ verfeinert werden.

Bewegungen auf Schuttkörpern lassen sich auch nach ihrer Dynamik gliedern: kurzräumige schwache, die Böschungsknicke kaum überwinden können (fremddynamisch) und solche, deren Masse oder Geschwindigkeit ausreicht, um weite Teile des Körpers ungeachtet seiner Einflüsse auf die Bewegung hinabeilen zu können (eigendynamisch).

4. Bewertung von Steinschlagrinnen

a) Grundlagen

Wie andernorts erörtert, sind Schuttkegel an Steinschlag bündelnde Rinnen in der Wand gebunden, die das Sturzmaterial an einem „Traufpunkt“ münden lassen und dadurch Ablagerungen in deutlicher Kegelform erzeugen. Wo solche Sammelfurchen im Anstehenden fehlen oder im Verhältnis zu ihrem Gefälle nicht deutlich genug ausgeprägt sind („Wertigkeit einer Steinschlagrinne“), wird abgehender Schutt flächig gefördert und über eine „Traufkante“ linear den Ablagerungsformen am Wandfuß zugeführt, es entstehen Schutthalden.

Unter der Hilfsgröße „Wertigkeit“ einer Steinschlagrinne soll das Verhältnis zwischen ihrer Eintiefung und ihrem Gefälle verstanden werden, das den Grad der Bündelung von abgehendem Schutt maßgeblich beeinflusst. Also ist die Energie, die zum „Verlassen, Ausufern“ der Rinne nötig ist, umso geringer, je steiler die Kerbe ist. Je steiler sie ist, umso mehr Energie hat abgehender Schutt, umso weniger wahrscheinlich sind deutliche Kegelformen. Bei gleicher Neigung wirkt die deutlicher eingetiefte Rinne stärker bündelnd als die flachere Rinne, sie ist also als Nährlinie eines Schuttkegels höherwertig. Dieses Verhältnis entspricht der waagerechten Distanz vom Boden der Steinschlagrinne zum Grat des sie begrenzenden Spornes / der Rinnenschulter. Diese Strecke ist die Resultierende aus den beiden Vektoren Förderstrecke und Rinnentiefe (rechtwinklig zur Neigung gemessener Abstand zwischen Boden der Rinne und Grat des begrenzenden Spornes).

Abb. 67 zeigt idealtypische Steinschlagrinnen, die den Steinschlag eines bestimmten Nährgebietes in der Wand linear abführen.

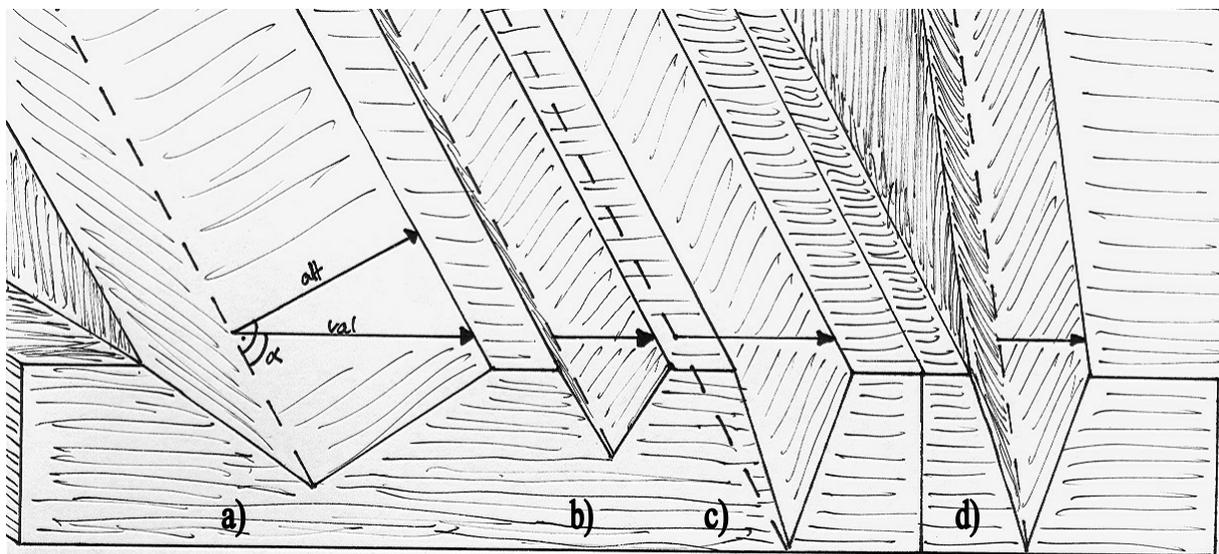


Abbildung 67: Idealtypische Steinschlagrinnen mit verschiedenen Wertigkeiten (= val) durch unterschiedliche Tiefen (= alt) und Gefälle (= α) (eigener Entwurf).

a) = Konstruktion (vgl. Abb. 68); b) = einfache Tiefe, mittleres Gefälle; c) = doppelte Tiefe, mittleres Gefälle; d) = doppelte Tiefe, starkes Gefälle.

Die Wertigkeit einer Steinschlagrinne ist also durch ihre Fähigkeit bestimmt, ein der Schwerkraft folgendes Schuttstück mit einer gewissen kinetischen Energie in seinem Bewegungsverhalten auf dem Weg nach unten so zu beeinflussen, daß es dem Verlauf der Rinne in der Wand folgt, dadurch seine Bewegungsrichtung standardisiert wird und in einem

durch die Mündung der Steinschlagrinne definierten Bereich im Ursprung des zugehörigen Kegels zur vorläufigen Ablagerung kommt.

Rechnerisch stellt sich die Wertigkeit **val** [m] einer Steinschlagrinne als Quotient aus der Eintiefung der Rinne **alt** [m] und einer Winkelfunktion ihres Gefälles dar:

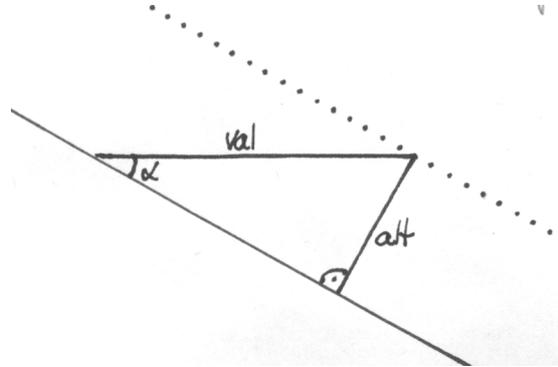


Abbildung 68: Konstruktion einer idealtypischen Steinschlagrinne (eigener Entwurf).

$$\text{Wertigkeit [m]} = \text{Eintiefung [m]} / \sin \text{Neigungswinkel}$$

Die Formel

$$\text{val} = \text{alt} / \sin \alpha$$

mit

val = Wertigkeit in Metern,

alt = Tiefe in Metern und

α = Neigungswinkel in $^{\circ}/360$

liefert mit zwei einfachen Messungen Werte, die im Gelände einen sicheren und schnellen Vergleich unterschiedlichster Steinschlagrinnen zulassen.

Tab. 19 (siehe Anhang) zeigt die rechnerischen Wertigkeiten von Steinschlagrinnen verschiedener Tiefen für Neigungswinkel von 1° bis 90° .

Diagr. 6 verdeutlicht das Verhältnis von Neigung zu Tiefe einer Steinschlagrinne in bezug auf ihre Wertigkeit.

Wertigkeit von Steinschlagrinnen verschiedener Neigung und Tiefe

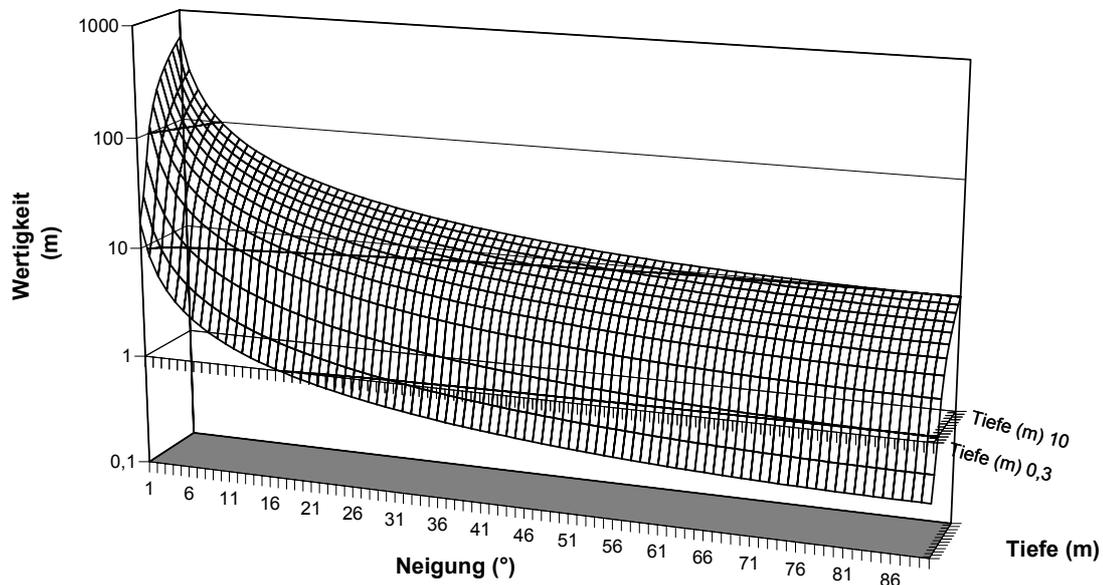


Diagramm 6: Wertigkeiten von Steinschlagrinnen in Abhängigkeit ihrer Tiefe und Neigung. Teillogarithmische Darstellung (eigener Entwurf). Quelldaten siehe Tab. 19.

Auch wenn freie Felswände im Arbeitsgebiet definitionsgemäß eine durchschnittliche Mindestneigung von 38° (= maximaler Böschungswinkel lockeren Schuttes) aufweisen müssen, kann innerhalb einer Wand die Neigung einzelner Abschnitte stark schwanken. Daher müssen auch Steinschlagrinnen mit Neigungen von weniger als 38° in diese Betrachtung eingeschlossen sein. Je nach Materialzufuhr von oben, Niederschlags- oder Tauwasser als reibungsminderndem Transportmedium und Beschaffenheit des Inneren der Rinne geschieht die Schutförderung bei zu geringer Neigung schubweise, zum Teil unter Bildung kleinerer ortsfester Schuttakkumulationen mit höchst unterschiedlicher Lebensdauer. Eine wesentliche Rolle kommt hierbei dem maximalen Böschungswinkel von Schuttkörpern der betreffenden Gesteinsart zu. Jenseits dieses Winkels kann sich kein lockerer Schutt in der Wand halten (von Einzelkomponenten, die sich in Ausnahmefällen durch günstiges Schichteinfallen, vorspringende Teile des Anstehenden oder sonstige lokale Besonderheiten verkeilen, soll in diesem Zusammenhang abgesehen werden).

b) Beobachtungen im Rhätikon

Naturgemäß sind Steinschlagrinnen in exponierten Lagen freier Felswände nur sehr eingeschränkt ohne ein hohes Maß an Klettererfahrung und Sicherheitstechnik zugänglich. Aus sorgfältigem Beobachten und Peilen kann der Forschende nur Schätzwerte ableiten, deren Genauigkeit auch bei großem Erfahrungsschatz nur selten ausreichen mag. Allerdings befinden sich die wichtigen Abschnitte von zu beurteilenden Förderrinnen, die den Schutt im letzten Abschnitt vor der Speisung maßgeblich beeinflussen, ja gerade in den basalen Wandbereichen und sind mithin häufig mit mehr Geschick als Wagemut zugänglich. Oft

lassen sich auch einzelne starke Rinnen, die tektonischen Schwächelinien im Gestein folgen, über nahezu die gesamte Höhe einer Wand verfolgen. Wo ihr Ursprung vom Gipfel aus zugänglich ist oder man durch ihre Beschaffenheit vom Wandfuß oder –scheidelpunkt her in sie einsteigen kann, sind auch aus zentralen Abschnitten Messwerte zu gewinnen. Im Arbeitsgebiet bot sich diese Möglichkeit vor allem im Bereich der Rätchenflue.



Abbildung 69: Südlicher Teil der Rätchenflue, Blickrichtung Südosten (eigene Aufnahme, verändert).

Pfeile: Richtung der Steinschlagrinnen; Linien: Grenzen der zugehörigen Schuttkegel.

Abb. 72 zeigt die starke Gliederung eines Teiles der Rätchenflue südöstlich der Aschariner Alp durch tief eingeschnittene Steinschlagrinnen, die eine stark gezackte Gratlinie und deutlich gewölbte Schuttkegel bildeten. Die kürzere Rinne des wandfußnahen Zwickelkegels (zweiter Pfeil von links) hat eine Wertigkeit von 4,30 Metern; die drei markantesten Förderrinnen über ihren das Bild dominierenden Kegeln haben untereinander vergleichbare Wertigkeiten zwischen 17 und 22,50 Metern. Die unterschiedliche Größe ihrer korrelaten Kegel kann daher aus den verschiedenen großen Einzugsbereichen des Steinschlags erklärt werden. Bringt man Wertigkeit und Ausdehnung (sit: Kubatur) des korrelaten Kegels mehrerer Förderrinnen zueinander in Bezug, so kann die Wertigkeit von Förderrinnen Hinweise auf die Beschaffenheit des Steinschlag-Einzugsbereiches im entsprechenden Wandabschnitt liefern.

Das Verhältnis der Faktoren

- Größe des Steinschlag-Einzugsbereiches,
- Schuttproduktion,
- Wertigkeit der Förderrinne und
- Form und Ausdehnung des entsprechenden Schuttkegels

läßt Rückschlüsse auf die Veränderlichkeit eines dieser Faktoren zu, wenn die übrigen als konstant angenommen werden.

Abb. 70 zeigt einen basalen Wandabschnitt an der Südostseite der Sulzfluh südlich von P. 2483. Die Wand s.s. ist hier durch Verwitterung in einzelne Abschnitte unterschiedlicher Exposition mit kleinen Erkern, Vorsprüngen und Nischen gegliedert. Durchgehende Förderlinien des Sturzschuttes sind nicht zu beobachten. Die Steinschlagrinnen bleiben kurz und geringwertig.



Abbildung 70: Unterschiedliche Ausbildung von Schuttkörpern in Abhängigkeit von der Ausprägung der korrelaten Steinschlagrinnen (eigene Aufnahme).

Der Wandabschnitt links der Bildmitte weicht im Vergleich zu seiner Umgebung zurück und bildet eine weite Nische, die sich nach unten hin verjüngt und die Materialabfuhr bündelt. Dementsprechend zeigt der korrelate Schuttkörper unterhalb dieser Nische eine deutliche Kegelform und eine deutlich größere Ausdehnung. Rechts der Bildmitte weicht die Wand erneut – wenn auch in geringerem Maße – zurück und nährt einen weiteren kegelartigen Schuttkörper. Der Vergleich des markanten Kegels mit den Schuttkörpern seiner Umgebung zeigt die Bedeutung der Wertigkeit einer Steinschlagrinne für die Ausbildung von wandfußnahen Sturzschuttkörpern.

Die übrigen Wandteile zeigen sich vergleichsweise geschlossen oder vorspringend. Nur sehr kurze und geringwertige Steinschlagrinnen in den untersten Wandteilen wirken auf das Sturzmaterial bündelnd. Die zugehörigen Schuttkörper sind nur sehr schwach reliefiert und geringmächtig. Sie sind saumartig angeordnet und zeigen eher haldenartigen Charakter mit einzelnen initialen Parasitärkegeln. Es wird fast ausschließlich kleinscherbiger Schutt geliefert; Felssturzereignisse bleiben aus.

Ein weiteres Beispiel verdeutlicht die Beziehung zwischen Wandbeschaffenheit und Ablagerungsform des Sturzmaterials an einer in sich geschlossenen, ungegliederten Wand ohne ausgeprägte Förderrinnen.

Abb. 71 zeigt einen nahezu senkrechten, ostexponierten Wandfuß am Talschluß des Tällibach-Tales östlich von Plasseggen. Der wandbildende Sulzfluhkalk ist hier ca. 80 Meter mächtig.



Abbildung 71: Felssturz des Winters 1997/1998 bei Weberlisch Höhli, südöstlich von Plassseggen (eigene Aufnahme).

Die wenigen oberflächlich erweiteren Risse im Gestein besitzen nur sehr niedrige Wertigkeiten von allenfalls wenigen Dezimetern; sie wirken auf Sturzschutt in keiner Weise bündelnd. Im oberen Bildteil ist die frische Abrißnische eines Felssturzes zu erkennen, der im Winter 1997 auf 1998 niedergegangen ist. Seine Trümmer sind auf den bewachsenen haldenartigen Schuttakkumulationen am Wandfuß verstreut; einzelne Sturzblöcke erreichten die Außenböschung der lokalen Moräne (Bildvordergrund). Die sonstige Schuttproduktion der Wand bleibt äußerst gering (deutlich dunklere Schuttstücke am Wandfuß) und vermag den dichten Bewuchs der Schuttkörper nicht nennenswert zu beeinträchtigen.

Es sei betont, daß die Hilfsgröße „Wertigkeit“ sich als Anhalt zur richtungsgebenden Bewertung von Steinschlagrinnen versteht, nicht als absolutes Maß. Die geometrische Berechnungsgrundlage muß um der Allgemeingültigkeit ihrer Aussage willen von Laborbedingungen ausgehen, die im Gelände von zahlreichen weiteren Faktoren beeinflusst, wenn auch nicht prinzipiell verändert werden. Keine Steinschlagrinne in einer freien Felswand verläuft glatt und gerade, so daß diese Methode absolute Werte allenfalls für kurze Abschnitte oder für den Durchschnitt eines längeren Verlaufes liefern kann. Ihr wesentlicher Wert besteht im Aufzeigen einer Tendenz und in der *relativen* Einordnung.

5. Leitflächenparallelisierung / Paläowand-Entwicklung

a) Klüfte und Schichtfugen in freien Felswänden

Der Malmkalk der Sulzfluh-Decke ist in allen Wandteilen, ob sie aufgeschuppt wurden oder nicht, durch sehr streng parallele Schicht- und Bankungsfugen gegliedert, die charakteristische Orientierungen, Stärken und Abstände zueinander aufweisen, ähnlich wie ein „Strichcode“ auf einer Verpackung. Jede stratigraphische Zone hat, wie ein Fingerabdruck, ihre für sie typische Abfolge von Schichtfugen mit jeweils besonderen Abständen. Besonders markante Leitfugen sind oft über weite Strecken verfolgbar.

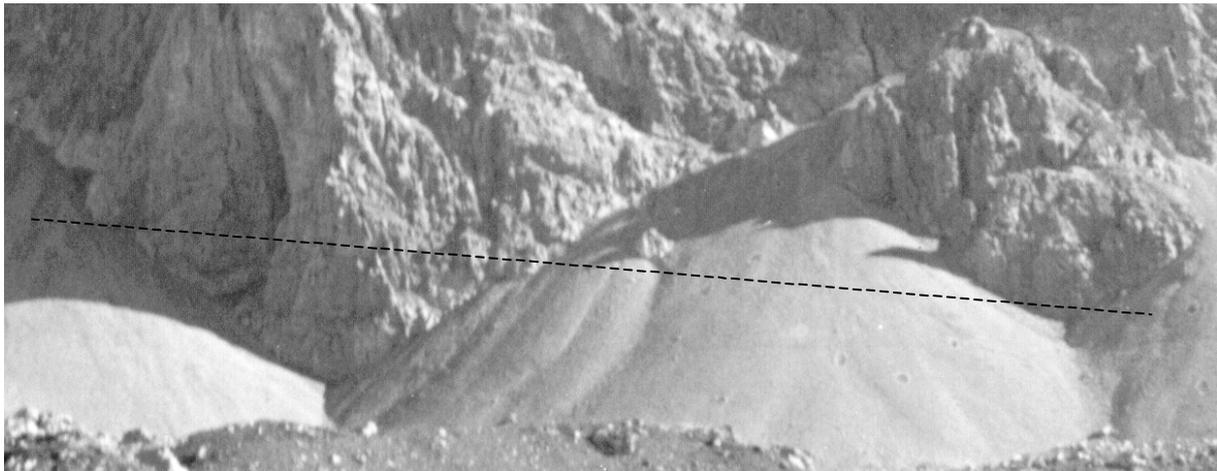


Abbildung 72: Lage einer Leitfuge (gestrichelte Linie) in benachbarten Felspartien der Sulzfluh-Südwand (eigene Aufnahme, verändert).

In früheren Untersuchungen (LOREK 2001) wurden diese Fugen in verschiedenen benachbarten Wandteilen parallelisiert, um relative Bewegungen bestimmter Partien seit Platznahme der Decke zu ermitteln. Dabei gelang es, dem Wandfuß vorgelagerte, scheinbar isolierte Teile des Anstehenden als originär lagernd und mit der Wand s.s. verbunden (Zähne) zu bestimmen, andere jedoch als von der Wand getrennt und mehr oder minder verstellt (Pfeiler).

Im nördlichen Rhätikon fallen die Schichtfugen überwiegend flach in nordöstliche Richtungen ein (repräsentativer Wert Fallrichtung / Fallwinkel 062/12). Die südlich exponierten Wände bilden also Strukturkopfwände, in denen die austreichenden Schichtfugen kleine Simse und Überhänge bilden. Diese sind jedoch durch Verwitterungseinflüsse häufig schon so angegriffen, daß sie nur in wenigen geschützten Lagen noch ihre ursprüngliche Orientierung – die der zugehörigen Schicht- oder Bankungsfuge – aufweisen; dadurch können die Ergebnisse der Gefügemessungen verfälscht werden.

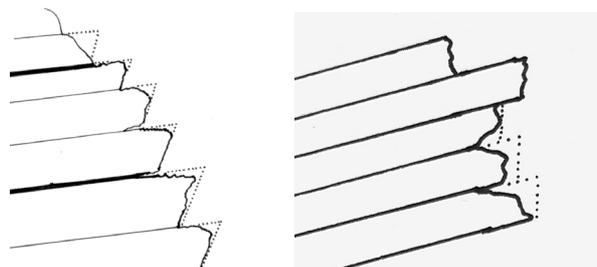


Abbildung 73: Ausstreichende Schichtfugen mit randlich durch Verwitterung anders einfallenden Simsen und Überhängen, schematisch (eigener Entwurf).

Aus diesem Grunde standen gerade bei Messungen in kleineren Felsgruppen oftmals nicht genügend geeignete Meßflächen zur Verfügung. Da abwitternde Simse den Fallwinkel der ausstreichenden Fläche nach unten verfälschen, abwitternde Überhänge jedoch nach oben, wurden nach Möglichkeit gleichermaßen überhängende und lagernde Flächen eingemessen, um den Einfluß dieser Fehlerquelle zu mindern. Durch Verwitterung offensichtlich neuorientierte Flächen wurden ausgelassen.

b) Leitflächen als Relikte früherer Wände

Was sich bei Schichtfugen (nichtexponierte Flächen) und Klüften bewährt hat, sollte auch bei exponierten Flächen wie Gipfelplateaus, Plattenschußhängen etc. möglich sein. Im Rhätikon sind vielerorts pultartig geneigte, mehr oder weniger ebene Flächen unterschiedlichster Größe zu beobachten, die nicht wie ihre unmittelbare Umgebung durch physikalische Verwitterung zerteilt wurden. Aufgrund ihrer Beschaffenheit und Ausrichtung kann man sie als morphologische "Pultflächen" bezeichnen; tektonische Inhalte (vgl. "Pultscholle") knüpfen sich daran nicht. Sie kommen in freien Felswänden vor, häufiger jedoch bilden sie den oberen Abschluß isoliert aufragender Zähne und Pfeiler, die einzeln oder in Gruppen stehen und zwischen Sulzfluh und Dritürm in allen Stadien des Zerfalls den Grat s.l. um das Drusentor bilden.



Abbildung 74: Pultflächen im Gratbereich westlich des Drusentores (eigene Aufnahme).

Sie zeigen keine frischen Abplatzungen oder Materialausbrüche mit scharfen Bruchkanten, sondern sind von ausgewitterter, unfrischer Farbe und mit Flechten großer Thalusradien dicht bewachsen. Auch tragen sie zum Teil tief eingefurchte, bisweilen mäandrierende Karren, die von der langen ungestörten Exposition dieser Oberfläche beredt Zeugnis geben.



Abbildung 75: Pultfläche mit schwach mäandrierenden Karren östlich des Drusentores (eigene Aufnahme).

Pultflächen treten im Rhätikon stets vergesellschaftet auf und zeigen auch über mehrere isolierte Felspartien übergreifend ähnliche Orientierungen. Im ungestörten Verband einer Wand wie Driturm westlich des Drusentores sind sie in breiten Bändern aufgereiht, die heute durch jüngere Steinschlagrinnen und Ausbruchnischen in kleinere Flächen zerlegt worden sind. Ihr vormaliger Zusammenhang ist jedoch noch deutlich erkennbar.



Abbildung 76: Teilabschnitt des Gratbereiches östlich Drusentor, Blickrichtung Westen (eigene Aufnahme und Strukturzeichnung).

Benachbarte Pultflächen (rot) bildeten früher zusammenhängende Felsoberflächen.

Der Grat s.l. in der Umgebung des Drusentores ist durch Bruchlinien und Verwitterung vielfach in isolierte, zum Teil hoch aufragende Pfeiler oder Zähne zerlegt, deren früherer Zusammenhang noch allenthalben ins Auge fällt. Der größte Teil dieser aufragenden Partien trägt Pultflächen, die in den allermeisten Fällen gleichsinnig ausgerichtet sind. Bildet man die

Fluchtlinie einer Pultfläche, so liegt die nächste auf einer benachbarten Felsgruppe oft genau in dieser Flucht.

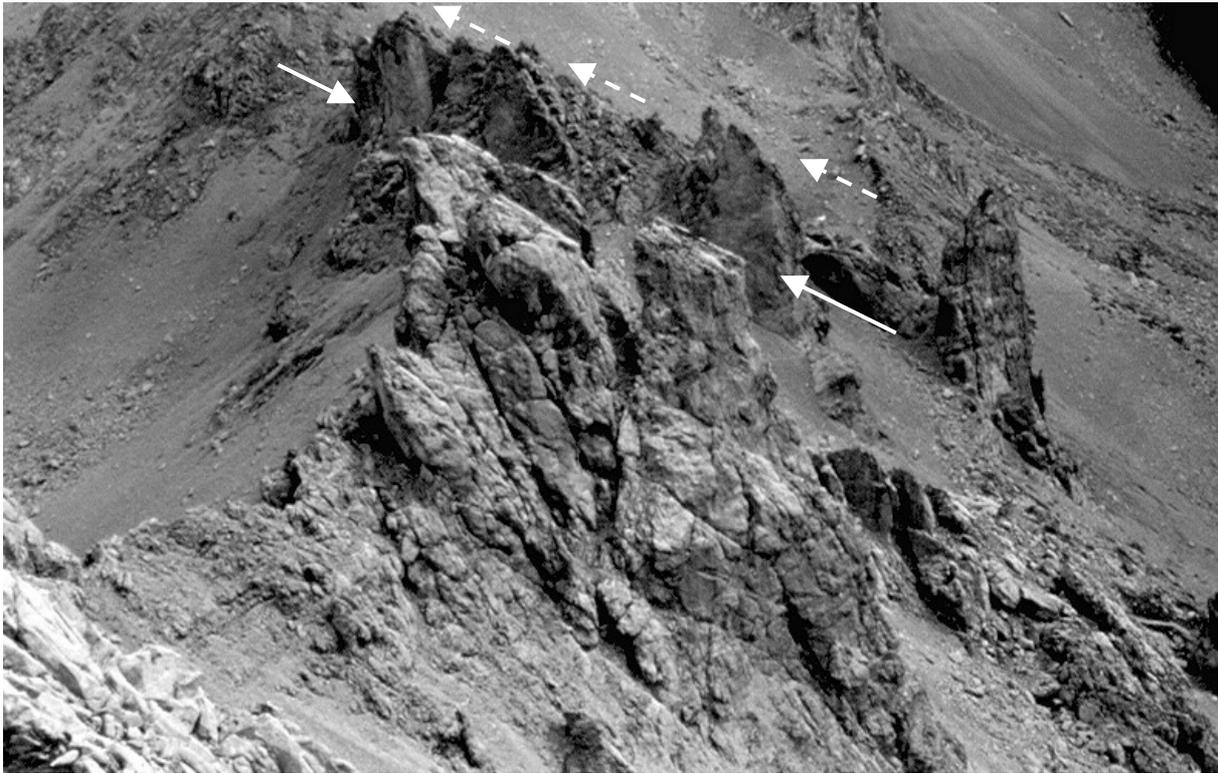


Abbildung 77: Vergesellschaftete gleichfluchtende Pultflächen (weiße Pfeile) im Gratbereich Drusentor, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme). Gratparallele Bruchlinien (in die Tiefe des Bildes) gliedern den Grat in parallele Zahnreihen / Pfeilergalerien.

Vorstehende Aufnahme zeigt, daß vermutlich auch stärker abgewitterte Pfeiler und Zähne früher Pultflächen (gestrichelte weiße Pfeile) trugen, denn ihre „Gipffelur“ ist ähnlich orientiert und gefluchtet wie die der benachbarten Pultflächen.

Abweichende Orientierungen von benachbarten Flächenresten sind a priori nicht auszuschließen. Die Gestalt der Wandoberfläche des Südwestabfalls von Dritürm und die dortige Verteilung von kleinen, dem Augenschein nach pultflächenähnlichen Verebnungen scheinen die Annahme zu stützen, daß es mindestens zwei Gesellschaften von Pultflächen gibt, die den petrographischen Voraussetzungen des Sulzfluh-Kalkes entsprechend geringfügig abweichend ausgerichtet sind. Wenn diese beiden Gesellschaften minimale Unterschiede der morphologischen Härte des Gesteins nachzeichnen und dabei analog zur zonenweise groben Bankung des Sulzfluh-Kalkes die Wand in steilere und flachere Streifen unterteilt ist, so sollten beide Pultflächen-Gesellschaften in gleiche Richtungen mit jeweils anderer Neigung fallen. Außerdem sollten Pultflächen unterschiedlichen Gefälles orographisch untereinander, nicht nebeneinander vorkommen.

In der Tat weicht in einigen Bereichen des Rhätikon die feine Gliederung des Gesteins durch Schichtfugen einer ebenso streng parallelen Bankung mit Mächtigkeiten von bis zu mehreren Metern. Diese massiven Wände bieten in der Regel ein geschlossenes, kaum gegliedertes Bild mit weichen Oberflächenformen. Sie liefern wenig Felssturz und Steinschlag; ihre wandfußnahen Schuttkörper sind verhältnismäßig geringmächtig. Frische Anrisse sind kaum zu beobachten, stattdessen tiefe Karren und flache flächenhafte Kalklösungsformen, die nur noch kleine Grate stehenließen. Das Profil solcher Wände wechselt der Bankung folgend zwischen konkav und konvex. In Wandabschnitten mit Neigungen unter 90° äußert sich

dieser Wechsel in isohypsenparallelen Simsens mit geringfügig flacherer Neigung und ein wenig steileren Bändern. Solche Wände sind östlich der Sulzfluh zwischen Gemschtobel und Tilisunafurka beispielhaft zu beobachten und augenscheinlich in relativer Formungsruhe. Im oben erwähnten Südwestabfall von Dritürm westlich des Drusentores sind Reste solcher alten Wandoberflächen noch vorhanden.

Falls der Grat im Bereich Drusentor vor seiner Überformung ebenfalls eine solche Wandgestalt hatte, lägen die Ursachen für abweichende Orientierungen von Pultflächen in der Petrographie des Gesteins. Möglich ist jedoch auch eine nachträgliche Verstellung einzelner Felspartien, die Pultflächen tragen.

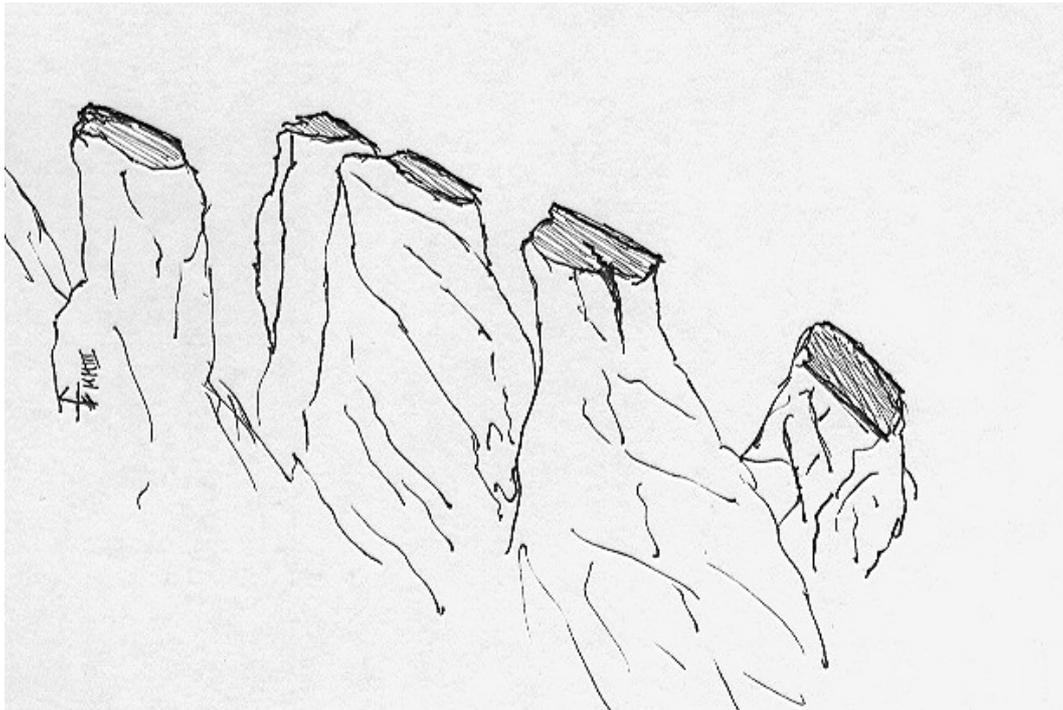


Abbildung 78: Felsgruppenübergreifende Vergesellschaftung von Pultflächen, schematisch (eigener Entwurf nach eigener Aufnahme).

Äußerst links: verstellt durch Sackung; Mitte: originär lagernd; äußerst rechts: verstellt durch Rutschung.

Neben der Beobachtung können Gefügemessungen erhellen, ob bestimmte Abschnitte durch Unterschneidung, tektonische Bewegungen oder katastrophische Massenbewegungen destabilisiert worden sind, so daß einzelne Pfeiler absacken, rutschen oder verkippen und dadurch ihre krönenden Pultflächen neu ausgerichtet werden. Die Ausrichtung von Rillenkaren kann dabei zusätzliche Hinweise auf eine Änderung der Fallrichtung und deren relative Datierung geben.

Diese Beobachtungen legen die Annahme nahe, daß Pultflächen Reste einer einst zusammenhängenden Oberfläche eines in sich geschlossenen Felskörpers sind, der durch Einrumpfung entlang von Bruchlinien in einzelne Felsgruppen zerteilt wurde. Die dadurch in viele Teilflächen aufgespaltene "Paläo-wand" hätte durch Felsstürze und Steinschlag in weiten Teilen ihr ursprüngliches Gesicht verloren. Nur wenige isolierte Flächenreste wären der völligen Auflösung entgangen und zeigten heute als in Fluchten vergesellschaftete, einheitlich orientierte Pultflächen die Oberfläche der Wand zum Zeitpunkt "x" an (vgl. in Abb. 19 die einheitliche Ausrichtung des Gipfelplateaus vor seiner Zerschneidung durch sich eintiefende Steinschlagrinnen). Ob es mehrere Pultflächen-Gesellschaften gibt, wie sie zueinander stehen, ob sie alle unverstellt sind und bis wann sie eine zusammenhängende Fläche bildeten, wird im Rahmen dieser Arbeit zu diskutieren sein.

6. Moränenkartierung

a) Allgemein

Wenn auch die spätglazialen Stillstandsphasen des Haupttal-Gletschers (hier: Hochtal von St. Antönien) und seiner wichtigsten Seitengletscher durch KOBLER lokalisiert wurden (vgl. Abschnitt I.3.d)), so blieben bis auf wenige Ausnahmen alle anderen Moränen im Dunkel, obwohl sie oft sehr deutliche Formen bilden und im Zusammenhang mit geomorphologischen Fragen welcher Art auch immer keinesfalls übergangen werden können. Neben der detaillierten Untersuchung des Ganda-Gletschers in jüngster Zeit sind bisher einzig Teile der spätglazialen Ablagerungen auf der Hochfläche von Plasseggen untersucht und kartiert worden (s.u.).

Eine erschöpfende Kartierung der spätglazialen Ablagerungen im gesamten St. Antöniental als Voraussetzung weiterführender Untersuchungen zu Massenhaushalt, Massenbewegungen und deren rezenter Gefährdung für Siedlungs- und Wirtschaftsflächen wäre zwar eine notwendige und lohnende Aufgabe, ist aber im Rahmen dieser Arbeit nicht zu leisten. Der Umgrenzung ihrer Fragestellung eingedenk, beschränkten sich eigene Aufnahmen auf die Kartierung der egesen-zeitlichen Moränen, die mit ihrer meist unmittelbaren Nähe zum jeweiligen Wandfuß direkt in das Wechselspiel Wand – Eis – Schutt einbezogen waren. Allerdings seien zwei Beispiele von Moränenkartierungen im Rhätikon angeführt, deren Ergebnisse auch für den vorliegenden Zusammenhang Bedeutung haben können und die verdeutlichen, daß auch frühere Erkenntnisse noch der Diskussion bedürfen.

b) Das Beispiel Plasseggen

Die flach geneigte Hochfläche von Plasseggen südöstlich der Schijenflue trägt zahlreiche spätglaziale Moränen. Zwei von ihnen bilden den bisher einzig bekannten Fall von „gekreuzten Moränen“. BURGER & HANTKE (1982: 93ff.) beschreiben eine langgestreckte, ostwestlich verlaufende Mittelmoräne, die eine egesen 2-zeitliche Gletscherzunge von den Röbispitzen in zwei Lappen teilte. Bevor die bei 2190 bzw. 2205 m ü. NN stirnenden Lappen vollständig zurückgeschmolzen waren, stieß das Eis von den Röbispitzen noch in Egesen 2 erneut vor und überlagerte die Mittelmoräne bei ca. 2250 m ü. NN rechtwinklig mit einer Stirnmoräne. Dabei vermochte das erneut vorstoßende Eis es nicht, die überfahrene Mittelmoräne vollständig zu tilgen.

BURGER & HANTKE setzen den zeitlichen Abstand zwischen beiden Eisrandlagen auf nur 50 bis 100 Jahre an. Sie erklären die große Distanz von ca. 350 Metern zwischen der Stirn der zweilappigen Eiszunge und der kreuzenden Stirnmoräne mit der sehr geringen Neigung der Hochfläche. So rufen selbst geringe Schwankungen der Gleichgewichtslinie recht große Oszillationsweiten der Gletscherstirn hervor.

Die gekreuzten Moränenwälle sind als schutzwürdiges Objekt von überregionaler Bedeutung in den „Geotop-Katalog“ des Kantons Graubünden aufgenommen worden (AEMISSEGGER o. J. : 13).



Abbildung 79: Schematische Übersicht spätglazialer Moränen auf Plassseggen (BURGER & HANTKE (1982: 95; verändert).



Abbildung 80: Gekreuzte Moränenwälle auf Plassseggen, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).

Bildmitte: Kreuzungspunkt P. 2252.

Eigene Aufnahmen und Kartierungen im August 1999 ergaben, daß BURGER & HANTKE hauptsächlich jene Moränen auf Plassseggen erfaßt haben, die der zeitlichen Zuordnung der wichtigsten Wälle dienen. Dabei blieb auch die Darstellung der erfaßten Moränen

schematisch, wie es das Ziel, nämlich die übersichtsartige zeitliche Einordnung der markantesten Wälle sowie die Erklärung des genannten Unikums, erforderte.

Eine erneute Begehung des gesamten Areals brachte, ähnlich wie ANDERS' Arbeit für die Ganda, Ergebnisse, die in einigen Details vom bisherigen Befund abweichen (vgl. Karte 8). Besonders Lage und Beschaffenheit der Moränen im Umfeld von P. 2236, wo die aufsitzende Stirnmoräne der Literatur zufolge nach Osten umbiegt, sind bei den Autoren nicht genannt oder in der zugehörigen Karte (vgl. Abb. 79) mit anderen Ansatzpunkten verzeichnet. Wie aus Karte 8 ersichtlich, trifft direkt nördlich von P. 2236 eine zweite, in südwest-nordöstliche Richtungen verlaufende Seitenmoräne die umbiegende Stirnmoräne, die BURGER & HANTKE nicht erwähnen. Sie teilt sich kurz vorher in zwei sehr eng beieinanderliegende Wälle und führt weiterhin zweiphasig hangaufwärts bis zum Ansatzpunkt, mit einem stärkeren nördlichen und einem schwächeren südlichen Ast. Wo die möglicherweise aufsitzende Stirnmoräne nach Osten umzubiegen scheint, setzt sich ein Wall weiter nach Norden fort und taucht schließlich unter eine (dritte) Seitenmoräne des nördlich benachbarten Wandfußgletschers ab. Dieser kurze Fortsatz und die dritte Seitenmoräne wirken – wie bei BURGER & HANTKE beschrieben – gleich der ersten, die durch P. 2252 führt, weniger frisch und weniger steil, ebenso der *gesamte südliche* Ast der zweiphasigen zweiten Seitenmoräne nahe P. 2236. Daraus ergeben sich neue und kritische Fragen an die quartärgeologische Deutung von BURGER & HANTKE, deren Beantwortung eine minutiöse Untersuchung des Bereiches um P. 2236 erfordert. Biegt die kreuzende Stirnmoräne tatsächlich hier nach Osten um? Der zweite Egesen 2-Vorstoß orientierte sich fraglos an den Moränen seines direkten Vorläufers und sitzt ihnen stellenweise auf. Folgte er möglicherweise dem nördlichen Ast der zweiten Seitenmoräne und überfuhr dabei den südlichen? In diesem Falle hätte der jüngere Egesen 2-Vorstoß zwei Seiten- /Mittelmoränen statt einer gekreuzt. Bog die kreuzende Stirnmoräne nicht hier nach Osten um, sondern erst im Bereich der dritten, nördlichsten Seitenmoräne? Oder handelt es sich westlich der Stirnmoräne um ältere Egesen 2-Seitenmoränen, die mit jenen östlich der Stirnmoräne genetisch nicht zusammenhängen? Stellen die ansatznahen Moränenabschnitte nordöstlich von P. 2236 Oszillationsphasen des jüngeren Egesen 2 – Vorstoßes dar?

Nahe P. 2236, wo Stirnmoräne und zweigliedrige, zweite Seitenmoräne aufeinandertreffen, ist der Materialunterschied zwischen beiden gut erkennbar. Das Material des kurzen nordwärtigen Fortsatzes stimmt augenscheinlich nicht mit dem frischer wirkenden der Stirnmoräne überein. Die Stirnmoräne sitzt hier dem *nördlichen* Ast der zweigliedrigen Seitenmoräne auf und keilt im Umschwung nach Osten nach wenigen Metern aus. Östlich davon stimmen Moränenmaterial und Oberflächenbewuchs wieder mit dem Material westlich von P. 2236 überein, allerdings ist der Wall deutlich schwächer ausgeprägt.

Diese den bisherigen Kenntnisstand ergänzenden Geländebefunde ermöglichen den Schluß, daß die kreuzende Stirnmoräne bei P. 2236 zwar nach Norden umbiegt, aber dem stärkeren Ast der älteren, zweiphasigen Seitenmoräne aufsitzt und höchstens rudimentär in eine Seitenmoräne übergeht. Der östliche Seitenmoränenansatz bei ca. 2250 m ü. NN wäre also der zweiphasigen Seitenmoräne geschuldet, die nach Westen bis zur markanten Vernässungszone bei ca. 2213 m ü. NN zu verfolgen ist. Die jüngere Stirnmoräne der Egesen 2-Zeit würde somit nicht nur die erste Mittelmoräne in P. 2252 kreuzen, sondern auch den südlichen Ast der zweiphasigen Seitenmoräne nahe P. 2236. Da die zugehörige Eiszunge nur den Ansatz einer Seitenmoräne bildete, im übrigen aber einer älteren Seitenmoräne folgte, die hangaufwärts bei ca. 2250 m ü. NN unter postglazialen Schutt verschwindet, dürfte die Gleichgewichtslinie des jüngeren Egesen 2-Vorstoßes geringfügig niedriger liegen.

Der zweiten Schlüssel-Lokalität dieses Bereiches, P. 2236, ihre Geschichte zu entlocken, ist sicherlich eine der wesentlichen Fragen, die eine aufwendigere Monographie des Raumes zu

bearbeiten hat. Auch KOBLE (1999: frdl. mdl. Mitt.) bezeichnete die Moränensituation auf Plassseggen ausdrücklich als „keineswegs abschließend geklärt“.

Das Beispiel Plassseggen zeigt, wie groß die räumliche Distanz zeitlich eng beieinanderliegender Stillstandsphasen sein kann und weist auf die große Herausforderung hin, trotz anerkannter Festmarken im Gelände zu eindeutigen und nicht angreifbaren Ergebnissen zu kommen.

c) Das Beispiel Ganda

Wie BURGER & HANTKE ihre Untersuchungen auf der Hochfläche von Plassseggen auf einen Schwerpunkt beschränkten, erfaßte KOBLE (1994), der Zielsetzung seiner Arbeit treu, nur die wichtigsten Lokalmoränen. Moränen, deren Bedeutung für die Parallelisierung der spätglazialen Gletscherstände im gesamten Prättigau nicht vorrangig war, blendete er aus. Seine sorgfältige Übersicht ist ein wichtiges Gerüst, das zwar die großen Züge feststeckt, aber durch weiterführende Arbeiten massiv ergänzt werden muß, um landschaftsgeschichtliche Fragen im Rhätikon adäquat zu bearbeiten.

ANDERS (1999) unterzog die Moränen des Ganda-Gletschers an der Südseite der Sulzfluh auf der Grundlage von KOBLEs Kartierung einer minutiösen Untersuchung und korrigierte im Einvernehmen mit ihm die Ansatzhöhen einiger Seitenmoränen und damit die Gleichgewichtslinie der Eiszunge zur fraglichen Zeit. Die bisherige übersichtsartige Einordnung der Lokalmoränen ist also im regionalen Zusammenhang durchaus stimmig, kann jedoch lokal durch unterschiedlichste Einflüsse abweichen. Im Meterbereich wechselnde Exposition, vorgegebenes Relief, individuelle Ereignisse wie ein stürzender Block oder umsinkender Pfeiler oder veränderliche Beschattung durch eine sich wandelnde Gratlinie beeinflussen das Erscheinungsbild und Verhalten gerade kleiner und kleinster Wandfußgletscher.

Am Beispiel des Ganda-Gletschers (weil der markanteste und bestuntersuchte Gletscher des Gebietes) sind die spätglazialen Schneegrenzwerte von KOBLE und ihre geringfügige Korrektur durch ANDERS einander gegenübergestellt:

Stadium	Gschnitz 1	Gschnitz 2	Daun	Egesen 1	Egesen 2	Egesen 3 (Ostzunge)	Egesen 3 (Westzunge)
Endmoränenstirn (m ü. NN)	1800	1890	2000	2040	2180	2210	2250
Ansatz Seitenmoräne (gemittelt, m ü. NN):							
nach KOBLE	2073	2093	2135	2168	2250	2258	2250
nach ANDERS	2075	2145	2150	2240	2250	2260	2265
Schneegrenzdepression zum Jahr 1850:							
Mindestwert nach KOBLE	477	457	415	382	300	292	300
Mindestwert nach ANDERS	475	405	400	310	300	290	285
Höchstwert nach KOBLE	557	537	495	462	380	372	380
Höchstwert nach ANDERS	555	485	480	390	380	370	365

Tabelle 10: spätglaziale Schneegrenzen des Ganda-Gletschers und Schneegrenzdepressionen im Vergleich zu 1850 (ANDERS 1999: 89; verändert).

Wenn nicht anders angegeben: Werte in Metern.

Besonders die Übersichtskarten beider Autoren zeigen den Erkenntniszugewinn durch erneute Bearbeitung:

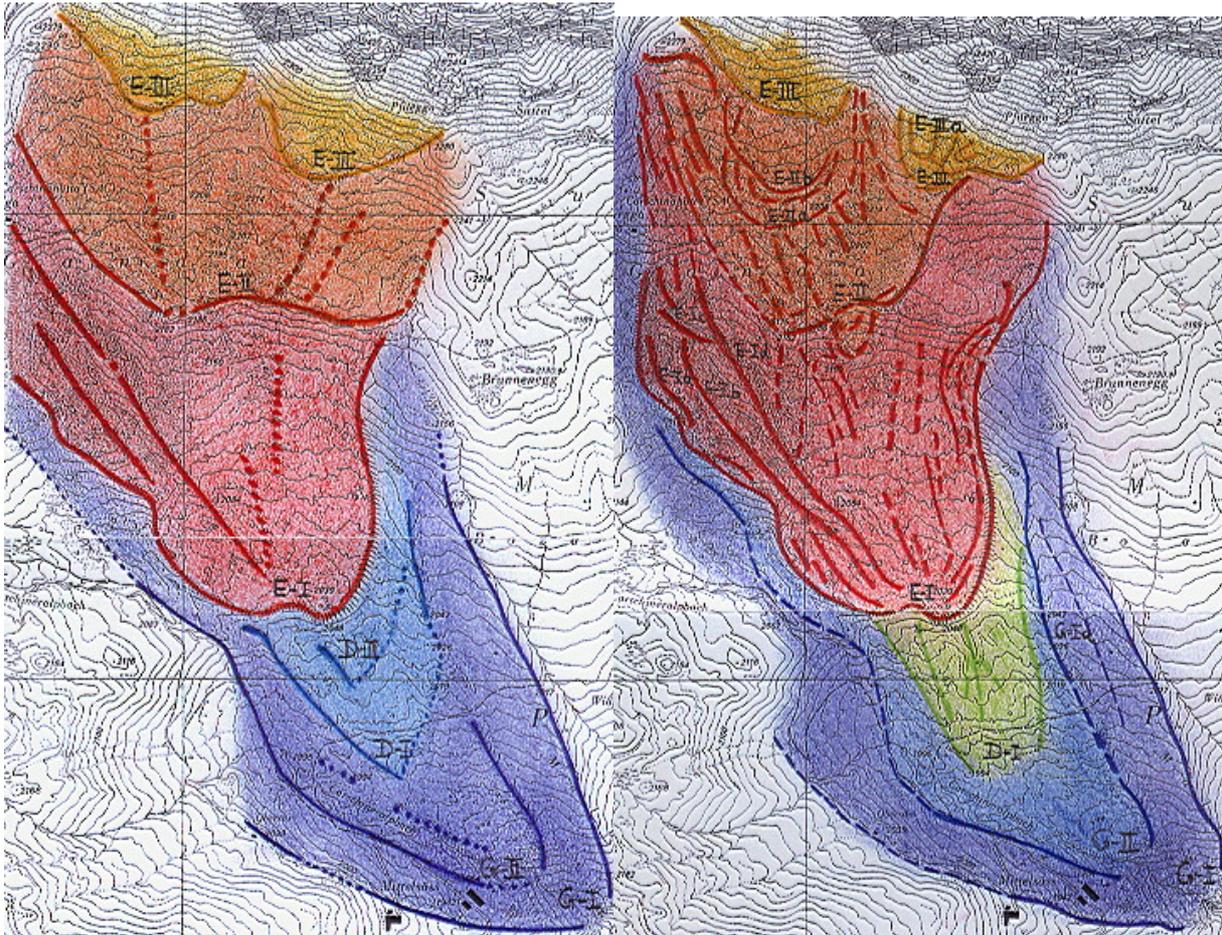


Abbildung 81: Übersicht der spätglazialen Stände des Ganda-Gletschers nach KOBLE (links) und ANDERS (ANDERS 1999: Beil.).
 G-I bis G-II : Gschnitz; D-I bis D-II: Daun; E-I bis E-III: Egesen. Nordrichtung im Kartenbild oben.

Ein wesentliches Ergebnis der erneuten, intensiveren Geländearbeit lag in der Frage der Egesen 2 – Stirnmoräne, die KOBLE bis zum östlichen Rand der Ganda ziehen und dann in eine Seitenmoräne umbiegen sah. ANDERS stellte anhand der Geländebefunde unzweideutig fest, daß die fragliche Moräne schon weiter westlich nach Norden umbiegt. Im Stirnbereich der Egesen 2 – Moräne quert eine Schwelle des Präreliefs die Ganda, der die quartäre Bedeckung aufsitzt (vgl. Karten 1 und 9). Es ist dies die Grenze zwischen liegender Eggberg-Gyrenspitz-Serie und hangender Ruchberg-Oberälpli-Serie des Prättigau-Flysches, die in einer Linie Carschinfurka – Brunnenegg morphologisch in Erscheinung tritt. Die nun isoliert scheinende Seitenmoräne an der Ostgrenze der Ganda stellt die Fortsetzung des eindrucksvoll ausgeprägten Egesen 1-Walles nach Norden dar.

Das Beispiel Ganda zeigt, daß als gesichert geltende Erkenntnisse bisheriger Veröffentlichungen immer wieder kritisch überprüft werden müssen, um nicht selten präzisiert oder verändert, wenn nicht gar verworfen zu werden.

d) Moränen als Spiegel der Wandentwicklung

Alle Moränen im Umfeld der untersuchten Grat- und Wandbereiche stammen aus der Egesen-Zeit. Können deren außerordentliche Verwitterungsleistung und Schuttproduktion bestimmte Wandabschnitte oder kleine Fluhen (wie Hasenflüeli auf dem Eggberggrat) seither bis zur Unkenntlichkeit zerlegt haben, so daß die zugehörigen Wandfußgletscher einen erkennbaren Teil ihres vormaligen Nährgebietes durch Wandzerlegung eingebüßt hätten? Könnte man aus

der Lage der Gleichgewichtslinie dieser kleinen Eiszungen und der daraus abzuleitenden Mindestgröße des Nährgebietes die Wanderlegung seit der entsprechenden Stillstandsphase quantifizieren?

Am Beispiel der Lokalität „Uf den Nünzgen“ im Bereich Eggberggrat (vgl. Abschnitt III. 5.) ist ein solcher Schluß vielleicht möglich und zweckmäßig. Die Moränensituation und Schneegrenzwerte, durch KOBLEs sowie ANDERS' Arbeiten recht präzise ermittelt, wurde als statisch, das Nährgebiet mit seiner anstehenden „Wand“ über die Zeit als veränderlich betrachtet. Nach der 2:1 - Flächenteilungsmethode (BEELER 1977; KOBLE 1994) wird aus der Gleichgewichtslinie und den Ansätzen der Schneegrenzberechnung auf die Größe des Nährgebietes zum Zeitpunkt der Moränenbildung geschlossen, um seine eventuelle Veränderung gegenüber heute festzustellen.

Nach HÖFER (1879 in: BEELER 1977: 228) markiert die Schneegrenze das arithmetische Mittel zwischen unterem Gletscherende und mittlerer Kammlinienhöhe. BEELER schätzt diese Methode als besonders geeignet ein, wenn der ehemalige Gletscher schwierig zu rekonstruieren ist. Im Gegensatz zu der Methode nach PARTSCH (1882 in: ibd.: 228), die sich nur am höchsten Punkt der Kammlinie orientiert, schließt sie eine Verfälschung durch einzelne überdurchschnittlich aufragende Zähne oder Pfeiler aus und wird damit der Fragestellung besser gerecht. Im Rhätikon entspricht bei Süd- bis Südwestexposition eines Gletschers die Schneegrenze beinahe seiner Gleichgewichtslinie (KOBLE 1994: 53). Aufgrund möglicher expositionsbedingter Abweichungen ist dabei der Mittelwert zwischen den Ansatzpunkten der rechten und linken Seitenmoräne zu bilden.

Die Ergebnisse dieser Messungen müssen konservativ betrachtet werden, wenn daraus abgeleitete Aussagen seriös sein wollen. Die heute erhaltenen höchsten Ansätze der Seitenmoränen müssen nicht den damaligen entsprechen, sondern verstehen sich als Mindestwerte. Das Verhältnis der Flächenteilungsmethode Nährgebiet : Zehrgebiet = 2:1 ist zwar für Gletscher mit ausgeglichenem Massenhaushalt im Alpenraum allgemein gültig, kann aber lokal stark abweichen, also ebenfalls nur ein Mindestwert sein. Besonders kleine Wandfußgletscher des Spätglazials, die im vorliegenden Zusammenhang bedeutsam sind, können aufgrund ihrer geringen Masse weniger träge auf örtliche Gegebenheiten reagieren. Die an den regionalen Lokalitäten gewonnenen Erkenntnisse in einen größeren Zusammenhang als diesen zu stellen und ihnen grundsätzliche Bedeutung zu verleihen, muß einer künftigen umfassenderen Arbeit vorbehalten bleiben.

7. *Zusammenschau der Methoden*

Das methodische Instrumentarium war im Rahmen dieser Untersuchung ebenso von inhaltlichen Fragen wie von den Vorgaben des Arbeitsgebietes bestimmt. Einige Schlüsselbereiche entziehen sich durch ihre exponierte Lage dem Zugang und damit der Messung, so daß allein die Beobachtung mit optischem Gerät von verschiedenen Standorten aus möglich war. So fehlen im Einzelfall Meßwerte von Lokalitäten, wo sie zur Abrundung der Ergebnisse anderer Methoden wünschenswert gewesen wären. Allerdings zeigen die in den zugänglichen Bereichen gewonnenen Werte eine Einheitlichkeit, die die entsprechenden Beobachtungen bestätigt und auf die wenigen völlig unzugänglichen Geländeabschnitte sehr wahrscheinlich übertragbar ist.

Der Zugang zu einzelnen exponierten Stellen in den fraglichen Wänden mag mit einer Seilschaft geübter Kletterer und entsprechendem Materialeinsatz sicherlich zu erzwingen sein, jedoch schien der dafür notwendige Aufwand in keinem Verhältnis zu den zu erwartenden Ergebnissen zu stehen, zumal die daraus ableitbaren Aussagen durch andere Methoden zumindest erhärtet werden konnten.

Um den Abläufen der Wandentwicklung nachzuspüren, wurden die drei wesentlichen Formengruppen – Wände s.s., wandfußnahe Sturzschuttkörper und glaziale Ablagerungen (vgl. Abschnitte I.3.b) bis d)) –Vorgehensweisen unterworfen, die zum Teil am Arbeitsgebiet entwickelt worden sind und deren Zusammenwirken im Laufe der Geländephasen optimiert wurde. Der Wert dieser Methoden liegt in ihrer Synergie. Aus der ständigen Zusammenschau erwuchs ein Gesamtbild, das die räumliche und zeitliche Verzahnung von Formen und Prozessen greifbar werden läßt.

Die genetische Schuttkörpertypologie ist durch Erweiterung und Überprüfung an einem Vergleichsgebiet zum sicheren Instrument geworden, das mit geringem Aufwand zuverlässige Informationen zur Wandentwicklung liefern kann.

Die Parallelisierung von Leitflächen ermöglichte im Gelände in Verbindung mit der Auswertung der Kartengrundlage ein schnelles und sicheres Einordnen fraglicher Pultflächen in Gruppen gleicher Orientierung und Generation. Messungen im eigentlichen Sinne dienten hier im späteren Verlauf der Geländeaufnahmen vornehmlich der Überprüfung zuvor gewonnener Beobachtungsergebnisse.

Die Arbeit GARDNERs ermutigte zur Einrichtung von Meßstrecken auf ausgewählten Schuttkörpern, die wertvolle Daten zum jährlichen Bewegungsverhalten der oberflächlichen Lockerschichten brachten und noch bringen werden. Deren langfristige Auswertung überschreitet allerdings deutlich den zeitlichen Rahmen dieser Untersuchung und muß deshalb weiterführenden Arbeiten vorbehalten bleiben.

Die morphometrische Bewertung von Steinschlagrinnen als Hilfsmethode liefert zusätzlich Hinweise auf die Beschaffenheit der Steinschlag-Einzugsgebiete in einer Wand und verdeutlicht von neuem den engen Zusammenhang zwischen Wandgestalt und Formung der Sturzschuttkörper.

Die Erfassung und zeitliche Zuordnung von Lokalmoränen diente auf der Grundlage der Untersuchungen von KOBLER der Einschätzung der Beträge spät- und postglazialer Wandrückverwitterung sowie der relativen Datierung einzelner Schuttakkumulationen. Sie wurde nur dort vertieft, wo eine umfassende Neubetrachtung wesentlichen, das Thema fördernden Erkenntnisgewinn versprach.

Die umfassende Auseinandersetzung mit der einschlägigen und peripheren Literatur regte zu kritischer Bewertung bereits andernorts verwendeter Methoden an und gaben manch wertvollen Impuls, die ein oder andere Vorgehensweise an die eigene Fragestellung und die Vorgaben des Raumes anzupassen.

Alle Methoden lieferten für sich nur lückenhafte Einzelansichten, im Verbund angewandt aber fügten sie viele kleine Aspekte zu einem deutlichen Mosaik.

Vor und über allem jedoch stand die Beobachtung.

III. Die Entwicklung ausgewählter Bereiche im Rhätikon

1. Allgemein

Der Schwerpunkt „Wand- und Gratentwicklung seit dem Spätglazial“ verlangt die Beschränkung auf wenige beispielhafte Geländeabschnitte im Rhätikon, die besonders prägnant typische Entwicklungsstadien nachzeichnen und Formen beherbergen, an denen die maßgeblich beteiligten Prozesse gut erkennbar und frei übertragbar zutage treten. Eine erschöpfende Monographie des Raumes ist im Rahmen dieser Untersuchung weder zu leisten, noch angestrebt. Allein die Kartierung spät- und postglazialer Massenbewegungen im Hochtal von St. Antönien ist bei weitem nicht abgeschlossen und muß in weiterführende Arbeiten einfließen.

Der Rhätikon-Hauptkamm ist seit dem Hochglazial an Schlüsselstellen sehr aktiv umgeformt worden, ohne sein Gesamt-Erscheinungsbild grundlegend zu verändern. Die Bereiche Drusentor, In den Schijen und Eggberg-Grat wurden ausgewählt, weil dort das Wechselspiel zwischen tektonischer Vorprägung, glazialer Ausformung und holozäner Überformung ein räumliches Nebeneinander geschaffen hat, dessen Formen vor dem Auge des Betrachters Entwicklungsreihen bilden und Art und Einfluß beteiligter Vorgänge deutlich hervortreten lassen.

Den Bereichen Drusentor, In den Schijen und Eggberg-Grat ist ihre Nähe zum Erosionsrand der Sulzfluh-Decke gemeinsam, den beiden erstgenannten ihre Lage quer zum Fallen des benachbarten, aufgeschuppten Deckenabschnittes. Im Norden ist die Deckenstirn nicht fern, im Osten das Abtauchen der Malmkalke unter den überlagernden Deckenstapel. Zwischen tektonischer Beanspruchung dieser „Deckensäume“ und der nur noch lokalen Beanspruchung der freien Felswände ist eine „Kampfzone“ intensivsten Wand- und Graterfalls entstanden, in der allein die statisch günstigsten Formen sich der völligen Zerrüttung entziehen, sofern es die Verankerung im morphologisch weichen Liegenden und dessen Schichtfallen erlauben.

Im Umfeld des Drusentores ist - einzig im nördlichen und östlichen Rhätikon - der Hauptkamm über eine Strecke von mehreren hundert Metern durch verschiedene sich kreuzende Störungen tiefgreifend zerrüttet, so daß er deutlich unter der umgebenden Gipfelflur liegt. Hier scheint mit dem weiter fortgeschrittenen Zerfall der Sulzfluh-Decke in einzelne Schuppenteile die vollständige Einrumpfung der Deckenstirn vorweggenommen. Im Gegensatz zu den Plattenschußhängen von Sulzfluh und Rätchenflue fehlt hier bereits das nördliche Widerlager der basalen Schuppe, das eine hohe Wand auf dem zum Gauertal hin einfallenden Liegenden stützen könnte.

In den Schijen verlaufen im Gegensatz zum Drusentor die Bruchlinien parallel zur exponierten Wand, die Blattverschiebungen hingegen senkrecht. Folge ist eine völlig andersartige Entwicklung mit vorspringenden und zurückweichenden Wandteilen, die Bildung großer homogener Wandflächen sowie eine phänotypisch ähnliche, aber strukturell abweichende Gliederung des wandfußnahen Vorfeldes in Gruppen von Zähnen und Pfeilern. Einige augenfällige Lokalitäten wie der Schijenzan oder der weithin sichtbare, scheinbar verstürzte Riesenblock am Wandfuß legen in ihrer Formfrische Betrachtungen zum Ablauf jüngster Wandrückverwitterung nahe.

Auch der Eggberg-Grat ist durch seine isolierten Klippen der Sulzfluh-Decke einzig im Rhätikon und bietet die Möglichkeit, Prozesse und Voraussetzungen der Zerlegung der Sulzfluh-Decke und des Verschwindens ihrer Gesteinsmassen zu beobachten und damit die Entwicklung im St. Antöniental von einer mittig aufgewölbten und durch regionale Bruchlinien zerteilten Decke bis hin zum letzten Erosionsrand des Rhätikon-Hauptkammes

nachzuvollziehen. Die letzten Vorkommen des vor dem Deckenrand zurückgelassenen Sulzfluhkalkes lassen zugleich Rückschlüsse auf Ablauf und Ausmaß des Zerfalls exponierter Klippenteile im Spätglazial zu.

Die struktureologischen Gegebenheiten müssen in den Beispielräumen besonders ausführlich betrachtet werden, weil sie deren Entwicklung völlig beherrschen. Der wesentliche Teil der gewonnenen Erkenntnisse fußt auf Beobachtungen. Obwohl aus Gründen der Geländebeschaffenheit Gefügemessungen nicht immer in statistisch ausreichendem Maße zu gewinnen waren, können sie die Beobachtungsergebnisse und ihre Deutung untermauern.

Zur Geologie des Rhätikon ist in den vergangenen 110 Jahren viel veröffentlicht worden, zur Morphologie jedoch kaum. Die Geschichte seiner Landschaftsformen ist untrennbar mit Fragen der spät- und postglazialen Wand- und Gratentwicklung verwoben. Die Untersuchung von drei der markantesten Geländeabschnitte soll zum Verständnis der Raumes und seiner landschaftlichen Entwicklung beitragen, aber auch zur Diskussion geologischer Fragen, über die auch heute noch keinesfalls Einigkeit herrscht.

2. Beteiligte Prozesse

a) Allgemein

Die seit dem Spätglazial auf exponierte Felspartien wirkenden Einflüsse sind schon früher ausführlich hergeleitet worden. Im neuen Zusammenhang geht es im Rahmen einer kurzen Charakterisierung der maßgeblichen Prozesse und Agentien vor allem um ihre Gewichtung.

- Über allem steht die tektonische Vorprägung des Raumes, die die Grundzüge und Wege der Wand- und Gratentwicklung seit dem Spätglazial vorgibt. Alle weiteren Prozesse, die im weitesten Sinne auf Atmosphärien und Wasser basieren, folgen in ihrem erheblichen Beitrag diesen Vorgaben und bestimmen Maß und Geschwindigkeit der Formung. Stratigraphische / petrographische Voraussetzungen legen ihre lokale Ausprägung fest.
- Einflüsse wie holozäne Frostwechsel oder Insolation tragen erheblich zur oberflächennahen Entstehung von klein- und mittelscherbigem Schutt in Abriß- und Ablagerungsgebiet bei; allerdings tritt ihr landschaftsprägender Einfluß deutlich hinter den vorgenannten Gegebenheiten zurück. Die frostinduzierte Bereitstellung von grobblockigem Sturzmaterial erfordert glaziale Verhältnisse.
- Karstische Prozesse sind für die Erweiterung von Kluft- und Fugensystemen beinahe ebenso bedeutsam wie Frostsprengung.
- Die Bedeutung von Prozessen wie Verwitterung durch Wurzelsprengung, Wandrückverlegung durch flächige Kalklösung, Schneedruck oder äolisch induzierte Erosion hat lediglich arabesken Charakter.

b) Tektonische Vorprägung

Entscheidende Grundvoraussetzung für die Zerlegung der Wand und den Austrag von Sturzmaterial ist die Gliederung des Bergstockes hier an der Deckenstirn durch tektonisch, stratigraphisch und petrographisch bedingte Schwächezonen. Die Gesteinsaufbereitung folgt sehr statisch den vorgegebenen Klüften, die im Zuge der Platznahme der penninischen Decken entstanden. Diese Kluftsysteme folgen Blattverschiebungen, Verwerfungsflächen, Aufschuppungsflächen und Brüchen. Oft werden entlang dieser Linien große zusammenhängende Partien gegen einander verstellt (z. B. Hasenflüeli gegen Rätchenflue).

Entscheidend ist der Verlauf dieser Störungssysteme zueinander und zur Exposition der nächstliegenden Wand oder des betreffenden Gratbereiches. Nur zwei Beispiele seien hier angeführt: Die große Blattverschiebung durch Gruoben, Gemstobel und Drusentor verläuft im Bereich Gruobenpaß senkrecht zum Grat und bedingt eine relativ schmale Scharte in diesem. Ebenso verursachte eine andere, nordsüdlich verlaufende Bruchlinie den gut 200 Meter tiefen, aber nur wenige Dutzend Meter schmalen Einschnitt des Schweizertores. Im Bereich Drusentor aber verläuft das erwähnte Störungssystem gratparallel oder in sehr spitzen Winkeln zum Grat. Die Folge ist eine Erniedrigung des Kammereiches auf großer Breite (Entfernung zwischen den umgebenden Vorgipfeln P. 2542 und P. 2591 = 900 Meter Luftlinie bei einer Äquidistanz zum Drusentor von ca. 200 Metern). Zudem scheint der gesamte Gratbereich entlang paralleler Bruchlinien durch Sackungen zu zerfallen.

Risse, Klüfte und Spalten syntektonischer Genese zergliedern also das Anstehende und geben damit die Wege und Strukturen der Wand- und Gratformung überaus dominierend vor.

Entlang dieser Schwächezonen im Gestein können nun klimatische Agentien bis tief in den Fels eindringen und die Auflösung der Wand durch physikalische Verwitterung vorantreiben.

Die stratigraphische Situation „hart über weich“ vermag durch die Ausbildung innerer Gleitflächen große Massenbewegungen vorzubereiten oder auf ausgedehnten Flächen derart instabile Verhältnisse zu schaffen, daß regelmäßig kleinere Abschnitte absacken oder abrutschen. Im Rhätikon liegen morphologisch harte Malmkalke über morphologisch weichem Prättigau-Flysch. Gegen das St. Antöntal hin bilden die Wände Strukturkopfhänge, wodurch gelockerte Felsabschnitte noch lange in situ bleiben können. Zur Deckenstirn hin jedoch fallen Schichten und Hänge gleichsinnig (Strukturflächenhänge), so daß gelockerte Partien der Schwerkraft folgend unmittelbar abgehen. Dadurch werden große Massenbewegungen wie Sackung, Rutschung oder Bergsturz begünstigt (vgl. Abschnitt III. 3.).

c) Petrographische Bedingungen

Im großen wie im kleinen lösen sich einzelne Blöcke entlang der petrographisch vorgegebenen Trennflächen und bleiben in situ liegen, wenn die Auflagefläche (Schichtfuge) zur Wand hin einfällt. Neben sedimentologisch bedingten Schichtfugen, für die im Nördlichen Rhätikon der Wert 062/10 als allgemein repräsentativ anzusehen ist, sind die Sulzfluhkalke in eine liegende oolithische Fazies mit geringerem Kalkgehalt und eine hangende Fazies helleren, sehr reinen Malmalkes gegliedert. Im Anstehenden neigt die hangende Fazies zu starker chemischer Verwitterung durch Kalklösung, während die Klüfte der liegenden Fazies kalzitisch verheilen. Eingearbeitete Schuppen von Couches Rouges in unterschiedlicher lithologischer Ausprägung verwittern schneller als der umgebende Sulzfluh-Kalk und hinterlassen breite Spalten, die sich mit lehmigem Verwitterungsresiduat und Sturzschutt füllen.

d) Glazigene / nivale Einflüsse

Solange Gletschereis den Wandfuß bedeckte, hat es ihn stabilisiert und vor größerem Materialverlust bewahrt. Gletscherschliff und Gletscherschrammen konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Eine signifikante Beeinflussung der Schuttkörper durch Nivation konnte im Zuge der Messungen an den Schuttkörperprofilen nicht festgestellt werden. In einem ein bis zwei Meter breiten helleren Streifen am Wandfuß jedoch erscheint das Anstehende frischer. Die scharfe Obergrenze dieses hellen Streifens, fehlende Helligkeitsabstufungen und das glatte Profil dieses Wandteiles legen nahe, daß diese Erscheinung nicht Setzungsbewegungen im Schutt zuzuschreiben ist, sondern die jahreszeitliche Obergrenze der Schneebedeckung anzeigt, die diesen Teil der Wand etwa die Hälfte des Jahres atmosphärischen Einflüssen entzieht.

Eine nicht zu unterschätzende Bedeutung für die Belastung labiler Wandteile haben Spaltenfüllungen mit Eis (vorwiegend Spätglazial) oder Wasser (Holozän).

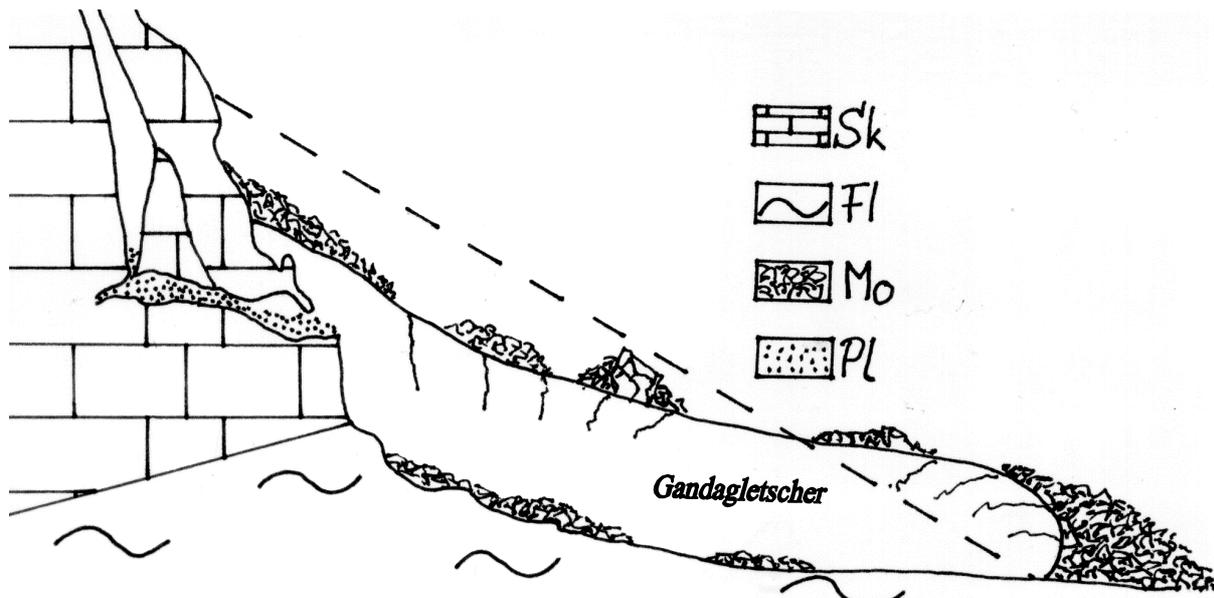


Abbildung 82: Wechselwirkung von spätglazialen Wandfußgletscher, Höhlen- und Spalteneis im Rhätikon, modellhaft. (LOREK 2001: 51).

Sk = Sulzfluhkalk; Fl = Flysch; Mo = Moränenmaterial aus Sturzschutt bzw. Schuttbedeckung des Gletschers; Pl = Spaltenplombierung durch Schutt, Verwitterungslehm oder Eis; gestrichelte Linie = heutiger Schuttkörper.

Abb. 85 zeigt die Situation an einem beispielhaften Wandfuß im ausgehenden Spätglazial. Spalteneis oder Feinmaterial verschließen die untere Öffnung der Kluft. Diese Öffnung gibt das zurückweichende Gletschereis erst zuletzt frei, so daß die Plombe nicht vor dem Ende des Spätglazials endgültig austaute. Eine kompakte Spaltenfüllung aus lehmigem Feinmaterial (Verwitterungsresiduat) und ihre wasserstauende Wirkung sind heute im Seehögli bei Gruoben zu beobachten.

Ein gefrorener Wasserkörper wirkt neben der Sprengwirkung des Gefriervorganges durch seine Gewichtskraft auf die Punkte, an denen er dem Gestein aufliegt. Ein flüssiger Wasserkörper hingegen wirkt nach allen Seiten (KRUMMENACHER 1998: frdl. mdl. Mitt.). Dieser Druck bleibt bei positiven Temperaturen nahezu unverändert, er wirkt ständig und allseitig mit seinem Maximum.

e) Physikalische Verwitterung

Mit jedem Windstoß regnet es kleinen Schutt aus den Wänden. Hohe lokale Windgeschwindigkeiten durch Wirbel und die düsenartige Wirkung breiter Klüfte leisten einen zwar geringen, aber doch erwähnenswerten äolischen Beitrag zur Erosion freier Felswände.

Der Sulzfluhkalk setzt seine Dichte und Massigkeit erfolgreich der Insolationsverwitterung entgegen. Die bei heterogenen Gesteinen - wie etwa dem Silvretta-Kristallin - bei Erwärmung auftretenden unterschiedlichen Ausdehnungskoeffizienten der verschiedenen Gemengteile verursachen dort hohe Druck- und Zugspannungen, die den Mineralverband in seinen oberflächlichen, von der Sonne erwärmten Zonen ermüden und zerlegen können. Diese mechanische Beanspruchung fördert im Grenzbereich der Erwärmung - etwa ein bis drei Zentimeter unter der Gesteinsoberfläche - die Bildung von feinscherbigem Schutt.

Morphologisch wirksam sind auch unterschiedliche seitliche Erwärmungs- (und damit Ausdehnungs-) -beträge, die im Dezimeterbereich stark schwanken können und von der Besonnung und dem Windschatten abhängig sind. Hohe Temperaturunterschiede auf kurzer

Distanz erzeugen auch in vergleichsweise homogenen Gesteinen beträchtliche morphologisch wirksame Materialspannungen. Die mechanische Wirkung von Steinschlagmaterial oder abfließendem Niederschlagswasser auf die Oberfläche des Anstehenden kann in diesem Zusammenhang vernachlässigt werden.

Das wichtigste Agens der exogenen Einflüsse auf die Wand ist Frost. Er ist in der Lage, Gestein allein durch mechanische Verwitterung bis zur Korngröße Schluff zu zerlegen. Schon die Teilung markierter Handstücke auf den Schuttkörperprofilen belegt den großen Beitrag der Frostsprengung bei der Wand- und Gratformung. Auf den Schuttkörpern am Fuße der Wand steigt der Anteil kleinerer Korngrößen mit zunehmendem Alter. Auch steigt mit abnehmender Korngröße die Geschwindigkeit der weiteren Zerlegung des Detritus, weil mit jeder Teilung eines Schuttstückes durch Frostsprengung die Angriffsfläche wächst. Die 0°-Isotherme durchdringt ein bestimmtes Volumen Gestein schneller, wenn es nicht in einem Stück, sondern in mehreren Bruchstücken der Abkühlungsfront ausgesetzt ist. Daraus ergeben sich bei gleicher Tiefe und Dauer negativer Temperaturen größere Eindringtiefen und häufigere Frostwechsel.

Das Ausmaß der Frostverwitterung im Festgestein hängt von seinem Porenvolumen und deren Wassersättigung ab. Um hohe mechanische Wirksamkeit zu erreichen, muß eine Spalte oder andere Pore schon vor dem Gefrieren vollständig mit Wasser gefüllt sein.

Die enormen Sprengdrücke, die durch Volumenzunahme beim Übergang vom flüssigen in den festen Zustand entstehen, sind in der Lage, bei häufiger Wiederholung (Frostwechsel) homogene Partien von innen heraus zu zermürben und bestehende Haarrisse zu Fugen, Klüften oder Spalten zu erweitern und Material bis hin zum Sturz zu lockern. Die morphologische Bedeutung dieses Prozesses im Hochgebirge ist überragend.

Jedoch liegt der maximale Sprengdruck von Eis nicht bei 0°C, sondern erst bei -22 °C an. Eis verhält sich bei tieferen Temperaturen zäher und setzt dann Belastungen durch interne Spannungen des umgebenden Festgesteins größeren Widerstand entgegen. Beim Gefrieren von Spaltenwasser *und dessen weiterer Abkühlung bis -22°C* steigen also Druck und Schubspannung, die das Eis wieder auf das umgebende Gestein ausübt. Der Sprengdruck des Eises ist bei dieser Temperatur mehr als viermal so groß wie nahe unter 0° C. Dieser Umstand ist bedeutend, wo Frost auf Partien im Festgestein wirkt, die in ein Spannungsgefüge eingebunden sind (vgl. Abschnitt I.3.b)). Wie schon früher (LOREK 2001: 53f.) ausführlich dargelegt, ist also nicht nur die Frostwechselhäufigkeit (i.e. Frequenz des Passierens der 0° C-Isotherme), sondern auch die Frostamplitude (tiefste erreichte Temperatur) zu berücksichtigen. Auch die Dauer der Abkühlung beeinflusst die morphologische Wirksamkeit des Frostes. Wenn Temperaturen zwischen 0 und -1°C auf eine Bodenoberfläche einwirken, verläuft die Frostgrenze erst nach etwa zwölf Stunden in 5 Zentimetern Tiefe (DÜRR 1970: 54). Dieser Autor, der mit nur wenigen anderen neben der Frostwechselhäufigkeit auch die Frostamplitude in Betracht zieht, folgert daraus, daß kurzzeitige Temperaturwechsel nicht tief genug in die ausreichend durchfeuchteten Bereiche des Anstehenden vorstoßen, um morphologisch bedeutsam zu sein. Er untermauert durch Beobachtungen in seinem Arbeitsgebiet (Westliche Dolomiten) jedoch die These, „daß der Zusammenhang zwischen Frostwechsel und Verwitterungsleistung nicht so eng sein [kann] wie allgemein vorausgesetzt“ (ibid. 1970: 52).

Wandformung durch Frostsprengung hängt also nicht nur von der Frostwechselhäufigkeit, sondern auch von der Durchfeuchtung des Gesteins, der Materialspannung des Verbandes, der Tiefe der Temperatur und der Dauer der Temperaturexposition ab. Letztgenannte Faktoren bestimmen im wesentlichen die Eindringtiefe negativer Temperaturen. Wo häufige Frostwechsel in oberflächennahen Felsbereichen Abschabung fördern und kleinscherbigen Schutt produzieren, bedarf es in unter Druckspannung stehenden tieferen Teilen eines

Felsverbandes wesentlich höherer Sprengdrücke, die erst bei deutlich tieferen Temperaturen erreicht werden, dann aber auch Detritus erheblich größerer Kantenlängen erzeugen.

Aufgrund der großen Trägheit gegenüber Temperaturwechseln tief im Gestein kommen solche Eindringtiefen nur unter glazialen Klimabedingungen oder im Umfeld großer Spaltensysteme zustande.

f) Chemische Verwitterung

Die Oberflächen der Malmkalke zeigen im Rhätikon unterschiedlichste Erscheinungen und Stadien des Karstformenschatzes. An manchen großen Sturzblöcken wurden mehrere unterschiedlich entwickelte und ausgerichtete Karrengenerationen beobachtet. Die stellenweise starke Zerfurchung exponierter Flächen erschwerte ihr Einmessen mit dem Gefügekompaß.

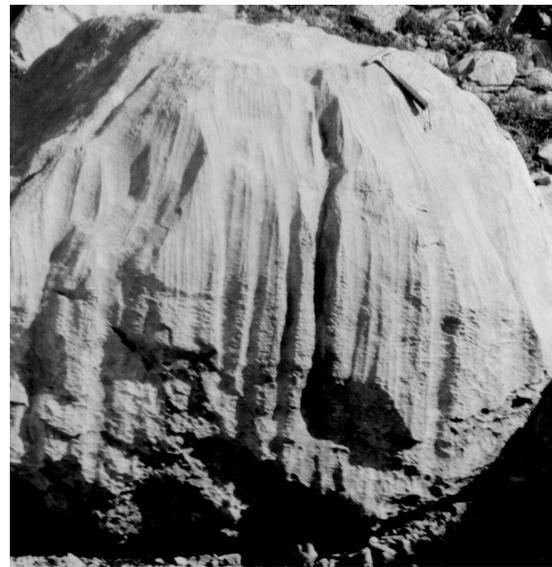


Abbildung 83: Kalklösungsspuren auf einer Pultfläche (links) und einem Sturzblock (eigene Aufnahmen).

In Anlehnung an BÖGLI (1971: 352ff.), der den Beitrag der Kalklösung an der Rückverwitterung exponierter Flächen in nahezu reinem Kalkgestein (Sulzfluh-Kalk: 98% CaCO_3 -Gehalt) zu ermitteln suchte, und BARSCH (in: BÖGLI 1971: 360) wäre dieser Beitrag im Rhätikon unter holozänen Klimabedingungen durchschnittlich mit 50 bis 90 Millimetern pro Jahrtausend anzunehmen.

Wandrückverlegung durch Korrosion spielt nur in den Wandteilen eine Rolle, die seit dem Spätglazial in Formungsruhe begriffen sind. Hier liefern die Kalklösungsspuren wichtige Hinweise auf das relative Expositionsalter dieser Flächen. Doch ein einziger Felssturz verändert eine Teilfläche erheblich stärker und löscht die Spuren, die sie trug, aus.

Allerdings spielt Kalklösung in den fast reinen Malmkalken des Rhätikons bei der Zerlegung der Felswände und der Verwitterung des Gesteins eine gewichtige Rolle. Karstische Prozesse tragen erheblich zur Erweiterung tektonisch vorgegebener Klüfte bei. Entlang der Bruchlinien und Bankungsfugen bildeten sich weitverzweigte Karsthöhlensysteme aus. Die teilweise begehbaren Sulzfluhhöhlen zeigen Spuren von phasenweiser Wasserführung und

Mischwasserkorrosion. Oft sind große Störungen zu perlenschnurartig aufgereihten Karsthöhlen ausgehöhlt, so etwa nördlich des Drusentores an der Westseite der Sulzfluh.

Auch im Kleinen ist die Benetzung entscheidend für die Verwitterungsleistung:

Am östlichen Ende von Hasenflüeli finden sich in geschützter Lage direkt am Grat Bleistiftzeichnungen mit verschiedenen Initialen auf der Felsoberfläche, die offenbar Hirten und Wanderer dort anbrachten. Die beigegefügte Jahreszahlen lassen auf Entstehungszeiten zwischen 1859 und 1983 schließen: Hier ist in fast 150 Jahren eine Bleistiftzeichnung nicht einmal abgewaschen worden.

Wo vor ca. 35 Jahren auf exponierten Blöcken die Farbmarkierung des Rhätikon-Wanderweges aufgebracht worden ist, kann man häufig beobachten, wie mit Farbe bedeckte Stellen im Vergleich zu unbedeckten ca. zwei bis drei Millimeter erhaben sind. Manchmal bildete sich am Rand der Markierung eine winzige Hohlkehle, wenn die Kalklösung sich seitlich bis unter die Markierung fortsetzte.

An aus Schuttkörpern aufragenden Blöcken läßt sich mitunter die Grenzfläche bestimmen, unter der der Porenraum des Schuttes vollständig mit Feinmaterial verfüllt ist. Dieses bindet Feuchtigkeit sehr viel länger; Kalklösungsprozesse erzeugen tropfenförmige Lösungshohlformen auf dem Teil der Oberfläche des Blockes, der mit durchfeuchtetem Feinmaterial in ständiger Berührung ist.

g) Biogene Einflüsse

Wurzeldruck von Pflanzen trägt zur eigentlichen Zerlegung des Anstehenden nicht bei, wohl aber zur Lockerung bereits zerteilter Partien und der Erweiterung vorhandener Fugen und Risse. Oft heben wachsende Wurzelteile gelockerte, noch in situ verbliebene Schuttstücke aus ihrer sedimentfallenartigen Lage. Stellenweise können kleine Schuppen abgesprengt werden. Die Erweiterung flachlagernder Schichtfugen gegen die Auflast des Hangenden steht ohne Frage außerhalb der Kräfte, die Wurzeldruck ausüben kann. Allerdings bindet der Wurzelgrund von Spaltengewächsen sein Porenvolumen an Wasser, das gefrieren und somit sprengend wirken kann.

Wo Oberflächen im Sulzfluh-Kalk lange exponiert sind, haben sich Flechten ausgebreitet, die die oberflächliche Kalklösung minimal zu hemmen scheinen.

h) Katastrophische Massenbewegungen

Die vermehrte Felssturzaktivität zur Egesen-Zeit formte fraglos nachhaltig weite Flächen des Anstehenden bis zu ihrem heutigen Erscheinungsbild.

Sackungen und Rutschungen verändern in größerem Stil Gratlinien, Gipfel, Wände und damit die Einzugsgebiete der Bäche und Lokalgletscher. Auch sie sind durch Schwächezonen wie Bruchlinien oder morphologisch bedeutsame Schichtwechsel dominiert. Bergstürze verändern das Landschaftsbild nicht nur in ihrem Abrißgebiet, sondern auch im Ablagerungsgebiet und stauen dort nicht selten den örtlichen Bach zu einem Bergsturz-See auf. Ob solche Ereignisse im Untersuchungsgebiet geschahen, wird im folgenden zu besprechen sein (vgl. Abschnitt III.).

3. Der Bereich Drusentor

a) Allgemein

Das Arbeitsgebiet „Drusentor“ s.l. (oder „Drusator“, „Sporerfurka“, i.e. P. 2342) im Nördlichen Rhätikon umfaßt die anstehenden Felspartien des Grates zwischen den Gipfeln Sulzfluh und Dritürm sowie die korrelierten Schuttkörper oberhalb der jüngsten Moränen der Wandfußgletscher (vgl. Karten 1 und 3). Diese jüngsten Moränen dienen zugleich als nördliche und südliche Abgrenzung des Arbeitsgebietes („Grat s.l.“). Im Westen grenzen der Aufschwung zu Dritürm (P. 2542), im Osten der erste westliche Vorgipfel der Sulzfluh (P. 2591) den Gratbereich s.l. ein. Untersucht wurden die zugänglichen Abschnitte zwischen P. 2428 im Westen und P. 2399 nördlich der „Bastion“ (i.e. P. 2422) im Osten (in Abb. 84 nicht einsehbar). Der für den Rhätikon typische Deckenstapel von basalem Prättigau-Flysch und hangenden Sulzfluhkalken zeigt sich auch hier in den weichen Formen der moränenbedeckten Ganden, über denen schroffe Wände aufragen.

Im Sinne einer schnellen und präzisen Ansprache wurden die wichtigsten Abschnitte wie aus Abb. 84 ersichtlich benannt.

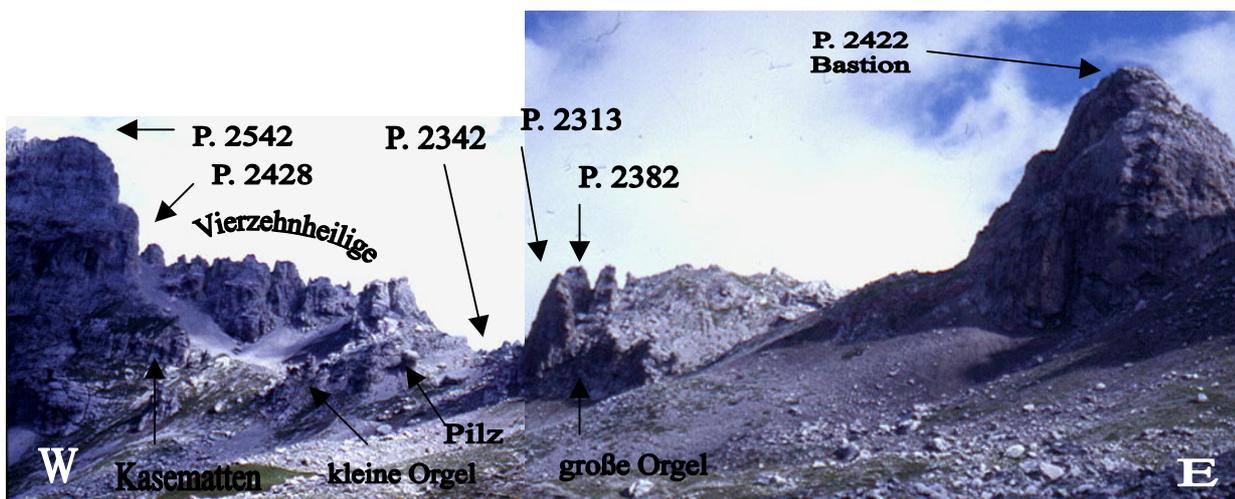


Abbildung 84: Drusentor (2342 m ü. NN) und Umgebung von der Großganda aus; Blickrichtung N (eigene Aufnahmen, verändert).

Der grob nordwestlich-südöstlich streichende Grat s.l. ist durch den markanten Paß des Drusentores in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt geteilt, zusätzlich durch eine schutterfüllte Längsfurche in den nördlichen Hauptgrat (im folgenden als „Grat s.s.“ bezeichnet) und den südlichen Vorgrat (im folgenden „südliche Zahnreihe“ genannt). Aus dieser Einteilung ergeben sich vier Quadranten, die jeweils völlig unterschiedlich geformt sind und charakteristische Eigenarten aufweisen. Ihnen allen ist jedoch gemeinsam, daß viele aufragenden Teile des Anstehenden anscheinend einheitlich orientierte Pultflächen tragen, die möglicherweise Reste einer ehemals geschlossenen Felswand bilden. Im Verständnis der Umgebung des Drusentores kann also der Schlüssel zur Rekonstruktion der spätglazialen Formungsgeschichte des Nördlichen Rhätikon zwischen Drusenfluh, Sulzfluh, Porzalengawald und Großganda liegen.

Die vier Quadranten des Gratbereiches sind wie folgt charakterisierbar (vgl. auch Abb. 85):

- Quadrant NW: Der westlich des Drusentores gelegene Teil des Grates s.s. ist von einer Reihe isolierter, steil aufragender Zähne und Pfeiler (die „Vierzehnheiligen“) dominiert.

Der kleine Paß in P. 2428 trennt diese vom Aufschwung zu Dritürm, welcher ohne Hilfsmittel nicht zugänglich ist.

- Quadrant NE: Östlich des Drusentores ragen aus dem Grat s.s. nur die Doppeltürme in P. 2382 isoliert auf; ansonsten ist das Anstehende wenig markant herausmodelliert und größtenteils schuttbedeckt.
- Quadrant SW: Die südliche Zahnreihe ist westlich des Drusentores nur schwach ausgeprägt. Sie beginnt mit den „Kasematten“ als integraler Bestandteil des Aufschwungs zu Dritürm, setzt sich unter Moränenbedeckung kaum noch erkennbar nach Osten fort und endet unterhalb des Drusentores mit wenigen, aber umso markanter aus dem Verwitterungsschutt aufragenden einzelnen Zähnen („kleine Orgel“).
- Quadrant SE: Östlich des Drusentores greift die südliche Zahnreihe mit sehr markant aufragenden, wuchtigen Felspartien mutig aus und leitet zu den westlichen Vorgipfeln der Sulzfluh über. In der „großen Orgel“ mit P. 2313 als höchstem Punkt sind mehrere markante Zähne in gerader Linie aufgereiht. Die „Bastion“ (i.e. P. 2422) als den gesamten Bereich überragender Kontrapunkt verlagert das Gewicht vom nördlichen Hauptgrat auf sein südliches Pendant.

Abb. 85 zeigt die Doppelgratbildung zwischen Dritürm und Sulzfluh:

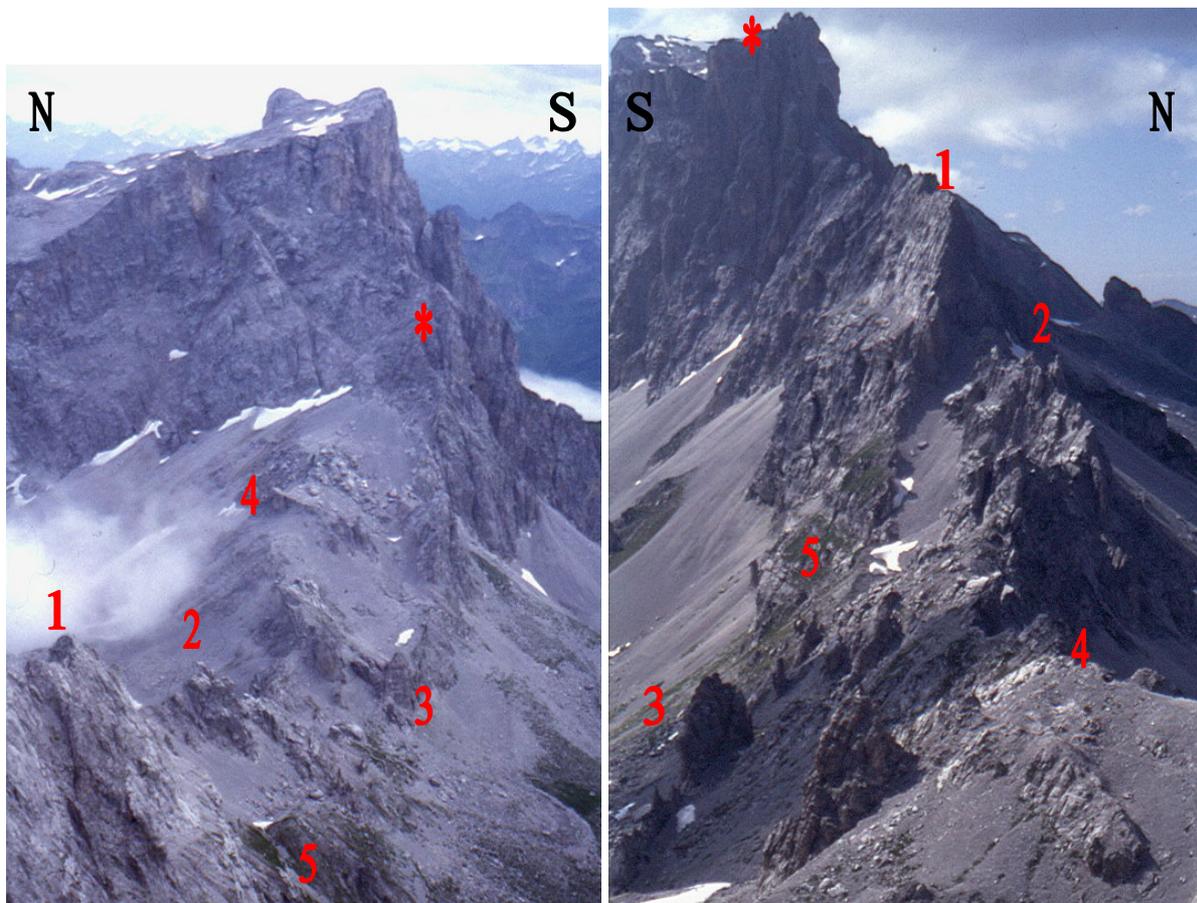


Abbildung 85: Der Drusengrat s.l. mit seinen umgrenzenden Gipfeln (eigene Aufnahmen, verändert).

Links: Blickrichtung Osten mit Sulzfluh (2817 m ü. NN); rechts: Blickrichtung Westen mit Dritürm (2814 m ü. NN). Rote Sterne bezeichnen den Aufnahmestandort des jeweils anderen Bildes, Zahlen gleiche markante Lokalitäten: 1 = P. 2562 (nahe P. 2542); 2 = P. 2405; 3 = P. 2313; 4 = P. 2413; 5 = Kasematten.

Grat s.s. und südliche Zahnreihe trennt eine westöstlichen Richtungen folgende Störung (vgl. Karte 3), die im Zusammenhang mit den Blattverschiebungen des Nördlichen Rhätikon steht. Sie ist vom Ofenpaß nördlich der Drusenfluh über Gelbes Eck, Drusengrat, Sulzfluh, Gemschtobel, Gruoben bis zum Gruobenpaß und weiter verfolgbar (vgl. Abschnitt I.2.c)).

Der Grat ist hier im Vergleich zu den umgebenden Wänden und Gipfeln auffallend erniedrigt. Der Paß Drusentor liegt wie andere Pässe der weiteren Umgebung (Schweizertor, Grünen Fürggli und Gruoben-Pass) um nahezu 500 Höhenmeter niedriger als die umgebenden Gipfel. Jenen allen gemeinsam sind Störungen, die den in westöstlichen Richtungen streichenden Hauptkamm des Nördlichen Rhätikon schneiden. Wo nordsüdlich und westöstlich streichende Störungen sich kreuzen (wie zwischen Gruoben und Partnun-See), ist die tektonische Zerrüttung besonders intensiv. Karte 3 sind die wichtigsten Bruchlinien zu entnehmen, die den Bereich Drusentor gliedern.

Abb. 85 und Karte 3 zeigen deutlich, daß der Gratbereich s.l. nach Süden pultartig abdacht, nach Norden aber schroff abfällt und durch Unterschneidungen übersteilt ist. Große Ausbruchnischen an der Nordseite lassen den Grat s.s. stellenweise nach Süden ausbauchen. Im Umfeld der Lokalitäten 1 und 2 sind große Teile der Oberflächen des anstehenden Felses offensichtlich übergreifend gleich orientiert, als ob sie vormals eine zusammenhängende Wandoberfläche gebildet hätten, die nun durch die schutterfüllte Rinne zwischen Grat s.s. und südlicher Zahnreihe zerrissen ist. Möglicherweise haben Teile des einst zusammenhängenden Grates in einer oder mehreren Phasen ihre ursprüngliche Position verlassen und sich entlang der gratparallelen Störungslinie voneinander entfernt. Voraussetzung dafür wäre eine tiefgreifende Destabilisierung des gesamten Bereiches, wie etwa durch tektonische Schwächelinien oder Sturzereignisse großer Kubatur aus Abrißnischen unterhalb des einstigen Grates. Bildungen von Doppelgraten wie diesem oder hangparallelen Nackentälchen sind typische Anzeichen für große Massenbewegungen in Gratnähe. Darauf deuten auch die Fiederspalteln hin, die an einzelnen Felspartien des Gratbereiches s.l. nicht selten vorkommen.

Die zusammenhängende südexponierte Abdachung des Aufschwungs zu Dritürm ist durch petrographische Gegebenheiten (geringfügig wechselnde morphologische Härte, Bankungsstruktur) in horizontal verlaufende flachere Simse und steilere Bänder gegliedert, die nur geringfügig zerschnitten sind und in weiten Teilen sehr alte Wandoberflächen bilden. Deren Fortsetzung im weiteren Verlauf des Grates s.s. bilden augenscheinlich die Pultflächen der aufragenden Zähne und Pfeiler: Sie sind ähnlich orientiert; flachere und steilere Restflächen folgen einander in gleichen isohyptischen Abständen, und die Flächen selbst sind in Wand wie Zähnen gleichermaßen verwittert und durch Karren zerfurcht, was auf eine vergleichbare Expositionsdauer hinweist. Allerdings scheint die Höhe über dem Meer mutmaßlich zusammengehöriger Pultflächen zum Drusentor hin abzunehmen.

Die Parallelisierung von Schichtfugen ermöglichte es, eine markante Leitfuge (repräsentativer Wert 005/18) im Aufschwung zu Dritürm und dem Gratabschnitt Vierzehnheilige übergreifend zu verfolgen:

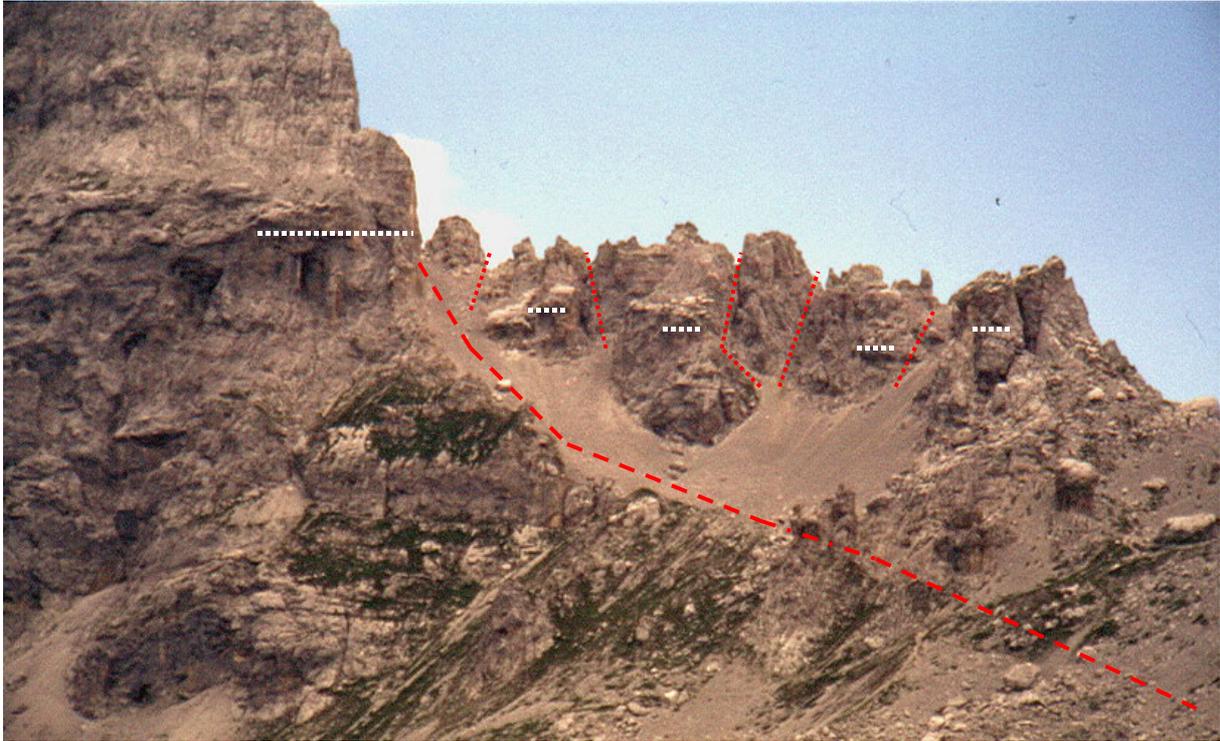


Abbildung 86: Felspartie Vierzehnheiligen östlich des Aufschwungs zu Dritürm, Blickrichtung Norden (eigene Aufnahme).

Weißer Linien: Lage der markanten Schichtfuge. Höhenunterschiede der Fuge über einzelne Felsabschnitte wirken durch den Blickwinkel der Aufnahme größer als in natura. Höhen über dem Meer von links nach rechts: 2420 m ü. NN -- 2405 m ü. NN -- 2375 m. ü. NN -- 2380 m ü. NN -- 2385 m ü. NN. Rote Linien: gratparallele Störung sowie den Grat s.s. kreuzende Bruchlinien.

In einzelnen Partien der Vierzehnheiligen verläuft diese Leitfuge auf geringerer Höhe über dem Meer als im Aufschwung zu Dritürm, der von Dritürm s.s. zwar durch eine Bruchlinie getrennt, nicht aber verstellt ist und damit als originär lagernd betrachtet werden kann (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965). Den Höhengsprung dieser Fuge in den isolierten Zähnen mit Beträgen von bis zu 45 Metern durch den etwas weiter östlich liegenden Anschnitt zu erklären, ist aufgrund der geringen ostwärtigen Neigung der Fuge nicht plausibel.

Durch bereits bekannte (ibid. sowie AMPFERER 1936b) südwestlich-nordöstlich streichende Störungen, die den Gratbereich s.l. kreuzen, sind auch die Vierzehnheiligen in mehrere Teile getrennt. Aus Verlauf der Leitfuge und Verteilung der Pultflächen geht hervor, daß einzelne dieser Teile nach Platznahme der Decke wahrscheinlich um ca. 15 bis 45 Meter abgesackt sind.

Die Breite der schutterfüllten Rinne zwischen nördlichem Grat und südlicher Zahnreihe nimmt von Westen (ca. 50 m) nach Osten (100 bis 120 m) zu. Betrachtet man die Kasematten im Westen der südlichen Zahnreihe als integralen Teil des Wandfußes und daher originär lagernd, so muß der nördliche Grat entlang der gratparallelen Störung abgesackt sein. Wie im Aufschwung zu Dritürm wird das Pultflächenband der Vierzehnheiligen sich als hangender Teil einer Wand über dem wandfußnahen Pultflächenband der südlichen Zahnreihe befinden haben. Durch die Neigung der basalen Gleitfläche dieser Schuppe ging mit der Sackung eine nordwärtige Bewegung einher, deren Ausmaß der Breite der schutterfüllten Rinne entspricht. Wenn die Zunahme ihrer Breite nach Osten der Massenbewegung geschuldet ist und nicht

skulpturell entstand, liegt eine Rutschung mit schwacher Rotation um einen westlichen Angelpunkt vor. Diese müßte in den Orientierungen der Pultflächen zu erkennen sein.

An ihren westlichen und östlichen Rändern geht die südliche Zahnreihe nahezu nahtlos in integrale Wandteile über. Die Kasematten hängen bruchlos mit den basalen Teilen des Aufschwungs zu Dritürm zusammen, ebenso die Bastion mit dem Westabfall der Sulzfluh. In ihrer Mitte, südlich des Drusentores, ist die südliche Zahnreihe zu stark eingerumpft, um eine Verbindung des Festgesteins mit den randlichen Teilen erkennen zu können. Zudem sind die Kalke hier unreiner; der Fels verwittert zu wulstigen Formen ohne markante und verfolgbare Fugen. Pultflächen werden seltener.

b) Pultflächen

Um Pultflächen miteinander vergleichen zu können, müssen ihre jeweiligen Orientierungen erfaßt werden. Dazu wurden mit dem Gefügekompaß nach E. Clar Fallrichtung und Fallwinkel gemessen und graphisch im Schmidt'schen Netz (flächentreue Azimutalprojektion der unteren Hälfte einer Lagenkugel, vgl. MURAWSKI 1992: 174) dargestellt. Abweichend vom üblichen Verfahren sind jedoch nicht die Durchstoßpunkte der Flächennormalen, sondern jene der *Falllinie* abgebildet. Diese Darstellungsweise unterstreicht den skulpturellen, nicht strukturellen Charakter der Pultflächen. Als morphologische Flächen stellen sie eine der wenigen Formen im Fels dar, die nicht primär Ausdruck endogener Vorgaben sind, sondern die exogene Formung einer ehemaligen Wandoberfläche nachzeichnen. Strukturgeologische Aussagen waren bei der Untersuchung der Pultflächen nicht zu erwarten und wurden bei der Wahl der graphischen Umsetzung daher nicht berücksichtigt. Wo nicht Skulptur-, sondern Strukturflächen Gegenstand des Interesses waren (Abschnitt III.5.), wurde die bisherige Darstellungsweise aus Gründen der Einheitlichkeit beibehalten. Die punktuelle Darstellung (im Gegensatz zu Großkreisen) wurde gewählt, um auch bei größeren Anzahlen von Meßwerten in einem Diagramm die Übersichtlichkeit zu wahren.

In der gewählten Darstellungsweise fällt eine Pultfläche umso steiler ein, je näher der abgebildete Durchstoßpunkt ihrer Falllinie am Kreismittelpunkt (= 90°) liegt. Ein Punkt auf der Kreislinie entspricht einem Fallwinkel von 0°. Die Fallrichtungen entsprechen denen der Windrose. Norden oder 0° / 360° sind im Diagramm oben. Die in den zugehörigen Tabellen aufgeführten Meßwerte (Schreibweise 123/45) entsprechen [Fallrichtung]/[Fallwinkel]. Die elektronische Datenverarbeitung und graphische Darstellung geschah mit dem Programm „StereoWin“ Version 1.1.

Im Arbeitsgebiet Drusentor wurden insgesamt 45 Pultflächen in 22 Gruppen erfaßt, von denen 39 in 16 Gruppen zugänglich waren und vermessen werden konnten. Einzig im Quadranten SE (südliche Zahnreihe östlich des Drusentores) wurden keine einmeßbaren Pultflächen gefunden. Zusätzliche Meßwerte lieferten eine Pultfläche im höchsten Punkt der Zollwärterhöhe (i.e. P. 2305) sowie eine Pultfläche im Aufschwung zu Dritürm westlich der Kasematten auf ca. 2380 m ü. NN (i.e. „Türmchen“). Die Lage und Bezeichnung aller erfaßten Flächen ist Karte 3 zu entnehmen. Viele Flächen sind nur unter erheblichem technischen Aufwand oder unverhältnismäßiger Eigengefährdung erreichbar. Bedauerlicherweise konnten daher aus einigen Lokalitäten keine oder nur wenige Meßwerte gewonnen werden, was die statistische Grundlage der Ergebnisse beeinträchtigt.

Kalklösung und andere Verwitterungsvorgänge formen sehr flache, Strömungsrippeln ähnliche, senkrechte Hohlkehlen auf den Pultflächen. Die Meßwerte streuen deshalb stärker (bis zu 20°), als es der tatsächlich sehr stringenten Orientierung der Pultfläche als ganzer entspricht. Durch paritätisches Messen beider Wangen dieser flachen Kehlen wurde ihr Einfluß auf den Durchschnittswert gemindert. Ebenso können geringfügige petrographische

Unterschiede einzelner Kalkbänke zu Neigungsschwankungen innerhalb einer zusammenhängenden Pultfläche von bis zu 15° führen.

Tab. 11 listet nach Quadranten geordnet die eingemessenen Pultflächen und ihre Durchschnittswerte auf.

Quadrant	Pultfläche		Höhe ü. NN [Mitte] (m)	Größe [H*B] (m)	Bemerkung
	Nr.	Wert			
SW	1	222/29	2305	0,5*1	
SW	2	203/38	2325	6*6	
SW	2a	208/42	2325	2*3	
SW	3	182/56	2330	4*2	
SW	3a	183/58	2330	1*2	
SW	4	187/56	2335	5*2	
SW	5a	216/65	2370	1*2	
SW	5b	206/63	2370	3*2	
SW	5c	201/50	2370	1*1	
SW	5d	216/56	2370	4*4	
SW	Kasematten	204/50	2355	18*6	Nur oberer Teil zugänglich
NW	6	192/49	2410	4*3	
NW	6a	199/46	2405	4*8	Stark zerkarrt
NW	7				Nicht zugänglich
NW	8				Nicht zugänglich
NW	9				Nicht zugänglich
NW	10	189/58	2375-2380	10*10	
NW	11a	189/58	2395	2*2	
NW	11b	189/60	2395	2*5	
NW	11c	198/55	2395	6*2	
NW	11d	192/50	2395	2*4	
NW	13	195/49	2386-2405	20*15	Nur oberer Teil zugänglich
NW	14	220/65	2365	1*2	
NW	14a	147/31	2360	2*3	Durch Klüfte in vier kleine Blöcke geteilt
NW	15a	193/08	2365	1*1	15 a bis c Überhang, verkippt, V-Spalten
NW	15b	185/29	2365	2*3	
NW	15c	183/32	2365	3*5	
NW	16a	191/61	2338	1*2	16 a bis f direkt am Drusentor
NW	16b	195/55	2338	1*2	
NW	16c	194/56	2338	1*2	
NW	16d	186/51	2340	4*1	
NW	16e	186/48	2345	10*10	Zerrüttet
NW	16f	088/36	2345	1,5*1	Nördlichster Zahn, nach N verkippt
NE	17a	144/41	2365	2*2	Gratnähe
NE	17bc	178/37	2355	2*4	
NE	17d	159/40	2360	1*3	
NE	17e	224/42	2365	1*1	Gratnähe
NE	17f	130/50	2370	2*3	Gratnähe
NE	17g	176/39	2350	1*2	Südlichste Fläche
NE	18	145/29	2400-2410	15*30	z.T. im Gratbereich, Überhang
	P.2305	148/34	2305	3*6	
	Türmchen (T)	199/39	2380	0,5*1	Wandfußnah
	Pilz (P)				Nicht zugänglich

Tabelle 11: eingemessene Pultflächen im Arbeitsgebiet und ihre durchschnittliche Orientierungen.

Die Durchschnittswerte der einzelnen Geländeabschnitte sind:

Durchschnitte:

d (gesamt)	185/50
nach Quadranten:	
D (Türmchen)	199/39
d (SW)	203/52
d (NW)	181/52
d (NE)	164/43
d (P. 2305)	148/34

Tabelle 12: Durchschnittliche Orientierungen der vermessenen Pultflächen nach Quadranten / Geländeabschnitten.

Die Gesamtheit der Orientierungen ist Diagr. 7 zu entnehmen:

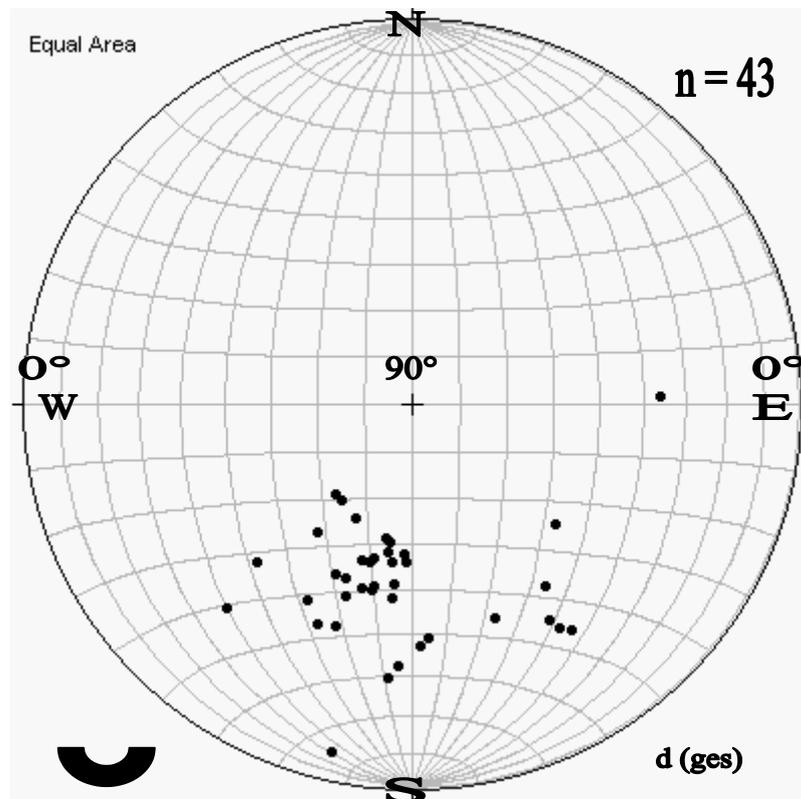


Diagramm 7: Durchschnittliche Orientierung aller eingemessenen Pultflächen (i.e. Durchschnittswerte der Einzelmessungen pro Pultfläche nach Tab. 11) im Arbeitsgebiet Drusentor.

Durchschnittswert aller Pultflächen 185/50.

Der Großteil der Orientierungen konzentriert sich unverkennbar auf südsüdwestliche Richtungen bei mittleren Neigungen. Ein zweiter, deutlich schwächerer Schwerpunkt liegt in südöstlicher Richtung bei ebenfalls mittleren Neigungen. Von diesen Ballungen weichen nur einzelne Werte ab, die gesonderter Betrachtung bedürfen. Getrennt nach den Quadranten des Grates stellt sich die Verteilung der Orientierungen wie folgt dar:

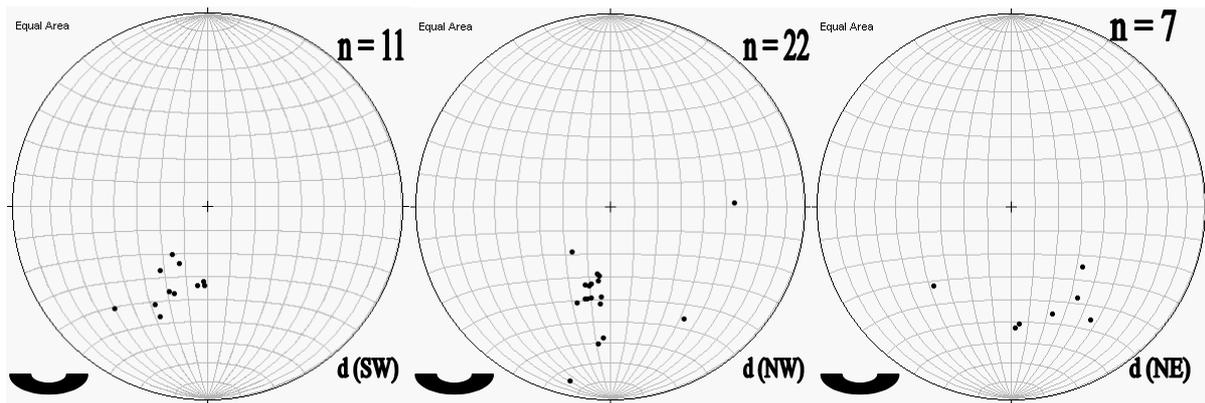


Diagramm 8: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor, nach Quadranten.
 SW: südliche Zahnreihe westlich Drusentor; NW: Grat s.s. westlich Drusentor; NE: Grat s.s. östlich Drusentor.

Verknüpft man die Orientierungen der einzelnen Pultflächen mit ihrer Lage im Arbeitsgebiet, so wird die Verteilung der Werte sofort plausibel:

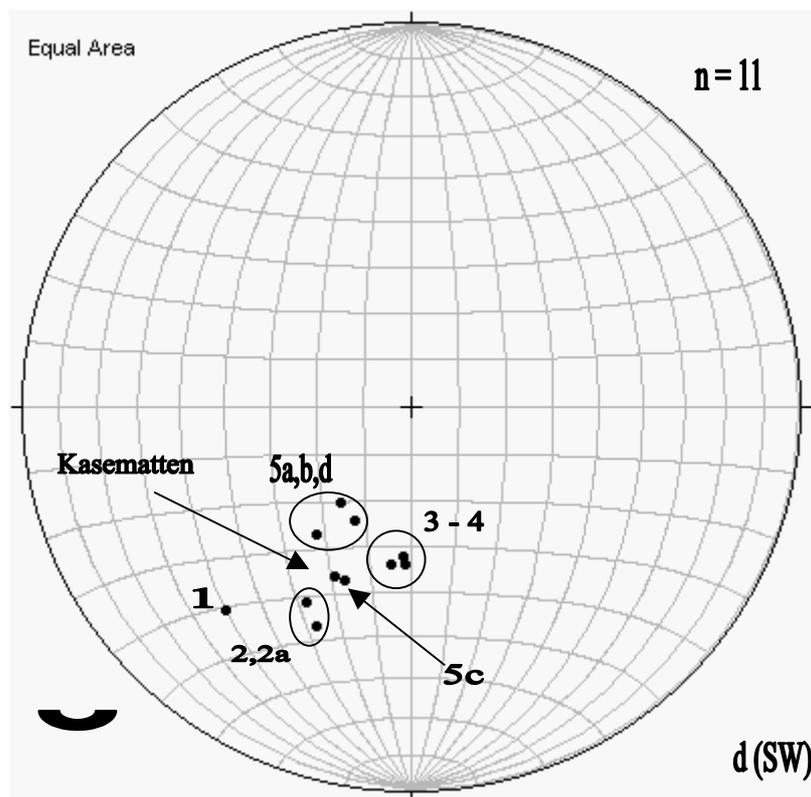


Diagramm 9: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.

SW: südliche Zahnreihe westlich Drusentor. Gesamtdurchschnitt 203/52.

Die Werte im südwestlichen Gratabschnitt zeigen insgesamt die geringste Streuung. Räumlich benachbarte Flächen sind auch sehr ähnlich orientiert. Nur Pultfläche 1 ist deutlich stärker nach Westen orientiert und fällt flacher ein als der Durchschnittswert in diesem Geländeabschnitt. Sie ist am weitesten vom Wandfuß westlich der Kasematten entfernt und befindet sich auf einem völlig isolierten Zahn. Direkt an dessen nördlichem Rand verläuft die gratparallele Störung (vgl. Karte 3). Die Pultflächen Kasematten und 5c spiegeln fast exakt den Durchschnittswert in diesem Geländeabschnitt wider. Ihre ungestörte Verbindung zu den

westlich benachbarten Wandteilen von Dritürm ist deutlich erkennbar; diese prägt im wesentlichen die Orientierungen der Pultflächen im Abschnitt SW.

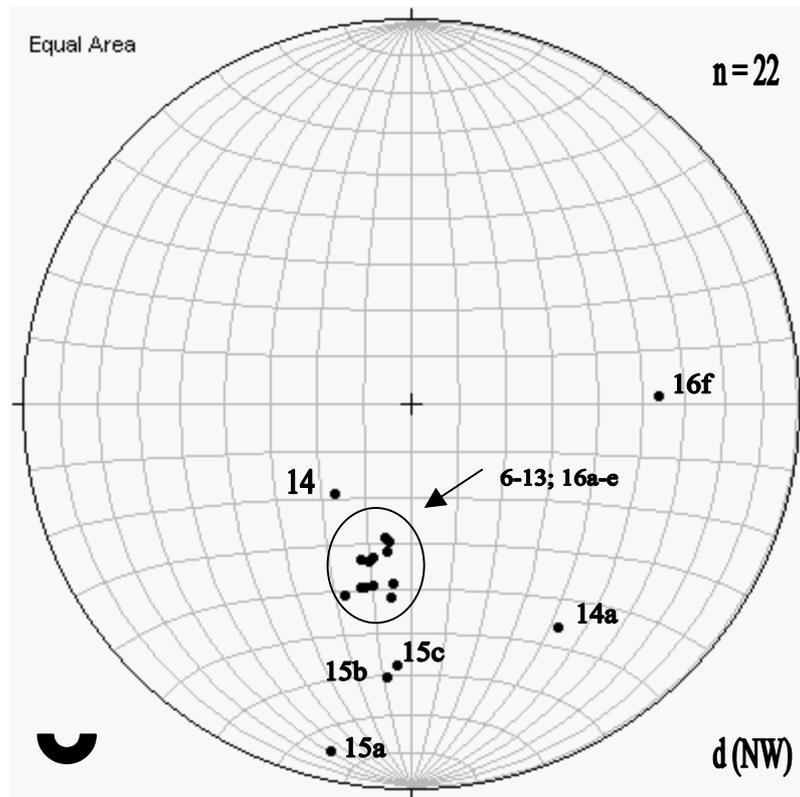


Diagramm 10: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.

NW: Grat s.s. westlich Drusentor. Gesamtdurchschnitt 181/52.

Im nordwestlichen Gratabschnitt zeigen die Orientierungen der Pultflächen mit Masse die stärkste Verdichtung, gleichzeitig aber in wenigen Ausnahmen die größten Abweichungen vom Mittelwert. Dieser Gegensatz geht aus der exponierten Lage einzelner Flächen im Überhangbereich der eigentlichen Gratlinie hervor. Die Pultflächen 6 bis 13 liegen im westlichen Teil der Vierzehnheiligen, also in unmittelbarer Nähe des nordöstlichen Wandfußes von Dritürm. Die Pultflächen 16a bis 16e, die unmittelbar westlich des Drusentores liegen, sind nahezu gleich orientiert. Innerhalb dieses Clusters fallen einige überhangnähere Teilflächen flacher, andere überhangfernere aber steiler ein. Pultfläche 14a ist in vier kleine Blöcke zerfallen, die nicht mehr originär lagern. Die übrigen Pultflächen mit stark abweichenden Orientierungen befinden sich sämtlich direkt an der Gratlinie s.s. im Überhang, sind also an ihrem Nordabfall unterschritten und unterschiedlich stark nach Norden verkippt (vgl. Abb. 87).

Die Orientierungen der Pultflächen im Geländeabschnitt NW sind geprägt von ihrer Nähe zu den nordexponierten Wandfußteilen von Dritürm und im wesentlichen unverstellt. Einzelne Pfeiler an nordexponierten Überhang der Gratlinie sind deutlich nach Norden verkippt und zeigen den fortschreitenden Zerfall des Grates an.

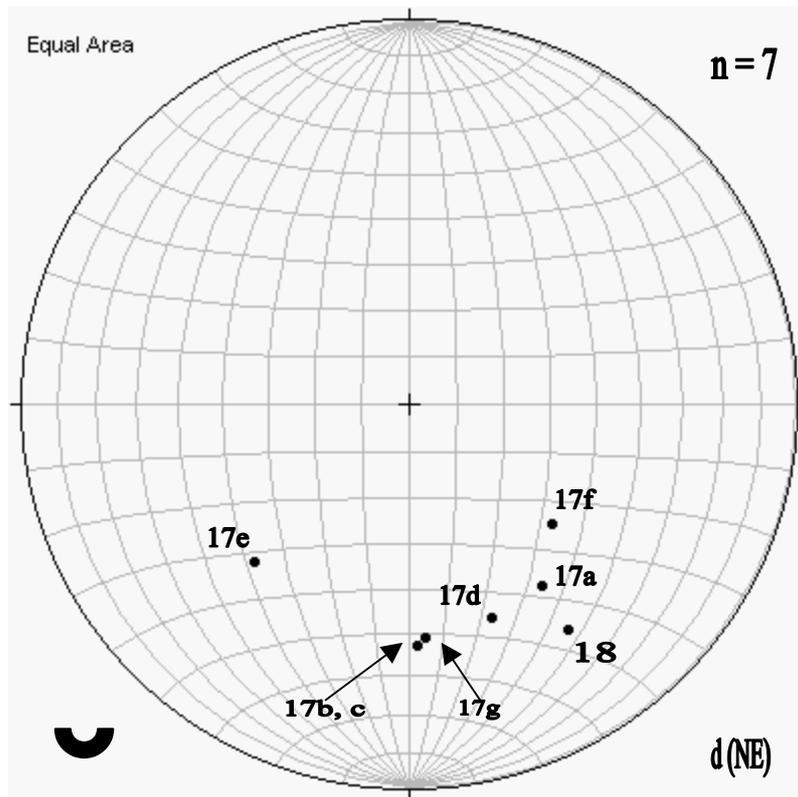


Diagramm 11: Durchschnittliche Orientierungen aller eingemessenen Pultflächen im Arbeitsgebiet Drusentor.

NE: Grat s.s. östlich Drusentor. Gesamtdurchschnitt 164/43.

Die im nordöstlichen Gratabschnitt erfaßten Pultflächen befinden sich in der nächsten Umgebung der großen Ausbruchsnische westlich von P. 2413. Die Auflösung der gratbildenden Partien des Anstehenden ist hier bereits weit fortgeschritten. Einzelne Pfeiler im Bereich des Überhanges sind deutlich verstellt und durch Spalten von ihrem ursprünglichen Verband getrennt. Die Pultflächen 17 b, c, d und g sind von der Gratlinie am weitesten entfernt und von deren Zurückweichen noch nicht betroffen. 17 a ist bereits gratnah, während 17 e und f – direkt benachbart – den Abschluß zweier Pfeiler im vordersten Überhang bilden, die nach drei Seiten freistehen und vom Anstehenden durch ausgeprägte V-Spalten getrennt sind. Ihr Abgang in Form eines Felssturzes scheint unmittelbar bevorzustehen.

Pultfläche 18 liegt nahe der Nordgrenze eines kurzen, streng westöstlich verlaufenden Seitenastes der gratparallelen Störung, der sich nach Nordosten entlang der Deckenstirn fortsetzt. Der gesamte Gratbereich ist hier destabilisiert, sein Anstehendes ist unter starker Schuttbildung und Felssturzaktivität nach Norden eingerumpft. Pultfläche 18 ist beinahe ebenso orientiert wie Pultfläche P. 2305 auf dem höchsten Punkt der nördlich gelegenen Anhöhe um P. 2277 („Zollwärterhöhe“), deren Entstehung noch genauer betrachtet wird (s.u.).

Insgesamt ist die Streuung der Werte im Geländeabschnitt NE am größten bei generell südöstlichen Orientierungen. Bestimmendes Moment ist hier das Verkappen von gratnahen Zähnen in Verbindung mit der Auflösung des Grates durch eine querende Störung. Die gut belegten Orientierungen der Pultflächen 18 im Gratbereich und P. 2305 im Bereich der Zollwärterhöhe zeigen eine auffällige Übereinstimmung.

Die Pultfläche „Türmchen“ westlich der Kasematten ist ca. 700 Meter Luftlinie entfernt. Als integraler Teil der Südwand von Driturm stellt sie den westlichsten Meßpunkt des

Arbeitsgebietes Drusentor dar. Die Differenz ihrer Fallrichtung zu der östlichsten nicht verkippten Pultfläche (i.e. 17 bc) beträgt 21° bei fast identischer Neigung. Die Höhe über dem Meer der Pultflächen des Grates s.s. westlich und östlich des Drusentores sind vergleichbar. Der westliche Teil ist weniger stark verwittert und ragt höher auf. Er wirkt formfrischer, trägt bedeutend mehr Pultflächen und diese in größeren Teilflächen. Bei gleicher Entfernung vom Drusentor liegen die Pultflächen westlich und östlich davon auf etwa gleicher Höhe über dem Meer (Schwankung bis zehn Höhenmeter). Westlich des Drusentores liegen die Pultflächen des nördlichen Hauptgrates im Schnitt 40 Höhenmeter über denen der südlichen Zahnreihe. Das in Abb. 85 unterhalb von Lokalität 1 erkennbare Band zeigt eine Gruppe von Pultflächen im Aufschwung zu Driturm südlich von P. 2562 auf einer Höhe von 2470 bis 2500 m ü. NN. Dieses Pultflächenniveau ist in keinem Teil des Gratbereiches s.l. erhalten. Vergleichbare Flächen im Westabfall der Sulzfluh wurden nicht beobachtet.

Diagramm 12 vergleicht die Durchschnittswerte der einzelnen Geländeabschnitte:

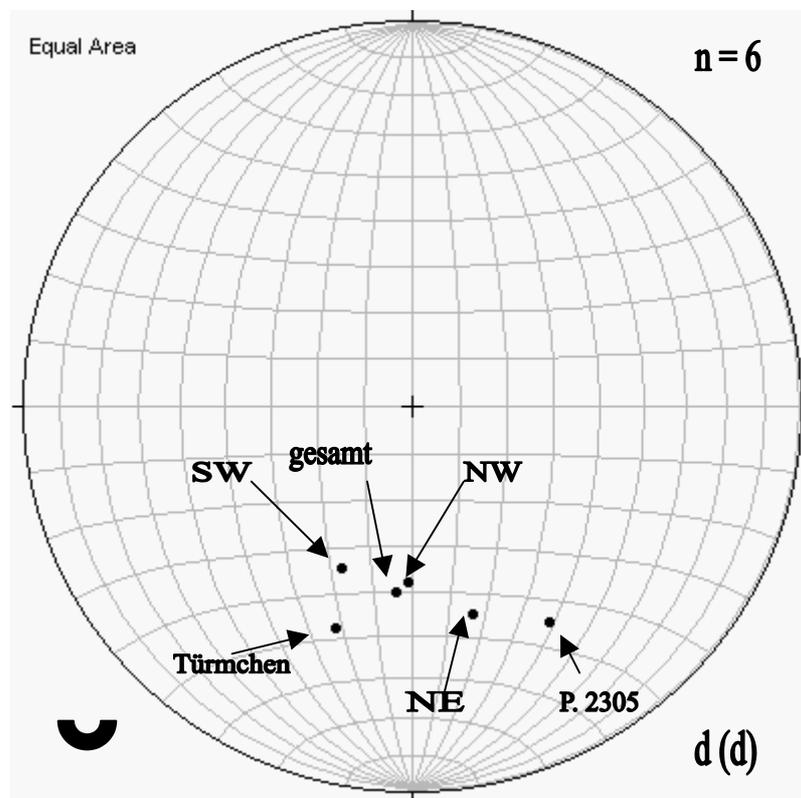


Diagramm 12: Durchschnittliche Pultflächen-Orientierungen in den einzelnen Quadranten / Geländeabschnitten nach Tab. 12.

Die lokaltypischen Pultflächen für die einzelnen Geländeabschnitte sind westlich des Drusentores südsüdwestlich, östlich des Drusentores südsüdöstlich orientiert. Ihre Neigungen schwanken im Bereich von 18° . Auffällig sind die sehr ähnliche Fallrichtung von Türmchen und SW sowie das gleichartige Abweichen der Abschnitte NE und P. 2305. Bei relativ geringer Änderung der Neigung wandelt sich die Fallrichtung von SW über NW und NE bis hin zu P. 2305 in vergleichbaren Schritten um insgesamt 55° .

Diese Ergebnisse lassen folgende Aussagen und Schlüsse zu (vgl. Abschnitt II. 5. b)):

Zwischen Driturm und Sulzfluh treten vergesellschaftet allgemein in südliche Richtungen fallende Pultflächen auf, die aufgrund ihrer im wesentlichen einheitlichen Orientierungen und vergleichbaren Höhen über dem Meern sowie ihrer deutlich gealterten Beschaffenheit als Reste einer ehemaligen zusammenhängenden Wandoberfläche betrachtet werden können. Ihre Entstehung wurde durch die Bankung des dichten Sulzfluh-Kalkes und die Bildung lotrechter

Felswände entlang regionaler Störungslinien begünstigt. Kleinere Abweichungen der Neigungen oder der Fallrichtungen können morphologisch durch geringfügige petrographische Unterschiede des Anstehenden oder Verwitterung der Flächen durch Kalklösungsprozesse bedingt sein. Größere Abweichungen entstehen durch Absacken oder Verkippen einzelner Pfeiler.

Heute lassen sich drei Pultflächen-Niveaus beobachten, die in der ehemaligen Wand westöstlich verlaufende, ca. 30 bis 70 Höhenmeter überspannende Bänder darstellten und deren Reste heute zum Drusentor hin deutlich abfallen:

- Das niedrigste liegt bei 2305 bis 2370 m ü. NN; seine Reste sind nur im westlichen Abschnitt der südlichen Zahnreihe und in basalen Teilen der südexponierten Wand von Dritürm erhalten.
- Darüber folgt bei 2340 bis 2410 m ü. NN ein zweites Band, dessen Reste die Felspartien der eigentlichen Gratlinie beiderseits des Drusentores bedecken. Bei ca. 2400 bis 2440 m ü. NN schließt sich westlich der Kasematten in der südexponierten Wand des Aufschwungs zu Dritürm ein nicht zugänglicher Sims an. Er ist teilweise flacher geneigt als sein Hangendes und Liegendes und trägt grob südlich fallende alte Oberflächenreste (vgl. Abb. 85). Die Pultflächen der Vierzehnheiligen können als ihre Fortsetzung nach Westen betrachtet werden. Zu diesem zweiten Band gehört möglicherweise auch eine Pultfläche im höchsten Punkt der Zollwärterhöhe nördlich des Drusentores (s.u.).
- Ein drittes Band bei ca. 2470 bis 2500 m ü. NN ist nur im Aufschwung zu Dritürm erhalten und ebenfalls nicht zugänglich. In Abb. 85 ist sein simsartiger Charakter an einer nahezu unzerschnittenen Fläche von ca. 150 Metern Länge direkt unterhalb der scharfen Gratlinie deutlich erkennbar.

In der Nähe der gratparallelen Störung oder der stellenweise unterschrittenen Abbruchkante am Nordrand des Grates sind einige Felspartien bereits durch Sackungs- und Rutschungsbewegungen verstellt. Felssturzablagerungen nördlich des Grates und unverfüllte Spalten auch in Bereichen aktiver Verwitterungsschuttbildung belegen den auch heute andauernden Zerfall des Grates. Mit weiteren Bewegungen gratnaher Felspartien und Felssturzstätigkeit nach Norden ist jederzeit zu rechnen.

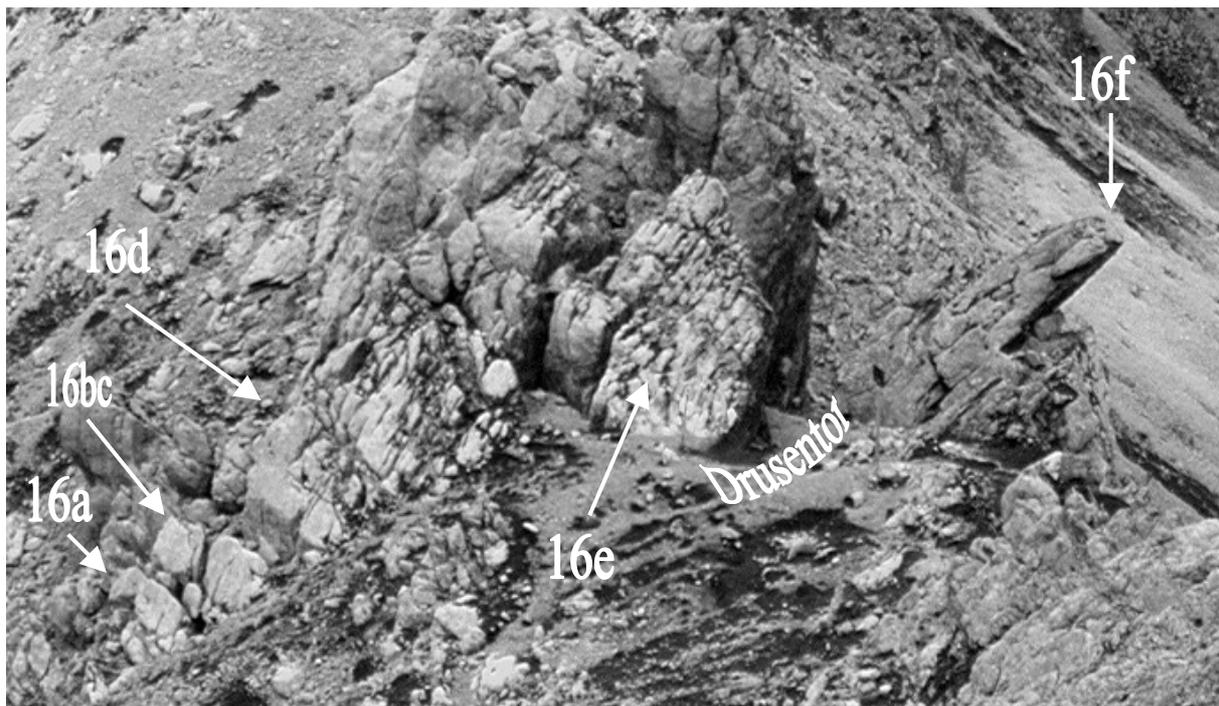


Abbildung 87: Pultfläche 16 direkt am Drusentor, Blickrichtung Westen (eigene Aufnahme; verändert).

Der äußerst nördliche Pfeiler (i.e. Teilfläche 16f) ist nach Norden umgesunken, die übrigen Teilflächen sind nur geringfügig versackt.

Im Vergleich dazu befindet sich die südliche Zahnreihe in relativer Formungsruhe. In direkter Nähe zur gratparallelen Störung wies lediglich ein Pfeiler im näheren Umfeld des Drusentores eine deutlich abweichende Orientierung seiner Pultfläche auf. Ein Umsinken einzelner Zähne kann nicht ausgeschlossen werden, ist aber für die meisten Partien wenig wahrscheinlich.

Von West nach Ost sinkt die Zahl der Pultflächen, ihr Zerfall in kleinere Teilflächen und ihr Schwund durch Verwitterung nimmt zu. Im Geländeabschnitt SE wurde trotz vergleichbarer Höhe über dem Meer des Anstehenden keine Pultfläche beobachtet. Ihre Verbreitung folgt nicht dem allgemeinen Streichen des Grates s.l. (ca. 130°), sondern streicht stärker ostwärts (ca. 115°).

Wie Diagr. 12 zeigt, wandelt sich die durchschnittliche Orientierung der Pultflächen in den einzelnen Geländeabschnitten. Vom Abschnitt NW, der dem Aufschwung zu Dritürm am nächsten ist, orientiert der Durchschnitt nach Osten hin bei abnehmender Neigung von südsüdwestlichen über südliche in südsüdöstliche Richtungen. Durch den gegenwärtig fortdauernden Zerfall des Grates und der damit verbundenen Verstellung vieler Pultflächen müssen die gewonnenen Meßdaten jedoch sehr konservativ gedeutet werden (vgl. Abschnitt III.3.e)).

Das Alter der Pultflächen kann nur relativ eingegrenzt werden. Sie tragen an exponierten Stellen bis zu 15 Zentimeter tiefe Karren, sind ausnahmslos mit Flechten großer Thalusradien bedeckt und im Vergleich zu frisch angeschlagenem Material deutlich ausgebleicht. Als Reste vormals größerer zusammenhängender Flächen sind sie älter als alle Wandverwitterungsprozesse, die im Spätglazial stark an Aktivität gewannen. Ihre Lebensdauer hängt von der Verwitterungsresistenz der sie tragenden Felspartie ab. Gletscherschrammen wurden nicht beobachtet.

Das Gesicht einer Wand zum Zeitpunkt x mit zusammenhängenden Pultflächen-Simsen war sicherlich glatten, relativ geschlossenen Wandteilen sehr ähnlich, wie sie heute noch im Aufschwung zu Dritürm oder im Gemstobel östlich der Sulzfluh zu sehen sind. An ihrer Glättung und der Rundung von Kanten und Scharten war fließendes Eis beteiligt. Ihre Orientierung stimmt nicht von ungefähr mit den südlich einfallenden Schubflächen im Aufschubbereich überein, die AMPFERER (1936b: 364) beschrieb.

Großflächige, ungegliederte freie Felswände entstehen entlang von Störungen durch Massenbewegungen mittlerer und großer Kubatur. Solche Ereignisse sind auf der südexponierten Seite des Arbeitsgebietes Drusentor seit dem Spätglazial ausgeblieben. Die spätglazialen Ablagerungen in der Großganda sind zwar stellenweise sehr reich an grobem Blockwerk, jedoch nicht in solchen Mächtigkeiten und solcher Beschaffenheit, die die Entstehung einer großen zusammenhängenden Wandfläche nach dem Hochglazial wahrscheinlich machen. Die spätglazialen Wandfußgletscher aus dem Bereich Drusengrat waren klein, mithin war es auch ihr Einzugsgebiet im Gratbereich. Da im Hochglazial nur die höchsten Gipfel des Rhätikon das Eis überragten, ist für die alten Pultflächen-Simse ein mindestens spätwürmzeitliches Alter anzunehmen. Der Zerfall des Grates durch nennenswerte Massenbewegungen und damit die Beschleunigung der Einrumpfung seiner Zähne und Pfeiler muß im Zusammenhang mit der Entwicklung um P. 2277 (Zollwärterhöhe) betrachtet werden.

Der Materialaustrag aus dem Gratbereich ist aufgrund der wenigen sicheren Anhaltspunkte für die ehemalige Gestalt des Grates nur sehr grob quantifizierbar. Auch ist der Zeitpunkt x, gegenüber dem man den Massenverlust berechnet, stets anfechtbar. Geht man von einer

ehemaligen Grathöhe von 2750 m ü. NN und einer geschlossenen Deckenstirn zum Zeitpunkt der endgültigen Platznahme der Decke aus, so ergibt sich bei einer Ausbruchsfläche von ca. zwei Quadratkilometern und einer Deckenstärke zwischen ca. 150 Metern an der Stirn und ca. 450 Metern im Gratbereich ein Fehlvolumen von ca. 0,6 Kubikkilometern oder 600 Millionen Kubikmetern.

Auch heute ist der Gratbereich ss. in langsamer Bewegung begriffen, wie zahlreiche gratparallele Risse, die noch nicht mit Schutt verfüllt sind, zeigen.

c) **Moränen und Schuttkörper**

Die Moränenbedeckung der Großganda ist von KOBLER (1994: 108ff.) recht umfassend untersucht und beschrieben worden. Die wandfußnahen Gletscher zwischen Dritürm und Zypärliberg vereinigten ihr Eis letztmalig zur Daun - Zeit zu einer Zunge, die im Bereich der Alp Falzip bei ca. 1700 m ü. NN stirnte. Die endgültige vollständige Trennung erfolgte in Egesen 2, in der das Nährgebiet zwischen Drusentor und Bastion (P. 2422) noch die größte Eiszunge hervorbrachte. Zur Egesen 3 – Zeit existierten nur noch mehrere wandfußnahe Kleingletscher, die zwischen 2200 und 2220 stirnten und jeweils mehrere schwache Rückzugsphasen zeigen. Im Bereich der südlichen Zahnreihe haben Eisreste und Firn im ausgehenden Egesen 3 und danach ebenfalls schwache Wallformen zurückgelassen (vgl. Karte 3). Eine embryonale Blockgletscherbildung nach BARSCH ist nordwestlich von P. 2422 nicht wahrscheinlich, wohl aber die Entstehung einer Firmmoräne nach klassischer Auffassung auf den Schuttkörpern westlich von P. 2405. Der langgezogene Wall im Geländeabschnitt SW kann als Seitenmoräne gedeutet werden, deren Eislappen aus dem Gratbereich um P. 2438 kam und sich im stirnnahen Bereich von der schwach aufragenden Barriere der südlichen Zahnreihe lenken ließ.

Nördlich des Drusentores reichten die beiden egesen 1 – zeitlichen Gletscher westlich und östlich der Zollwärterhöhe bis auf den Boden des oberen Gauertales und hinterließen dort wuchtige und klar ausgeprägte Moränenbögen (s.u.). Eine dritte Zunge stieß vom Nordabfall der Zollwärterhöhe bis auf ca. 1900 m ü. NN vor. Die Stirnmoränen der östlichen – bedeutenderen - Zunge aus Egesen 2 sind im Auslauf des großen Kares um P. 1764 zu finden.

Im Umfeld der Zollwärterhöhe sind Moränen, Felssturzmaterial und postglaziale Schuttkörper eng verzahnt. Das Nackental zwischen Zollwärterhöhe und dem Grat s.s. trägt hangparallele Moränenwälle, die an ihren Enden in nördliche Richtungen umbiegen. In Egesen 3 schied sich hier das Eis der nordexponierten Wandfußgletscher, um westlich und östlich an der Zollwärterhöhe vorbei nach Norden zu fließen. Im ausgehenden Egesen 3 hatten nicht mehr alle kleinen Wandfußgletscher die Stoßkraft, sich mit der Zunge im Bereich des Pfades zu vereinigen. Die hier besonders starke Felssturztätigkeit seit Egesen 2 tat ein übriges, schwache Eisreste zu begraben. In vielen Nischen hielten und halten sich jedoch - auch heute noch ganzjährig – Eis und Firn, die schwache Wallformen ausbildeten. Östlich des Sporersturms kommen vereinzelt embryonale Blockgletscher vor.

Etwaige Bewegungen des Anstehenden, die zur Entstehung des Nackentals oder zur Doppelgratbildung geführt haben, müssen aufgrund der Moränenlage im wesentlichen vor Egesen 3 geschehen sein. Aufgrund der Verzahnung von Felssturzmaterial mit den Moränen muß eine vermehrte Felssturztätigkeit zwischen Egesen 2 und Egesen 3 geherrscht haben. Ihre Ablagerungen wurden teilweise noch schwach durch Eisbewegungen der letzten spätglazialen Wandfußgletscher überformt, in Gratnähe teilweise durch postglaziale Schuttkörper überdeckt. Diese Schuttkörper tragen in der Umgebung des Drusentores Bildungen, die Firmmoränen oder Schneehaldenmoränen ähnlich sind. Im Eistobel westlich von Dritürm hält sich sogar ein kleiner Gletscher, der bis auf 2290 m ü. NN hinabreicht.

Verteilung und Typisierung der gratnahen Schuttkörper ist in Karte 3 dargestellt. Auf der Südseite sind sie überwiegend passiv und zum Teil stark gealtert. Nördlich des Drusentores herrschen in Überhangbereichen aktive, noch wenig differenzierte Haldentypen vor. Stark gewölbte Kegel bleiben beiderseits des Grates auf markante Einschnitte zwischen einzelnen Zähnen oder Pfeilern beschränkt.

d) Die Entwicklung des Grates

Da die südliche Zahnreihe zumindest an ihren Rändern originär lagert und der nördliche Hauptgrat zumindest in Teilen seine Position verändert hat, ist die schutterfüllte Rinne zwischen beiden durch eine nordwärtige Abwärtsbewegung des Grates s.s. entstanden, deren Abrißkante der hier verlaufenden gratparallelen Störung folgt. Die Annahme, die Rinne im Doppelgrat wäre allein durch Verwitterung entlang einer Bruchlinie ohne Bewegung entstanden, also skulpturellen Ursprungs, ist angesichts der überdominanten strukturellen Vorgaben schwerlich erhärtbar. Die These, die südliche Zahnreihe sei abgesunken, während der heutige Nordgrat sich noch in situ befinde, muß verworfen werden, wie der Blick auf die Formen nördlich des Grates bestätigt (s.u.).

Die nachfolgenden Abbildungen zeigen im Rundblick das Gebiet auf der österreichischen Seite des Grates.

Von den Steilstufen der hier längs zur Schubrichtung (Nordnordwesten) angeschnittenen Deckenstirn im Westen und Osten umrahmt, wird der Bereich unmittelbar nördlich des Drusentores von der Anhöhe um P. 2277 (im weiteren „Zollwärterhöhe“ genannt) geprägt. An ihrer Westseite ist sie durch eine Tiefenlinie von den Schuttgehängen unter Sporerturn und den Vierzehnheiligen getrennt, der über Seiten- und Stirnmoränen spätglazialer Wandfußgletscher der Pfad zur Lindauer Hütte folgt. Nach Norden fällt sie frei ins obere Gauertal, nach Westen in das große Kar ab. Nach Südosten und Süden trennt sie ein kleines, halbmondförmiges Nackental mit hangparallelen Moränenwällen vom Grat s.s. um das Drusentor.



Abbildung 88: Anhöhe um P. 2277 (“Zollwärterhöhe”) nördlich des Drusentores von P. 2413 gesehen, Blickrichtung Nordwest (eigene Aufnahme, verändert).
 Roter Pfeil: höchster Punkt der Zollwärterhöhe (2305 m ü. NN). Im linken Bildvordergrund der Gratabschnitt NE mit markanten Ausbruchnischen.



Abbildung 89: Kar nordwestlich der Zollwärterhöhe, Blickrichtung Nordost (eigene Aufnahmen, verändert).

Links: egesen 2 – zeitliche Stirnmoränen südlich des Porzalenga-Waldes im Auslauf des großen Kares quer zum oberen Gauertal (vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 91: linke untere Bildhälfte). Rechts: Deckenstirn am östlichen Rand des großen Kares mit Blick ins untere Gauertal (bewaldete Trogschulter). Pfeil: markante Couches-Rouges-Späne (vgl. Abb. 90).

Die Zollwärterhöhe ist von Malmkalkschutt aller Korngrößen mit hohem Blockanteil bedeckt, zum Teil als Moräne, zum Teil als Fels- oder Bergsturzablagerung (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965)). Das Liegende bildet ein isolierter Rest anstehenden Sulzfluhkalkes, der stark mit Couches Rouges verschuppt ist. Diese stehen in direktem Zusammenhang mit Couches Rouges-Spänen im Anstehenden an der Basis des Aufschwungs zu Dritürm, direkt nordöstlich von P. 2542. Die zwischen beiden klaffende Lücke von ca. 180 Metern Luftlinie bildet das halbmondförmige Nackental. Gehören auch die Couches Rouges-Vorkommen bei der weiter westlich gelegenen Sporerhöhle und am Ostrand des großen Kares bei P. 1838 zur gleichen Schuppe?

Couches Rouges-Vorkommen zeigen im Rhätikon allgemein die Untergrenze der Sulzfluh-Decke an, in seinen aufgeschuppten Bereichen wie hier an der Deckenstirn die Untergrenze einer Schuppe. Durch ihr Auftreten in einer kräftigroten und einer falb-ockerfarbenen Varietät lassen sich zusammengehörige Schuppenteile auch über Distanzen von einigen hundert Metern einander zuordnen.

Abb. 90 skizziert die räumliche Verbreitung der Couches-Rouges-Späne nördlich des Drusentores:

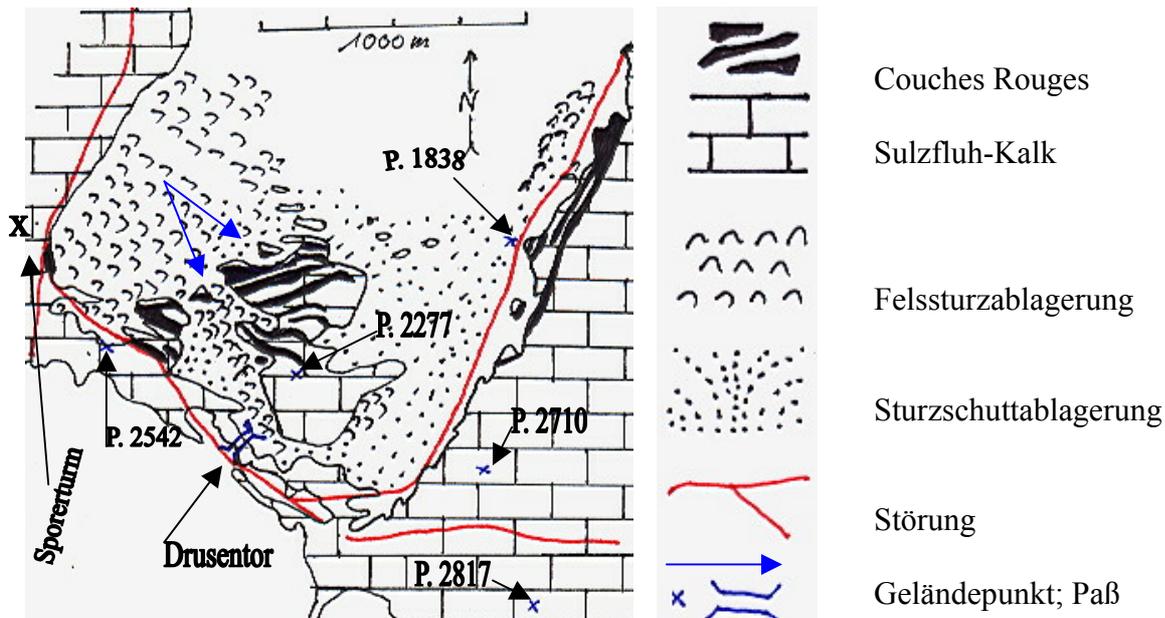


Abbildung 90: Geologische Skizze der nördlichen Umgebung des Drusentores (eigener Entwurf nach GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965).

Der Malmkalk mit Couches Rouges-Spänen um P. 2277 stellt den basalen Teil der liegenden Sulzfluhdecken-Schuppe dar, deren höhere Teile im Gratbereich erhalten sind.

Nach OBERHAUSER (in: ibd.) zeigt das Fallen der mit 33° bis 57° geneigten Schichtflächen der Couches Rouges-Späne um P. 2542 und P. 2277 deren Zusammengehörigkeit an. Die südlichen – näher zur gratparallelen Störung gelegenen – Teilschuppen fallen in nordnordöstliche Richtungen (ca. 030° bis 040°) ein. Je weiter man nach Norden und Osten geht, umso stärker verschiebt sich die Fallrichtung über Norden in nordnordwestliche Richtungen (bis ca. 330°). Zum östlichen Rand der Zollwärterhöhe hin knickt das Fallen der Couches Rouges-Späne markant in ost-südöstliche Richtungen um (ca. 110°). Die petrographisch gleich beschaffenen Vorkommen an den Rändern dieser großen Arena (westlich Sporerturm und bei P. 1838) sind zur Zollwärterhöhe hin geneigt.

Lediglich in zwei kleinen Felspartien (ca. 135° bis 175°) fallen Couches-Rouges-Späne in südöstliche Richtungen ein (in Abb. 90 durch blaue Pfeile markiert). Sie ragen isoliert aus dem Schutt auf, ihre Zugehörigkeit zum Anstehenden der jeweiligen Umgebung ist jedoch deutlich erkennbar. Das diametral abweichende Fallen ihrer Couches Rouges-Anteile kann aus der Verstellung dieser kleinen Felsabschnitte durch eine Rotationsrutschung erklärt werden.

Die Couches Rouges-Vorkommen am Gratfuß nordöstlich von P. 2542 zeigen die Basis der Gratschuppe an und sind originär in den Grataufbau eingebunden.

AMPFERER (1936b) stellt in seinen richtungsweisenden Schriften über den Bau des Rhätikon fest, daß die große Lücke, die in der nördlichen Stirn der Sulzfluhdecke zwischen Tiergarten / Sporerturm und kleiner Sulzfluh / Auf den Bänken klafft, durch Blattverschiebungen im Rahmen regionaler Störungssysteme und weiteren sich kreuzenden Schubflächen mitverursacht wurde. In diesem Bereich, besonders westlich der Zollwärter-Hütte (bei P. 2277) sind Bergsturzablagerungen, Felssturzmaterial und Moränen eng verzahnt. Östlich der Zollwärter-Hütte bei P. 2277 erstreckt sich ein gewaltiges Kar von bis zu 800 m Breite und 2000 m Länge zwischen P. 2591 und der Lindauer Hütte auf dem Boden des oberen Gauertales (i.e. P. 1744). E. FLÜGEL und W. OTT (2000: frdl. mdl. Mitt.) ziehen seine Deutung als spätglazial überformte Ausbruchsnische eines gewaltigen Bergsturzes in Betracht, dessen Ablagerungsgebiet im Bereich Porzalenga-Wald bis Unter Sporaalpe zu

suchen sei. V. SEIDLITZ (1906: 124 f.) beschreibt dort Bergsturzablagerungen von derart großer Kubatur, „daß man bei oberflächlicher Begehung geneigt [sei], sie für anstehend zu halten“. Er führt jedoch an, daß die Bergsturzablagerungen im Bereich des unteren Porzalenga-Waldes mit Gehängeschutt und Moränenmaterial kaum unterscheidbar verzahnt seien.



Abbildung 91: Porzalenga-Wald auf dem Boden des oberen Gauertales; Blickrichtung Nordost (eigene Aufnahme, verändert).

Im Vordergrund die Moränenstirn der kleinen Eiszunge vom Nordhang der Zollwärterhöhe (Mitte). Links des Weges z.T. Moränen des linksseitigen Lokalgletschers von der Geißspitze (Auf dem Borst).

In diesem Zusammenhang ist die Frage zu klären, ob die Zollwärterhöhe ehemals integraler Teil des Grates im Bereich Drusentor war, der durch ein oder mehrere große Bergsturze-Ereignisse destabilisiert wurde und in deren Folge in nördliche Richtungen hangabwärts sackte oder rutschte.

OBERHAUSER und REITHOFER, die u.a. das Gauertal minutiös geologisch kartierten (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965), weisen im fraglichen Bereich keine Bergsturzablagerungen aus, sondern ausschließlich Moränen der beiden Zungen des Drusentor-Gletschers, die nach Osten von den Ablagerungen zweier Tobel aus dem Bereich Bilkengrat begrenzt werden. Besonders im Hinblick auf Sturzereignisse auch geringer Kubatur sind die Geländeaufnahmen beider Autoren sehr präzise und bemerkenswert erschöpfend. Ein Sturzereignis der durch v. SEIDLITZ beschriebenen Größe wäre ihrer Aufmerksamkeit schwerlich entgangen. Typische Merkmale eines großen Bergsturzes - wie spezifische Eigendynamik, am Gegenhang aufgebrandete Sturzmassen oder ein massiver Talzuschub - fehlen hier; ein spätglaziales Ereignis solcher Kubatur mit einer zwei bis drei Quadratkilometer großen Ausbruchsnische und einer Grathöheneinbuße von fast 500 Höhenmetern hätte zwingend Spuren anderer Größenordnung hinterlassen.

Unzweifelhaft ist jedoch, daß im Spätglazial die vom Drusengrat nach Norden vorstoßenden Eiszungen durch große Felsstürze mit außerordentlich viel Material beschickt wurden und daß aus den Steilabfällen der Deckenstirn (Auf den Bänken) noch im Postglazial häufig Felsstürze in das große Kar südlich des Porzalenga-Waldes abgingen. Zur Egesen 1 – Zeit traf der

wieder vorstoßende Porzalenga-Gletscher bereits auf große Mengen von Malmkalk-Trümmern und Murgang-Material aus dem Tobel nordöstlich von Verspala (i.e. P. 2443), die die Eiszunge nicht mehr ausräumen oder überwinden konnte.

Könnte die Zollwärterhöhe jedoch auch ohne ein großes Sturzereignis destabilisiert worden und abgeglitten sein? Der Blick auf die östlich anschließenden und gleich strukturierten Abschnitte der Sulzfluh-Decke zeigt, daß die Deckenstirn hier durch zahlreiche südsüdwest-nordnordöstlich streichende Bruch- und Verwerfungslinien stark zergliedert ist:

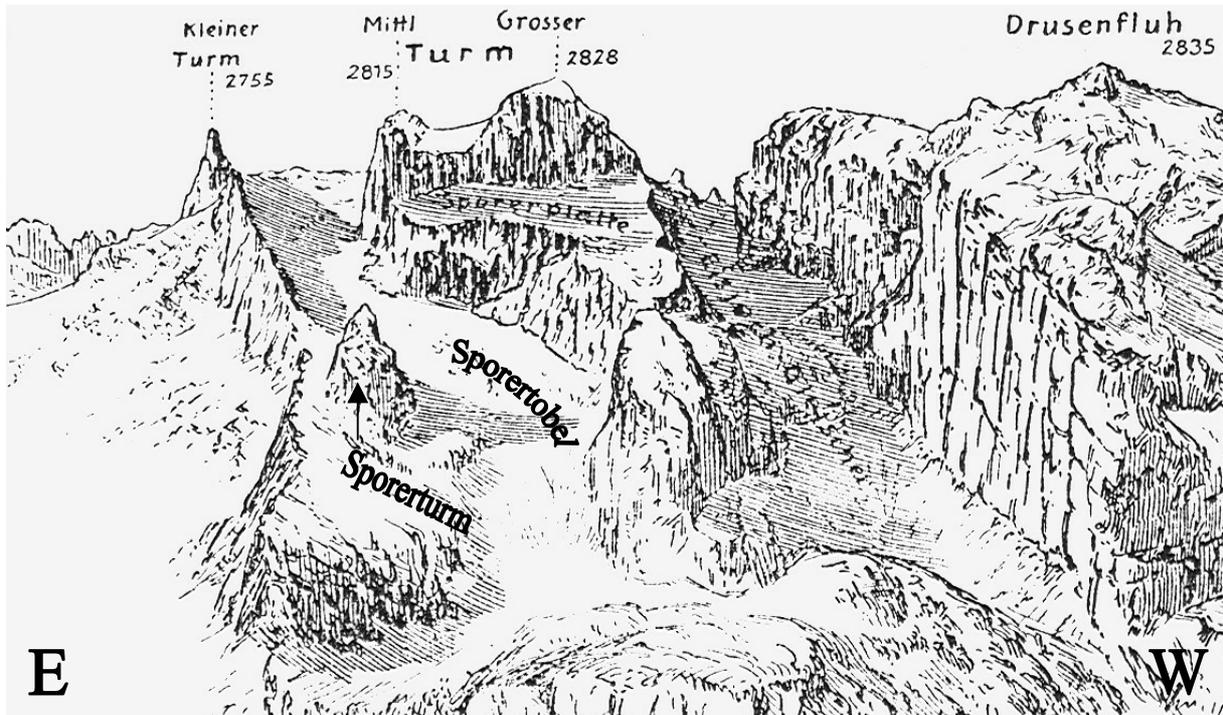


Abbildung 92: Drusenfluh mit Driturm, Blickrichtung Süden (v. SEIDLITZ 1906: 102, verändert).

Sehr markant die Sporerplatte als Trennfläche zweier Schuppen.

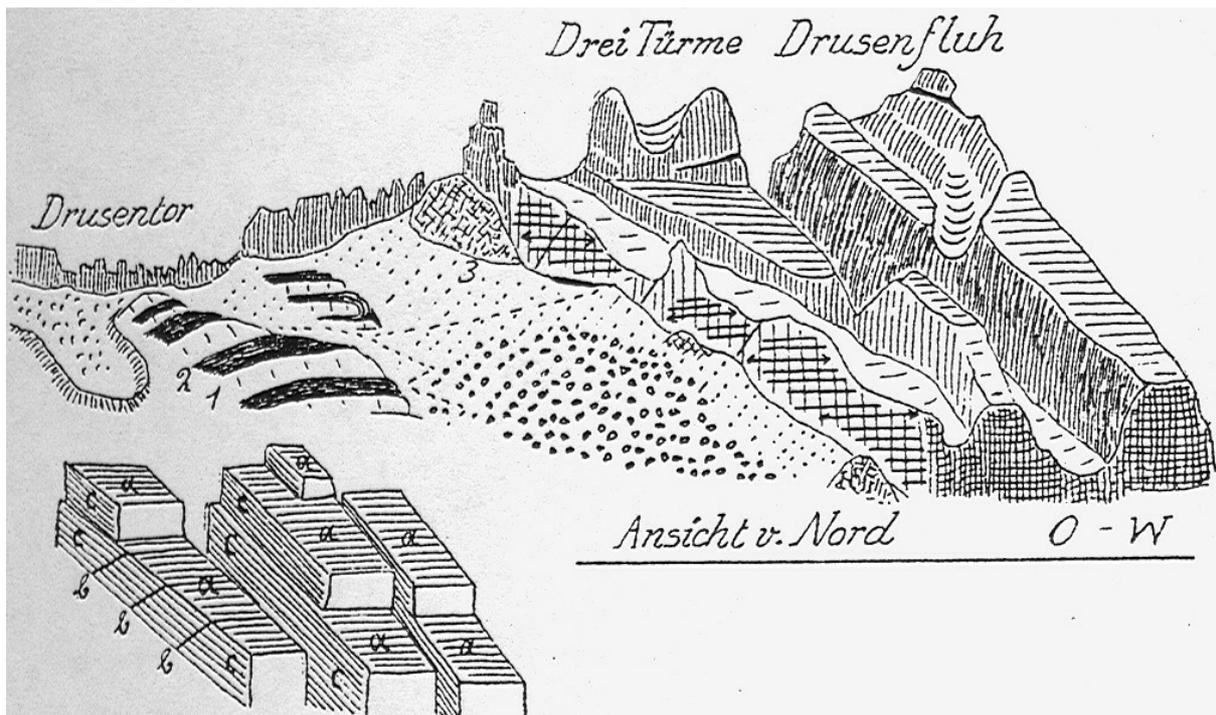


Abbildung 93: Schubplan der Sulzfluh-Decke zwischen Drusentor und Drusenfluh, Blickrichtung Südsüdwest (AMPFERER 1936b: 364).

1 = Sulzfluhkalk; 2 = Couches Rouges; 3 = mechanisch besonders beanspruchter Sulzfluhkalk am Ostabfall von Dritürm; a = flach nach Norden fallende Schubflächen, hier: Schuppengrenze; b = steile, nach Süden fallende Aufschuppungsflächen; c = senkrechte, nordsüdlich streichende Schubflächen.

Ein auffälliger Wechsel von hoch aufragenden Türmen und tiefen Einschnitten, getrennt durch Störungen, kennzeichnet diesen Teil des Rhätikon. V. SEIDLITZ verglich die Anordnung der Türme und Tobel mit Grabenbrüchen (1906: 107). Er führt die Tiefe der Einschnitte auf starke Vertikalbewegungen (im Sporertobel 200 Meter und mehr) zurück und stellt im Rahmen der westöstlich streichenden Blattverschiebungen im Nördlichen Rhätikon ebenfalls vertikale Verstellungen fest, die jedoch deutlich geringer sind. Eine solche Störungslinie durchzieht letztlich auch den Gratbereich um das Drusentor seiner Länge nach und teilt ihn in den Hauptgrat s.s. und die südliche Zahnreihe. Couches Rouges-Vorkommen nordöstlich des Grates s.s. bei P. 2542 und belegen die Zugehörigkeit von Grat s.l. und Zollwärterhöhe zur gleichen Schuppe.

Die Vorkommen kleiner Pultflächenreste im Bereich der Zollwärterhöhe sind zu gering und unstet, um Aussagen zu Sackungsbeträgen im Vergleich zum Grat s.s. mit umfassenden Messungen zu belegen. Der Rest anstehenden Sulzfluh-Kalkes ist größtenteils völlig zerüttet und mit Schutt und Moränenmaterial verkleidet. Der Zerfall wird durch die exponierte Lage als isoliertes Vorkommen auf einem im Relief bereits vorangelegten Sporn begünstigt, der sich von der Zollwärterhöhe hangabwärts nach Norden bis P. 1814 zieht.

Nur einzelne Felsen tragen überhaupt meßbare Restflächen; ob diese Teile des Anstehenden sind, ist fraglich. Wahrscheinlich handelt es sich um Sturzblöcke, die sämtlich in Zerfall begriffen sind. Einzig eine ca. sechs mal zwei Meter große Pultfläche am höchsten Punkt der Höhe (2305 m ü. NN, vgl. Abb. 88) gehört sicher erkennbar zum Anstehenden und lieferte verlässliche Werte:

158/31	136/36
155/31	153/30
152/33	143/38
142/35	147/35

Tabelle 13: Orientierung der Pultfläche Zollwärterhöhe 2305 m ü. NN.

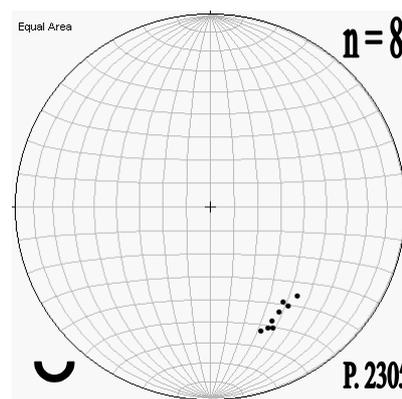


Diagramm 13: Orientierung der Pultfläche Zollwärterhöhe 2305 m ü. NN.

Die Werte der Pultfläche Zollwärterhöhe P. 2305 sind denen der Pultflächen östlich des Drusentores recht ähnlich. Die nächstgelegenen Pultflächen im Bereich des Grates s.s. bei P. 2382 und P. 2413 (Pultflächen 17a, 17f, 18) sind auffallend ähnlich orientiert. Wenn die Zollwärterhöhe durch den Zerfall des gesamten Drusengrates abgesackt ist, also einmal integraler Teil des Grates s.s. war, wäre ihr Abrißgebiet unmittelbar östlich des Drusentores zwischen P. 2362 und P. 2399 zu suchen. Der Betrag der Sackung läge zwischen 57 und 94 Höhenmetern im Vergleich zur heutigen Höhe über dem Meer des Grates. Genau in diesem Rahmen liegt auch die Äquidistanz zwischen den korrelaten Couches Rouges-Vorkommen bei P. 2542 und der Zollwärter-Hütte (ca. 80 Höhenmeter). Die Moränen der spätglazialen Wandfußgletscher belegen, daß die bewegten Felspartien spätestens zu Beginn des Egesen 3 - Stadiums ihre heutige Position erreicht hatten.

e) Szenario

Die Geländebefunde, namentlich Verteilung und Verlauf der Couches Rouges-Späne an der Basis der Sulzfluh-Decke bzw. ihrer Teilschuppen legen nahe, daß die weit nach Südwesten reichende Ausräumung der Deckenstirn durch den aufragenden Sporn der Zollwärterhöhe und seine Fortsetzung nach Norden in eine östliche und eine westliche Hohlform geteilt ist. Das heute sichtbare Relief war durch tektonische Vorgaben bereits angelegt. Der überaus größte Teil der fehlenden Felsmassen ging dem Fallen der Deckenstirn folgend nach Norden ab. Feststeht, daß der Löwenanteil dieser Kubatur bereits vor dem Spätglazial ausgetragen war. Beide Hohlformen wurden später durch einen östlichen und einen westlichen Lokalgletscher weiter ausgetieft und im Laufe des Spätglazials durch Moränen der zurückweichenden Eiszungen, Felssturzmaterial und Verwitterungsschutt teilweise wieder verfüllt. Beide Eiszungen waren im Spätglazial außerordentlich schuttreich und lagerten markante Moränenwälle mit Höhen von leicht 15 Metern (Egesen 1) auf dem Boden des oberen Gauertales ab. Der Nordabfall der Zollwärterhöhe nährte dabei einen eigenen kleinen Lokalgletscher, dessen Stirnmoräne bei 1910 m ü. NN dem nach Norden auslaufenden Sporn der Zollwärterhöhe aufsitzt.

Im Spätglazial wurde die entlang regionaler Bruchlinien zerfallende Deckenstirn weiter destabilisiert. Entscheidend war hierbei die Situation "hart über weich", also wasserwegsamere Malmkalk über den undurchlässigen Schichten des basalen Prättigau-Flysch. Verstärkend wirkte die mit der nordwärtigen Hangneigung einfallende Deckengrenze. Die Gliederung der Sulzfluh-Decke in mehrere einander überlagernde und ebenfalls nördlich fallende Schuppen und deren Zerteilung durch sich kreuzende Bruchlinien und Blattverschiebungsflächen begünstigte das Abgehen großer Felsmassen. Unzweifelhaft wurde das mittlere Gauertal vor Egesen 1 durch große Mengen ausbrechender Kalktrümmer aus dem Bereich Auf den Bänken beschickt. Typische Formen eines einmaligen großen Bergsturzes sind jedoch nicht belegt.

Der Grat s.l. zwischen Dritürm und Sulzfluh zerfiel entlang gratparalleler Schwächelinien vor Egesen 3 in drei Teile. Die südliche Zahnreihe befindet sich noch in ihrer ursprünglichen Position. Die Felspartien des nördlichen Hauptgrates brachen entlang der westöstlich streichenden Störung ab und sanken um ca. 15 bis 45 Höhenmeter ab. Der nach Nordnordosten einfallenden Gleitfläche entsprechend bewegte sich die Scholle dabei zwischen 50 Meter (am Westende) und 120 Meter (am Ostende) nach Norden. Die Bewegung ist damit als eine Rutschung anzusprechen, die um eine bei Dritürm gelegene senkrechte Achse schwach (ca. 15°) gegen den Uhrzeigersinn rotierte. Die Zollwärterhöhe unterlag einer ähnlichen Rotationsrutschung, wie Verteilung und Orientierung der Couches Rouges-Späne zeigen. Teile ihres anstehenden Sulzfluhkalkes sind wahrscheinlich integraler Bestandteil des vormaligen Grates im Bereich der markanten Ausbrüche östlich des Drusentores gewesen. Namentlich die Pultfläche in P. 2305 weist auf das Abgleiten vorher gratnaher Schuppenteile nach Norden hin. Der Betrag dieser Rutschung beträgt in bezug auf die heutige

Gratlinie 57 bis 94 Höhenmeter, in Bezug auf die Höhe der wahrscheinlichen Abrißnische vor der Doppelgratbildung 102 bis 139 Höhenmeter.

Aus den Beobachtungen ist folgender Ablauf denkbar:

Im ausgehenden Hochglazial existierte im Bereich Drusentor ein weitgehend geschlossener Grat mit einer Höhe von mindestens 2500 bis 2600 m ü. NN. Wie heute noch der Aufschwung zu Dritürm war seine südexponierte Wandfläche in grob westöstlich streichende flachere Simse und steilere Bänder gegliedert, die seitdem zerschnitten wurden und zu immer kleineren Teilflächen schrumpften. Diese alte Wandoberfläche folgte wahrscheinlich einer der mit mittleren Neigungen in südliche Richtungen einfallenden Aufschuppungsfläche. Als am Ende des Hochglazials das stützende Widerlager des Gletschereises wich und Wände und Grate freigab, wurden weite Geländeabschnitte destabilisiert. Dabei glitten einzelne deckengrenzennahe Schuppenteile wie die Zollwärterhöhe nach Norden ab; diese hatte ihre heutige Lage zur Egesen 1 – Zeit, in der sie eine eigene kleine Gletscherzunge nährte, schon eingenommen. Dadurch verlor der Restgrat um das Drusentor große Teile seines nördlichen Widerlagers und wurde übersteilt. Sein nördlicher Teil trennte sich von der unverändert bleibenden südlichen Zahnreihe und rutschte dem Fallen der Decke folgend entlang der gratparallelen Störung ab. Seine heutige Position hatte er spätestens zu Beginn von Egesen 3 erreicht. Im folgenden setzte sich sein Zerfall in einzelne Felsgruppen und Pfeiler fort, die teils unterschiedlich stark absanken, teils nach Norden verkippten. Großflächige Felssturzablagerungen nördlich des Aufschwungs zu Dritürm zwischen Sporerhöhle und Zollwärterhöhe zeugen von der strukturell induzierten hohen morphologischen Aktivität vor Egesen 3. Durch solche Materialausbrüche wich die Gratlinie s.s. nach Süden zurück. Unverfüllte Risse, Spalten und sich ablösende Zähne legen den Schluß nahe, daß auch heute noch Teile des Grates sich geringfügig bewegen. Die Zerlegung des Grates s.l. in einzelne Zähne und Pfeiler sowie deren Zerfall zu Sturzschutt dauert fort. Als letzte Zeugen der früheren Wandoberfläche in diesem Gebiet verwittern die immer kleiner werdenden Pultflächen.

4. Der Bereich In den Schijen

a) Allgemein

Das Arbeitsgebiet Schijenflue (oder Schijenflue, Scheienfluh; i.e. P. 2625) im nordöstlichen Rhätikon liegt zwischen der Gipfelinie Wissplatte – Stock und der westlichen Talsohle:

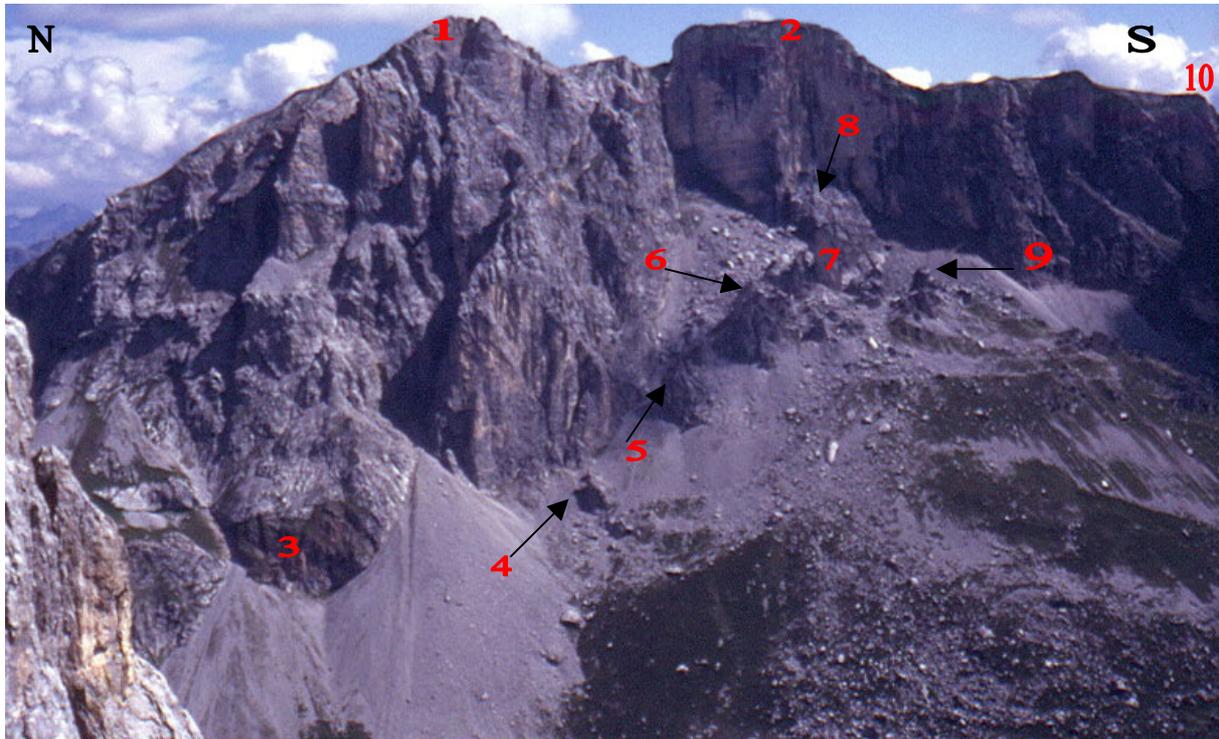


Abbildung 94: Gesamtansicht Arbeitsgebiet Schijenflue, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).

1 = Wissplatte (i. e. P. 2628); 2 = Schijenflue (i.e. P. 2625); 3 = Rot Flüeli; 4 = P. 2131; 5 = P. 2228; 6 = P. 2307; Schijenzan; 8 = P. 2442; 9 = P. Felsen südlich Zwölfplatta; 10 = Stock.

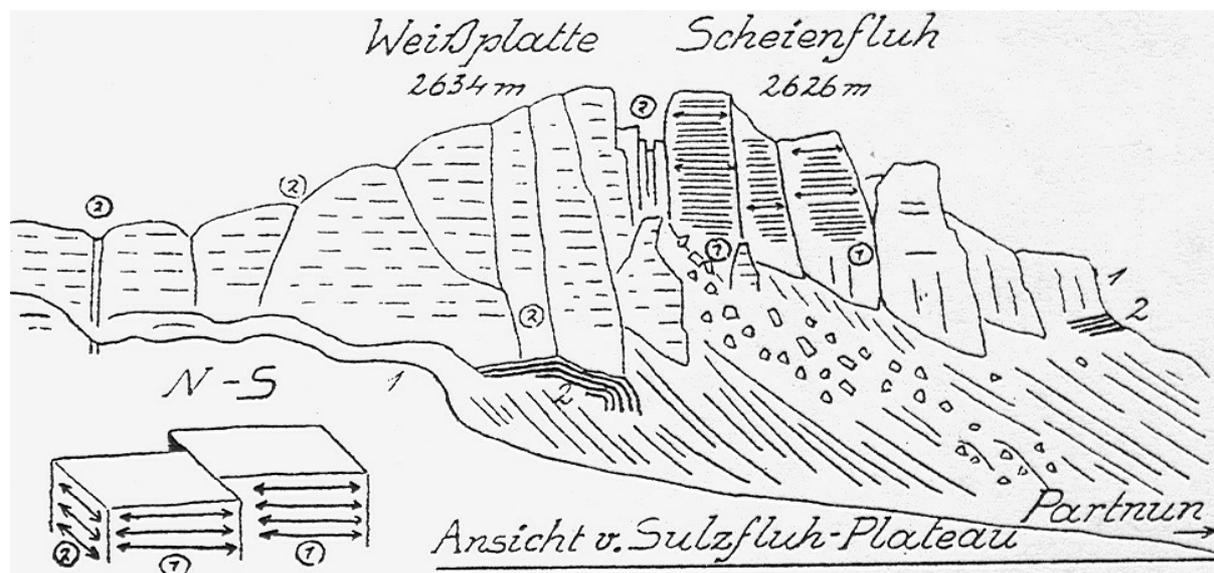


Abbildung 95: Strukturskizze Wissplatte – Schijenflue, Blickrichtung Osten (AMPFERER 1936b: 367).

1 = Sulzfluhkalk; 2 = Couches Rouges; (1) = südnördlich streichende vertikale Schubflächen mit Striemung; (2) = westöstlich streichende Blattverschiebungsflächen.

Der Schwerpunkt der Beobachtungen lag dabei auf der Westwand der Schijenflue und ihrem Vorfeld bis zum Partnunsee.

Der Nordabschnitt des Östlichen Rhätikon ist geprägt durch den Anschnitt der Sulzfluh-Decke längs zu ihrer nordwärtigen Transportrichtung. Drei dominante Schwächelinien-Systeme kreuzen sich und begünstigten durch Ablösung mächtiger Gesteinspakete die Bildung großer homogener Wände entlang ihrer Bruchlinien: nordsüdlich streichende senkrechte Störungen, westöstlich streichende Blattverschiebungen und südlich fallende Trennflächen der Aufschuppung nach Norden. Sie entsprechen in Ausrichtung und Funktion denen im Schubplan von Drusenfluh und Dritürm (siehe Abb. 93; vgl. AMPFERER 1936b). Die Westwand der Schijenflue ist die größte glatte und fast senkrechte Wandfläche des gesamten Rhätikon. Wie ihre Striemung belegt, folgt sie einer ehemaligen vertikalen Schubfläche zwischen zwei Deckenteilen, die durch eine parallel zum Schanielabach verlaufende Bruchlinie getrennt waren. Diese Bruchliniengeneration entstand durch Überdehnung der Sulzfluhdecke im Zusammenhang mit ihrer Aufwölbung über dem späteren St. Antönialtal und ihrem hier ostwärtigen Fallen.

Das im Bereich der Schijenflue und ihrem wandfußnahen Vorfeld besonders starke Rückweichen des Erosionsrandes nach Osten hinterließ in den Schijen hintereinander gestaffelte Reihen von Zähnen und Pfeilern, die als eingerumpfte Reste von ehemals weiter westlich aufragenden Schijenwänden zu betrachten sind. Einzelne von ihnen wie der Schijenzan ragen noch heute im Vergleich zu ihrer Umgebung um bis zu 90 Meter auf. Andere Zähne sind schon umgesunken; markante Riesenblöcke von oft mehreren Dutzend Metern Durchmesser sind aus der Wand gebrochen und machen besonders den Bereich zwischen P. 2307 und Zwölfiplatta zu einer kaum gangbaren zyklischen Trümmerlandschaft. Zum Talgrund hin gliedern bereits völlig abgewitterte und im eigenen Schutt versunkene Reste von nordsüdlich verlaufenden Zahnreihen mit korrelierten Schutthalden (weitgehend bewachsen) sowie Moränen den Hang.

Die Wissplatte ist deutlich stärker durch Blattverschiebungen beeinflusst. Teile der Decke wurden hier weit nach Westen verschoben und gelangten so in besonders exponierte Lagen.



Abbildung 96: Wissplatte, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme).
Ausgeprägte Förderrinnen hoher Wertigkeit nährten mächtige Schuttkegel.

Die Westwand der Wissplatte ist daher durch tief eingeschnittene Steinschlagtrichter, Förderrinnen und isolierte Felsvorsprünge zergliedert. Dementsprechend bildeten sich unter ihr deutlich gewölbte Schuttkegel, die bis zum Talboden (hier: P. 1877) reichen. Zwei klar von einander getrennte Haupteinzugsbereiche des Steinschlages mit Förderrinnen ausgeprägter Wertigkeit förderten jeweils einen Großkegel, deren südlicher im Bereich der Scheitellinie eine ca. 270 Meter lange lineare Schuttumlagerung trägt. Sie ist gleich der südlich der Sulzfluh untersuchten Runse im oberen Teil bis zu zwei Meter tief eingeschnitten und aus abfließendem Niederschlags- oder Schmelzwasser des korrelaten Steinschlagtrichters genährt. Etwa in ihrer Mitte setzen randliche Wulste des ausbordenden Materialtransportes an, die stetig in eine konvexe Schuttzunge übergehen (vollzogen bei ca. 2030 m ü. NN). Diese eindeutige Alterserscheinung von Schuttkegeln zeugt vom fortgeschrittenen Entwicklungsstadium des Schuttkegels und damit von der relativ geringen morphologischen Aktivität der Wand seit dem Spätglazial: Massive Felsstürze, die das Gesicht der Wand entscheidend hätten verändern können, blieben aus. Schlagmarken großer Sturzblöcke sind nicht erkennbar.

Zwischen den Ursprüngen der beiden Großkegel zeigt ein weithin sichtbares Vorkommen von Couches Rouges (i.e. Rotflüeli) die Deckenbasis an. Die Sulzfluh-Decke erreicht hier mit gut 515 Metern ihre größte Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet Rhätikon.

Die Wand südlich der Schijenflue bis zum Schijentobel zeigt sehr deutlich die Trennflächen der Aufschuppung, entlang derer einzelne Schuppen der Sulzfluh-Decke von Süden nach Norden übereinandergeschoben wurden:

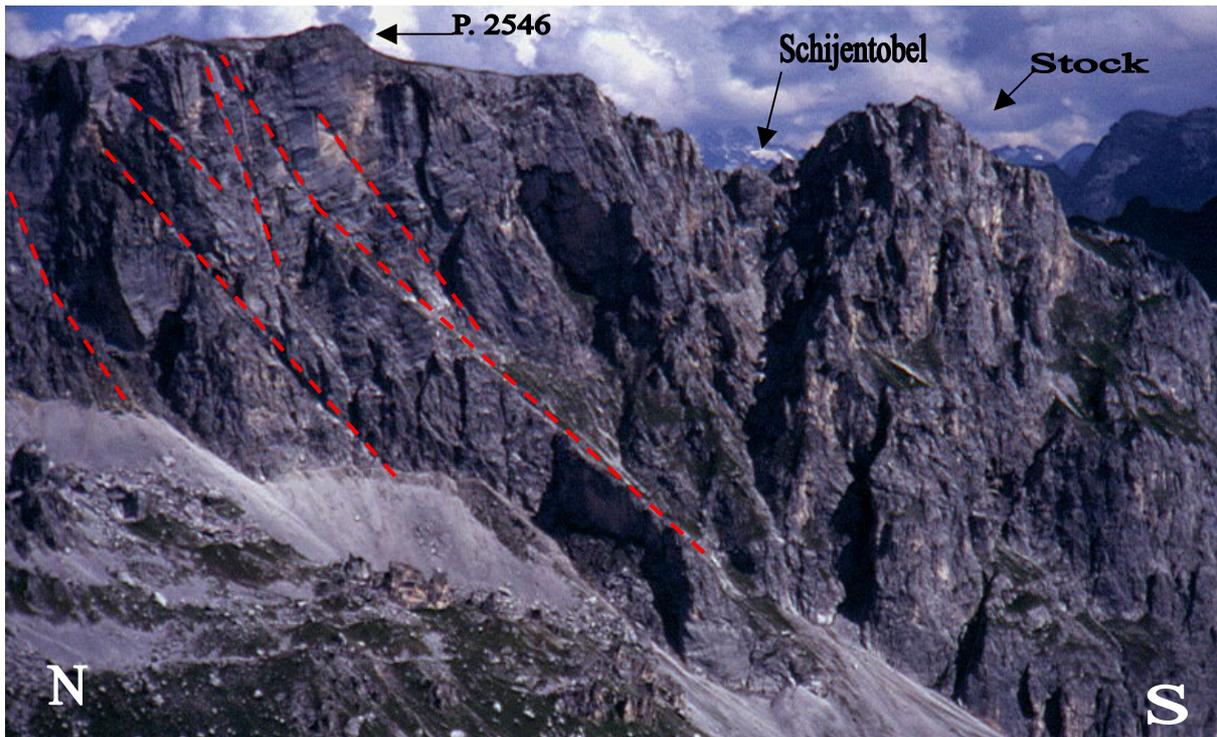


Abbildung 97: Wandabschnitt südlich der Schijenflue mit Schijentobel und Schafsteina, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).

Rot: markante Aufschuppungsflächen.

Die Rudimente dieser Gliederung durch drei sich kreuzende Bruchflächensysteme sind im Trümmerfeld westlich der Schijenflue noch erkennbar.

b) Wandentwicklung zwischen Schijenflue und Partnunsee

Die Untergrenze der Sulzfluh-Decke liegt über Rot Flüeli bei ca. 2100 m ü. NN, unterhalb von Stock unter den wandfußnahen Schuttkörpern zwischen 2040 und 2080 m ü. NN (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1965). Hier folgt sie eng dem Wandfuß. Zwischen P. 2131 und der Mündung des Schijentobels weichen die Wände jedoch weit nach Osten zurück (ca. 450 Meter bei P. 2625, ca. 270 Meter bei Schafsteina). Hier sind also große Flächen basaler Deckenabschnitte vollständig von Verwitterungsschutt, Felssturztrümmern und Moränenmaterial begraben, aus dem nur einzelne Partien des Anstehenden aufragen (vgl. Karte 4).



Abbildung 98: Schijenflue und In den Schijen, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme). Helle Flächen in der Wand bedeuten nicht zwangsläufig frische Abrißnischen, sondern zunächst nur seltenere Benetzung mit Niederschlags- oder austretendem Kluftwasser, dadurch geringere Tintenstrahl-Bildung (Blualgen).

Diese Zähne und Pfeiler sind in Reihen geordnet, die den Höhenlinien folgen. Ihre tieferen Teile sind meist durch Verwitterungsschutt und Blockwerk verdeckt, das sich hangaufwärts staut und kleinräumig die Hangneigung ein wenig verringert hat. Im oberen Teil der Schijen sind drei solche Reihen mit schwacher Geländestufe erkennbar:

- Um 2300 m ü. NN gesellen sich im Umfeld von Zwölfiplatta ehemalige Wandfußreste und zyklonische Blöcke in nordsüdlicher Erstreckung zueinander. Diese Felsen überragen ihre Umgebung um 20 bis 25 Meter (P. 2321, P. 2325). Zu ihnen gehört auch der Schijenzan (Spitze 2372 m ü. NN), der sich als Ausnahme 90 Meter über sein Umfeld erhebt.
- Die Felsen westlich von Zwölfiplatta bis P. 2307 markieren eine weitere Reihe um 2280 m ü. NN. Sie erreichen im Einzelfall Höhen von bis zu 27 Metern, bleiben mit Masse jedoch bei ca. zehn Metern.
- Eine dritte Staffel mit stärker ausgeprägter Verebnung folgt im wesentlichen der Höhenlinie 2200 m ü. NN. Zwischen P. 2228 und Schafsteina steigt nur nördlich von Schafsteina eine größere zusammenhängende Felsgruppe bis zu zwölf Meter aus dem Anstehenden; ansonsten sind die aufragenden Felsen der Reihe bereits fast vollständig zerfallen und von Verwitterungsschutt bedeckt. Sie zeichnen sich über weite Strecken nur noch als Geländestufe ab, der wie im Vergleichsgebiet Anarosa eine Moräne aufsitzt.

Diese Stufe wirkt auf den Verwitterungsschutt als Traufkante; folgerichtig hat sich unterhalb eine breite Halde gebildet, die nahezu geschlossen begrünt ist.

Mit zunehmendem Abstand vom Wandfuß sind die Felsen dieser Reihen immer stärker eingewittert und ragen weniger hoch über ihr direktes Umfeld auf, wenn auch jede Reihe ihre vom Schnitt abweichende Ausnahme hat. Alle drei Reihen zeigen gleiche Beschaffenheit ihres Gesteins, gleiche Exposition und vergleichbare Zerlegung durch Bruchlinien. Die tiefste Reihe liegt noch ca. 100 Höhenmeter über der hiesigen Untergrenze der Sulzfluh-Decke; die höchste liegt nur ca. 120 Höhenmeter über der tiefsten. Die unterschiedlichen Zerfallszustände der Zahn- und Pfeilerreihen sind also weder tektonisch, noch petrographisch, noch expositionsbedingt, sondern sehr wahrscheinlich der unterschiedlichen Expositionsdauer geschuldet: Die am weitesten westlich liegende Zahnreihe wurde von der nach Osten zurückwitternden Wand zuerst zurückgelassen. Ihre Felsen waren den exogenen Verwitterungseinflüssen schon stärker ausgesetzt, als die zweite Reihe noch integraler Teil des Wandfußes war und die Felsen der späteren dritten Reihe (z. B. Schijenzan) sich geschützt im Inneren der Wand befanden. Diese Beobachtungen sprechen für eine schrittweise Wandrückverwitterung mit mehreren Phasen im Bereich Schijenflue und gegen einen einzigen großen Bergsturz, der eine glatte Wand hinterlassen und dessen Ablagerungen den Partnunsee aufgestaut hätten. Davon unbeschadet zeigt die starke Dominanz von grobem Blockwerk in weiten Teilen des Arbeitsgebietes die starke Felssturzspende der Wände um P. 2442 im und nach dem Spätglazial. In Übereinstimmung mit neuen und früheren Untersuchungen im Rhätikon (vgl. Abschnitt III. 3.; LOREK 2001 und ANDERS 1999) ist auch hier eine markante Aktivitätsphase zwischen Egesen 2 und Egesen 3 einzustufen.

Zum Partnunsee hin finden sich immer wieder breite Stirnmoränen, die das grobe Blockwerk gliedern (vgl. Karte 4). Auffällig ist, daß grobes Blockwerk nur westlich der Schijenflue gehäuft auftritt, am stärksten westlich von Seebüel und in Verlängerung in Richtung P. 2325. Nördlich und südlich des engeren Ablagerungsbereiches der Schijen, wo die Wände weiter nach Westen vorspringen, finden sich nur vereinzelt große Blöcke. Dort (westlich Wissplatte und westlich Schafsteina) konnten sich auch Sturzschuttkegel entwickeln und differenzieren, die zum Teil großflächig bewachsen sind.

Am Wandfuß um P. 2442 läßt sich die weitere Zerlegung der Wand an einem Felssturz besonderen Ausmaßes beobachten:

Direkt am Wandfuß der Schijenflue westlich von P. 2625 befindet sich eine Felspartie von gut 140 Metern Höhe (i.e. P. 2442) und einer nordsüdlichen Breite von ca. 100 Metern. Wie tief sie in Schutt und Blockwerk verankert ist, kann nicht abgeschätzt werden. Von der eigentlichen Wand trennt sie eine etwa fünf Meter breite Klamm, die sich wandaufwärts leicht verjüngt und deren ansteigender Boden mit schuttreichem, lehmigem Verwitterungsresiduum bedeckt ist. Im südlichen Teil der Klamm hat sich ein Sturzblock von ca. 18 Metern Durchmesser verklemmt, der 15 Meter wandaufwärts eine rechtwinklige Ausbruchnische mit starkem Überhang hinterlassen hat.

Abb. 99 und 100 zeigen die Schijenflue mit ihrem Vorfeld sowie eine Detailansicht des obersten Bereiches um P. 2442:

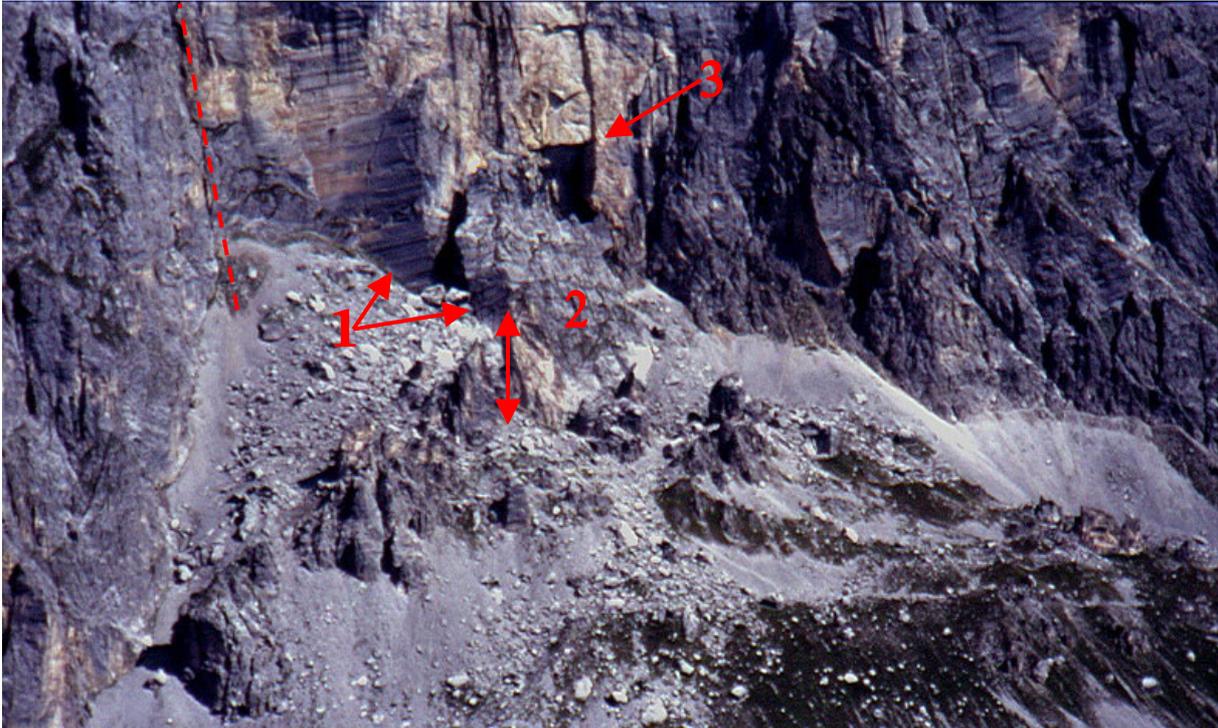


Abbildung 99: Wandfußnaher Bereich westlich der Schijenflue, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme; verändert).

1 = zusammengehörige Striemen auf vertikaler Schubfläche; 2 = Felspartie mit P. 2442; 3 = markante Ausbrunnische des Sturzblocks; gestrichelt: Blattverschiebung zwischen Schijenflue und Wissplatte; doppelspitziger Pfeil = Größenvergleich Schijenzan (90 m). Nahe am Wandfuß weist der Verwitterungsschutt einen hohen Anteil von grünlichem Sulzfluh-Granit auf, der vereinzelt in Nähe der Deckenbasis vorkommt.

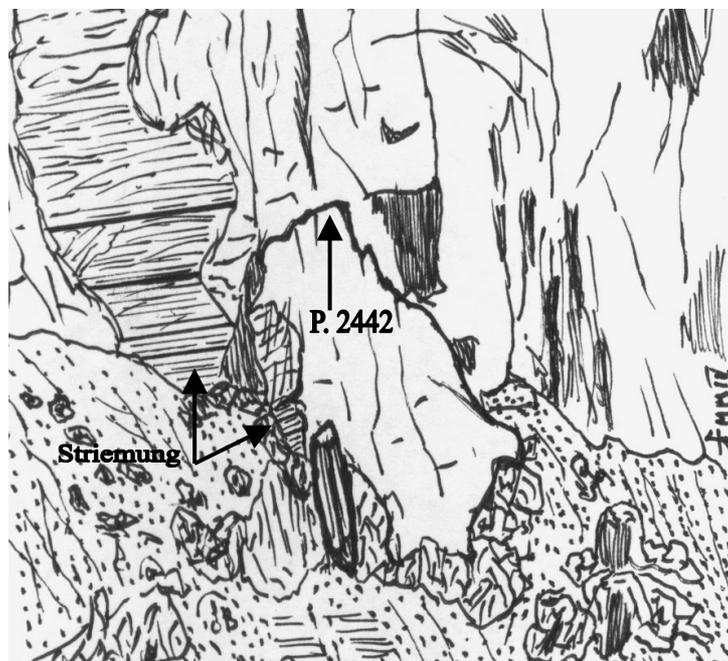


Abbildung 100: Detailskizze des Geländepunktes 1 aus Abb. 99 (eigener Entwurf).

Die Detailskizze zeigt die Lage der Felspartie P. 2442 im Verhältnis zum Wandfuß. Die Striemung der Schubfläche in der Wand weist ähnlich wie die Schichtfugen im Sulzfluhkalk eine charakteristische Abfolge erhabener und eingeritzter Streifen auf, die man felsübergreifend wiederfinden und parallelisieren kann. Auf der Nordseite von P. 2442 ist

eine Teilfläche mit Striemen erhalten, die mit ca. 37° nach Nordnordost geneigt sind. Am gleich orientierten Wandfuß findet sich dieselbe Abfolge von Striemen bei ca. 12° flacherer Neigung etwa acht Meter höher. Daraus ist zu schließen, daß die betreffende Felspartie an ihrem Nordteil um diesen Betrag abgerutscht ist. Dabei hat sich ihr unterer Teil wahrscheinlich auf beweglicher Unterlage weiter vom Wandfuß entfernt als der höchste Punkt und somit eine A-Spalte ausgebildet. Der Rutschungsbetrag und die Entfernung vom Wandfuß nehmen zum südlichen Ende hin gerinfügig ab, der Felsen wurde also im Zuge der Rutschung in nordwestliche Richtungen verstellt. Seine Verankerung im Schutt kann nicht allzu tief hinabreichen, sonst hätte sich bei der Loslösung vom Wandfuß eine V-Spalte ausgebildet.

P. 2442 ist unzweifelhaft als Pfeiler anzusprechen. Die These, er sei aus gipfelnahen Wandpartien losgebrochen und im Blockwerk steckengeblieben, muß ebenso verworfen werden wie eine eventuelle originäre Lagerung als unverstellter Zahn, der unter der Schuttbedeckung noch mit dem Wandfuß verbunden ist. Anzeichen einer gegenwärtig andauernden Bewegung wurden nicht beobachtet.

Letzte Entstehungsursache großer glatter Flächen wie der Schijenwand ist nicht ein besonders großes Sturzereignis, sondern die Existenz einer tektonischen Schwächelinie, entlang derer sich Felspartien aus dem ursprünglichen Verband lösen. Ob sie dann langsam und kontinuierlich zerfallen oder sich in einem Stück sturzartig von der glatten Bruchfläche trennen, ist für deren Entstehung unerheblich.

c) Zur Entstehung des Partnunsees

Der den Talschluß dominierende Partnunsee wird mitunter als Staussee angesprochen, der sich hinter Sturz- oder Rutschmassen aus dem Abrißgebiet Schijenflue gebildet habe. Auch eine Entstehung als Zungenbeckensee scheint denkbar. Nach v. SEIDLITZ (1906: 124) wird er überwiegend durch unterirdischen Zufluß gespeist.

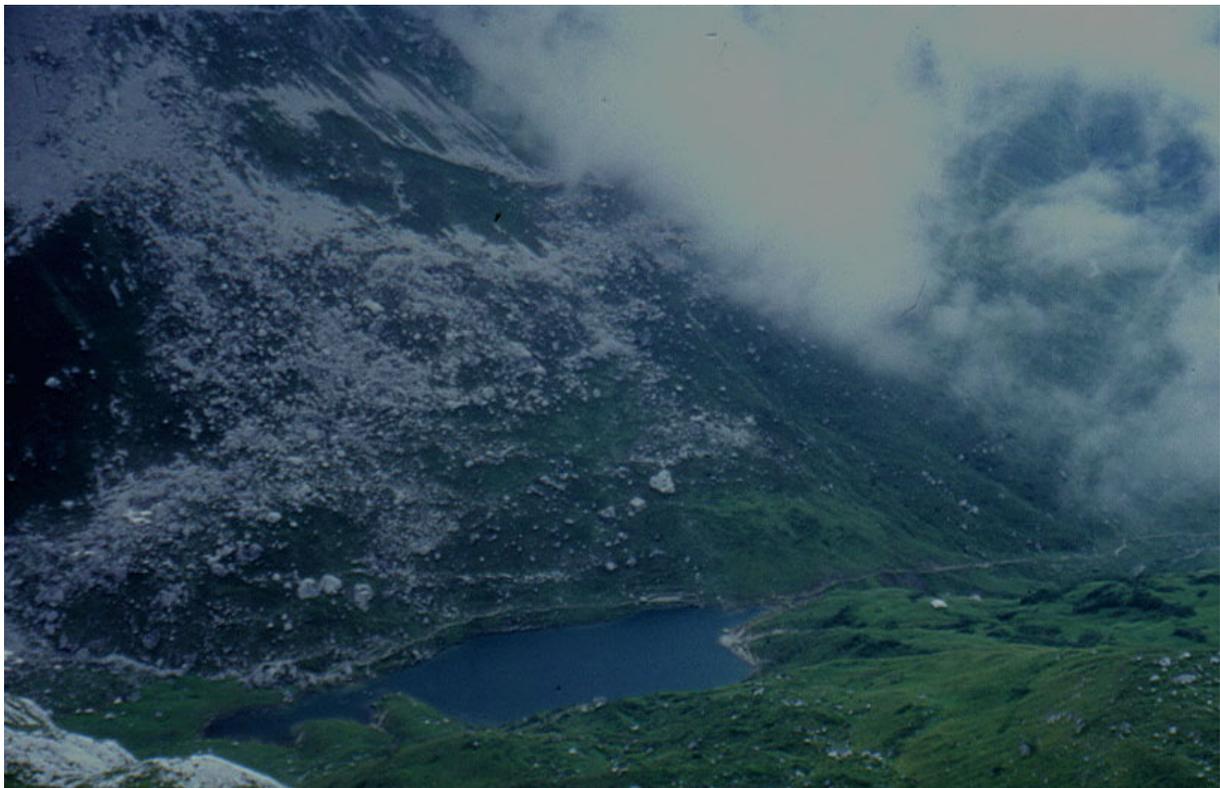


Abbildung 101: Partnunsee mit Seebüel, Blickrichtung Südosten und dem unteren Teil der Schijen (eigene Aufnahme).

Fraglos muß seine Entstehung im Zusammenhang mit der Entwicklung der Westwand der Schijenflue und den spätglazialen Eisrandlagen im Talschluß gesehen werden.

Der Gletscher des Haupttales stirnte in Egesen 1 südlich des Partnunsees bei 1865 m ü. NN (KOBLENER 1994: 114). Die Egesen 2 - zeitliche stirnnahe Seitenmoräne taucht bei 1915 m ü. NN östlich des nördlichen Seendes unter dem großen Schuttkegel von Rotflüeli empor und steigt in leichtem Bogen bis zur südlichen Mitte des östlichen Seeufers ab. Eine westliche Entsprechung erwähnt KOBLENER nicht; wahrscheinlich orientierte sich die Gletscherstirn hier an der markanten südlichen Verjüngung des Sees, die zu dieser Zeit schon existiert haben muß. Nachphasen von Egesen 2 verursachten auch die Einschnürung des nördlichen Seeabschnittes zwischen der Seehütte und P. 1869. Im dritten Egesenstadium (Vorstoß bis 1890 m ü. NN) erreichte der Gletscher den heutigen See nicht mehr.

Wie Blaiken und Blöcke verraten, sind weite Teile des Westhanges des Partnunsees bis zu den wandfußnahen Schuttkörpern südöstlich der Sulzfluh von malmkalkreichem Moränenmaterial bedeckt. Von Sulz aus stießen drei kleine Gletscher zum Haupttal vor, deren mittlerer über Gruoben (hier: P. 1975) auf das südliche Seende vorstieß und in Egesen 1 bei 1910 m ü. NN stirnte. Seine späteren Phasen hinterließen bei 1950 m ü. NN und höher ein unruhiges Relief.

Die Lokalmoränen aus den Schijen zwischen Schijenzan und Seebüel (vgl. Karte 4) erwähnt KOBLENER nicht, obwohl gerade hier immer wieder Eis vorstieß und im wüsten Sturzmaterial seine Formen hinterließ. Die tiefste spätglaziale Moräne sitzt bei 1910 m ü. NN der Lokalität Seebüel auf und fällt mit Teilen ihrer Außenböschung bis fast an das Seeufer. Im Bereich der Schwelle bei P. 1870 jedoch fehlt ihr Anteil an Sulzfluhkalk fast völlig, sie wird deutlich schwächer und biegt nach Osten in die stirnnahe Seitenmoräne um.

Die Moränen des Haupttales und der kleinen Seitengletscher zeigen, daß der Partnunsee seine Existenz zu keiner Zeit spätglazialen Stirn- oder Seitenmoränen verdankte, obwohl deren Eiszungen an der Übertiefung seines Beckens beteiligt waren.

Im Bereich der Schwelle steht beiderseits des Baches gleicher Flysch an.

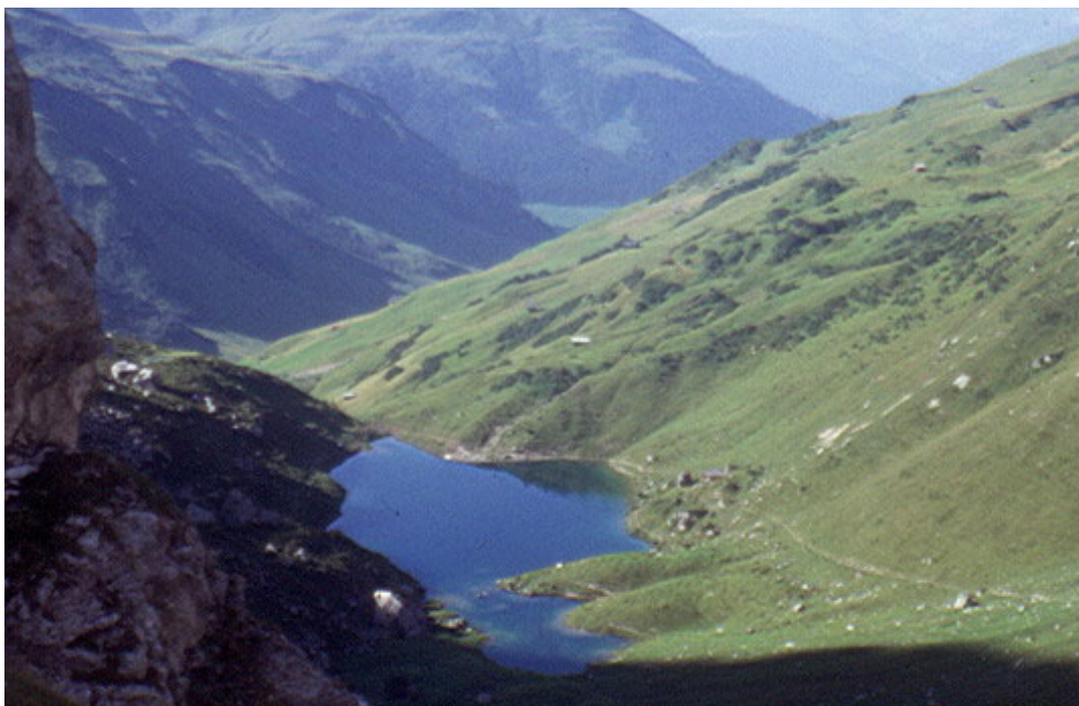


Abbildung 102: Partnunsee von Grünen Fürggli aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme).



Abbildung 103: Schwelle im Flysch am Süden des Partnunsees, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).

Im Osten ist der Flysch mit eigenbürtigem Verwitterungsmaterial bedeckt; die Oberfläche ist fast frei von Malmkalkschutt. Im Westen trägt er egesen 1 - zeitliches, nur stellenweise malmkalkhaltiges Moränenmaterial der Eiszunge aus Gruoben (hier: P. 1975) und holozänes Schwemmgut des hier mündenden kleinen Baches. Die Moränenwälle weisen deutlich nach Südwesten, nicht zum heutigen Abflußpunkt des Sees (P. 1870) hin. Einzelne, schwach ausgeprägte Moränen, die KOBLEK nicht erwähnte, reichen bis hinab auf 1925 m ü. NN.

Die Flysch-Schwelle ist im Zusammenhang mit der leichten Verebnung zwischen 1900 und 1930 m ü. NN zu sehen, die sich am gesamten Westufer des Sees über Seebüel und weiter nach Süden bis Grüebji verfolgen läßt. In diese Zone fällt auch die Grenze zwischen der hangenden Ruchberg-/ Oberälpli-Serie und der liegenden Eggberg-/ Gyrenspitz-Serie des Prättigau-Flysches (NÄNNY, P. 1948: Taf. II).

Im Umfeld von P. 1975 zeigt das Höhenlinienbild eine deutlich eingewölbte Nische von ca. 200 Metern Durchmesser. Zum Abfluß des Sees hin schlägt sie um in eine wulstartig hervortretende Vollform, die das südwestliche Ufer des Sees weit nach Osten drückt. Solche Hohlformen kommen im Flysch der Eggberg-Serie häufig vor und sind nicht zwingend Ausbruchsnischen größerer Rutschungen. Hier kann jedoch nicht a priori ausgeschlossen werden, daß aus dem Bereich Gruoben (P. 1975) bei ca. 2010 m ü. NN eine Rutschmasse in östliche Richtungen losbrach und ihre Ablagerung südlich des Partnunsees dessen Abfluß zuschob. Das unruhige Relief mit kleinen Nackentalbildungen und Vernässungszonen stützt diese Annahme. Aufgrund der Moränen, die dieser Geländeabschnitt trägt, müßte ein solches Ereignis jedoch zwischen Daun und Egesen 1 stattgefunden haben. In Egesen 1 überwand der Schanielagletscher die Schwelle noch und lagerte auf ihr malmkalkhaltiges Material ab. Der daunzeitliche Schanielagletscher stirnte erst bei Untersäß (1600 m ü. NN) und hätte zweifelsohne noch die Kraft besessen, eine solche Rutschmasse vergleichsweise geringer Kubatur auszuräumen.

Am östlichen Gegenhang ist keine Spur aufgebrandeten Materials zu beobachten. Auch zeigt der Einschnitt des Baches bei P. 1870, daß rechts wie links Flysch gleicher Ausprägung ansteht, der sich wiederum im Zuge der Grenze der Flyschserien bis Grüebji verfolgen läßt.

Ob also zwischen Daun und Egesen 1 eine Rutschung aus dem Bereich um P. 1975 abging, ist für die Entstehung des Partnunsees von nachrangiger Bedeutung. Die Schwelle am südlichen Ende des Sees ist bereits im Flysch angelegt und steht in Zusammenhang mit der weithin verfolgbaren Untergrenze der Ruchberg/- Oberälpli-Serie. Der Schanielagletscher hat diese Barriere durch Rücktiefung als „Karschwelle“ weiter modelliert. Sollte sie tatsächlich durch einen Teil einer eventuellen Rutschmasse aufgestockt worden sein, so könnte dies die Höhe des Wasserspiegels beeinflusst haben, nicht aber die grundsätzliche Existenz des Sees.

Der Ablauf des Sees hat sich im Holozän tiefer eingeschnitten. Die Ablagerungen nördlich des Sees („Hinderem See“) deuten auf eine ehemalige Seespiegelhöhe von ca. 1880 bis 1890 m ü. NN hin. Die Differenz zu heute von zehn bis zwanzig Höhenmetern korrespondiert mit der ehemaligen Höhe der Schwelle im Vergleich zu ihrem Umfeld. Entsprechende ehemalige Uferlinien sind nicht mehr sicher nachzuvollziehen.

Aus den Geländebefunden geht klar hervor, daß der Partnunsee nicht durch Bergsturzablagerungen aus dem Bereich der Schijenflue aufgestaut wurde. Einen solchen Bergsturz hat es im Spätglazial nicht gegeben, wohl aber stärkste Felssturzaktivitäten, deren Ausläufer teilweise unter Mitwirkung von Eis den Talboden und das östliche Seeufer erreichten.

d) Szenario

Die beschriebenen Beobachtungen machen folgenden Ablauf denkbar:

Im Zuge der Platznahme der Sulzfluh-Decke, ihrer Aufwölbung und ihres späteren Zerbrechens entstanden in den aufgeschuppten Bereichen Wissplatte und Schijenflue sich kreuzende Störungssysteme, entlang derer einzelne Pakete sich gegeneinander verschoben und Schuppen übereinander geschoben wurden. Die Westwand der Schijenflue wich im Spätglazial unter starker Felssturzaktivität in mehreren Phasen entlang wandparalleler Bruchlinien nach Osten zurück. Dabei ließ sie im Vorfeld des Wandfußes nacheinander eingerumpfte Zähne und Pfeiler in Reihen zurück, die nach Westen zunehmend stärker zerfallen sind. Mit der Zeit verwitterte die westlichste, am längsten exponierte Reihe beinahe vollständig und versank im eigenen Schutt. Ausbrüche großer Kubatur formten die glatte Gestalt der Wand und lieferten Trümmer aller Größen, die von Wandfußgletschern bis zum Gletscher des Haupttales bei Seebüel transportiert wurden. Zyklisches Blockwerk ließ die relativ schwachen Eiszungen im Schutt ersticken und begünstigte blockgletscherartige Bewegungen.

Der Schanielagletscher, der von Gruoben aus vorstieß, hatte noch in Daun genügend Transportkraft, große Mengen dieses Felssturzmaterials abzutransportieren. Auch seine Schürfkraft reichte noch aus, den Boden des oberen Tales auszuschaben und am Süden des heutigen Partnunsees im Zuge einer stratigraphischen Grenze im Flysch eine flache Karschwelle auszuformen. In der folgenden Warmphase (wie in vorhergehenden wahrscheinlich auch) bildete sich im Rücken dieser Karschwelle ein See aus, dessen Bach sich in den Phasen der Klimaverbesserung in diese Schwelle einzuschneiden begann. Es ist denkbar, daß zu dieser Zeit eine Rutschung aus dem Bereich um P. 1975 losbrach, deren Ablagerungen in ihrem nördlichen Teil der Schwelle aufsaßen und die Uferlinie des Sees geringfügig veränderten. Zur Egesen 1 - Zeit überwand der Schanielagletscher noch einmal die Karschwelle um ein geringes, hatte jedoch deutlich an gestaltender Kraft verloren. In Egesen 2 reichten schwache Vorstöße des Gruoben-Eises wieder bis in den Bereich des mittleren Sees und engten in Nachphasen sein nördliches Ende ein. Der letzte spätglaziale Vorstoß erreichte nur noch den Talboden bei Hinderem See und spielte für die Gestaltung des Sees keine Rolle mehr.

Nun begannen die mächtigen Schuttkegel der Wissplatte, den Talboden zu erreichen, vereinzelt auch große Sturzblöcke. Unterhalb der im Schutt versinkenden Zahnreihen in den Schijen bildeten sich Halden aus, die jedoch nach dem völligen Zerfall der Felsen zur Ruhe kamen und über weite Flächen zuwuchsen. Der Schanielabach schnitt sich weiter in die Schwelle am Südende des Sees ein und bewirkte mit der Zeit eine Absenkung des Seespiegels um ca. zehn bis zwanzig Meter.

Unter der Schijenflue sind kaum neue Ausbrüchnischen zu beobachten, ebensowenig Sturzblöcke mit frischen Schlagmalen oder genarbte Schuttkörper. Frisch wirkende Wandflächen, die keine Tintenstrahlen tragen, sind hier in der Regel durch Überhänge geschützt. Die wandfußnahen Schuttkörper altern relativ ungestört. Die Wand bietet, wie GERBER (1969) sagen würde, ein Bild der statisch günstigsten und damit stabilsten Form. Dennoch ist mit Felssturz aus der Wand und umsinkenden Pfeilern jederzeit zu rechnen.

5. Der Bereich Eggberg-Grat

a) Allgemein

Das Arbeitsgebiet „Eggberg-Grat“ umfaßt den Grat und die Hänge zwischen St. Antönien-Platz im Nordwesten, der Rätchenflue im Südosten, der Aschariner Alp im Süden und dem Gafiental im Norden. Der Schwerpunkt des Interesses gilt den Geländeabschnitten, die isolierte Malmkalkreste der Sulzfluh-Decke tragen. Dies sind die Gratlinie zwischen Geisstschuggen und Hasenflüeli, die nordöstlich davon gelegene Ammaflue sowie die Lokalität Bi den Nünzgen.

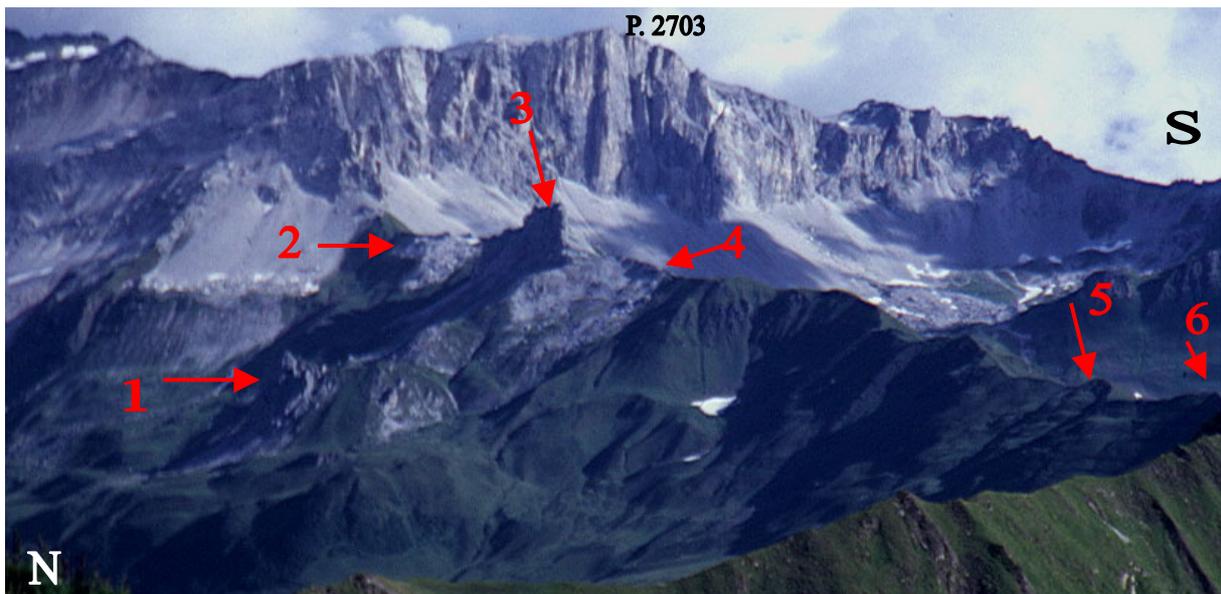


Abbildung 104: Rätchenflue mit vorgelagertem Eggberg-Grat, Blickrichtung Südsüdost (eigene Aufnahme, verändert).

P. 2703 = Rätchenhorn; 1 = Ammaflue; 2 = Bi den Nünzgen; 3 = Hasenflüeli; 4 = Geisstschuggen; 5 = gratnahe Rutschung bei P. 2204; 6 = Eggberg (i.e. P. 2202).

Aus dem Profil des Grates zwischen Eggberg (i.e. P. 2202) und Rätchenflue (hier: P. 2648) ist ersichtlich, daß in seinem Verlauf mehrere Teildecken ausstreichen, die sein Erscheinungsbild formgebend prägen:

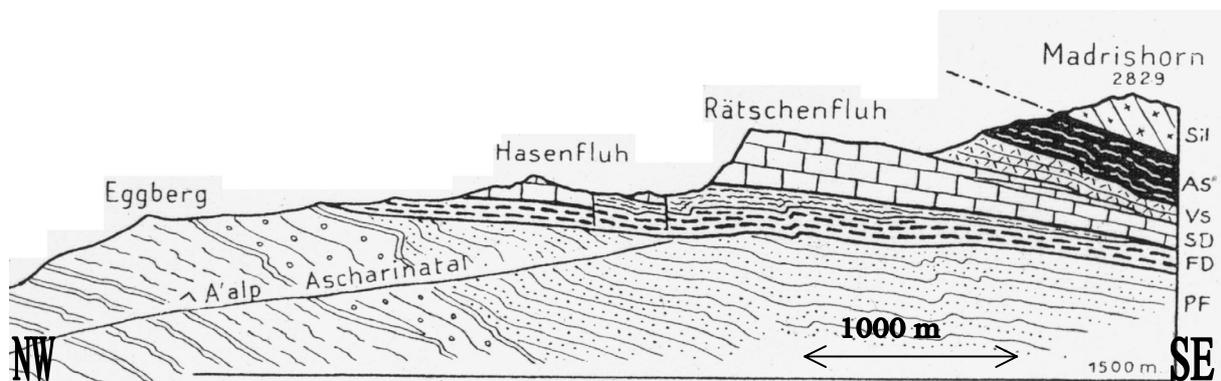


Abbildung 105: Eggberg-Grat im Profil (Ausschnitt aus Abb. 10, verändert).

PF = Prättigau-Flysch; FD = Falknis-Decke; SD = Sulzfluh-Decke; VS = Viehcalanda-Schuppe (zur Aroser Schuppenzone); AS = Aroser Schuppenzone; Sil = Silvretta-Decke.

Zwischen Eggberg und P. 2248 streichen die oberen Serien des Prättigau-Flysches aus. An mehreren Stellen haben lobenartige Rutschungen - häufiger nach Norden als nach Süden – unterschiedlich große Ausrißnischen geschaffen. Die korrelaten Ablagerungen sind wenig hangabwärts zum Stillstand gekommen und teilweise mit egesenzeitlichen Moränen verzahnt. Wo im Ablagerungsgebiet nur Moränen, aber keine Rutschmassen beobachtet wurden, sind Hohlformen unterhalb des Grates konservativ als Karnischen kleiner spätglazialer Lokalglatscher anzusprechen, die die Gratlinie stellenweise nach Norden bzw. Süden ausbauchen lassen. Ihre mögliche Initiation durch Massenbewegungen im frühen Spätglazial, deren Ablagerungen durch später vorstoßendes Eis ausgetragen oder umgeformt wurden, kann jedoch nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden.

Direkt östlich von P. 2202 hat sich auf der Nordseite des Grates eine solche Rutschmasse erst wenige Meter von ihrer Abrißlinie entfernt (vgl. Abb. 105):



Abbildung 106: Eggberg und südöstlich vorgelagerter Grat, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme).

Die Abrißkante am Grat ist ca. 170 Meter lang, die Rutschmasse reicht bis unter 2190 m ü. NN. Große Teile der Lawinenverbauungen befinden sich auf bewegtem Material. Weitere Massenbewegungen auf der Nordseite des Grates sind bei P. 2204 (vgl. Abb. 105 Geländepunkt 5) und P. 2248 losgebrochen und haben die Gratlinie dort markant nach Süden verschoben. Zwischen Eggberg und der Rätschenflue lassen sich immer wieder Doppelgratbildungen über viele Dutzend, manchmal hunderte Meter weit verfolgen (z. B. Bi den Nünzgen). Die dabei entstehenden Nackentälchen bilden von der kaum einen Meter tiefen gratparallelen Rinne bis zur sechs Meter abfallenden Böschung alle Übergänge und weisen auf die fortdauernde Destabilisierung weiter Geländeabschnitte hin. Im weiteren Verlauf des Grates nach Südosten belegen häufig tiefe senkrechte gratparallele Spalten in Partien anstehenden nackten Felses den Zerfall des Grates durch Sackungsbewegungen.

Die Sulzfluh-Decke, die im östlichen Rhätikon mit ca. 10° bis 20° in östliche Richtungen einfällt, hat auf dem Eggberg-Grat zwei Klippen zurückgelassen, die nach HÄFNER (1924a: 24) an quer zum Grat streichenden Verwerfungslinien um fast 200 Meter im Vergleich zum westlichen Erosionsrand der Rätschenflue abgesunken sind. Zwischen der markanten Klippe des Hasenflüeli und dem Wandfuß der Rätschenflue liegt ein deutlich kleineres Vorkommen an der Lokalität Bi den Nünzgen. Die Verhältnisse hier gleichen dem bekannten Staffelbruch auf der Nordseite des Gafientales bei Gämpiflue, wo das schmale Band des Sulzfluhkalkes in ähnlicher Lage durch Verwerfungslinien in Schollen getrennt ist,

die nach Nordwesten zunehmend abgesunken sind. Eine der dortigen Sprunghöhen von 40 Metern entspricht der Sprunghöhe zwischen Hasenflüeli und Bi den Nünzgen.

Der Grat wird hier von Gesteinen der Falknis-Decke gebildet. Das Liegende der Falknis-Decke besteht aus unreinen, gelblichgrau anwitternden brecciösen Kalken der Unterkreide („Falknis-Gault“), denen Hasenflüeli diskordant aufsitzt und die von 50 Meter südwestlich P. 2248 bis zu Geisstschuggen die Gratlinie aufbauen. Zwischen dem Südostrand von Hasenflüeli und dem Wandfuß der Rätchenflue ist der hangende Wildflysch der Falknis-Decke erhalten. Die Schichtgrenze zwischen beiden Deckengliedern zeigt sich hier in einer markanten Geländestufe, der auf der Südseite des Grates spätglaziale Moränen eines kleinen Wandfußgletschers aus den Nünzgen aufsitzen. Nördlich des Grates ist dieser Abschnitt der Schwelle durch Verwitterungsschutt, Blockwerk und Moränenmaterial fast völlig unkenntlich. Abb. 107 zeigt diesen Geländeschwerpunkt von Südosten.

Die Falknis-Decke ist hier nicht wie in weiten Teilen des Nördlichen und Östlichen Rhätikon durch Auswalgung nahezu verschwunden, sondern zu einem Mehrfachen ihrer ursprünglichen Mächtigkeit aufgeschuppt worden (HÄFNER 1924a: 22). Ihre Schuppenbildung ist unterhalb der Nünzgen auf beiden Gratseiten besonders stark ausgeprägt. Im Bereich der oberen Ascharina-Alp kommt sie mit ca. 300 Metern Mächtigkeit der ebenso aufgeschuppten Sulzfluh-Decke (hier: Rätchenflue) gleich.

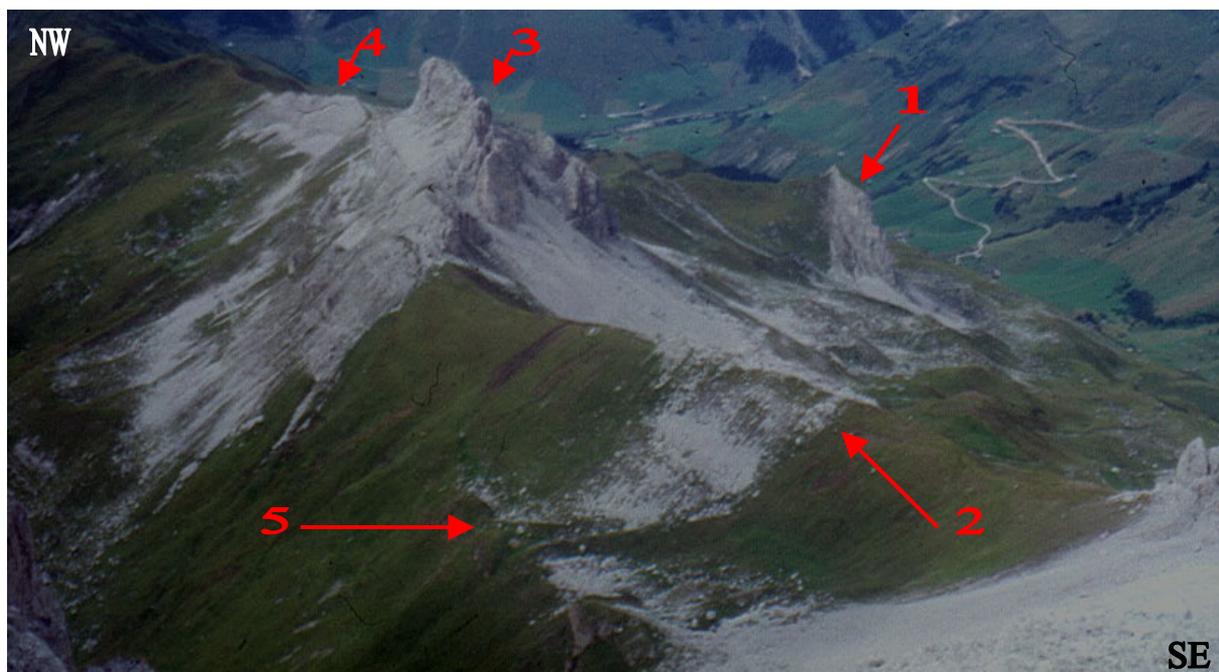


Abbildung 107: Eggberg-Grat zwischen Geisstschuggen und Wandfuß der Rätchenflue, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).

1 = Ammaflue; 2 = Bi den Nünzgen; 3 = Hasenflüeli; 4 = Geisstschuggen; 5 = Falknis-Schwelle mit aufsitzenden Lokalmoränen.

Auf der Nordseite des Eggberg-Grates hat sich ein Teil der Malmkalk-Klippe um ca. 200 Höhenmeter hangabwärts bewegt. Dieser bildet heute die Ammaflue (i.e. P. 2217), die bisher unwidersprochen als Rutschmasse aus dem Bereich Hasenflüeli gedeutet wird. Die Möglichkeit einer Sackung wurde bisher nicht in Betracht gezogen. HÄFNER (1924a: 23) stellte hier ein „starkes nordwärtiges Gefälle der basalen Schubfläche“ fest, auf der sich die Sulzfluh-Teilscholle gen Gafiental bewegen konnte. Zwischen Ammaflue und Geisstschuggen erstreckt sich ein blockreiches Trümmerfeld aus Sulzfluh-Kalk, aus dem stellenweise Felsen ragen, die wie von der Rutschmasse zurückgelassene Schollenbruchstücke wirken.

b) Gratentwicklung zwischen Geisstschuggen, Ammaflue und Hasenflüeli

Die Malmkalke im Dreieck zwischen Geisstschuggen, Ammaflue und Hasenflüeli zeichnen durch ihre isolierte Lage Rahmenbedingungen und Prozesse der Gratentwicklung besonders deutlich nach. Zur genauen Ansprache wurden die einzelnen Lokalitäten wie folgt gegeneinander abgegrenzt (vgl. Karte 5 und Abb. 109 bis 113):

- Unter Geisstschuggen s.l. werden die Gratlinie und ihr direktes Umfeld zwischen P. 2295 und dem Steinmann ca. 50 Meter östlich von P. 2341 verstanden. Strukturell gehören alle hier anstehenden Sulzfluhkalk-Reste zur Klippe von Hasenflüeli, deren Basis bei P. 2341 ausstreicht. Zugunsten einer klaren Unterscheidung vom morphologisch völlig andersartigen Hasenflüeli wurde der Schnitt jedoch hier angesetzt, zumal P. 2341 im Zusammenhang mit der Bewegung der Ammaflue betrachtet werden muß. Die aufragenden Felsen nördlich von P. 2311 sind bereits Teil der Falknis-Decke.
- Hasenflüeli ist die markante Klippe der Sulzfluh-Decke auf dem Grat um P. 2412 in den Grenzen der sich deutlich erhebenden Zähne und Pfeiler. Im Nordwesten trennt sie eine schwache schuttbedeckte Einsattelung vom erwähnten Steinmann. Dazu gehören auch zwei südöstlich unter Hasenflüeli gelegene Zahnreihen, die aus den wandfußnahen Schuttkörpern aufragen.
- Ammaflue umfaßt die abgerutschte Sulzfluhkalk-Scholle um P. 2217 sowie das sich hangaufwärts anschließende Trümmerfeld um P. 2249.

Der Bereich dieses Dreiecks und das Umfeld der genannten Lokalitäten tragen zahlreiche spätglaziale Moränen, deren Material größtenteils Malmschutt ist. Ihre Verteilung ist in Karte 5 dargestellt.

Allen hier anstehenden Malmkalken ist eine besonders intensive Zerrüttung gemein. Der Zerfall in Zähne und Pfeiler ist weit fortgeschritten und vollzieht sich unter starker Felssturzaktivität.



Nebenhinige Abbildung zeigt die Auflösung des Gesteinsverbandes in Hasenflüeli: Breite Klüfte durchziehen die gesamte Klippe und sondern randliche Abschnitte ab, die die wandfußnahen Schuttkörper mit Felsstürzen beschicken. Auch wenn einige Abschnitte in relativer Formungsruhe zu liegen scheinen und ihre korrelierten Schuttkörper begrünt sind, sind hier jederzeit auch größere Materialausbrüche zu erwarten.

Abbildung 108: Nordostseite von Hasenflüeli von P. 2178 aus, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme).

Dem Grat vom Eggberg über Geisstschuggen folgend, stößt man ca. 140 Meter hinter P. 2311 auf den ersten Malmschutt.

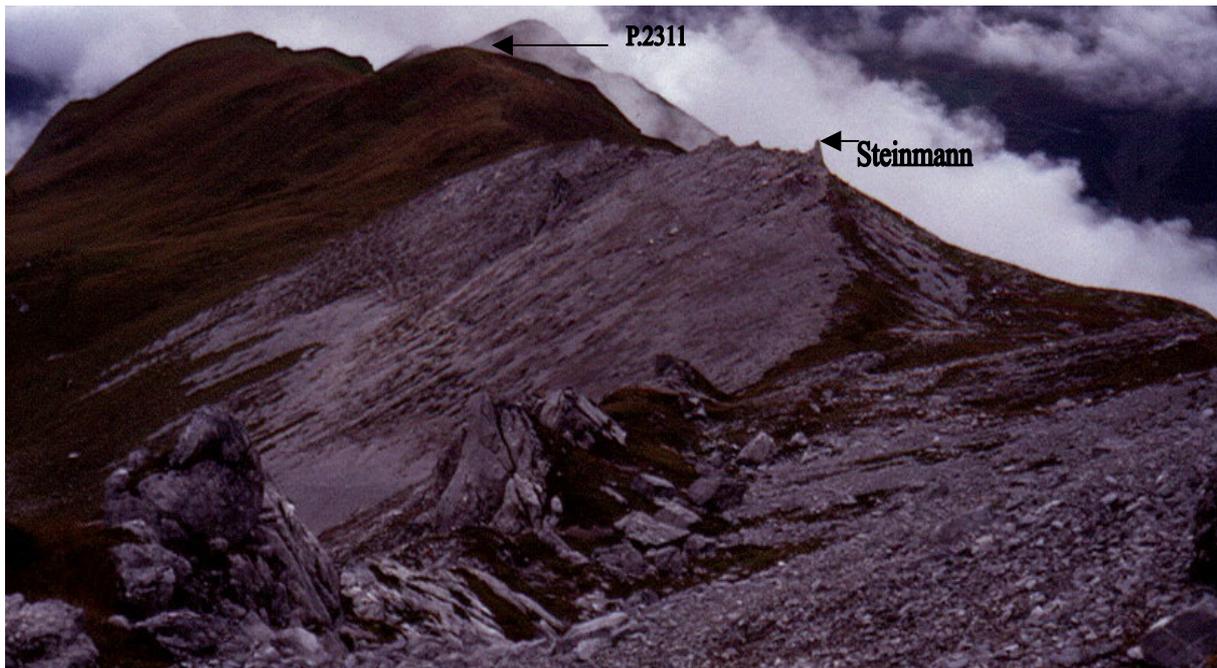


Abbildung 109: Geländeabschnitt Geistschuggen von Hasenflüeli aus, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).

Im Vordergrund das westliche Ende der höheren Zahnreihe südlich von Hasenflüeli.

Hier ragen erst wenige Malmkalk-Felsen auf, die stark eingewittert sind und nach Süden einzelne Blöcke sandten und geringmächtige, dicht bewachsene Feinschutthalden nährten. Auf der Nordseite finden sich einzelne kleine Schuttkörper, grobes Blockwerk und schütter bewachsene Moränen aus Malmschutt. In kaum trennbarer Verzahnung. Ab dort wird der Grat von Sulzfluh-Kalk gebildet.

Nur ca. 50 Meter weiter östlich bei 2325 m ü. NN findet sich zusammenhängend anstehender Sulzfluhkalk. Von der Hasenflüeli-Klippe der Sulzfluh-Decke ist im Umfeld von P. 2341, wo sie im Gratbereich austreicht, eine ca. 125 Meter lange Partie anstehenden Malmkalkes erhalten, deren Teile meterbreite, mitunter verfüllte Klüfte trennen.

Im Geländeabschnitt Geisstschuggen wurden folgende Werte gemessen:

334/29	336/28	354/26	Geisstschuggen
351/19	349/18	348/17	westlichstes Vorkommen auf Grat
334/29	348/28	348/24	bei 2325 m ü. NN
348/23	344/22	342/22	Breite 5 m, Länge 7 m, Höhe 4 m
338/29	336/25	335/24	
336/24			
236/28	246/29	246/33	Geisstschuggen
242/34	252/52	254/52	Umfeld P. 2341
256/52	259/49		2336 m ü. NN
			Breite 3 m, Länge 3 m

Tabelle 14: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluhkalk im Geländeabschnitt Geisstschuggen.

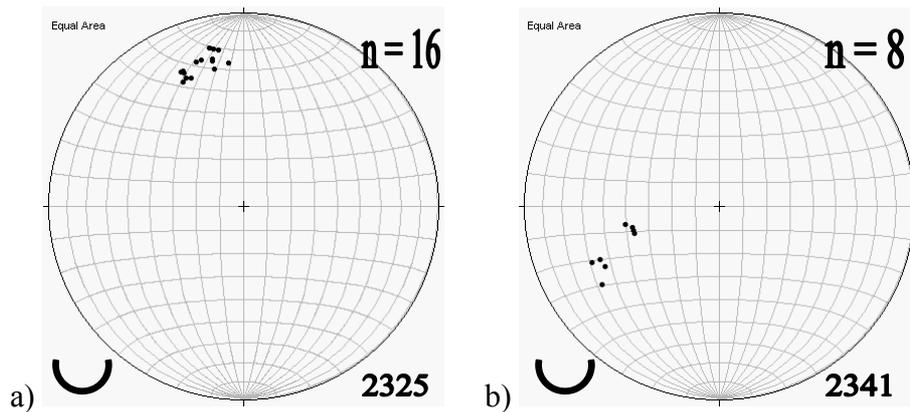


Diagramm 14: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluhkalk.

a) = westlichstes Vorkommen auf dem Grat bei 2325 m ü. NN; b) = bei P. 2341.

Im Geländeabschnitt Geisstschuggen boten nur einzelne, kleine Felspartien einmeßbare Flächen. Am Westrand der Hasenflüeli-Klippe ist das ursprüngliche östliche Einfallen des Sulzfluh-Kalkes mit geringer Neigung nicht mehr zu erkennen. Dem Grat aufsitzende Reste des Anstehenden bei 2325 m ü. NN haben keine Verbindung zu ihrer Mutterklippe mehr und sind durch Sackungs- und Rutschungsbewegungen bereits deutlich verstellt. Die Partie um P. 2341 zeigt auch nicht mehr das frühere ostaxiale Einfallen.

Zwischen P. 2341 und der Ammaflue zieht sich ein Sporn hin, aus dessen Schutt-, Blockwerk- und Moränenbedeckung immer wieder Felspartien aufragen, die wahrscheinlich Bruchstücke des nach Norden abgerutschten Klippenteils sind (z. B. am Nordabfall von P. 2249). Sie trennten sich im Zuge der Bewegung der Ammaflue oder brachen erst später aus dem Gratbereich los, blieben bald liegen und wurden von eigenbürtigem Verwitterungsschutt und dem Material der spätglazialen Wandfußgletscher fast vollständig eingedeckt. Aufgrund der Moränenlage müssen diese Bruchstücke ihre heutigen Positionen im wesentlichen vor Egesen 1 erreicht haben. Das Blockwerk belegt eine rege Felssturztätigkeit aus dem Gratbereich im Spätglazial (mit Schwerpunkt in Egesen 2), bezeichnenderweise jedoch fast ausschließlich nach Norden.

Das größte Bruchstück dieses Klippenteils ist die Ammaflue, die der Verebnung südlich von Haupt aufsitzt. In dieser Zone ist auch die Grenze zwischen hangender Falknis-Decke und liegendem Prättigau-Flysch zu suchen (HÄFNER 1924a: 23).

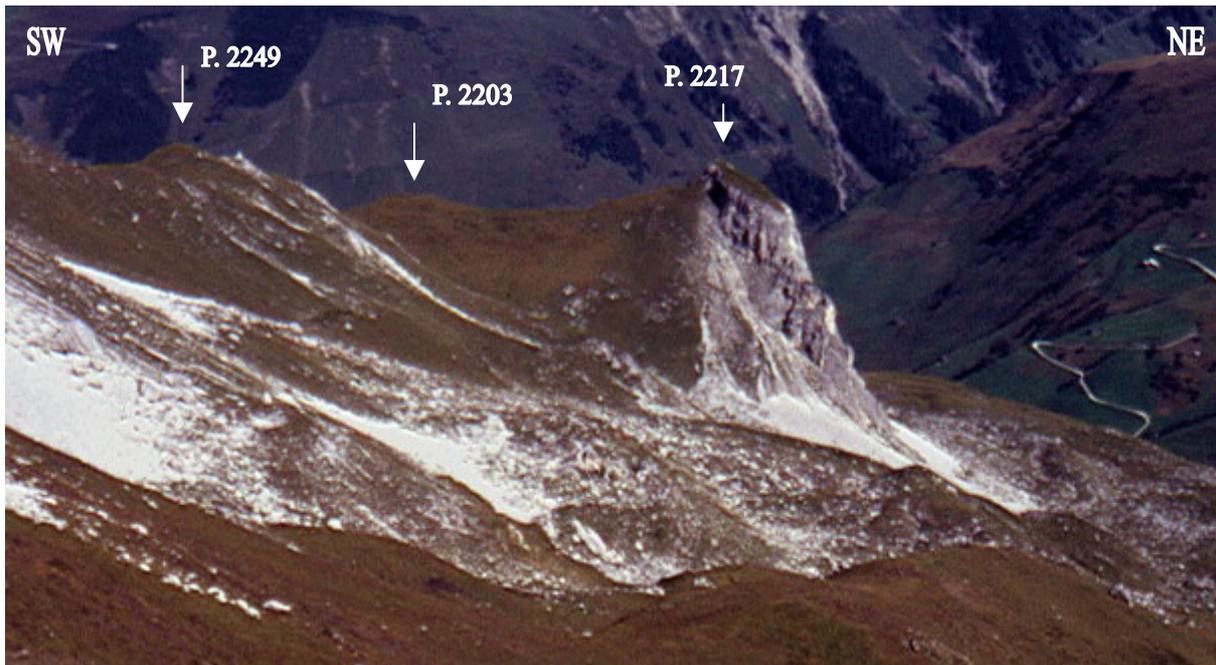


Abbildung 110: Geländeabschnitt Ammaflue von P. 2286 aus, Blickrichtung Nordwesten (eigene Aufnahme, verändert).
Im Vordergrund spätglaziale Moränenstufen nördlich von Hasenflüeli.



Abbildung 111: Westlicher Teil der Ammaflue von P. 2203 aus, Blickrichtung Nordosten (eigene Aufnahme, verändert).

Ebenso unwidersprochen wie die Rutschungsbewegung der Ammaflue setzt man ihr Abrißgebiet im Bereich Hasenflüeli an, ohne es genauer einzugrenzen. Aus dem Relief ist ersichtlich, daß die genau nordexponierte Seite von Hasenflüeli nicht die Abrißkante sein kann: In diesem Falle müßte Ammaflue nicht der Falllinie des Hanges gefolgt sein, sondern hätte sich leicht diagonal zum Gefälle bewegt. Ihr Herkunftsgebiet ist vielmehr an der Gratlinie zwischen P. 2341 und P. 2334 mit Schwerpunkt auf deren Nordseite zu suchen. Zwischen diesen Punkten und Ammaflue finden sich auch erheblich mehr und größere

Malmtrümmer, die vom vollständigen Zerfall einer größeren Sulzfluhkalk-Partie zeugen. Sie bilden einen von Moränenmaterial und Verwitterungsschutt bedeckten Sporn, der im Zuge der Linie P. 2334 – P. 2249 – P. 2187 noch in Egesen 1 völlig von Eis bedeckt war und dieses in der Folge zwischen Geisstschuggen und Hasenflüeli in zwei Lappen schied. Der westliche Lappen stieß in Richtung Haupt vor und stirnte bei P. 2093, der östliche reichte östlich der Ammaflue bis ca. 2080 m ü. NN hinab (vgl. Karte 5). Ammaflue selbst nährte an ihrer Nordseite einen kleinen Wandfußgletscher, der zur Egesen-Zeit knapp die Trogschulter nordöstlich von P. 2047 bzw. bei P. 2051 erreichte.

Auch die allgemeine Stellung der Malm-Klippe auf dem Eggberg-Grat spricht für die Herkunft der Ammaflue aus dem Umfeld von P. 2334. Der Sulzfluhkalk streicht hier aus und ist bei mit dem Hang einfallenden Schichten seiner Falknis-Unterlage besonders labil. Nimmt man das Anstehende um P. 2341 als direkte Fortsetzung der höher gelegenen Zahnreihe südlich von Hasenflüeli, so kann man an Hasenflüeli die frühere Situation der Ammaflue betrachten. Wie Hasenflüeli lag der Hauptteil der Klippe nördlich der Gratlinie, allerdings weiter von der östlichen Bruchlinie entfernt und damit viel stärker exponiert. In Hasenflüeli hat der Sulzfluhkalk noch eine (sichtbare) Mächtigkeit von ca. 121 Metern, in Ammaflue von 117 Metern. Vor der Rutschung hätte der Grat hier also eine Höhe von ca. 2451 m ü. NN erreicht. Ein ähnliches Schicksal wird Hasenflüeli aufgrund seiner geschützten Lage im Schatten der Sprungfläche wahrscheinlich nicht widerfahren, sondern vielmehr der Zerfall in situ durch Felsstürze. Analog zur Abrißlinie und Bewegung der Ammaflue müßte die schutterfüllte Kluft zwischen Hasenflüeli und der ihr südlich vorgelagerten Zahnreihe als Ergebnis einer Sackung oder Rutschung betrachtet werden.

Die Gefügemessungen im Anstehenden ergaben folgendes Bild:

254/44	258/49	185/41	Ammaflue
183/36	254/44	246/42	Malmkalk zw. P. 2178 und P. 2249
			ca. 2215 m ü. NN
146/11	153/20	165/15	Ammaflue
168/15	226/20	190/14	Nordseite
184/20	194/24	182/19	ca. 2125 m ü. NN
183/26	226/12		von Ost nach West
180/36	200/26	179/34	Ammaflue
			westlichster Zahn
			ca. 2175 m ü. NN
221/25	224/30	222/20	Ammaflue
241/37			Südseite
			ca. 2195 m ü. NN
105/19	100/19	093/20	Ammaflue
084/11	168/15	134/15	Ostseite
194/22	157/18		ca. 2145 m ü. NN

Tabelle 15: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluh-Kalk im Geländeabschnitt Ammaflue.

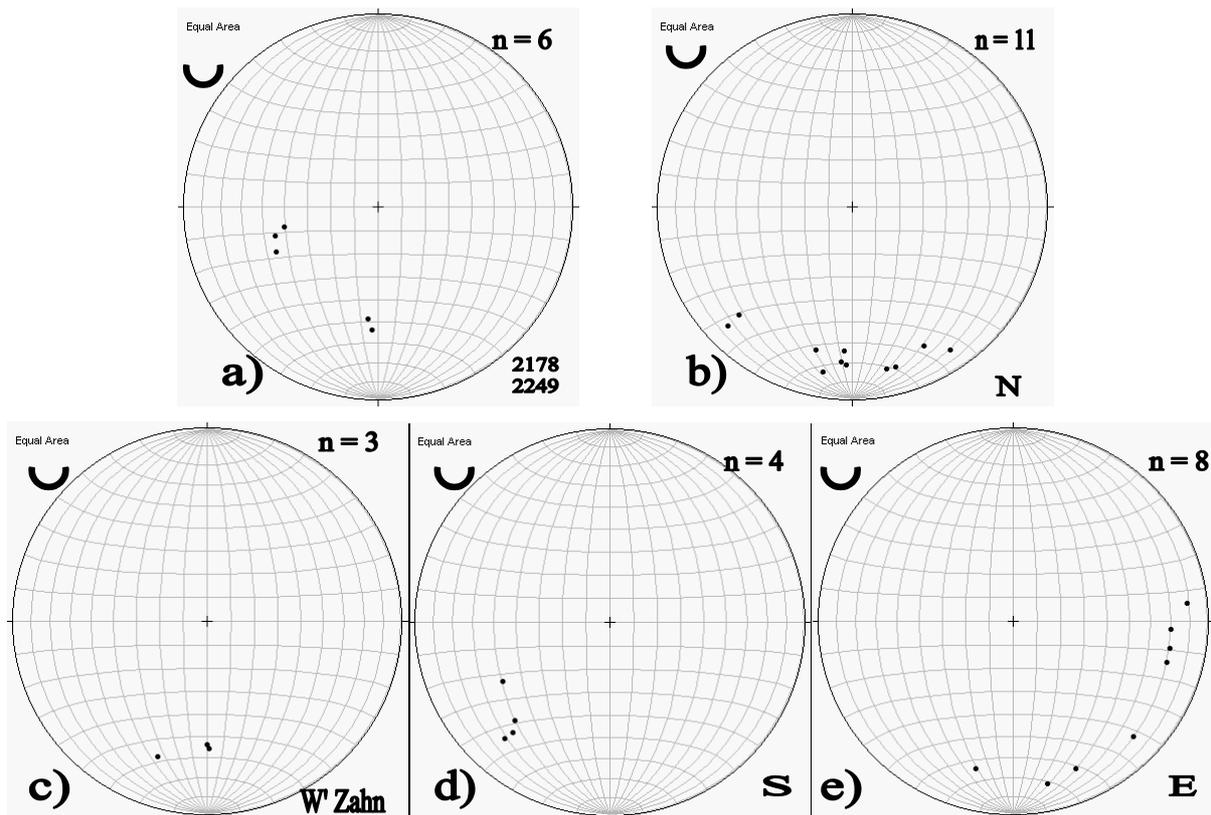


Diagramm 15: Schichtfugen im anstehenden Sulzfluh-Kalk im Geländeabschnitt Ammaflue.

a) = zwischen P. 2178 und P. 2249; b) = Nordseite; c) = westlichster Zahn; d) = Südseite; e) = Ostseite (eigener Entwurf).

Wegen der geringen Datenmenge können diese Ergebnisse nur ein Hinweis sein, jedoch sind ihre Tendenzen bezeichnend:

Auch der Geländeabschnitt Ammaflue zerfällt randlich in Zähne und Pfeiler, die langsam umsinken. Nur auf der Ostseite weisen einige Felspartien noch (oder wieder) ihre ursprüngliche ostwärts fallende Orientierung auf. Einzig die Nordseite der Ammaflue zeigt noch relativ geschlossene Wandabschnitte, auch wenn der Gesteinsverband durch tiefe Bruchlinien gelockert ist. Bezeichnenderweise fallen hier die Schichtfugen flach südwärts ein, keine der Klüfte ist jedoch zu einer A-Spalte oder V-Spalte erweitert, wie sie entstünde, wenn ein gelockertes Wandteil sich vornüber neigt oder an seiner Basis weggleitet. Viele Schichtfugen in anderen Abschnitten der Ammaflue fallen ebenfalls schwach südwärtig ein, nur einige randliche Felspartien weichen davon ab. Die Werte von P. 2341 (s.o.) und von der Südseite der Ammaflue ähneln sich auffallend.

Die Geländebefunde legen nahe, daß Ammaflue ein aus dem Bereich um P. 2334 / P. 2341 abgerissener Klippenteil ist, der vor Egesen 1 in seine heutige Lage kam und seither entlang strukturell vorbestimmter Bruchlinien randlich zerfällt. Augenscheinlich aus dem Verband entlassene Abschnitte wie P. 2193 (vgl. Abb. 111) sind daher als Pfeiler anzusprechen. Ob es sich um eine Rotationsrutschung handelt, muß in Zusammenhang mit den Werten des Geländeabschnitts Hasenflüeli erörtert werden.

Gegenüber der Rutschbahn von Ammaflue weist das nördliche Vorfeld von Hasenflüeli wesentlich geringere Trümmermassen auf. Die Moränenbedeckung ist zwar reich an Felssturz-Blockwerk, jedoch hat sie auch große Flysch- und Falknis-Anteile. Größere Bruchstücke der Hasenflüeli-Klippe sind hier nicht zu finden.



Abbildung 112: Hasenflüeli von P. 2178 aus, Blickrichtung Südwesten (eigene Aufnahme, verändert).

Vorstehende Abbildung zeigt lehrbuchhaft den Zerfall der Restklippe unter starker Schuttproduktion. Tief eingeschnittene Klüfte haben postglaziale Schuttkegel genährt, die mit ihrem Saum zumeist hinter den jüngsten Moränen der entsprechenden Wandfußgletscher auslaufen. Entlang dieser Klüfte trennen sich Zähne aus dem Verband, die umsinkend zu Pfeilern werden oder als Felssturz ausbrechen. Der Bewuchs der wandfußnahen Schuttkörper zeigt Bereiche stark unterschiedlicher Verwitterungsaktivität: Fast vollständig begrünte Kegel liegen neben formfrischen Felssturzböcken, andere Kluftgassen haben mit ihrem Schüttgut schon einige der jüngsten Stirnmo­ränen hinterfüllt und fördern beständig weiter.

Der Zerfall ist am nordöstlichen Ende am weitesten fortgeschritten, dieser am stärksten exponierte Abschnitt zeigt die größte Felssturzaktivität. Zu P. 2412 hin verjüngen sich die Klüfte, das Anstehende ist weniger zerrüttet, noch zusammenhängend. Trotzdem wirkt der Kalk mechanisch stark beansprucht, verwittert kleinscherbig und zeigt auch in größeren zusammenhängenden Partien nur wenig einmeßbare Flächen.



Abbildung 113: Hasenflüeli von Galtjiwana aus, Blickrichtung Osten (eigene Aufnahme, verändert).

1 = P. 2341, 2 = P. 2412, 3 = P. 2509, 4 = höhere Zahnreihe, 5 = Falknis-Schwelle bei P. 2335 südlich der Nünzgen.

Hasenflüeli s.s. zeigt drei verschiedene Höhenstufen. Ein nördlicher Streifen zerfällt stark in einzelne Partien, die größtenteils bis ca. 2340 m ü. NN reichen. Die größte Längserstreckung direkt nördlich der Gratlinie bildet Zähne und Pfeiler bis ca. 2370 m ü. NN aus. Diese mittlere Höhenstufe im nordostexponierten Teil von Hasenflüeli korrespondiert mit der höheren der beiden Zahnreihen auf der Südseite. Nur zwischen P. 2412 und P. 2409 gipfelt ein länglicher, noch relativ kompakter Turm deutlich über seiner Umgebung.

Die Südseite des Hasenflüeli mit ihren beiden vorgelagerten Zahnreihen ist von zum Teil streifig bewachsenen, recht inaktiven Schuttkörpern bestimmt. Im Anstehenden der höheren dieser Reihen ist bei ca. 2370 m ü. NN ein kleiner Span Couches Rouges eingesprengt und zeigt eine Schuppengrenze an. Dieser Span korrespondiert wahrscheinlich mit einem weiteren kleinen Couches Rouges-Vorkommen auf gleicher Höhe über dem Meer im zentralen Hasenflüeli. Da die Untergrenze der Sulzfluhkalke hier bei 2300 m ü. NN liegt (vgl. HÄFNER 1924a: 24), besteht die Hasenfluh-Klippe sehr wahrscheinlich aus mindestens zwei Schuppen, deren liegende ca. 70 Meter mächtig ist. Dies ist auch genau die vertikale Distanz zur Gipfflur der mittleren Höhenstufe. (Ihre weitere Unterteilung in zwei Teilschuppen mit einer Grenzfläche auf dem Niveau der tieferen Zahnreihe und der tiefsten Höhenstufe wäre denkbar, ist aber nicht zu belegen.) Von der hangenden Schuppe sind noch gut 40 Meter erhalten. Es ist also davon auszugehen, daß Hasenflüeli wie die Rätchenflue zum aufgeschuppten Bereich der Sulzfluh-Decke im Rhätikon gehört, jedoch mit deutlich flacher fallenden Schuppungsflächen. Hasenflüeli steht damit der Plattenflue näher als der Rätchenflue. Die These, Hasenflüeli gehöre wie die entsprechenden Deckenteile westlich des Gafiersees nicht zum aufgeschuppten Bereich, kann nicht erhärtet werden.

Die beiden Zahnreihen südlich der Hasenflue sind stellenweise schon mit Schutt hinterfüllt und wirken als Traufkanten. Unter diesen Abschnitten bildeten sich geringmächtige Halden, die an ihrem unteren Saum zum Teil in kleine Schuttfahnen ausfransen. Die Zufuhr von Verwitterungsschutt aus Hasenflüeli s.s. nach Süden bleibt vergleichsweise gering. Südwärts mündende Steinschlagrinnen sind zu geringwertig oder haben zu kleine Einzugsbereiche, um nennenswerte Kegel zu bilden. Die spätglazialen Moränen dieses Geländeabschnittes sind deutlich ausgebildet (vgl. Karte 5).

Wie aus Diagr. 16 ersichtlich, fallen die Zahnreihen entgegen der ursprünglichen Orientierung der Klippenbasis in ihren nordwestlichen Abschnitten ab. Ehemalige Bewegungen einzelner Abschnitte können nicht ausgeschlossen werden.

Im einzelnen wurde gemessen:

166/16	170/10	180/19	Hasenflüeli
176/24	151/17	150/09	Südseite
120/15	134/10	188/09	2370 bis 2409 m ü. NN
179/14	156/13	148/07	von West nach Ost
222/02	201/06	015/12	
235/15	357/14	216/11	
019/10	337/10		

147/20	197/26	194/09	Hasenflüeli
171/11	215/14	205/15	höhere Zahnreihe Südseite

244/11	237/18	193/13	2350 – 2370 m ü. NN
202/11	208/13	221/26	von West nach Ost

235/35	230/30	233/30	Hasenflüeli
218/24	218/32	228/25	tiefere Zahnreihe Südseite
213/24	208/24		2335 – 2355 m ü. NN
			von West nach Ost

330/10	266/06	248/20	Hasenflüeli
230/20	290/05	024/06	Nordseite
077/21	075/19	083/19	2300 bis 2412 m ü. NN
082/20	108/14		von Ost nach West

Tabelle 16: Schichtfugen im Geländeabschnitt Hasenflüeli.

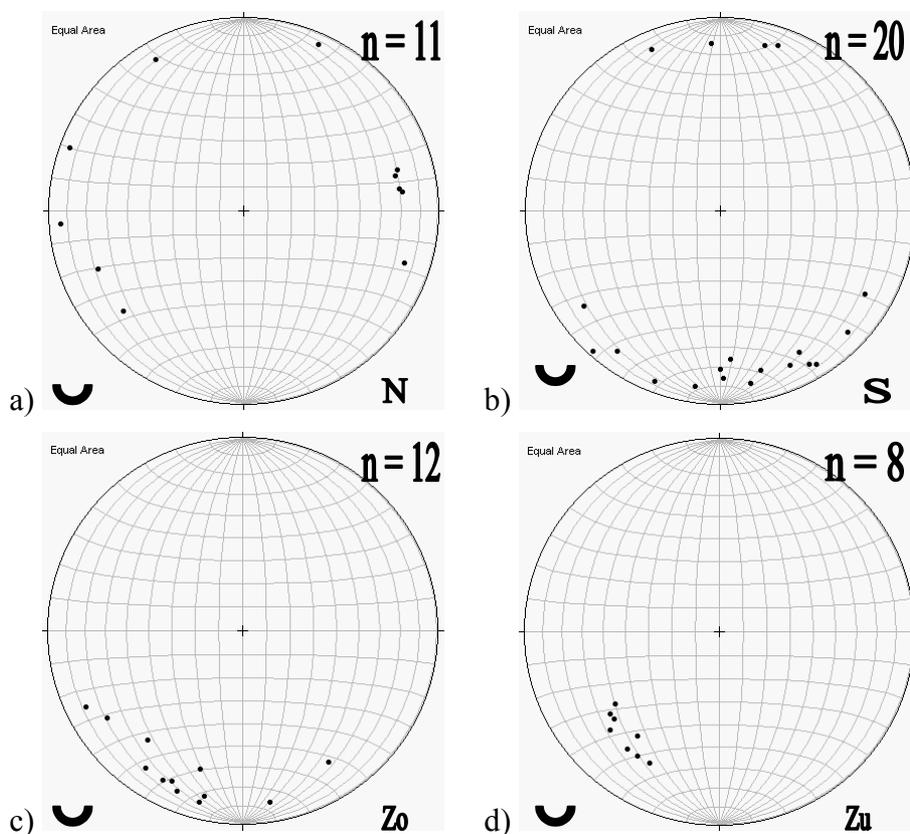


Diagramm 16: Schichtfugen im Geländeabschnitt Hasenflüeli.

a) = Nordseite; b) = Südseite; c) = höhere Zahnreihe; d) = tiefere Zahnreihe.

Vergleicht man die Gefügediagramme der verschiedenen Geländeabschnitte, so ist das ursprüngliche ostwärtige Fallen der Sulzfluh-Decke in diesem Teil des Rhätikon von zehn Grad (Plattenflue) oder wenig mehr (Hasenflüeli) nicht mehr zu erkennen. Ein Großteil der Lokalitäten weist südlich oder südwestlich orientierte Schichtfugen auf, davon abweichende Clusterbildungen sind durch randliche Ablösung der betreffenden Felspartie aus dem Verband verursacht, wie der Blick ins Gelände sofort klärt. Die Werte der Südseite von Hasenflüeli gleichen im wesentlichen denen von der Nordseite der Ammaflue, wie die äußeren Erscheinungsbilder der Felsoberflächen beider Geländeabschnitte einander ähnlich sind. Es ist anzunehmen, daß beide Parteien zur gleichen Schuppe des Sulzfluhkalkes der ehemaligen Klippe gehören. Im übrigen ist der Gesteinsverband im Geländeabschnitt Hasenflüeli

zerrüttet; die Meßergebnisse zeugen vom Zerfall in einzelne Pfeiler, deren einige sich bereits deutlich verstellt haben.

Die beiden südlichen Zahnreihen sind der Klippenbasis näher und zeigen eine geringere Streuung der Werte. Ihre Schichtfugen sind jeweils am Ostende noch vergleichbar orientiert und weichen nach Westen - zum Ausbiß der Malmkalke hin - zunehmend voneinander ab. Untere Zahnreihe und das Anstehende bei P. 2341 streichen ähnlich, sind jedoch spürbar unterschiedlich geneigt.

Nur an der Ostseite der Ammaflue und an der Nordseite von Hasenflüeli tauchen Orientierungen auf, die jener der Mutterdecke im östlichen Rhätikon entsprechen. Beide Lokalitäten sind durch fortgeschrittenen Zerfall in Zähne und Pfeiler gekennzeichnet. Die starke Dominanz südlicher bis südwestlicher Orientierungen der meisten anderen Lokalitäten legt den Schluß nahe, daß die gesamte Klippe (vor der Loslösung der Ammaflue) sich im Zuge ihres Absinkens an der östlichen Bruchlinie verstellte. Dabei wurde ihr voriges ostwärtiges zu einem südwestaxialen Fallen. Diese Bewegung wurde zum westlichen und südlichen Rand der Klippenbasis hin stärker. Die breite, nahezu sählig verlaufende Basisfläche der Klippe und ihr Ausstreichen im Gelände rings um Hasenflüeli läßt eine Umorientierung durch Rotationsrutschung unwahrscheinlich wirken.

Vor diesem Hintergrund ist die hangabwärtige Bewegung der Ammaflue als Sackung anzusprechen.

c) Die Entwicklung der Nünzgenfluh



Abbildung 114: Geländeabschnitt bei den Nünzgen von Hasenflüeli aus, Blickrichtung Südosten (eigene Aufnahme, verändert).

Gestrichelte Linie = Falknis-Schwelle.

Folgt man dem Eggberg-Grat weiter nach Osten, so stößt man bei den Nünzgen (i.e. P. 2368 mit seinem Umfeld) auf ein isoliertes Vorkommen von Malmschutt aller Korngrößen. Es reicht auf 180 Meter Länge von einem Mesoblock bei 2345 m ü. NN im Westen bis ca. 50 Meter östlich von P. 2368. Auf dem Grat s.s. befinden sich noch kleine Partien in situ, während nach Norden Sturzschant und grobes Blockwerk, teilweise spätglazial überformt, ein vormaliges größeres Vorkommen im Gratbereich anzeigen. Der anstehende Malmkalk im Gratbereich ist auch hier nach Norden hin mächtiger als nach Süden. Auf der Schwelle der

ausstreichenden Falknis-Decke wenige Dutzend Meter südlich des Grates verzahnen sich die Moränen eines kleinen Wandfußgletschers aus den Nünzgen mit den äußerst nördlichen Lokalmoränen der Rätchenflue, die hier, durch die hohe Falknis-Schwelle geteilt, in einer kleinen Zunge mit mehreren deutlich zu erkennenden egesenzeitlichen Rückzugsstadien parallel zum Eggberg-Grat nach Westen vorstieß (vgl. Karte 5).

Das Malmkalk-Vorkommen Bi den Nünzgen ist wie Hasenflüeli eine isolierte Klippe der Sulzfluh-Decke (HÄFNER 1924a: 24). Die Verteilung des Schuttes und Blockwerks sowie der Moränen legen nahe, daß die kleine Nünzgen-Klippe auf dem Grat einmal Wandpartien hatte, deren Höhe ausreichte, um auf der Nord- und Südseite kleine spätglaziale Wandfußgletscher mit einer Zungenlänge von bis zu 175 Metern zu nähren. Die heutige Form des Grates hätte dies sicherlich nicht vermocht. Seit dem ausgehenden Spätglazial müßte diese „Nünzgenflue“ dann fast vollständig zu Schutt und Blockwerk zerlegt worden sein, das in Felsstürzen fast ausschließlich nach Norden abging.



Abbildung 115: Bi den Nünzgen von Ammaflue aus, Blickrichtung Süden (eigene Aufnahme, verändert).

Felssturzablagerungen und Moränen nördlich des Grates.

Um P. 2368 befinden sich ehemals zusammenhängende Klippenteile, die durch breite Klüfte voneinander getrennt und hangabwärts mehrere Meter gegeneinander verstellt sind. Sie überragen ihr Umfeld nur um geringes, an keiner Stelle aber mehr als zwei Meter, und sind von Schutt und Blockwerk umgeben. Nördlich davon ist der Hang bis 2330 m ü. NN auf der gesamten Klippenbreite mit Malmschutt bedeckt. In der westlichen Hälfte des Ablagerungsgebietes, die deutlich reicher an Blockwerk ist, reicht die Bedeckung hinab bis 2275 m ü. NN und läuft im Zuge einer Stirnmoräne aus.

Der Grat selbst besteht im Liegenden der Malmklippe aus dunklen Tonschiefern und Kieselkalken des Falknis-Wildflysches. Vom östlichsten Sulzfluhkalk-Vorkommen auf den Nünzgen zieht sich ca. 50 Meter nach Westen ein gerader gratparalleler Wall mit einer rinnenartigen Rücktiefung von einem halben bis einem Meter. Er kann als initiale Doppelgratbildung gedeutet werden und weist auf die Labilität der Lagerungsverhältnisse hin: Bei nordwärtigem Fallen des Liegenden sitzt hier eine Kleinklippe aus morphologisch hartem Sulzfluhkalk dem morphologisch weichen Wildflysch auf.

Auf der Südseite der Gratlinie stehen nur zwei größere Malmfelsen an. Von ihnen ziehen sich geringmächtige Schuttkörper den Hang bis zur Falknis-Schwelle hinab und laufen hinter den ihr aufsitzenden Moränen aus (westlicher P. 2305).

Die anstehenden Reste der Nünzgenflue lieferten diese Meßwerte:

142/16	186/11	087/10	Nünzgen
182/19			Nordseite untere Partie
			ca. 2363 m ü. NN
062/15	026/28	029/22	Nünzgen
031/30			Anstehendes bei P. 2368
342/41	339/41	008/40	Nünzgen
008/46	002/69	352/08	Ostgrenze auf dem Grat
010/10	036/34	048/36	ca. 2360 m ü. NN
003/09	336/14	034/31	
191/08	242/16	228/38	Nünzgen
252/28	213/45	211/42	Westgrenze auf dem Grat
263/17	226/45		ca. 2345 m ü. NN

Tabelle 17: Schichtfugen im Geländeabschnitt Bi den Nünzgen.

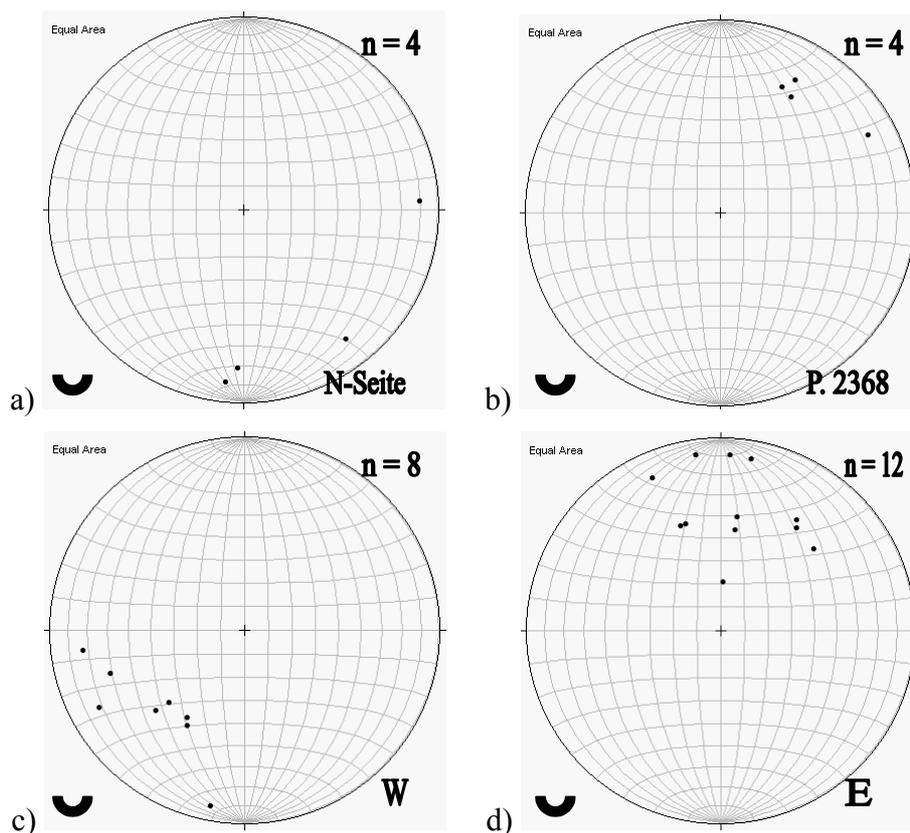


Diagramm 17: Schichtfugen im Geländeabschnitt Bi den Nünzgen.

a) = Nordseite untere Partie; b) = Partie bei P. 2368; c) = Westgrenze auf dem Grat, d) = Ostgrenze auf dem Grat.

Die Gefügediagramme zeigen die völlige Zerlegung und Labilität auch der letzten in Gratnähe verbliebenen Bruchstücke. Die Verankerung der Klippe im Liegenden war nicht stabil genug, einzelne Zahnreste in ihrer originären Position zu halten. Einzig das westlichste Vorkommen dieses Geländeabschnittes läßt einen Zusammenhang mit Teilen der anderen Klippen des

Eggberg-Grates erahnen, während das Anstehende in P. 2368 nur leicht nach Norden verkippt scheint – womöglich im Zusammenhang mit der beginnenden Doppelgratbildung im Umfeld der Nünzgen. Jedoch ist die Datenmenge zu gering, um weiterreichende Aussagen zu untermauern.

Die Moränen der Wandfußgletscher aus dem Bereich Bi den Nünzgen lassen jedoch Rückschlüsse auf die Größe ihres Nährgebietes und damit die Größe der Nünzgenflue im Spätglazial zu. Alle diese Moränen sind egesenzeitlichen Alters. Auf der Nord- und Südseite sind jeweils zwei Stillstände deutlich zu erkennen, auf der Südseite zusätzlich eine sehr schwache Firnmoräne wenige Meter unterhalb der Gratlinie. Der markanteste Wall, der der Falknis-Schwelle direkt aufsitzt, ist zwischen den Ansätzen der Seitenmoränen genauso breit wie das Malm-Vorkommen auf dem Grat. Wo im Verlauf der Gratlinie ausschließlich Wildflysch ansteht, tragen nord- und südexponierter Hang keine Moränen von gratbürtigen Eiszungen. Die Ausbildung von Wandfußgletschern in diesem Geländeabschnitt ist also an die Malmklippe der Nünzgenflue gebunden.

Nachstehende Tabelle vergleicht die Nähr- und Zehrgebiete des spätglazialen Nünzgen-Eises:

	Südseite			Nordseite	
	a	b	c	a	b
Ansatz Seitenmoräne links [m ü. NN]	2325	2340	2352	2323	2345
Ansatz Seitenmoräne rechts [m ü. NN]	2330	2355	2356	2322	2345
Ansatz Seitenmoräne Mittel [m ü. NN]	2327,5	2347,5	2354	2322,5	2345
Kammhöhe Mittel [m ü. NN]	2355,4	2363,2	2366	2363,2	2363,8
Scheitelpunkt Stirnmoräne [m ü. NN]	2302	2331	2351	2275	2322
Distanz Ggl – Kamm (Nährgebiet) [m]	27,9	15,7	12	40,7	18,8
Distanz Ggl – Stirn (Zehrgebiet) [m]	25,5	16,5	3	47,5	23
Verhältnis Nähr : Zehr = x : 1	1,09	0,95	4,00	0,86	0,82
Mittlere Kammhöhe bei x=2 [m ü. NN]	2378,5	2380,5	2360	2417,5	2391
Mittlerer Höhenverlust zu heute [m]	23,1	17,3	-6	54,3	27,2
Mittlere Kammhöhe bei x=4 [m ü. NN]	2429,5	2413,5	2366	2512,5	2437
Mittlerer Höhenverlust zu heute [m]	74,1	50,3	0,0	149,3	73,2

Tabelle 18: Spätglaziale Moränenstände nördlich und südlich der Nünzgen (eigene Erhebung). Ggl = Gleichgewichtslinie.

Die südseitige Moräne der Phase a ist im stirnnahen Bereich mehrphasig und zu den Seiten hin überhöht. Die entsprechende Moräne auf der Nordseite des Grates zeigt seitlich mehrere schwach ausgeprägte Stillstände. Diese Mehrphasigkeit ist im Rhätikon häufig an egesen 2 – zeitlichen Moränen der Wandfußgletscher zu beobachten. Bi den Nünzgen reagierte die nordseitige Zunge auf die Klimaschwankungen dieser Zeit im wesentlichen mit Schwankungen in der Breite, die südseitige hingegen schwankte in ihrer Stirnlage. Bei P. 2305 kündigt bereits die ebenfalls für Egesen 2 - Nachphasen typische Einbuchtung der Stirn die Teilung der Eiszunge in zwei Lappen an. Östlich und westlich von P. 2305 fiedern sich schwächere Moränenstirnen auf, zu den Rändern hin sitzen sie den älteren Seitenmoränen auf. Die Moränenstirn um P. 2303 ist gleichfalls mehrphasig und stieß zur selben Zeit von Osten her aus dem Wandfußbereich unter P. 2509 vor. In Phase b vermochte die Südseite der Nünzgenklippe nicht mehr, zwei getrennte Wandfußgletscher auszubilden.

Nördlich des Grates befindet sich die Masse des groben Blockwerks zwischen den Moränen der Phasen a und b. Als das Eis im Felssturzmaterial nahezu erstickte, ähnelte die Zunge eher einem Blockgletscher. In Phase b war die Blockschuttlieferung durch Felssturz bereits stark

zurückgegangen. Außerhalb des Moränenwalles a findet sich nur vereinzelt Malmschutt. Der anstehende Wildflysch ist hier von kleinen Runsen zerfurcht. Auf nicht erodierten Flächen sind stellenweise malmkalkhaltige Moränenreste erhalten, die von einem früheren Stillstand zeugen. Eine Phase c wie auf der Südseite in Gratnähe wurde nördlich des Grates nicht beobachtet.

Aus den Beobachtungen kann geschlossen werden, daß die Stirnmoränen der Phase a aus Egesen 2 und jene der Phase b aus Egesen 3 stammen. Die mutmaßliche Egesen 1 – Moräne der Nordseite ist durch holozäne Erosion nur in Fragmenten erhalten. Auf der Südseite liegen unterhalb der Falknis-Schwelle Moränenreste, die für Egesen 1 ganz untypisch sehr schwach ausgeprägt und mehrgliedrig sind. Phänotypisch sind sie eher daunzeitlich einzuordnen. In diesem Falle stirnte die südliche Eiszunge in Egesen 1 bei P. 2305; die Moränenstirnen aus Egesen 2 säßen ihr östlich und westlich von P. 2305 mit mehreren Phasen auf.

Betrachtet man die Verhältnisse von Nähr- zu Zehrgebieten der spätglazialen Gletscherstände Bi den Nünzgen, so wird mit Ausnahme der Phase c nirgends der Mindestwert von 2:1 erreicht. Seit der Bildungszeit der fraglichen Moränen ist das damalige Nährgebiet Nünzgenflue also durch Wandzerlegung kleiner geworden. Somit läßt sich aus den errechneten Mindestgrößen der Einzugsgebiete die spät- und postglaziale Verwitterungsleistung seit Egesen 1 bestimmen.

In Egesen 3 waren die Kammlinie bereits tiefergelegt und das Nährgebiet schmaler geworden. Trotzdem muß die Nünzgenklippe im Mittel noch mindestens 27 Meter höher als heute gewesen sein. Der Höhenverlust seit Egesen 2 ist mindestens doppelt so groß. Legt man diese Werte auch für den südseitigen Wandfußgletscher zugrunde, so ist von einem Verhältnis zwischen Nähr- und Zehrgebiet größer als 2:1 auszugehen. Die kleine Moräne der Phase c spiegelt ein Verhältnis von 4:1 wider, zu ihrer Bildungszeit (Nachphase von Egesen 3) hatte die Einrumpfung der Nünzgenflue im wesentlichen ihr heutiges Stadium erreicht.

d) Szenario

Die Erosion der Sulzfluh-Decke bis auf einen deckenrandnahen Streifen ließ im Bereich des späteren Eggberg-Grates zwischen 2305 m ü. NN und dem Ostrand von Hasenflüeli eine große und Bi den Nünzgen eine kleine aufgeschuppte Malmkalk-Klippe zurück, die im Vergleich zu ihrer Umgebung an Bruchlinien abgesunken sind und daher in Teilen erhalten blieben. An der Ostgrenze von Hasenflüeli beträgt die Sprunghöhe im Vergleich zur Deckenbasis an der Rätschenflue ca. 200 Meter. Im Zuge dieser Absenkung, die am südlichen und westlichen Rand stärker als in den östlichen Geländeabschnitten war, verlor die Klippe ihr ursprünglich ostaxiales schwaches Einfallen und wies nunmehr Neigungen in südliche bis südwestliche Richtungen auf. Im frühen Spätglazial setzte der Zerfall der exponierten Teile entlang tektonisch vorgegebener Bruchlinien ein. Dabei sackte vor Egesen 1 ein Teil der Klippe nach Norden ab und kam oberhalb der südlichen Trogschulter des Gafientales zum Stillstand. Kleinere Bruchstücke blieben im Bereich der Gleitbahn liegen und wurden rasch von Verwitterungsschutt und spätglazialen Moränen eingedeckt. In Gratnähe verbliebene Teile des Anstehenden wurden auf der nordwärts einfallenden und morphologisch weichen Unterlage der Falknis-Decke destabilisiert. Der ursprüngliche Gesteinsverband im Ausstreichen der Klippenbasis löste sich auf. Die kleine Klippe Bi den Nünzgen ragte noch mehrere Dekameter über der Gratlinie auf und erreichte mit ihren höchsten Wandteilen eine ähnliche Höhe über dem Meer wie heute noch Hasenflüeli.

Zur Egesen-Zeit zerfielen die Klippenteile unter starker Felssturztätigkeit weiter. Einzelne Abschnitte büßten dabei einen Großteil ihrer ursprünglichen Höhe ein. Während die südwärtigen Zungen der Wandfußgletscher schuttarm waren, bedeckten große Mengen blockreichen Materials diejenige der Nordseite. Wie im übrigen Rhätikon ist auch hier

Egesen 2 als Zeit intensivster Wandzerlegung und damit stärkster Blockschuttproduktion anzusehen. Während Hasenflüeli noch deutliche Veränderungen seines Erscheinungsbildes durch randliche Auflösung in Zähne und umsinkende Pfeiler bevorstehen, hatte der völlige Zerfall der Nünzgenflue bereits in Egesen 3 den heutigen Zustand weitestgehend erreicht. Holozäne Sturzschuttkörper oberhalb der jüngsten Moränenwälle tragen heute stellenweise postglaziale Felssturzablagerungen, die die gegenwärtig fortschreitende weitere Einrumpfung der Malmklippe belegen.

IV. Abschluß

1. Zusammenfassung

Das Hochgebirge als erdgeschichtlich junge Reliefform ist eine Zone geomorphologisch höchster Aktivität, deren Landschaftshaushalt vom Umsatz großer Materialmengen gekennzeichnet ist. Der überaus vielschichtige Bau der Alpen und ihre quartäre Formgebung durch ausgedehnte Vergletscherung hinterließen nach dem Weichen des Eises ein vielfach übersteiltes und zergliedertes Relief. Bergstürze, Sackungen, Rutschungen, Schlipfe und Murgänge haben das Landschaftsbild weitergeprägt, seitdem das stabilisierende Widerlager der Eisströme fehlt. Je nach geologischer Situation wohnt dem Prozeß eine mehr oder minder große zeitliche Verzögerung zwischen der Disposition der Bewegungsmasse und dem tatsächlichen Ereignis inne. Diese Erkenntnis gelangte in jüngerer Zeit zu mehr Aufmerksamkeit, als neue Untersuchungen die generell spätglazial angenommene Initiation vieler großer Massenbewegungen in Frage stellten und bekannte Bergstürze wie z. B. Köfels, Tschirgant oder Flims mit großer Sicherheit ins Holozän rückten (HAAS & POSCHINGER 1997: 1 sowie HAAS 2000: frdl. mdl. Mitt.). Viele bisher gängige Gedanken zur Vorbereitung, Auslösung und zum Bewegungsverhalten großer Massenbewegungen im Hochgebirge müssen vor diesem Hintergrund überdacht werden.

Alpine Wand- und Gratentwicklung seit dem Spätglazial hängt damit eng zusammen. Um die heutigen Formen und ihre Entstehung zu erklären, müssen die beteiligten Prozesse und Agentien mit einem breitgefächerten und dem Forschungsgegenstand angepaßten methodischen Instrumentarium synoptisch untersucht werden. Um die Entwicklung einer freien Felswand zu rekonstruieren, muß ihre Gliederung in Flächen, Vorsprünge, Simse, Steinschlagrinnen, Zähne und Pfeiler untersucht werden, weiterhin die korrelierten Schuttkörper an ihrem Wandfuß und deren eventuelle spätglaziale Überformung.

Wandfußnahe Schuttkörper sind Zeugen der Formung freier Felswände und Spiegelbilder ihrer Struktur und Entwicklung. Daher kann man sie in Typen unterschiedlicher Genese einteilen, die charakteristische Eigenschaften besitzen und deren Bildung an bestimmte Verhältnisse in den sie nährenden Wand- oder Gratabschnitten gebunden ist. Dies ermöglicht eine sehr präzise Einschätzung von Materialbewegungen in den oberen Schichten und Aussagen über Verlauf und besondere Aktivitätsphasen der Verwitterungsleistung im Nährgebiet. Die bisher unterschiedenen Genotypen sind in Tab. 3 zusammengestellt. Ein Zusammenhang zwischen Exposition und Ausbildung bestimmter Genotypen konnte nicht festgestellt werden.

Die tektonische und petrographische Gliederung der Wand bestimmt die Einzugsbereiche der Schuttkörper. Entlang der Klüfte bilden sich Steinschlagrinnen aus, deren Einzugsgebiete durch Grate getrennt sind. Stellenweise kommt es durch ebene Flächen zur Überschneidung von Einzugsbereichen oder zu Materialabgängen direkt wandabwärts, ohne bestimmte Kanalisierung.

Wandfußnahe Schuttkörper altern durch Setzungsbewegungen, Frostsprengung in situ und Feinmaterialverspülung. Hohlräume zwischen Schuttstücken werden verfüllt, und der Anteil an Porenraum sinkt. Dadurch werden Schuttkörper weniger gut drainiert und sind anfälliger für Erosion durch abfließendes Niederschlags- oder Schmelzwasser. Typische Reifeerscheinungen sind Runsen, die am Wandfuß tief eingeschnitten beginnen und hangabwärts in eine Schuttlobe umschlagen. Sie entstehen unter den Traufpunkten ausgeprägter Steinschlagrinnen. Mit einem gewissen Abstand vom Ursprung solcher Rinnen ist eine wulstartige Ablagerung oberhalb von beiden Rinnenschultern zu beobachten. Diese entsteht durch überbordende Massen, die das Fassungsvermögen einer solchen Rinne

übersteigen. Durch den erhöhten Querschnitt des Abflußprofils beim Ausborden einer solchen "Mure" verringert sich in den Randbereichen die Transportfähigkeit, es kommt zur Ablagerung.

Bewuchs kennzeichnet Oberflächen und Wandabschnitte, die in relativer (jedoch flüchtiger) Formungsruhe verharren.

Schuttkörper wachsen nicht durch stetige flächige Überdeckung mit einem neuen Kegelmantel, sondern durch die Bildung von streifig langezogenen Schuttloben, die sich in Rutschungsbewegungen bis zum Auslauf des Kegels fortpflanzen können und bestimmten Fördergebieten des Steinschlages streng zugeordnet werden können. Daher weisen ihre Oberflächen kein einheitliches Alter auf. Die Stabilität von Oberflächenmaterial auf Schuttkörpern ist eine Funktion nicht der durchschnittlichen Korngröße, sondern der Rauigkeit des Materials, die wiederum unter anderem von der Korngröße beeinflusst wird.

Schuttkörper sind a priori flüchtige Erscheinungen von ständigem Wandel, Aufbau und Abtrag; jedoch im Kern festliegend, im Mantel in Ruhe und Setzung begriffen und in ihrer Oberfläche nur in Streifen aktiv, dort aber zum Teil erheblich. Man kann für einzelne Körper wohl eine generelle Tendenz festlegen, muß aber immer kleinräumig mit starken Schwankungen rechnen, die jedoch ungeachtet ihrer heutigen Ausprägung Gesamtbild und Gesamttendenz eines Körpers nicht in Frage stellen.

Die genetische Unterscheidung von Schutthalde und Schuttkörper macht sich also an der Art der **Förderung** (durch die Beschaffenheit der Transportwege in der Wand) und der **Speisung** (durch die Beschaffenheit der Austragsstelle aus der Wand) fest: Traufkante oder Traufpunkt. Dem entsprechend wird Haldenschutt flächig gefördert und linear gespeist, Kegelschutt aber linear gefördert und punktuell gespeist. Daraus resultieren abweichende Eigenschaften beider Formengruppen, die sich bei freier Entwicklung (i.e. Übereinstimmung von Genotyp und Phänotyp), durch andere Einflüsse differenziert, in unterschiedlichen Erscheinungsformen niederschlagen.

Meßprofile auf ausgewählten Schuttkörpern unter der Südwand der Sulzfluh lieferten Daten zum Bewegungsverhalten des Oberflächenschuttes. Die Ergebnisse führten zu einer hochauflösenden Unterteilung der Oberflächen in Aktivitätsstreifen von einigen Dezimetern bis wenigen Metern Breite und mehreren Dekametern bis Hektometern Länge. An solchen hochmobilen Schutfahnen können heute die Ursachen und Abläufe beobachtet werden, die am Wachsen der Schuttkörper bis zu ihrer heutigen Form mitwirkten.

Steinschlagrinnen müssen nach ihrer Fähigkeit beurteilt werden, abgehenden Steinschlag zu bündeln und einem Traufpunkt zuzuführen. Ihre Wertigkeit als Maß dieser Fähigkeit ist abhängig von der Tiefe einer solchen Förderrinne und ihrem Gefälle und kann durch den horizontalen Abstand von Rinnenboden zu Rinnenschulter definiert werden. In Kombination mit der genetischen Typisierung korrelater Schuttkörper läßt sich so die Struktur einer beliebigen Wand schnell und präzise erfassen. In der Zusammenschau mit den Moränen der örtlichen Wandfußgletscher sind umfassende Rückschlüsse auf die spät- und postglaziale Formungsgeschichte der betreffenden Felswände möglich.

Moränen, Schuttkörper und Wand müssen also stets gemeinsam betrachtet werden. Die Formenentwicklung zwischen Gipfel und unterstem Rand der wandfußnahen Schuttkörper sind in einer in beiden Richtungen ableitbaren Prozesskette kausal miteinander verknüpft.

Neben einer intensiven Zerschneidung exponierter Wandflächen in Steinschlagrinnen und Vorsprünge sind auch Reste alter, glatter Wandoberflächen aus dem ausgehenden Hochglazial erhalten, deren lange Expositionsdauer durch stellenweise tief eingeschnittene Karren belegt

wird. Ihre über weite Strecken felsgruppenübergreifende Parallelisierung ist eine wichtige Methode der Rekonstruktion spät- und postglazialer Gratformung. Im Bereich Drusentor konnten im Zusammenhang mit der Moränensituation verschiedene Aktivitätsphasen der Graterlegung mit zum Teil erheblichen Kubaturen bewegter Felsmasse unterschieden und zeitlich eingegrenzt werden. Durch Rutschungen und Felsstürze zerfiel der Grat entlang der Schwächelinien von Blattverschiebungen, den Grat kreuzenden Bruchlinien und Trennflächen von Einzelschuppen der Deckenstirn. Der Grat verlor dabei im Vergleich zum Hochglazial mindestens 150 bis 250 Meter seiner damaligen Höhe. Die Deckenstirn nördlich des Drusentores ist nur noch in Bruchstücken der basalen Schuppe (z. B. Zollwärterhöhe) erhalten; der Aufschubbereich zwischen Sulzfluh und Dritürm bildet durch Bruch, Blattverschiebung und Rutschung einen Doppelgrat.

Wie im Umfeld des Drusentores finden sich auch in den Schijen Reihen von Zähnen und Galerien von Pfeilern als Zeugen einer zerfallenen oder zurückverwitterten Wand. Die Entstehung der großen glatten Fläche unter der Schijenflue ist jedoch nicht auf ein großvolumiges Sturzereignis zurückzuführen, sondern auf eine Schar von Blattverschiebungen, die Wissplatte und Schijenflue gliedern. Die Felspartie um P. 2442 stammt nicht etwa aus höheren Wandteilen und hinterließ beim Loslösen eine glatte, ebene Ausbruchsfläche, sondern war basaler Wandteil, der sich entlang einer nordsüdlich verlaufenden Bruchlinie von der Schijenwand trennte und nur um ca. acht Meter abrutschte. Obwohl die Felssturzaktivität im Spätglazial außerordentlich hoch war, wie die Ablagerungen in den Schijen mit ihren zahlreichen Grob- und Riesenblöcken belegen, erreichten diese Massen im Spätglazial durch Wandfußgletscher den Talboden und engten ihn geringfügig ein. Der Partnunsee selbst ist kein Bergsturz-, sondern ein Karsee.

Das Gafiental quert in südwestlich-nordöstlicher Richtung eine Bruchlinie, an der östlich der Gämpflue und bei Hasenflüeli Teile der Sulzfluh-Decke insgesamt 200 Meter abgesunken sind. Die auf dem Eggberg-Grat vor dem Erosionsrand zurückgelassenen Deckenteile sind die einzige isolierte Sulzfluh-Klippe des Rhätikon und gehören zum aufgeschuppten Bereich der Plattenflue. Sie ist im Zuge des Absinkens leicht verstellt worden und wahrscheinlich im frühen Spätglazial in mehrere Teile zerfallen, die - seither von einander getrennt - sich in Zähne und Pfeiler auflösen. Dem nordwärtigen Einfallen des morphologisch weichereren Falknis-Wildflysches im Liegenden folgend gingen alle nennenswerten Massenbewegungen auf der Nordseite des Grates ab. Auf der Südseite findet sich wesentlich weniger blockiges Felssturzmaterial, die postglazialen Schuttkörper sind weitestgehend blockarm.

Ammaflue ist von seiner ursprünglichen Position zwischen Geisstschuggen und Hasenflüeli vor Egesen 1 nach Norden abgerutscht und hat dabei auf seiner Rutschbahn einige Klippen-Bruchstücke zurückgelassen.

Bei den Nünzgen findet sich ein isoliertes Malmkalkvorkommen, das mit den höheren Schuppenteilen von Hasenflüeli korrespondiert. Der hiesige Klippenteil ist im Spätglazial völlig zerfallen und bildet seither nur noch den Stumpf einer Wand. Anhand der egesenzeitlichen Lokalmoränen beiderseits des Grates Bi den Nünzgen konnte der Betrag der Wandzerlegung im Spätglazial quantifiziert werden. Demnach hat die Nünzgenflue durch Wandzerlegung unter Steinschlag- und Felssturzspende seit Egesen 1 mindestens 54 Meter, in Egesen 2 ca. 27 Meter Höhe eingebüßt. An ihr wird die zukünftige Entwicklung Hasenflüelis sichtbar.

Das in dieser Arbeit vorgestellte vielfältige methodische Instrumentarium kann in seinen Modulen je nach gewünschter Auflösung der Geländeanalyse frei kombiniert werden. Je nach Fragestellung und zugebilligtem Aufwand kann eine schnelle und sichere Ansprache der Genotypen wandfußnaher Schuttkörper völlig ausreichen. In umfassenderen Fragen der Wandentwicklung, die komplizierte lokale Zusammenhänge zu erforschen suchen, lohnt sich

die Entfaltung sehr genauer und damit erheblich zeitaufwendigerer Methoden. Was sie im einzelnen zu leisten vermögen, wird in der Betrachtung der landschaftsgeschichtlichen Beispiele deutlich, die an Schlüsselstellen höheren Einsatz mit umfassenden Erkenntnissen belohnen.

6. Offene Fragen

Auch bei diesem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Rhätikon müssen einige Fragen offenbleiben:

- Weitere Nachmessungen der Profile auf den Schuttkörpern am Fuß der Sulzfluh müssen durchgeführt, ihre Ergebnisse in Zusammenhang mit den bisherigen gedeutet werden. Sind die bisherigen Daten auch für längere Zeiträume repräsentativ?
- Die Entstehung von Runsen auf gealterten Schuttkegeln bot an Aufschlüssen zwischen einem und zwei Metern Tiefe die Möglichkeit zu Einblicken in die innere Gliederung von Schuttkörpern. Tieferreichende Aufschlüsse wären wünschenswert, um auch in jene Zonen zu blicken, in denen refraktionsseismische Messungen Schichtwechsel anzeigen. Ändert sich hier der lobenartige Bau und deutet auf andere Schüttungsbedingungen hin?
- Auch die weitere überregionale Erfassung und Beobachtung von Runsen auf Schuttkörpern kann die Kenntnis von deren Bau und Entwicklung mehren. Bei mächtigen Schuttkörpern, die hinab bis auf bewohnte oder bewirtschaftete Flächen reichen, ist dieses Wissen für die Einschätzung des Gefahrenpotentials durch katastrophische Massenbewegungen wichtig. Um die Datengrundlage zu festigen, sollte eine größere Anzahl von Runsen untersucht werden.
- Letztlich konnten nur die Lokalmoränen der ausgewählten Beispielgebiete vollständig kartiert werden. Gleiches gilt für die zahlreichen Massenbewegungen des Raumes, die nicht nur im Flysch zwischen Schafberg und Chüenihorn oder am Eggberg vorkommen, sondern in allen Teilen und Gesteinen des Rhätikon immer wieder anzutreffen sind. Eine umfassende Aufnahme in ausgewählten Bereichen ist bei der Bearbeitung weiterer Fragestellungen im Hochtal von St. Antönien unumgänglich.
- Rutschungsreliefs wie am Eggberg sollten umfassend mit dem gebotenen technischen Aufwand auf rezente Bewegungen untersucht werden. Zu beobachten ist auch, in welchem Maß die verschiedenen Serien des Prättigau-Flysches unterschiedlich starken Bewegungen unterworfen sind.
- Die weitere Erfassung von Pultflächen im Rhätikon und dadurch die Rekonstruktion früherer Wände ist nur mit Klettererfahrung und dem entsprechenden technischen und personellen Aufwand möglich. Die Ausweitung der diesbezüglichen Untersuchungen bietet sportlich ambitionierten Geomorphologen ein weites Forschungsfeld.
- Die erneute Verfüllung von Einschlagspuren auf Schuttkörpern über lange Zeiträume hinweg zu überwachen und darüber die Neuschutzzufuhr quantitativ zu erfassen, muß weiterführenden Untersuchungen vorbehalten bleiben.

„Wie aber jede Antwort viele neue Fragen aufwirft, muß jeder Ausschnitt der Natur, ganz gleich, wie klein wir ihn wählen, letztlich unerforscht bleiben, wengleich sich unser Wissen von ihm mehren mag. Ein Teil der Kunst ist auch die Beschränkung, die ebenso zum tiefen Verständnis eines Zusammenhanges gehört wie die unvoreingenommene Beobachtung und wissenschaftliche Forschung. So geschickt man den Schnitt zwischen Hölzchen und Stöckchen auch ansetzen mag: Ein Schnitt wird es immer bleiben“ (LOREK 2001: 81).

4. Ausblick

Auch heute existiert für die weitaus meisten Kartenblätter der Schweiz im Maßstab 1:25 000 noch keine geologische Karte. Auch für große Teile der Blätter des Nördlichen und Östlichen Rhätikon sind die bisherigen Informationen nur lückenhaft und geringauflösend. Als Folgen dieser Untersuchung sind unter anderem zweckmäßig und wünschenswert:

- Die Ergebnisse können in die entsprechenden Blätter der geologischen Karte der Schweiz 1:25 000 eingebracht werden. Namentlich zur Verbreitung von Rutsch- und Sackungsmassen bleiben bisherige Aufnahmen übersichtsartig.
- Die bisherige Kartierung der spätglazialen Ablagerungen durch KOBLER kann Ausgangspunkt für deren wesentlich genauere Erfassung sein. Der Erkenntniswert erwüchse hier nicht aus einer Revision seiner Ergebnisse, die in geringem Maße sicherlich zweckmäßig ist, sondern in der vollständigen Aufnahme markanter Formen, die in einer einschlägigen Karte nicht fehlen dürfen, bei KOBLER aber nicht erwähnt sind.
- Die Methode der genetischen Typologie von Sturzschuttkörpern im Kalk kann angewendet, weiterentwickelt und / oder revidiert werden. Aus ihrer Zusammenführung mit den Ergebnissen anderer Wissenschaftler (z. B. DÜRR, ITURRIZAGA) kann ein umfassendes System erwachsen, das auf andere Gesteine und abweichende Rahmenbedingungen in anderen Räumen übertragbar ist.
- Die existierenden Schuttkörperprofile können über lange Zeiträume beobachtet werden. Bisher gibt es in der Literatur keine Werte über einen Zeitraum von mehr als elf Jahren. Die Einrichtung und langfristige Bemessung von Profilen im Zusammenhang mit der Beobachtung des regionalen Klimas erscheint sinnvoll. Um die Kontinuität solcher Erhebungen über 30 Jahre und mehr zu gewährleisten, wäre die Einbindung in den hochgebirgsmorphologischen Schwerpunkt einer entsprechend ausgerichteten Fakultät zweckmäßig.
- Wand- und Gratformung seit dem Spätglazial muß noch sorgfältiger im Hinblick auf Zeiten besonderer Aktivität betrachtet werden. Noch immer werden große Massenbewegungen a priori in Verbindung mit dem Wegtauen des Eis-Widerlagers spätglazial eingeordnet. Dies ist in vielen Fällen sicherlich richtig, in zu vielen aber auch nicht, wie jüngere Ergebnisse zu großen, bisher spätglazial datierten Massenbewegungen ergaben.
- Die neuen Erkenntnisse zur Wand- und Gratentwicklung können in Untersuchungen zum Naturgefahren-Potential im Hochgebirge einfließen.

Jede Begehung im Rhätikon macht deutlich: Für weiterführende Untersuchungen, Diplomarbeiten oder universitäre Projekte gibt es lohnende Fragen zuhauf.

5. Dank

Meine herzlichste Verbundenheit gilt allen, die durch Rat und Unterstützung diese Arbeit förderten und ihr Wachsen lange begleitet haben, insbesondere

Herrn Prof. Dr. N. Stein für seine langjährige und umfassende wissenschaftliche Betreuung,

Herrn Prof. Dr. W. Lutz für stets richtungsweisende Gespräche,

Fräulein M. Münze M.A. für die allseitige Unterstützung in jeder Hinsicht,

Frau M. Lorek M.A. für das Lektorat,

Frau E. Schenke M.A. für Teile des Lektorates,

Familie Guidon, auf deren unermüdliche Gastfreundschaft im Rhätikon ich mich stets verlassen konnte,

den Stromern, in deren Mitte vieles reifte,

Gion und Salome Fravi, Hirten auf Alp Nera, die unkompliziert und gastfrei Herberge boten,

dem Senn und der Sennerin auf Alp Nurdaign, die wertvolle Hinweise zum Arbeitsgebiet Pizzas d'Anarosa / Alp Curtginatsch beisteuerten und mich melken lehrten,

Herrn S. Behnke, Dresden, für die prompte und unkomplizierte verlegerische Beratung,

nicht zuletzt aber den treuen Kunden meiner Firma, deren Zufriedenheit die materiellen Rahmenbedingungen sicherte.

Vergelt's Gott!

V. Anhang

1. Quellen

a) Geländephasen / -begehungen, Gespräche

Aufnahmen im Gelände 5.8. – 25.9.1998, 4.8.-8.9.1999, 27.-28.9.2000, 19.8.-23.9.2001, 2.7.-15.9.2002

Geländebegehungen und Gespräche mit Dipl. Geogr. S. Anders, Kelkheim, im Sommer 1998

Geländebegehungen mit Prof. Dr. N. Stein, Geogr. Inst. Frankfurt, am 10.08., 18.08., 22.08., und 22.09.1998

Geländebegehung mit Dr. B. Krummenacher, SLF Davos, am 20.09.1998

Geländebegehung mit Prof. Dr. R. Hantke, ETH Zürich, am 23.09.1998

Geländebegehungen mit Dr. E. Kobler, Schiers, am 23. 09.1998 und 08.09.1999

Gespräche mit R. Guidon, Bergführer und Hüttenwart auf Carschina, während der Geländephasen

Gespräche mit Prof. Dr. N. Stein, Geogr. Inst. Frankfurt, 1998-2004

Gespräche mit Prof. Dr. W. Lutz, Inst. f. WSG Frankfurt, 1998-2004

Gespräch mit Dr. E. Kobler, Schiers, am 10.08.1998

Gespräch mit Dr. B. Krummenacher, SLF Davos, im Sommer 1998

Gespräch mit Prof. Dr. H. Heuberger, Geogr. Inst. Salzburg, am 10.09.1998

Gespräch mit Dipl. Geol. C. Nänni, Grüşch, am 22. 09.1998

Gespräch mit Dr. Hans Schneider, ALN Chur, am 30.08.1999, 07.09.1999, Dezember 2000 und November / Dezember 2001

Gespräch mit Dr. U. Haas, GLA München, am 30.03.2000

Gespräch mit Dr. A. v. Poschinger, GLA München, im November 2001

Gespräch mit Dr. Wilhelm Ott, Weißenbrunn /Bayern, am 04.04.2000 und im März 2002

Gespräche mit G. Fravi, Hirt auf Alp Nera, im Sommer 2002

Gespräche mit M. Margot, Senn auf Alp Nurdaign, im Sommer 2002

Gespräch mit Chr. Kuhn, Inst. f. Angewandte Geologie Wien, im Oktober 2003

Schriftliche Mitteilung Prof. Dr. A. Scheidegger, Wien, vom 26.1.1999

Schriftliche Mitteilung Dr. E. Kobler, Schiers, im Oktober 1999

Schriftliche Mitteilung Prof. Dr. D. Barsch, Heidelberg, vom 23.10.2003

b) Schrifttum

- ABELE, G.(o. J.): Influence of glacier and climatic variation on rockslide activity in the Alps. -SD aus: FRENZEL, B. et al. [Hrsg.] (o. J.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - 6 S., 1 Abb.; Stuttgart.
- ABELE, G. (1969): Vom Eis geformte Bergsturzlandschaften. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **8**: 119-147, 11 Abb.; Berlin.
- ABELE, G. (1970): Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. - Der Aufschluß **21** (11): 345-359; Göttingen.
- ABELE, G. (1971): Verbreitungskarte von Bergstürzen in den Alpen. - Umschau in Wissenschaft und Technik **71** (25): 940-941; Frankfurt / Main.
- ABELE, G. (1972): Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **14**: 138-149; Berlin.
- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen . - Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **25**: 230 S., 73 Abb., 4 Tab., 3 Kart.; München.
- ABELE, G. (1981): Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse. Dominante Vorgänge in den chilenischen Anden. In_ Mainzer Geographische Studien **23**; Mainz.
- ABELE, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **41**: 1 - 20; Berlin.
- ABELE, G. (1984): Schnelle Felsgleitungen, Schuttströme und Blockschwarmbewegungen in den Alpen im Lichte neuer Untersuchungen. - Münchner Studien zur Sozial- und Wirtschaftsgeographie, **26**: 165-179; München.
- ABELE, G. (1990): Flims, Reichenau/Rhazüns, Ancient Rockslide.- Alps **90**: 10 S.; o.O.
- ABELE, G. (1991): Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen.- Jahresber. Österr. Geogr. Ges., **1989/90**, 33- 39, 2 Abb.; Innsbruck.
- ABELE, G. (1994a): Felsgleitungen im Hochgebirge und ihr Gefahrenpotential.- GR **46** (7-8): 414-420, 7 Abb.; Wien.
- ABELE, G. (1994b): Large Rockslides: their Causes and Movement on Internal Sliding Planes.- Mountain Research and Development, **14** (4): 315-320, 6 Abb.; Salzburg.
- ABELE, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments.- Z. Geomorph. N.F., **41** (1): 1-20, 9 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- ACADÉMIE SUISSE DES SCIENCES NATURELLES [Hrsg.] (1996): Neue Nutzungsformen im Alpenraum. - Revue de Géographie alpine, **Suppl. 4**: 256 S.; o.O.
- ADAC [Hrsg.] (1980): Das große Alpenbuch. - 619 S.; 1167 Abb.; München.
- ADIKAU, R. & CAVALLIN, A. & JÜGER, S. (1994): Databases and GIS for landslide research in Europe.- Science Research Development, Final Report, I: 95-116, 13 Abb., 1 Tab.; Strasbourg.
- AELLEN, E. S. (1956): Eine Region in Gefahr? - Zivilschutz **3** (13): 97-107; Bern.
- AELLEN, M. (1996): Glacier mass balance studies in the swiss alps. - Z. f. Gletscherkde. und Glazialgeologie **31**: 159-168; Innsbruck.

- AEMISSEGGER, B. (o.J.): Kreuzende Moränenwälle Plesseggen, Geotop-Nr. G194-RH04. - In: AMT FÜR LANDSCHAFT UND NATUR GRAUBÜNDEN (o.J.): (unpubl.) Objektkatalog Geotope Graubünden. - S. 13-15, 2 Phot., 1 Kart.; Chur.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. - 440 S.: 224 Abb., 23 Tab.; Stuttgart.
- AMMANN, B. (1987): pollenanalytische Untersuchung einiger Proben aus Bohrkernen von Flims.- Anhang zu: Nabholz, W.: Der späteiszeitliche Untergrund von Flims.- Mitt. d. Naturforschenden Ges. Luzern, **29**: 287-289, Luzern.
- AMPFERER, O. (1933): Beiträge zur Geologie des Rhätikons. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **83**: 137-172; Wien.
- AMPFERER, O. (1934a): Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bersturzes. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien Abt. I, **143** (3+4): 123-135; Wien.
- AMPFERER, O. (1934b): Tektonische Studien im Vorderrheintal. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien Abt. I **143**, (3+4): AUSSTATTUNG; Wien.
- AMPFERER, O. (1936a): Rhätikon und Montafon in der Schlußvereisung. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **86**: 151-175; Wien.
- AMPFERER, O. (1936b): Über den Schubplan in den Sulzfluhkalken des östlichen Rhätikons. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **86**: 359-372; Wien.
- AMPFERER, O. (1939a): Über einige Formen der Bergzerreißung. - Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, math. nat. Kl., Abt. I, **148**: 1 - 14; Wien.
- AMPFERER, O. (1939b): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. - Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, math. nat. Kl., Abt. I, **149**: 51 - 70; Wien.
- AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen.- Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **149** (1+2): 51-70; Wien.
- AMPFERER, O. (1941): Standbilder der Bergzerreißung. - Natur und Volk, **71**: 247 -262; Frankfurt / Main.
- ANDERS, S. (1999): Felssturz und Gletscher. Zur Landschaftsgeschichte im Rhätikon. Die Ganda seit dem Spätglazial. Unveröff. Diplomarbeit an der J. W. v. Goethe-Universität. – 111 S.: 11 Abb., 2 Tab., 22 Phot., 4 Kart.; Frankfurt / Main.
- ANDREA, S. (1902): La ruina da Plurs. - Dumengia saira **1902** (9): o.S.; o.O.
- ANDREA, S. (1932): Ils aviöls da Plurs. - Dien da Nadal **1932**: 20-21; o.O.
- ANHORN, B. (1618): Kurtze un einfalte Beschreibung dess Fleckens Plurs und wie derselbig mit Leut und Gut undergangen in der Nacht auff den 25 Augusti diss 1618 Jars. -8 S., 1 Taf.; o.O.
- ARBENZ, P. (1909): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. - Ecl. Geol. Helv. **10** (6); Basel.
- ARBENZ, P. (1910): Berichtigung der Angaben über das Domleschg. - Verh. Schweizer. Natf. Ges., **93**: 1; Basel.
- ARBENZ, P. (1917): Breccien aus der Basis des Bergsturzes von Engelberg mit erhaltenen Rutschflächen. - Mitt. Nat. Ges. Bern, **1917**: 45-46; Bern.
- ARBENZ, P. (1928): Geologie von Mittelbünden. - Peterm. Mitt., **1928** (5/6): 152-155; Gotha.

- ARBENZ, P. & STAUB, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheingebiet und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz.- Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, **55**: 23-62, Zürich.
- ARETIN, G. (1808): Über Bergfälle und die Mittel, denselben vorzubeugen. - 86 S.; Innsbruck.
- ARNBERGER, E. (1963): Die Signaturenfrage in der thematischen Kartographie. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **105** (1+2): 202-234, AUSSTATTUNG; ORT.
- ARNBERGER, E. (1970): Die Kartographie im Alpenverein. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **22**: 253 S., AUSSTATTUNG; Innsbruck.
- ARNI, P. (1926a): Geologie der Scesaplanagruppe. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **71** (1-2) Beil.; Zürich.
- ARNI, P. (1926b): Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. - 89 S.: 1 Abb., 6 Taf., 1 Kart.; Solothurn.
- ASCHER, H. (1952): Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels. - Geologie und Bauwesen, **19**: 128 - 134; Wien.
- AULITZKY, H.; HEUBERGER & H.; PATZELT, G. (1994): Mountain Hazard Geomorphology of Tyrol and Vorarlberg. - Mountain Research and Development, **14**: 273-305; Salzburg.
- BACHMANN, H. (1924): Der Ritomsee. – Zeitschr. f. Hydrol., **2** (3/4): 6-28, 10 Abb., 2 Taf.; Aarau.
- BÄR, W.F. (1986): Signatur. In: DEUTICKE F. (Hrsg.) (1986): Enzyklopädie der Kartographie Bd. C/2: 743-744; Wien.
- BÄTZING, W. (1991): Die Alpen. Entstehung und Gefährdung einer europäischen Kulturlandschaft. - 268 S.; München.
- BÄTZING, W. (1993): Der sozioökonomische Strukturwandel des Alpenraumes im 20. Jahrhundert. - Geographica Bernensia, **P 26**: 156 S., Bern.
- BÄTZING, W. (1996) [Hrsg.]: Landwirtschaft im Alpenraum - unverzichtbar aber zukunftslos. - Europäische Akademie Bozen Fachbereich Alpine Umwelt, 242 S.; Bozen.
- BÄTZING, W. (1997): Kleines Alpenlexikon. – 320 S.; o.O.
- BÄTZING, W. & MESSERLI, P. [Hrsg.] (1991): Die Alpen im Europa der neunziger Jahre. - Geographica Bernensia, **22**: 315 S; Bern.
- BÄUMLER, A. (Hrsg.) (1931): Nietzsches Philosophie in Selbsteugnissen. Bd.I. Das System. – 250 S.; Leipzig.
- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1998): Grundlagen der Geologie. – 328 S.: 340 Abb., 43 Tab.; Stuttgart.
- BAIER, F. (1926): Beiträge zur Morphologie und Glazialgeologie des Prättigau. - 48 S.: 2 Taf.; Überlingen.
- BALTZER, A. (1874/75): Über die Bergstürze in den Alpen. - Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, **10**: 409 - 456; Bern.
- BALTZER, A. (1875): Über einen neuerlichen Felssturz am Rossberg, nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über derartige Erscheinungen in den Alpen. - N.Jahrb. Geol. Paläont.**1875**: 15-26; Stuttgart.

- BARSCHE, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **8**: 11 -30, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BARSCHE, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **9**. (1-2), S. 143-167; Innsbruck.
- BARSCHE, D. (1977): Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. - Z. Geomorph. N.F. **Suppl.-Bd. 28**: 148-160; Berlin.
- BARSCHE, D. (1992): Permafrost creep and rockglaciers. - Permafrost and Periglacial Processes, **3/4**: 177 - 188; Chichester.
- BARSCHE, D. (1993): Schneehaldenmoränen (Protalus Ramparts). - Würzburger Geographische Arbeiten, **87**: 257 - 267, 2 Abb.; Würzburg.
- BARSCHE, D. (1996): Rock-glaciers. - 331 S.; o.O.
- BATHURST, R. G. C. (1967): Depth indicators in sedimentary carbonates. - Marine Geology, **5**: 447-471; Amsterdam.
- BAUER, J. (1993): Der Kosmos-Mineralienführer. -5. Aufl.: 215 S., 1 Tab., 72 Taf., 576 Phot.; Stuttgart.
- BAUMER, A. (1988): Three rock slides in the southern Swiss Alps.- Landslides - Glissements de Terrain, **1988** (2): 1307-1311, 13 Abb.; Rotterdam, Brookfield.
- BAUMER, A., FREY, J., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard- Massivs zwischen oberem Blenioal und Lugnez. - Ecl. Geol. Helv., **54** (2): 478-491; Basel.
- BAUSCH, W. M. & POLL, K.G. (1976):Nichtkarbonatische Rückstände von Malmkalken der Ostalpen. - SD aus: Geologische Rundschau, **65**: 579-592, 10 Abb.; Stuttgart.
- BECHT, M. (1989): Neue Erkenntnisse zur Entstehung pleistozäner Talverfüllungen.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **39**: 1-9, 4 Abb.; Hannover.
- BECK, P. (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. - Ecl. Geol. Helv. **26**: 335-437; Basel.
- BECKER, F. (1883): Der Bergsturz der Diablerets. - Jahrb. S.A.C. 18: 310-316; Bern.
- BEDOGNÉ, F. (1989): Mineralogische Pfade im Val Malenco und Mittleren Veltlin. - 64 S., Sondrio.
- BEELER, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). - Inaugural-Dissertation, 276 S. Zürich.
- BEELER, F. (1981): Das Spät- und Postglazial im Berninapassgebiet. - Geographica Helvetica 3/81: 101-108.; Bern.
- BEHRENS, H.; PFAFF, T. & SEILER, K.-P. (1987): Ergebnisse von Karstwasseruntersuchungen im Malm der Südlichen Frankenalb. -Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, **138**: 377 - 386, 4 Abb.; Hannover.
- BELLIN, J. (1929): Zur geologie des östlichen Misox zwischen Valle del Forcola und Leggia. - 59 S.: 4 Taf., 3 Kart.; Zürich.
- BENDEL, L. (1939): Rutschungen. - Schweizer. Techn. Zeitschr. **10**; St. Gallen.

- BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malmkarst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. - Abhandlungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg., **12**: 271 S., 64 Abb., 15 Tab.; Freiburg i. Br.
- BESCHEL, R. (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **1**: 152 - 161; Innsbruck.
- BESCHEL, R. (1956): Lichenometrie im Gletschervorfeld. - Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, **22**: 164-185; München.
- BIRKENHAUER, J. (1980): Die Alpen. - 231 S.; o.O.
- BLUME, H. (1991): Das Relief der Erde. - 140 S.: 252 Abb.; Stuttgart.
- BLUMENTHAL, M. (1911): Geologie der Ringel-Segnesgruppe.- Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, **NF 33**: 71 S., Bern.
- BLUMENTHAL, M. (1912): Der Calanda.- Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, **N.F. 39** (69): 48 S., 11 Abb., 2 Taf.; Bern.
- BLUMENTHAL, M. (1924): Einige Gesichtspunkte geologischer Natur zur Beurteilung der Silserseefrage. - Bündnerisches Monatsblatt, **5**: 129-143; Chur.
- BLUMENTHAL, M. (1925): Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geologische Beschaffenheit seines Gehänges. - Bündnerisches Monatsblatt, **1925** (4): 97-112; Chur.
- BLUMENTHAL, M. (1934): Ost-Rhätikon: Der Querschnitt des St. Antönien-Tales. In: Geologischer Führer der Schweiz 1934 (Exkursion Nr. 83): 970-975, 1 Abb.; Basel.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. Allgemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen. - 231 S.; Thun.
- BÖGLI, A. W. H. (1963): Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. - SD aus: Die Höhle, **14**: 7 S., 1 Tab.; Wien.
- BÖGLI, A. W. H. (1964): Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. - SD aus: Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **14**: 15 S., 3 Abb., 3 Tab.; Graz.
- BÖGLI, A. W. H. (1971): Karstdenudation - das Ausmaß des korrosiven Kalkabtrags. - SD aus: Regio Basiliensis, **9**: 10 S., 4 Tab.; Basel.
- BÖHI, A. (1919): Verzeichnis der Publikationen Albert Heims. - Vierteljahresschrift Natf. Ges. Zürich **64** (1+2): 499-518; Zürich.
- BÖHM, A. (1886): Die Hochseen der Ostalpen. - Mitt Geogr. Ges. Wien **29**: 625-647; Wien.
- BOEHM, J. (1895): Ein Ausflug ins Plessurgebirge. - Zeitschr. dt. Geol. Ges., **3**: 548-557; Hannover.
- BÖSCH, H., CADISCH, J. & WENK, E. (1953): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 424 (20) Zernez. ; Bern.
- BONANOMI, Y. & BRUNSCHWILER, J.-P. & FREI, W. (1993): Flimser Bergsturzgebiet. Geologische Untersuchungen.- Schweizer Ingenieur u. Architekt, **33/34** : 569-571, 2 Abb.; ORT.
- BONANOMI, Y.P., MÜLLER, E.R., NABHOLZ, W.K. & SCHEIWILLER, H. (1994): Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims.- Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte, **17**: 37 S., Bern.

- BONES, J. G. (1973): Process and sediment size arrangement on high arctic talus slopes, Southwest Devon Island, Northwestern Territories, Canada. In: Arctic and Alpine Research **5**: 29-40;ORT.
- BORNHÄUSER, G. (1950): Morphologische Untersuchung des Gemeindeareals von Klosters. - 51 S.; Bern.
- BORTENSCHLAGER, S. (1977): Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. - Erdwissenschaftliche Forschungen **13**: 260-266.
- BRANDSTÄTTER, L. (1941): Das Geländeproblem in der Hochgebirgskarte 1:25 000. – Jahrbuch der Kartographie 1941: 5-66; Leipzig.
- BRANDSTÄTTER, L. (1983): Gebirgskartographie. Der topographisch-kartographische Weg zur geometrisch integrierten Gebirgsformendarstellung, erläutert an alpinen Beispielen. –320 S. Wien.
- BRANDSTÄTTER, L. (1996): Denkschrift zur Alpinkartographie. – Mitteilungen der Geodätischen Institute der Technischen Universität Graz, **83**: 82 S.; Graz.
- BRAUCHLI, R. (1921a): Geologie der Lenzerhorngruppe. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, **N.F. 49** II. Abt.: 115 S., 13 Abb., 5 Taf.; Bern.
- BRAUCHLI, R. (1921b): Zur Geologie des südwestlichen Plessurgebirges (Graubünden). - Jb. Phil. Fak. Uni Bern, **1**: 8-15; Bern.
- BRENNER, D. C. (1971): Schutthalden Alpen – Arktis. In: Geographia Helvetica **26** (3); ORT.
- BRIDEL, d. J. (1786): Reise durch das Graubündtner Land. Schweizer Museum, **3**: 201-221; ORT.
- BRÜCKL, E. & SCHEIDEGGER, A. (1972): The rheology of spatial continuous mass creep in rock. - Rock Mechanics **4**: 237-250; Wien.
- BRÜCKL, E. et al. (1974): Morphometrie einer Schutthalde. - Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **116**: 79 - 96; Wien.
- BRÜCKNER, E. (o. J.)Die schweizerische Landschaft einst und jetzt. - Jber. Geogr. Ges. Bern, **17**: 121-146; Bern.
- BRUNNER, H. (1932): Die Rutschungen von Saas. - Jber. Natf. Ges. Graubünden, **N.F. 70**: 3-12; Chur.
- BRUNNER, H. (1949): Die Landschaft von Chur und Umgebung. - Ecl. Geol. Helv. **N.F.4** (2); Basel.
- BRUNNER, H. (1959): La bova gronda de Flem. - SD aus: Radioscola, **4**: 1 S.; Chur.
- BRUNNER, H. (1962): Die Churer Toma.- Bündner Jahrbuch, 67-75, Chur.
- BRUNNER, H. (1963): Altes Holz. Bündnerwald, **1963** (2): 36-40; Chur.
- BRUNNER, K. (1998): Kartographische Felsarstellung unter besonderer Berücksichtigung der Alpenvereinskarten – Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, **11**: 207-217; Wien.
- BRUNNER, K. (2001): Kartographie im Deutschen Alpenverein. – Kartographische Nachrichten, **51** (1): 17-22, 1 Tab.; Bonn.
- BRUNNER, K. & WELSCH, W.M. (Hrsg.) (1999): Hochgebirgs- und Gletscherforschung. Zum 100. Geburtstag von Richard Finsterwalder. – Schriftenreihe Studiengang Vermessungswesen Universität der Bundeswehr München, **62**: AUSSTATTUNG; München.

- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change.- Z. Geomorph., **N.F. 40** (3): 273-288, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- BRUNSDEN, D. & IBSEN, M.L. (1994): The nature of the European archive of historical landslide data, with specific reference to the United Kingdom.- Science Research Development, Final Report, I: 21-70, 19 Abb., 5 Tab.; Strasbourg.
- BUCK, D. (1920/21): Stürzende, gleitende und fließende Gesteinsbewegungen in der Schweiz. - Jahresbericht der Stiftsschule Maria Einsiedeln: 59 S.; Einsiedeln.
- BÜCHI, U. P. & ETTER, U. (1988): Von Ilanz bis Safien: ein geologischer Überblick. - Bündner Wald, **41** (3): 25-31, 4 Abb.; Chur.
- BÜCHI, U. P. & MÜLLER, E.R. (1981): Die Stellung des Holzfundes am Rhein bei Rueun (Ruis) im Rahmen des prähistorischen Flimserbergsturzes und der Ilanzer Seen. - Bündnerwald **1981** (6): 452-457; Chur.
- BUGGE, A. (1937): Les éboulements de montagne envisagés d'un point de vue topographique et géologique. - Norges geol. Undersohelse; Oslo.
- BUNDI, M. (1959): La bova prehistorica dil Crap de Flem. - SD aus: Radioscola, **4**: 11 S.; o.O.
- BUNDI, M. (1982): Zur Besiedlungs- und Wirtschaftsgeschichte Graubündens im Mittelalter. - 693 S.; Chur.
- BUNZA, G. (1975): Klassifizierung alpiner Massenbewegungen als Beitrag zur Wildbachkunde. In: Internationales Symposium Interpraevent 1975, Bd. 2: 329-343; Innsbruck.
- BUNZA, G. (1976): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde. Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. - Schriftenreihe der Bayerischen Landesanstalt für Gewässerkunde, **11**: 1-84; München.
- BUNZA, G., KARL, J. & MANGELSDORF, J. (1982): Geologisch - morphologische Grundlagen der Wildbachkunde. - Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, **17**: 128 S., 86 Abb., 1 Taf.; München.
- BURGA, C.A. (1970): Geomorphologische und geologische Untersuchungen im Vorderprättigau (Graubünden). - Schweizer Jugend forscht, **3** (5): 10-11; ORT.
- BURGA, C.A. (1980): zur Geologie des Schanfigg. - Terra Grischuna, **39** (1): 8-11, 6 Abb.; Chur.
- BURGA, C. A. (1987): Das alpine Spät- und Postglazial in Graubünden. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **132** (1): 26-44: 8 Abb.; Zürich.
- BURGA, C.A. & FURRER, G. (1982): Zur Erforschung des Quartärs der Schweiz.- Geogr. Helv., **2**: 68-74; Basel.
- BURGA, C.A. & R. PERRET (1997): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eizeitalter. - 30 S.; o.O.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Ostrhätikon). - Eclogae Geologicae Helvetiae, **71**: 255-266; Basel.
- BURGER, H. & HANTKE, R. (1982): Die Moränenlandschaft der Plassегgen - Hochfläche im östlichen Rhätikon (Graubünden) mit sich kreuzenden Moränenwällen. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **75**: 93-99, 4 Abb.; Basel.
- BURKHARDT, C. (1846): Notizen zu der Ansicht von Felsberg. - 16 S.; Zürich.

- BUXTORF, A. (1919): Aus der Talgeschichte der Via Mala. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **64**: 435-457, 3 Abb., 2 Kart.; Zürich.
- BUXTORF, A. & WILHELM, O. (1922): Über Sackungserscheinungen im Safiental. - Ecl. Geol. Helv., **16** (5): 520-527; Basel.
- CADISCH, J. et al. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **64** (1+2): 359-417, 1 Abb., 2 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 49** (1); Bern.
- CADISCH, J. (1922): zur Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). - Jahrb. Phil. Fak. Univ. Bern 2: 65-70; Bern.
- CADISCH, J. (1929): Zur Geologie von Davos. - Festschr. Jvers. Schweizer. Nat. Ges., **110**: 83-92, 3 Abb.; Davos.
- CADISCH, J. (1944): Beobachtungen im Bergsturzgebiet von Reichenau und Rhäzüns (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., **37**: 409-412; Basel.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. - 2. Aufl.; Basel.
- CADISCH, J. (1961): Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. - Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **111** (2): 115-124; Wien.
- CADISCH, J. (1962): Geologisches aus dem Unterengadin. - TG, **21** (4): 251-254, 4 Abb.; Chur.
- CADISCH, J. (1970): Bergstürze in der Sicht des Geologen, mit besonderer Berücksichtigung der Katastrophe von Vaiont. - Bull. Schweizer. Petr. Ing. Geol. **36**: 53-66; Basel.
- CADISCH, J. & STRECKEISEN, A. (1951): Geologisches Panorama von der Weissfluh bei Davos. - 12 S.: 1 Kart., 1 Beil.; o.O.
- CAMENISCH, C. (1918): Der Untergang von Plurs. - Allg. Frbl. GR, **1918**: 18 S.; Chur.
- CAMPBELL, C.S. (1989): Self-lubrication for long runout landslides. - Journ. Geol., **97**: 653-665; London.
- CANDREIA, J. (1902): Der Bergsturz von Monbiel im Juni 1770 - Bündnerisches Monatsblatt **1902** (6): o.S.; Chur.
- CAPATT, W. (1997): Kiesabbau, eine Tradition in Donat/Ems.- Bündnerwald **1997** (1), 59-61, Chur.
- CAVENG, T. (1940): La bova de Fidaz dils 10 d'avrel 1939. - Per untga gi **1940**: 30-31; Chur.
- CHAIX, A. (1916): Dans le Val Tavetsch (Oberland Grison). - Le Globe, **55**: 17-20, 3 Abb.; Genf.
- CHAIX, A. (1918): Les formes topographiques du Parc National Suisse. - Jb. SAC **52**: 212-219, 8 Abb., 1 Kart. ; ORT.
- CHAIX, A. (1919): Coulées de blocs dans le Parc National de la Basse Engadine. - C. R. Séanc. Soc. Nat. Genève, **36** (1) suppl. 1: 12-15; Genf.
- CHAIX, E. (1921): à travers le Parc national suisse d' Engadin. - L'Echo des Alpes, **6**: 185-198, 6 Abb., Genève.
- CHINN, T. (1981): Use of rock weathering and rind thickness for Holocene absolute age dating in New Zealand. In: Arctic and Alpine Research **13**: 33-45; ORT.

- CIPRA (1998): 1. Alpenreport – Daten, Fakten, Probleme, Lösungsansätze. – 472 S., ORT.
- CLAVUOT, O. (1973): Heimatbuch Thusis - Viamala. - 296 S.; Thusis.
- COLLET, L.-W. (1924): Les lacs. Leur mode de formation. Leurs eaux. Leur destin. - *Eléments d' Hydro-Géologie*. - 336 S.: 63 Abb., 28 Taf.; Paris.
- COLOMBO, A. (1967): Piuro sepolta. - 102 S.; Mailand.
- CORNELIUS, H.-P. (1912): Über die rhätische Decke im Oberengadin und in den südlichen benachbarten Gegenden. - *Cbl. Min.* **1912**: 632-638; Stuttgart.
- CORNELIUS, H.-P. (1913): Geologische Exkursionen im Oberengadin. Bivio - Maloja. - In: *Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Tauern*: S. 20-24, 1 Taf.; Leipzig.
- CORNELIUS, H.-P. (1921): Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons. - *Verh. Geol. Staatsanst. Wien*, **1921** (6): 85-90; Wien.
- CORNELIUS, H.-P. (1923): Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande. - *Cbl. Min.*, **29**: 225-234; Stuttgart.
- COSTA, J.E. (1991): Nature, mechanics, and mitigation of the Val Pola Landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988. - *Z. Geomorph. N.F.* **35**: 15-38.; Berlin.
- COUSSOT, P. & Meunier, M. (1996): Recognition, classification and mechanical description of debris flows. - *Earth Sciences Review* **40**: 209-227; o.O..
- DÄNIKER, A. (1952): Die Rundhöckerlandschaft von Maloja und ihre Pflanzenwelt.- In: *Die Passlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen*, S. 85-111, Chur.
- DAVIES, T.R.H. (1982): Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. - *Rock Mechanics* **15**: 9-24; Wien.
- DAVOUDAZEHI, M. (1963): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Tamins. - Unpubl. Dipl. Dep. Geol. ETH Zürich.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. - *Eclogae Geologicae Helveticae*, **63**: 631-671; Basel.
- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. - *Geotektonische Forschungen*, **50**: 1-48, 9 Abb.; Stuttgart.
- DIMAGO (2003): siehe Abschnitt V.1.d)
- DIMHIRN, J. (1953): Oberflächentemperaturen der Gesteine im Hochgebirge. - *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie B*: 43-50; Wien.
- DOLDER, U. & DOLDER, W. (1992): Graubünden. - 368 S.; Köln.
- DOMARADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. - *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des Schweizerischen Nationalparks*, **N.F. 24**: 177 - 235; Liestal.
- DOMIZLAFF, H. (1957): Die Seele des Staates. – 608 S.; Hamburg.
- DONGUS, Hansjörg (1984): Grundformen des Reliefs der Alpen. - *Geographische Rundschau*, **36**: 388 - 394; Braunschweig.
- DÖSSEGGER, R. & TRÜMPY, R. (1976): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Nationalpark und ins Münstertal vom 5. Bis 8. Oktober 1975 und Führer zu drei Exkursionen. - *Ecl. Geol. Helv.*, **69** (1): 211-228, 1 Abb.; Basel.

- DÜRR, E. (1970): Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschuttbildung in den westlichen Dolomiten. - *Tübinger Geographische Studien*, **12**: 134 S., 7 Abb., 4 Tab., 3 Kart.; Tübingen.
- DYRENFURTH, G. (1910/1912): Aus der Ofenpassgruppe. Beitrag zur Erschließung der Engadiner dolomiten. - *Zeitsch. DÖAV*, **41**: 241-283, 15 Abb., 4 Taf.; München.
- DYSLI, M. & LÜTSCHER, M. (2003): Die Gletscher des Juras.- *Die Alpen*, **79** (7): 38-41, 7 Abb., 3 Phot.; Bern.
- EBERLE, M. (1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler Rheintales.- *Eclogae geol. Helv.*, **80**, 193-206, Basel.
- ECKHARDT, P.M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch. Seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. - 96 S.: 12 Abb., 1 Kart.; Zürich.
- EGGENBERGER, H. (1925): Geologie der Albulazone zwischen dem Albula-Hospiz und Scans (Graubünden). - *Ecl. Geol. Helv.*, **19** (3): 523-571; Basel.
- EISBACHER, G.H. & CLAGUE, J.J. (1984): Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management. - *Geological survey of Canada* **84** (16): 86 S., 40 Abb.; Ottawa.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. - 5. Aufl., 1095 S.; o.O.
- ELSASSER, H. & BOESCH, M.[Hrsg.] (1991): Beiträge zur Geographie Graubündens. - 149 S.; Zürich.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - 378 S., 153 Abb., 552 Tab.; Stuttgart.
- ENGELS, B. (1960): Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **112**: 334 - 357, 17 Abb.; Hamburg.
- ERISMANN, T. (1979): Mechanism of large landslides. - *Rock Mechanics*, **12**: 15-46; Wien.
- ERISMANN, T. (1986): Bergsturz-Dynamik.- *Physik i.u. Zeit*, **17** (6); Weinheim.
- ERISMANN, T. (1988): Modes and consequences of first rock fracture in landslides. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, **N.F. 32**: 257-272, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- ESCHER, A. & STUDER, B. (1839): Geologie von Mittel-Bündten. - *Neue Denkschr. Schweizer. Natf. Ges.* **3**; ZÜRICH.
- ESCHER, H. C. (1807): O.T. (über Bergstürze in der Schweiz). - *Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Zürich*, **1807**: 1 - 8; Zürich.
- ESCHER, J. C. (1809a): Etwas über Bergschlipfe, mit besonderer Hinsicht auf die Bergschlipfe im Nollatal, hinter Thusis und im Plessur-Thal, hinter Chur, in Bünden. -32 S.; Bregenz.
- ESCHER, J.C. (1809b): Über Bergstürze in der Schweiz. - *Neujahrsbl. Natf. Ges. Zürich*, **1809**: 1-8; Zürich.
- EUGSTER, P. H. (1922): Geologische Untersuchung des Gebirges zwischen Landwasser- und Albulatal. - *Jb. Phil. Fak. II Uni Bern*, **2**: 132-144; Bern.
- EUGSTER, P. H. (1923): Geologie der Ducangruppe. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, **N. F. 49** Abt. 3: 154 S., 33 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Bern.
- EUGSTER, P. H. (1924): Die westliche Piz Uertsch - Kette. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, **N. F. 49** Abt. 4: 41 S., 10 Abb., 4 Taf.; Bern.

- FAURE, Y. & GOURC, J.P. & GIRAUD, A. & BECHETOILLE, A. (1988): Applications des géotextiles ... la protection contre l'érosion de formations instables (Alpes).- Landslides - Glissements de Terrain, **1988** (2): 905-909, 10 Abb., 2 Tab.; Rotterdam, Brookfield.
- FENNINGER, A. (1967): Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. - Geologische Rundschau, **56**: 171-185, 6 Abb.; Stuttgart.
- FESTORAZZI, L. (1977): L'eversione di Pluro in una relazione viterbese del 1618. - Clavenna, **1977** (16): 62-68; Chiavenna.
- FICKER, E. & WEBER, E. (1981): Untersuchungen zum Problem der Ribentstehung an Felsoberflächen. - VDI-Berichte, **399**: 89 - 96; Düsseldorf.
- FINEBERG, J. (1997): from Cinderella's dilemma to rock slides. - Nature **1997** (386): 323-324; o.O.
- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLI, A., DE CAPITANI, CH., NIEVERGELT, P., PETERS, T. & V. ROMMSDORFF (1982): Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21 bis 24.09.1981. Eclogae geol.Helv. **75**: 199-222.; Basel.
- FISCHER, K. (1967): Erdströme in den Alpen. - Mitt. Geogr. Ges. München **52**: 231-246; München.
- FITZNER, B. (1970): Die Prüfung der Frostbeständigkeit von Naturbausteinen. - 228 S.; Aachen.
- FLAIG, G & FLAIG, W. (1962): Rätikon. 4. Aufl.: 416 S., 37 Abb., 4 Kart.; München.
- FLINT, F. (1971): Glacial and Quarternary Geology. - 892 S.; New York.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Kreide. - Bulletin der Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure, **53**: 23-49; Basel.
- FLIRI, F. (1977): Die physiogeographischen Regionen des Alpenraumes. - In: WOLKINGER, F. [Hrsg.] (1977): Natur und Mensch im Alpenraum: 13-25; Graz.
- FLORINETH, F. (1995): Erosionsschutz im Alpenraum. - Geogr. Rdsch. **47**: 700-705.; Braunschweig.
- FLORINETH, D. (1998): Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance. - Eiszeitalter und Gegenwart **48**: 23-37.; Hannover.
- FOREL, F. A. & SCHARDT, H. (1901): L'éboulement du Fletschhorn le 19 mai 1901. - Ecl. Geol. Helv., **7**: 147-148; Basel.
- FRANZ, H. (1979): Ökologie der Hochgebirge. - 495 S.: 121 Abb., 75 Tab.; Stuttgart.
- FREI, F. (1922): Geologische Untersuchung der östlichen Berggünertöcke. - Jb. Phil. Fak. II Uni Bern, **2**: 167-173, 1 Abb.; Bern.
- FREI, F. (1925): Geologie der Berggünertöcke. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. **49** Abt. 6: 38 S., 3 Abb., 1 Taf.; Bern.
- FRENZEL, B. [Hrsg.] (1972): Vegetationsgeschichte der Alpen. Studien zur Entwicklung von Klima und Vegetation im Postglazial. - 188 S., Stuttgart.
- FRIEDEL, H. (1935): Beobachtungen an den Schutthalden der Karawanken. - Carinthia II, **45**: 21-33; Klagenfurt.

- FRISCH, W. (1982): Entwicklung der Alpen. - Geographische Rundschau, **34**: 418 - 421, 6 Abb.; Braunschweig.
- FRISCH, W. (1986): Plattentektonik. - Erträge der Forschung, **236**: 190 S., 43 Abb.; Darmstadt.
- FRISCHKNECHT, G. (1923): Geologie der östlichen Adula. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 51**: AUSSTATTUNG; Bern.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen.- Unveröff. Diplomarbeit Uni Wien. - 122 S., Wien.
- FROHMEYER, O. (1920): Beiträge zur Geographie des Oberhalbsteins (Graubünden). - Bündner. Mbl., **1920** (3): 61-73; Chur.
- FROMME, G. (1953): Alte Gletscherstände und Schutthaldenbildung im Hochgebirge. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **4**: 113 -117; Innsbruck.
- FROMME, G. (1955): Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge. - Veröffentlichung des Museum Ferdinandeum, **35**: 5-130; Innsbruck.
- FRÜH, J. (1899): Der postglaziale Löß im St. Galler Rheintal unter der Berücksichtigung der Lössfrage im allgemeinen.- Vjschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, **44**: 157-191; Zürich.
- FRÜH, J. (1903): Die Entstehung des Rheintales und seiner Formen. - Jber. Natf. Ges. St. Gallen 1904; St. Gallen.
- FURRER, E. (1915): Bemerkungen über einen Bergsturz bei Bormio. - Vierteljahresschrift Natf. Ges. Zürich, **60** (1+2): 48-54, 1 Kart.; Zürich.
- FURRER, E. (1919): Der Bergsturz am Türlerseel. - Natur und Technik, **1** (6): 190; Zürich.
- FURRER, G., MAISCH, M., & BURGA, C. (1984): Übersicht zur spät- und postglazialen Klima-, Gletscher- und Vegetationsgeschichte Graubündens (Festschrift Max Welten) - Dissertationes botanicae, **72**: 87-115, 7 Abb.; Vaduz.
- FURRER, G.; BURGA, C.; GAMPER, M.; HOLZHAUSER, H.; MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. - Geographia Helveticae, **1987** (2): 61-91; Bern.
- GAMPER, M. (1982): Postglaziale Solifluktuionsphasen am Albulapass (östliche Schweizer Alpen). - In: GAMPER, M.: Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz. Physische Geographie **1**: 171-186.; Zürich.
- GAMPER, M. (1987): Postglaziale Schwankungen der geomorphologischen Aktivität in den Alpen. In: Geographia Helveticae **42**: 77-80; Bern.
- GAMPER, M. [Hrsg.] (1982): Beiträge zur Quartärforschung in der Schweiz. - 257 S.; Zürich.
- GAMPER, M. et. al. (1982): Exkursionsführer Teil A, Ostschweiz. - Phys. Geogr. **6**: 14-17; Zürich.
- GANZ, J. (1916): Notizen über Gipfelbewegungen in der Rosablanche. - Jahrbuch des SAC, **50**: 180-184; Bern.
- GARDNER, J. (1969): Observations of Surficial Talus Movement. - Zeitschrift für Geomorphologie, **N.F. 13**: 317-323; Berlin.

- GARDNER, J. (1971): Morphology and sediment characteristics of mountain debris slopes in the Lake Louise district. In: Zeitschrift für Geomorphologie **N.F. 15**: 390-402; ORT
- GARDNER, J. (1979): The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains. - Zeitschrift für Geomorphologie, **N.F. 23**: 45 - 57, 2 Abb., 2 Tab., 4 Phot.; Berlin.
- GATTINGER, T. (1975): Geologisch-tektonisch bedingte Typen von Massenbewegungen. In: Interpraevent **2**: 61-64; ORT.
- GEES, R. A. (1955): Geologie von Klosters. - 24 S.; Bern.
- GEIGER, E. (JAHR): Das Bergell. Forstwissenschaftliche Monographie. - Jber. Natf. Ges. Graubünden, **N.F. 45**: 1-119, 8 Taf.; Chur.
- GENSLER, G.A. (1978): Das Klima von Graubünden. Ein Beitrag zur Regionalklimatologie der Schweiz. - Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Zürich, A: 410 S.; Zürich.
- GENSLER, G. & M. SCHÜEPP (1991): Witterungsklimatologie von Graubünden. - In: ELSASSER, H. & BOESCH, M. [Hrsg.] Beiträge zur Geographie Graubündens, S. 7-17, o.O.
- GENSLER, G.A. (1978): Das Klima von Graubünden. Ein Beitrag zur Regionalklimatologie der Schweiz. - Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Zürich, A: 410 S.; Zürich.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG [Hrsg.] (1994): Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen. - 114 S., 65 Abb., 11 Tab.; Freiburg i. Br.
- GERBER E. (1934): Zur Morphologie wachsender Wände. In: Zeitschrift für Geomorphologie **8** (5); Berlin.
- GERBER, E. (1963): Über Bildung und Zerfall von Wänden. - Geographia Helvetica, **18**: 331-345; Zürich.
- GERBER, E. (1969): Bildung und Formen von Gratgipfeln und Felswänden in den Alpen. - Zeitschrift für Geomorphologie, **N.F. 8**: 94-118, 35 Abb.; Berlin.
- GERBER, E. (1974): Klassifikation von Schutthalden. In: Geographia Helveticae **29**: 73-82; Bern.
- GERBER, E. & SCHEIDEGGER, A. (1965): Probleme der Wandrückverwitterung, im besonderen die Ausbildung Mohr'scher Bruchflächen. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie; **Suppl. 2**: 80-87, 5 Tab.; Wien.
- GERBER, E. & SCHEIDEGGER, A. (1966): Bewegungen in Schuttmantelhängen. - Geographia Helvetica, **21**: 20-31; Zürich.
- GERBER, E. & SCHEIDEGGER, A. (1969): Stress-induced weathering of rock masses. - Ecl. Geol. Helv. **62**: 401-415; Basel.
- GERBER, E. & SCHEIDEGGER, A. (1973): Zur Felskernbildung unter Schutthalden. Petermanns Geogr. Mitt., **117**: 23-29, 9 Abb.; Gotha.
- GERMAN, R. (1973): Sedimente und Formen der glazialen Serie. - Eiszeitalter und Gegenwart, **23/24**: 5-15; Stuttgart.
- GERMAN, R. (1978): Veränderungen an der Stirn und im Vorland des Morteratsch-Gletschers (Graubünden, Schweiz). - Jh. Ges. Naturkde. Württ. **133**: 6 S.; Stuttgart.

- GERSTENHAUER, A. & PFEFFER, K.-H. (1966): Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. - SD aus: Abhandlungen zur Karst- und Höhlenkunde A, **2**: 48 S., 10 Diagr.; München.
- GEYH, M. A. (1983): Konfusion über quartäre Zeitskalen. - Geol. Jahrb. **A71**: 311-321; o.O.
- GIOVANOLI, G. (1912): Von den Lavezsteinen Graubündens und ihrer Verwendung, mit geschichtlichen Notizen. SD aus: Jber. Natf. Ges. GR, **N. F. 53**: 49 S.; Chur.
- GIRARDIN, P. (1911): Les stades de la glaciation quaternaire et les barres des vallées alpêtres. - Assoc. Franc. Avanc. des Sc. C.R., **40**: 91-93; Dijon.
- GIRARDIN, P. (1916): De quelques glissements de terrain nommés „Ovailles“ ou „Orvales“. - Bull. Soc. Fribourg. Sc. Nat. C.R. **23**: 52-55, 84-86; Fribourg.
- GIRARDIN, P. (1922): Formes d'arrachement dans le Lias des Alpes et décollements sur l flanc des grands versants. - Ecl. Geol. Helv. **16**; Basel.
- GLASER, Th. (1922): Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). - Jb. Phil. Fak. II Uni Bern, **2**: 89-99, 1 Abb.; Bern.
- GLASER, Th. (1926): Zur Talgeschichte und Geologie der Lenzerheide (Graubünden). - Beitr. Geol. Karte Schweiz, **N.F. 49** Abt. 7: 70 S., 5 Abb., 2 Taf.; Bern.
- GODENZI, A. (1970): Geologischer Aufbau und Gesteine. - TG **29**: 215-219; Chur.
- GODENZI, A. (1988): La frana di Zarera. – QGI, **57** (1): 78-82; Chur.
- GOGARTEN, E. (1909): Terrainbewegungen in der Schweiz. - Naturwissenschaftliche Wochenschrift, **N.F. 8**: 538-539; Jena.
- GOGARTEN, E. & HAUSWIRTH, W. (1913): Geologische Bibliographie der Schweiz. -428 S.; Bern.
- GOUDU, A. (1995): Physische Geographie. - 402 S.; Heidelberg.
- GRENOUILLET, W. (1920): Geologische Untersuchungen am Splügenpass mit monte di San Bernhardino. - SD aus: Jber. Natf. Ges. GR, **N.F. 60**: 37 S., 5 Fig., 5 Taf., 1 Kart.; Chur.
- GRIESEL, H. (1966): Photogrammetrische Vermessung Lugnez. - Schweizer. Zeitschr. f. Vermessung, Photogrammetrie und Kulturtechnik, **64** (5): 149-159; o.O.
- GRONER, U. & J. SUTER (1980): Profil Jenatschhütte: Eine pollenanalytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin): Geographia Helveticae, **35**: 113-121.; Bern.
- GROSS, J. G. (1618): Undergang des Fläckens Plurs in Pündten. - 4 S.; Basel.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und alteraäquivalente Einheiten in Graubünden. - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, **N.F. 154**: 136 S., 59 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Bern.
- GSELL, R. (1918): Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. - Jber. Natf. Ges. GR, **N.F. 53**: 127-202, 6 Abb., 4 Taf., 1 Kart.; Chur.
- GÜTHLING, O. (1979): Langenscheidts Großwörterbuch Lateinisch. Teil II: Deutsch - Lateinisch. – 12. Aufl.: 740 S.; Berlin.
- GUTERSOHN, H. (1960): Alpen. 1. Teil: Wallis, Tessin, Graubünden. -Geographie der Schweiz, **2**: 486 S., 64 Abb., 25 Taf.; Bern.
- GWINNER, M. P. (1971): Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläographie, Tektonik. - 477 S.; Stuttgart.

- GYSEL, M. (1988) Der Bergsturz am Piz Morteratsch. - Wasser Energie Luft, **80** (11/12): 295-296; o.O.
- HAAS, U. & v. POSCHINGER, A. (1997): Der Flimser Bergsturz - doch ein warmzeitliches Ereignis? - Bulletin angewandte Geologie, **2**: 35 - 46, 3 Abb. ;München.
- HADER, F. (1955): Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung. - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, **97**: 26-44, 2 Abb., 5 Tab; Wien.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **77**: 142 S.; Zürich.
- HAEBERLI, W., GAMPER, M., ZIMMERMANN, M. & H. KIENHOLZ (1989): Swiss Alps. - In: Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt 1989: Manual of field trips in and around Germany (Ed. O. SEUFFERT). - Geoöko-Forum, Vol 1: 265-298; Frankfurt.
- HAEBERLI, W. & NAEF, F. (1988): Murgänge im Hochgebirge. Ereignisse 1987 im Puschlav und Obergoms. - Die Alpen **64**: 331-343; Bern.
- HAEBERLI, W. & VONDER MÜHLL, D. (1996): On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. - Z. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 104: 43-57; Berlin.
- HAEFELI, R. (1938): Mechanische Eigenschaften von Lockergesteinen. - Schweizerische Bauzeitung, **24/26**: 21-29; Zürich.
- HAEFELI, R. (1967): Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. - Schweizerische Bauzeitung, **85**: 1 -29, 42 Abb.; Zürich.
- HAEFELI, R. (1967): Zum progressiven Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie **34** (2): 69-139; Wien.
- HÄFNER, W. (1924a): Geologie des Südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F. **54**: 33 S., 1 Abb., 3 Taf.; Bern.
- HÄFNER, W. (1924b): Geologische Karte des südöstlichen Rhätikon 1: 25 000. - Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. **54**, Abt. 1; Bern. (= Spezialkarte Nr. 111)
- HAKE, G. (1988): Gedanken zu Form und Inhalt heutiger Karten. Kartographische Nachrichten **38** (2): 65-72; Bonn.
- HALDER, A. & MÜLLER, M. (Hrsg.) (1969): Herders kleines philosophisches Wörterbuch. - 11. Aufl.: 206 S.; Freiburg i.Br.
- HANSS, C. (1984): Alpen. Annotierte Auswahlbibliographie von Neuerscheinungen. -In: Geographische Rundschau, **36**: 424-426; Braunschweig.
- HANTKE, R. (1978ff.): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. - 3 Bde.: 1901 S., 806 Abb.; Thun.
- HANTKE, R. (1984): Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete. - Eclogae geol. Helv., **77**: 327-361; Basel.
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete in den letzten 30 Mio Jahren. - 312 S.; o.O.
- HARTMANN, H. (1975): Der Chronist des Felsberger Bergsturzes: Andreas Renatus Högger 1808-1854. - Bündner Zeitung (18.04.1975): o. S.; Chur.

- HARTMANN-BRENNER, D.C. (1973): Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung an Beispielen des schweizerischen Nationalparks und Spitzbergen.- 134 S.; Zürich.
- HARTUNG, G. (1884): Das alte Bergsturzgebiet von Flims.- Z.d.Ges.f.Erdkunde zu Berlin, **19**: 161-194, Pormetter Verlag, Berlin.
- HÄSSLI, Chr. (1974): Über die geologische Struktur und Siedlungsgeschichte des Rheinwaldes. – TG, **33** (1): 7-9, 2 Abb.; Chur.
- HEIERLI, H. (1977): Graubünden in Farbe. – 71 S.: 57 Abb.; Stuttgart.
- HEIERLI, H. (1983): Geologischer Wanderführer Schweiz. Teil 1: Geologische Grundlagen. - 2. Aufl.: 172 S., 66 Abb., 31 Tab.; Thun.
- HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. - Sammlung geologischer Führer, **75**: 109 S., 96 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- HEIERLI, H. (1989): Geologischer Wanderführer Schweiz. Teil 2: Exkursionen. - 244 S.: 66 Abb., 11 Tab., 14 Phot.; Thun.
- HEIM, A. (o.J.): Geologische Nachlese Nr. 16: Geologische Begutachtung der Greina-Bahn. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, **51**: 378-396, 1 Taf.; Zürich.
- HEIM, A. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die Geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe.- Basel.
- HEIM, A. (1881): Gutachten über den Bergrutsch von Brienz. - Archiv des bündnerischen Kantonsbauamtes Chur; Chur.
- HEIM, A. (1882): Über Bergstürze. - Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft, **84**: 31 S.; Zürich.
- HEIM, A. (1883): Der alte Bergsturz von Flims.- Jb. d. Schweizer Alpenclubs, **18**: 295-309, Bern.
- HEIM, A. (1888): Der alte Bergsturz von Flims. - Jb. SAC, **18**: 295-308; Bern.
- HEIM, A. (1890): Projekt für eine normalspurige Alpenbahn von Chiavenna nach Chur. - Zürich.
- HEIM, A. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitrag zur Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 Blatt XIV.- Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, **25**: 503 S., 8 Taf.; Bern
- HEIM, A. (1898): Geologisches Gutachten über das Projekt "Rheinlinie" der Oberländerbahn.- Zürich.
- HEIM, A. (1905): Geologische Begutachtung der Greina-Bahn. - In: MOSER, R. & HEIM, A. (1905): Ostalpenbahn. Projekt für eine normalspurige Bahn von Biasca nach Chur.. - 60 S. : 2 Taf. ; o. O.
- HEIM, A. (1910): Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass.- Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, **24. Lieferung**; Bern.
- HEIM, A. (1916): Geologisches über das Bergsteigen –In: Sektion Uto SAC (1920)[Hrsg.]: Ratgeber für Bergsteiger, 192-246, 9 Abb.; Zürich.
- HEIM, A. (1916-1922): Geologie der Schweiz. - 2 Bde: 1779 S, 289 Abb., 50 Tab., 76 Taf.; Leipzig.
- HEIM, A. (1918): Das Gewicht der Berge. - Jahrb. S.A.C. 53: 179; Bern.

- HEIM, A. (1926): Die Gipfflur der Alpen. - Neujahrsbl. Natf. Ges. Zürich, **129**: 29 S., 11 Abb.; Zürich.
- HEIM, A. (1929): Von der Entstehung der Alpen. - In: Das Alpenbuch der Eidg. Postverwaltung, 23-29, 8 Abb., 1 Taf., 1 Kart.; Bern.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. - Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, **77**, **Beibl. 20**: 218 S., 37 Abb.; Zürich.
- HEIM, A. et al. (o. J. a): Das Säntisgebirge. - Beitr. Geol.. Karte Schweiz, **N.F. 16** (1): 664 S., 120 Abb., 1 Taf.: Bern.
- HEIM, A. et al. (o. J. b): Das Säntisgebirge. - Beitr. Geol.. Karte Schweiz, **N.F. 16** (2): 32 S., 39 Taf., 3 Kart.: Bern.
- HEIM, A. et al. (1885): Geologische Karte der Schweiz in 1: 100 000, Blatt XIV: Altdorf – Chur. - Chur.
- HEIM, A. & BUSS, E. (1913): Der Bergsturz von Elm. Alpina **21** (9): 99-100, 2 Abb.; Zürich.
- HEIM, A. & SCHMIDT, C. (1890): Exkursionsberichte im Gebiet der Bündnerschiefer. - Ecl. Geol. Helv., **2** (2): 193-198; Basel.
- HEINRICH, J. & LORZ, C. [Hrsg.] (1999): Konventionelle Geomorphologie und Bodengeographie in Forschung und Praxis. - Frankfurter Geographische Hefte, **63**: 163 S., 34 Abb., 14 Tab.; Frankfurt am Main.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen.- Beitr. Geol.Schweiz, **N.F.50**: 76S.; Bern.
- HELBLING, R. et al. (1948): Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1: 25 000. - Schweizer. Geol. Komm.: Spez. Karte 120; Bern.
- HESS, E. (1935): Landschaftsformen in St. Antönien. - Jber. Natf. Ges. GR, **N.F. 73**: 35-45; Chur.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraële (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., **46** (1): 39-142; Basel.
- HETTNER, A. (1910): Die Eigenschaften und Methoden der kartographischen Darstellung. – Geographische Zeitschrift, **16**, 12-28 und 73-82; Leipzig.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. - Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **20**: 125 S., 7 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Innsbruck.
- HEUBERGER, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. - Eiszeitalter und Gegenwart, **19**: 270-275; Stuttgart.
- HEUBERGER, H. (1971): Roland Beschel und die Lichenometrie. -Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **7**: 175 - 184; Innsbruck.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung. - Innsbrucker Geographische Studien, **2**: 213 - 249; Innsbruck.
- HEUBERGER, H. (1980a): Untersuchungen an Parabelrissen und Sichelbrüchen im Zemmgrund (Zillertal) und über die damit verbundene Abtragung. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **16**: 157 - 170; Innsbruck.

- HEUBERGER, H. (1980b): Zur Nomenklatur der Glazialablagerungen aus ostalpiner Sicht. - Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Hamburg, N.F. **23**: 93-100, 1 Tab.; Hamburg.
- HEUBERGER, H. (1994): Die Stellung der Alpen in der Eiszeitforschung. - Geowissenschaften **12**: 144-148. Weinheim.
- HEUBERGER, H. (1996): Das Ereignis von Köfels im Ötztal (Tirol) und die Sintflut - Impakt - Hypothese. - Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern, **59**: 271 - 280; Bern.
- HEUBERGER, H. et al. (1998): The age of the Köfels event. Relative, ¹⁴C and cosmogenic Isotope dating of an Landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **34**: 57 - 68, 2 Abb.; Innsbruck.
- HEYDWEILLER, E. (1918): Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardin-Passes (südwestliches Graubünden). - Ecl. Geol. Helv., **15** (2): 149-296, 1 Abb., 11 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- HITZ, F. (1999): Herrschaft und Nachbarschaft. 350 Jahre Loskauf von Österreich. - 38 S., 14 Abb., 1 Tab.; Davos.
- HLAUSCHEK, H. (1983): Der Bau der Alpen und seine Probleme. - 642 S., 192 Abb.; Stuttgart.
- HOEK, H. (1903): Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., **13**: 215-270; Freiburg i. Br.
- HOEK, H. (1906a): Das zentrale Plessurgebirge. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., **16**: 367-448; Freiburg i. Br.
- HOEK, H. (1906b): Geologische Karte des Plessurgebirges, 1: 50 000. Freiburg i. Br.
- HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes - Bull. Geol. Inst. Uni. Upsala, **12**: 257-390, 49 Fig.; Upsala.
- HÖLDER, H. (1987): Von alpinen Felsstürzen.- Natur u. Museum, **117** (12); Frankfurt/Main.
- HÖLLERMANN, P. (1964): rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). In: Zeitschrift für Geomorphologie **Suppl. 4**: 257 S.; Stuttgart.
- HÖLLERMANN, P. (1983): Blockgletscher als Mesoförmern der Periglazialstufe. - Bonner Geographische Abhandlungen, **67**: 73 S.; Bonn..
- HÖSLE, B. (1998): Steinschlag als Naturgefahr und Prozeß.- Tagungsbd. Symposium Steinschlag als Naturgefahr u. Prozeß. - S. 1-74, Abb., Tab.; Wien.
- HÖSSLER, Chr. (1974): Über die geologische Struktur und Siedlungsgeschichte des Rheinwaldes. - TG, **33** (1): 7-9; Chur.
- HOFMANN, G. (2000): Der Ur-Futurologe. Ein Gespräch mit Stanislaw Lem. - DIE ZEIT, **55**: 14. September 2000; Hamburg.
- HOHBERGER, K. & EINSELE, G. (1979): Die Bedeutung des Lösungsabtrags verschiedener Gesteine für die Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **23**: 361-382, 6 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.
- HOLLEMAN, A. F. & WIBERG, E. (1942): Anorganische Chemie. - 23. Aufl.: 647 S., 154 Abb.; Berlin.
- HOLLEMAN, A. F. & RICHTER, F. (1942): Lehrbuch der organischen Chemie. - 23. Aufl.: 549 S., 97 Abb.; Berlin.

- HOOL, Theodor (1917): Die Abrutschung im Sörenberggebiete (hinter Entlebuch). - Mitt. Natf. Ges. Luzern, **7**: 29-46, 1 Abb., 5 Taf.; Luzern.
- HOLTMEIER, F.-K. (1967): Die Verbreitung der Holzarten im Oberengadin unter dem Einfluss des Menschen und des Lokalklimas. – Erdkunde, **XXI**: 249-258, Kleve.
- HOLTMEIER, F.-K. (1971): Der Einfluss der orographischen Situation auf die Windverhältnisse im Spiegel der Vegetation. – Erdkunde, **XXV**: 178-195; Kleve.
- HOLTMEIER, F.-K. (1993): Der Einfluss der generativen und vegetativen Verjüngung auf das Verbreitungsmuster der Bäume und die ökologische Dynamik im Waldgrenzbereich.- Beobachtungen und Untersuchungen in Hochgebirgen Nordamerikas und den Alpen.- Geoökodynamik, **14**: 153-182; Darmstadt.
- HOLTMEIER, F.-K. (1995): Waldgrenzen und Klimaschwankungen. ökologische Aspekte eines vieldiskutierten Phänomens. – Geoökodynamik, **16**: 1-24; Darmstadt.
- HOLTMEIER, F.-K. & LÜLLAU, I. (1975): Die Landschaft von Maloja (Oberengadin) im Luftbild. – Erdkunde, **29**: 277-285; Kleve.
- HOLZHAUSER, H. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen. - Geographica Helvetica **37**: 115-126; Bern.
- HORATSCHEK, S. & SCHUBERT, T. (1998): Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. - 51 S., 17 Tab.; Hannover.
- HSÜ, K. J. (1969): Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. - Geol. Soc. Amer. Bull. 80: 927-952; Boulder.
- HSÜ, K.J. (1975): Catastrophic debris streams (sturzstroms), generated by rockfalls. - Geol. Soc. Amer. Bull. 86: 129-140; Boulder.
- HSÜ, K.J. (1978): Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations. - Rockslides and Avalanches **1** (B): 71-96; Amsterdam.
- HSÜ, K. J., & BRIEGEL, U. (1991): Geologie der Schweiz. Ein Lehrbuch für den Einstieg und eine Auseinandersetzung mit den Experten. - 219 S.; Basel.
- HUBER, A. (1980a): Felsstürze in Seen und hierdurch erzeugte Schwallwellen. Erkenntnisse über die Entstehung und Ausbreitung dieser Wellen.- Tag.-Publ. INTERPRAEVENT, 1980; Bad Ischl.
- HUBER, A. (1980b): Schwallwellen in Seen als Folge von Felsstürzen.- Mitt. d. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie, **47**: 222 S., 41 Abb., 23 Tab.; Zürich.
- HUBER, A. (1982a): Felsbewegungen und Uferabbrüche an Schweizer Seen, ihre Ursachen und Auswirkungen.- Eclogae geol. Helv., **75** (3): 563-578; Basel.
- HUBER, A. (1982b): Impulse Waves in Swiss Lakes as a Result of Rock Avalanches and Bank Slides.- 14. Congr. des Grands Barrages, Rio de Janeiro 1982, Comm. Int. des Grands Barrages. – S. 455-476; Rio de Janeiro.
- HUBER, A. (1987): Auswirkung von Massenstürzen und Lawinnenniedergängen auf Stauhaltungen.- Wasser, Energie, Luft - Eau, Énergie, Air, **79** (11/12): 309-313. - Baden.
- HUBER, A. (1992): Der Val Pola Bergsturz im Oberen Veltlin vom 28. Juli 1987. – Ecl. Geol. Helv. 85/2: 307-325; Basel.
- HUDER, J. (1976): Creep in Bündner Schist. - Laurits Bjerrum Memorial Volume of Norges Geotechnisk Intitut: 125-153; Oslo.

- HUDER, J. (1992): Zur Geotechnik des Bündner Schiefers.- Geotechnik, **15** (1): 1-11, 22 Abb.; Stuttgart.
- HURNI, L. & NEUMANN, A. (1999): Digitale Felsdarstellung für topographische Gebirgskarten. – Kartographische Nachrichten, **49** (1): 16-22, 14 Abb.; Bonn.
- HURNI, L. (1989): Verschiedene Felsdarstellungsarten für Gebirgskarten 1:25 000. Diplomarbeit ETH Zürich. – 23 S.: 4 Kart.; Zürich.
- HURNI, L. & KRIZ, K. (2001): Kartographie europäischer Hochgebirge. – Kartographische Nachrichten, **51** (2): 83-91, 8 Abb.; Bonn.
- HUTCHINSON, J.N. (1968): Mass Movement. - In: FAIRBRIDGE, R. W. (1968): The Encyclopedia of Geomorphology. - S. 688-695; Amsterdam.
- IMHOF, E. (1919): Die Splügener Kalkberge. - Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, **54**: 119-133, 7 Abb.; Bern.
- IMHOF, E. (1965): Kartographische Geländedarstellung. – 425 S.: 14 Beil.; Berlin.
- ITURRIZAGA, L. (1999): Die Schuttkörper in Hochasien. Eine geomorphologische Bestandsaufnahme und Typologie postglazialer Hochgebirgsschuttkörper im Hindukusch, Karakorum und Himalaya. Göttinger geographische Abhandlungen, **106**: 325 S., 42 Abb., 8 Tab., 72 Phot.; Göttingen.
- IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P. & BEER, J. (1995): Das Alter der Egesen-Moräne am Julierpass. - Geowissenschaften **13**: 313-315; Weinheim.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv. **34** (1); Basel.
- JÄCKLI, H. (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette.- Ecl. Geol. Helv., **37**(1): 1-30; Basel.
- JÄCKLI, H. (1948): Die Bodenbewegungen im Hinterrhein-Tal und ihre bautechnischen Auswirkungen.- Schweizer. Bauztg., **66** (37): 503-507; Zürich.
- JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Geotechnische Serie, **36**: 136 S.; Bern.
- JÄCKLI, H. (1958): Schluchten und Berge im Schams. - 20 S.: 2 Abb., 2 Taf., 1 Kart.; Chur.
- JÄCKLI, H. (1967): Exkursion Nr. 39, Teilstrecke I: Reichenau-Domleschg-Thusis-Via Mala-Zillis.- Geol. Führer d. Schweiz, Heft 8, 786-789; Basel.
- JÄCKLI, H. (1980): Das Tal des Hinterrheins. Geologische Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft. - 160 S., 188 Abb.; Zürich.
- JÄCKLI, H., NEHER, J. & STREIFF, V. (1976): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 1235 Andeer. - 106 S.: 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Bern.
- JAHN, A. (1989): Der Gebirgswald als Steinschlagschutz.- LfW-Inf.-Ber., 4/89: 183-196, 9 Abb., 2 Tab.; München.
- JEANNET, A. (1927): Bibliographie géologique de la Suisse 1910 à 1920. - 2 Bde: 500 S.; Bern.
- JEANRICHARD, F. & SCHAER, J. P. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **67**: 101-119, 9 Abb., 2 Tab.; Basel.
- JECKLIN, L. (1955): Das Rutschgebiet von Schuders im Prättigau. Leben und Umwelt **12** (1): 1-5; Wiesbaden.

- JENINGS, A. V. (1898): The structure of the Davos valley. - SD aus: Quarterly Journal of the Geological Society **54**: 279-289, 4 Abb.; o.O.
- JENNY, F. (1889): Über Löss und lössähnliche Bildungen in der Schweiz.- Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, **1899**, S. 115; Bern.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 51**: 131 S., 13 Abb., 2 Taf., 1 Kart. (=Speizalkarte Nr. 104); Bern.
- JERZ, H. & POSCHINGER, A. v. (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee - Grainau. - Geologica Bavarica, **99**: 383-398; München.
- JÖRIMANN, F. (1974): Das Bergsturzgebiet von Giersch und Ratenna. – Terra Grischuna **33** (3): 124-125, 1 Abb.; Chur.
- JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch.- Geogr. Bernensia, G 27, 168 S., Bern.
- JORDI, U. (1994): Eine Übersicht der Glazialgeschichte und Glazialmorphologie im St.Galler Oberland und im Churer Rheintal.- Ber. d. St.Gallischen Naturwiss. Ges., **87**, 21-30, St. Gallen.
- JUNG, W. (1964): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greine und Versam). - Ecl. Geol. Helv. **56** (2): 655-754, 29 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Basel.
- KAHL, G. (1984): Plurs. Zur Geschichte der Darstellungen des Fleckens vor und nach dem Bergsturz von 1618. - SD aus: Zeitschrift für schweizerische Archäologie und Kunstgeschichte **41** (4): 249-282; Zürich.
- KARAGOUNIS, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden). - Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchung im Schweizerischen Nationalpark **N.F. 7**: 377-452, 26Abb., 6 Taf., Chur.
- KARL, J. (1973): Zum Aufsatz „Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation“ von W. LAATSCH und W. GROTTENTHALER. - SD aus: Forstwiss. Centrbl. **92** (4): 201-203; Hamburg.
- KELLER, O., (1996): Stausedimente am Rande des Rheingletscher-Eisstromnetzes im Schanfigg (Graubünden).- Ecl.Geol.Helv., **89** (3), 1093-1103; Basel.
- KENT, P.E. (1966): The transport mechanism in catastrophic rock falls. Journ. Geol. **74**: 79-83; London.
- KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden. - Geogr. Jahresbericht aus Österreich **36**: 26-49; o.O.
- KERSCHNER, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **61**: 65 – 76, 2 Abb., 1 Phot.; Berlin.
- KIENHOLZ, H. (1980): Beurteilung und Kartierung von Naturgefahren; m"gliche Beitr"ge der Geomorphologie und der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).- Berliner Geogr. Abh., **31**: 83-90, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- KIENHOLZ, H. (1981): Zur Methodologie der Beurteilung von Naturgefahren. Probleme der rationellen Beurteilung und Kartierung unter Wahrung von sachlicher Richtigkeit und genügender Nachvollziehbarkeit.- Geomethodica - Veröff. d. BGC, **6**: 25-56; Basel.
- KIENHOLZ, H. & ERISMANN, T. & FIEBINGER, G. & MANI, P. (1993): Naturgefahren: Prozesse, Kartographische Darstellung und Massnahmen. - In: BARSCH, D. & KARRASCH,

- H. (Hrsg.): Geographie u. Umwelt - Verh. d. Dt. Geographentages, **48** (1991): 293-312, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KIESLINGER, A. (1957): Restspannung und Entspannung im Gestein. - Geologie und Bauwesen, **24**: 95-112, 21 Abb.; Wien.
- KIESLINGER, A. (1960): Gesteinsspannungen und ihre technischen Auswirkungen. In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **112**: 164-170; Hannover.
- KING, L.; FISCH, W.; HAEBERLI, W. & H.P. WAECHTER (1987): Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. - Z. f. Gletscherkunde und Glaziologie **23**: 77-97; Innsbruck.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**: 66 - 121; Innsbruck.
- KINZL, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblanc-Gruppe. - Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glaziologie **20**: 269-397; Innsbruck.
- KINZL, H. (1949): Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. - Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum Innsbruck, **26/29**: 61-82; Innsbruck.
- KIRCHEN, E. (1970): Bergstürze in Graubünden. - Terra Grischuna, **29**: 220 - 224; Chur.
- KIRCHEN, E. (1957): Die Geologie von Tamins und Umgebung. - Bündner Wald **10** (6/7): 149-163; Chur.
- KIRCHEN, E. (1970): Bergstürze in Graubünden. - Terra Grischuna **29** (5): 220-224, Chur.
- KIRCHEN, E. (1981): Über das Geheimnis der Flimser Seen. - TG **40** (6): 376-381; Chur.
- KIRCHEN, E. (1993): Wenn der Berg stürzt. -132 S., 27 Abb.; Chur.
- KIRCHEN, E. (1997): Die Tomalandschaft von Ems und ihre Umgebung.- Bündnerwald, 1/97, 49-58, Chur.
- KIRCHGRABER, R. (1923): Das Gebiet des ehemaligen Hochgerichtes Vier Dörfer. - Mitt. Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich **22**: 17-112, 10 Abb., 1 Taf.; Zürich.
- KITTL, E. (o.J.): Bergstürze und Rutschungen. - Mittschr. Natkde. Österr. TC. **11**: 1-44; o.O.
- KLEIN, H. (1901): Felsstürze und Schuttfälle im Gebirge. - Gaea **37**: 669-675; Leipzig.
- KLENK, H. (1955): Gletscherschwund im Berninagebiet. - Geogr. Rdsch. **11**: 413-417; Braunschweig.
- KNOBLICH, K. (1967): Mechanische Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten von Hangrutschungen. In: Zeitschrift für Geomorphologie **N.F. 11**: 286-299; Berlin.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. - 287 S.: 102 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- KOBLER, E. (1994): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. - Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens, **107**: 45 - 128, 35 Abb., 1 Kart.; Chur.
- KOCH, W. G. (1998): Zum Wesen der Begriffe Zeichen, Signatur und Symbol in der Kartographie. – Kartographische Nachrichten **48** (3): 89-96, 1 Abb.; Bonn.
- KOEGEL, L. (1920): Beobachtungen an Schuttkegeln aus den Ammergauer Bergen. In: Mitteilungen der Mitteilungen der Münchner Geographischen Gesellschaft, **14**: 97-118; München.
- KOEGEL, L. (1924): Der Schuttmantel unserer Berge. Sein Werden, Wandel und seine Bedeutung. In: Zeitschrift des DÖAV (**1924**): 1-23; München.

- KOEGEL, L. (1942/43): Hochalpine Schuttlandschaften. - Mitteilungen der Münchner Geographischen Gesellschaft, **34**: 221-250; München.
- KÖHL, A. (1953): Hydrologische Beobachtungen im Flimser Bergsturzgebiet. - Jber. Natf. Ges. GR N.F. **84**: 16-28; Chur.
- KÖNIG, M. A. (1967): Kleine Geologie der Schweiz. Einführung in Bau und Werden der Schweizer Alpen. - 160 S.: 39 Abb., 12 Taf.; München.
- KOHLHAUPT, P. (1963): Alpenblumen. Farbige Wunder. - 256 S., 122 Abb.; Stuttgart.
- KOPP, J. (1924/1925): Beitrag zur Geologie des Lungez, Safientals und Domleschg. - Ecl. Geol. Helv. **19** (1): 151-158, 2 Abb.; Basel.
- KOPP, J. (1923): Geologie des nördlichen Adula (Valser Tal). - Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. **51**: 1-8, 95-124, 9 Abb., 5 Taf.; Bern.
- KORNER, H.J. (1976): Reichweite und Geschwindigkeit von Bergstürzen und Fließlawinen. - Rock Mechanics **8**: 225-256; Wien.
- KRAEPELIN, K. (1917): Exkursionsflora. - 8. Aufl.: 410 S., 625 Abb.; 1 Phot.; Leipzig.
- KRAFT, A. (JAHR): Éboulement préhistorique de Flims. - Le Globe **41**: 24-31; Genève.
- KRAUS, E. (1947): Stauvergriesung über der Nordalpinen Narbe.- N.Jb.Min.Geol. Pal., **1945-1948**; 1-4; Stuttgart.
- KRAUS, E. (1954): Gedanken zur geosynklinal-tektonischen Nomenklatur. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **106**: 431-438; Hannover.
- KRAUS, E. (1956): Zum Verankerungsproblem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **108**: 141 – 155, 4 Abb.; Hannover.
- KRAYSS, E. (1996): Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm).- Ecl. Geol. Helv., **89** (3), 1105-1113; Basel.
- KREBS, N. (1925): Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen.- Geogr. Z., **31**: 98-108; Leipzig.
- KRESS, G. (1618): Warhafftige neue Zeitung von dem erschröcklichen und plötzlichen Undergang des wolbekandten Fleckhens Plurs /in Bergel und gemeinen Dreyen Pündten gelegen... - 7 S.; Augsburg.
- KRIZ, K. (Hrsg.) (1998): Hochgebirgskartographie. Silvretta '98. - Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie **11**: 163-168,; Wien.
- KRÖMMELBEIN, K. (1991): Brinkmanns Abriß der Geologie. Band 2: historische Geologie. -14. Aufl.: 405 S., 70 Abb., 63 Taf., 21 Übers.; Stuttgart.
- KRUYSSSE, H. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv. **60** (1): 157-253, 15 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Basel.
- KÜBLER, A. (1926): Die romanischen und deutschen Örtlichkeitsnamen des Kantons Graubünden. - 252 S.; Heidelberg.
- KUNDIG, E. (1926): Beitrag zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. - Schweizer. Mineral. petrogr. Mitt. **6**: 1-101, 4 Taf.; Zürich.
- LAATSCH, W., & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. - Forstwissenschaftliches Centralblatt, **6**: 309-356, 11 Abb.; Hamburg.

- LABHART, T. P. (1995): Geologie der Schweiz. - 211 S., 97 Abb., 8 Tab.; Thun.
- LADWIG, R. (1987): Hochgebirge. Ergebnisse neuer Forschungen. - Frankfurter Beiträge zur Didaktik der Geographie, **10**: 304 S., 73 Abb., 33 Phot.; Frankfurt.
- LAMBERT, A. (1991): Ein Berg auf Talfahrt. Die Schieferrutschung im Lugnez (Graubünden, Schweiz).- Die Geowissenschaften, 9 (3): 67-72, 7 Abb.; Weinheim.
- LAMPERT, A. (1988): Hochwasser im Alpenraum, Pulsschläge der Erosion. - Die Geowissenschaften 6: 206-211; Weinheim.
- LANSER, O. (1957): Felsstürze und Hangbewegungen in der Sicht des Bauingenieurs. - Felsmechanik und Ingenieurgeologie **5** (1): 89-113, 14 Abb.; Wien.
- LAUBSCHER, H. P. (1986): Der Bau der Alpen. Ozeane und Kontinente, ihre Herkunft, ihre Geschichte und Struktur. - Spektrum der Wissenschaft, **8**: 144 - 157; Heidelberg.
- LE BON, G. (1982): Psychologie der Massen. - 15. Aufl.: XLII + 156 S.; Stuttgart.
- LEHMANN, O. (1933/34): Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung. - Zeitschrift für Geomorphologie, **8**: 93 - 99, 2 Abb.; Berlin.
- LEHMANN, W. (1929): Zur Landschaftsgeschichte des Tavetsch. - Mitt. Geogr. Etnogr. Ges. Zürich **29**: 13-122, 16 Abb., 3 Kart.; Zürich.
- LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und schuttformen im schlickertal (Stubai). In: Veröffentlichungen des museums Ferdinandeum Innsbruck, **32/33**: 14-33; Innsbruck.
- LEITNER, W. (1996)[Hrsg.]: Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. - Arb. aus dem Institut f. Geogr. d. Univ. Graz, Bd. 33, 223 S.; Graz.
- LEMOINE, M. (1978): Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas. - 584 S.; Amsterdam.
- LESER, H. (1993): Wörterbuch der allgemeinen Geographie. -7. Aufl.: 2 Bde., 843 S.; München.
- LEUPOLD, W. (1922): Der Gebirgsbau des untern Landwassertals in Mittelbünden. Jahrb. Phil. Fak. Univ. Bern 2: 145-166; Bern.
- LEUTENEGGER, W. O. (1928): Geologische Untersuchungen im mittleren Rhätikon. - 121 S.: 2 Abb., 3 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- LICHTENBERGER, N. (1929): Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). - Geographische Jahresberichte aus Österreich, **14/15**: 228 - 254; Wien.
- LIPPERT, W., MÜLLER, N., ROSSEL, S., SCHAUER, T. & G. VETTER (1995): Der Tagliamento - Flußmorphologie und Auenvvegetation der größten Wildflußlandschaft in den Alpen. - Jb. d. Vereins z. Schutz der Bergwelt **60**: 11-70; o.O.
- LOCHER, Th. (1958): Geologische Karte der Umgebung von Ilanz, 1: 10 000 (unveröffentlicht). O.O.
- LOREK D. (2001): Felssturz und Gletscher: Die Formung der Sulzfluh seit dem Spätglazial. Zur Landschaftsgeschichte in Graubünden (Unveröff. Diplomarbeit an der J.W.v.Goethe-Universität Frankfurt / Main). - 105 S.: 34 Abb., 6 Tab., 3 Kart.; Frankfurt / Main.
- LORENZ, P. (o.J.): Zur Naturchronik (Graubündens 1897 und 1898). - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 44**: 149-157; Chur..
- LORENZ, Th. (1900): Monographie des Fläscherberges. - Beitr. Geol .Karte der Schweiz **N.F. 10**: 65 S., 13 Abb., 4 Taf., 1 Kart.; Bern.

- LORENZ, Th. (1901): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. der südliche Rhätikon. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 12: AUSSTATTUNG; Freiburg i. Br.
- LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. - 416 S., 124 Abb., 144 Phot., 2 Kart.; Berlin.
- LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. - 416 S., 124 Abb., 144 Phot., 2 Kart.; Berlin.
- LUDWIG, A. (1912): Über die Vorgänge bei der Talbildung. - Ecl. Geol. Helv. 12: 245; Basel.
- LUDWIG, G. (1908): Bergsturzerinnerungstage. - Natwiss. Wochenschr. N.F. 7: 33-38, 2 Abb.; Jena.
- LÜSCHER, G. (1919): Über Rutschungserscheinungen bei Stauseen. - Schweizer. Bauzeitung 74: 181-182, 1 Abb.; Zürich.
- LÜSCHER, G. (1920): Einige Erfahrungen über Rutschungserscheinungen bei Stauseen. - Schweizer. Bauzeitung 75: 129-133, 1 Abb.; Zürich.
- MACHATSCHEK, F. (1926/1927): Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. IV. Schanfigg-Lenzerheide-Albulatal. - Mitt. Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich 27: 26-39; Zürich.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). - Physische Geographie, 3: 215 S.; Zürich.
- MAISCH, M. (1987): Die Gletscher um 1850 und Heute im Bündnerland und in den angrenzenden Gebieten: Untersuchungen zur Höhenlage, Veränderung und räumlichen Struktur von Schneegrenzen. - Geographica Helvetica 1987 (2), S. 127-145; Bern.
- MAISCH, M. (1989): Der Gletscherschwund in den Bündner Alpen seit dem Hochstand von 1850. - Geogr. Rdsch. 41: 474-482; Braunschweig.
- MAISCH, M. (1995): Late Würmian chronology and pollen diagram Crap Alv; landslide of Flims and Rhine glacier system.- in: Schirmer, W. (Ed.): INQUA 1995, Quaternary field trips in Central Europe; 2, Alpine Traverse, 655-705, München.
- MAISCH, M., BURGA, C.A. & P. FITZE (1999): Lebendiges Gletschervorfeld. - Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch. - 138 S.; o.O.
- MARTIN, G. (1963/1965): Die Verschüttung von Plurs im Bergell und die Deutung ihrer geologischen Ursachen durch Friedrich Rolle. - Jber. Natf. Ges. GR N. F. 91: 172-181; Chur.
- MASSAT, E. (1901): Glissement de montagne. - Le Naturaliste 23: 133-140; Paris.
- MASSERA, S. (JAHR): Il disastro di Piuro del 1618 nella descizione di un celebre testimone. - 7 S.; Sondrio.
- MAYER, H. (1961): Bergsturzbesiedlung in den Alpen. - Mitteilungen aus der Staatsforstverwaltung Bayerns, 34: 191 - 203; München.
- MAYR, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 8: 257-285, 16 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- MAYR, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 8: 257-285, 16 Abb., 6 Taf.; Berlin.

- MEILI, H. (1982): Der Bergsturz von Felsberg im Jahre 1843. - Bündner Kalender **1982**: 36-39; Chur.
- MEINHERZ, P. [Hrsg.] (1988): Calanda. Festschrift 125 Jahre Sektion Rätia S.A.C. - 168 S., 56 Abb.; Chur.
- MEINHERZ, P. [Hrsg. S.A.C.] (1989): Clubführer. Bündner Alpen.-Bd.7: Rhätikon. -167 S.; Chur.
- MELOSH, J. (1987): The mechanics of large rock avalanches. - In: COSTA, J.E. & WIECZOREK, G.F. [Hrsg.] (1987): Debris flows /Avalanches: Process, recognition and mitigation. - Geol. Soc. Amer., Rev. Engl. Geol. 7: 41-49; New York.
- MENGE, H. (1964): Enzyklopädisches Wörterbuch der griechischen und deutschen Sprache. Erster Teil: Griechisch – Deutsch. – 18. Aufl. : 762 S.; Berlin.
- MENGE, H. (1981): Langenscheidts Großwörterbuch Lateinisch. Teil I: Lateinisch - Deutsch. – 21. Aufl.: 813 S.; Berlin.
- MESSERLI, P. (1986): Touristische Entwicklung im schweizerischen Berggebiet: Auswirkungen auf Wirtschaft, Gesellschaft und Umwelt. - Jb. d. Geographischen Gesellschaft von Bern, **55** (Festschrift f. Georges Grosjean) S. 343-360; Bern.
- MESSERLI, P. (1996): Nachhaltige Tourismusentwicklung in den Alpen - die Überwindung des Dilemmas zwischen Wachsen und Erhalten. - Jb d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 59: 175-194; Bern.
- MESSERLI, P. & IVES, J.D. (1997)[Hrsg.]: Mountains of the world. – a global priority. – 494 S.; ORT.
- MEURER, M. (1984): Höhenstufung von Klima und Vegetation in den Alpen. - Geographische Rundschau, **36**: 396-403; Braunschweig.
- MEURER, M. & H.-N. MÜLLER (1996): Tourismus und Verkehrsbelastung in den Schweizer Alpen. - Geogr. Rdsch. **48**: 136-144; Braunschweig.
- MEYER, H. & WELTER, O. A. (1910): Zur Geologie des südlichen Graubünden. - Zeitschr. Dt. Geol. Ges. **62** (1): 65-71, 3 Abb.; Hannover.
- MEYER, J. (1857): Grundzüge der physikalischen Geographie der Schweiz. - 60 S.; Leipzig.
- MIGROS-GENOSSENSCHAFTS-BUND (Hrsg.) (1975): Die Schweiz. Vom Bau der Alpen bis zur Frage nach der Zukunft. 703 S.; o.O.
- MIOTKE, F.-D. (1972): Die Messung des CO₂-Gehaltes der Bodenluft mit dem Dräger-Gerät und die beschleunigte Kalklösung durch höhere Fließgeschwindigkeiten. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **16**: 93-102, 3 Abb.; Berlin.
- MONBARON, M. [Hrsg.] (1991): Modelle in der Geomorphologie - Beispiele aus der Schweiz. - Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 22./23.06.1990: 127 S.; Fribourg.
- MONTADON, F. (1933): Chronologie des grands éboulements alpins, du début de l'ére chrétienne à nos jours. - Soc. Géogr. Genève 32: 271-340; Genf.
- MORAWETZ, S. (1932/33): Beobachtungen an Schutthalden und Schutflecken. - Zeitschrift für Geomorphologie, **7**: 25-43; Berlin.
- MORAWETZ, S.(1943): Wand und Halde als Anzeiger von Bewegungen. - Petermanns Mitteilungen, **89**: 269-271; Gotha.

- MORAWETZ, S. (1948b): Beobachtungen auf Schuttkegeln. - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, **90**: 39-42; Wien.
- MORITZI, A. (1841): Die Churer- und Emserhügel.- Churer Ztg. v. 21. 09. 1841 ; Chur.
- MORITZI, A. (1842): Notice sur les collines de Coire.- Bibl. Univers. Genève.
- MORTENSEN, H. (1960): Zur Theorie der Formentwicklung freier Felswände. - Zeitschrift für Geomorphologie, N :F:1: 103 - 123; Berlin.
- MOSER, M. (1980): Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anlässlich von Starkniederschlägen. - Intern. Symp. INTERPRAEVENT **1**: 121-148; o.O.
- MOSIMANN, T. (1986): Skitourismus und Umweltbelastung im Hochgebirge. - Geogr. Rundschau 38: 303-311; Braunschweig
- MOUGIN, P. (1931): La restauration des Alpes. - 582 S.; Paris.
- MOUSSON, A. (1856): Ueber den Löss des St. Galler-Rheinthaales.- Vierteljahresschr. d. Naturforsch Ges. Zürich, 1.Jg., 242-261, Zürich.
- MÜHLE, K. (1911): Topographisches und Geologisches. - In: TURBAN, K. (1911): Davos. Ein Handbuch für Ärzte und Laien. - 2. Aufl. S. 61-72; Davos.
- MÜLLER, H.J. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. - Flora **161**: 333-382; o.O.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau. - 624 S.; Stuttgart.
- MÜLLER, M. (1986): Soils above the timberline in the upper Engadin. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges. **48**: 107-120; Göttingen.
- MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. -9. Aufl.: 254 S., 82 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.
- MYLIUS, H (1912): Die Schuppen und Quetschzonen des Rhätikon. -Cbl. Min. **1912**: 781-783; Stuttgart.
- MYLIUS, H. (1913): Geologische Forschung an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Bd. II: Beobachtungen zwischen Marienfeld und Tiefencastel. - 186 S.: 23 Taf., 3 Kart.; München.
- N. N (1885): La ruina da Plurs 1618. - Fögl d'Engiadina **1885** (29): o.S.; Chur.
- N. N. (1618): Vera relatione del grandissimo terremoto...successo a di 4. di settembre 1618 alla infelice terra di Piur nel stato de Grisoni. - 8 S.; Viterbo.
- N. N. (1797): Der Untergang von Plurs (den 4.9.1618). - Der helvetische Volksfreund **1797** (Mai): 148-150, 155-157; o.O.
- N. N. (1806): Fürchterliche Naturbegebenheit in Bündten. - Altezeit großer historischer Bündtner Calender **1806**: o.S.; Chur.
- N. N. (1810): Der Untergang von Plurs (den 4.9.1618). - Intelligenz-Blatt **1810**: 40-41; Chur.
- N. N. (1834): Bergsturzgefahr in Felsberg. - Churer Zeitung **1834** (45): 95-102; Chur.
- N. N. (1834): Neuer Bericht über den Zustand der gelösten Felsmassen ob Felsberg. - BZ **1834** (96); Chur.
- N. N. (1845): Denkwürdigkeiten aus Bünden. - Churer Wochenbl. 1845 (31): 124; Chur.
- N. N. (1845): Felsberg. - Bündner Kalender **1845**: o.S.; Chur.

- N. N. (1850): Der Untergang von Plurs (den 4.9.1618). - Bündner Mbl. **1850** (1): 113-116; Chur.
- N. N. (1859): La ruina da Plurs. - Fögl d'engiadina **1859**: 14-15); o.S., Chur.
- N. N. (1859): Plurs. - BT **1859** (49-52, 54, 62): o.S.; Chur.
- N. N. (1879): Eine Exkursion auf den Flimserstein. - Neue Alpenpost **1879** (10): 1-5; Zürich.
- N. N. (1881): Die Bergsturzgefahr bei Brienz. - Bündner Tagblatt **1881** (223): 10; Chur.
- N. N. (1895): La rovina di Piuro secondo un cronista grigione soggiornante a Chiavenna durante la disgrazia. - La Bregaglia **1895** (6-10): o.S., o.O.
- N. N. (1895): La ruina da Plurs 1618. - Dumengia saira **1895** (11): o.S., o.O.
- N. N. (1896): La destrucziun da Plurs. - Fögl d'Engiadina **1896** (23-24): o.S., o.O.
- N. N. (1905): Naturchronik (des Kantons Graubünden für das Jahr 1901). - Jber. Natf. Ges. GR N.F. **47**: 213-215; Chur.
- N. N. (1917): Der Bergsturz von Iselle. - Schweizer. Bauzeitung **69**: 265; Zürich.
- N. N. (1929): La bova de Zignau dils 25 de sett. 1927. - Calender rumantsch **1929**: 83-94; Chur.
- N. N. (1939): Der Felssturz am Flimserstein vom Ostermontag. - Schweizer. Ill. Zeitung **28** (16): 506; Zofingen.
- N. N. (1940): Il Crap de Flem da Trin. - Porchis enora **1940**; o.O.
- N. N. (1947): Der Untergang von Plurs. - Graubünden **137** (37): o.S., Chur.
- N. N. (1956): Droht in Schuders eine Naturkatastrophe? - Die Tat **21** (147); Zürich.
- N. N. (1956): Kann hier ein Bergsturz verhindert werden? Bei Schuders im Prättigau ist die Erde in Bewegung. - Ringiers Blatt für alle **52**; Zofingen.
- N. N. (1958): Fiasko um Schuders. - Die Tat **23** (137); Zürich.
- N. N. (1975): Felsberg. - Schweiz, Suisse, Svizzera, Switzerland **48** (9): 12-15; o.O.
- N. N. (1976): der Untergang der Stadt Plurs. Eine Dokumentation über die Ereignisse am 25.8.1618. - 12 S.; Küssnacht.
- N. N. (1990): Suggested Nomenclature for Landslides.- Bull. Int. Ass. Eng. Geol., 41: 13-16, 1 Fig.; Paris.
- N. N. (1843): städtische und außerstädtische Tageschronik. - Churer Wochenblatt **1843** (36): 143-144; Chur.
- NABHOLZ, W. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. - Ecl. Geol. Helv. **38** (1): 1-119; Basel.
- NABHOLZ, W. (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal. - Ecl. Geol. Helv. **41** (2); Basel.
- NABHOLZ, W. (1952): Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und im Safiental.- Ecl. Geol. Helv., **44** (2): 323-332; Basel.
- NABHOLZ, W. (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau-Tamins (Graubünden).- Verh. Naturforsch. Ges. Basel, **65** (1): 67-81; Basel.
- NABHOLZ, W. (1967): Exkursion Nr. 38, Teilstrecke Chur-Reichenau.- Geol. Führer d. Schweiz, Heft 8, 744-750, Basel.

- NABHOLZ, W. (1975): Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittlern Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **41** (101): 38-54, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Basel.
- NABHOLZ, W. (1987): Der späteiszeitliche Untergrund von Flims. - Eiszeitforschung **1987**: 273-289; Luzern.
- NABHOLZ, W. & THUM, I. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der ennischen Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F. **144**, 55 S., 40 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Bern.
- NÄGELI, H. (1920): Die postglazial-prähistorischen Biaschina-Bergstürze. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **65** (1+2): 1-58, 3 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- NÄNNI, C. (1994): Melanges und Tektonik der Arosa-Zone im Rhätikon. Unveröff. Diplomarbeit. -137 S., 34 Abb.; Zürich.
- NÄNNY, P. (1946): Neuere Untersuchungen zum Prätigauflisch. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **39**: 115 - 132; Basel.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Inaugural-Dissertation. - 128 S., 1 Taf., 2 Kart.; Zürich.
- NÄNNY, P. (1967): Exkursionsbeschreibung Landquart-Klosters. - Geologischer Führer, **8**: 720 - 727; Chur.
- NAGEL, G. & WELSCH, W. (Hrsg.) (1999): Karten der Berge – vom Meßtisch zur Satellitenvermessung. – 304 S.; München.
- NEUBAUER, W.(1993): (unveröff.) Script zur Übung Hydrologie. - 5 Bände: 294 S., 125 Abb., 25 Tab.; Frankfurt / Main.
- NEUMAYR, M. (1889): Über Bergstürze. - Zeitschrift des DÖAV, **20**: 19 - 56; München.
- NIEDERER, J. (1941): Der Felssturz am Flimserstein. - Jber. Natf. Ges. GR N.F. **77**: 3-27; Chur.
- NIEDERER, J. (1955): Die Huegel von Domat/Ems.- Holz und Faser, 4, 3 S., Ems.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. & MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer in der Schweiz. - Beitr. Geol. Schweiz - geotech. Ser. **1915**: 433 S., 171 Abb., 4 Taf., 1 Kart.; Bern.
- NUSSBAUM, F. (1910): Die Täler der Schweizer Alpen. - 116 S.: 12 Abb., 3 Taf.; Bern.
- NUSSBAUM, F. (1911): Die Tal- und Bergformen des Visp-Gebietes. Jb SAC **46**: 288-250, 7 Abb., 2 Taf., 1 Profil.; Bern.
- NUSSBAUM, F. (1916): Über die Talbildung in den Alpen. - Jahrb. S.A.C. **51**: 135; Bern.
- NUSSBAUM, F. (1956/57): Dreißig Jahre Beobachtungen über Erdrutsche, Fels- und Bergstürze in der Schweiz. - Revue pour l'étude des calamités, **16**: 36 - 46. Genf.
- NUSSBAUM, F. (1957): Über rezente Erdrutsche und Felsstürze in der Schweiz. - Geographica Helvetica, **12**: 216 - 222; Zürich.
- OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West-Ostalpen - Grenzzone in Vorarlberg und im Prättigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **116**: 440-446, 3 Abb.; Hannover.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, A. (1934): Zu Otto Ampferers "Gleitformung der Glarneralpen" und "Flimser Bergsturz".- Ecl. Geol. Helv., **27/2**, 507-519, Basel.

- OBERHOLZER, J. (1900): Monographie einiger historischer Bergstürze in den Glarneralpen. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 9**(I-IX): 1-201, 19 Abb., 4 Taf., 1 Kart.; Bern.
- OBERHOLZER, J. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1: 50 000. - Schweizer. Geol. Komm.: Spez. Karte 63; Bern.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen, II, Atlas.- Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F. **28**: 626 S., 29 Taf., Bern.
- ORVIET (1618): Beschreibung des Fleckens Plurs Undergang den 4. September 1618. - 8 S., 1 Taf.; Augsburg.
- OSENBRÜGGEN, E (1875): Das Hochgebirge der Schweiz. - Basel.
- OTT, E. (1922): Zur Geologie der westlichen Bergüner Stöcke in Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen - Preda (Graubünden). - Jb phil. Fak. II Uni Bern **2**: 113-125, 1 Abb.; Bern.
- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergüner Stöcke. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 49** Abt. 5: 115 S., 15 Abb., 3 Tab.; Bern.
- OTT, W. F. (1967): bisherige Ergebnisse über die Geologie von Falknis- und Sulzfluh-Decke unter besonderer Berücksichtigung der Sulzfluhkalke (unveröff. Manuskript). 78 S.; Darmstadt.
- OTT, W. F. (1969): Zur Geologie des Sulzfluh- Kalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg (Diss.). - 187 S., 21 Abb., 17 Tab., 10 Taf.; Darmstadt.
- OZENDA, P. (1988): Die Vegetation der Alpen. - 353 S., Stuttgart.
- OZENDA, P. & BOREL, J.L. (1991): Mögliche ökologische Auswirkungen und Klimaveränderungen in den Alpen. - CIPRA, Kleine Schriften **1991** (8), 71 S.; o.O.
- PARAVICINO, B. (1619): Desrittione della lacrimavole eversione di Piuro. - 40 S.; Bergamo.
- PASCHINGER, V. (1928): Untersuchungen über Doppelgrate.- Z. f. Geomorph., 3: 204-236; Leipzig.
- PATZELT, G. (1971): Bericht über eine glazialmorphologische Exkursionstagung in den Ostalpen vom 1. Bis 6. September 1970. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **15**: 115-120; Berlin.
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. - Erdwissenschaftliche Forschungen **13**: 248-259; o.O.
- PAULCKE, W. (1910): Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters. - SD aus: Verh. Natwiss. Verein Karlsruhe 23: 33-48; Karlsruhe.
- PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz-Reichenau (Graubünden).- Ecl. Geol. Helv., 61/2, 494-500, Basel.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. - Ecl. Geol. Helv. 70: 351-370; Basel.
- PENCK, W. (1912): Naturgewalten im Hochgebirge. - In: 8 °, Strecker & Schröder, 124 S., 6 Abb., 30 Taf.; Stuttgart.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 1199 S.; Leipzig.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. - Eclogae geol. Helv. 78: 23-48; Basel.

- PFIFFNER, O. A. (1972a): Geologische Untersuchungen beiderseits des Kunkelspasses zwischen Trin und Felsberg. - 176 S.; Zürich.
- PFIFFNER, O. A. (1972b): Neue Kenntnisse zur Geologie östlich und westlich des Kunkelspass (GR).- Ecl. geol. Helv., 65/3, 555-562, 3 Abb.; Basel.
- PFIFFNER, O.A. et al. (o.J.): Incision and backfill of Alpine Valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. – (Quelle nicht rekonstruierbar).
- PFISTER, Chr. (1996): Häufig, selten oder nie. Zur Wiederkehrperiode der grossräumigen Überschwemmungen im Schweizer Alpenraum seit 1500. - Jb. d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 59: 139-149; Bern.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt, **13**: 591 - 594; Wien.
- PIETH, F. (1948): Der Felsberger Bergsturz und die Siedlung Neufelsberg. - Bündner Monatsblatt **1948** (9); Chur.
- PIPEROFF, Chr. (1897a): Geologie des Calanda.- Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, **N.F. 7**, 66 S., Bern.
- PIPEROFF, Chr. (1897b): Geologische Karte des Calanda, 1: 50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 7**; Bern.
- PIWOWAR, A. (1903): Über Maximalböschung trockener Schuttkegel und Schutthalden. - Vierteljahr. Natf. Ges. Zürich 1903; Zürich.
- POLLACK, V. (1925): Versuch einer Übersicht der Massen- und Bodenbewegungen. - Geologie **75**: 45-95; Wien.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1994): Allgemeine Geologie. - 602 S.; Heidelberg.
- PRESSER, H. (1956): Vom Berge verschlungen - in Büchern bewahrt. Plurs, ein Pompeji des 17. Jahrhunderts im Bergell. Schweizerisches Gutenbergmuseum **42** (4): 185-207; Bern.
- PRESSER, H. (1959): Sepolta della montagna rivive nei libri. - 39 S.; Bern.
- PUTH, F. (1948): Der Felsberger Bergsturz und die Siedlung Neufelsberg. - Bündner Monatsblatt **1948** (9), Chur.
- QUINTER, F. (1989): Der Briener Bergsturz bzw. Bergrutsch und seine Auswirkungen. - Bündner Wald **42** (2): 42-44; Chur.
- RAPP, A. (1957): Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. In: Zeitschrift für Geomorphologie **1/2**: 179-200; Berlin.
- RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges. Band 1: Der Naturraum. - 210 S., 66 Abb.; Stuttgart.
- REISIGL, H. & R. KELLER (1989): Lebensraum Bergwald. - 144 S.; o.O.
- REISIGL, H. & R. KELLER (1994): Alpenpflanzen im Lebensraum. - 2. Aufl., 149 S.; o.O.
- REITHOFER, O. (1932): Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **82**: 275 - 342; Wien.
- REMENYIK, T (1959): Geologische Untersuchungen der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Graubünden). - Ecl. Geol. Helv. **52** (1): 177-235, 30 Abb.; Basel.
- RICHTER, D. (1957): Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. - Geologische Rundschau, **46**: 413-420, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RICHTER, D. (1974): Grundriß der Geologie der Alpen. - 213 S., 101 Abb.; Berlin.

- RICHTER, D. (1986): Allgemeine Geologie. - 3. Aufl.: 412 S., 168 Abb., 16 Tab.; Berlin.
- RICHTER, E. (1900): Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. - Perm. Mitt. **Erg. 132**; Gotha.
- RICHTER, M. (1958): Über den Bau der Nördlichen Kalkalpen im Rhätikon. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **110**: 307-325, 6 Abb., 1 Kart.; Hannover.
- RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. - Sammlung geologischer Führer, **49**: 169 S., 58 Abb., 1 Kart., 2 Beil.; Berlin.
- RICHTER, M. (1970): Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Monatshefte), **21**: 225-234, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1987): Die Starkregen und Massenverlagerungen des Juli-Unwetters 1987 im Tessin und Veltlin. - Erdkunde **41**: 261-274; Kleve.
- RICHTER, M. (1994): Die Pflanzensukzessionen im Vorfeld des Tschierva-Gletschers / Oberengadin. - Geoökodynamik **XV**: 55-88; Darmstadt.
- RIEPL, M. (1972): Graubünden. Sonniges Land an Rhein und Inn. - 2. Aufl.: 323 S.; Bern.
- RITTER v. SRBIK, R. (1935/1937): Geologische Bibliographie der Ostalpen. - 2 Bde: 1412 S.; München.
- RITTER v. SBRIK, R. (1937): Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. 1. Fortsetzung. - 388 S.; Innsbruck.
- ROEDER, H.-D. (1967): Rocky Mountains. Der geologische Aufbau des kanadischen Felsengebirges. - Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, **5**: 318 S., 108 Abb., 1 Taf., 5 Beil.; Berlin.
- RÖDER, G. W. (1838): Naturhistorische Umriss sowie nachweisbare Ereignisse im Felsgebäude (des Kantons Graubünden). - Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz **15**: 255-271; Bern.
- RÖTHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. - Die Alpen (Sonderheft 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte) **32** (3-4) 59-152; Bern.
- ROLLIER, L. (1907): Geologische Bibliographie der Schweiz für das 19. Jhdt. (1770-1900). - 588 S.; Bern.
- ROLLIER, L. (1921): Geologie der Schweiz. -In: KELLER, C. (1925): Schweiz. Junks Naturführer. - S. 3-72: 8 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- ROMERIO, A. (1972): Piuro. La curiosa storia della catastrofa di Piuro. - Almanacco Mesolcina Calanca **1972**: 69-72; o.O.
- ROTH, G. D. (1998): Wetterkunde für alle. - 8. Aufl.: 303 S.; München.
- ROTH, H. (1919): Rutsch-Erscheinungen beim Absenken des Ritom-Sees. - Schweizer. Bauzeitung **74**: 51-54, 8 Abb.; Zürich.
- ROTH, H. (1920): Rutschungserscheinungen an Stauseen. - Schweizer. Bauzeitung **75**: 289-290; Zürich.
- ROTHPLETZ, A. (1883): Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. - Zeitschr. dt. Geol. Ges. **35**: 134; Hannover.
- ROTHPLETZ, A. (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen.- 251 S.; Jena.
- ROTHPLETZ, A. (1900a): Geologische Alpenforschung, Bd. I. - München.

- ROTHPLETZ, A. (1900b): Über die Entstehung des Rheintales oberhalb des Bodensees. - Verein d. Ges. d. Bodensees **29**: 36; Friedrichshafen.
- ROUGIER, H. (1977): Les éboulements quarternaires de la haute vallée du Rhin à l'amont de Coire. - Bull. Assoc. Géogr. France **438**; Bar-le Duc..
- RUCKLEIN, H. (1979): Zur Geologie der Ost- Silvretta. - 110 Jahre Sektion Heidelberg im DAV **1**: 144-167, 8 Abb., Heidelberg.
- RÜFNER, V. (1947): Grundbegriffe griechischer Wissenschaftslehre. Zur Einführung in das philosophische Denken des Altertums. – Kleine Allgemeine Schriften zur Philosophie, Theologie und Geschichte. Philosophische Reihe **1/2**: 88 S.; Bamberg.
- RZEHAKE, A. (o. J.): Neue Beiträge zur Kenntnis der Bergschläge. - Zeitschr. Prakt. Geol. **15**: 285-293; Berlin.
- RZEHAKE, A. (1906): Bergschläge und verwandte Erscheinungen. - Zeitschr. Prakt. Geol. **14**: 335-361; Berlin.
- SCARAMELLINI, G. (1980): una relazione tedesca sulla frana di Piuro. - Clavenna **1980** (19) 70-74; Chiavenna.
- SCHARDT, H. (1909): Geologisches Querprofil durch die Bündneralpen vom Flimserstein bis Val di Livigno. - In: Die Schweiz: **138**; Neuchâtel.
- SHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. - Diss. ETH Zürich: 91 S.; Zürich.
- SHELLER, E. (1971): Beitrag zum Bewegungsverhalten großer Bergstürze. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **64**: 195-202, 4 Abb., 1 Tab.; Basel.
- SCHUBER, M. (1988): Zur Geologie der Bergsturzmassen ("Marocce") im unteren Sarca-Tal (Prov. Trento, Italien). - Arbeiten des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart, **84**: 187 - 198, 1 Abb.; Stuttgart.
- SCHULTER, R. (1974): Das Lugnez. – Terra Grischuna **33** (4): 186-189; Chur.
- SCHINDLER, C. (1988): Conférence spéciale: Zones instables en Suisse.- Landslides - Glissements de Terrain, 1988 (2): 1293-1299, 6 Abb.; Rotterdam, Brookfield.
- SCHIRMER, W. (1994): Glacier and debris flow activity in the Alps.- Symposium "Glacier and debris flow activity in alpine regions", 27. 08. - 10. 09. 1994, St. Vigil, 13-16, Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1995): The Flims-Tamins rockslide area.- in: INQUA 1995, Quaternary field trips in Central Europe, 9. Rhein Traverse, S. 499-501; München.
- SCHLÄCHTER, C. (1988): Instabilities in the area of St. Moritz, Switzerland - Geology, chronology, geotechnology.- Landslides - Glissements de Terrain, 1988 (2): 1375-1380, 9 Abb.; Rotterdam, Brookfield.
- SCHMID, C. (1891): Anhang zu: „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“ von A. Heim. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **25**; Bern.
- SCHMID, F. (1965): Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden). - 119 S.: 35 Abb., 2 Taf.; Zürich.
- SCHMID, F. (1990): Das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg. - Arena Alva **28** (12.07.1990): 11-14, 3 Abb.; Flims.
- SCHMID, M. (1987): Die Sprache der Steine. - Töndala **92** (9.1.1987); o.O.
- SCHNEIDER, H. (1963): Licht über Plurs. Bilanz der ersten Sondierung. - NZZ **184** (33 vom 24.08.1963); Zürich..

- SCHNEIDER, J.-L.; WASSMER, P. & Ledésert, B. (1999): La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses): caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. - *Earth & Planetary Sciences* **328**: 607-613; Paris.
- SCHÖNENBERG, R. (1971): Einführung in die Geologie Europas. - 300 S., 37 Abb.; Freiburg i. Br.
- SCHRÖTER, C. (1913): Der Schweizerische Nationalpark im Unterengadin. - *Alpina* **21** (10): 104-107; Zürich.
- SCHRÖTER, C. (1926): Die wissenschaftliche Erforschung des Schweizerischen Naturparks. - *Jber. Natf. Ges. GR N.F.* **64**: 85-108; Chur.
- SCHUMACHER, Chr. (1929): Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rhätikon (Drei Schwestern - Galinkopf-Gruppe). - SEITEN: 1 Taf., 1 Kart.; Berlin.
- SCHUMACHER, G. (1927): Geologische Studien im Domleschg (Graubünden). - *Jb phil. Fak. II Uni Bern* **7**: 157-175, 1 Abb., 2 Taf.; Bern.
- SCHWEIZER, G. (1968): Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* **6**: 167 S., 8 Abb., 18 Tab., 38 Phot., 9 Kart.; Berlin.
- SCHWEIZER ALPENCLUB (SAC) (1993): Bündner Alpen Bd. 5 Bernina-Gruppe. – Bern.
- SCHWEIZER ALPENCLUB (SAC) (1998): Bündner Alpen Bd. 6 Septimer – Flüela. – Bern.
- SCHWIMMER, R. (1912): Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. - *Mitt. Geogr. Ges. Wien* **5**: 128-197, 1 Abb., 1 Kart.; Wien.
- SEIBERT, P. (1993): Der Föhn in den Alpen. Ein aktueller Überblick. *Geogr. Rundschau* **45**: 116-123; Braunschweig.
- SEIDLITZ, W. v. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. - *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. Br.*, **16**: 232-366, 20 Abb., 11 Taf.; Freiburg i. Br.
- SEIFFERT, P. (1960): Zur Geomorphologie des Calancatales. - *Basler Beitr. Geogr. Ethnol.* **1**: 54 S., 5 Abb., 6 Tab., 12 Phot., 3 Kart.; Basel.
- SEKTION RÄTIA S.A.C. [Hrsg.] (2000): Jahrbuch 1999. - *Clubnachrichten*, **49**: 64 S., 3 Abb., 3 Tab.; Chur.
- SGIER, B. (1988): La bova da Zigna digl onn 1927 ord la vesta da vegls vischins digl vitg. - *ANN* **101**: 103-111; o.O.
- SHALLER, P.J. (1991): Analysis and implications of large martian and terrestrial landslides. - 586 S.; Pasadena.
- SOLCH, J. (1930): Die Ostalpen. - 116 S.: 32 Abb., 17 Kart.; Breslau.
- SPIESS, E. (1970): Zur Felsdarstellung in unseren Gebirgsblättern. – *Der UTO* 1970 (10): 138-144, AUSSTATTUNG; Zürich.
- SPITZ, A. & DYRENFURTH, G. (1913): Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. - *Ecl. Geol. Helv.* **12**: 476-498; Basel.
- SPITZ, A. & DYRENFURTH, G. (1915): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilsferjoch, mit einer geologischen Karte 1: 50 000 und Profilen. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* **44**: 235 S., 72 Abb., 3 Taf., 1 Kart.; Bern.
- SPREITZER, H. (1960): Hangformung und Assymetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **1**: 211-227, 13 Abb., 3 Kart.; Berlin.

- STAHHEL, A. H. (1926a): Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rhätikon. - 83 S.: 1 Abb., 5 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- STAHHEL, A. H. (1926b): Zur Geologie des nordöstlichen Rhätikon. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **71** (1+2), Beil. 10: 8-12; Zürich.
- STAMM, K. (1911): Schuttbewegungen. - Geol. Rundschau **2**: 162-177, Leipzig.
- STAUB, R. (1910): Die Tomalandschaft im Rheintal von Reichenau bis Chur. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bergsturzablagerungen im Rheintal. - Jber. Geogr. Ges Bern **22**: 1-28, 1 Abb., 3 Taf., 1 Kart.; Bern.
- STAUB, R. (1914): Zur Tektonik der Bernina-Gebietes. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **58** (3/4): 329-370, 2 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtung am Bergeller Massiv. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **63** (1/2): 1-18, 2 Abb.; Zürich.
- STAUB, R. (1920a): Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. - Ecl. Geol. Helv. **16** (1): 26-28; Zürich..
- STAUB, R. (1920b): Über geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. - Ecl. Geol. Helv. **15** (4): 492-501; Zürich.
- STAUB, R. (1920c): Zur Geologie des Sassalbo im Puschlav. - Ecl. Geol. Helv. **15** (4): 501-507; Zürich..
- STAUB, R. (1926): Geologische Karte des Avers, 1: 50 000. - Schweizer. Geol. Komm.: Spez. Karte 97; Bern.
- STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner morphologie. - Denkschr. Schweizer. Natf. Ges. **69** (1); Bern.
- STAUB, R. (1938): Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. - Verh. Schweizer. Natf. Ges. **119**: 60-85; Chur.
- STAUB, R. (1944a): Geologisches vom Malojapaß. - BZ 30. 05. 1975: 7, 3 Abb., Chur.
- STAUB, R. (1944b): Geologisches vom Malojapaß. - Festschrift 124. Jahresvers. Schweizer. Natf. Ges. 61-78; Sils.
- STAUB, R. (1945): Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1: 50 000. Geol. komm. Schweizer. Natf. Ges. : Spez. Karte 118; Bern.
- STAUB, R. (1952): Der Paß von Maloja. Seine Geschichte und Gestaltung. - Jber. Natf. Ges. GR N.F. **83**: 3-84; Chur.
- STAUB, R. & DÄNIKER, A.U. (1952): Die Paßlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen. -111 S.; Chur.
- STAUB, W. (1910): Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. - Jber. Geogr. Ges. Bern **22**: 28; Bern.
- STAUBER, H. (1944): Wasserabfluß, Bodenbewegungen und Geschiebetransport in unseren Berglandschaften. - SD aus: Wasser- und Energiewirtschaft **1944** (4-9): 24 S.; Zürich.
- STEINMANN, G. (1895): Geologische Beobachtungen in den Alpen. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 9: 245-292; Freiburg i. Br.
- STEINMANN, G. (1896): Geologische Beobachtungen in den Alpen (Fortsetzung). - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 10: 215; Freiburg i. Br.

- STEINMANN, G., v. SEIDLITZ, W. et al. (1912): Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Tauern 19.8 - 18.9.1912. - In: Max Weg 12-25, 3 Abb., 1 Taf., Leipzig 1913.
- STICHLER, C. (1881): Berg-, Fels- und Gletscherstürze. Eine historische Abhandlung. - Neue Alpenpost **14**: 14-16, Zürich.
- STICHLER, W. et. al. (1987): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen zur Erkundung des Fließsystems im Malmkarstaquifer des süddeutschen Alpenvorlandes. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **138**: 387 - 398, 11 Abb.; Hannover.
- STINY, J. (1925/26): Neigungswinkel von Schutthalden. In: Zeitschrift für Geomorphologie **1**: 60-61; Berlin.
- STRASSER, E. (1928): Geologie des Pizzo di Claro - Torrone Alto Kelle sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental.- 72 S.: 3 Abb., 1 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams. - Zürich.
- STRELE, G. (1936): Chronologie des grands éboulements alpins. - Soc. Géogr. Genève **38** (Suppl. 1): 121-137; Genf.
- STUDER, B. (1836): Die Gebirgsmasse von Davos. - 60 S.; o.O.
- STUDER, B. (1837): Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden (mit Karte). - Neue Denkschr. Allg. Schweizer. Ges. Natwiss. 1: 1-60; o.O.
- STUDER, B. (1851/53): Geologie der Schweiz. Bd. 1 u. 2; Bern.
- STUDER, B. & ESCHER v.d. LINTH, A. (1867): Carte géologique de la Suisse.- 2^e Ed. - O.O.
- SUTER, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. - Dissertation an der Philosophischen Fakultät der Universität Zürich, 147 S.; Zürich.
- SUTER, J. (1991): Die Tiefbohrung Sils im Oberengadin im Lichte der Glazialmorphologie. - In: ELSASSER, H. & BOESCH, M. [Hrsg.] Beiträge zur Geographie Graubündens, S. 46-49; o.O.
- TARNUZZER, Chr. (1888): ein Adernetz im Stein - das Bild großer mechanischer Vorgänge im Gebirge. - Die neue Zeit **6** (9) 422-426; Stuttgart.
- TARNUZZER, Chr. (1894): Die Toma-Landschaft von Chur, Ems und Reichenau. - Rätier 8., 9., 12., 13., 15. Dezember 1894; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1895/1896): Geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 39**: 55-63; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1898): Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan nebst Bemerkungen über das kristallinische Konglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 41**: 1-55; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1899a): Der Bergsturz von Airolo und Bergstürze in den Schweizeralpen. - Die Umschau **3** (6): 101-106; Frankfurt / Main.
- TARNUZZER, Chr. (1899b): Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Chur. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 42**; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1901a): Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimserbreccie von Valendas. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 44**: 95-105; Chur.

- TARNUZZER, Chr. (1901b): Friedrich Rolle über den Bergsturz von Plurs 1618. - Bündner Mbl. **1906** (6): , o.S.; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1901c): Glazialreste von Chur und Filisur. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 44**; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1902): Gutachten über die Quellen und Einsickerungen im Gebiet des Brienzer Bergsturzes. - Archiv des kantonalen Bau- und Forstdepartementes Chur. - Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1907/1908): Geologische Beobachtungen während des Baues der Eisenbahn Davos - Filisur. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 50**: 33-48; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. - SD aus: Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 23**: 143 S., 20 Abb., 2 Kart.; Bern.
- TARNUZZER, Chr. (1910): der Felssturz von Valdätscha bei Trimmis (1910). - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 52**: 53-59; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1911): Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. - Peterm. Mitt. **57**: 262-264; Gotha.
- TARNUZZER, CHR. (1917): Auf gletscherboden und fremden Hügeln im Tale. - Bündner Haushaltungs- und Familienbuch 1917: 11-13; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1918): Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. Nebst einem Anhang: Über das Gipslager von Giera - Valendas. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 58**: 39-56; Chur.
- TARNUZZER, Chr. (1921): Nachtrag zu den prähistorischen Bergstürzen im obersten Safiental. - Jber. Natf. Ges. GR **N.F. 60**: 150-152.; Chur.
- TARNUZZER, Chr. & GRUBENMANN, U. (1910): Beitrag zur Geologie des Unterengadins. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 23**: 260 S., 25 Abb., 1 Taf., 1 Kart.; Bern.
- THEOBALD, G. (1857): Nachträgliches über den Calanda. - Jber. Natf. Ges. GR **2**; Chur.
- THEOBALD, G. (1862): Naturbilder aus den Rhätischen Alpen.- Chur.
- THEOBALD, G. (1863): Geologische Beschreibung von Graubünden. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **2**; Bern.
- THEOBALD, G. (1864a): Die nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. geol. Karte Schweiz **2**: 204-288; Bern.
- THEOBALD, G. (1864b): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **2**: 144-186; Bern.
- THEOBALD, G. (1864c): Blatt XV der geologischen Karte der Schweiz **1**: 10 000. Bern.
- THEOBALD, G. (1865a): Geologische Beschreibung der Sulzfluh. - Jber. Natf. Ges. GR **10**: 157-172; Chur.
- THEOBALD, G. (1865b): das Albula-Disgrazia-Gebirg zwischen Maira und Adda. - Jber. Natf. Ges. GR **10**: 1-54; Chur.
- THOMA, G. (1943): La destrucziun de Plurs (1618). - Gasetta romantscha **1943** (6-7): o.S., Chur.
- TOGNINA, R. (1987): Zarera 1486-1986. - Almanacco del Grigioni italiano **1987**: 61-63; Chur.
- TOLWINSKI, K. (1910/1911): Die Grauen Hörner. - Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich **55** (3/4): 331-390, 15 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Zürich.

- TRIACCA, P. (1978): La costante minaccia del Sasso Gallo. - Almanacco del Grigioni italiano **1978**: 104-106; Chur.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N. F. 46**: 43-163, 27 Abb., 5 Taf., 1 Kart.; Bern.
- TRÜMPY, R. (1996): Randbemerkungen zu den instabilen Hängen in der Schweiz (13'000 v.Chr. bis 1932).- Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse, 17-22, Basel.
- TRÜMPY, R. et al. (1970): Aperçu général sur la géologie des Grisons. - C.r. sommaire Seanc. Soc. Géol. France, **9**: 33-39; Paris.
- TRÜMPY, R. & TROMMSDORF, V. (o.J.): Excursion No. IV; Alps of Eastern Switzerland.- Excursion No. 032C of the 26th International Geological Congress, 211-260; o.O.
- ULRICH, J. (1881): Die Zerstörung von Plurs. - Neue Alpenpost **13**: (1-2); Zürich.
- ULRICH, J. (1897): Der Untergang von Plurs. - Die Schweiz **1**: 192-194; Neuchâtel.
- v. HOLSTPELLEKAAN, W. (1913): Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. - in: Gebr. Binger, Amsterdam 79 S., 3 Abb., 4 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- v. POSCHINGER, A. & THOM, P. (1995): Neue Untersuchungsergebnisse am Bergsturz Hintersee / Ramsau (Berchtesgadener Land). - Geologica Bavarica, **99**: 399-411; München.
- v. SALIS, F. (1875): Notanden über erratische Erscheinungen im Rheingebiet. - Jahrb. S.A.C. **1874/75**: 457-464; Bern.
- v. SALIS, F. (1880): Der Bergsturz von Brienz, Kanton Graubünden. - Jahrb S.A.C. **15**: 553-567; Bern.
- v. SEIDLITZ, W. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. - Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i. Br., **16**: 232-366, 20 Abb., 11 Taf.; Freiburg i. Br.
- v. SEIDLITZ, W. (1912): Rhätikon. - Geol. Rundschau **3**: 423-432, 1 Kart. 2 Prof.; Berlin.
- v. SEIDLITZ, W. (1926): Entstehen und Vergehen der Alpen. - 287 S.: 122 Abb., 15 Taf., 1 Tab., 1 Kart.; Stuttgart.
- v. TSCHARNER, J. B. (1807): Etwas über Bergstürze, Bergfälle, Erdstürze, Schlipfe und Erdsinken. - Der neue Sammler **3**: 3-30; Chur.
- VERDAM, J. (1928): Geologische Forschungen im nordöstlichen Rhätikon. 87 S.: 3 Taf., 1 Kart.; Zürich.
- VÖLK, H. (1989): Die Bergsturzkatastrophe im Veltlin 1987. Ein Modellfall für Sturzstrom-Mobilität. - Die Geowissenschaften **7**: 1-9; Weinheim.
- VON DER MÜHL, D.; HOELZLE, M. & WAGNER, S. (1994) Permafrost in den Alpen. - Geowissenschaften **12**: 149- 153; Weinheim.
- VÖGELE, A.-E. (1984): Untersuchungen zur Geomorphologie und jungquartären Talgeschichte des Dischma. - 161 S.: 51 Abb., 5 Tab., 14 Phot.; Zürich.
- VORNDRAN, E. (1969): Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). In: Schriften des Geographischen Insituts der Universität Kiel, **1969**: 138 S.; Kiel.
- VORNDRAN, G. (1979): Geomorphodynamische Massenbilanzen. - Augsburg Geographische Hefte, **1**: 3 - 14; Augsburg.

- VORNDRAN, G. (1991): Naturgefahren in den Alpen und auf Island.- Mitt. Geogr. Ges. München **76**: 55-94; München.
- WALLISER, O. (1919): Das Detachement Rhätikon. Militärische Bergerlebnisse aus der Mobilisationszeit. - Jahrbuch des Schweizer Alpenclubs, **54**: 134-146, 12 Abb.; Bern.
- WALTHER, Chr. (1963): Der Untergang von Plurs im Jahre 1618. - NZZ **184** (33 vom 24.08.1963); Zürich.
- WARTENWEILER, H. (1975): Die Briener leben in einer Rutsch- und Bergsturzzone. - BT 1975 (283): 3; Chur.
- WASSON, R. (1979): Stratified debris slope deposits in the Hindukush, Pakistan. In: Zeitschrift für Geomorphologie, **23**: 301-320; Berlin.
- WEBER, F. (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1: 50 000. - Schweizer. Geol. Komm: Spez. Karte 100A; Bern.
- WEHRLI, L. (1910a): Der Erdschlipf bei Sattel am Rossberg. - Zeitschr prakt. Geol. **18** (10): 372-417, 2 Taf., 1 Kart.; Berlin.
- WEHRLI, L. (1910b): Eine neue Erdbewegung am Roßberg. - Natwiss. Wochenschr. **N.F. 9** (40): 630-637, 8 Abb., 1 Kart.; Jena.
- WEIPERT, D. (1960): Zur Gliederung, Bildung und Altersstellung des Kalksteinschutts am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb. In: Eiszeitalter und Gegenwart, **11**: 24-30; Hannover.
- WELTEN, M. (1982): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand.- Geogr. Helv., **2**, 75-83; Bern.
- WELTER, A.O. (1909): Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. - Ecl. Geol. Helv. **10**: 804-851; Basel.
- WENDELBERGER, E. (1984): Alpenpflanzen. Blumen, Gräser, Zwergsträucher. - 223 S., 203 Abb.; München.
- WENK, H.R. (1986): Introduction to the Geology of the Bergell Alps with Guide for Excursions. - Jber.Natf. Ges.Graubünden **103**: 29-90; Chur.
- WHITE, S. E. (1981): Alpine mass movement forms (non-catastrophic): Classification, description and significance. - Arctic and Alpine Research, **13**: 127 - 137; Boulder/Colorado.
- WIDMER, H. (1948): zur Geologie der Tödigruppe. - 100 S.: 23 Abb., 2 Taf.; Zürich.
- WIESLI, U. (1986): Die Schweiz. - Wissenschaftliche Länderkunde **26**: 354 S., 27 Abb., 24 Tab., 27 Phot., 3 Kart.; Darmstadt.
- WILCKENS, O. (1912): Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. - Geol. Rundschau **3** (1): 15-29, 1 Tab; Leipzig.
- WILCKENS, O. (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwaldes und von Vals. - Geol. Rundschau **11** : 44-102, 14 Abb., 5 Taf.; Leipzig.
- WILDBERGER, A. (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie des Karstes der Sulzfluhhöhlen (St. Antönien, Graubünden) = Une première synthèse de la géologie et de l'hydrogéologie du karst de la Sulzfluh. - Stalactite, **46** (2), 112-118; Hinterkappelen.
- WILHELM, O. (1929): Geologische Karte der Landschaft Schams, 1: 50 000, mit Profilen 1: 100 000. - Schweizer. Geol. Komm.: Spez. Karten 114 A, 114 B; Bern.
- WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F. 64**; Bern.

- WINKLER, S. (1995): Das Verhalten der Gletscher im 20. Jahrhundert. - Geowissenschaften **13**: 316-323.
- WOLKERSDORFER, C. (1991): Aufschluß an einem Tomahügel des Fernpaßbergsturzes (Tirol). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**: 439 - 441, 2 Abb.; Wien.
- WOLLEY, A. R., BISHOP, A. C. & HAMILTON, W. R. (1990): Der Kosmos-Steinführer. - 7. Aufl.: 318 S.; Stuttgart.
- WORKSHOP 1987 [Hrsg.] (1988): Folgen der Waldschäden auf die Gebirgswässer in der Schweiz. - Glaziologie 1988: 109 S., 3 Beil.; Zürich.
- WOTTRENG, W. (2000): Ein einzig Volk von Immigranten. Die Geschichte der Einwanderung in die Schweiz. – 250 S.; Zürich.
- WÜRGLER, A. (1975): Als der Rhein noch direkt über den Kunkels floß. - BZ 30.5.1975: 1 S.; Chur.
- WÜST, H. (1961): Spät- und postglaziale Schuttbildung in den Ostalpen. Zulassungsarbeit für die wissenschaftliche Lehramtsprüfung.. -71 S., 17 Abb, 6 Tab.; Tübingen.
- ZENKE, B. (1985): Lawenstriche im Bergwald. - Jb. d. Vereins z. Schutz der Bergwelt **50**: 49-64; o.O.
- ZOLLER, H., MÜLLER, J. & H. KLEIBER (1972): Zur Grenze Pleistozän/Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. - Ber.Deutsch.Bot.Ges., **85**: 59-67; o.O.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1982): Landslides and their control. 324 S.; Amsterdam.
- ZEIL, W. (1990): Brinkmanns Abriß der Geologie. Band 1: allgemeine Geologie. - 14. Aufl.: 278 S., 238 Abb., 35 Tab, 12 Phot.; Stuttgart.
- ZIEGLER, H. J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders (Graubünden). Geologie und Geomechanik. - 115 S.: 32 Abb., 9 Tab., 6 Taf.; Bern.
- ZIMMERMANN, H.W. (1971): Zur spätglazialen Morphogenese der Emser Tomalandschaft.- Geogr. Helv., **26** (3), 163-171; Basel.
- ZISCHINSKY, U. (1967): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **17**: 127-168, 7 Abb., 7 Taf., 3 Kart.; Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969a): Über Bergzerreibungen und Talzuschub.- Geol. Rundschau, **58**: 974-983; Stuttgart.
- ZISCHINSKY, U. (1969b): Über Sackungen.- Rock Mechanics - Felsmechanik, **1** (1): 30-52; Wien.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapaß und Livigno (mit Karte). - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. **16**, 164-231; Freiburg i. Br.
- ZULAUF, R. (1975a): Hypothesen zu den Flimser Bergsturzmassen und zur Entstehung der Tomalandschaft bei Domat/Ems.- Bündner Zeitung (Magazin-Thema), 25. 10. 1975, Chur.
- ZULAUF, R. (1975b): Untersuchungen erhärten die Sturzwellen-Version. Hypothesen zu den Flimser Bergsturzmassen und zum Entstehen der Tomalandschaft bei Domat / Ems. - Bündner Zeitung (25.10.1975): 22-23; Chur.
- ZYNDEL, F. (1912): Der Gebirgsbau Mittelbündens. - Beitr. Geol. Karte Schweiz **N.F.41**; Bern.
- ZYNDEL, F. (1913): Kurze Mitteilung über die Bündnerschiefer-Region des Schams und Avers. - Ecl. Geol. Helv. **12**: 498; Basel.

c) Karten

BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE [Hrsg.] (1990a): Landeskarte der Schweiz 1:25 000. Blatt 1177 Serneus. - Wabern.

BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE [Hrsg.] (1990b): Landeskarte der Schweiz 1:25 000. Blatt 1235 Andeer. - Wabern.

BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE [Hrsg.] (1991): Landeskarte der Schweiz 1:25 000. Blatt 1157 Sulzfluh. - Wabern.

BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE [Hrsg.] (1998): Topographische Grundkarte der Schweiz 1: 5 000. Ausdruck der digitalisierten Fassung. - Wabern.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.] (1965): Geologische Karte des Rhätikon, Vorarlberg. Maßstab 1:25 000. - Wien.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1959): Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000. Blatt 4: St. Gallen - Chur. - Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1964): Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000. Blatt 8: Engadin. - Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1971): Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000. Blatt 1235 Andeer. - Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1975): Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000. Zusammenstellung der benützten geologischen Kartengrundlagen. Blatt 4: St. Gallen - Chur. - 11 S.: 1 Abb., 1 Taf.; Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1976): Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000. Zusammenstellung der benützten geologischen Kartengrundlagen. Blatt 8: Engadin.. - 8 S.: 1 Abb., 1 Taf.; Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1980a): Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000. - Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (1980b): Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000. - Bern.

SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT [Hrsg.] (1934): Geologischer Führer der Schweiz. - Basel.

d) Weltnetz-Verweise

Der Natur des Weltnetzes gemäß kann folgende Liste nur eine Auswahl darstellen. Auf den meisten Seiten gibt es Verweise zu weiteren recherchewürdigen Seiten (Stand: 01.04.2004).

Amt für Natur und Landschaft Graubünden <http://www.anl.gr.ch/>

Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung
<http://www.hochgebirgsforschung.de/>

Bibliothek Fachhochschule Darmstadt <http://bib1.bib.fh-darmstadt.de>

Bibliothekenverzeichnis Schweiz <http://students.ch/magazin/bibliothek/>

Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Österreich <http://www.bev.gv.at/>

Bundesamt für Wasser und Geologie Schweiz <http://www.bwg.admin.ch/d/index.htm>

Deutsche Bibliothek Frankfurt <http://www.iltisdbf.dbf.ddb.de>

Deutsche Gesellschaft für Geographie <http://www.geographie.de/>

Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum <http://www.dfd.dlr.de/index.html>
DIMAGO (2003): <http://klimadiagramme.dimago.ch/efwhg/servlet/meteo>
Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft <http://www.wsl.ch/>
Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung <http://www.slf.ch/>
Fernerkundungsbilder Geomorphologie
http://daac.gsfc.nasa.gov/DAAC_DOCS/geomorphology/GEO_HOME_PAGE.html
Geologische Bibliothek ETH Zürich <http://eurasia.ethz.ch/~geobib>
Geologische Bundesanstalt Österreich <http://www.geolba.ac.at/>
Geologisches Landesamt Bayern <http://www.geologie.bayern.de/>
Geographische Institute in Deutschland
<http://www.uni-karlsruhe.de/Outerspace/VirtualLibrary/91.de.html>
Geowissenschaftliche Institute in Deutschland
<http://www.uni-karlsruhe.de/Outerspace/VirtualLibrary/55.de.html>
Geowissenschaftliches Forum der ETH Zürich <http://www.geoforum.ethz.ch/deutsch/>
Historisches Lexikon der Schweiz <http://www.sn1.ch/dhs/externe/protect/deutsch.html>
Institut für alpine Naturgefahren <http://www.boku.ac.at/anfi/>
Informationen Schweizer Alpen <http://www.swissmountains.ch/>
ITURRIZAGA – Heimseite <http://www.geogr.uni-goettingen.de/hg/iturrizaga/it1.htm>
Jahrbücher des S.A.C., Beilagen
<http://www.met.fu-berlin.de/deutsch/Student/StuMeTa/gletklim.html>
Karlsruher Virtueller Katalog <http://kvk.uni-karlsruhe.de>
Klimadiagramme für die Schweiz <http://klimadiagramme.dimago.ch>
Kommentiertes Bibliothekenverzeichnis Schweiz <http://www.muehlebach.ch>
Literaturrecherchezentrum München <http://lrz-muenchen.de>
Österreichische Nationalbibliothek <http://www.onb.ac.at>
Österreichischer Bibliothekenverband <http://bvzr.bibvb.ac.at/4505/aleph>
Satellitenbilder weltweit <http://www.wetter.com/home/dwd/frames/satfrm.htm>
Schweizerische Landesbibliothek <http://www.sn1.ch/>
Schweizerisches Bundesamt für Statistik <http://www.statistik.admin.ch/dinhalt.htm>
Schweizerisches Institut für Speläologie und Karstforschung <http://www.isska.ch>
Senckenbergische und Universitätsbibliothek Frankfurt / Main <http://seb.uni-frankfurt.de>
Stadt- und Universitätsbibliothek Bern <http://www.stub.unibe.ch/html/haupt/index.html>
Suchmaschine Geowissenschaften <http://www.geoindex.com/geoindex/>
Topographische Karte Österreich online <http://www.austrianmap.at/>
Universitätsbibliothek Basel <http://www.ub.unibas.ch>
Universitätsbibliothek Innsbruck <http://www.uibk.ac.at/c108/index-de.html>
Universitätsbibliothek Salzburg <http://www.teutates.sbg.ac.at/4505/aleph>

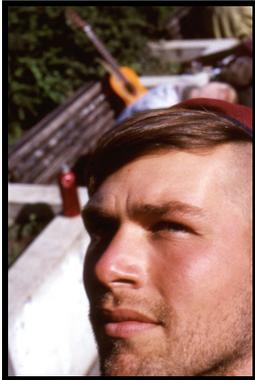
Universitätsbibliothek Trier <http://www.ub.uni-trier.de>

Universitätsbibliothek TU München <http://www.tum.de>

Universitätsbibliothek TU Wien <http://www.aleph.tuwien.ac.at/4505/aleph>

Zeitschriftendatenbank Berlin <http://www.dbilink.de>

2. Curriculum vitae



Ich wurde am 12. Mai 1973 in Frankfurt am Main als fünftes und letztes Kind des Lehrers Norbert und der Schneiderin Brigitte Lorek geboren. 1979 eingeschult, wechselte ich im Herbst 1982 auf das humanistische Heinrich von Gagern-Gymnasium in Frankfurt am Main. Sein altsprachlicher Schwerpunkt bestimmte auch meine gymnasiale Ausbildung: Zu Latein ab Sexta kamen in Quarta Französisch, in Obertertia Altgriechisch und in Obersekunda Philosophie. 1990 erwarb ich Latinum und Graecum, 1992 das Abitur.

Zum 1. Juli 1992 wurde ich bei 2./ Fallschirmjägerbattalion 263 in Saarlouis zum Grundwehrdienst einberufen, den ich zum 30. Juni 1993 mit dem Dienstgrad Obergefreiter d.R. beendete. In der Folgezeit diente ich als aktiver Reservist und bin seit meiner Ernennung zum Leutnant d.R. am 29. Oktober 1999 Offizier des Deutschen Heeres.

Nach dem aktiven Wehrdienst nahm ich zum Wintersemester 1993/94 an der Johann Wolfgang von Goethe-Universität in Frankfurt am Main das Studium der Geographie mit den Nebenfächern Geologie und Hydrologie auf. Nach einem Auslandssemester an einer privaten Universität in Paris bestand ich im Frühling 1996 die Diplom-Vorprüfung und setzte im Hauptstudium den Schwerpunkt Hochgebirgsmorphologie. Parallel dazu arbeitete ich nach einigen Praktika in der zivilen und militärischen Altlastensanierung. Im Februar 2001 legte ich die Diplom-Hauptprüfung ab und schrieb mich zur Promotion ein.

Seit 1998 bin ich im Bereich der Gartengestaltung und -pflege selbständig, seit 2000 auch als freiberuflicher Geograph. Im Zusammenwirken mit dem Amt für Natur und Landschaft Graubünden in Chur arbeitete ich an einer Datenbank zur Erfassung von Massenbewegungen in Graubünden. Unmittelbar nach dem Diplom erstellte ich für das Amt für militärisches Geowesen der Bundeswehr in Euskirchen geomorphologische und bodenkundliche Spezialkarten und arbeitete an einer Studie über das Konfliktpotential natürlicher Ressourcen in Südostasien.

In der Deutschen Jugendbewegung seit 1984 aufgewachsen, war ich von 1994 bis 2001 Bundesführer des Pfadfinderbundes Heilig Kreuz. Daneben gilt meine Liebe alten Motorrädern, dem Gärtnern und natürlich den Bergen.

Ich bin u.a. Mitglied der Frankfurter Geographischen Gesellschaft und des Schweizer Alpenclubs - Sektion Rätia.

Meine akademischen Lehrer waren und sind:

Geographie: Dr. H. Bertram, Dr. R. Bördlein, Dipl. Geol. H. Goos, Prof. Dr. W. Lutz, Dr. U. Mammey, Prof. Dr. I. Schickoff, Dr. W. Steingrube, Prof. Dr. E. Tharun, J. Trinklein, Prof. Dr. K. Wolf, Prof. Dr. W. Andres, Dr. W. F. Bär, Prof. Dr. F. Fuchs, Dr. J. Heinrich, Prof. Dr. H. Heuberger, Dr. K.-M. Moldenhauer, Prof. Dr. G. Nagel, Prof. Dr. F. Schweingruber, Prof. Dr. A. Semmel, Prof. Dr. N. Stein

Geologie: Prof. Dr. R. Hantke, Prof. Dr. G. Kleinschmitt, Dr. E. Kobler, Prof. Dr. G. Kowalczyk, Dr. H. Kruhl, Prof. Dr. K. Vogel, Prof. Dr. J. Winter, Prof. Dr. K.P. Winter

Hydrologie: Prof. Dr. W. Brinkmann, Prof. Dr. K. Hofius, Dr. W. Neubauer

Institut Catholique de Paris: Prof. D. M. Millon-Cartier

3. Anhang

a) Wertigkeit von Steinschlagrinnen

Neigung (°)	Tiefe (m)					
	0,3	0,5	1	2	3	4
1	17,189607	28,649344	57,298688	114,59738	171,89607	229,19475
2	8,5961125	14,326854	28,653708	57,307417	85,961125	114,61483
3	5,7321968	9,5536613	19,107323	38,214645	57,321968	76,42929
4	4,3006761	7,1677935	14,335587	28,671174	43,006761	57,342348
5	3,442114	5,7368566	11,473713	22,947426	34,42114	45,894853
6	2,8700317	4,7833861	9,5667722	19,133544	28,700317	38,267089
7	2,4616527	4,1027545	8,205509	16,411018	24,616527	32,822036
8	2,155589	3,5926483	7,1852965	14,370593	21,55589	28,741186
9	1,917736	3,1962266	6,3924532	12,784906	19,17736	25,569813
10	1,7276311	2,8793852	5,7587705	11,517541	17,276311	23,035082
11	1,5722529	2,6204215	5,2408431	10,481686	15,722529	20,963372
12	1,4429203	2,4048672	4,8097343	9,6194687	14,429203	19,238937
13	1,3336234	2,2227057	4,4454115	8,890823	13,336234	17,781646
14	1,2400696	2,0667827	4,1335655	8,267131	12,400696	16,534262
15	1,159111	1,9318517	3,8637033	7,7274066	11,59111	15,454813
16	1,0883866	1,8139776	3,6279553	7,2559106	10,883866	14,511821
17	1,0260911	1,7101518	3,4203036	6,8406072	10,260911	13,681214
18	0,9708204	1,618034	3,236068	6,472136	9,7082039	12,944272
19	0,921466	1,5357767	3,0715535	6,143107	9,2146605	12,286214
20	0,8771413	1,4619022	2,9238044	5,8476088	8,7714132	11,695218
21	0,8371284	1,3952141	2,7904281	5,5808562	8,3712843	11,161712
22	0,8008401	1,3347336	2,6694672	5,3389343	8,0084015	10,677869
23	0,7677914	1,2796523	2,5593047	5,1186093	7,677914	10,237219
24	0,737578	1,2292967	2,4585933	4,9171867	7,37578	9,8343733
25	0,7098605	1,1831008	2,3662016	4,7324032	7,0986047	9,4648063
26	0,6843516	1,140586	2,281172	4,5623441	6,8435161	9,1246881
27	0,6608068	1,1013446	2,2026893	4,4053785	6,6080678	8,8107571
28	0,6390163	1,0650272	2,1300545	4,2601089	6,3901634	8,5202179
29	0,6187996	1,0313327	2,0626653	4,1253307	6,187996	8,2506614
30	0,6	1	2	4	6	8
31	0,5824812	0,970802	1,941604	3,8832081	5,8248121	7,7664161
32	0,566124	0,94354	1,8870799	3,7741598	5,6612397	7,5483197
33	0,5508235	0,9180392	1,8360785	3,6721569	5,5082354	7,3443138
34	0,5364875	0,8941458	1,7882916	3,5765833	5,3648749	7,1531666
35	0,523034	0,8717234	1,7434468	3,4868936	5,2303404	6,9737872
36	0,5103905	0,8506508	1,7013016	3,4026032	5,1039049	6,8052065
37	0,498492	0,8308201	1,6616401	3,3232803	4,9849204	6,6465606
38	0,4872808	0,8121346	1,6242692	3,2485385	4,8728077	6,497077
39	0,4767047	0,7945079	1,5890157	3,1780315	4,7670472	6,3560629
40	0,4667171	0,7778619	1,5557238	3,1114477	4,6671715	6,2228953
41	0,4572759	0,7621265	1,5242531	3,0485062	4,5727593	6,0970123
42	0,448343	0,7472383	1,4944765	2,9889531	4,4834296	5,9779062
43	0,4398838	0,7331396	1,4662792	2,9325584	4,3988376	5,8651167
44	0,431867	0,7197783	1,4395565	2,8791131	4,3186696	5,7582262
45	0,4242641	0,7071068	1,4142136	2,8284271	4,2426407	5,6568542
46	0,4170491	0,6950818	1,3901636	2,7803272	4,1704908	5,5606544
47	0,4101982	0,6836637	1,3673275	2,7346549	4,1019824	5,4693098
48	0,4036898	0,6728164	1,3456327	2,6912655	4,0368982	5,3825309
49	0,3975039	0,6625065	1,325013	2,650026	3,975039	5,300052
50	0,3916222	0,6527036	1,3054073	2,6108146	3,9162219	5,2216292

		Tiefe (m)					
		0,3	0,5	1	2	3	4
Neigung (°)	51	0,3860279	0,6433798	1,2867596	2,5735191	3,8602787	5,1470383
	52	0,3807055	0,6345091	1,2690182	2,5380364	3,8070546	5,0760729
	53	0,3756407	0,6260678	1,2521357	2,5042713	3,756407	5,0085426
	54	0,3708204	0,618034	1,236068	2,472136	3,7082039	4,9442719
	55	0,3662324	0,6103873	1,2207746	2,4415492	3,6623238	4,8830984
	56	0,3618654	0,603109	1,2062179	2,4124359	3,6186538	4,8248718
	57	0,357709	0,5961816	1,1923633	2,3847266	3,5770899	4,7694532
	58	0,3537535	0,5895892	1,1791784	2,3583568	3,5375352	4,7167136
	59	0,34999	0,5833167	1,1666334	2,3332668	3,4999002	4,6665336
	60	0,3464102	0,5773503	1,1547005	2,3094011	3,4641016	4,6188022
	61	0,3430062	0,571677	1,1433541	2,2867081	3,4300622	4,5734163
	62	0,339771	0,566285	1,1325701	2,2651401	3,3977102	4,5302802
	63	0,3366979	0,5611631	1,1223262	2,2446525	3,3669787	4,489305
	64	0,3337806	0,556301	1,1126019	2,2252039	3,3378058	4,4504078
	65	0,3310134	0,551689	1,1033779	2,2067558	3,3101338	4,4135117
	66	0,3283909	0,5473181	1,0946363	2,1892726	3,2839088	4,3785451
	67	0,3259081	0,5431802	1,0863604	2,1727208	3,2590811	4,3454415
	68	0,3235604	0,5392674	1,0785347	2,1570695	3,2356042	4,314139
	69	0,3213435	0,5355725	1,071145	2,14229	3,213435	4,28458
	70	0,3192533	0,5320889	1,0641778	2,1283555	3,1925333	4,2567111
71	0,3172862	0,5288103	1,0576207	2,1152414	3,172862	4,2304827	
72	0,3154387	0,5257311	1,0514622	2,1029244	3,1543867	4,2058489	
73	0,3137075	0,5228459	1,0456918	2,0913835	3,1370753	4,182767	
74	0,3120898	0,5201497	1,0402994	2,0805989	3,1208983	4,1611977	
75	0,3105829	0,5176381	1,0352762	2,0705524	3,1058285	4,1411047	
76	0,3091841	0,5153068	1,0306136	2,0612273	3,0918409	4,1224545	
77	0,3078912	0,5131521	1,0263041	2,0526082	3,0789123	4,1052164	
78	0,3067022	0,5111703	1,0223406	2,0446812	3,0670218	4,0893624	
79	0,305615	0,5093583	1,0187167	2,0374334	3,0561501	4,0748668	
80	0,304628	0,5077133	1,0154266	2,0308532	3,0462798	4,0617064	
81	0,3037395	0,5062326	1,0124651	2,0249303	3,0373954	4,0498605	
82	0,3029483	0,5049138	1,0098276	2,0196551	3,0294827	4,0393103	
83	0,3022529	0,5037549	1,0075098	2,0150197	3,0225295	4,0300393	
84	0,3016525	0,5027541	1,0055083	2,0110166	3,0165248	4,0220331	
85	0,301146	0,5019099	1,0038198	2,0076397	3,0114595	4,0152794	
86	0,3007326	0,5012209	1,0024419	2,0048838	3,0073257	4,0097676	
87	0,3004117	0,5006862	1,0013723	2,0027447	3,004117	4,0054894	
88	0,3001829	0,5003048	1,0006095	2,0012191	3,0018286	4,0024382	
89	0,3000457	0,5000762	1,0001523	2,0003047	3,000457	4,0006093	
90	0,3	0,5	1	2	3	4	

Neigung (°)	Tiefe (m)					
	5	6	7	8	9	10
1	286,49344	343,79213	401,09082	458,38951	515,6882	572,98688
2	143,26854	171,92225	200,57596	229,22967	257,88338	286,53708
3	95,536613	114,64394	133,75126	152,85858	171,9659	191,07323
4	71,677935	86,013522	100,34911	114,6847	129,02028	143,35587
5	57,368566	68,842279	80,315993	91,789706	103,26342	114,73713
6	47,833861	57,400633	66,967406	76,534178	86,10095	95,667722
7	41,027545	49,233054	57,438563	65,644072	73,849581	82,05509
8	35,926483	43,111779	50,297076	57,482372	64,667669	71,852965
9	31,962266	38,354719	44,747173	51,139626	57,532079	63,924532
10	28,793852	34,552623	40,311393	46,070164	51,828934	57,587705
11	26,204215	31,445058	36,685901	41,926745	47,167588	52,408431
12	24,048672	28,858406	33,66814	38,477875	43,287609	48,097343
13	22,227057	26,672469	31,11788	35,563292	40,008703	44,454115
14	20,667827	24,801393	28,934958	33,068524	37,202089	41,335655
15	19,318517	23,18222	27,045923	30,909626	34,77333	38,637033
16	18,139776	21,767732	25,395687	29,023642	32,651598	36,279553
17	17,101518	20,521822	23,942125	27,362429	30,782733	34,203036
18	16,18034	19,416408	22,652476	25,888544	29,124612	32,36068
19	15,357767	18,429321	21,500874	24,572428	27,643981	30,715535
20	14,619022	17,542826	20,466631	23,390435	26,31424	29,238044
21	13,952141	16,742569	19,532997	22,323425	25,113853	27,904281
22	13,347336	16,016803	18,68627	21,355737	24,025204	26,694672
23	12,796523	15,355828	17,915133	20,474437	23,033742	25,593047
24	12,292967	14,75156	17,210153	19,668747	22,12734	24,585933
25	11,831008	14,197209	16,563411	18,929613	21,295814	23,662016
26	11,40586	13,687032	15,968204	18,249376	20,530548	22,81172
27	11,013446	13,216136	15,418825	17,621514	19,824203	22,026893
28	10,650272	12,780327	14,910381	17,040436	19,17049	21,300545
29	10,313327	12,375992	14,438657	16,501323	18,563988	20,626653
30	10	12	14	16	18	20
31	9,7080201	11,649624	13,591228	15,532832	17,474436	19,41604
32	9,4353996	11,322479	13,209559	15,096639	16,983719	18,870799
33	9,1803923	11,016471	12,852549	14,688628	16,524706	18,360785
34	8,9414582	10,72975	12,518042	14,306333	16,094625	17,882916
35	8,717234	10,460681	12,204128	13,947574	15,691021	17,434468
36	8,5065081	10,20781	11,909111	13,610413	15,311715	17,013016
37	8,3082007	9,9698408	11,631481	13,293121	14,954761	16,616401
38	8,1213462	9,7456155	11,369885	12,994154	14,618423	16,242692
39	7,9450786	9,5340944	11,12311	12,712126	14,301142	15,890157
40	7,7786191	9,334343	10,890067	12,445791	14,001514	15,557238
41	7,6212654	9,1455185	10,669772	12,194025	13,718278	15,242531
42	7,4723827	8,9668593	10,461336	11,955812	13,450289	14,944765
43	7,3313959	8,7976751	10,263954	11,730233	13,196513	14,662792
44	7,1977827	8,6373392	10,076896	11,516452	12,956009	14,395565
45	7,0710678	8,4852814	9,8994949	11,313708	12,727922	14,142136
46	6,950818	8,3409815	9,7311451	11,121309	12,511472	13,901636
47	6,8366373	8,2039648	9,5712922	10,93862	12,305947	13,673275
48	6,7281636	8,0737964	9,4194291	10,765062	12,110695	13,456327
49	6,625065	7,950078	9,275091	10,600104	11,925117	13,25013
50	6,5270364	7,8324437	9,137851	10,443258	11,748666	13,054073

Neigung (°)	Tiefe (m)					
	5	6	7	8	9	10
51	6,4337978	7,7205574	9,007317	10,294077	11,580836	12,867596
52	6,3450911	7,6141093	8,8831275	10,152146	11,421164	12,690182
53	6,2606783	7,5128139	8,7649496	10,017085	11,269221	12,521357
54	6,1803399	7,4164079	8,6524758	9,8885438	11,124612	12,36068
55	6,1038729	7,3246475	8,5454221	9,7661967	10,986971	12,207746
56	6,0310897	7,2373077	8,4435256	9,6497436	10,855962	12,062179
57	5,9618165	7,1541798	8,346543	9,5389063	10,73127	11,923633
58	5,895892	7,0750704	8,2542488	9,4334272	10,612606	11,791784
59	5,833167	6,9998004	8,1664338	9,3330672	10,499701	11,666334
60	5,7735027	6,9282032	8,0829038	9,2376043	10,392305	11,547005
61	5,7167703	6,8601244	8,0034785	9,1468325	10,290187	11,433541
62	5,6628503	6,7954203	7,9279904	9,0605604	10,19313	11,325701
63	5,6116312	6,7339574	7,8562837	8,9786099	10,100936	11,223262
64	5,5630097	6,6756116	7,7882136	8,9008155	10,013417	11,126019
65	5,5168896	6,6202675	7,7236454	8,8270234	9,9304013	11,033779
66	5,4731814	6,5678177	7,6624539	8,7570902	9,8517265	10,946363
67	5,4318019	6,5181623	7,6045226	8,690883	9,7772434	10,863604
68	5,3926737	6,4712085	7,5497432	8,6282779	9,7068127	10,785347
69	5,355725	6,42687	7,498015	8,5691599	9,6403049	10,71145
70	5,3208889	6,3850666	7,4492444	8,5134222	9,5776	10,641778
71	5,2881034	6,3457241	7,4033448	8,4609654	9,5185861	10,576207
72	5,2573111	6,3087733	7,3602356	8,4116978	9,46316	10,514622
73	5,2284588	6,2741505	7,3198423	8,3655341	9,4112258	10,456918
74	5,2014972	6,2417966	7,2820961	8,3223955	9,3626949	10,402994
75	5,1763809	6,2116571	7,2469333	8,2822094	9,3174856	10,352762
76	5,1530681	6,1836818	7,2142954	8,244909	9,2755227	10,306136
77	5,1315205	6,1578246	7,1841288	8,2104329	9,236737	10,263041
78	5,111703	6,1340436	7,1563842	8,1787248	9,2010654	10,223406
79	5,0935835	6,1123002	7,1310169	8,1497336	9,1684503	10,187167
80	5,0771331	6,0925597	7,1079863	8,1234129	9,1388395	10,154266
81	5,0623256	6,0747908	7,0872559	8,099721	9,1121861	10,124651
82	5,0491379	6,0589654	7,068793	8,0786206	9,0884482	10,098276
83	5,0375491	6,045059	7,0525688	8,0600786	9,0675884	10,075098
84	5,0275414	6,0330497	7,038558	8,0440662	9,0495745	10,055083
85	5,0190992	6,022919	7,0267389	8,0305587	9,0343785	10,038198
86	5,0122095	6,0146514	7,0170933	8,0195352	9,0219771	10,024419
87	5,0068617	6,0082341	7,0096064	8,0109788	9,0123511	10,013723
88	5,0030477	6,0036573	7,0042668	8,0048764	9,0054859	10,006095
89	5,0007616	6,000914	7,0010663	8,0012186	9,001371	10,001523
90	5	6	7	8	9	10

Tabelle 19: Wertigkeiten von Steinschlagrinnen in Abhängigkeit ihrer Tiefe und Neigung (eigener Entwurf).

4. Beilagen

a) Karten

Generallegende zu den Karten 3 – 5 und 7 - 9

Karte 1: topographische Übersichtskarte Nördlicher Rhätikon 1 : 25 000

Karte 2: topographische Übersichtskarte Östlicher Rhätikon 1 : 25 000

Karte 3: Arbeitsergebnisse Drusentor 1 : 5 000

Karte 3a: Folie zu Karte 3: Benennung der Pultflächen im Bereich Drusentor

Karte 3b: Folie zu Karte 9: Böschungswinkel der Schuttkörper und Einzugsbereiche des Steinschlags

Karte 4: Arbeitsergebnisse In den Schijen 1 : 5 000

Karte 5a: Arbeitsergebnisse Eggberg-Grat NW 1 : 5 000

Karte 5b: Arbeitsergebnisse Eggberg-Grat SE 1 : 5 000

Karte 6: topographische Übersichtskarte Pizzas d'Anarosa 1 : 25 000

Karte 7: Arbeitsergebnisse Pizzas d'Anarosa 1 : 5 000

Karte 8: Moränen auf Plasseggen 1 : 5 000

Karte 9: wandfußnahe Sturzsuttkörper im Bereich Ganda 1 : 5 000

b) Datenträger

CD-ROM: Dietmar Lorek Dissertation

Dissertation Dietmar Lorek.pdf (Datei)

Diplomarbeit Dietmar Lorek.pdf (Datei)