# Großhangbewegung Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz)
# Geologisch-geotechnische Befunde und numerische Untersuchungen zur Klärung des Phänomens

Den Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Florian Amann
aus Regensburg

Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen-Nürnberg.

Tag der mündlichen Prüfung: 14. 03. 2006

| | |
|---|---|
| Vorsitzender der Prüfungskommission: | Prof. Dr. D.-P. Häder |
| Erstberichterstatter: | Prof. Dr. M. Moser |
| Zweitberichterstatter: | Prof. Dr. S. Löw |

## Kurzfassung

Mit einem geschätzten Volumen von rund 150 Mio. $m^3$ und durchschnittlichen Bewegungsbeträgen von 20 cm/a im Zentrum ist der Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz) einer der eindrücklichsten instabilen Hangflanken der Alpen. Nur durch eine sehr detaillierte geologische, hydrogeologische und hangtektonische Untersuchung, messtechnische Überwachung und Interpretation der gewonnenen Daten kann der Weg der geologischen und geotechnischen Modellbildung in ausreichend exakter Form beschritten werden.

Am Beispiel des Cuolm Da Vi wird gezeigt, dass durch die Integration geologischer, geotechnischer, mechanischer und messtechnischer Befunde in numerischen Modellen ein überaus profundes Verständnis des Phänomens erreicht werden kann. Neben der wissenschaftlichen Bedeutung können schlussendlich Aspekte der Gefährdung mit einem weitaus größeren Tiefgang erarbeitet werden.



## Abstract

With an estimated volume of 150 x $10^6$ $m^3$ and a mean velocity of 20 cm/yr in the center, the Cuolm Da Vi (Grison, Switzerland) is one of the most impressive unstable rockslopes in the Alps. The geological and geotechnical modelling can be only be done in a detailed manner by applying highly specified geological, hydrogeological, and morphological investigations and interpretation of the data source

Using Cuolum Da Vi as an example, this dissertation provides evidence that the integration of geological, geotechnical, mechanical, and monitoring sources in numerical models has the potential to give a very profound understanding of this phenomenon. Besides it's meaning for research, the proposed analysis can contribute to a better understanding of the phenomenon as a decision aid for risk assessment.


## Abkürzungsverzeichnis

| | |
|---|---|
| A & C | Vermessungsbüro Auer & Clement |
| AM | Aarmassiv |
| B & V | Vermessungsbüro Bovay & Huguenin |
| BAG | Bonanomi AG |
| c | Kohäsion [Pa] |
| CV | Clavaniev-Zone |
| E | Elastizitäts-Modul [Pa] |
| EPFL | Eidgenössische Technische Hochschule Lausanne |
| ETHZ | Eidgenössische Technische Hochschule Zürich |
| FAU | Friedrich-Alexander-Universität Erlangen |
| GBT | Gotthard Basistunnel |
| GOK | Geländeoberkante |
| IGBTS | Ingenieurgemeinschaft Gotthard Basistunnel Süd |
| IGP | Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETHZ |
| IVD | Ingenieur- und Vermessungsbüro Donatsch |
| LAG | Lehrstuhl für Angewandte Geologie |
| LF | Leitfähigkeit, Leitfähigkeiten |
| MP | Messpunkt, Messpunkte |
| MS | Messstrecke, Messstrecken |

| | |
|---|---|
| MVA | Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden |
| ND | Niederschlag, Niederschläge |
| SA | Südliches Altkristallin |
| SAGr | Südlicher Aargranit |
| SGG | Südliche Granitgneiszone |
| SGZ | Südliche Gneiszone |
| TZMN | Tavetscher Zwischenmassiv Nord |
| V | Verdunstung |

## Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung ..... III
Abstract ..... III
Abkürzungsverzeichnis ..... III
Inhaltsverzeichnis ..... V
Abbildungsverzeichnis ..... XIII
Tabellenverzeichnis ..... XVI
1 Problemstellung, Zielsetzung und Vorgehen ..... 1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung ..... 1
1.2 Vorgehensweise und Aufbau ..... 2
2 Geographisch - geologischer Überblick ..... 3
2.1 Geographisch-morphologischer Überblick ..... 3
2.2 Geologische Lage und Überblick ..... 5
3 Geologie und Strukturgeologie ..... 7
3.1 Die Festgesteine ..... 7
3.1.1 Südliche Granitgneiszone - Orthogneise ..... 7
3.1.2 Paragneise innerhalb der Südlichen Granitgneiszone ..... 7
3.1.3 Ganggesteine innerhalb der Südlichen Granitgneiszone ..... 8
3.1.4 Südliche Gneiszone ..... 8
3.1.5 Kakirite des unteren Druntobels ..... 9
3.2 Die Lockergesteine ..... 11
3.2.1 Blockschutt/Felssturzhalden ..... 11
3.2.2 Moränen und Hangschutt ..... 11
3.3 Struktureller Aufbau des Gebirges ..... 12
3.3.1 Alpine Schieferung ($S_a$) ..... 12
3.3.2 Variszische Schieferung ($S_v$) ..... 13
3.3.3 Klüftung ..... 13
3.3.4 Scherzonen ..... 14
3.3.4.1 Morphologie ..... 14
3.3.4.2 Gefügemerkmale und Frequenz ..... 15
3.3.4.3 Interner Aufbau der Scherzonen ..... 16
4 Hydrologie ..... 17
4.1 Klimatische Bedingungen ..... 17
4.1.1 Niederschläge ..... 17
4.1.1.1 Trends ..... 17
4.1.1.2 Niederschlagsverteilung, Mittelwerte und Extrema ..... 18
4.1.1.3 Schneeschmelze ..... 21
4.1.2 Temperatur ..... 21

4.1.3 Evapotranspiration ... 21
4.1.4 Diskussion ... 21
4.2 Hydrogeologie ... 22
4.2.1 Quellen ... 22
4.2.1.1 Quellen Q1, Q2, Q3 ... 22
4.2.1.2 Quelle Q4 ... 23
4.2.1.3 Quelle Q5 ... 23
4.2.1.4 Quellen Q6, Q7, Q8 ... 23
4.2.1.5 Quellen Q9a, b ... 24
4.2.1.6 Quelle Q10 ... 25
4.2.1.7 Zusammenfassung der Quellbeobachtungen ... 25
4.2.2 Oberflächengewässer ... 26
4.2.3 Vernässungen ... 27
4.2.4 Allgemeine Erkenntnisse zur Hydrogeologie ... 27
4.2.5 Entwicklung des Bergwasserspiegels (Hypothese) ... 30
5 Hangtektonik und Deformationsstrukturen ... 32
5.1 Einleitung ... 32
5.2 Kleinere Anbruchsformen ... 32
5.3 Anbrüche im Lockergestein ... 33
5.4 Anbrüche im Festgestein ... 33
5.4.1 Druntobel ... 33
5.4.2 Cuolm Parlet dadens ... 34
5.4.3 Einzelphänomene ... 34
5.5 Zugphänomene ... 37
5.5.1 Form und Geometrie von Zugerscheinungen ... 37
5.5.2 Östliche Zugzone und Verlängerung ... 38
5.5.3 Doppelgrate am Cuolm Parlet dado ... 41
5.5.4 Westlich gelegene Zugerscheinungen ... 41
5.5.5 Große Grabenstruktur südlich MP 25 ... 42
5.5.6 Abflusslose Senke und westlicher Grat ... 43
5.5.7 Sackungsstrukturen auf der östlichen, zentralen Trogschulter ... 44
5.5.8 Zugerscheinungen am Cuolm Parlet dadens ... 44
5.5.9 Risse am Abbruch zum Druntobel ... 45
5.5.10 Spalten und Risse bei MP 48 ... 45
5.5.11 Spalten und Risse bei MP 1 ... 45
5.6 Nackentäler ... 46
5.6.1 Allgemeines zu Nackentälern ... 46
5.6.2 Nackentäler und Ausstriche von Bewegungsbahnen ... 49
5.7 Gedanken zum Tiefgang und Volumen ... 51

6 Deformationsmessungen ..... 53

6.1 Überblick zur Vermessungsgeschichte ..... 53

6.2 Messmethoden - Vergleichbarkeit und Fehlerquellen ..... 55

6.2.1 Absolute Bewegungsmessungen ..... 55

6.2.1.1 Terrestrische Messungen ..... 55

6.2.1.2 Photogrammetrie ..... 55

6.2.1.3 Global Positioning System (GPS) ..... 56

6.2.1.4 Fazit ..... 57

6.2.2 Relative Bewegungsmessungen ..... 58

6.2.2.1 Distanzmessung (Online-System) ..... 58

6.2.2.2 Konvergenzmessung ..... 59

6.3 Auswertung der absoluten Bewegungsmessungen ..... 59

6.3.1 Bemerkungen zur Auswertung ..... 59

6.3.2 Allgemeine Erkenntnisse aus den absoluten Bewegungsmessungen ..... 60

6.3.3 Ausmaße der Massenbewegung ..... 60

6.3.4 Bewegungsintensitäten ..... 61

6.3.5 Hebungen/Setzungen ..... 64

6.3.6 Verschiebungsrichtung (Azimut) ..... 65

6.3.7 Einfallswinkel der Verschiebungsvektoren ..... 67

6.3.8 Beobachtungszeiträume und Deformationsverhalten ..... 68

6.3.9 Lang- und Mittelfristiges Deformationsverhalten ..... 68

6.3.9.1 Allgemeines zum Deformationsverhalten ..... 68

6.3.9.2 Die Wirkung innerer und äußerer Einflüsse ..... 69

6.3.9.2.1 Statistische Tests und Überlegungen ..... 69

6.3.9.2.2 Zusammenfassung und Diskussion ..... 71

6.3.9.3 Zeitlicher Verlauf ausgewählter Messpunkte ..... 71

6.3.9.3.1 Phasen der Beschleunigung ..... 72

6.3.9.3.2 Zusammenfassung ..... 75

6.3.10 Beziehungen zwischen den Messpunkten ..... 75

6.4 Auswertung der relative Bewegungsmessungen ..... 76

6.4.1 Konvergenzmessung ..... 76

6.4.1.1 Allgemeines ..... 76

6.4.1.2 Schwierigkeiten bei der Auswertung ..... 77

6.4.1.3 Messzug in zentraler Lage ..... 77

6.4.1.3.1 Statistische Zusammenhänge ..... 79

6.4.1.3.2 Zusammenfassung und Diskussion ..... 79

6.4.1.4 Östliche Extensionszone ..... 79

6.4.1.4.1 Grundlegende Erkenntnisse ..... 79

6.4.1.4.2 Zusammenfassung und Diskussion ..... 81

6.4.2 Automatisches Messsystem ..... 82

6.4.2.1 Allgemeines ..... 82

6.4.2.2 Vergleichbarkeit mit der GPS-Vermessung ..... 82

6.4.2.3 Grundlegende Erkenntnisse ... 82
6.4.2.4 Statistische Untersuchungen ... 84
6.4.2.4.1 Zusammenhänge zwischen den Verschiebungen der einzelnen Reflektoren ... 84
6.4.2.4.2 Zusammenhänge zwischen Verschiebung und Niederschlägen ... 84
6.4.2.5 Zusammenfassung und Diskussion ... 85
7 Interpretation der Geländebefunde ... 86
7.1 Allgemeines zu tiefreichenden Bewegungsmechanismen in vertikal strukturierten Felsböschungen ... 86
7.2 Ergänzungen zu den Klassifikationen ... 88
7.3 Anmerkung ... 89
7.4 Geomechanische Erkenntnisse aus dem geologischen Bau ... 89
7.4.1 Trennflächen und deren kinematische Relevanz ... 89
7.4.1.1 Räumliche Bewegungsmöglichkeiten ... 90
7.4.1.1.1 Toppling ... 90
7.4.1.1.2 Gleiten ... 91
7.4.1.1.3 Ergänzende Bemerkung ... 92
7.4.1.2 Vorgehensweise und Diskussion des Ansatzes ... 92
7.4.1.3 Zielsetzungen der kinematischen Analyse ... 93
7.4.1.4 Ergebnisse und Diskussion ... 94
7.4.1.4.1 Tiefreichende Bewegungsmöglichkeiten ... 94
7.4.1.4.2 Oberflächennahe Bewegungsmöglichkeiten ... 96
7.4.2 Gedanken zur Anisotropie, Festigkeit und Hangneigung ... 97
7.4.3 Geomechanische Erkenntnisse aus dem regionalgeologischen Vergleich ... 97
7.4.3.1 Vergleich Cuolm Da Vi – Alp Caschlé ... 97
7.4.3.2 Fazit und Diskussion ... 98
7.5 Geomechanische Erkenntnisse aus der Hydrogeologie ... 99
7.5.1 Grundlegende Erkenntnisse ... 99
7.5.2 Spezielle Erkenntnisse (Hypothese) ... 100
7.5.3 Fazit und Diskussion ... 101
7.6 Geomechanische Erkenntnisse aus der Hangtektonik und Morphologie ... 101
7.6.1 Hangtektonische Phänomene und ursächliche Hintergründe ... 101
7.6.2 Interpretation hangtektonischer Befunde ... 102
7.7 Geomechanische Erkenntnisse aus den Bewegungsmessungen ... 103
7.7.1 Grundlegende Erkenntnisse ... 103
7.7.2 Erkenntnisse zur Kinematik ... 105
7.7.2.1 Verhältnis zwischen vertikalen und horizontalen Verschiebungsvektoren ... 105
7.7.2.2 Fazit und Diskussion ... 106
7.8 Diskussion und Erarbeitung einer Versagenshypothese ... 108
7.9 Zusammenfassung zum geologisch-geotechnischen Modell ... 112
8 Geotechnische Eigenschaften des Gebirges ... 115

8.1 Festgesteinseigenschaften (intaktes Gestein) ... 115
8.1.1 Allgemeines ... 115
8.1.2 Einaxiale Druckfestigkeit ($\sigma_{ci}$) intakter Gesteine ... 116
8.1.2.1 Bestimmung von $\sigma_{ci}$ durch einfachen Feldtest ... 117
8.1.2.2 Bestimmung von $\sigma_{ci}$ durch Gesteinsbeschreibung und Literaturwerte ... 117
8.1.3 Scherfestigkeit des intakten Gesteins ... 118
8.2 Trennflächeneigenschaften ... 120
8.2.1 Allgemeines zur qualitativen Beschreibung von Trennflächen ... 120
8.2.2 Allgemeines zur quantitativen Beschreibung von Trennflächen ... 120
8.2.3 Grundlegendes zur Scherfestigkeit von Trennflächen ... 121
8.2.4 Methodik ... 122
8.2.4.1 JRC-JCS-Ansatz ... 123
8.2.4.2 Joint Condition Faktor ($J_C$) ... 124
8.2.5 Zusammenfassung der Ergebnisse ... 125
8.3 Gebirgseigenschaften ... 127
8.3.1 Geotechnische Klassifikation und Kluftkörperform ... 127
8.3.1.1 Allgemeines zum GSI-Ansatz ... 127
8.3.1.2 Ableitung der Scherfestigkeit ... 127
8.3.1.3 Festlegung des GSI Wertes ... 128
8.3.1.4 Anwendbarkeit und Fehlerbetrachtung ... 129
8.3.1.5 Ergänzungen zur Kluftkörperform ... 131
8.3.2 Ergebnisse und Beurteilung ... 132
8.3.2.1 Hauptgesteinstypen ... 132
8.3.2.2 Übrige Gesteinstypen ... 134
8.3.2.3 Veränderlichkeit der Gebirgs-Scherfestigkeit nach dem Bruch ... 134
9 Modellierung ... 136
9.1 Allgemeines ... 136
9.2 Auswahl der Methode ... 136
9.2.1 Ortsdiskretisierung ... 136
9.2.2 Überlegungen zur Zeitdiskretisierung ... 137
9.2.3 Überlegungen zur Art der mechanischen Beschreibung ... 137
9.2.3.1 Kontinuumsmechanische Formulierung ... 137
9.2.3.2 Diskontinuumsmechanische Formulierung ... 138
9.2.3.3 2D oder 3D ... 139
9.3 Zielsetzung der Modellierung und Anforderungen an das Modell ... 139
9.3.1 Anforderungen an das Modell zur Klärung der Kinematik ... 140
9.3.2 Anforderungen an das Modell zur Klärung der Bruchentwicklung ... 140
9.3.2.1 Der Progressive Bruch ... 140
9.3.2.2 Modellierung des Progressiven Bruchs ... 140
9.3.3 Ermittlung der Standsicherheit ... 141
9.3.4 Diskussion der Methoden hinsichtlich der Fragestellung ... 142

9.4 Modellgrundlagen und Aufbau ... 142
9.4.1 Geologische Einheiten und diskret modellierte Trennflächen ... 142
9.4.1.1 Geologie ... 142
9.4.1.2 Strukturen ... 142
9.4.2 Stoffmodelle ... 143
9.4.2.1 Allgemeines ... 143
9.4.2.2 Granitgneise und Augengneise ... 144
9.4.2.2.1 Anisotropie ... 144
9.4.2.2.2 Festigkeitsabfall in den Trennflächen ... 145
9.4.2.2.3 Festigkeitsabfall in der Matrix ... 145
9.4.2.2.4 Lineare oder nicht lineare Einhüllende ... 145
9.4.2.3 Kakirite und Störzone Parlet ... 146
9.4.2.3.1 Allgemeines ... 146
9.4.2.3.2 Kriechen (zeitabhängiges Verhalten) ... 146
9.4.3 Kennwerte ... 148
9.4.3.1 Steifigkeit ... 149
9.4.3.2 Reibungswinkel und Kohäsion ... 149
9.4.3.3 Dilatanz und Zugfestigkeit ... 149
9.4.3.4 Festigkeitsabfall ... 150
9.4.3.5 Kriechparameter A und n ... 150
9.4.4 Primärspannungszustand und Berechnungssequenzen ... 151
9.4.5 Randbedingungen und Ausdehnung ... 152
9.4.6 Diskretisierung der Blöcke ... 152
9.4.7 Wasser ... 153
9.5 Generelles zur Modellierung ... 153
9.6 Sensitivitätsbetrachtungen ... 154
9.6.1 Vorgehen ... 154
9.6.2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsbetrachtungen ... 155
9.6.2.1 Aspekte der Geometrie ... 155
9.6.2.1.1 Veränderung der Geometrie N-fallender Trennflächen ... 155
9.6.2.1.2 Veränderung der Geometrie S-fallender Trennflächen ... 155
9.6.2.1.3 Veränderung des Abstandes zwischen den Scherzonen ... 156
9.6.2.1.4 Fazit ... 156
9.6.2.2 Aspekte der Scherfestigkeit ... 156
9.6.2.2.1 Auswirkung veränderter Kohäsion ... 156
9.6.2.2.2 Auswirkung veränderter Reibungswinkel ... 156
9.6.2.2.3 Auswirkung veränderter Dilatanz ... 157
9.6.2.2.4 Fazit ... 157
9.6.2.3 Aspekte der Steifigkeit ... 157
9.6.2.3.1 Einflussgrößen der Deformierbarkeit ... 157
9.6.2.3.2 Fazit ... 157
9.6.2.4 $k_0$-Wert ... 158
9.7 Ergebnisse der Modellierung ... 159

9.7.1 Plausibilität der Ergebnisse ... 159
9.7.2 Allgemeines zur Auswertung und Interpretation ... 161
9.7.3 Kinematik ... 161
9.7.3.1 Trogschulter ... 162
9.7.3.2 Kammregion (Cuolm Parlet dado/Dadens) ... 164
9.7.3.3 Südabbruch (Druntobel, westlicher Rücken) ... 165
9.7.3.4 Zusammenfassung und Diskussion ... 166
9.7.4 Brüche und Bruchentwicklung ... 167
9.7.4.1 Allgemeines ... 167
9.7.4.2 Bruchentstehung und Bruchentwicklung ... 167
9.7.4.2.1 Brüche durch Eisentlastung und Erosion ... 167
9.7.4.2.2 Bruchentwicklung durch tiefreichendes Kriechen ... 168
9.7.4.2.3 Zusammenfassung und Diskussion ... 170
9.7.5 Ermittlung der Standsicherheit ... 170
9.7.5.1 Allgemeines ... 170
9.7.5.2 Ergebnisse der Standsicherheitsuntersuchungen ... 171
9.7.5.3 Zusammenfassung und Diskussion ... 171
9.8 Anmerkungen zur Modellierung ... 172
10 Praktische Relevanz ... 173
10.1 Gefährdungsbilder ... 173
10.1.1 Abgang der gesamten in Bewegung geratenen Felsmassen ... 174
10.1.2 Abgang von Teilkubaturen ... 174
10.1.2.1 Druntobel ... 174
10.1.2.2 Westlicher Südabbruch ... 176
10.1.2.3 Westabbruch gegen das Val Strem ... 176
10.1.3 Murgänge ... 178
10.1.3.1 Druntobel ... 178
10.1.3.2 Val Strem ... 178
10.2 Reichweitenabschätzung ... 178
10.2.1 Methodiken ... 179
10.2.1.1 Empirisch-statistische Methode ... 179
10.2.1.2 Numerische Simulation ... 180
10.2.2 Ergebnisse der Reichweitenabschätzung ... 180
10.2.2.1 Volumina zwischen 5 und 25 Mio. $m^3$ („prediction curve“) ... 180
10.2.2.2 Beurteilung der Volumina > 1 Mio. $m^3$ ... 183
10.2.2.3 Volumina < 150 000 $m^3$ („shadow angle”) ... 183
11 Zusammenfassung und Resümee ... 185
11.1 Allgemeine Angaben ... 185
11.2 Geologie und Hangtektonik ... 185
11.3 Hydrogeologie ... 186
11.4 Deformationen und beeinflussende Faktoren ... 186

11.5 Mechanische Aspekte ..... 187
11.5.1 Kinematik ..... 187
11.5.2 Bruchentwicklung und Entwicklungsverlauf ..... 187
11.6 Klassifikation ..... 188
11.7 Praktische Relevanz ..... 189
11.8 Resümee ..... 189
12 Anhang A ..... 191
12.1 Grenzgleichgewichtsbetrachtung ..... 191
12.2 Kinematische Tests ..... 191
12.2.1 Tiefreichende Bewegungsmöglichkeiten ..... 191
12.2.2 Oberflächennahe Bewegungsmöglichkeiten ..... 192
13 Anhang B ..... 194
14 Anhang C ..... 196
Literatur ..... 201
Lebenslauf ..... 207

## Abbildungsverzeichnis

**Abb. 2-1**: Lage der Hangbewegung innerhalb der Schweiz. ..... 3
**Abb. 2-2**: Der Cuolm Da Vi nördlich der Ansiedlung Sedrun. ..... 4
**Abb. 2-3**: Übersichtskarte des Aar- und Gotthardmassivs [111]; umgezeichnet nach Labhart [99]. ..... 5
**Abb. 2-4**: Petrotektonische Karte des Östlichen Aarmassivs zwischen Maderantal und Tavetsch [1]. ..... 6
**Abb. 3-1**: Geologische Karte der Hangbewegung ..... 10
**Abb. 3-2**: Darstellung der Poldichte (n = 244) von $Sa_1$, $Sa_2$ und Sv. ..... 12
**Abb. 3-3**: Darstellung der Poldichte (n = 158) von $K_1$, $K_2$ und $K_3$. ..... 13
**Abb. 3-4**: Darstellung der Pole (n = 67) von Scherzonen. ..... 15
**Abb. 3-5**: Aufbau einer typischen Störzone im Aarmassiv-Südrand [102]. ..... 16
**Abb. 4-1**: Jährliche ND in Sedrun zwischen 1943 und 2003 (links). Jährliche ND in Disentis zwischen 1961 und 2003 (rechts). ..... 18
**Abb. 4-2**: Zusammenhang zwischen Tages- bzw. Monats-ND der Stationen Sedrun und Disentis (1961-04). ..... 19
**Abb. 4-3**: Mittlere Verteilung der ND zwischen 1943-04 sowie kumulierte und relative Häufigkeiten der Station Sedrun (1400 m NN). ..... 19
**Abb. 4-4**: Mittlere Verteilung der ND zwischen 1961-04 sowie kumulierte und relative Häufigkeiten der Station Disentis (1190 m NN). ..... 19
**Abb. 4-5**: Hydrogeologische Übersichtskarte Cuolm Da Vi. (Legende Geologie siehe **Abb. 3-1**) ..... 24
**Abb. 4-6**: Zusammenstellung der durchschnittlichen Leitfähigkeit (links) und Temperatur (rechts) charakteristischer Quellen sowie deren Standardabweichungen. ..... 26
**Abb. 4-7**: Hydrogeologisches Quer- (A) und Längsprofil (B). (Lage der Profile: **Abb. 4-5**). ..... 29
**Abb. 4-8**: Hypothese zur Entwicklung des Bergwasserspiegels (Zur Lage des hydrogeologischen Querprofils siehe **Abb. 4-5**). ..... 31
**Abb. 5-1**: Toppling-Typen nach Goodmann & Bray [59], modifiziert. ..... 33
**Abb. 5-2**: Geologisch-geotechnische Karte der Hangbewegung (Kartiert im Massstab 1 : 5 000) ..... 36
**Abb. 5-3**: Klassifikation der Zugphänomene am Cuolm Da Vi. ..... 37
**Abb. 5-4**: Lokalität der Zugphänomene zur Massenbewegung sowie deren Tiefgang. ..... 38
**Abb. 5-5**: Einteilung der Zustandsformen von Nackentäler nach Eckhardt et al. [48] umgezeichnet. ..... 46
**Abb. 5-6**: Geologisch-geotechnisches Profil 1. ..... 48
**Abb. 5-7**: Geologisch-geotechnisches Profil 2. ..... 49
**Abb. 6-1**: Lage der Messpunkte der photogrammetrischen Auswertung 1973-1990. ..... 56
**Abb. 6-2**: Lage der geodätischen Messpunkte mit Angaben zur Nullmessung. ..... 57
**Abb. 6-3**: Lage der Reflektoren des automatischen Messsystems, der Konvergenz-Messstrecken und ausgewählter geodätischer Messpunkte. ..... 58
**Abb. 6-4**: Ausmaße der Instabilität. Fläche ~1,2 $km^2$. Die Umgrenzung ist optimistisch gewählt. ..... 61
**Abb. 6-5**: Linien gleicher Verschiebungsgeschwindigkeiten und ausgewählte, kumulierte Bewegungs-vektoren (räumliche, jährliche Durchschnittsverschiebungen zwischen 1999 und 2002) ..... 63
**Abb. 6-6**: Linien gleicher Setzung (jährliche Durchschnittssetzungen zwischen 1999 und 2002). ..... 64
**Abb. 6-7**: **A**) Verschiebungsrichtungen und **B**) Einfallwinkel der Verschiebungsvektoren (1999-2002). ..... 66
**Abb. 6-8**: Häufigkeitsverteilung der Verschiebungs-Azimute. ..... 67
**Abb. 6-9**: Einfallswinkel der Verschiebungsvektoren entlang der N-S-Linie MP 86 - MP 516. ..... 67
**Abb. 6-10**: Vergleich der ND-Verteilung der Jahre 1998-1999 und 2000-2001 (Station Sedrun). ..... 71
**Abb. 6-11**: Niederschlagssummen (Messtag-Messtag; Station Sedrun) und Geschwindigkeiten am Beispiel ausgewählter Messpunkte. ..... 73
**Abb. 6-12**: Zentraler Messzug. Zusammenfassung der absoluten Distanzänderungen (2001-2004). ..... 77

**Abb. 6-13**: Zentraler Messzug. Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse der Konvergenz-Messungen. (Legende: siehe Kapitel Hangtektonik). ..... 78
**Abb. 6-14**: Zusammenhang zwischen Monats-ND und der Anzahl konvergierender Messstrecken (Korrelationskoeffizient nach Pearson: 0,98 ($p < 0,01$; $n = 5$)..... 79
**Abb. 6-15**: Östliche Extensionszone. Zusammenfassung der absoluten Distanzänderungen (2001 - 2004). ..... 80
**Abb. 6-16**: Östliche Extensionszone. Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse der Konvergenz-Messungen. (Legende: siehe Kapitel 5, Hangtektonik). ..... 81
**Abb. 6-17**: Bisherige Distanzveränderungen der Messstrecken, welche die Große Spalte und deren Verlängerung überspannen. ..... 81
**Abb. 6-18**: Zeitreihe der Monatsverschiebungen der Reflektoren seit Beginn der Messaufzeichnung (2000 - 2005). ..... 83
**Abb. 7-1**: Klassifikation von Felsböschungen anhand der Orientierung einer dominanten, persistenten Trennflächenschar und der räumlichen Orientierung der Böschung [30; 31]..... 86
**Abb. 7-2**: Zusammenstellung oft beschriebener tiefreichender Bewegungsmechanismen in vertikal strukturierten Felsböschungen. ..... 87
**Abb. 7-3**: Kinematische Bedingungen für Gleiten und Kippen eines Einzelblocks; umgezeichnet nach Ashby [5]. ..... 91
**Abb. 7-4**: Darstellung der kinematischen Tests für Toppling und Gleiten im Schmidt`schen Netz. ..... 92
**Abb. 7-5**: Bewegungsmöglichkeiten für verschiedene Trennflächen-Böschungsneigungs-Konstellationen; umgezeichnet nach Cruden [29] ..... 92
**Abb. 7-6**: Trennflächen-Hangneigungs-Kombinationen, die Toppling unter verschiedenen Annahmen zum Reibungswinkel **Φ** kinematisch ermöglichen/nicht ermöglichen. ..... 94
**Abb. 7-7**: Schematische Darstellung der Bergwasserverhältnisse nördlich und südlich des Cuolm Parlet dadens..... 100
**Abb. 7-8**: Kluftwasserschub in Abhängigkeit der Wasserstandshöhe..... 100
**Abb. 7-9**: Verhältnis zwischen horizontalem (dh) und vertikalem (dv) Bewegungsvektor bei verschiedenen Einfallswinkeln gegen die Böschung. ..... 106
**Abb. 7-10**: Verhältnisse zwischen horizontalem und vertikalem Verschiebungsvektor im Zeitraum 1999-2002 mit der markanten Achse MP 30-MP 13-MP 2-MP 33-MP 40. ..... 107
**Abb. 7-11**: Schematische Darstellung der Lang- und Kurzzeitentwicklung der Verschiebungsgeschwindigkeiten, der Spannungen und der Kriechraten im Entwicklungsverlauf der Instabilität..... 109
**Abb. 7-12**: Schematische Darstellung des „Feedback mechanism“..... 110
**Abb. 7-13**: Vereinfachte Darstellung von Bewegungsablauf und Hanginstabilität in Abhängigkeit der Zeit (nach Terzaghi [141] umgezeichnet). ..... 111
**Abb. 7-14**: Schematische Darstellung der Kinematik des Cuolm Da Vi..... 111
**Abb. 7-15**: Typisches, geologisches Modell des Cuolm Da Vi. Die Lage des exemplarischen Profils ist der **Abb. 5-7** zu entnehmen..... 113
**Abb. 8-1**: Einaxiale Druckfestigkeit anisotroper Gesteine nach Palmström [123]. ..... 116
**Abb. 8-2**: Zusammenhang zwischen Normalspannung und Scherfestigkeit nach den Theorien von Mohr-Coulomb, Patton [125] und Barton [9]. ..... 121
**Abb. 8-3**: Möglichkeiten zur Bestimmung des JRC [13]..... 123
**Abb. 8-4**: Beziehung zwischen der größten und kleinsten Hauptspannung beim Bruch nach dem Hoek-Brown-Bruchkriterium und der Anpassung für das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium [72]. ..... 128
**Abb. 8-5**: Block mit 3 Kluftsystemen. $S_1 – S_3$: Kluftabstände [123]..... 129

**Abb. 8-6**: **A**: Idealisierte Darstellung verschiedener Maßstabsbereiche und Anwendbarkeit des Hoek-Brown-Kriteriums; nach Hoek [67] umgezeichnet. **B**: Schematische Darstellung verschiedener Spannungsbedingungen entlang 2 potentieller Bruchzonen; nach Sjöberg [138] umgezeichnet. ... 130
**Abb. 8-7**: Verschiedene Typen von Trennflächenanordnungen und deren resultierende Blockgeometrien (nach Dearman [41]) ... 131
**Abb. 8-8**: GSI-Chart umgezeichnet nach Cai et al. [23] mit Mittelwerten, Maxima und Minima der Hauptgesteinstypen. ... 133
**Abb. 8-9**: Zusammenhang zwischen Scherverformung und Festigkeitsentwicklung ... 135
**Abb. 9-1**: Berechnungszyklus der Distinct Element Method [87]. ... 139
**Abb. 9-2:** Geometrische und mechanische Angaben zum UDEC-Modell. Die Lage des Profils ist **Anhang C**, **Abb. 14-9** zu entnehmen. ... 143
**Abb. 9-3**: Schematische Beschreibung der multilaminaten Formulierung nach Cudny & Vermeer [34], modifiziert. ... 144
**Abb. 9-4**: Typischer, dreiteiliger Verlauf der Zeit-Verformungs-Kurve. **e0** = unmittelbar einsetzende elastische Deformationen [145]. ... 147
**Abb. 9-5**: Post-Failure-Verhalten am Beispiel des Granitgneises (**GG**). ... 150
**Abb. 9-6**: Berechnungssequenzen des Modells. ... 152
**Abb. 9-7**: Diskretisierung der Blöcke (Modellausschnitt). ... 153
**Abb. 9-8**: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse. ... 158
**Abb. 9-9**: Lage der Messpunkte und Inklinometer im Modell sowie aufgezeichnete kumulierte Verschiebungen und Längsverlauf des Verhältnisses dh/dv (Parametersatz **Tab. 9-3,** 5 a Kriechen). ... 160
**Abb. 9-10**: Raumgewinn durch Hangauswärtsrotation. ... 162
**Abb. 9-11**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich der Trogschulter. ... 163
**Abb. 9-12**: Schematische Darstellung des Setzungsverlaufes mit der Entfernung zu Scherzonen. ... 163
**Abb. 9-13**: Auswertung der numerischen Inklinometer (nach 5 a Kriechen). Zur Lage siehe **Abb. 9-9**. ... 164
**Abb. 9-14**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich der Kammregion. ... 165
**Abb. 9-15**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich des Südabbruchs. ... 166
**Abb. 9-16**: Schematische Darstellung der Bruchentwicklung. ... 169
**Abb. 9-17**: Schematische Darstellung der Bruchentwicklung (Ausschnitt siehe **Abb. 9-16**, Detail). ... 169
**Abb. 9-18**: Entwicklung der Standsicherheit mit fortschreitender Tiefenerosion. ... 171
**Abb. 10-1**: Ausschnitt aus der geotechnischen Karte mit dem Druntobel und denkbaren Sturzszenarien. ... 175
**Abb. 10-2**: Ausschnitt aus der geotechnischen Karte mit dem Abbruch zum Val Strem und denkbaren Sturzszenarien; (Vektoren: 97/98). ... 177
**Abb. 10-3**: Parameter für die Reichweite von Bergstürzen (**A** > 1 Mio. $m^3$) und Felsstürzen (**B** < 1 Mio. $m^3$); nach Scheidegger [134] und Hungr & Evans [80]. ... 179
**Abb. 10-4**: "Prediction curve" für Fahrböschungswinkel von Bergsturzvolumina > 5 Mio. $m^3$ ... 180
**Abb. 10-5**: Potentielle Fahrböschungswinkel und Sturzbahn für Bergsturzvolumina > 1 Mio. $m^3$. ... 182
**Abb. 10-6**: Potentielle Reichweite von Felsstürzen mit Volumina < 1 Mio. $m^3$. ... 183
**Abb. 10-7**: Ergebnisse der Reichweitenabschätzung mit Hilfe der „Scheideggerfunktion" für Volumina > 1 Mio. $m^3$. ... 184
**Abb. 12-1**: Grenzgleichgewichtsbetrachtung einer klar abgrenzbaren, lokalen Instabilität im Druntobel. 191
**Abb. 12-2**: Kinematischer Test: Rücken bei Vonns Sura/Sut und Druntobel ... 191
**Abb. 12-3**: Kinematischer Test: Rücken bei Vonns Sura/Sut und Druntobel. ... 192
**Abb. 12-4**: Kinematischer Test: Bereich nördlich des Cuolm Parlet dadens. ... 192

**Abb. 12-5**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien im Druntobel. ..... 192
**Abb. 12-6**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien des Cuolm Parlet dadens. ..... 193
**Abb. 12-7**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien bei Stavel da Nuorsas. ..... 193
**Abb. 14-1**: Diskontinuitäten im Modell. ..... 196
**Abb. 14-2**: Plastische Zonen am Ende der Eisentlastung und Erosion. ..... 196
**Abb. 14-3**: Trennflächen, welche bereits am Ende der Eisentlastung und Erosion die Restfestigkeit erreicht haben. ..... 197
**Abb. 14-4**: Plastische Zonen nach mehrjährigem Kriechen. ..... 197
**Abb. 14-5**: Flächen, welche die Restfestigkeit bereits erreicht haben (nach mehrjährigem Kriechen). ..... 198
**Abb. 14-6**: Hauptnormalspannungen skaliert nach der Differentialspannung. Gut zu sehen sind die Differentialspannungsspitzen im Bereich N- fallender Scherzonen. ..... 198
**Abb. 14-7**: Horizontale Verschiebungen nach 5 Jahren Kriechen. ..... 199
**Abb. 14-8**: Vertikale Verschiebungen nach 5 Jahren Kriechen. ..... 199
**Abb. 14-9**: Lage des Profils, welches der Modellierung zugrunde liegt. ..... 200

## Tabellenverzeichnis

**Tab. 1-1:** Konzept und Aufbau der vorliegenden Arbeit. ..... 2
**Tab. 3-1**: Klassifikation der Blockschutt-/Felssturzhalden am Cuolm Da Vi. ..... 11
**Tab. 4-1**: Verfügbare Daten der Klimastationen in und um Sedrun. ..... 17
**Tab. 4-2**: Mittelwerte und Extrema der ND seit Beginn der Messaufzeichnungen der Station Sedrun. ..... 20
**Tab. 4-3**: Wiederkehrperioden unterschiedlicher Dauer und Intensität von Niederschlägen auf Grundlage der Daten der Station Disentis [18]. ..... 20
**Tab. 4-4**: Zusammenstellung der Quellen des Untersuchungsgebietes und deren Charakteristika. ..... 26
**Tab. 4-5**: Hydrogeologische Zusammenhänge aus der Kluftweitentheorie [107]. ..... 28
**Tab. 5-1**: Klassifikation von Hangbewegungen nach der Anbruchsform und dem Bewegungsvorgang [112]. ..... 32
**Tab. 6-1**: Geschichtlicher Überblick über durchgeführte Vermessungstätigkeiten im Umfeld der Großhangbewegung Cuolm Da Vi. Nur Punkte innerhalb der Massenbewegung werden genannt. ..... 53
**Tab. 6-2**: Mittlere Geschwindigkeiten repräsentativer Messpunkte zwischen 1997 und 2004. ..... 62
**Tab. 6-3:** Homogenbereiche der Verschiebungsazimute. ..... 65
**Tab. 6-4**: Korrelationen zwischen Niederschlägen (Messtag-Messtag) und Geschwindigkeiten / Beschleunigungen (n = 7) ausgewählter Messpunkte; $p < 0,05$. ..... 70
**Tab. 6-5**: Mittlere Geschwindigkeiten und Beschleunigungen ausgewählter Messpunkte. ..... 74
**Tab. 6-6**: Korrelationen der Raumvektoren der Geschwindigkeiten ausgewählter Messpunkte (n = 7); $p < 0,01$. ..... 76
**Tab. 6-7**: Korrelationen der Beschleunigungswerte ausgewählter Messpunkte (n = 7); $p < 0,01$. ..... 76
**Tab. 6-8**: Vergleich zwischen geodätischer Messung und automatischem Messsystem. ..... 82
**Tab. 6-9:** Korrelation zwischen den verschiedenen Reflektoren des automatischen Messsystems; $p < 0,01$. ..... 84
**Tab. 6-10**: Korrelation zwischen den Reflektoren und Monatsniederschlägen (Station Sedrun). ..... 84
**Tab. 7-1**: Zusammenstellung der Hangabschnitte, die hinsichtlich potentieller räumlicher Bewegungsmöglichkeiten untersucht werden. ..... 93
**Tab. 8-1**: Ergebnisse der Feldtests nach ISRM (1980) und subjektiver Einschätzung der Anisotropie. ..... 117
**Tab. 8-2**: Einaxiale Druckfestigkeit nach der Methode der Gesteinsbeschreibung. ..... 118
**Tab. 8-3**: Einaxiale Druckfestigkeiten. **GBT**: Gotthardt Basistunnel. ..... 118
**Tab. 8-4**: Abschätzung der Scherfestigkeit des intakten Felsens. ..... 119

**Tab. 8-5**: Basisreibungswinkel [8]; [13]. ..... 125
**Tab. 8-6**: Zusammenfassung der Ergebnisse des JRC-JCS-Ansatzes. ..... 125
**Tab. 8-7**: Zusammenfassung der Ergebnisse des Jc-Ansatzes (Mittelwerte). ..... 126
**Tab. 8-8**: Typische Schwankungsbereiche für Reibungswinkel unterschiedlicher Gesteinstrennflächen [44]. ..... 126
**Tab. 8-9**: Zusammenstellung der Ergebnisse des GSI-Ansatzes mit Gebirgskennwerten. ..... 132
**Tab. 8-10**: Typische Kennwerte für Gesteine des Tavetscher Zwischenmassiv Nord (**TZMN**). ..... 134
**Tab. 9-1**: Zusammenstellung der verwendeten Stoffmodelle der jeweiligen Gesteinstypen und diskreten Trennflächen ..... 148
**Tab. 9-2:** Kennwerte (Startparametersatz). ..... 151
**Tab. 9-3**: Rückgerechnete Kennwerte ..... 161
**Tab. 9-4**: Art entlastungsbedingter Brüche und Bewegungssinn in den Trennflächen. ..... 167
**Tab. 10-1**: Volumen und Fahrböschungswinkeln für Bergsturzvolumina in der Größenordnung von 5 bis 25 Mio. m³. **β**: Fahrböschungswinkel ..... 181
**Tab. 11-1**: Allgemeine Angaben zur Hangbewegung ..... 185
**Tab. 11-2**: Möglicher Entwicklungsverlauf der Instabilität. ..... 188
**Tab. 11-3**: Einordnung der Hangbewegung in die gängigsten Klassifikationsvorschläge. Die Angaben in Klammern beziehen sich auf die erstmalige Erwähnung des angeführten Begriffs. ..... 189
**Tab. 13-1**: Schema zur Identifikation der einaxialen Druckfestigkeit im Gelände [85] ..... 194
**Tab. 13-2**: Klassifikation der Foliation und Anisotropie von Gesteinen [142-144]. **Fi**: Foliation Index; **fA** = 0.95 + 0.17 Fi (Foliation Anisotropie Factor) ..... 194
**Tab. 13-3**: Klassifikation der einaxialen Druckfestigkeit [85] ..... 195
**Tab. 13-4**: Zusammenstellung von Literaturwerten zur einaxialen Druckfestigkeit. ..... 195

# 1 Problemstellung, Zielsetzung und Vorgehen

## 1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Geodätische Messungen an verschiedenen Stellen der Rhein-Rhone-Linie zeigen, dass Vertikalbewegungen in der Größenordnung von einigen Zehntel-mm bis cm/a regional nachweisbar sind. Als Ursache werden meist tektonische bzw. glazial-isostatische Vorgänge vermutet [47; 48; 90]. In vielen Fällen können jedoch nur gravitative Vorgänge in Betracht gezogen werden.

Als Folge des Rückzuges der Gletschermassen aus dem E-W-verlaufenden Vorderrheintal kam es zu Entlastung und Versteilungen der Talflanken. Instabile Zonen wurden geschaffen, die in Form von Rutschungen, Sackungen und Felsstürzen den Denudationsprozess beschleunigen [100].

Eine bis heute außergewöhnlich aktive Instabilität ist der Cuolm Da Vi, nördlich der Ortschaft Sedrun. Schon in den 40er und 50er Jahren wiesen Niggli & Eckhardt [46] auf „unregelmäßige" Erscheinungen wie Gräben, Spalten und Risse hin. Die Vermutung einer tiefreichenden Instabilität lag nahe. Erst im Rahmen eines Forschungsprojektes des Schweizerischen Nationalfonds zur Erforschung jungquartärer Krustenbewegungen in den 70er Jahren wurden die Mutmaßungen von Eckhardt erneut aufgegriffen. Es wurden neue Spalten und Risse gefunden, die sich in den darauf folgenden Jahren sichtbar vergrößerten.

Die subjektiven Vermutungen zur Bewegungsintensität fanden letztlich durch die Messkampagnen des Institutes für Geodäsie und Photogrammetrie (IGP) der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (ETHZ) von 1983 und 1988 objektive Bestätigung [16; 25]. Die erstmals messtechnisch erfassten Bewegungen deckten sich mit den Erwartungen der Geologen. Unerwartet war jedoch die außergewöhnliche Ausdehnung der in Bewegung geratenen Masse.

Im Jahr 1989 reagierte die Gemeinde Tujetsch mit der Hinzuziehung des „Büro für technische Geologie" unter Federführung von T. Lardelli. Lardellis Untersuchungen brachten grundlegende und wichtige Feststellungen zur Gefährdung und Ausarbeitung eines Überwachungskonzeptes, welches unter der Leitung seines Nachfolgers Y. Bonanomi erstellt wurde und bis heute betreut wird. Neben Tätigkeiten zur Überwachung und Risikoabschätzung war der Cuolm Da Vi immer wieder im Brennpunkt nationaler und internationaler Forschungsinteressen. Insbesondere durch die Projekte VERSINCLIM und IMIRILAND konnten wesentliche Erkenntnisse gewonnen werden [17; 18; 121]. Das überaus anspruchsvolle Phänomen „Cuolm Da Vi" konnte trotz der Bemühungen vieler namhafter und erfahrener Geologen nicht eindeutig geklärt werden, nicht zuletzt aus Gründen der Zugänglichkeit, zeitlicher und finanzieller Einschränkungen.

Ziel dieser Forschungsarbeit ist, auf den Erkenntnissen der geologischen Arbeiten von Lardelli, Bonanomi, Bonnard und Noverraz aufbauend, ein geologisches Modell der Hangbewegung zu erarbeiten. Die Fülle der gewonnen Daten über den geologisch-geotechnischen Bau, die Deformationsmessungen, das Stoffverhalten, die Materialeigenschaften und die Versagenshypothese

bilden schlussendlich die Grundlage numerischer Modelle. Numerische Modelle verifizieren bisherige Vermutungen bzw. stellen Annahmen und Vermutungen in Frage und ermutigen zu tiefergehenden Diskussionen.

Aussagen über den Ist-Zustand in Form detaillierter geologisch-geotechnischer Karten und Profile, die Entstehung, die räumlichen Ausmaße, die Entwicklung, den Bruchmechanismus sowie die Wirkung innerer und äußerer Einflussfaktoren werden erbracht. Besondere Aufmerksamkeit wird auf die Entstehung von Brüchen und deren felsmechanischen Hintergründe gelegt.

## 1.2 Vorgehensweise und Aufbau

Die Arbeit folgt einem bekannten Schema (**Tab. 1-1**). Zunächst gilt es durch Feldbeobachtungen ein möglichst detailliertes geologisches Modell zu erstellen. Dies beinhaltet Fakten aus den Geländeaufnahmen und deren Interpolation in die Tiefe (Geologischer Modellbildungsprozess). Die Aufnahmen werden weitgehend ohne geomechanische Interpretation beschrieben. In einem zweiten Schritt (Geomechanischer Modellbildungsprozess) müssen die geologischen Untersuchungen hinsichtlich ihrer mechanisch-kinematischen Bedeutung kritisch diskutiert werden. Auf Grundlage der Überlegungen zur Kinematik, zu den Materialeigenschaften und Materialverhalten sowie zur Versagenshypothese werden numerische Modelle erstellt.

**Tab. 1-1:** Konzept und Aufbau der vorliegenden Arbeit.

| **Geologischer Modellbildungsprozess** | **Geomechanischer Modellbildungsprozess** |
|---|---|
| Feldbeobachtungen | Felsmechanische Überlegungen und Modelle |
| Petrographie<br>Strukturgeologie<br>Hydrologie<br>Hangtektonik<br>Bewegungsmessungen | Ableitung einer Versagenshypothese aus den Erkenntnissen bisheriger Untersuchungen<br>Geotechnische Eigenschaften des Gebirges<br>Numerische Simulation |
| GEOLOGISCHES MODELL; GEOMECHANISCHES MODELL | |
| Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse insbesondere in Bezug auf den Aspekt der Gefährdung. | |

# 2 Geographisch - geologischer Überblick

## 2.1 Geographisch-morphologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt NE von Sedrun (Kanton Graubünden) im oberen Vorderrheintal, rund 60 km westlich der Stadt Chur (Gr) am Fuß des Oberalp-Passes (**Abb. 2-1**).

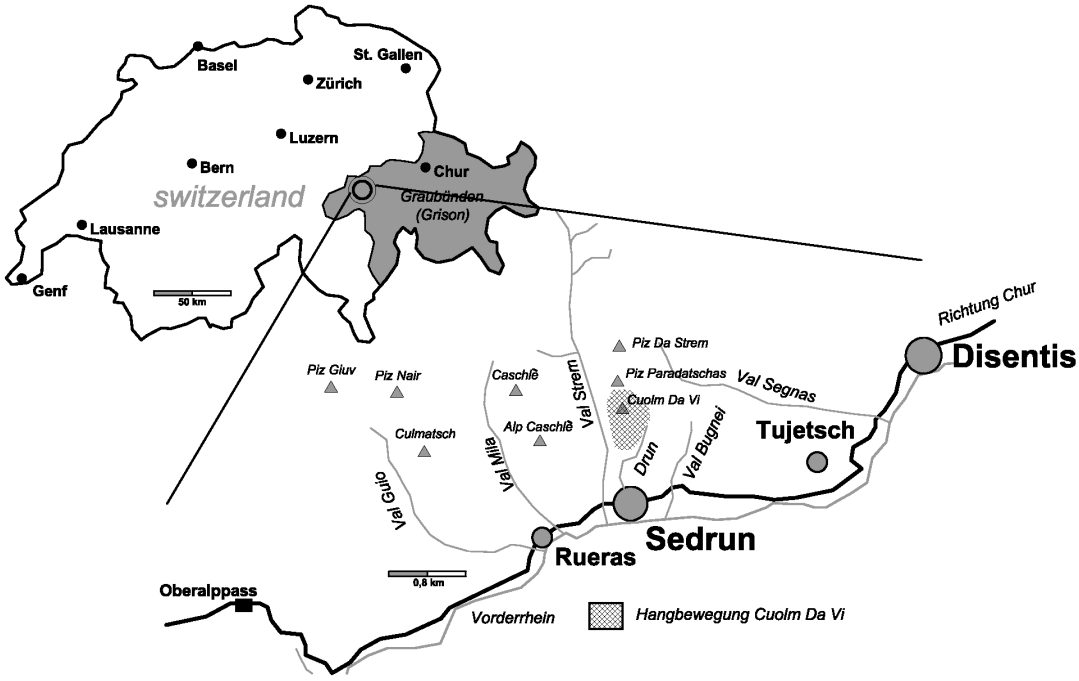



**Abb. 2-1**: Lage der Hangbewegung innerhalb der Schweiz.

Die Hangbewegung des Cuolm Da Vi erstreckt sich von 1600 bis 2500 m. Sie wird im W vom Val Strem, im E durch den Rücken zwischen den Erosionstrichtern des Drun Bugnei und des Druns flankiert (**Abb. 2-1, 2-2**). Nördlich begrenzt wird das Gebiet durch den Piz Paradatschas (2649 m), südlich durch die Ansiedlung bei Valtgeva (1596 m).

Kennzeichnend für die Morphologie des Vorderrheintals sind ausgeprägte Trogschulterreste zwischen 2200 und 2300 m. Sie markieren den maximalen Stand der Talgletscher. Tief eingeschnittene, N-S-verlaufende Quertäler (Trogtäler), wie das Val Strem oder Val Mila, mit bis zu 1000 m hohen Flanken, zergliedern das Gebiet. Den Trogschultern folgen meist steile Felswände und schroffe Gipfel wie der Culmatsch (2897 m), Piz Nair (3059 m) oder der Piz da Strem (2838 m).

Den Cuolm Da Vi charakterisiert ein rückenförmiger Trogschulterrest mit Hangneigungen um 20°. Im SW der Trogschulter schließt ein grasbewachsener Rücken an, der gegen Vonns Sura mit einer mittlere Hangneigung von 25-35° abfällt (Südabbruch). Im SE, entlang des schroffen Abbruches zum Drun, ist die Böschung rund 35-45° (max. > 70°) steil (**Abb. 2-2**). Nördlich des Trogschulterrestes folgen die Gipfel des Cuolm Parlet dadens (2458 m) und Cuolm Parlet dado

(2403 m), die durch einen Pass (Karschwelle bei 2418 m) getrennt werden. Eine abflusslose Senke (Becken eines ehemaligen Kargletschers) schließt nördlich des Passes an. Sie wird beidseitig von N-S-verlaufenden Rücken umrahmt.

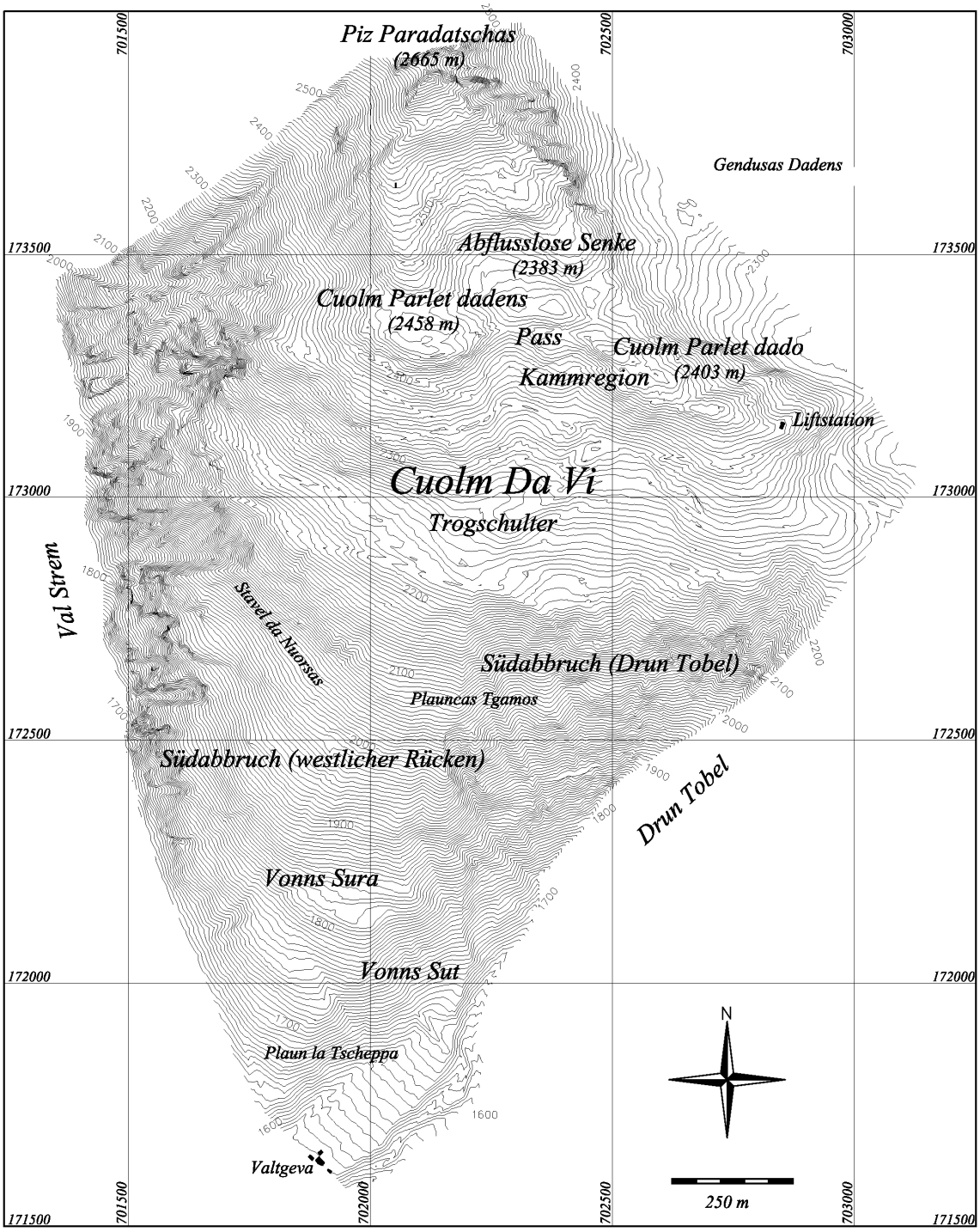



**Abb. 2-2**: Der Cuolm Da Vi nördlich der Ansiedlung Sedrun.

## 2.2 Geologische Lage und Überblick

Geologisch liegt das Gebiet im südlichsten Teil des 2000 km$^2$ umfassenden Aar-Massivs (**AM**) **(Abb. 2-3, 2-4)**, das aus prevariszischem, polymetamorphem Altkristallin und aus spätvariszischen, vulkanische Sequenzen und Plutoniten aufgebaut ist [1; 99; 111].

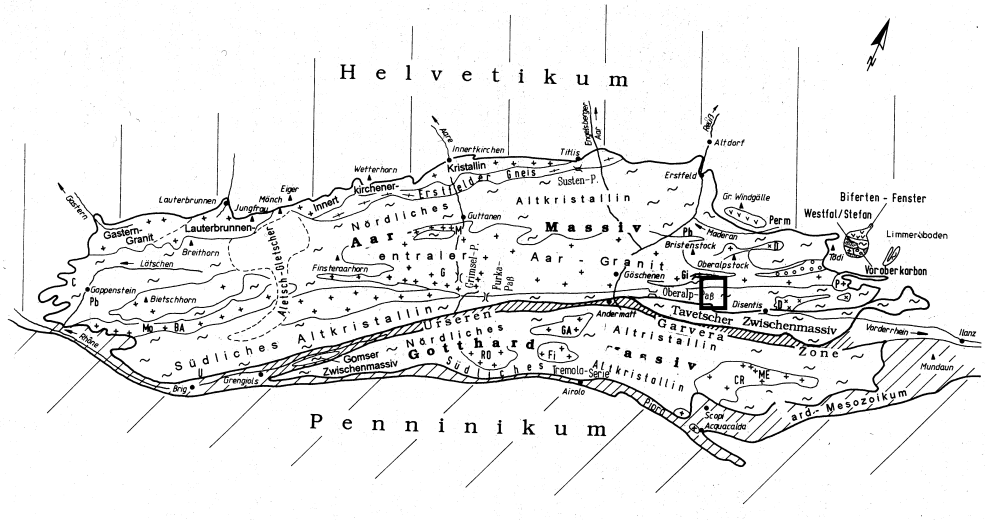



**Abb. 2-3**: Übersichtskarte des Aar- und Gotthardmassivs [111]; umgezeichnet nach Labhart [99].

Der Nordteil des AM besteht aus hellen, granitischen bis granodioritischen, massigen Gneisen. Im S überwiegen Augengneise, Schiefer und Mylonite. Typisch im S (Südliches Altkristallin (**SA**)) sind Gneise sedimentären Ursprungs, welche die Orthogneise durchsetzen. Die alpidische Metamorphose reichte im S bis zur Grünschieferfazies, wodurch die Gneise tektonisch stark beansprucht, verschiefert, intensiv geklüftet sowie von Brüchen durchtrennt wurden. Das Generalstreichen ist ENE-WSW (65-75°) bei steilem Einfallen gegen SSE bzw. seltener NNW (80-90°). Die am häufigsten auftretenden Trennflächenscharen streichen ungefähr parallel zum Vorderrheintal. Gegen S, zum Tavetscher Zwischenmassiv hin, nimmt der Anteil kakiritisierter Gesteine deutlich zu. Die Lagerung der Schiefer und Gneise fällt hier steiler nach S bzw. überkippt nach N ein.

<u>Geologisch-tektonische Einheiten entlang eines S-N-Profils zwischen Sedrun und Piz da Strem:</u>

- Tavetscher Zwischenmassiv Nord (**TZMN***)*
- Clavaniev-Zone (**CV**): Sie stellt die scharfe Grenzzone zwischen Aarmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv dar und geht gegen E in die sedimentäre Disentiser Zone über [94]. Sie ist aufgebaut aus einem bzw. zwei 10-15 m mächtigen, vertikal lagernden Kakiritzügen. Östlich von Sedrun umrahmen die beiden Hauptkakirite der Clavaniev-Zone den Bugnei-Granodiorit (**BG**).
- Aar-Massiv von S nach N: Südliche Gneiszone (**SGZ**), Südlicher Granitgneis (**SGG**), Südlicher Aar-Granit (**SAGr**): **Abb. 2-4** scheidet die Einheiten SGZ und SGG innerhalb des **SA**

nicht explizit aus. Nach Labhart [99] lassen sich Alter bis zu 500 Ma in den Gesteinen des SGG nachweisen, was die Zugehörigkeit zum Altkristallin untermauert und die Zone vom wesentlich jüngeren SAGr trennt. Zudem wird der Granitgneis diskordant von aplitischen Gängen und Lamprophyren durchschlagen, die im Zusammenhang mit der Intrusion des Aaregranits stehen [99]. Eine alpintektonische Varietät kann dadurch ausgeschlossen werden. Der Granitgneis ist somit Teil der Südlichen Schieferhülle des Aaregranits.

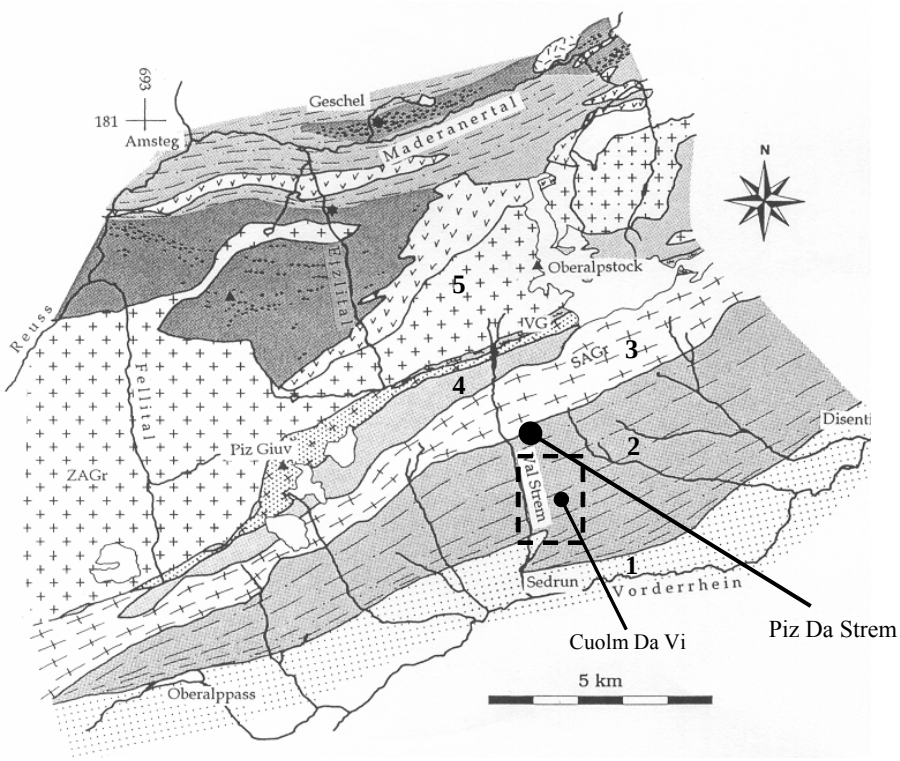



**Abb. 2-4**: Petrotektonische Karte des Östlichen Aarmassivs zwischen Maderantal und Tavetsch [1].
**1**: Tavetscher Zwischenmassiv (**TZM**); die Nordgrenze des TZM bildet die Clavaniev-Zone (**CV**), die hier nicht explizit eingezeichnet ist ; **2**: Südliches Altkristallin (**SA**): Südliche Gneiszone (**SGZ**) und Südlicher Granitgneis (**SGG**); Prevariszische Gneise im Allgemeinen; Retrograde Gneise: Biotit-Sericit Gneise und Schiefer, Biotit-Chlorit Gneise und Schiefer, Chloritschiefer und Gneise; **3**: Intrusiva des unteren Karbon (Südlicher Aargranit (**SAGr**)); **4**: Prevariszische Gneise; **5**: Intrusiva des oberen Karbon (Zentraler Aargranit (**ZAGr**)).

Das Südliche Altkristallin liegt entlang einer tektonisch aktiven Zone, der sogenannten Rhein-Rhone-Linie. Entlang dieser Linie finden sich, sowohl an den nördlich als auch den südlich gelegenen Hängen, talparallele Verwerfungen. Wie die Verstellung von Moränenwällen zeigt, sind diese postglazialen Alters [47]. Inwieweit Hangtektonik bzw. Isostasie eine ebenso wichtige Rolle spielen, ist bis heute nicht endgültig geklärt. Die Tatsache, dass Verwerfungen nur entlang der Trogschultern und nicht in den tief eingeschnittenen Quertälern zu finden sind, wirft berechtigte Zweifel an den Theorien von Eckhard, Funk, Labhardt und Jäckli auf [47; 48; 90]. Keine der Arbeiten beinhaltet Überlegungen zum rheologischen Verhalten der inkompetenten Gesteine des TZMN und der CV und dessen tiefgreifender Beeinflussung.

# 3 Geologie und Strukturgeologie

Lithologisch wird das Gebiet von unterschiedlich stark deformierten, granitoiden Gneisen (Granitgneise), diversen Glimmergneisen (Orthogesteine) und Schiefern sedimentären und magmatischen Ursprungs aufgebaut. Es lassen sich (Homogen-) Bereiche ausgliedern, die intern von SW-NE- und NNE-SSW-streichenden Scherzonen verschiedener Zusammensetzung und Maßstabsbereiche durchsetzt werden. Drei Gesteinstypen prägen das Gebiet großflächig: die Gneise der Südlichen Granitgneiszone sowie die südlich anschließenden Gesteine der Südlichen Gneiszone. Im südlichsten bzw. untersten Teil des Druntobels stehen kakiritisierte Gesteine an. Häufiges Auftreten steil stehender und zerscherter Züge von Lamprophyren ist auffällig. Weite Bereiche des Gebietes sind von quartären Ablagerungen bedeckt (**Abb. 3-1**).

## 3.1 Die Festgesteine

### 3.1.1 Südliche Granitgneiszone - Orthogneise

Es handelt sich um helle, z.T. grünlichgraue Biotit-Gneise, zuweilen um Zweiglimmergneise (**Abb. 3-1**). Die Granitgneise können aufgrund der Tektonisierung in drei Typen unterteilt werden [55; 75]. Zwischen den Typen sind fließende Übergänge möglich:

Typ 1: Im N (nördlich Cuolm Parlet dadens) dominieren massige, weniger texturierte Gneise, die aufgrund des granitoiden Charakters dem Südlichen Aargranit sehr ähnlich sind. Spröd zerbrochene Kalifeldspäte sind meist durch rekristallisierten Quarz verheilt. Quarz ist im wesentlichen parallel zur Schieferung eingeregelt. Während der grünschieferfaziellen Überprägung wurden Plagioklas zu Sericit sowie Biotit zu Chlorit zersetzt [55]. Epidot tritt als Nebengemengeanteil auf.

Typ 2: Richtung S wird die Paralleltextur immer deutlicher und es lässt sich ein weiterer Typ ausscheiden: Der Unterschied zu Typ 1 beruht nur auf Gefügemerkmalen, mineralogisch besteht kaum ein Unterschied.

Typ 3: Besonders intensiv ist die Verschieferung im Nahbereich von Scherzonen, was den dritten Typ auf Zonen von wenigen Metern Mächtigkeit begrenzt. Die Verschieferung reicht bis zur Mylonitisierung, die zum Kern der Scherzonen dominanter in Erscheinung tritt. Quarz zeigt ein polygonales, sehr feinkörniges Gefüge [55].

### 3.1.2 Paragneise innerhalb der Südlichen Granitgneiszone

Markant ist eine E-W-verlaufende, 5-15 m mächtige und durchgängige Scherzone entlang der Gräte Cuolm Parlet dadens/dado, die weit über das Gebiet hinaus zu verfolgen ist (**Abb. 3-1**). Zusammengesetzt aus Quarziten, Quarzmyloniten (im E, entlang des Cuolm Parlet dado aufgeschlossen) und Chloritschiefern/Phylloniten (im W, entlang des Cuolm Parlet dadens aufge-

schlossen) stellt sie eine auffällige Trennlinie zwischen den unterschiedlich texturierten Orthogneisen (Typ 1 und Typ 2) der Südlichen Granitgneiszone dar. Dunkle Hornblende-Paragneise erscheinen nördlich des Parlets, wo sie Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen können. Inwieweit weitere Paragneiszüge den Orthogneis durchsetzen, kann aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht ausreichend geklärt werden. Sicher scheint jedoch eine Zunahme von Paragneiszügen gegen den Druntobel, insbesondere im oberen Druntobel (Ortho-Schollenamphibolite) sowie im unteren Druntobel (Schollen von Kalksilikatgesteinen). Unterschiedlich intensiv zerschert liegen die Paragneise als Amphibolite, Epidot-Chlorit-Muskovit-Schiefer sowie mylonitische Muskovitgneise vor.

### 3.1.3 Ganggesteine innerhalb der Südlichen Granitgneiszone

Innerhalb der Gneise sind diskordant verschiedene intermediäre Lamprophyre eingeschaltet, die meist stark zerschert wurden. Die Mächtigkeiten liegen zwischen 1 und 2 m. Weitläufig werden die Lamprophyre zur „Ganggefolgschaft“ des Zentralen Aaregranits gezählt.
Die Gangschwärme streichen massivparallel mit Fallazimut 150° bis 180° (SSE), nur selten sind Fallazimute gegen N zu beobachten. Ihre Entstehung ist spät- bis postvariszisch und wird von Labhart [99] in die Zeit des Perms gestellt. Alpintektonisch wurden sie grünschieferfaziell überprägt. Die mineralogische Zusammensetzung der intermediären Gänge zeigt als Hauptgemengeanteil Hornblende und Biotit sowie untergeordnet Kalifeldspat und Plagioklas. Intermediären bis sauren Charakter, mit höherem Anteil an Quarz, haben die Ganggesteine im Bereich des Passes zwischen dem Cuolm Parlet dadens und dado.
Zahlreiche Scherzonen verlaufen über weite Strecken innerhalb der Lamprophyre, welche dann stets intensive grünschieferfazielle Überprägung und duktile, bisweilen spröde Verformungsgefüge aufweisen.

### 3.1.4 Südliche Gneiszone

Die südliche Gneiszone besteht im Wesentlichen aus:

- grüngrauen, schiefrigen Chlorit-Zweiglimmer-Augengneisen
- dunklen, vielfältig texturierten Biotit-Gneisen
- hellgrauen, feinkörnigen (mylonitischen) Muskovit-Gneisen [101].

Im Gegensatz zum Südlichen Granitgneis sind diese Gesteine sedimentären Ursprungs [75]. Petrographisch ist eine ausgesprochene Heterogenität kennzeichnend. Die mineralogische Zusammensetzung sowie die Korngrößen variieren stark. Dennoch lassen sich als Hauptgemengeanteile Quarz, Feldspat, Plagioklas und Biotit sowie als Nebengemengeanteile Muskovit und Chlorit nennen [55]. Gelegentlich finden sich Schollen von Kalksilikatgesteinen. Charakteristisch ist ein gebändertes Gefüge.

Während im Gebiet um die Alp Caschlè (westlich des Cuolm Da Vi) das Auftreten der Gesteine der Südlichen Gneiszone auf das Sackungsgebiet des Val l`Ondadusa beschränkt ist, stehen sie am Cuolm da Vi im unteren Drittel des Druntobels an. Die Verbindung beider Lokalitäten liegt im Generalstreichen des Massivs.
Die Grenze zwischen Südlichem Granitgneis, mit rötlich angewitterten Kluftflächen, und der Südlichen Gneiszone ist markant und deutlich von Valtgeva aus zu sehen.

### 3.1.5 Kakirite des unteren Druntobels

Im unteren Druntobel stehen kakiritisierte Gesteine an. Die etwa 10-150 m breite Zone (Ausbissbreite) ist von feinschiefrig, gebändertem Charakter. Entlang dm- bis m-mächtiger Zonen sind die Gesteine zu einer praktisch kohäsionslosen, siltig-kiesigen Grundmasse zerrüttet, in welcher Gesteinsfragmente bis zur Blockgröße schwimmen. Zwischen den Kakiritzonen treten intaktere Partien auf. Chlorit-Biotit-Schiefer, Phyllite sowie mylonitische Muskovitgneise wechseln sich ab. Die tektonische Zuordnung ist unklar. Eine petrographische Beziehung kann sowohl zur Südlichen Gneiszone (**SG**) als auch zur Clavaniev Zone (**C**V) hergestellt werden. Der Grenzbereich CV/SG (Aarmassiv) wird in der Dokumentation der Schrägbohrung SB 3.2 [136] als markant beschrieben. Die Kakirite des unteren Druntobels grenzen sich jedoch nur unscharf und in einem fließenden Übergang von den nördlichen Partien ab. Denkbar wäre eine breite, mit Kakiriten durchsetzte Störzone entlang des Drun. Eine derartige Störzone, rund 100 bis 150 m nördlich der CV und innerhalb des Aarmassivs, wurde in der SB 3.2 (BM 1516 – 1528) durchfahren, was die Zugehörigkeit der Kakirite zum Aarmassiv klären könnte.
Die erwähnte kakiritische Störzone im Bohrprofil der SB 3.2 ist wesentlich geringmächtiger als das Kakiritband am Fuß des Cuolm Da Vi. Auch bei Vonns Sura/Sut ist an gleicher Stelle wie im Druntobel lediglich ein etwa 10 m mächtiges Kakiritband zu finden, welches im Generalstreichen mit dem Kakiritband in der SB 3.2 korrelierbar ist.

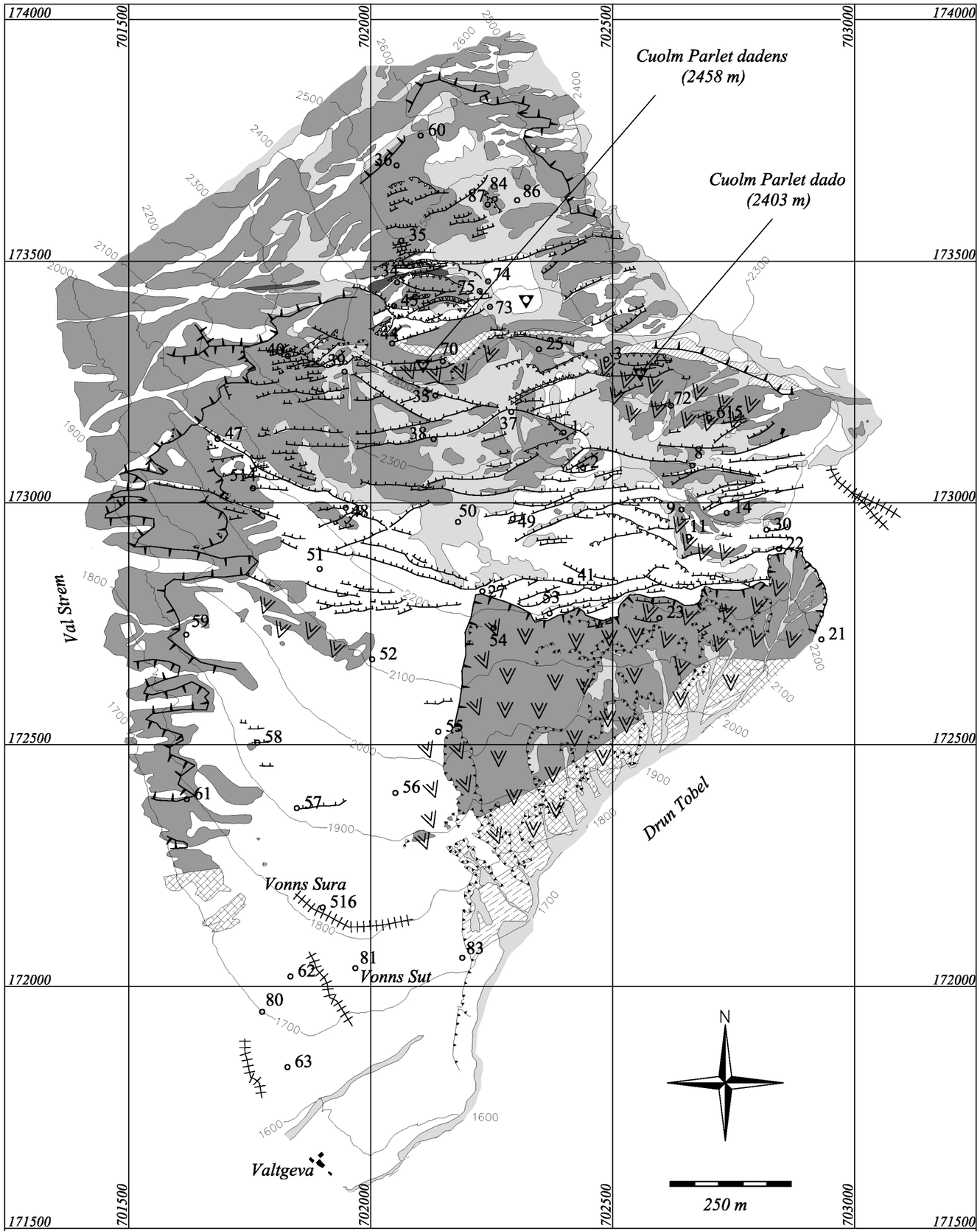



**Abb. 3-1**: Geologische Karte der Hangbewegung.

## 3.2 Die Lockergesteine

### 3.2.1 Blockschutt/Felssturzhalden

Weite Bereiche der Trogschulter des Cuolm Da Vi sind von Blockschutt und Moränen überdeckt (**Abb. 3-1**). Blockschuttansammlungen werden anhand ihrer altersmäßigen Zusammensetzung in vier Gruppen unterteilt:

**Tab. 3-1**: Klassifikation der Blockschutt-/Felssturzhalden am Cuolm Da Vi.

| | | |
|---|---|---|
| Junge Blockschutt-/Felssturzhalden | Vegetationslose Bereiche mit frischem Blockschutt; Anzeichen frischer Einträge anhand Schlagmarken an Blöcken und Boden. | Im Nahbereich von Felsanbrüchen mit ständiger Steinschlagaktivität. |
| Vorwiegend junge Blockschutt-/Felssturzhalden | Mischungen von alten und jungen Blockschuttmaterial, wobei jüngere Komponenten überwiegen. | Übergänge vom Nahbereich zum Fernbereich von Felsanbrüchen mit mäßiger Steinschlagaktivität. |
| Vorwiegend alte Blockschutt-/Felssturzhalden | Mischungen von alten und jungen Blockschuttmaterial, wobei ältere Komponenten überwiegen. | |
| Alte Blockschutt-/Felssturzhalden | Teilweise mit subalpinem Rasen durchsetzt; in der Regel starker Bewuchs mit Landkartenflächten; keine Anzeichen frischer Einträge. | Im Fernbereich von Felsanbrüchen mit seltener Steinschlagaktivität |

Blockschutt- bzw. Felssturzhalden sind im Mittel- und Nordteil der Trogschulter, den exponierten Hangpartien des Cuolm Parlet dado und dadens vorgelagert sowie in der abflusslosen Senke zu finden (vgl. **Abb. 3-1**). Dem Cuolm Parlet dadens vorgelagerte Halden sind im nördlichen Bereich jung mit zunehmendem Anteil älterer Komponenten gegen S. Die dem Cuolm Parlet dado vorgelagerten Halden können als „vorwiegend alt“ bzw. „alt“ bezeichnet werden. Sehr große Blockschuttansammlungen mit jungem Blockschutt sind im gesamten Bereich der Abböschung zum Drun zu finden.

Der Böschungsfuß im Val Strem wird von mächtigen Schuttfächer gesäumt. Der Steinschlag stammt meist aus Runsen in den steilen Felsabbrüchen. Derartige Runsen folgen dem Verlauf von Störungen und sind häufig geschwächte, für den Steinschlag prädestinierte Partien. Auffällig ist, dass nur entlang weniger Runsen zum Val Strem ständige Steinschlagaktivitäten zu beobachten sind. Mächtige Gehängeschuttkegel sind dort aus vorwiegend jungem Blockschutt aufgebaut (siehe **Kapitel 5**).

### 3.2.2 Moränen und Hangschutt

Geringmächtiges Moränenmaterial (< 3 m) bedeckt weitflächig die Trogschulter sowie die westliche Schulter Richtung Valtgeva. Im östlichen Gebiet, unterhalb der Liftstation (2358 m) sowie bei Vonns Sura/Sut, sind mehrere Moränenwälle anzutreffen (**Abb. 3-1)**.

## 3.3 Struktureller Aufbau des Gebirges

### 3.3.1 Alpine Schieferung ($S_a$)

Sämtliche Lithologien des Gebietes kennzeichnet eine mehr oder weniger deutlich ausgebildete Paralleltextur. In schiefrigen Gesteinen lassen sich oft zwei steilstehende alpine Schieferungsebenen unterscheiden, welche sich in einem spitzen Winkel schneiden. Die häufiger auftretende Schieferung $Sa_1$ (**Abb. 3-2**) streicht relativ konstant E bis ENE und fällt bei ungestörter Lagerung steil nach SSE (im Druntobel überkippt nach NNW). Im Arbeitsgebiet nehmen gegen S N-fallende Strukturen zu, was auf die Verstellung durch die Hangbewegung einerseits (oberflächennaher Hakenwurf), andererseits auch auf tektonische Komplikationen im Zusammenhang mit dem südöstlich benachbarten Bugnei-Granodiorit zurückzuführen ist [101]. Inwieweit das Gefüge am Südabbruch des Cuolm Da Vi der natürlichen Lagerung (Verfaltung?) entspricht oder durch oberflächennahes Hakenwerfen entstand ist, kann nicht eindeutig geklärt werden.
Mit $Sa_1$ bildet die zweite, weniger häufig auftretende Schieferung $Sa_2$ einen Winkel von 15-20° (**Abb. 3-2**). Sie fällt steil nach S bis SSW, überkippt nach N bis NNE. $Sa_2$ tritt häufig in schichtsilikatreichen Gneisen und Schiefern mit Muskovit und Chlorit belegten Spaltflächen auf. Im Allgemeinen ist im Aarmassiv für beide Hauptschieferungen ein zunehmend steileres Einfallen von N nach S festzustellen [102]. Schmid et al. [135] führen dies auf die Folgen der kompressiven alpinen Tektonik zurück, die zur weitaus stärkeren metamorphen Überprägung des Aarmassiv-Südrandes führte.

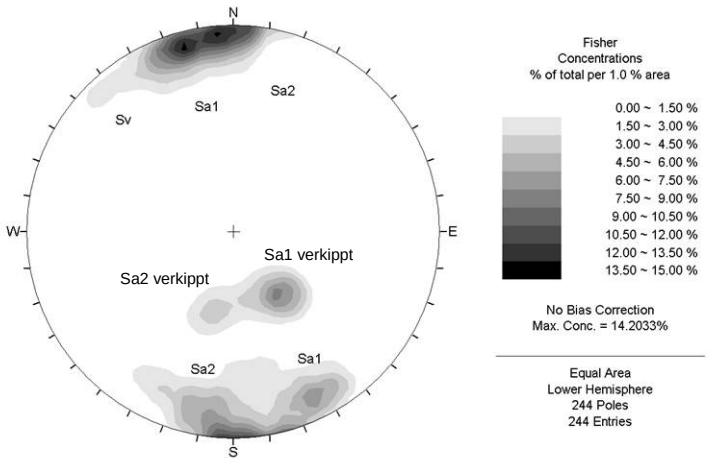



**Abb. 3-2**: Darstellung der Poldichte (n = 244) von $Sa_1$, $Sa_2$ und Sv.
ENE-streichende Schieferungsflächen dominieren. Je nach Grad der hangtektonischen Verstellung überwiegen NNW- bzw. NNE-fallende Schieferungsflächen oder treten gegenüber der SSE- bzw. SSW-fallenden gänzlich zurück. Streichrichtungen: $Sa_1$: 50 bis 85°; $Sa_2$: 90 bis 170°; Sv : 40 bis 85°.

$Sa_1$ weist unterschiedliche Ausprägungen auf, die von einer schwachen Vergneisung (oberer Druntobel, Trogschulter des Cuolm Da Vi) bis zu einer penetrativen engständigen Verschieferung (unteres Druntobel) reichen. In den feinkörnigen Quarzmyloniten ist sie lediglich als Stoffbänderung zu erkennen. Entlang der Schieferungsebenen $Sa_1$ und $Sa_2$ sind häufig Trennflä-

chen hoher Persistenz zu finden (vor allem in den Phylliten und Myloniten), die von der Trogschulter bis zum Hangfuß im Val Strem zu verfolgen sind.

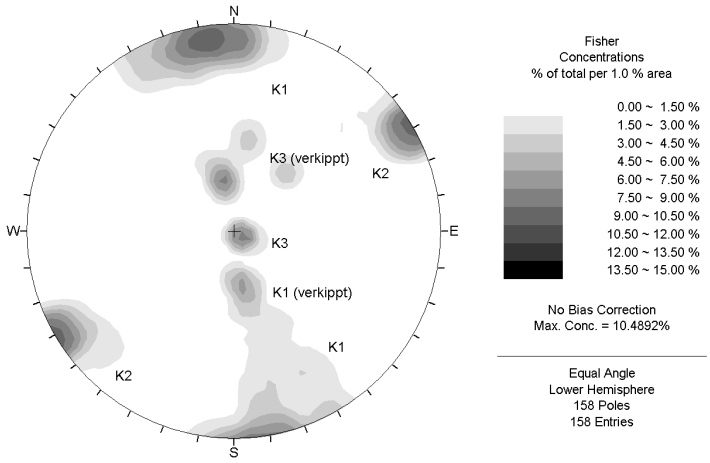



**Abb. 3-3**: Darstellung der Poldichte (n = 158) von $K_1$, $K_2$ und $K_3$.
Im S der Hangbewegung sowie an den steileren, exponierten Hangpartien dominieren flach nach N einfallende Kluftflächen. Streichrichtungen: $K_1$: 60 bis 80°; $K_2$: 130 bis 150°; $K_3$: 0° bis 60°.

### 3.3.2 Variszische Schieferung ($S_v$)

Im NE des Gebietes fällt eine weitere Schieferung Sv auf. Entlang der steil nach SE einfallenden Sv sind keine persistenten Trennflächen ausgebildet. Vielmehr handelt es sich um Foliationsflächen, die von $Sa_1$ diskordant durchschlagen werden. Sv verläuft in weiten Teilen des Gebietes konkordant zu $Sa_1$ und ist nur im Ostteil durch die diskordante Lage als solche von den alpinen Schieferungsflächen zu unterscheiden.

Die Reaktivierung vorgezeichneter, variszisch angelegter Lineationen durch die Alpintektonik ist typisch. Zum Teil verlaufen alpine und variszische Schieferung parallel und sind nicht zu unterscheiden, z. T. durchschlagen alpine Strukturen die variszische Foliation. Innerhalb der spätvariszisch intrudierten Lamprophyre ist nur eine alpine Schieferung ($Sa_1$) zu finden.

### 3.3.3 Klüftung

Unter Klüften werden in der Regel solche Trennflächen verstanden, entlang derer keinerlei Bewegungen stattgefunden haben. Fecker [53] hält diese Definition für nicht brauchbar und rät sie strikt abzulehnen. Je nach Betrachtungsmaßstab würde ein und dieselbe Trennfläche unter dem Mikroskop als Störung, mit unbewaffnetem Auge als Kluft anzusprechen sein [53]. Der Begriff „Kluft“ wird im Weiteren nach der Definition von Fecker verstanden.

Bewegungsbedingte Verstellungen machen eine systematische Zuordnung insbesondere im Südteil (Druntobel) unmöglich. Im Weiteren werden daher drei Hauptkluftsysteme vorgestellt, die eindeutig korrelierbar bzw. einem System zuzuordnen sind (**Abb. 3-3**). Alle Kluftsysteme sind alpintektonisch angelegt.

$K_1$: Streichrichtung: ENE; im Wesentlichen orientiert sich $K_1$ an $Sa_1$ (untergeordnet an $Sa_2$) und ist mit regelmäßigen Kluftabständen von 0,2 bis 5 m bis an den westlichen Hangfuß im Val Strem zu verfolgen. Das Trennflächensystem fällt überwiegend Richtung SSW bzw. SSE (170-180° bzw. 180-200°; Einfallwinkel: Ø 85°). Im Val Strem ist $K_1$ nahezu ausschließlich SSW-fallend. Besonders an exponierten Hangpartien (z.B. Cuolm Parlet dadens/dado und Druntobel) ist $K_1$ oberflächennah überkippt und z.T. flach (bis zu 25°) NNW-fallend (seltener NNE-fallend). $K_1$ weist den höchsten Durchtrennungsgrad des Gebietes auf.

$K_2$: Streichrichtung: SSE (Ø 165°); WSW- bzw. ENE-fallend (80-90°). $K_2$ tritt besonders auffällig im E des Gebietes, am Grat nördlich des Cuolm Parlet dadens sowie entlang des Abbruches zum Val Strem zu Tage. Extreme Zugerscheinung manifestieren $K_2$ morphologisch. $K_2$ zeigt eine hohe Persistenz, tritt jedoch im Vergleich zu $K_1$ weniger dominant auf.

$K_3$: Streichrichtung: WSW bzw. S (Ø 130°) mit 5-15° steilem Einfallen gegen NNW bzw. W. Durch Entlastungsprozesse im Zusammenhang mit dem Ende der Eiszeit wurde $K_3$ oberflächennah (~ 50-100 m) betont und tritt dort deutlicher in Erscheinung. Unregelmäßiges Auftreten sowie z.T. unvollständige Durchdringung ist kennzeichnend. Der Ostteil, mit vergleichsweise geringen Deformationen, repräsentiert $K_3$ unverstellt. Vollständig verstellt ist $K_3$ innerhalb hakengeworfener Partien. Zuweilen ist dort ein steiles Südfallen charakteristisch (Druntobel). Nördlich des Cuolm Parlet dadens ist $K_3$ mehrere 10er m zu verfolgen und weist dort eine sehr hohe Persistenz auf.

Entlang $K_2$ konnten keine Mineralbeläge festgestellt werden. $K_1$ ist oft geprägt von Harnischen bzw. Schichtsilikatbelägen. $K_3$ wird meist von feinkristallinen, z.T. auskristallisierten Quarzbändern mit Chloritbelägen nachgezeichnet.

Die Klüftigkeit ist maßgeblich vom Betrag der Deformation abhängig. Dabei entstehen jedoch kaum neue Kluftorientierungen. Vielmehr betont die Hangtektonik die alpin angelegte Klüftigkeit entlang vorgezeichneter Lineationen.

### 3.3.4 Scherzonen

#### 3.3.4.1 Morphologie

Im Südlichen Aarmassiv sind Scherzonen die markanteste morphologische Erscheinung. Tiefe Kerben (Runsen), oft als Abfluss- oder Steinschlagrinnen ausgebildet, zergliedern die steilen Ost- und Westflanken (Val Strem). In den flacheren Partien der Trogschultern manifestieren sich Scherzonen durch stufenförmiges Relief, ausgeprägte Nackentäler (Nackentäler werden im Kapitel 5 näher erläutert) sowie Schuttstreifen. Der direkte Einblick wird meistens von Blockschutt oder Vegetation verdeckt. Aufschlüsse sind eher selten. Relativbewegungen (schräge bzw. direkte gegensinnige Abschiebung) führen zur Bildung steiler talseitiger Flanken, oft mit

Sprunghöhen von wenigen Metern. Entlang der talseitigen Flanken sind Scherzonengesteine am besten aufgeschlossen. Östlich der Linie MP 27 – MP 38 (**MP**: Messpunkt, **Abb. 3-1**) überwiegen morphologisch ausgeprägte Verwerfungen entlang $Sa_1$, westlich davon entlang $Sa_2$.

### 3.3.4.2 Gefügemerkmale und Frequenz

Tektonisch gestörte Bereiche treten im Gneis des südlichen Aarmassiv in verschiedenen Maßstabsbereichen auf. Von nur cm-breiten zerscherten Bändern bis zu über 10 m mächtigen, morphologisch ausgeprägten Scherzonen sind alle Übergänge möglich. Die Orientierung der Störungen lehnt sich im Wesentlichen an die alpinen Schieferungen $Sa_1$ und $Sa_2$ bzw. dem Streichen der Ganggesteine an. Sie erstrecken sich oft über mehrere hundert Meter und sind bis ins Val Strem zu verfolgen. Die Abstände zwischen den Störzonen variieren im Bereich zwischen 10 und 50 m, wobei diese durch das spitzwinklige aufeinander Zulaufen stark variieren. Hohe Frequenzen trifft man im Bereich des Cuolm Parlet dadens/dado, im östlichen Gebiet um MP 11 (**Abb. 3-1**) sowie im mittleren und unteren Druntobel. In **Abb. 3-4** sind nur Störzonen aufgenommen, deren Verlauf sich mindestens über einige hundert Meter verfolgen lässt; oberflächennah stark verstellte Scherzonen sind nicht dargestellt.

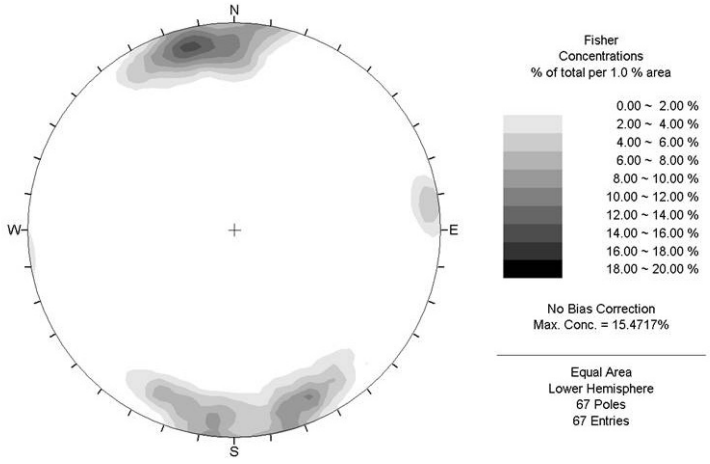



**Abb. 3-4**: Darstellung der Pole (n = 67) von Scherzonen.
Im S der Hangbewegung sowie an den steileren, exponierten Hangpartien dominieren flach nach N einfallende Gefüge, die aufgrund der extremen Verstellung nicht dargestellt sind.

Gefügemessungen ergeben eine dominante sowie eine weniger deutliche Orientierung. Erstere streicht ENE und fällt steil (Ø 85°) nach SSE bzw. untergeordnet nach NNW ein. Die zweite streicht ESE bei steilen Einfallen Richtung SSW, weniger oft nach NNE. Nur sehr selten können vertikale Scherzonen mit N-S-Streichen entdeckt werden. Nördlich des Cuolm Parlet dadens sowie des Cuolm Parlet dado fallen die Störzonen flacher (durchschnittlich 75°) Richtung SSE. Die untergeordnete Streichrichtung tritt hier völlig, NNW-fallende Störzonen weitgehend zurück. Dieser Übergang ist durch die oben erwähnte, etwa 10 m mächtige E-W-streichende Scherzone entlang des Cuolm Parlet dadens/dado scharf begrenzt.

Innerhalb von Hakenwurf betroffener Böschungen entspricht die Lagerung der Störzonen dem Verkippungsgrad der aufgelockerten, oberflächennahen Gesteinspartien.

### 3.3.4.3 Interner Aufbau der Scherzonen

Inkompetente Scherzonengesteine unterschiedlicher Tektonisierung stehen im klaren Kontrast zu kompetenten Randgesteinen. Niedrige Scherfestigkeiten sowie glatte, persistente Schieferungsflächen sind zusammen mit deren Orientierung die entscheidenden, destabilisierenden Faktoren des Gebirges. Laws et al. [102] beschreiben den Aufbau einer typischen Störzone im Südlichen Aarmassiv als eine Abfolge unterschiedlicher Gesteinstypen (**Abb. 3-5**). Petrographisch ist in Richtung Zentrum eine Zunahme von Schichtsilikaten sowie eine Abnahme der Korngrößen erkennbar. Lithologisch sind die Gesteine des Randbereiches als Mylonite bzw. Ultramylonite zu bezeichnen, die Feldspat-Porphyroklasten bis zu 1 cm enthalten. Im Südteil des Gebietes tritt eine intensive Kakiritisierung in Erscheinung. Spröd entstandene Zonen, mit kohäsionsarmen bis –losen Kernzonen aus einer feinkörnigen, lehmigen Matrix, sind typisch. Charakteristisch sind isolierte Klasten, die innerhalb der Matrix „schwimmen“. Derartige Gesteinsmehl-Bänder sind wenige mm bis wenige cm mächtig. Inwieweit Gesteinsmehl-Bänder im Zentrum aller Scherzonen auftreten, kann nicht endgültig geklärt werden, da die Aufschlussbedingungen ungenügend sind.

Im übrigen Gebiet dominieren duktile, grünschieferfaziell überprägte Scherzonengesteine, die aus verscherten Lamprophyren hervorgegangen sind (im Allgemeinen Chloritschiefer, Pyllonite und Mylonite). Dies deckt sich mit den großräumigen Erkenntnissen u. a. von Laws, Löw und Frei (münd. Mitteilung Löw, S.; [55; 102]).

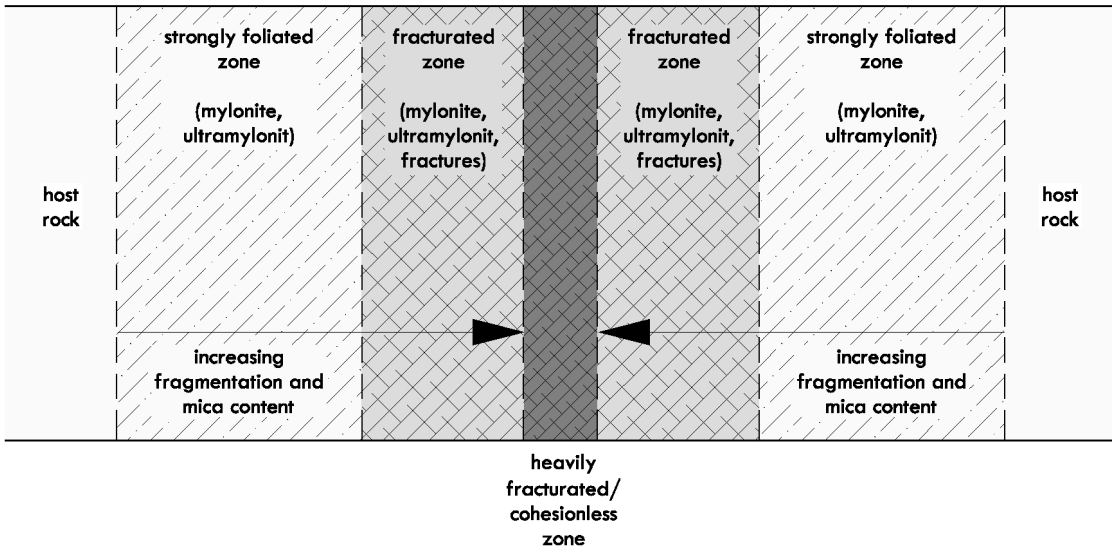



**Abb. 3-5**: Aufbau einer typischen Störzone im Aarmassiv-Südrand [102].

# 4 Hydrologie

## 4.1 Klimatische Bedingungen

Klimatische Charakteristika werden in Hinblick auf mögliche Zusammenhänge mit Bewegungsmessungen im **Kapitel 6** diskutiert. Auf die üblichen systematischen Fehler bei der Erhebung und auf die Probleme der Extrapolation von Klimadaten sei hingewiesen.
Klimaaufzeichnungen aus dem Gebiet der Hangbewegung stehen nicht zur Verfügung. Die nächstgelegene Messstation der Schweizer Meteorologischen Anstalt (**SMA**) befindet sich in der Ortschaft Sedrun. Eine weitere in der Gemeinde Disentis (**Tab. 4-1**).

**Tab. 4-1**: Verfügbare Daten der Klimastationen in und um Sedrun.

| Station | Höhe | seit | ND | NS | SH | T | $ET_{pot.}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sedrun (SMA) | 1400 m | 1930 | täglich (Schneeniederschläge werden geschmolzen und als äquivalente Wassermenge angegeben) | indirekt | nein | nein | nein |
| Disentis (SMA) | 1190 m | 1961 | täglich (Trennung in Schneefall und Regen) | direkt | ja | 10-min. | berechnet |

**SMA**: Schweizer Meteorologische Anstalt; **ND**: Niederschlag; **NS**: Neuschnee; **SH**: Schneehöhe; **T**: Temperaturmessung, **$ET_{pot.}$**: potentielle Evapotranspiration.

Typisch für alpine Täler ist eine starke topographische Variation der Niederschläge (**ND**), Verdunstung (**V**) und Temperatur (**T**). Somit repräsentieren die Daten die Höhe des jeweiligen Standortes.

### 4.1.1 Niederschläge

Kennzeichnend für das ND-Regime der Schweizer Alpen ist der Aufstau feuchter Luftmassen entlang der Alpen. Rasche Kondensation führt zu ND-Bildung. Dazu kommen für die Westwindzone typische Aufgleitfronten. Im Einfluss dominierender Aufgleit-ND wandert die Höhenstufe maximaler ND bis auf ein Niveau von > 3000 m NN bei > 3000 mm ND [150] .

#### 4.1.1.1 Trends

Seit Beginn der Bewegungsmessungen am Cuolm Da Vi (1942/43) sind keine eindeutigen Trends in den Höhen des jährlichen ND festzustellen (**Abb. 4-1**). Der leichte Anstieg der jährlichen ND in Sedrun kann durch die Erhebungen in Disentis nicht bestätigt werden.

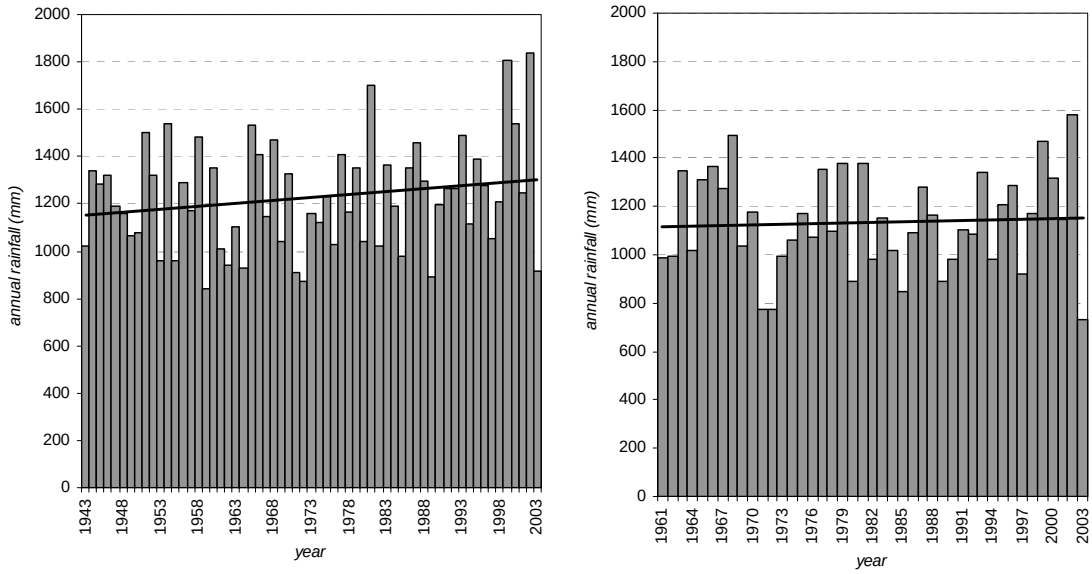



**Abb. 4-1**: Jährliche ND in Sedrun zwischen 1943 und 2003 (links). Jährliche ND in Disentis zwischen 1961 und 2003 (rechts).

### 4.1.1.2 Niederschlagsverteilung, Mittelwerte und Extrema

Im jährlichen Verlauf der ND liegt das Maximum in den Sommermonaten, das Minimum im Winter. Beide Stationen, Disentis (1190 m NN) und Sedrun (1400 m NN), zeigen im langjährigen Mittel sehr feuchte November. Die mittleren ND in Sedrun betragen rund 1240 mm/a, in Disentis rund 1130 mm/a (Variationen: ~100 mm bei einem Höhenunterschied von 210 m). Unter Annahme eines linearen Anstieges entspräche der Gradient etwa 50 mm/100 Hm.

Zwischen der täglichen und monatlichen ND-Verteilung der Stationen ist ein signifikanter Zusammenhang zu erkennen (**Abb. 4-2**). Dies bedeutet, dass ungeachtet der höhenabhängigen Variationen der absoluten ND-Beträge eine gleich bleibende Relation bewahrt wird (hohe ND in Sedrun bedeuten hohe ND in Disentis, ungeachtet der absoluten Werte). Für die Höhenlagen der Hangbewegungen kann diese Relation durchaus übernommen werden, obgleich die ND weitaus größer sind. Für die Höhenlagen der Trogschulter ist von bis zu 2000 mm/a [18] auszugehen, wobei eine enorme Variation vom Hangfuß zum Gipfel angenommen werden muss. Die mittleren Monats-ND der Station Sedrun belaufen sich auf 102 mm, die meisten Monate liegen um 80 mm (**Abb. 4-3**). Maximal wurden 544 mm (Nov. 02) und 407 mm (Mai 02) gemessen (**Tab. 4-2**). In Disentis liegt das Monatsmittel bei 94 mm, die Maxima bei 519 mm (Nov. 02) und 373 mm (Mai 02). Die meisten Monate liegen um 60 mm (**Abb. 4-4**).

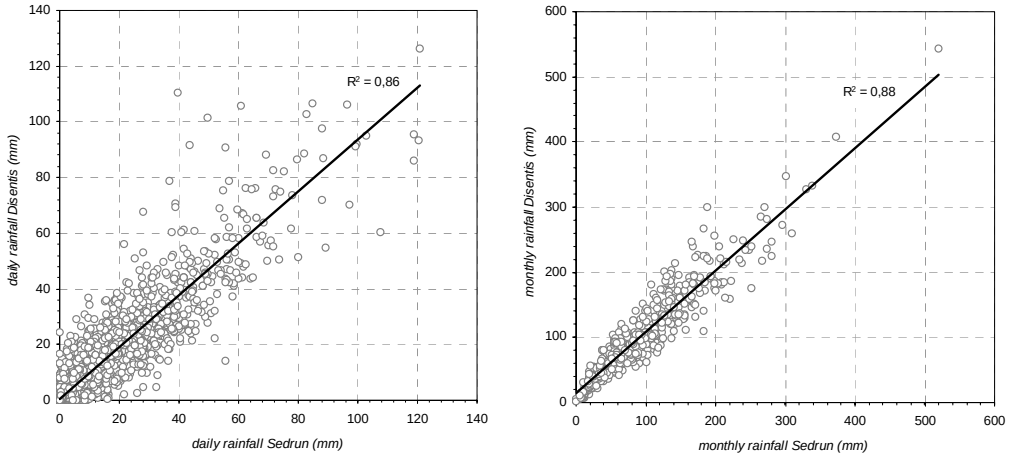



**Abb. 4-2**: Zusammenhang zwischen Tages- bzw. Monats-ND der Stationen Sedrun und Disentis (1961-04).

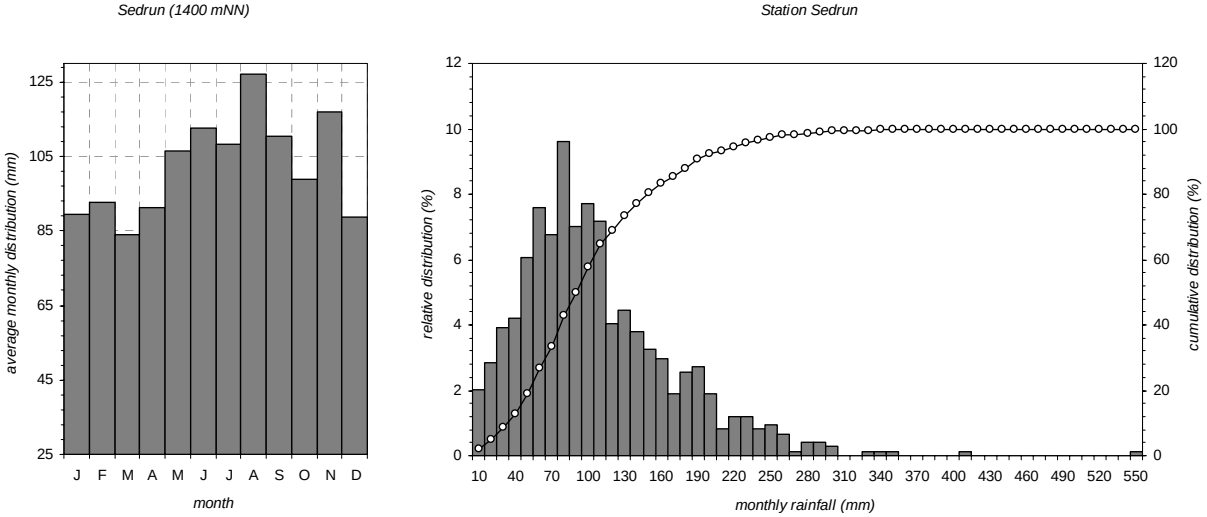



**Abb. 4-3**: Mittlere Verteilung der ND zwischen 1943-04 sowie kumulierte und relative Häufigkeiten der Station Sedrun (1400 m NN).

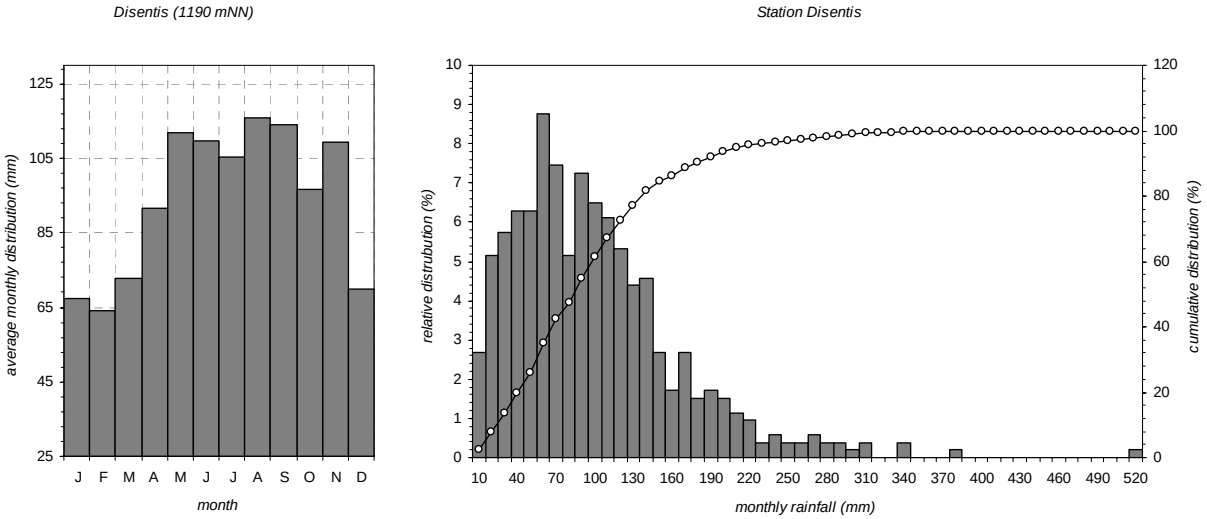



**Abb. 4-4**: Mittlere Verteilung der ND zwischen 1961-04 sowie kumulierte und relative Häufigkeiten der Station Disentis (1190 m NN).

Aus den täglich gemessenen ND in Sedrun ergeben sich im Mittel 3 mm mit einem maximalen Tages-ND von 126 mm (02.05.2002). Besonders hohe Monats-ND mit > 300 mm häufen sich im Jahr 2002, welches seit Beginn der Messaufzeichnungen (1930) die zweithöchsten Jahres-ND aufweist. Extrem feucht waren zudem die Jahre 2002, 1999, 1981 und 1935 (**Tab. 4-2**).
Aus den Aufzeichnungen täglich gemessener ND der Station Disentis können Wiederkehrperioden unterschiedlicher Dauer und Intensität ermittelt werden (**Tab. 4-3**) [18].

**Tab. 4-2**: Mittelwerte und Extrema der ND seit Beginn der Messaufzeichnungen der Station Sedrun.

| Station Sedrun | Tages- ND | | Monats -ND | | Jahres -ND | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Datum | ND (mm) | Datum | ND (mm) | Jahr | ND (mm) |
| Mittel | **1930-2004** | **3** | **1930-2004** | **102** | **1930-2004** | **1239** |
| Max. ND | 03.05.02 | 126 | Nov. 02 | 544 | 1935 | 1844 |
| Min. ND | - | 0 | Okt. 43 | 0 | 1959 | 844 |
| Extrem feucht | 02.05.02 | 126 | Mai 02 | 544 | 2002 | 1836 |
| | 20.09.00 | 107 | Apr. 02 | 407 | 1999 | 1809 |
| (Jahres- ND > 1700 mm; Monats- ND > 300 mm; Tages -ND > 100 mm) | 21.05.99 | 111 | Mai. 83 | 348 | 1981 | 1703 |
| | 21.12.91 | 106 | | 334 | | |
| | 14.02.90 | 106 | | | | |
| | 28.08.87 | 102 | | | | |
| | 02.11.68 | 103 | | | | |
| | 19.09.60 | 103 | | | | |
| | 21.08.85 | 115 | | | | |
| | 29.10.45 | 117 | | | | |

**Tab. 4-3**: Wiederkehrperioden unterschiedlicher Dauer und Intensität von Niederschlägen auf Grundlage der Daten der Station Disentis [18].

| Wiederkehrperioden | Dauer | Intensität |
|---|---|---|
| 2,33 a | 1 h | 30 mm |
| 2,33 a | 24 h | 75 mm |
| 100 a | 1 h | 70 mm |
| 100 a | 24 h | 175 mm |

Daten zu Schneehöhen und Neuschnee sind direkt nur von der Station Disentis erhältlich, indirekt (Schneeäquivalente) von Sedrun. Im Zeitraum 1961-2004 wurden für die Station Disentis folgende Extrema erfasst:

| | | |
|---|---|---|
| Maximale Schneehöhe: | 157 cm (124 cm) | 1968 (1999) |
| Minimale Schneehöhe: | 28 cm (30 cm) | 1997 (2002) |
| Maximale Neuschneesumme: | 743 cm | 1999 |
| Mininimale Neuschneesumme: | 202 cm | 1997 |

Im Hinblick auf die direkt messbaren Einflüsse des Messjahres 98/99 (vgl. Kapitel 6) stellen die Anhäufung extremer Winter zwischen 1964 und 1970 sowie die extrem feuchten Jahre 2002, 1999, 1981 und 1935 die Periode mit der potentiell maximalen Beeinflussung dar. In diese Ka-

tegorie sind die Winter der Jahre 62/63, 77/78, 81/82 und 83/84 aufzunehmen. Anzumerken ist, dass im extrem feuchten Jahr 2002 die bisher minimalste Schneehöhe gemessen wurde.

#### 4.1.1.3 Schneeschmelze

Der Juni ist bei Disentis in fast allen Jahren der Klimaaufzeichnungen schneefrei. In den Tallagen beginnt die Schneeschmelze im Schnitt Anfang bis Mitte März und reicht bis Mitte Mai. An den südexponierten, höher gelegenen Hanglagen des Cuolm Da Vi ist mit einem verzögerten Einsetzen (Ende März) sowie Ende (Ende Mai/Juni) der Schneeschmelze zu rechnen. Im Juni existiert meist keine geschlossene Schneedecke mehr. In den Spalten vorhandene Altschneemassen speichern jedoch bis in den Juni hinein bedeutende Wasseräquivalente. Von außerordentlicher Bedeutung für viele Hangbewegungen ist das gleichzeitige Auftreten schneereicher Spätwintermonate (März, April, Mai, Juni), Temperaturen über dem Gefrierpunkt und in Form von Regen fallender ND. Das 1999er Ereignis mit überdurchschnittlichen Bewegungsbeträgen (vgl. Kapitel 6) verdeutlicht die Auswirkungen.

### 4.1.2 Temperatur

Typische Variationen der durchschnittlichen Monatsmittel-T für die Höhenlage der Hangbewegung liegen zwischen –9°C im Januar und +6°C im August [18]. Höhenlage und Südexposition führen in der Regel zu bedeutenden tageszeitlichen Schwankungen. Besonders während der Schneeschmelze können diese Schwankungen Auswirkungen auf die Hangbewegung haben.

### 4.1.3 Evapotranspiration

Die Evapotranspiration (**ET**) ist neben physikalischen Größen (T, ND, Luftfeuchte …) von einer Vielzahl biologischer Prozesse abhängig. Mit dem sukzessiven Ausdünnen der Bewaldung zwischen 1800 und 2000 m NN nimmt die ET generell ab. Für die Station Disentis liegen seit 1996 berechnete Werte der potentiellen ET ($ET_{pot.}$: Berechnung nach Primault) vor, reelle Werte sind nicht vorhanden. Zwischen 1996 und 2003 sind im Mittel 556 mm/a errechnet worden. Gemäß Hydrologischen Atlas der Schweiz [66] variiert die ET zwischen 500 mm/a im Tal und 200 mm/a in den Höhenlagen der Hangbewegung (Gradient: ~ 35 mm/100 Hm/a).

### 4.1.4 Diskussion

Unter Einbeziehung topographischer Effekte, systematischer Fehler und Extrapolation der Punktdaten können die klimatischen Bedingungen der Hangbewegung für die Fragestellungen dieser Arbeit ausreichend charakterisiert werden. Es sei darauf hingewiesen, dass die quantitati-

ven Daten der Klimastationen nur die nähere Umgebung der Station, nicht aber die Höhenlagen der Hangbewegung treffend beschreiben. Für statistische Untersuchungen sind jedoch besonders Relationen entscheidend, die klar nachgewiesen werden können.

## 4.2 Hydrogeologie

Die rezente hydrogeologische und -mechanische Situation der Hangbewegung ist nur sehr schwer zu fassen und beruht auf wenigen Fakten.

Im Vergleich zum westlich benachbarten Caschlè ist am Cuolm Da Vi der Bergwasserspiegel durch die fortschreitenden Bewegungen und der damit veränderten Klüftigkeit extrem gestört. Annahmen zur Lage eines möglichen Bergwasserspiegels können am Caschlè durch die große Anzahl von Quellaustritten konstruiert werden [55]. Am Cuolm Da Vi sind derartige Informationen nur spärlich vorhanden. Zur Bildung eines geeigneten hydrogeologischen Modells bedarf es einer Vielzahl theoretischer Überlegungen und der Interpretation der spärlichen Datengrundlagen.

### 4.2.1 Quellen

Quellen können nach ihrer Lage (Höhe, geologisches Umfeld), der Schüttung (geschätzt) sowie ihrer Leitfähigkeit und Temperatur (Hinweise auf die Zirkulationsdauer bzw. Geologie) klassifiziert bzw. einem Aquifertyp zugeordnet werden. Im extrem trockenen Sommer 2003 wurden die wenigen Quellen im Val Strem sowie im Druntobel im zweiwöchigen Rhythmus beprobt und beobachtet. In den Jahren 2001 und 2002 galt das Augenmerk subjektiv erkennbaren Veränderungen der hydrogeologischen Gesamtsituation, insbesondere dem jahreszeitlichen Auftreten intermittierender Quellen und Höhenänderungen von Gerinneanfängen.

Die Lage der Quellen kann der **Abb. 4-5** entnommen werden. Quellen in den Alluvionen des Val Strem sind zum größten Teil künstlich geschaffen (Schächte). Sie werden größtenteils durch Uferfiltrat des Strem Baches gespeist [14] und sind als Interpretationsgrundlage wenig aussagekräftig.

#### 4.2.1.1 Quellen Q1, Q2, Q3

Die Quellen Q1, Q2 und Q3 entspringen dem westlichen Abbruch zum Val Strem, im Gebiet zwischen Baun la Plaunca und Gion Giachen (**Abb. 4-5**). Sowohl die Quellaustritte als auch die anschließenden Gerinne orientieren sich an Störzonen (Runsen) und entspringen deren geklüfteten Randbereichen. Entlang der Störzonen nehmen die Wassermengen stetig zu. Bei 2100 m vereinen sich die drei Gerinne.

Ihre Höhenlagen sind starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen, lassen sich aber im Bereich zwischen 2200 und 2400 m ansiedeln. Höhenschwankungen fallen quantitativ sehr unterschiedlich aus. Quelle Q3 schwankt 80 bis 100 Hm, während Q1 und Q2 ihre Höhenlagen nur um 15-20 Hm verändern. Q3 versiegte Ende Juli 2003 für kurze Zeit vollends (kleines, begrenztes Einzugsgebiet).
Q1 und Q2 sind perennierende Kluftquellen, die mit einem permanenten Bergwasserspiegel in Verbindung stehen. Auf oberflächennahe, kurze Zirkulationsdauer weisen die sehr niedrigen LF (rund 40 µS/cm), die rasche Reaktion der LF, der T und der Höhenlage auf ND hin (verzögerte Reaktion von rund 3-5 Tagen).

#### 4.2.1.2 Quelle Q4

Quelle Q4, auf der Trogschulter des Cuolm da Vi, wird aus einem flachgründigen Lockergesteinsaquifer der Moränenauflage der Trogschulter gespeist. Quelle Q4 entwässert Richtung Drun und ist intermittierend. Während des Sommers 2003 war keine Schüttung festzustellen.

#### 4.2.1.3 Quelle Q5

Die Quelle Q5 liegt an einer scharfen geologischen Grenze. Besser durchlässige Partien der Südlichen Gneiszone treffen auf die verlehmten Schiefer bzw. Kakirite des unteren Druntobels. Demzufolge kann die Quelle Q5 als Schichtquelle, im engeren Sinn als Stauquelle mit evtl. aufsteigendem Grundwasser bezeichnet werden. Änderungen in der Höhenlage waren nicht festzustellen. Eine Beziehung zwischen LF und ND besteht (verzögerte, jedoch nicht signifikante Reaktion nach 20 – 30 Tagen). Die sehr hohen LF sind möglicherweise auf Kalksilikatlinsen, eher jedoch auf lange Zirkulationsdauer im Untergrund zurückzuführen.
Die Quelle Q5 ist die einzige perennierende Quelle im Druntobel. Selbst im trockenen Sommer 2003 wurde die Schüttung (rund 0,5-1 l/s) nicht unterbrochen. Östlich der Quelle trocknet der Drun vollständig aus, nur zur Schneeschmelze bzw. nach anhaltenden Niederschlägen (bzw. Starkniederschlägen) ist der Bach dort wasserführend.

#### 4.2.1.4 Quellen Q6, Q7, Q8

In den ungestörten Schiefern der Südlichen Gneiszone, südöstlich Vonns Sut, finden sich die Kluftquellen Q6, Q7 und Q 8. Ihre Höhenlage variiert im Jahresgang unmerklich.
Verwachsene flachschalige Muschelanbrüche schließen anstehende Felspartien auf, aus denen die Quellen entspringen (Schüttung < 0,1 l/s). Auch diese drei Quellen sind perennierend. Eine rasche Reaktion der LF und T auf ND ist hier nicht festzustellen. Geringe Schüttung, konstante

Höhenlage und hohe LF charakterisieren die Quellgruppe und weisen auf eine längere Zirkulationsdauer hin.

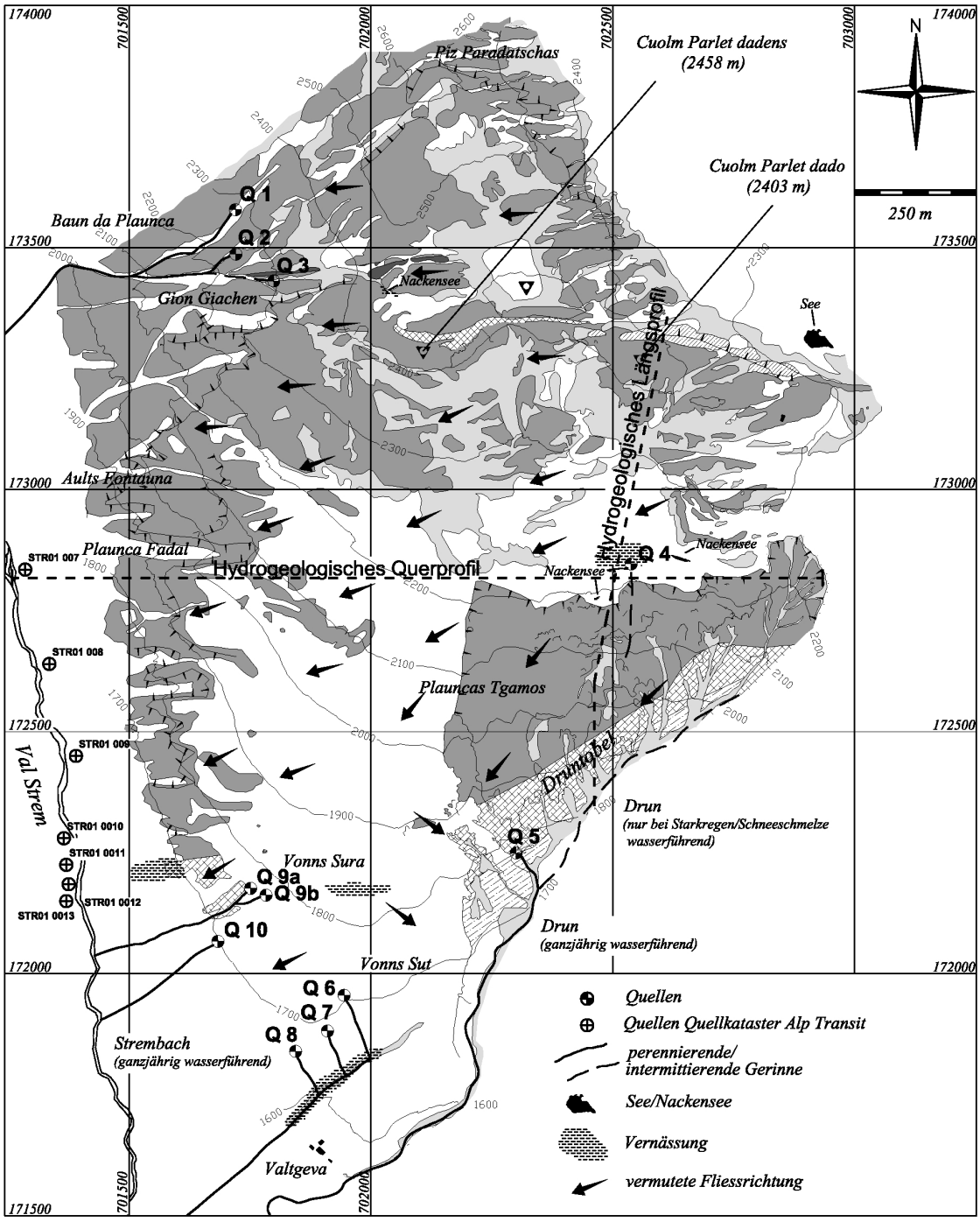



**Abb. 4-5**: Hydrogeologische Übersichtskarte Cuolm Da Vi. (Legende Geologie siehe **Abb. 3-1**)

### 4.2.1.5 Quellen Q9a, b

Entlang des Kakirit-Bandes westlich Vonns Sura entspringen die Quellen Q9a und Q9b. Beide Quellen sind als Schicht- oder Stauquellen zu bezeichnen. Die Reaktionen von T und LF auf ND fallen sehr gering aus, sind jedoch eindeutig (Verzögerung rund 5-10 Tage). Hohe LF sind

kennzeichnend (lange Zirkulationsdauer, möglicherweise Kalksilikatgesteine). Insgesamt ist von einer tiefen Zirkulation mit längerer Verweildauer auszugehen. Bei ND-Ereignissen bildet sich rasch Mischwasser.

#### 4.2.1.6 Quelle Q10

Quelle Q10, südwestlich der Quellen Q9a und b, entspringt dem Lockergesteins -Aquifer einer 5-10 m mächtigen Moränenauflage. Quelle Q10 entwässert Richtung Strem und ist intermittierend. Im Sommer 2003 versiegte sie.

#### 4.2.1.7 Zusammenfassung der Quellbeobachtungen

Die Quellen des Val Strems sind in der Regel ganzjährig vorhanden (Ausnahme Q3 im Sommer 2003) und genau zu lokalisieren. Inwieweit diffuse Wasseraustritte zu Zeiten erhöhter Infiltration (Schneeschmelze, extreme Niederschlagsereignisse) vorhanden sind, kann nur vermutet werden. Informationen aus den Runsen zwischen Gion Giachen und Plaunca Fadal (**Abb. 4-5**) deuten auf gelegentliche Abflüsse (im Frühjahr?) hin. Ungeklärt bleibt, ob es sich um reinen Oberflächenabfluss oder/und um diffus austretendes Bergwasser handelt.

Die Schüttungsmengen der Quellen lagen im Sommer 2003 zwischen 0,1 –1 l/s. Ein eindeutiger Trend wie am Caschlè (Zunahme der Schüttung von N nach S, [55]) ist nicht festzustellen. Hinweise auf die Zirkulationsdauer ergeben sich aus LF-Veränderungen, Höhen- und T-Schwankungen. Zu beachten bleibt, dass hohe LF ebenso durch Kalksilikatlinsen entlang der Fließwege hervorgerufen werden können.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die südlichen Quellen (Q5, Q6, Q7, Q8, Q9a, Q9b und Q10) eine ausgesprochene LF-Konstanz (LF-Schwankungen < 10 µS/cm) bei gleichzeitig sehr hohen LF aufweisen (**Abb. 4-6, Tab. 4-4**). Ein Bezug zu großer Verweildauer und tiefgründiger Zirkulation besteht. Sowohl die T, Höhenlage als auch die LF der nördlichen Quellen (Q1, Q2, Q3) unterliegen ND-beeinflussten, signifikanten Schwankungen (LF-Schwankungen bis zu 40 µS/cm). Zu dieser Gruppe sind auch die Quellen, die aus Lockergesteinsaquiferen gespeist werden, zu zählen.

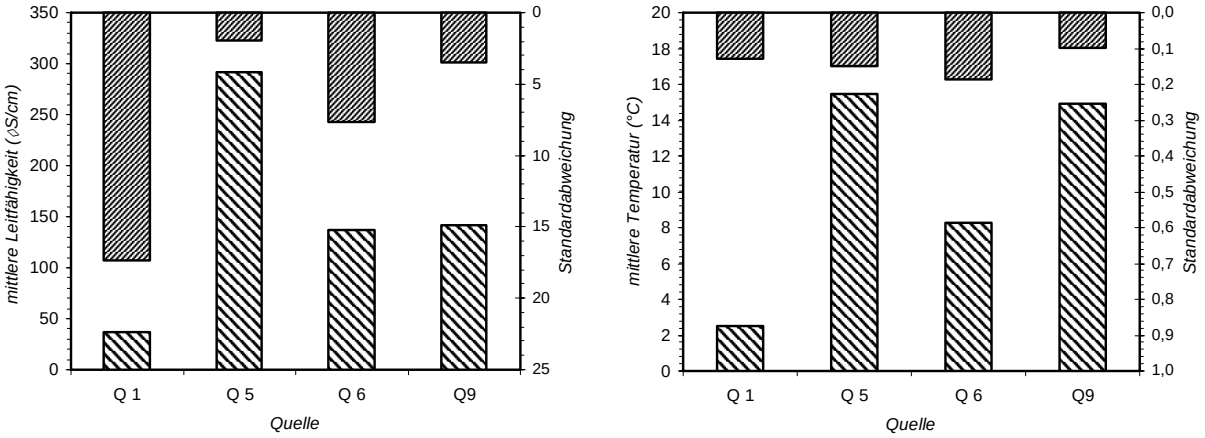



**Abb. 4-6**: Zusammenstellung der durchschnittlichen Leitfähigkeit (links) und Temperatur (rechts) charakteristischer Quellen sowie deren Standardabweichungen.

**Tab. 4-4**: Zusammenstellung der Quellen des Untersuchungsgebietes und deren Charakteristika.

| Zirkulation | Quelle | Ø LF | Stdv. | Ø T | Stdv. | Geologie/Bemerkung |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Oberflächennah mit kurzer Verweildauer | Q1, Q2; Q3 | 40 | > 15 | 2,5 | 0,13 | Kluftquellen; Randbereich einer Störzone innerhalb des Granitgneises. |
| | Q 4 | - | - | - | - | Schichtquelle entlang der Grenze Moränenmaterial/ Granitgneis. |
| | Q 10 | - | - | - | - | Schichtquelle entlang der Grenze Moränenmaterial/ Schiefer der Südlichen Gneiszone. |
| Tiefgründig mit längerer Verweildauer | Q 5 | 290 | < 2 | 15 | 0,15 | Stauquelle; geologische Grenze zwischen flasrigen Augengneisen und kakiritisierten Gesteinen des unteren Druntobels. |
| | Q 6,7,8 | 135 | < 8 | 9 | 0,19 | Kluftquellen; Innerhalb der Schiefer der südlichen Gneiszone. |
| | Q 9a,9b | 142 | < 4 | 15 | 0,1 | Stauquelle; Randbereich eines etwa 10 m mächtigen Kakiritbandes. |

**LF**: Leitfähigkeit in µs/cm; **Stdv**.: Standardabweichung; **T**: Temperatur in °C.

### 4.2.2 Oberflächengewässer

Die Vorflut der Quellgerinne im W bildet der Strem (**Abb. 4-5**), der die Wassermassen beiderseits des Val Strems bis zum Oberalpstock entwässert. Im SE der Hangbewegung verläuft das Gerinnebett des Druns, dessen Wasserführung und Ursprung starken Veränderungen unterliegen. Nach übereinstimmenden Aussagen Ortsansässiger war der Drun früher ein gefürchteter Wildbach mit sehr starker Erosionstätigkeit, der nach stärkeren ND regelmäßig Hochwasser führte. Heute dagegen fällt die Wasserführung im Allgemeinen geringer aus, Hochwasserereignisse sind eher selten [101]. Die Veränderung des hydrogeologischen Regimes durch die Deformationen (veränderte Klüftigkeit, höhere Durchlässigkeit, tiefgründig drainierte Bedingungen) tritt hier deutlich in Erscheinung.

Beide Bäche münden südlich von Sedrun in den Vorderrhein. Daneben existieren kleine, stehende Nackenseen, vornehmlich in Bereichen ganzjähriger bzw. jahreszeitlicher Vernässung.

Die Nackenseen sind ganzjährig vorhanden, unterliegen witterungsbedingten Wasserstandsschwankungen und erstrecken sich grundsätzlich entlang von Störzonen. Aufgrund ihrer schlecht durchlässigen Basis (Störzonengesteine) besteht nur eine untergeordnete Kommunikation mit den eigentlichen Hangwasseraquifer/-aquiferen.

### 4.2.3 Vernässungen

Neben den Vernässungen um die Quellen Q4, Q6, Q7 und Q8 fallen besonders zwei Bereiche bei Vonns Sura auf (**Abb. 4-5**). Die Vernässungsstellen markieren den Verlauf der geologischen Grenze zwischen Südlichem Granitgneis und Südlicher Gneiszone einerseits, andererseits den scharfen Durchlässigkeitskontrast zwischen den flasrigen Gneisen und dem Kakiritzug innerhalb der Südlichen Gneiszone. Es ist evtl. von aufsteigendem Hangwasser auszugehen.

### 4.2.4 Allgemeine Erkenntnisse zur Hydrogeologie

Durch die starke Auflockerung des Gebirges können groβe Wassermengen schnell und tiefgründig versickern. In der Folge davon treten nur wenige Oberflächengewässer auf.
Bezüglich Fläche, Morphologie, Geologie und Einzugsgebiet sind der Cuolm Da Vi und die Alp Caschlè durchaus vergleichbar. Somit ist mit einem ähnlich hohen Grundwasserangebot beiderseits des Val Strem zu rechnen. Sowohl die Anzahl, die Höhenlage als auch die Schüttung der Quellaustritte entlang der Ostflanke der Alp Caschlè liegen weit über denen der Westflanke des Cuolm Da Vi. Das Kluftwasser des Cuolm Da Vi muss folglich unterhalb der Terrainoberfläche in den Gehängeschutt bzw. in die Alluvionen des Val Strem übertreten [101]. Grundwasserbewegungen am Cuolm Da Vi finden zum größten Teil in einem Kluftwasseraquifer mit ausgesprochener, dreidimensionaler Durchlässigkeitsanisotropie statt. Bedingt durch die in N-S-Richtung wenig durchlässigen Störzonen (Streichrichtung ± E-W) und dem hydraulischen Gefälle zum Val Strem, orientiert sich die allgemeine Strömung am generellen Streichen (± E-W) des Gebirges (**Abb. 4-5**). Wasserbewegungen sind überwiegend auf die stark geklüfteten Randbereiche von Störzonen sowie auf Trennflächen beschränkt. Breite, mehr oder weniger homogene Gesteinskörper werden durch die nahezu vertikal stehende Störzonen voneinander getrennt (dazwischen: hydrogeologische Homogenbereiche). Durch den vertikalen Aufbau ergeben sich voneinander getrennte, sich wenig beeinflussende Kluftwasser-Aquifere. Die Kommunikation ist im Bereich deformierter Partien ausgeprägter (Quasikontinuum) als in tieferen Lagen (mit der Tiefe wird die Durchlässigkeitsanisotropie deutlicher). Besondere hydrogeologische „Barrieren“ sind die Störzonen entlang des Cuolm Parlet dado/dadens sowie das breite Kakiritband im S bei Vonns Sura (**Abb. 4-7**).

**Tab. 4-5**: Hydrogeologische Zusammenhänge aus der Kluftweitentheorie [107].

| Für laminares Fließen gilt nach Louis [107]: | |
|---|---|
| Durchlässigkeitsbeiwert einer Kluft | $kf = \frac{a^2 g}{12\upsilon}$ |
| Durchflussmenge Q einer Kluft | $Q = \frac{a^3 g}{12\upsilon} J$ |
| Gebirgsdurchlässigkeit | $kf = \frac{p_w g a^3}{12 \mu S}$ |

**kf**: Durchlässigkeitsbeiwert; **a**: Öffnungsweite der Trennfläche; **g**: Schwerkraft; **J**: hydraulischer Gradient; **S**: Trennflächenabstand; $\mathbf{p_w}$: Dichte des Wassers; $\mu$: Dynamische Viskosität des Wassers; $\upsilon$: Kinematische Viskosität; **Q**: Durchflussmenge.

Allgemein wird eine Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe angenommen (Heitfeld & Heitfeld (1989); Prinz & Holtz (1989); Klein & Dürwang (1994) in: [129]). Dieser Tiefengradient wird durch abnehmende Klüftigkeit bzw. Kluftvolumen noch deutlicher.

Mit zunehmender Tiefe klingen die Bewegungen ab, womit eine Reduktion der Klüftigkeit sowie der Kluftweiten einhergeht. Den enormen Effekt veränderter Öffnungsweiten von Klüften auf den Durchlässigkeitsbeiwert und die Durchflussmenge verdeutlichen die Gleichungen der **Tab. 4-5**. Kluftweiten gehen dabei in der 2. bzw. 3. Potenz ein. Der maximale Durchlässigkeitskontrast liegt im Übergangsbereich zwischen bewegten (aufgelockerten) und unbewegten (ungestörten) Partien (Bereich zwischen B1 und B2 **Abb. 4-7**). Auch Prinz & Holz (1989) sowie Schneider (1981) (zitiert in: [129]) bestätigen die Annahme, dass Grundwasserbewegungen besonders in stärker durchlässigen Kluftzonen stattfinden, in denen die horizontalen Gebirgsdurchlässigkeiten wahrscheinlich 1 bis 3 Potenzexponenten höher liegen.

Neben der strukturgeologisch bedingten, vertikalen Zonierung besteht somit eine weitere, etwa oberflächenparallel verlaufende „hydrogeologische Schichtung“. In den stark deformierten oberen Partien der Hangbewegung (Bereich B1; **Abb. 4-7**) muss von einem raschen Fließen der infiltrierten Wassermengen mit turbulentem Charakter ausgegangen werden. Mit der Tiefe wird der Fluss laminar.

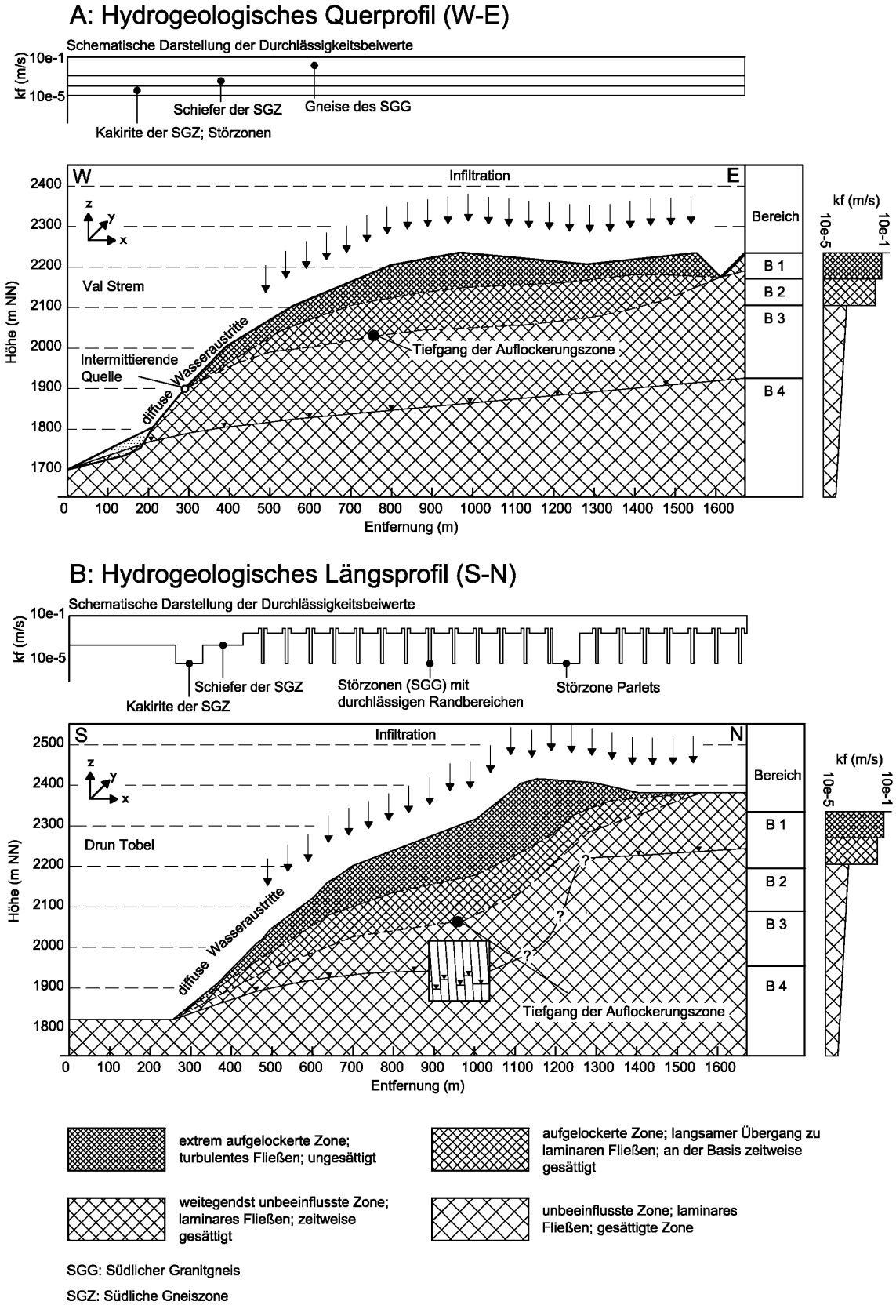



**Abb. 4-7**: Hydrogeologisches Quer- (A) und Längsprofil (B). (Lage der Profile: **Abb. 4-5**).

### 4.2.5 Entwicklung des Bergwasserspiegels (Hypothese)

Untersuchungen von Guglielmi et al. [60] an den Großhangbewegungen La Clapiere und Sechilienne liefern Hinweise zur Beurteilung von vertikal strukturierten Aquiferen in komplexen Hangbewegungen. Insbesondere die Erkenntnis, dass signifikante Wassermengen durch die deformierten Gesteinspartien abfließen bzw. zeitweise dort zurückgehalten werden, ist bedeutsam. Zusammen mit obigen Erkenntnissen und Beobachtungen wird im Folgenden versucht, ein schlüssiges hydrogeologisches Modell zu erstellen (**Abb. 4-8**).

Ausgangssituation der Entwicklung ist ein ungestörter Bergwasserspiegel mit perennierenden Quellen am Westabbruch (Val Strem **Abb. 4-8**, **A**), eine Situation, die mit den heutigen Gegebenheiten der Alp Caschlè vergleichbar ist. Einsetzende Deformationen bedingen wachsende Klüftigkeit und Kluftöffnungsweiten und somit ein rasches Absenken des Bergwasserspiegels (**Abb. 4-8**, **B**). Davon sind die Partien nördlich des Cuolm Parlet dadens/dado sehr viel weniger betroffen als die Massen südlich davon. Aufgrund der Anisotropie der Durchlässigkeit, des hydraulischen Gefälles sowie der Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe werden infiltrierte Wassermassen sehr schnell ins Val Strem abgeführt. Wasserbewegungen finden hauptsächlich in den oberen Partien statt, die eine weniger ausgeprägte Anisotropie (evtl. ein Kontinuum, **Abb. 4-8**, **C**) sowie turbulentes Fließen charakterisiert. Die Grundwasserneubildung im Bergwasseraquifer reduziert sich zusehends, da die potentielle Exfiltrationsleistung wächst und die Infiltrationsleistung selbst sehr hoher Niederschlagsereignisse übertrifft. Ein tiefes Gleichgewichtsniveau stellt sich ein, perennierende Quellen wandern zunächst auf tiefere Niveaus und versiegen schlussendlich. Der basale Aquiferer überführt das Kluftwasser mehr und mehr in die Gehängeschuttdecken und Alluvionen des Val Strems (**Abb. 4-8**, **C**). Im Bereich des maximalen Durchlässigkeitskontrasts zwischen bewegten und unbewegten Partien bildet sich ein labiler, temporärer, schwebender Hangwasserspiegel, wie es an den Hangbewegungen La Clapiere und Sechilienne nachgewiesen werden konnte [60]. Diffuse Wasseraustritte an der Westflanke sind zumindest zeitweise zu erwarten. Nur extreme, anhaltende ND-Ereignisse bzw. Schneeschmelzen liefern ausreichend Wassermengen, welche die Abflussleistungen der Randereiche E-W-streichender Störzonen und Trennflächen überschreiten. Schwankungen der Hangwasserspiegel sind die Folge. Die heutige hydrogeologische Situation am Cuolm Da Vi lässt sich als tiefgründig drainiert mit gelegentlichen Hangwasserspiegelschwankungen beschreiben.

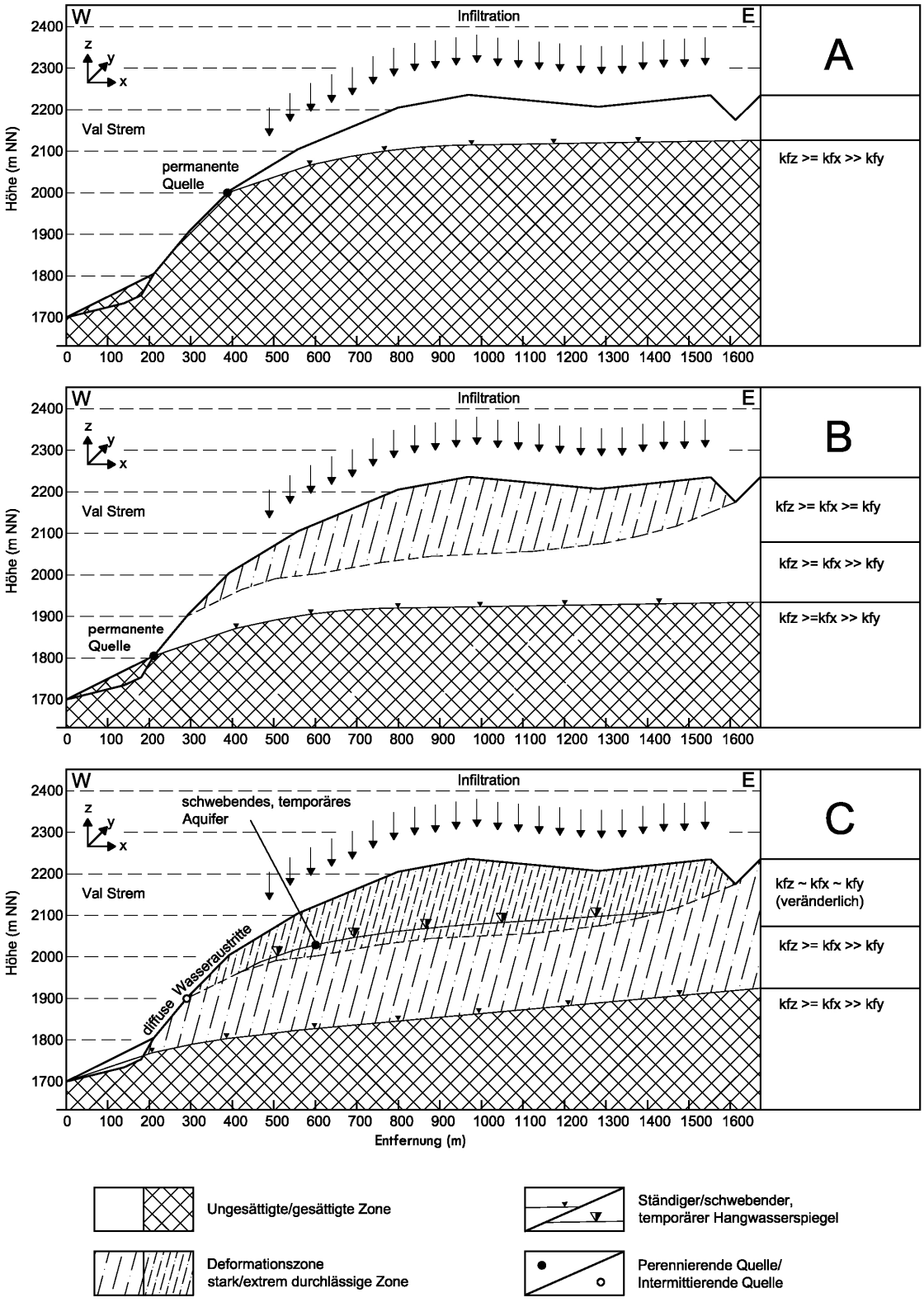



**Abb. 4-8**: Hypothese zur Entwicklung des Bergwasserspiegels (Zur Lage des hydrogeologischen Querprofils siehe **Abb. 4-5**).

# 5 Hangtektonik und Deformationsstrukturen

## 5.1 Einleitung

Kinematische Charakteristika und Hangtektonik spiegeln sich im morphologischen Formenschatz von Massenbewegungen wider. Grundsätzliche Erkenntnisse hieraus führen zu einem besseren mechanischen Verständnis (zur Lage der Messpunkte (**MP**) siehe **Abb. 5-2**).

## 5.2 Kleinere Anbruchsformen

Unter den kleineren Anbrüchen und Anbruchsformen werden oberflächennahe (5-10 m tiefreichende) Hangbewegungen verstanden, die entlang der steilen Flanken bei Stavel da Nuorsas, dem Abbruch zum Druntobel und Val Strem sowie an den Flanken des Cuolm Parlet dadens und dado zu beobachten sind (Lokalitäten: **Abb. 2-2**).
Kleinere Anbrüche werden nach Moser & Üblagger [112] klassifiziert. Die Einteilung erfolgt nach Bewegungsvorgang, Art der Gesteine sowie fallweise nach Art der Gleitfläche und Anbruchsform.

**Tab. 5-1**: Klassifikation von Hangbewegungen nach der Anbruchsform und dem Bewegungsvorgang [112].

| Bewegungsvorgang | **Festgesteine** | **Festgesteine der Felsgüteklasse E** | **Lockergesteine** |
|---|---|---|---|
| | ANBRUCHSFORM | ANBRUCHSFORM | ANBRUCHSFORM |
| Fallen, Stürzen | Steinschlag, Blockschlag<br>Felssturz<br>NISCHENANBRUCH<br>Bergsturz<br>NISCHENANBRUCH | - | Selten, wenn Lockergesteinsabsturz<br>BLATTENANBRUCH |
| Gleiten<br>z.T. rotationsförmig | Felsgleitung ohne vorgezeichneter Gleitfläche<br>NISCHENANBRUCH | Rotationsrutschung in Felsgüteklasse E<br>MUSCHELANBRUCH | Rotationsrutschung (tiefgreifend, flach)<br>MUSCHELANBRUCH |
| translationsförmig | Felsgleitung mit vorgezeichneter Gleitfläche<br>NISCHENANBRUCH | - | Translationsrutschung (tiefgreifend, flach)<br>BLATTENANBRUCH |
| Fließen<br>schnell<br>sehr schnell | | Schuttstromfließen<br>Mure RINNENANBRUCH | |
| Kriechen | Talzuschub (Sackung) | | |
| | | Felskriechen in Felsgüteklasse E | Lockergesteinskriechen |

In Reinform können obige Anbruchformen nur selten beobachtet werden. Vielmehr müssen aus den idealisierten Vorschlägen Mischtypen formuliert werden, welche die jeweiligen Formen treffender beschreiben. In kinematischer Hinsicht wird der Bewegungsvorgang des Kippens (Toppling) nicht explizit erwähnt, obgleich die Anbruchsform, zumindest bei oberflächennahem Kippen, als Nischenanbruch angesehen werden kann. Goodmann & Bray [59] liefern Vorschläge zur Klassifizierung der Kippvorgänge (**Abb. 5-1**). Dabei unterscheiden sie zwischen einem duktilen Typen („Flexural Toppling“), einem spröden Typen („Blocky Toppling“) und einer

Kombination daraus („Flexural Blocky Toppling“). Daneben beschreibt er eine Vielzahl sekundärer Toppling- Phänomene [59].

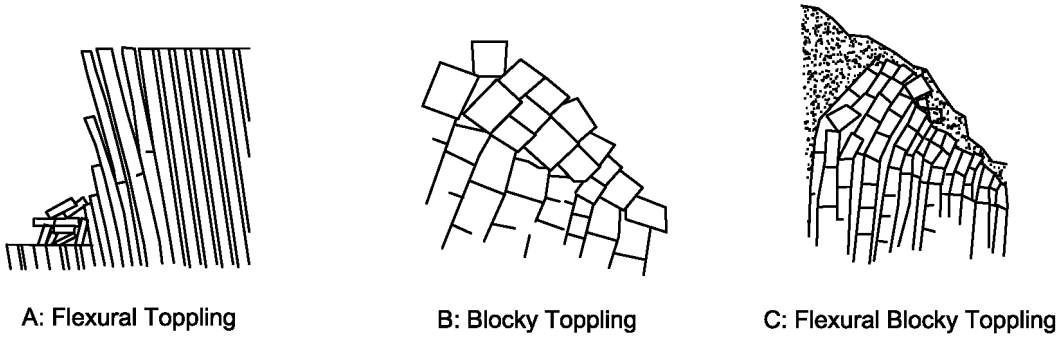



**Abb. 5-1**: Toppling-Typen nach Goodmann & Bray [59], modifiziert.

Von oberflächennahem, sprödem Toppling betroffenes Material ist oft der vollständigen Zerlegung unterworfen und vollzieht den Übergang von Festgestein zu lockergesteinsähnlichem Material (stark aufgelockertes, hoch teilkörperbewegliches Gebirge). Alle Bewegungsvorgänge von Fallen über Gleiten (typischerweise auf basaler, getreppter Bruchzone) bis hin zum Fließen (Murgänge) sind dann möglich bzw. als Kombination oder nacheinander denkbar.

## 5.3 Anbrüche im Lockergestein

Rotationsförmige, flachschalige Anbrüche beschränken sich auf Bereiche mit tiefgründiger Moränenüberdeckung (bis 10 m) am Hangfuß (nördlich Valtgeva). Die dortigen Muschelanbrüche sind vollständig verwachsen, die Gleitkörper ausgeräumt.

Im oberen Druntobel, entlang dem Übergang Trogschulter - Tobel, sind vereinzelt Lockergesteinsanbrüche (Moränenüberdeckung < 3 m) als Blattanbrüche ausgebildet.

Bei Stavel da Nuorsas (Südabbruch) häufen sich kleinere, flachschalige Blattanbrüche (max. Breite ~ 5 m, max. Tiefe ~ 0,5 m) innerhalb der Hangschuttdecke. Lawinenabgänge entlang dieser Flanke tragen maßgebend zur Entstehung bei.

## 5.4 Anbrüche im Festgestein

### 5.4.1 Druntobel

Felsanbrüche prägen den gesamten Druntobel (**Bild 5-1**). Steinschlag bzw. kleinere, spontane Felsstürze (Rissbildungen deuten diese an) sorgen für rasche rückschreitende Erosion im Druntobel. Auflockerungserscheinungen charakterisieren den gesamten Tobel bis ~ 100 m über seinen westlichen Rand hinaus.

Meist führt Blocky Toppling zur Auflösung des Gesteinsverbandes und damit zu einer hohen Teilkörperbeweglichkeit, wodurch sowohl rotationsförmige (bei sehr tiefgründiger Auflocke-

rung) als auch translationsförmige Bewegungsformen entlang getreppter basaler Bruchzonen denkbar sind. Größtenteils fehlt ein Ausgleitkörper.

Im zentralen Mittelhang des Druntobels fällt ein staffelartiger Nischenanbruch mit labilen Ausgleitkörpern (rund 150 000 $m^3$) auf.

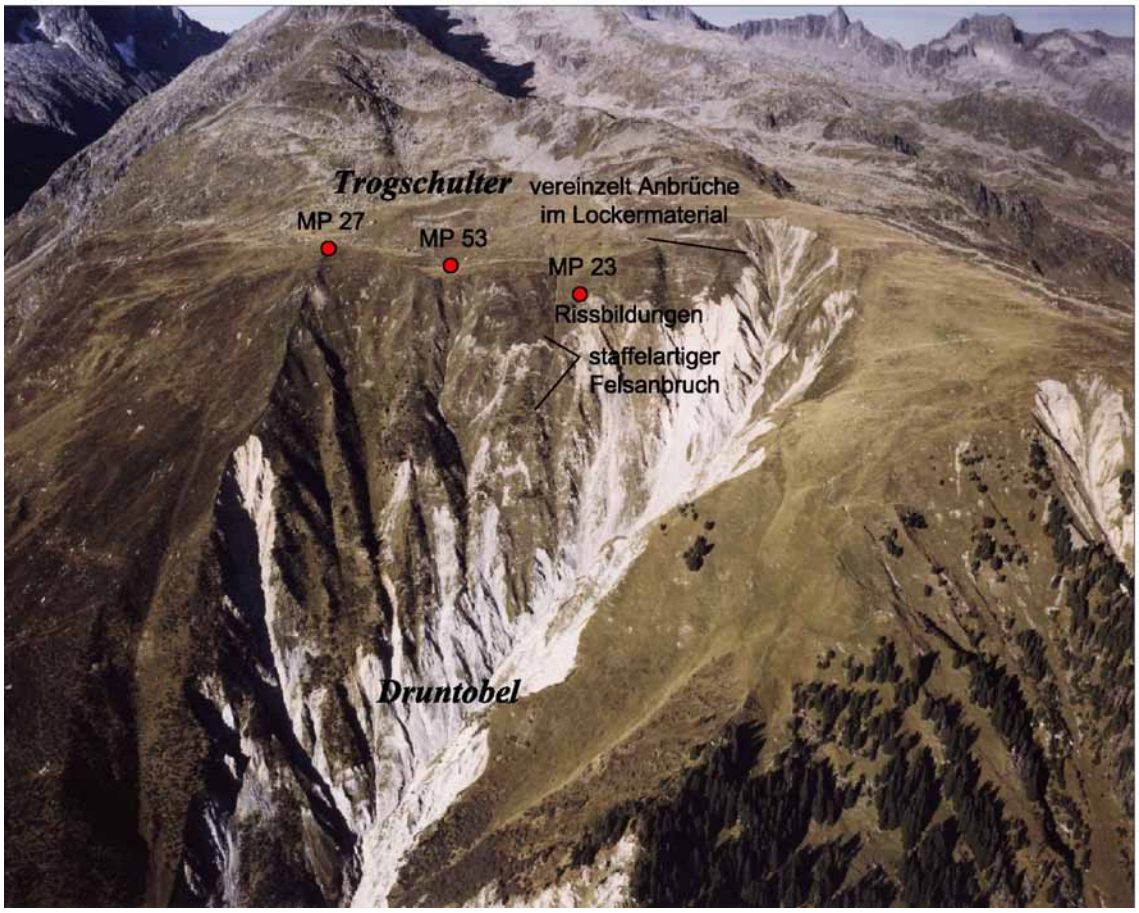



**Bild 5-1**: Luftbild vom Druntobel mit tiefen Erosionstrichtern. Im zentralen Tobel deuten Anrisse auf einen staffelförmigen Bruch hin. Blickrichtung N.
Foto: Auer & Clement AG (1994); zur Verfügung gestellt von T. Lardelli.

### 5.4.2 Cuolm Parlet dadens

Mit einer Breite von ~ 100 m beherrscht ein tiefgreifender Nischenanbruch die SSE-exponierte Flanke des Cuolm Parlet dadens. Der gesamte südliche Gipfelaufbau wird von einem Netz aus Rissen und Spalten durchsetzt und unterliegt der vollständigen Zerlegung. Toppling innerhalb der Phyllonite bzw. Chloritschiefer, mit einem Tiefgang von max. 25-35 m, wird als ursächlich für diese interne Instabilität gesehen. Den Hangfuß des Cuolm Parlet dadens säumen Blockschuttansammlungen, die sich weit gegen S ausbreiten.

### 5.4.3 Einzelphänomene

Vereinzelt finden sich Nischenanbrüche entlang des Abbruchs zum Val Strem. Vergesellschaftet sind diese oft mit ausgeprägten Extensionserscheinungen (siehe unten). Als Bewegungsform

ist meist Kippen bzw. bei fortgeschrittener Entwicklung Gleiten zu erkennen. Auffällig ist, dass die meisten Felsanbrüche (**Bild 5-2**) im Bereich von Runsen auftreten, entlang derer Säume starker Auflockerungserscheinungen nahezu bis zum Talgrund des Val Strem zu verfolgen sind. Bei den Auflockerungen handelt es sich nicht um tektonische Bildungen (Mylonitisierung), wie von Laws et al. [102] beschrieben, sondern um ein rein hangtektonisches Phänomen.

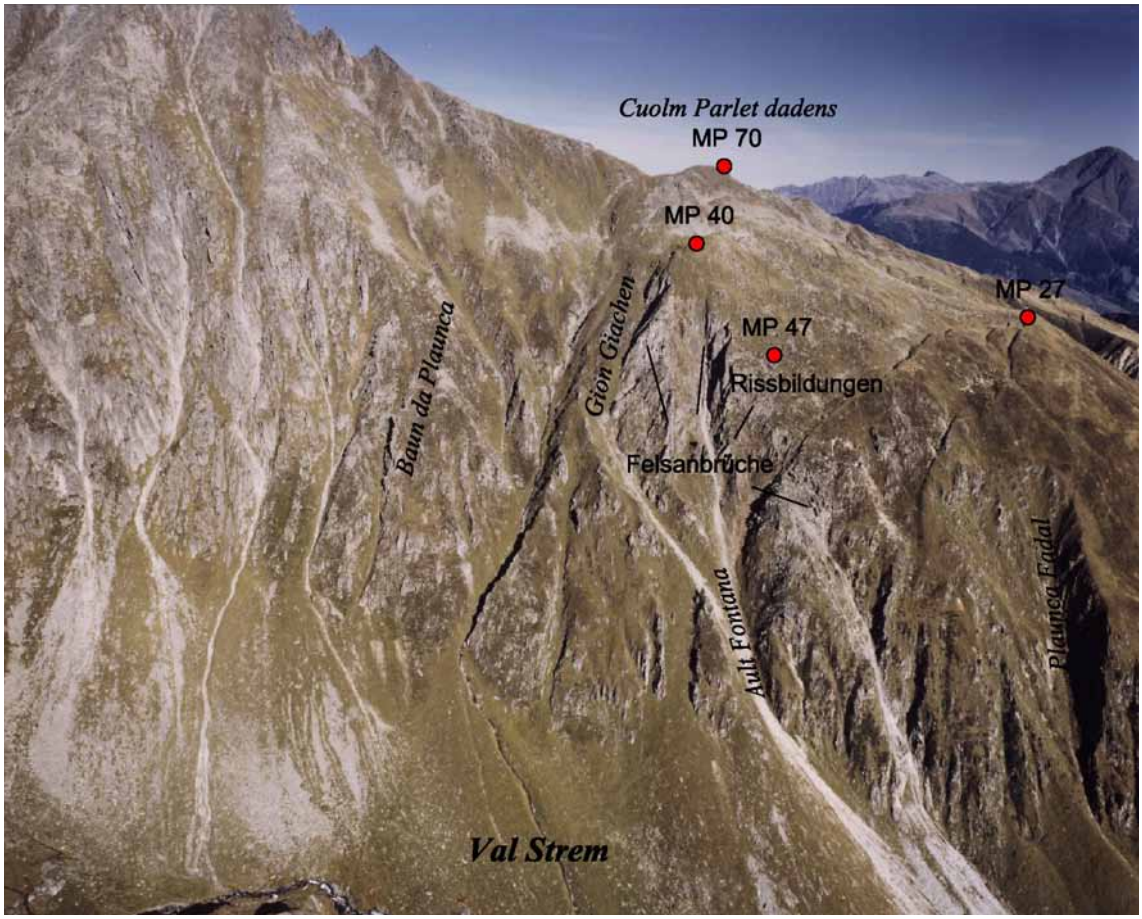



**Bild 5-2**: Luftbild vom Abbruch des Cuolm Da Vi zum Val Strem. Gut zu erkennen sind die Schuttfächer mit vornehmlich jungem Blockschutt, der aus Anbrüchen von aufgelockerter Partien entlang der Runsen stammt. Blickrichtung E.
Foto: Auer & Clement AG (1994); zur Verfügung gestellt von T. Lardelli.

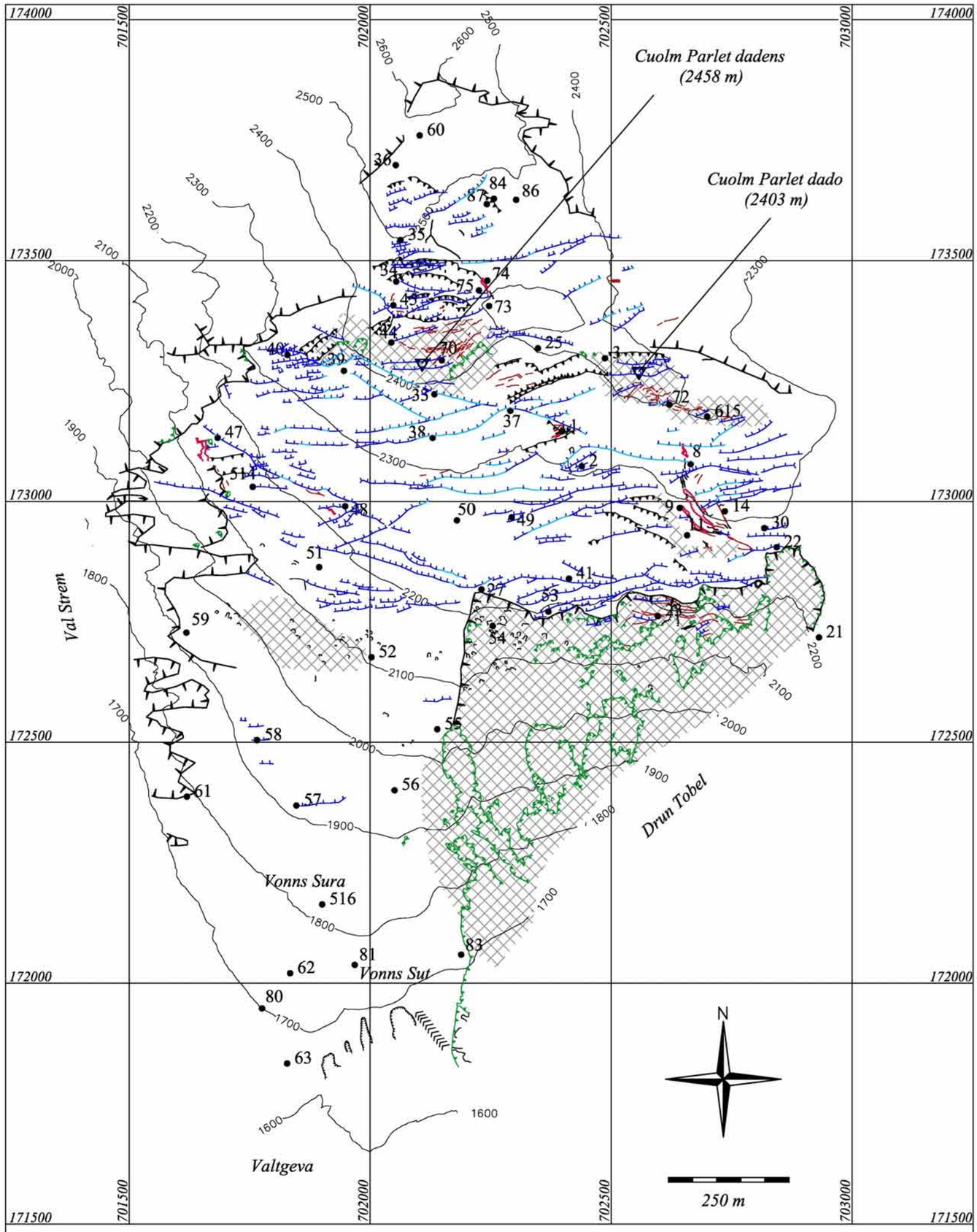



**Abb. 5-2**: Geologisch-geotechnische Karte der Hangbewegung (Kartiert im Massstab 1 : 5 000)

## 5.5 Zugphänomene

### 5.5.1 Form und Geometrie von Zugerscheinungen

Zugphänomene entstehen dadurch, dass zwischen wenig bewegten bzw. unbewegten und stark in Bewegung geratenen Partien ein Massendefizit besteht (Extension). Je nach Orientierung der Verschiebungsvektoren zu vorgezeichneten Strukturen (Schieferung, Klüftung, Störzonen) können verschieden morphologisch-hangtektonische Phänomene zu beobachten sein (**Abb. 5-3**).

Graben-Strukturen: Für die hangtektonische Erscheinung gilt dieselbe Definition wie für den tektonische Graben: „ … *ein gegenüber seiner Umgebung an mehr oder weniger parallel streichenden Verwerfungen eingesunkenes Rindenstück*…“ [115]. Der strukturelle Bau des Cuolm Da Vi ermöglicht das Einsinken von Gräben durch die +/- E-W-verlaufenden Trennflächen (im Streichen der Böschung), die zum Teil entgegengesetzt einfallen. Auch Doppelgratbildungen sind dazu zu zählen (Doppelgrate sind kammparallele Gräben oder Rinnen, die am Cuolm Da Vi präexistenten Gefügeelementen folgen (nach Carniel et al. [24]: „Gratgräben“; nach Ampferer [3]: „Bergzerreißung“). Ampferer beschreibt damit das Phänomen der Doppelgratbildung. Beidseitig sind Gräben von Ausstrichen aktiver Bewegungsbahnen entlang präexsistenter Strukturen umrahmt.

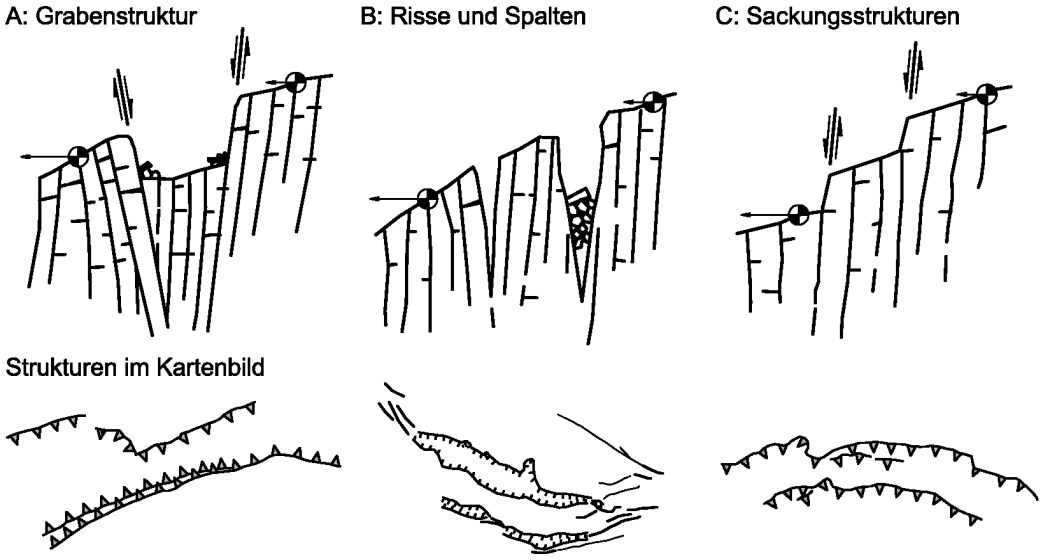



**Abb. 5-3**: Klassifikation der Zugphänomene am Cuolm Da Vi.
**A**: Extension ± senkrecht zu entgegengesetzt einfallenden Trennflächen: Graben-Strukturen. **B**: Extension ± senkrecht zu Trennflächen: Spalten und Rissen. **C**: Extension ± senkrecht zu hangauswärtsfallenden Trennflächen: Sackungsphänomene.

Spalten und Zugrisse („tension cracks“): Als Spalten oder Risse werden jene Formen bezeichnet, bei denen es durch Zugprozesse zu einem Aufreißen der Graßnarbe bzw. zu Klaffungen im Festgestein gekommen ist. Je nach Öffnungsweite werden unterschieden: Zugrisse (Klaffung < 1 m bzw. 1-5 m; Spalten (Klaffung > 5 m).

Sackungsphänomene: Entlang vorgezeichneter, in Hangrichtung einfallender Strukturen kommt es zum Nachsacken größerer Partien. Derartige Phänomene sind am Cuolm Da Vi sehr häufig zu beobachten und verdeutlichen die Reaktion auf tiefgreifende Bewegungen. Es handelt sich um Ausstriche aktiver Bewegungsbahnen an präexsistenter Strukturen.

Der wesentliche Unterschied der drei beschriebenen Phänomene besteht darin, dass bei Sackungsstrukturen und Gräben ein Abgleiten mit abschiebender Komponente entlang vorgezeichneter Strukturen stattfindet und keine Klaffung (bzw. nur in sehr geringem Umfang) wie beim Zugriss auftritt. Dennoch sind am Cuolm Da Vi alle drei Typen auf ein Extensionsregime zurückzuführen.

Neben der phänomenologischen Beschreibung werden die Lokalität innerhalb der Massenbewegung, der Tiefgang sowie ursächliche Hintergründe erläutert (vgl. **Abb. 5-4**).

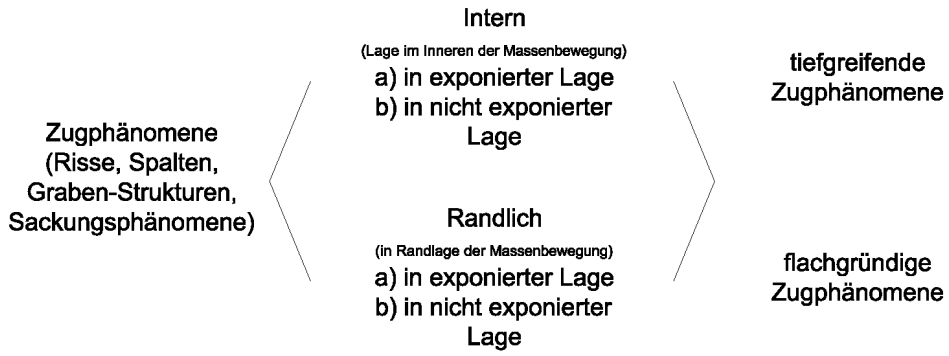



**Abb. 5-4**: Lokalität der Zugphänomene zur Massenbewegung sowie deren Tiefgang.

### 5.5.2 Östliche Zugzone und Verlängerung

Die östliche Zugzone wird im wesentlichen aus einer großen SSE-NNW- streichenden Spalte und deren Fortsetzungen gegen NW und SE aufgebaut (**Bild 5-3**). Östlich der Zone konnten keine aktiven Spalten bzw. Anrisse gefunden werden. Bonanomi und Lardelli wiesen auf immer wieder neu gebildete Zugrisse bzw. visuell erkennbare Veränderungen (Verlängerungen) in diesem Gebiet hin.

Der Spalten- und Rissverlauf beschreibt eine S-förmige Anordnung (**Bild 5-3**). Mit 20-40 cm breiten Rissen beginnt die östliche Zugzone etwa 60 m westlich MP 22 in einer Orientierung von 140-150°. Die Risse sind z.T. bis zur „Großen Spalte“ (**Bild 5-4**) zu verfolgen. Diese ist mit einer Breite von ~10-15 m und einer Länge von ~120 m die eindrücklichste Zugerscheinung am Ostrand der Bewegung. Mehrere kleinere Spalten und Risse (verschiedene Generationen) umrahmen sie.

Die Streichrichtung des Systems orientiert sich an der Klüftung ($K_1$ ~150-170°). Der Vergleich jüngster Fotoaufnahmen der Spalte (**Bild 5-4**) mit Fotoaufnahmen aus dem Jahr 1952 (**Bild 5-5**) verdeutlicht die Entwicklung der „Großen Spalte“. Für den Zeitraum von 52 Jahren sind die

Veränderungen jedoch sehr gering. Nach Berichten älterer Bewohner von Sedrun konnte die Spalte in den 30er und 40er Jahren mühelos übersprungen werden.

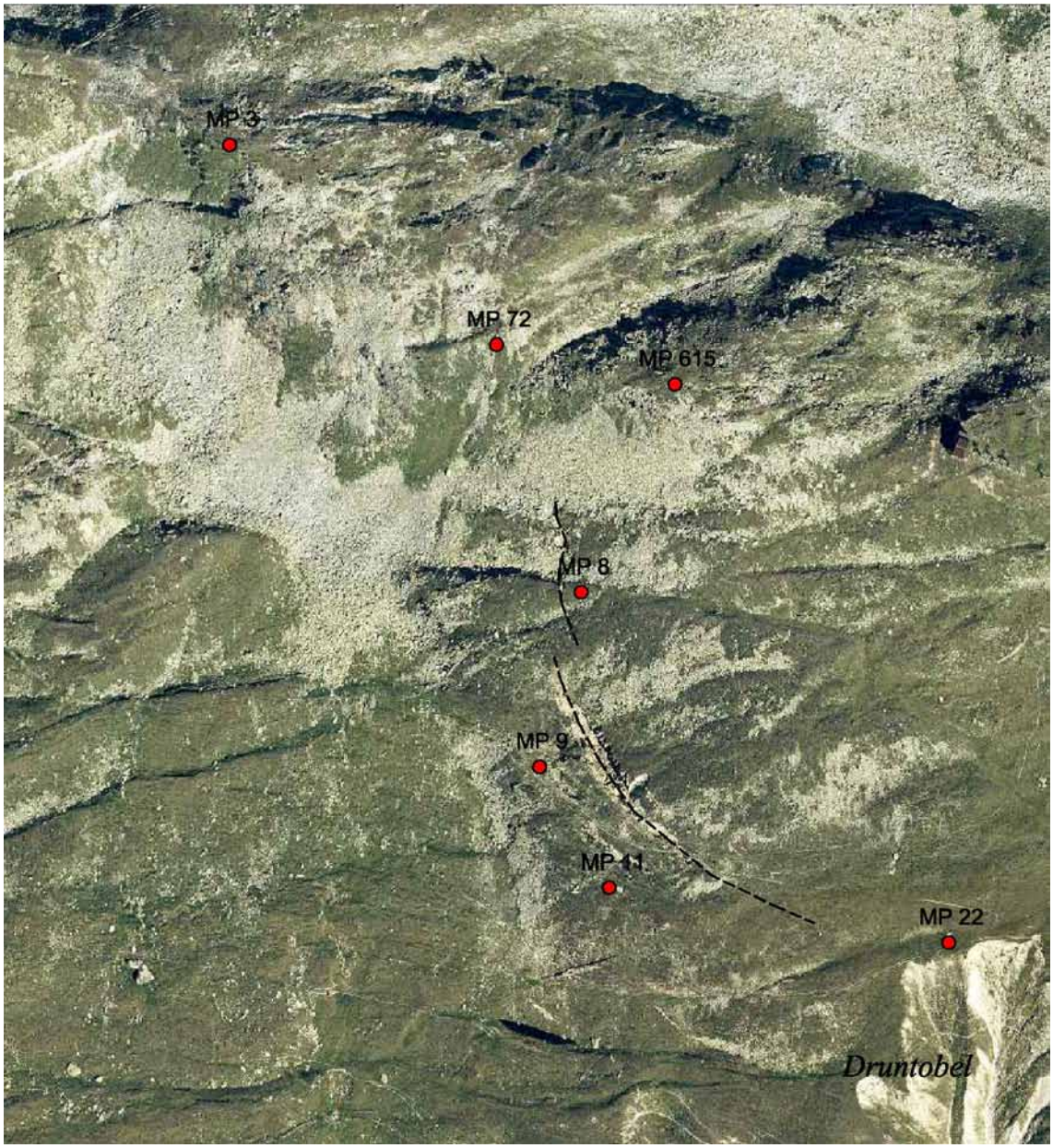



**Bild 5-3**: Luftbild vom östlichen Rand der Massenbewegung. Im S befindet sich der Druntobel, die „große Spalte“ (NE MP 9) sowie viele kleinere Anrisse zwischen MP 9 und 11 sind sehr gut zu erkennen.

Im weiteren Verlauf zieht die Zugzone (mit Streichrichtung 170°), etwas noch E versetzt, entlang des MP 8 hinauf zum Grat des Cuolm Parlet dado (MP 72). Während anfänglich tiefe Zugrisse im Festgestein, mit Öffnungsweiten zwischen 0,5 und 1,5 m, zu verfolgen sind (**Bild 5-6**), klafft der Fels westlich MP 8 ein weiteres mal ~ 6-7 m auf. Extensionserscheinungen sind unter der nördlich anschließenden Blockschutthalde nicht sichtbar, tauchen aber verfingert und in anderer Orientierung (Streichrichtung 70-120°) als Risse (< 1 m) am Grat entlang der Linie MP 615 - MP 72- MP 3 (**Bild 5-6**) erneut auf. Danach verlieren sie sich Richtung W.



**Bild 5-4**: Große Spalte im östlichen Arbeitsgebiet. Blickrichtung ESE; Aufnahme: 2003



**Bild 5-5**: Große Spalte im Jahr 1952. Blickrichtung ESE.
Foto: Eckhard (1952); zur Verfügung gestellt von T. Lardelli.

Genetisch unterscheiden sich die Risse am Grat von den südöstlich gelegenen dadurch, dass sie durch oberflächennahe Kippbewegungen bzw. Versackung der exponierten Partien entstanden

sind (flachgründige Zugrisse). Sie orientieren sich an der alpinen Schieferungen (~70° bzw. ~120°).

Die Risse und Spalten der Zone sind sekundäre, tiefgreifende Erscheinungen in Randlage, die auf Massendefizite im Zentrum der Hangbewegung zurückzuführen sind.



**Bild 5-6**: Verlängerung des Spalten- und Risssystems im E gegen den Cuolm Parlet dado. Blickrichtung SE.

### 5.5.3 Doppelgrate am Cuolm Parlet dado

Als Reaktion auf tiefreichende Zugbeanspruchungen kommt es am Cuolm Parlet dado zur „Auffächerung“ entlang der Schieferung mit anschließendem grabenartigem Einsinken (Doppelgratbildung sind dort tiefreichende Zugphänomene in Randlage).

### 5.5.4 Westlich gelegene Zugerscheinungen

Südwestlich MP 47, entlang des Abbruchs zum Val Strem, haben sich auf ~ 120 m Länge mehrere Zugrisse gebildet. Eine Durchgängigkeit wie im E ist nicht zu erkennen. Ausgehend von einer 5-10 m breiten Spalte (30 m WSW MP 47 (**Bild 5-7**)) erstreckt sich die Zone mit 20-30 cm breiten Rissen gegen SSE. Eine klare Beziehung zur Klüftung ($K_1$ ~150-170°) ist gegeben.



**Bild 5-7**: Zugerscheinungen am westlichen Abbruch zum Val Strem. Blickrichtung WSW.

Die Phänomene können als randliche, flachgründige Zugphänomene in exponierter Lage klassifiziert werden, die durch das Auskippen bzw. Ausgleiten kleinerer Kubaturen (max. 10 000 $m^3$) Richtung Val Strem entstanden sind und sich rasch entwickeln (vgl. auch Anrisse im Festgestein/Einzelphänomene).

### 5.5.5 Große Grabenstruktur südlich MP 25

Mit 25 m Breite im E und maximal 60 m im W ist der Graben südlich des Passes (**Bild 5-8**) neben der Großen Spalte im E eines der ausgeprägtesten hangtektonischen Elemente. Nördlich wird der Graben scharf von einer ~ 85° nach S fallenden (~ 160/85°), mylonitischen Scherzone begrenzt. Die südliche Begrenzung des Grabens ist weniger markant, sondern stufig und nicht auf eine einzelne Scherzone festzulegen. Parallel zur S-Grenze verlaufen mehrere, schieferungsparallele, verscherte Quarzporphyrgänge mit ~340/85°, entlang derer das Absacken des Grabens vonstatten geht. Zurückzuführen ist das Phänomen auf deutliche Unterschiede in den Bewegungsbeträgen beiderseits. Obgleich am Pass (MP 25) geringe Bewegungen gemessen werden können, liegt die Struktur randlich und ist die Folge sehr tiefgreifender Deformationen (Grenze der Hangbewegung gegen NNE). Eingerahmt bzw. durchsetzt wird der Graben von mehreren, z.T. bis 1 m breiten Rissen, die Richtung 60-70° streichen.

Der Abgleich von Fotographien aus den Jahren 1989, 1992 (zur Verfügung gestellt von Lardelli, T.) und 2004 verdeutlicht die rasche Entwicklung der Struktur, insbesondere der nördlichen Stufe.




**Bild 5-8**: Große Grabenstruktur südlich des MP 25. Blickrichtung W.

### 5.5.6 Abflusslose Senke und westlicher Grat

Am Grund der „Abflusslosen Senke“, zwischen MP 74 und MP 75, streicht eine 3-6 m breite Spalten- und Risszone gegen 150° (~$K_1$) (**Bild 5-9**). Entsprechend den Spalten und Rissen entlang der Ostgrenze, handelt es sich auch hier um tiefreichende Zugerscheinungen in Randlage der Massenbewegung. Die etwa 40 m lange Spalte geht in ihrer Verlängerung in einen deutlich, talseitig versackten Anriss über. Dieser ist gegen NNW bis auf den langen Grat gegen den Piz Paradatschas zu verfolgen, wo er sich, der Schieferung folgend, nach W fortsetzt und sich entlang des Abbruches zum Val Strem verliert.

Der gesamte Formenschatz entlang des Bergrückens spiegelt ein ausgeprägtes Extensionsregime wider. Wie bereits erwähnt, äußert sich Zug je nach Orientierung zu den Strukturen in unterschiedlicher Weise. Eindeutige Gräben existieren nicht, Risse nur vereinzelt. Vielmehr handelt es sich um stufenförmig abgleitende Gesteinspakete entlang südfallender Strukturen. Die Phänomene entlang des Grates sind Anzeiger tiefreichender Massendefizite im S (südlich Cuolm Parlet dadens).




**Bild 5-9**: Blick in die Abflusslose Senke nördlich des Cuolm Parlet dadens/dado.
Gut zu sehen ist das Risssystem, welches sich von der zentralen Senke gegen NW an den westlichen Grat (hier linker Rand) zieht. Blickrichtung SSE.

### 5.5.7 Sackungsstrukturen auf der östlichen, zentralen Trogschulter

Am eindrücklichsten sind die Sackungsstrukturen mit 0,5-1 m hohen Geländesprüngen westlich der MP 9 und 11. Am Abbruch zum Druntobel sind 3 +/- parallel verlaufende Geländesprünge über etwa 150 – 200 m gegen NE (~ $Sa_2$) zu verfolgen. Im Gegensatz zur östlichen Zugzonen (siehe oben) äußert sich Extension hier nicht in Form klaffender Zugrisse, sondern als Ausstriche von Bewegungsbahnen mit talseitiger versackten Partien.

### 5.5.8 Zugerscheinungen am Cuolm Parlet dadens

Im Gebiet des Cuolm Parlet dadens (um MP 70) ist die größte Dichte an Rissen im gesamten Gebiet zu finden (intern, exponiert). Entlang der nördlichen Anrisslinie des großen Nischenanbruches (siehe Anbrüche), reiht sich eine Vielzahl +/- E-W-streichender Risse mit maximal 0,5 m Öffnungsweite. Gegen E verlieren sich die Risse bei MP 25 rasch, Richtung W kann der Rissschwarm bis nahe dem MP 45 verfolgt werden (**Abb. 5-2**). Es handelt sich um interne Risse mit wenig Tiefgang, welche die Instabilität der steilen, S-exponierten Böschung des Cuolm Parlet dadens widerspiegeln.

### 5.5.9 Risse am Abbruch zum Druntobel

Interne Risse in exponierter Lage stellen auch die Risse am Rand des Druntobels zwischen MP 53 und MP 23 dar (**Abb. 5-2**). Sie sind allesamt wenig tiefreichend und gehen auf Instabilitäten der Lockergesteinsauflage bzw. des stark aufgelockerten Gebirges zurück.

### 5.5.10 Spalten und Risse bei MP 48

Interne Einzelphänomene, wie die Spalten und Risse bei MP 48, sind eher selten (**Abb. 5-2**). Das Kreuzen verschiedener Scherzonen wird als ursächlich für die Zerlegung gesehen.

### 5.5.11 Spalten und Risse bei MP 1

Extremer Zersetzung unterworfen ist die kleine Erhebung bei MP 1. Sie wird von einer Vielzahl von Rissen und Spalten durchsetzt (**Bild 5-10**). Es handelt sich um Oberflächenerscheinungen, die darauf zurückzuführen sind, dass der Bereich im Schnittpunkt zweier Scherzonen unterschiedlicher hangtektonischer Aktivität zu liegen kommt.



**Bild 5-10**: Spalten und Risse durchkreuzen die kleine Anhöhe bei MP 1.

## 5.6 Nackentäler

### 5.6.1 Allgemeines zu Nackentälern

Schon 1951 stellte Jäckli im Gebiet des Lag Serein erhebliche Verstellungen der Erdoberfläche fest [90]. Er bezeichnete diese Geländesprünge nach dem gebräuchlichen Begriff aus der Tektonik als „Verwerfungen“. Inwieweit echte tektonische bzw. hangtektonische Prozesse maßgebend für die gegensinnig abschiebenden Relativbewegungen sind (talseitige Flanke liegt immer klar über der bergseitigen Hangfläche), bleibt für die Begriffswahl irrelevant. Dem tektonischen Begriff steht die morphologische Bezeichnung „Nackental“ gegenüber. In hangtektonischer bzw. ingenieurgeologischer Hinsicht ist der Begriff „Ausstrich einer Bewegungsbahn“ zutreffender. In dieser Arbeit wird der Begriff „Verwerfung“ gleichbedeutend mit dem morphologischen Begriff „Nackental“ bzw. „Ausstrich einer Bewegungsbahn“ behandelt, obgleich Nackentäler auf sehr unterschiedliche Weise entstehen können (eine rein erosive Entstehung ist ebenso denkbar). Die Unterscheidung der Zustandsform der Nackentäler (**Abb. 5-5**) orientiert sich an der Arbeit von Eckhard et al. [48]:

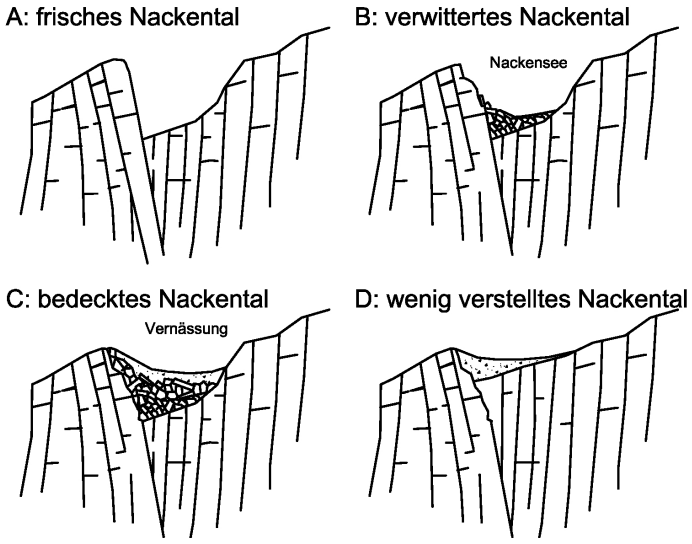



**Abb. 5-5**: Einteilung der Zustandsformen von Nackentäler nach Eckhardt et al. [48] umgezeichnet.

**A**: Frisch: entgegen der Feststellung von Eckhard et al. [48] existieren am Cuolm Da Vi frische Strukturen (rezent extrem aktiver Ausstrich einer Bewegungsbahn).

**B**: Verwittert: durch Verwitterung zerfällt die steilstehende Bruchfläche und das bergseitige Nackental wird mit Schutt verfüllt. Die stauende Wirkung des Lockermaterials kann zur Bildung von Nackenseen oder Vernässungen führen (ein rezent aktiver Ausstrich einer Bewegungsbahn ist von Fall zu Fall anhand der Verstellung und der Altersstellung des Blockschuttes zu deuten (Landkartenflechten bzw. Bedeckung mit subalpinen Rasen geben Hinweise auf das Alter der Blockschuttansammlungen)

**C**: Bedeckt: die Felsoberfläche ist nicht mehr sichtbar; die gesamte Zone ist mit Schutt und Vegetation bedeckt. Sowohl die Alterstellung als auch die rezente hangtektonische Aktivität sind nur schwer abzuschätzen. Insgesamt muss aber von einer verminderten, sehr schwachen Aktivität ausgegangen werden.

**D**: Wenig verstellt: die Verstellung war bisher zu gering um den Fels zu entblößen; vor allem bei hoher Schutt- bzw. Moränenüberdeckung.

Nackentäler entlang der Rhein-Rhone-Linie sind nicht alleine auf den Cuolm Da Vi beschränkt. Vielmehr sind Nackentäler das am deutlichsten in Erscheinung tretende morphologische Element der Region. Ebenso wie am Cuolm Da Vi wird z.B. auch die Alp Caschlè (keine bzw. nur sehr geringe rezente Bewegungen nachweisbar) von langanhaltenden Nackenstrukturen geprägt (**Bild 5-11**). Als einziger Unterschied zu den benachbarten Gebieten treten am Cuolm Da Vi wenige sehr frische Nackentäler (**Typ A**, **Abb. 5-5**) auf (Nackentäler spielten bei der Erkennung der tiefgreifenden Hangbewegung in den 40er und 50er Jahren keine Rolle).

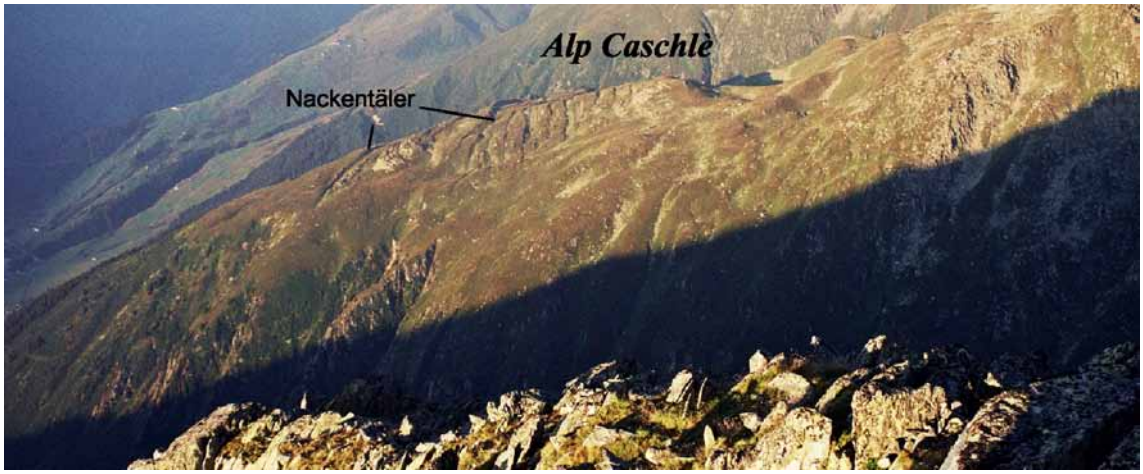



**Bild 5-11**: Blick vom Piz Paradatschas auf die Alp Caschlè. Die Nackentäler sind deutlich zu erkennen, der Hang ist jedoch stabil. Blickrichtung W.

Demnach sind Nackentäler nicht zwangsläufig Zeiger hangtektonischer Aktivität bzw. Ausstriche rezent aktiver Bewegungsbahnen.
Wie bereits erwähnt, zeichnen die Nackentäler inkompetente Scherzonen bzw. verscherte Ganggesteine niedriger Scherfestigkeiten nach. Entlang des Trogschulterrests sind sie über mehrere hundert Meter zu verfolgen. Gegen W (Val Strem) verlaufen sie sich im steilen Gelände und sind dort meist als Runsen bzw. Steinschlagrinnen ausgebildet. Es ist anzumerken, dass nicht alle Nackentäler in aktive Steinschlagrinnen münden. Eine Beziehung zwischen Steinschlagaktivität, Auflockerungssäumen und hangtektonischer Aktivität besteht.

Die Zustandsform eines Nackentals (z.B. frisch) kann meist nicht über die gesamte Länge verfolgt werden. Vielmehr können meist viele Zustandsformen beobachtet werden. Der Übergang kann von kontinuierlich bis abrupt sein. Abrupt z.B. dann, wenn sich am Kreuzungspunkt zweier Scherzonen die tiefgreifenden Bewegungen nunmehr entlang der kreuzenden Scherzone äußern (z.B. bei MP 37). Kontinuierliche Übergänge sind vom Randbereich Richtung aktivem Zentrum zu beobachten.

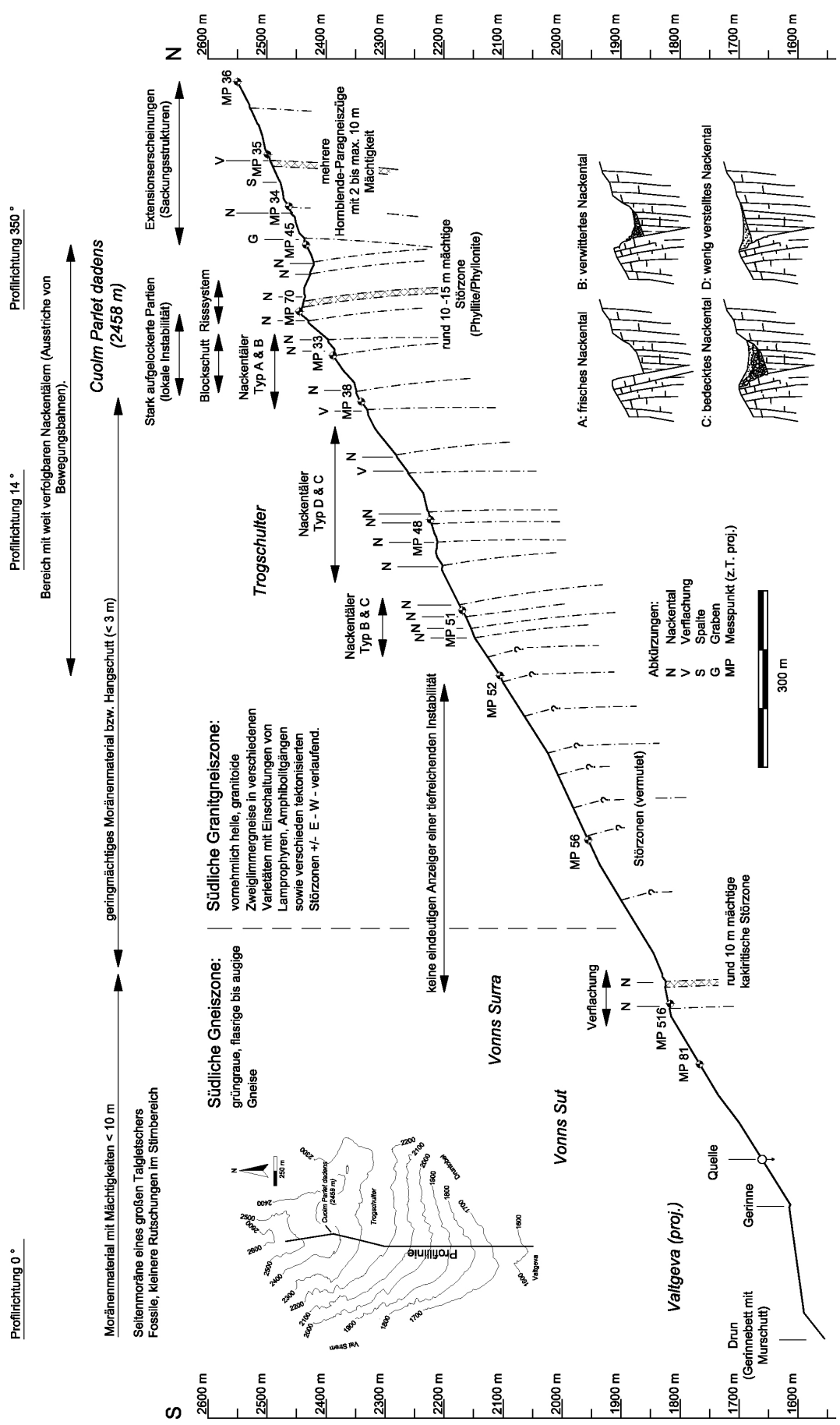



**Abb. 5-6**: Geologisch-geotechnisches Profil 1.

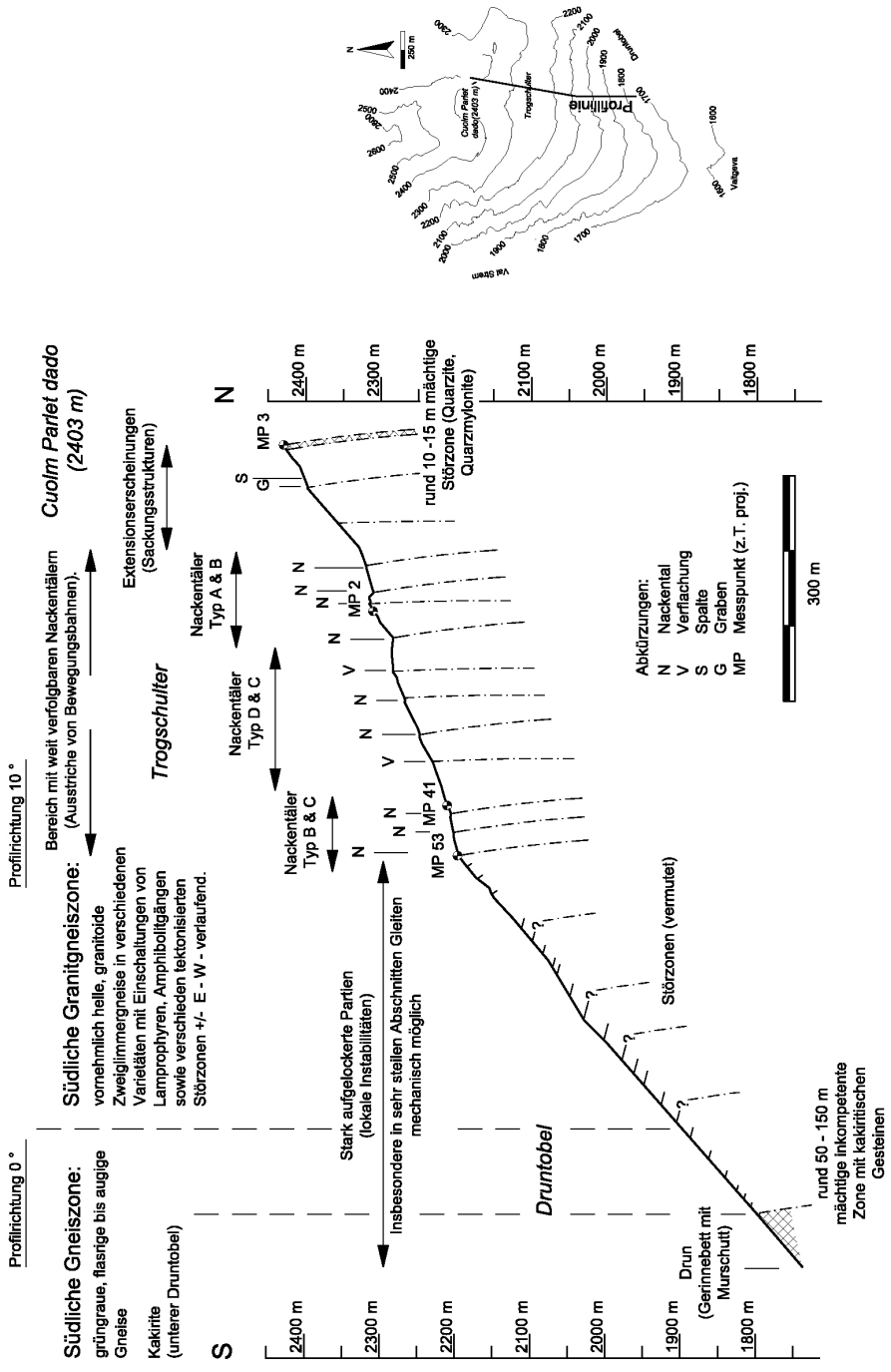



**Abb. 5-7**: Geologisch-geotechnisches Profil 2.

Anmerkung zu den Profilen: Es wurden insgesamt 8 geologisch-geotechnische Profile aufgenommen. Die Aufnahme erfolgte durch exakte Lage- (GPS), Richtungs- (Kompass) und Distanzbestimmung (Laser-Distanzmesser). In den z.T. unzugänglichen Bereichen des Druntobels wurden die Höhen und Distanzangaben der Grundlagenkarte entnommen.

## 5.6.2 Nackentäler und Ausstriche von Bewegungsbahnen

Das eindruckvollste Nackental des Gebietes erstreckt sich entlang der Achse MP 8 – MP 37 – MP 38 –MP 47 (**Bild 5-13**). Nirgendwo sonst ist eine derart frische, steile talseitige Flanke mit Sprunghöhen von bis zu 3 m (bei MP 37) zu beobachten. Es handelt sich um den Ausstrich ei-

ner äußerst aktiven Bewegungsbahn, die östlich MP 37 mit rund 80-85° gegen 10-20° einfällt, westlich davon gegen 330-350°. Bei MP 37 beschreibt sie einen markanten Knick. Die Kippbewegungen (gegensinnig abschiebende Relativbewegungen), die sich entlang der N-fallenden Scherzone manifestieren, folgen ab MP 37 gegen W einer (oder mehreren) kreuzenden Scherzone(n). Diese ist (sind) vom großen Graben (zwischen MP 25 und MP 37) bis zum MP 47 zu verfolgen (**Bild 5-13**).




**Bild 5-12**: Markantes Nackental (**TYP A; Abb. 5-4**) bei MP 37. Sprunghöhe ~3 m. Blickrichtung WNW.

Bei MP 37, am Kreuzungspunkt zweier Scherzonen, tritt ein markanter Knick in Erscheinung (**Bild 5-13**). Bewegungen äußern sich östlich des Knicks entlang einer ESE- streichenden Scherzonetritt, westlich davon entlang einer ENE-streichenden. Verfolgt man die ESE-streichende Scherzone weiter (in Richtung ihres Streichens (gegen 330°)), verschwindet sie zunächst einige Meter, um bei MP 33 erneut sichtbar zu werden. In ihrer Verlängerung gegen das Val Strem wird der Ausstrich der Bewegungsbahn nochmals unterbrochen und tritt in Form frischer Nackentäler und in anderer Orientierung (Streichrichtung 40-50°) zwischen MP 39 und MP 40 abermals in Erscheinung. Im Steilhang verliert sie sich in der Vegetationsdecke bzw. Schuttdecke eines Couloirs. Auffällig sind dort frische Felsanbrüche in der Felswand. Schon Lardelli registrierte während seiner Kartierarbeiten mehrmals Steinschlag in der Wand, die allgemein sehr starke Auflockerungserscheinungen bis auf Kote 2200 zeigt.
Nördlich dieser Strukturen wechseln sich kleinere, weniger durchgängige frische bis wenig verstellte Nackentäler ab.

Südlich folgen meist wenig verstellte bzw. bedeckte Nackentäler, die das Bild der Trogschulter prägen. Sie sind über mehrere hundert Meter zu verfolgen und von den Nackentälern der benachbarten, unbewegten Hänge (Alp Caschlè; Culmatsch) nicht zu unterscheiden.

Zum Abbruch des Druntobels bzw. Plauncas Tgamos hin nimmt sowohl die Anzahl als auch die morphologische Ausprägung der Nackentäler deutlich zu. Entlang der Achse MP 47 – MP 48 – MP 27 – MP 22 ist besonders der erodierte Typ zu finden. Westlich MP 41 befinden sich mehrere kleine Nackenseen bzw. Vernässungen.

Weiter südlich treten Nackentäler nur noch vereinzelt und „bruchstückhaft“ (nur über wenige Meter zu verfolgen) auf. Sie sind wenig verstellt und hangtektonisch weitgehend inaktiv.

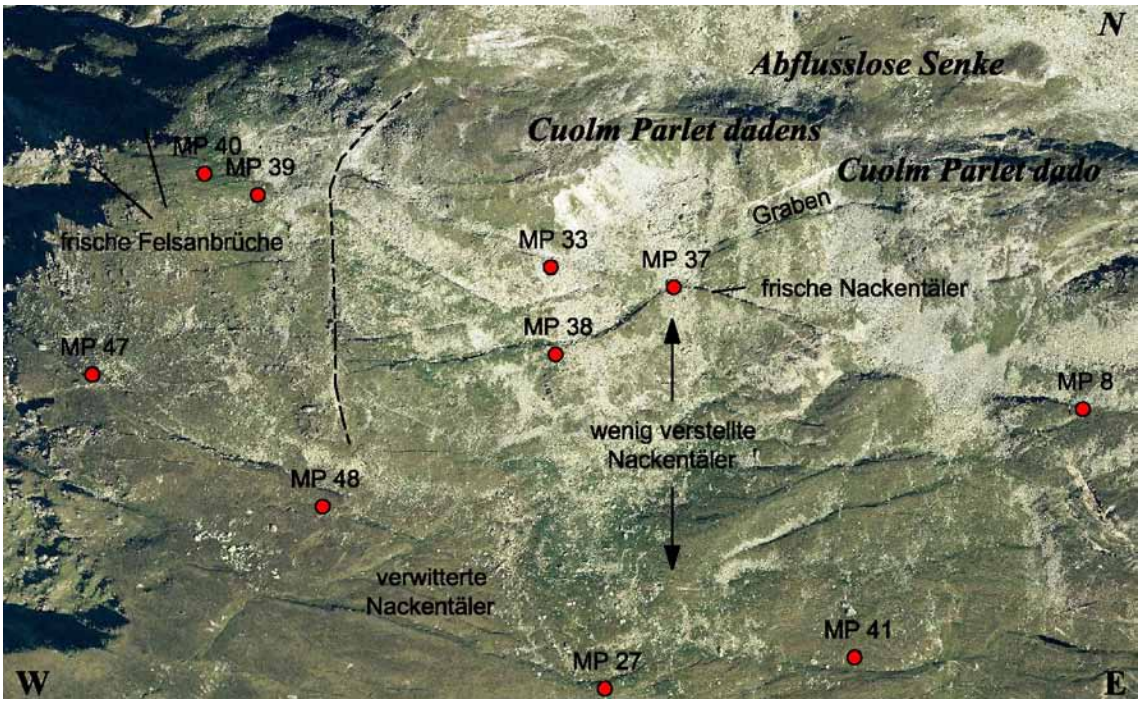



**Bild 5-13**: Luftbild des Cuolm Da Vi mit langanhaltenden Nackentälern.
Gut zu sehen ist die markante Kreuzung (am Kreuzungspunkt MP 37). Die nördlichen Nackentäler sowie die Nackentäler am Abbruch zum Druntobel treten wesentlich markanter hervor.

## 5.7 Gedanken zum Tiefgang und Volumen

Im Feld ist der genaue Tiefgang nicht zu bestimmen. Lardelli weist in seinem 1991er Bericht auf einen durchgehenden Anriss in der Steilwand zum Val Strem zwischen Gion Giachen und Aults Fontauna (**Bild 5-2**) hin [101]. Er geht davon aus, dass entlang einzelner vertikal lagernder Scherzonen Bewegungsbahnen mit einem Tiefgang von über 200 m angenommen werden müssen. Noverraz [121] geht von einem Tiefgang zwischen 100 und 300 m aus.

Nachfolgende Erkenntnisse verifizieren die bisherigen Vermutungen:

– Felsanbrüche in den Flanken zum Val Strem treten vermehrt im Nahbereich steilstehender, N-fallender Scherzonen auf. Entlang dieser Scherzonen sind Auflockerungserscheinungen bis zu den Schuttkegeln des Val Strems zu verfolgen. Persistenz und Klüftigkeit nimmt mit

der Tiefe ab und äußert sich am Talgrund lediglich als allgemeine Auflockerung in den Klüften [101].

– Zwischen zwei N-fallenden Scherzonen, mit vorherrschend S-fallenden Strukturen, ist das Gestein kompakt und teils ohne visuell erkennbare Anzeichen, die eine tiefgründige Instabilität anzeigen.

Gedanken zum Tiefgang der Instabilität führen zu folgendem Ergebnis: entlang der sehr aktiven Bewegungsbahnen (N-fallende Scherzonen), die sich oberflächlich als Nackentäler des Typs A und B (**Abb. 5-5**) morphologisch manifestieren, ist ein Tiefgang der Auflockerung (Plastifizierung) von 300 m und mehr durchaus realistisch. Ein Tiefgang zwischen 100 und 300 m, wie von Noverraz gedacht, entspricht den Ergebnissen dieser Arbeit.

In der Regel nimmt der Tiefgang zum Zentrum einer Instabilität hin zu. Am Cuolm Da Vi muss aufgrund der Offenheit gegen das Val Strem davon ausgegangen werden, dass vom Zentrum (Achse MP 27 – MP 70) gegen W die Tiefenlage wenig abnimmt.

Insgesamt erscheint für die Volumenabschätzung ein durchschnittlicher Tiefgang von 100–150 m als plausibel. Bei einer betroffene Fläche von 1,2 $km^2$ ist von einem Volumen zwischen 120 und 180 Mio. $m^3$ auszugehen.

# 6 Deformationsmessungen

## 6.1 Überblick zur Vermessungsgeschichte

Grundlegende Einrichtungen zur messtechnischen Erfassung der Hangbewegung stammen aus dem Jahr 1942. Seither erfassten verschiedene Institutionen mit unterschiedlichen Verfahren und Messprogrammen die Bewegungen (**Tab. 6-1**).

**Tab. 6-1**: Geschichtlicher Überblick über durchgeführte Vermessungstätigkeiten im Umfeld der Großhangbewegung Cuolm Da Vi. Nur Punkte innerhalb der Massenbewegung werden genannt.

| Jahr | Beobachtungen | Neupunkte / gemessene Punkte | Inst. |
|---|---|---|---|
| 1942 | Operatsmessungung der Triangulation 4. Ordnung Disentis | u.a. 618, 615, 612, 514, 516, 519, 621, 200, 517 | MVA |
| 1970 | Verlegung von Δ 617 | Versicherung des Neupunktes 617 | MVA |
| 1978 | Neubestimmung von Δ 615 | 615 | MVA |
| | Triangulationskontrolle 3. -4. Ordnung | 618, 615, 612, 514, 516, 519, 621, 521, 517 | IGP |
| 1983 | Nullmessung an einem Netz von Kleinpunkten auf dem Cuolm Da Vi | 1-14, 21-28 | IGP |
| 1988 | 1. Folgemessung terrestrisch | 1-14, 21-28 | IGP |
| | 2. Folgemessung terrestrisch | 6, 26, 27 | IGP |
| | Triangulationskontrolle | 618, 615, 612, 514, 516, 519, 621, 521 | MVA |
| 1989 | Luftaufnahme am 20/21.9.1989 (signalisiert sind die MP der ETHZ von 1983, 18 zusätzliche Neupunkte und 15 Passpunkte) | 1-14, 21, 25-28; Versicherung der Neupunkte 30-52 | MVA |
| | 3. Folgemessung terrestrisch | 6, 26 | MVA* |
| 1990 | Photogrammetrische Untersuchungen (1973-1990) | Mehr als 60 MP im betroffenen Gebiet | EPFL** |
| 1993 | GPS-Messung | 26 ,25, 6, 615, 514, 27, 22, 21, 516, 519 | B & H** |
| 1994 | GPS-Messung | 1-3,8, 9, 14, 21-23, 25, 27, 30, 33-41, 44, 45, 47-53, 514, 516, 615; Versicherung der Neupunkte 53-63, A, B, C | A & C |
| 1997 | 4. Folgemessung terrestrisch und GPS-Messung | Ersatz des Punktes 26 durch Punkt 70 | IGP |
| | Erstellung eines digitalen Orthophoto | | BAG/IVD |
| 1998 | GPS-Messung (13.-16. Juli) | 1-3, 8, 9, 11, 14, 21-23, 25, 27, 30, 33-41, 44, 45, 47-53, 55-63, 70, 72-75, 514, 516, 615 Versicherung der Neupunkte 71-77, PF | BAG/IVD |
| 1999 | GPS-Messung (3. Juli) | 1-3, 8, 9, 11, 14, 21-23, 25, 27, 30, 33-41, 44, 45, 47-53, 55-63, 70, 72-75, 514, 516, 615 Versicherung der Neupunkte 80, 81, 83-87 | IGP |
| 2000 | GPS-Messung (29. Juni) | 3, 9, 21, 23, 27, 30, 37, 39, 40, 44, 45, 50, 51, 53, 56, 70, 72-74, 80, 81, 84, 86, 87, 516, 615 Versicherung des Neupunktes 521 | BAG/IVD |
| | Inbetriebnahme Online-System (29. Juni) | 2 Messpfeiler (Messintervall: 4 H) | BAG/IVD |
| | Installation der Konvergenz-Messstrecken | 40 Messstrecken; 1-2 mal jährlich | LAG |
| 2001 | GPS-Messung (23. Juli) | 2, 8, 11, 14, 27, 34, 36, 37, 45, 48, 56, 70, 84, 514, 516 | BAG/IVD |
| 2002 | GPS-Messung (3. Juli) | 1-3, 8, 9, 11, 14, 21-23, 25, 27, 30, 33-41, 44, 45, 47-53, 55-63, 70, 72-75, 514, 516, 615; Verschiebung des östlichen Messpfeilers (Blitzeinschlag) | BAG/IVD |
| 2003 | GPS-Messung (28. Juli) | 2, 8,11, 14, 27, 34, 36, 37, 45, 48, 56, 70, 84, 514, 516 | BAG/IVD |
| 2004 | GPS-Messung (21. Juli) | 2, 8,11, 14, 27, 34, 36, 37, 45, 48, 56, 70, 84, 514, 516 Neupunkte: 91 Installation eines 3. Messpfeilers bei MP 56 | BAG/IVD |

**Inst**.: Institut; **IGP**: Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (**ETHZ**); **EPFL**: Eidgenössische Technische Hochschule Lausanne; ****** Messungen innerhalb des VERSINCLIM-Projektes (Grand Glissiments de versant et climat; [18; 121; 122]; **MVA**: Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden; * auf Eigeninitiative von Lautenschlager; **LAG**: Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Friedrich-Alexander Universität (FAU) Erlangen-Nürnberg; **BAG**: Bonanomi AG; **IVD**: Ingenieur- und Vermessungsbüro Donatsch; **B & H**: Vermessungsbüro Bovay & Huguenin; **A & C**: Vermessungsbüro Auer & Clement.

Kurzer geschichtlicher Rückblick (die Lage der Messpunkte ist **Abb. 6-1 & 6-2** zu entnehmen):

- Im Zuge der Operatsmessungen der Triangulation 4. Ordnung durch das MVA wurden bereits 1942 drei repräsentative Messpunkte (**MP**) innerhalb der in Bewegung geratenen Massen vermarkt.
- 1978 bestimmte das MVA den MP 615 (alte Bezeichnung 188) in Lage und Höhe neu.
- Die ersten Kontrollmessungen aller 1942 angelegter Triangulationspunkte gehen auf das Jahr 1983 zurück. Im Rahmen des 1983er Diplomvermessungskurses des Institut für Geodäsie und Photogrammetrie (**IGP**) der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (**ETHZ)** versicherten die Studenten 22 Neupunkte [16; 148]. Das Hauptinteresse galt dabei der „Großen Spalte“ im E und seiner Umgebung. Der Cuolm Parlet dadens sowie der Abbruch zum Druntobel konnten mit den MP 26 (1997 ersetzt durch MP 70) sowie MP 27 ins Kontrollnetz aufgenommen werden.
- Die erste Folgemessung der neu versicherten Punkte von 1983, mit Netzanordnung und Methode der von 1983 entsprechend, führte 1988 ebenfalls das IGP durch. Die Verschiebungen waren markant, betrugen doch die Vektoren für diese Zeitspanne bis zu 2,5 m (MP 26; späterer MP 70). Interessanterweise nicht im Bereich der Hauptspalte, sondern westlich davon: “Gegenüber diesen als fest angenommenen Punkten (gemeint sind Punkte außerhalb der in Bewegung geratenen Felsmassen, Anm. des Verfassers) zeichnet sich eine Rutschung ab, die westlich von der Hauptspalte massiv einsetzt und bei den Punkten 26 und 27 Beträge von 1-2,5 m (über 5 Jahre) erreicht. Mit unserer Vermessung überdecken wir offensichtlich nur einen Teil der bewegten Masse, die sich weiter nach Westen erstrecken muss.“ [25].
- Nach einer weiteren Nachmessung der kritischen Punkte 26, 27 sowie dem MP 6 durch das IGP im Jahr 1989, erweiterte das Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden (**MVA**) das Kontrollnetz um nochmals 22 Neupunkte. Innerhalb drei Wochen führten die Geodäten die Triangulationskontrolle Val Mila-Val-Strem-Cuolm da Vi-Val Segnas durch, wobei MP für eine spätere Befliegung signalisiert wurden. Am Cuolm Da Vi machte das Büro für Technische Geologie die MP (18 ETHZ -Punkte aus dem Jahr 1983 sowie 18 Neupunkte) luftsichtbar. Der Flug fand am 21.09.1989 statt. Die photogrammetrische Auswertung erfolgte durch das Ingenieurbüro Loos + Co in Davos [116; 117].
- Eine weitere Folgemessung der Punkte 6 und 27 unternahm 1990 Lautenschlager (Sachbearbeiter MVA) auf eigene Initiative.
- Im Rahmen des Forschungsprojektes „**VERSINCLIM**“ [122] erfolgte 1993, auf Grundlage der Luftbilder von 1973 und 1990, eine photogrammetrische Auswertung von mehr als 60 Punkten (**Abb. 6-1**).
- Im selben Jahr (1993) wurden erstmals Messungen mit GPS durch das Vermessungsbüro Bovay-Huguenin (Epalinges/Lausanne) durchgeführt.
- In den Folgejahren folgten weitere GPS-Messungen durch Auer & Clement (1994), das IGP (1997, 1999) sowie der ARGE Ingenieur- und Vermessungsbüro Donatsch/Bonanomi AG (1998, 2000 - 2004).
- Anlässlich der Messungen im Juli 1998 wurden alle Punkte neu markiert und speziell für eine photogrammetrische Auswertung als Passpunkte signalisiert. Die erste Befliegung fand am 9. September 1998 statt. Wetterbedingt musste der Flug jedoch im Jahr 1999 wiederholt werden.
- Die im Sommer 1999 vom IGP durchgeführte GPS-Folgemessung wurde mit ergänzender trigonometrischer Höhenübertragung durchgeführt. Im selben Jahr konnte ein digitales Orthophoto im Maßstab 1:10 000 erstellt werden.
- Die Messung sowie die Instandsetzung der Online-Überwachung fanden zwischen 27. und 29.7.2000 statt (**Abb. 6-3**).
- Zusätzlich wurden vom LAG der FAU Erlangen-Nürnberg am 23.7.01 40 Konvergenz/Divergenz-Messstrecken angelegt (**Abb. 6-3**).
- Seit dem Juli 2000 liegen kontinuierliche Messungen der Online-Überwachung (Messintervall: 4 h) vor. Die Konvergenzstrecken werden seit 2001 jährlich 1-2 mal vermessen. Im Juni 2002 (15.06.02) ereignete sich am östlichen Pfeiler ein Blitzeinschlag, der die Genauigkeit weiterer Messungen fragwürdig erscheinen ließ. Im gleichen Jahr ließ die Gemeinde einen neuen Messpfeiler weiter östlich installieren. Dem folgte ein dritter Spiegel im Jahr 2004 bei MP 56.

## 6.2 Messmethoden - Vergleichbarkeit und Fehlerquellen

Ein Blick auf die vorhandenen Messungen zwischen 1942 und 2004 zeigt die Inhomogenität der einzelnen Kampagnen - sowohl zeitlich als auch im Bezug auf die Messmethode. Zudem wurden die Messungen von verschiedenen Instanzen durchgeführt, was eine zuverlässige Auswertung der Daten erschwert. Dennoch weisen die Messprogramme, gemessen an den jährlichen Bewegungen bzw. den Bewegungen eines Messintervalls, ein ausreichendes Maß an Genauigkeit auf. Bei den vorhandenen Messdaten konnten keine ungewöhnlichen Bewegungsbeträge festgestellt werden, die einem systematischen Fehler unterliegen.

Es sei darauf hingewiesen, dass im Weiteren zwischen **absoluten** und **relativen** Bewegungsmessungen unterschieden wird. Unter absoluten Bewegungsmessungen werden Messungen verstanden, bei denen Rechts-, Hochwert und Höhe eines Messpunktes durch jede Folgemessung neu bestimmt werden. Die absolute Lage im Koordinatensystem ist somit bekannt. Relative Bewegungsmessungen hingegen sind Messmethoden, die lediglich eine relative Distanzänderung zwischen zwei Punkten registrieren, ohne dass die absolute Lage der MP genau bestimmt wird.

### 6.2.1 Absolute Bewegungsmessungen

#### 6.2.1.1 Terrestrische Messungen

Nach Angaben der MVA sind die Operatsmessungen von 1942 dem heutigen Stand qualitativ unterlegen. Längenänderungen von bis zu 10 cm können nicht zwingend als Verschiebung gelten [116]. Auch Vögeli [148] weist auf Ungenauigkeiten vor allem im Höhennetz hin und geht von einer Ungenauigkeit von ± 8 cm aus. Zwischen 1983 und 1988 (1989) sind die Messanordnung und Netzlage identisch und somit ist eine sehr viel genauere Messung zu erwarten (± 2 cm). Nicht identisch dagegen sind die Netze von 1989 und 1990. Das MVA schätzt die Genauigkeit im Zentimeterbereich [117]. Für Einzelheiten der Transformationen und Fehlerellipsen wird auf die jeweiligen Berichte verwiesen .

#### 6.2.1.2 Photogrammetrie

Die Fehler der photogrammetrischen Auswertung der Bilder von 1973 und 1990 liegen für den ebenen Bewegungsvektor bei ± 20 cm, in der Höhe bei ± 30 cm (Angaben von Prof. Dr. O. Kölbl (EPFL); [17]).

Für die photogrammetrische Auswertung von 1989 sind Passpunkte zentrisch signalisiert worden, was zu sehr viel exakteren Ergebnissen führt (± 5 cm).

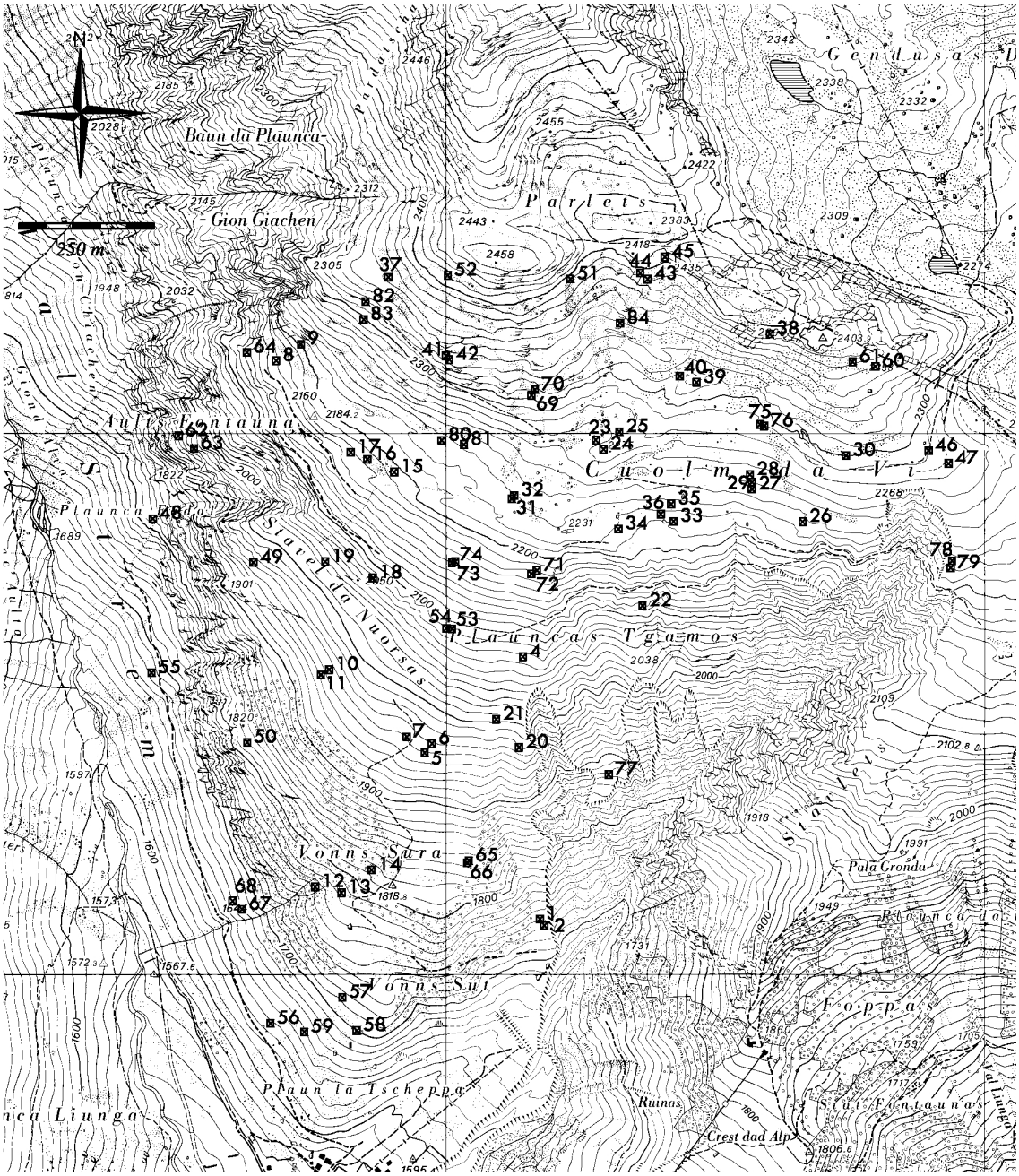



**Abb. 6-1**: Lage der Messpunkte der photogrammetrischen Auswertung 1973-1990.
Die Auswertung wurde im Rahmen des VERSINCLIM-Projektes durchgeführt [121; 122].

### 6.2.1.3 Global Positioning System (GPS)

Neue Verfahren in der GPS-Messtechnik erlauben sehr präzise Resultate. Nach mündlicher Mitteilung von G. Donatsch (Ingenieur- und Vermessungsbüro Donatsch, Landquart) sind Genauigkeiten von ± 2 cm auch im hochalpinen Raum zu realisieren.

Die instrumentelle GPS-Ausstattung der Vermessungsbüros unterscheidet sich ebenso wie die Auswertemethoden. Deshalb wird bezüglich der Messanordnung und Fehlerbetrachtung auf die jeweiligen Berichte verwiesen [15; 19].

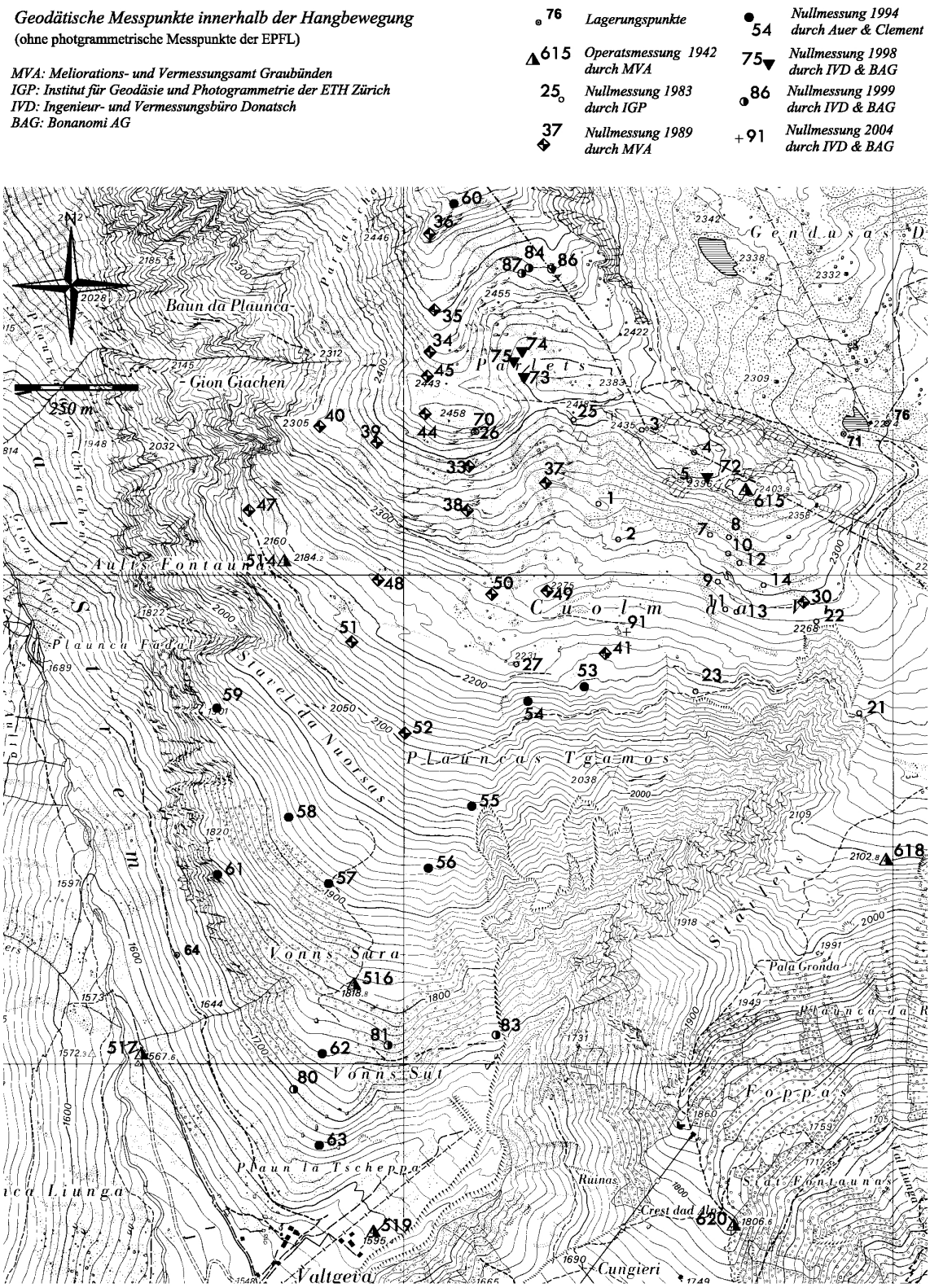



**Abb. 6-2**: Lage der geodätischen Messpunkte mit Angaben zur Nullmessung.

### 6.2.1.4 Fazit

Folgemessungen an Punkten, die nach 1942 angelegt wurden, sind sehr präzise. Direkte Vergleiche mit den Messungen von 1942 unterliegen einen Fehler von ~ ± 10 cm.

## 6.2.2 Relative Bewegungsmessungen

### 6.2.2.1 Distanzmessung (Online-System)

Als Sensor für die Distanzmessungen wird ein automatischer Tachymeter vom Typ TCRM1105 der Firma Leica Geosystems eingesetzt. Es handelt sich dabei um ein motorisiert gesteuertes Präzisionstachymeter mit einem eingebauten Distanzmesser. Die hohen und präzisen Messgenauigkeiten werden dabei durch das Phasenverschiebungsmessverfahren erreicht. Der Sensor wird von einem PC aus gesteuert, welcher mit einer speziellen Software (APSWin) ausgestattet ist. Die Software stellt ein vereinfachtes und unkorrigiertes Verschiebungsdiagramm der einzelnen MP dar. Die Schrägdistanzen werden mit einem mittleren Fehler ($m_F$) von ± 3 mm pro Messung gemessen.

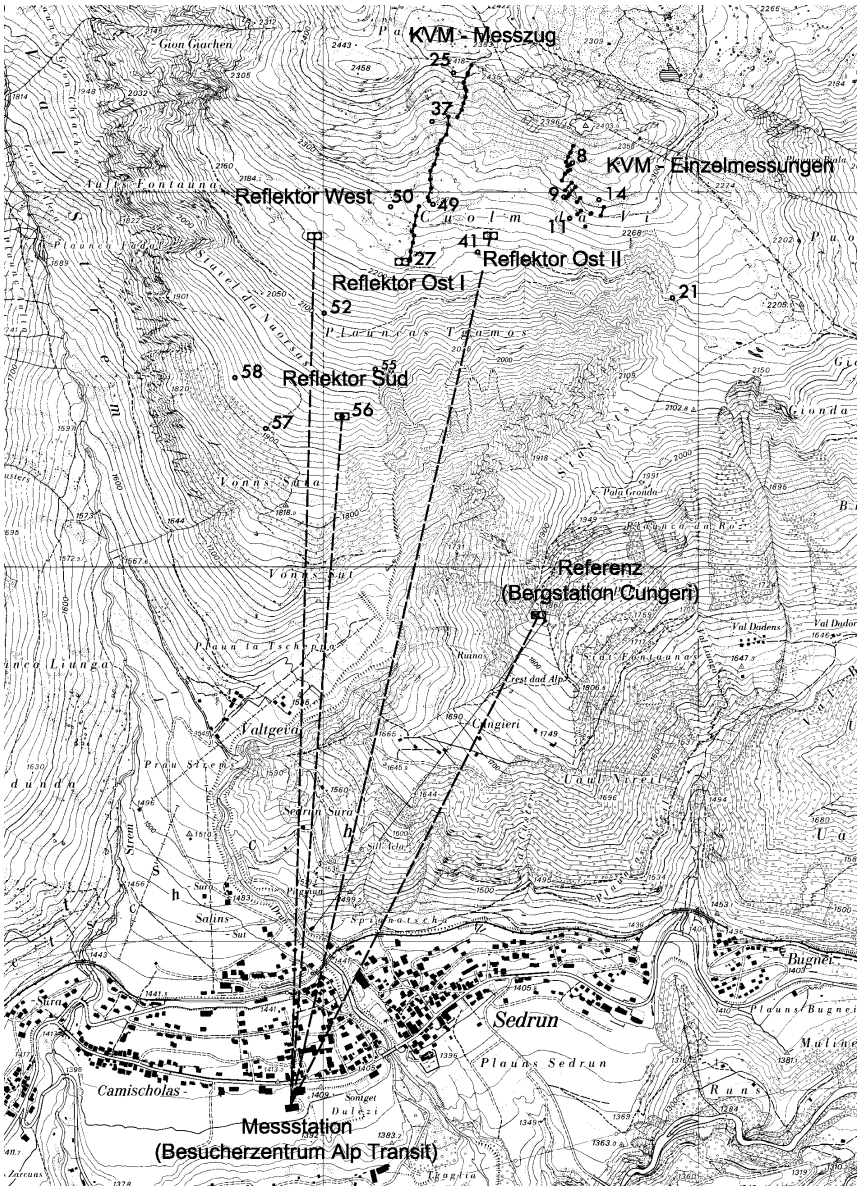



**Abb. 6-3**: Lage der Reflektoren des automatischen Messsystems, der Konvergenz-Messstrecken und ausgewählter geodätischer Messpunkte.
**KVM**: Konvergenz-Messung. Details zur geotechnischen Lage der Konvergenz-Messstrecken sind den **Abb. 6-13** und **Abb. 6-16** (siehe unten) zu entnehmen.

| | |
|---|---|
| Genauigkeit TCRM1105: | 2 mm + 2 ppm = auf 2,5 km = $m_F \pm 7$ mm |
| Jede Messung wird 5x gemessen: | $> \pm 7$ mm / $\sqrt{5} = m_F \pm 3$ mm |
| Genauigkeit einer angegebenen Differenz: | $\pm$ 3mm * $\sqrt{2} = m_F \pm 5$ mm |

Dies bedeutet, dass mit 68% Sicherheit die Messungen genauer als ± 3 mm und mit 95% Sicherheit genauer als ± 6 mm sind. Eine Verschiebung größer ± 6 mm kann demnach mit 95% Wahrscheinlichkeit als signifikant erachtet werden [17]. Dennoch entstehen aufgrund der Distanzunterschiede der Messstrecken (Messstrecke Station - Referenz << Messstrecke Station – Messpfeiler) sowie Witterungs- und Tageszeiten-Einflüssen Ungenauigkeiten. Messzeiträume < 1 Monat zeigen ein starkes „Rauschen“ der Messdaten. Nur Trends sind zu erkennen, sehr rasche Beschleunigungen können aber sofort erkannt werden.

#### 6.2.2.2 Konvergenzmessung

Konvergenzmessungen sind präzise Distanzmessung zwischen zwei gegenüberliegenden, verankerten Bolzen. Verwendet wird ein Stahlband-Extensometer der Marke SOIL INSTRUMENTS (Tape-Extensometer MK II). Das Präzisionsgerät wird auf zwei Gewindebolzen aufgeschraubt. Die Messung erfolgt unter konstanter Vorspannung. Durch rechnerische Eliminierung des temperaturabhängigen Dehnungsverhaltens sowie mindestens drei Messwiederholungen kann eine Genauigkeit < 1 mm erreicht werden (langjährige Erfahrung) [149]. Die Ablesegenauigkeit beträgt $10^{-2}$ mm.

## 6.3 Auswertung der absoluten Bewegungsmessungen

### 6.3.1 Bemerkungen zur Auswertung

Zur Lage der Messpunkte (**MP**) siehe **Abb. 6-1**, **6-2** und **6-3**.

- Alle geodätischen Messkampagnen liefern die drei Raumvektoren ($v_x$,$v_y$,$v_h$), auf deren Grundlage die räumlichen Bewegungsvektoren als auch der Azimut errechnet werden.
- Sämtliche im Kontext genannten Verschiebungen sind räumliche Vektoren. Handelt es sich um einen der Teilvektoren ($v_x$, $v_y$ oder $v_h$), wird dies explizit erwähnt.
- Bei der Auswertung von Zeitreihen wird keine methodische bzw. institutionelle Trennung der Messdaten vorgenommen (Ausnahme: Photogrammetrische Auswertung der EPFL; hohe Ungenauigkeit, keine Deckungsgleichen MP).
- Folgenden Ausführungen beziehen sich auf repräsentative MP. Es sei darauf hingewiesen, dass sich Trends bzw. zyklische Schwankungen in der Regel in den Zeitreihen der meisten MP wiederfinden.

- Neben den Ungenauigkeiten der verschiedenen Kampagnen und den damit verbundenen Einbußen in der Vergleichbarkeit stellt die Inkonsistenz der Folgemessungen ein weitaus größeres Problem dar. Diese Probleme lassen sich wie folgt kurz umreißen:
  - Sehr große Messzeiträume verschleiern Phasen der Beschleunigung. Schnelle und langsame Phasen werden homogenisiert und es ergibt sich ein „moderater" Mittelwert. So werden Beschleunigungen/Verlangsamungen in Zeiten mit sehr kleinen Messintervallen überbewertet.
  - Externe Einflüsse sind statistisch nicht zu belegen und es können nur Vermutungen angestellt bzw. Analogieschlüsse gezogen werden, inwieweit beispielsweise Jahres-ND die Bewegungen verändern.
  - Interpolationen von Punktdaten auf Flächendaten (Isoliniendarstellungen) sind nur dann zielführend, wenn eine ausreichende Anzahl von Messdaten für einen Beobachtungszeitraum vorliegt. Dies gilt für den Cuolm Da Vi nur zwischen 1973 und 1990 (Photogrammetrische Auswertung EPFL mit > 60 MP) und zwischen 1999 und 2002.
  - Messwerte stellen eine Funktion der Zeit dar. Aufgrund der Inkonsistenz der Messintervalle basieren aussagekräftige statistische Zusammenhänge für die Grundgesamtheit der MP lediglich auf einer kleinen Stichprobe. Die am häufigsten und innerhalb kürzerer Zeiträume vermessen Punkte werden Statistiken zugrunde gelegt.

### 6.3.2 Allgemeine Erkenntnisse aus den absoluten Bewegungsmessungen

### 6.3.3 Ausmaße der Massenbewegung

Trotz sehr dichtem Messnetz ist es schwierig, die Ausmaße der Bewegung allein anhand der Bewegungsmessungen genau festzulegen. Die Begründung liegt darin, dass nahezu alle Punkte über sehr lange Zeiträume von Verschiebungen betroffen sind. Die Festlegung der Ausmaße ist gleichzeitig eine Entscheidung, ab welcher Geschwindigkeit ein Punkt als „bewegt" oder „unbewegt" gilt. Messpunkt 615 beispielsweise bewegt sich durchschnittlich mit nur 2 cm/a, seine Gesamtverschiebung seit 1942 beträgt aber mehr als 70 cm. Erleichtert wird die Entscheidung durch markante hangtektonische Strukturen. Das Ergebnis der Überlegungen ist in **Abb. 6-4** dargestellt.

Die Instabilität schließt eine Fläche von rund 1,2 $km^2$ ein. Zwischen MP 25 und MP 37 (N), entlang der Ostgrenze (MP 8, 9, 11, 14) sowie zwischen MP 74 und MP 75 (NE) wird die Grenze an diskreten Strukturen (Extensionserscheinungen) festgelegt. Nördlich des Cuolm Parlet dadens (nördlich MP 70, **Abb. 6-4**) sowie am Hangfuß bei Vonns Sut sind keine morphologischen Strukturen (z.B. Risse oder Gräben) vorhanden, die den Rand der Instabilität klar definieren.

Die Umgrenzung in **Abb. 6-4** ist als eine optimistische Einschätzung zu werten. Messpunkte jenseits der Linie (z.B. MP 14, 30, 22, 84) zeigen seit ihrer Nullmessung (unterschiedliche Jahre) signifikante, kumulierte Bewegungen, jedoch geringe jährliche Verschiebungen (< 3 cm/a). Zukünftig könnte die weitere Entwicklung der Instabilität eine Ausdehnung gegen E und N bedeuten.

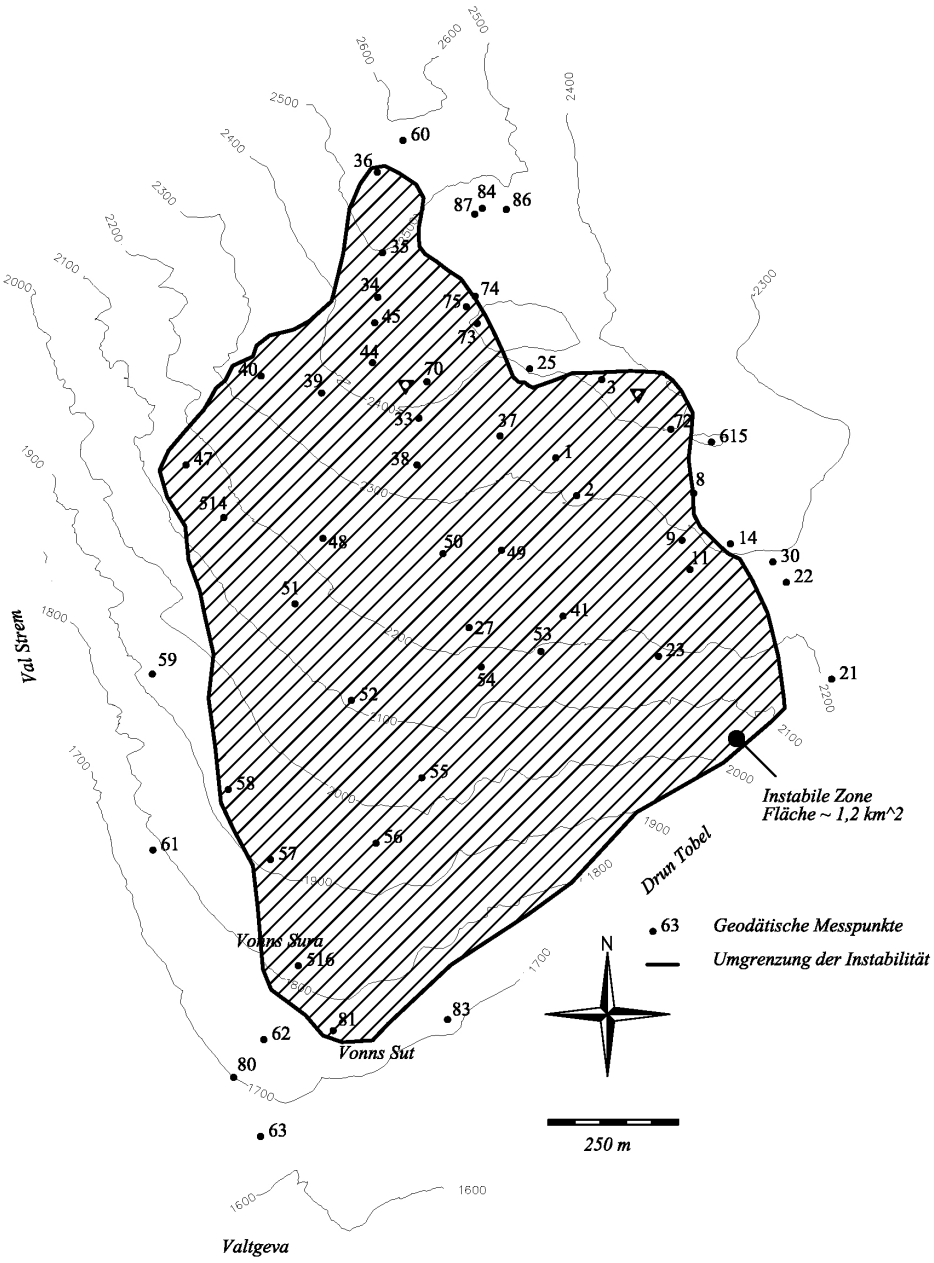



**Abb. 6-4**: Ausmaße der Instabilität. Fläche ~1,2 km$^2$. Die Umgrenzung ist optimistisch gewählt.

## 6.3.4 Bewegungsintensitäten

Die Isoliniendarstellungen der Intervalle 1973-1990 und 1999-2002 decken sich im Wesentlichen. Die photogrammetrischen Daten der EPFL bieten eine exaktere Auflösung entlang des Hangfußes und im Bereich um den MP 27 (**Abb. 6-2**). Auf Verschiebungsbeträge im Einzelnen

wird in späteren Kapiteln eingegangen. Eine Auswahl repräsentativer MP ist in **Tab. 6-2** dargestellt. Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass das 1999er Ereignis (Katastrophenwinter) die durchschnittlichen Geschwindigkeiten im Isolinienplan in ein pessimistisches Licht stellen.

**Tab. 6-2**: Mittlere Geschwindigkeiten repräsentativer Messpunkte zwischen 1997 und 2004.

| MP | Mittlere Geschwindigkeit zwischen 1997-2004 (cm/a) | Standardabweichung | min. (cm/a) | max. (cm/a) |
|---|---|---|---|---|
| 27 | 29,0 | 9,5 | 16,1 (03-04) | 42,8 (98-99) |
| 34 | 26,8 | 7,8 | 17,0 (03-04) | 36,6 (98-99)) |
| 37 | 27,8 | 9,3 | 15,6 (03-04) | 42,2 (98-99) |
| 45 | 31,3 | 10,1 | 19,0 (03-04) | 44,9 (98-99) |
| 56 | 23,7 | 7,7 | 12,6 (03-04) | 35,3 (98-99) |
| 26/70 | 67,2 | 20,9 | 40,3 (03-04) | 94,6 (98-99) |
| 516 | 4,7 | 1,9 | 2,6 (97-98) | 8,4 (98-99) |

Die jeweiligen Minima (**min.**) und Maxima (**max.**) enthalten in Klammern den dazugehörige Messzeitraum.

Auf den ersten Blick liegt das Zentrum der maximalen Bewegungsintensitäten entlang der Achse MP 27 – MP 70 (**Abb. 6-5**), mit Schwerpunkt im Gipfelbereich des Cuolm Parlet dadens. Gegen S (Hangfuß), N (Piz Paradatschas), W (Val Strem) und E (Große Spalte) nehmen die Bewegungen sukzessive ab. Im Druntobel existieren nur wenige MP. Den photogrammetrischen MP 22, 70 (**Abb. 6-1**) und den GPS-MP 54 und 23 (**Abb. 6-2**) kann auch im Druntobel eine leichte Abnahme der Deformationen gegen den Hangfuß entnommen werden.

Eine wesentliche Erkenntnis ist, dass neben globalen, tiefreichenden Bewegungen lokale, oberflächennahe Bewegungen existieren. Globale Bewegungen werden z.T. von lokalen Bewegungen überlagert und verschleiert. Eine Unterscheidung ist aufgrund hangtektonischer Merkmale sowie auf statistischem Wege (siehe unten) möglich.

Der Cuolm Parlet dadens zeigt beispielsweise sehr offensichtlich, dass neben der globalen, tiefreichenden Bewegungen, oberflächennahe, lokale Bewegungen stattfinden. Dadurch wird im Isolinienplan das Zentrum maximaler Bewegungsintensitäten „verschleppt“. Das eigentliche Zentrum der globalen Bewegung wird zwischen MP 55 und MP 50 (**Abb. 6-5**) gesehen. Ein Bereich am Rand des Druntobels, der gegenüber dem Tal-Niveau durch eine sehr hohe Reliefenergie charakterisiert ist (520 Hm auf eine Horizontaldistanz von 540 m; ~ 44° Böschungsneigung).

Im Zentrum der globalen Bewegungen liegen die jährlichen Verschiebungen bei 20-30 cm/a, am Cuolm Parlet dadens bei > 60 cm/a. Innerhalb der aufgelockerten Partien des Druntobels wurden bisher keine MP vermarkt, quantitativ höhere Verschiebungen sind jedoch augenscheinlich.

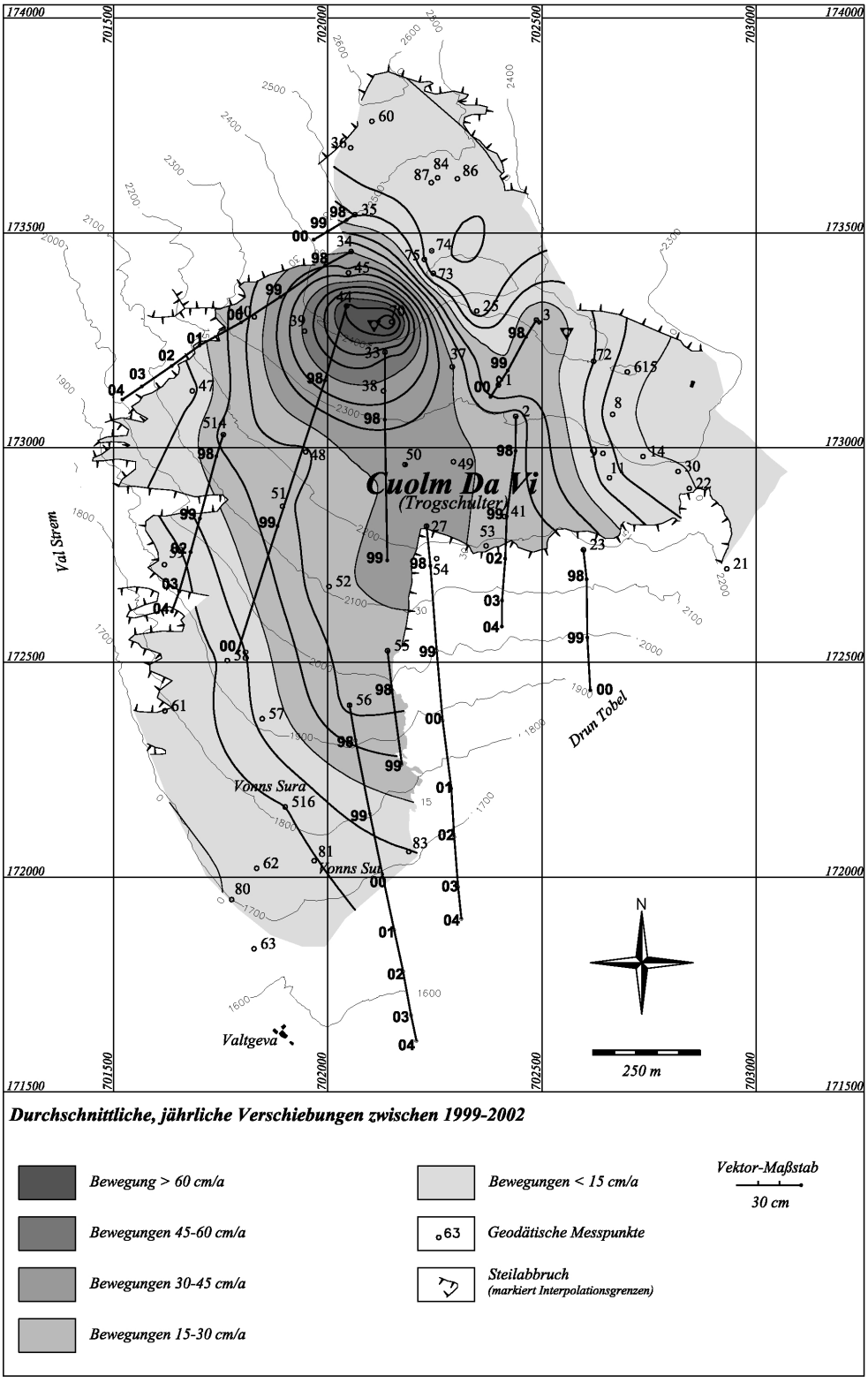



**Abb. 6-5**: Linien gleicher Verschiebungsgeschwindigkeiten und ausgewählte, kumulierte Bewegungsvektoren (räumliche, jährliche Durchschnittsverschiebungen zwischen 1999 und 2002)

### 6.3.5 Hebungen/Setzungen

Den bisherigen Messdaten sind keine eindeutigen Hebungstendenzen zu entnehmen, die sich über mehrere Jahre bestätigen. Nur in wenige Zeitreihen (z.B. MP 63, am Hangfuß bei Vonns Sut) sind z.T. unerhebliche Hebungen enthalten, die keinen Falls als langfristige Trends zu bezeichnen sind.

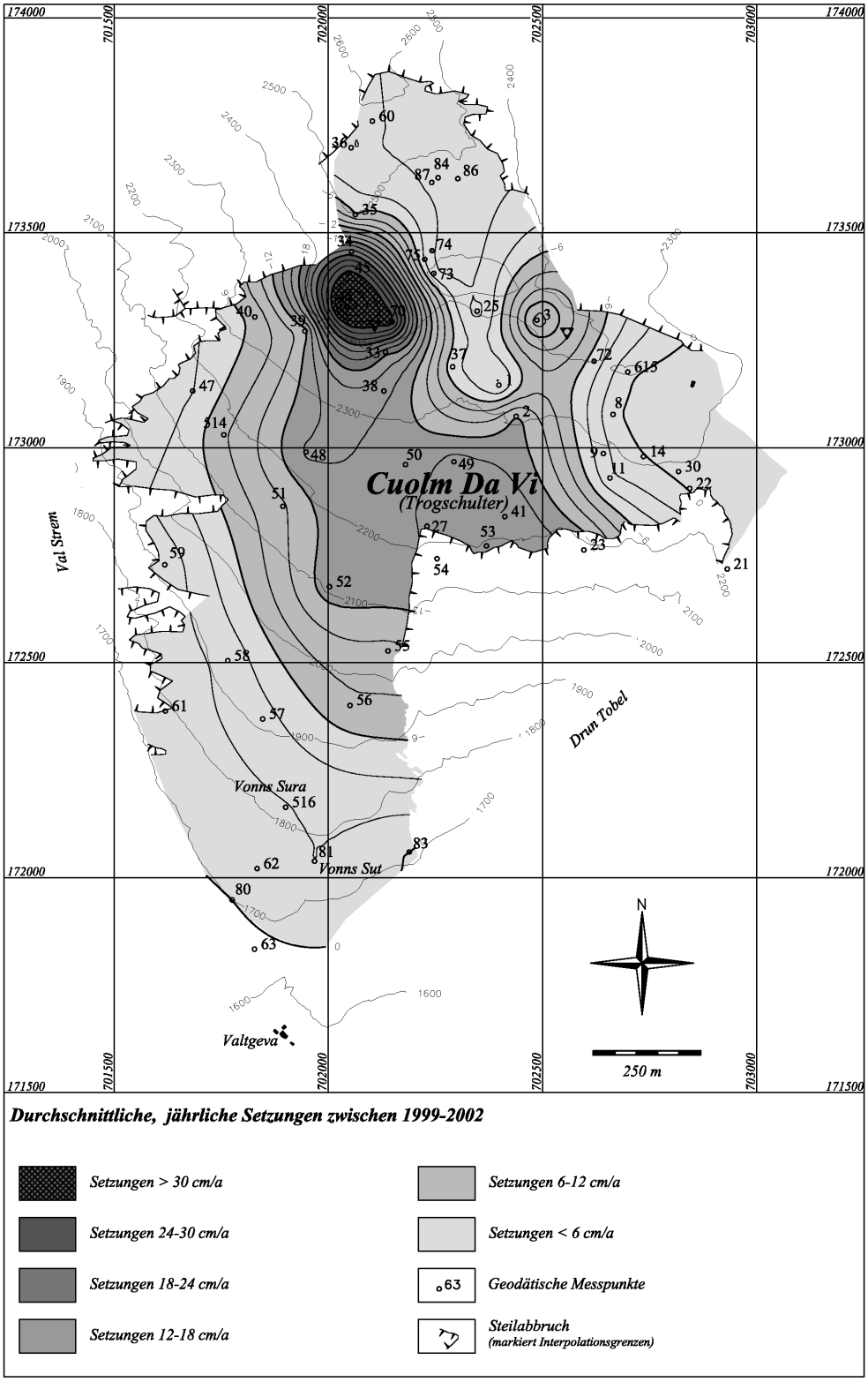



**Abb. 6-6**: Linien gleicher Setzung (jährliche Durchschnittssetzungen zwischen 1999 und 2002).

Die gemessenen Vertikalbewegungen der Photogrammetrie zwischen 1973 und 1990 können durch die Ergebnisse der geodätischen Messkampagnen nicht bestätigt werden. Selbst der geodätische MP 516 (**Abb. 6-6**), in unmittelbarer Nähe der photogrammetrischen MP 12, 13, 14 (**Abb. 6-1**), die gemäß Photogrammetrie Hebungen > 50 cm zeigen, erfuhr im Zeitraum 1942-1983 und 1983-1989 Setzungen um wenige mm. Vertikalverschiebungen in der Größenordnung, wie sie sich aus der Photogrammetrie ergeben, sind zweifelhaft.

### 6.3.6 Verschiebungsrichtung (Azimut)

Der Azimut der Verschiebung wird von zwei wesentlichen Komponenten bestimmt: Morphologie und strukturellem Bau. Der Exposition folgend, sind alle Richtungen zwischen W (Val Strem) über S (Sedrun) bis SE (Druntobel) möglich. Dem strukturellen Bau folgend, sind Richtungen ± senkrecht zu den drei Hauptkluftsystemen sowie dem Verlauf der Scherzonen prädestiniert.

Wie bereits festgestellt, sind Zugphänomene die morphologische Manifestation von Massendefiziten zwischen zwei Punkten. Spalten und Risse entlang einer Kluft, mit Streichrichtung ~ 160°, repräsentieren beispielsweise ein Massendefizit zwischen den Hangpartien östlich und westlich der Kluft. Demnach können Geschwindigkeitskontraste zwischen Rand- und Zentrumslagen der Massenbewegung den Azimut eines Verschiebungsvektors genauso diktieren, wie Morphologie und struktureller Bau. Strukturen schränken vielmehr die Freiheitsgrade möglicher Azimute ein.

Die starke Streuung der Azimute gestaltet die Auswertung schwierig. Eine flächenhafte Darstellung in Form von Isolinien ist in **Abb. 6-7 A** dargestellt. Die dortigen Homogenbereiche sind in **Tab. 6-3** näher beschrieben. Innerhalb von Homogenbereichen existieren MP, die als Ausreißer zu bezeichnen sind. Diese sind MP 70, der durch lokale Bewegung stark beeinflusst wird und MP 37, der am Kreuzungspunkt zweier Störzonen vermarkt ist. Messpunkt 37 wird klar durch den strukturellen Bau diktiert. Azimute von Punkten mit sehr kleinen Bewegungsbeträgen werden hier nicht dargestellt, da eine exakte Lagebestimmung als unsicher erachtet wird.

**Tab. 6-3:** Homogenbereiche der Verschiebungsazimute.

| | Homogenbereich | Azimut | Bemerkung zum Azimut |
|---|---|---|---|
| I | Nördlich des Cuolm Parlet dadens | 210-220° | Der Azimut wird durch die Morphologie best. (weniger durch den strukturellen Bau). |
| II | Cuolm Parlet dado und östliche Zugzone | 190-210° | Der strukturelle Bau sowie Massendefizite im Zentrum der Hangbewegungen sind als ursächlich zu nennen. |
| III | Zentrale Trogschulter | 170-190° | Scherzonenverlauf und Morphologie best. den Azimut. |
| IV | Abbruch zum Val Strem | 190-210° | Der Azimut wird durch die Morphologie und durch den strukturellen Bau best.. |
| V | Vonns Sura/Sut (westlicher Südabbruch) | < 170° | Der Azimut wird durch die Morphologie best.. |

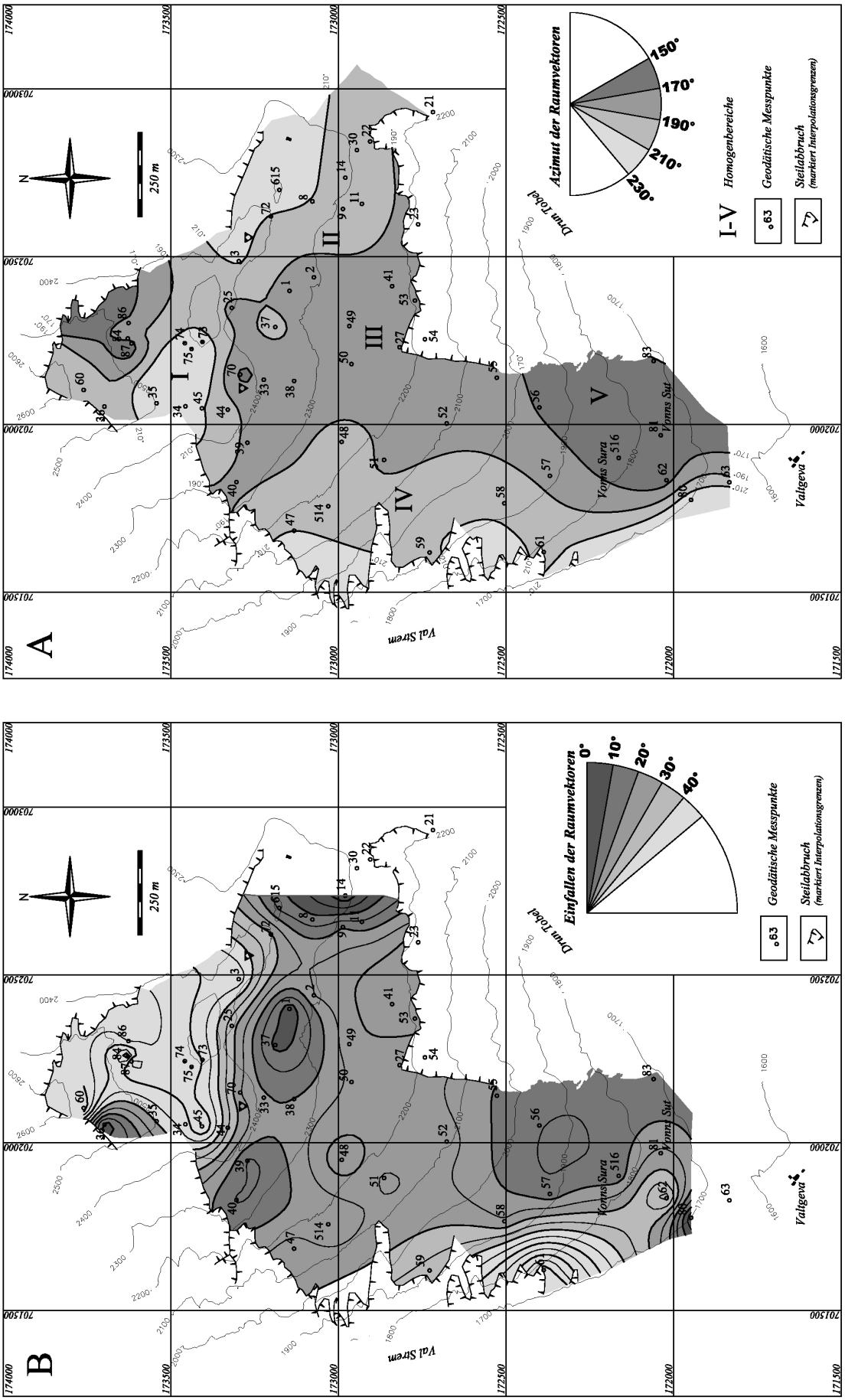



**Abb. 6-7**: **A**) Verschiebungsrichtungen und **B**) Einfallwinkel der Verschiebungsvektoren (1999-2002).

Statistisch existieren zwei mehr oder weniger ausgeprägte Zentren (**Abb. 6-8**): 44% der Azimute liegen im Bereich zwischen 175° und 195°, wovon sich 15% gegen 180-185° bewegen. Gegen 200° bis 220° verschieben sich 29% der MP. Engel & Noverraz [50] stellten in diesem Zusammenhang fest, dass große Bewegungsbeträge vorzugsweise zu einer Verschiebung in Richtung der Falllinie führen, die der Wirkungslinie der Hangabtriebskraft entspricht. Ein kleiner Betrag führt hingegen zu einem Azimut, der sich am strukturellen Bau orientiert.

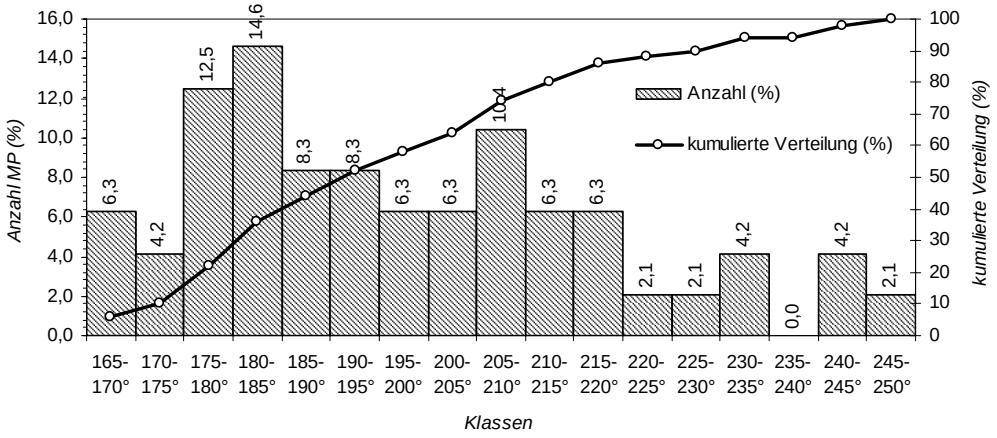



**Abb. 6-8**: Häufigkeitsverteilung der Verschiebungs-Azimute.

## 6.3.7 Einfallswinkel der Verschiebungsvektoren

Entlang und nördlich der Linie Cuolm Parlet dadens/dado (nördlich MP 25) fallen die räumlichen Bewegungsvektoren deutlich steiler als die durchschnittliche Hangneigung ein (**Abb. 6-9**). Gegen S verflachen sie sich zunächst kontinuierlich (MP 25), später, bei der markanten Linie MP 14- MP 37- MP 39 (**Abb. 6-7 B**), abrupt.

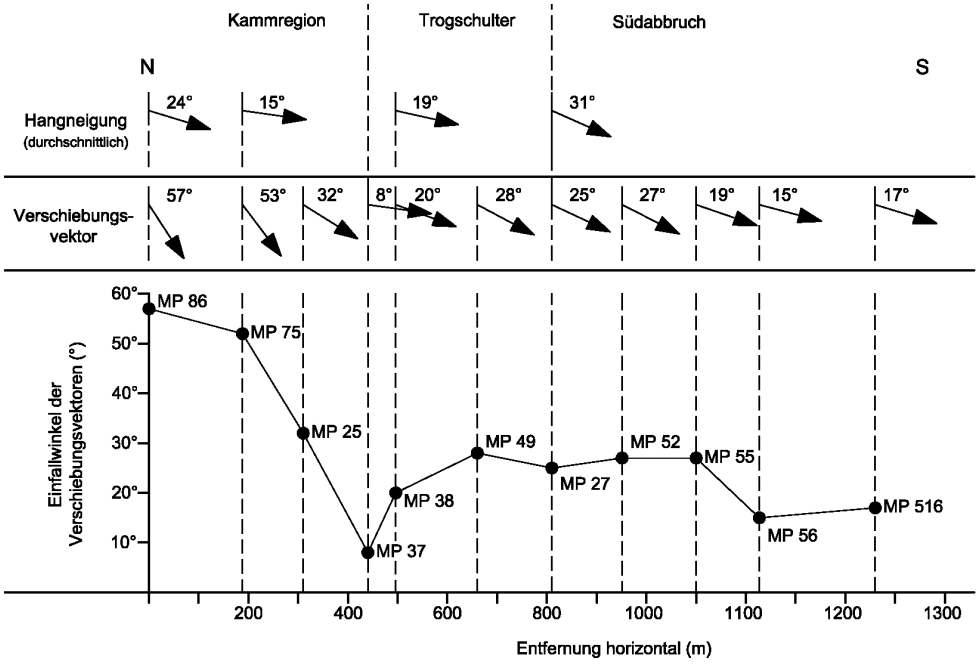



**Abb. 6-9**: Einfallswinkel der Verschiebungsvektoren entlang der N-S-Linie MP 86 - MP 516.

Auf der Trogschulter (MP 37 bis MP 27) sind wiederum steilere Vektoren (~25°) kennzeichnend. Die Hangneigung ist deutlich flacher als die Vektoreneinfallwinkel. Entlang des Südabbruchs sind weiterhin Einfallwinkel um 25° bei durchschnittlich 31° Hangneigung charakteristisch. Ab MP 55 verflachen sich die Vektoren zusehends.

### 6.3.8 Beobachtungszeiträume und Deformationsverhalten

Aus den Daten sind folgende Messperioden auszuscheiden: 1942-(1978)1983, 1983-1988, 1988-1989, 1989-1990, 1990-1993, 1993-1994, 1994-1997, seit 1997 1-jährige Messintervalle bis 2004 sowie die Periode 1973-1990 (Photogrammetrie). Bonnard et al. [17] gelang es, die photogrammetrische Auswertung mit den geodätischen Kampagnen zu verknüpfen. Trotz der Ungenauigkeiten und dem Vorbehalt des Fehlens genau deckungsgleicher MP, ergeben sich die Messperioden 1942-1973 und 1973-1983.

In langfristiger Hinsicht sind die MP von Interesse, die 1942 bzw. 1983 neu versichert wurden. Beziehungen zu externen Faktoren sind aufgrund der Kontinuität der Messungen statistisch nicht zu belegen, jedoch relevant und im Kontext zu diskutieren. Messungen seit 1997 (maximale Kontinuität) bilden die Grundlage der mittelfristigen Interpretation. Statistische Verfahren können angewandt werden. Kurzfristige Entwicklungen des Deformationsverhaltens beruhen lediglich auf den Ergebnissen des automatischen Messsystems (Relative Bewegungsmessungen).

### 6.3.9 Lang- und Mittelfristiges Deformationsverhalten

#### 6.3.9.1 Allgemeines zum Deformationsverhalten

Um die Zeitreihen nicht unkommentiert zu beschreiben, verlangt das Thema nach der Klärung möglicher Ursachen (externe oder interne), die für Phasen der Beschleunigungen oder Verlangsamungen als ursächlich diskutiert werden können. Zu klären ist, ob es sich bei den Phasen der Beschleunigung um langfristige Trends in der Entwicklung der Hangbewegung handelt, die sich über viele Jahre hinweg manifestieren (Geschwindigkeit bleibt auch nach der Beschleunigung konstant hoch), oder um zyklische, kurzfristige Ereignisse (Geschwindigkeit reduziert sich nach der Beschleunigung rasch auf ein tieferes Niveau).

Je nachdem sind die Ursachen

I. in Faktoren, die langfristig die Böschung destabilisieren und dadurch für konstant hohe Bewegungsbeträge sorgen (Unterschneidung des Böschungsfußes, Abfall der Scherfestigkeit durch Verwitterung, etc.), oder
II. in zyklisch auftretenden und veränderlichen Faktoren, wie ND oder Schneeschmelze und die dadurch veränderten Bergwasserverhältnisse, zu suchen.

Innerhalb der erstgenannten Gruppe ist weiter zu unterscheiden, inwiefern es sich um langsam oder unmittelbar (plötzlich) einsetzende Destabilisierungsprozesse handeln kann. Eine Unterschneidung des Böschungsfußes durch Hangbewegungen wird eine sehr rasche, unmittelbare Wirkung auf die Verschiebungsbeträge haben. Dagegen führen Veränderungen im Spannungsfeld durch langsame Erosion am Hangfuß oder Degradation der Materialeigenschaften zu allmählichen Beschleunigungen. Auch zyklische Schwankungen der Bewegungen vermögen durch Lastwechsel („Materialermüdung“) eine schleichende Beschleunigung zu bewirken.
Daten zur langsamen Erosion bzw. Veränderung von Materialeigenschaften mit der Zeit sind unbekannt. Bekannt hingegen sind quantitative Daten zum ND.

#### 6.3.9.2 Die Wirkung innerer und äußerer Einflüsse

Es wird darauf hingewiesen, dass weder eine Bohrung zur Messung von Bergwasserspiegelschwankungen noch Klimadaten direkt von der Hangbewegung selbst existieren. Die Möglichkeiten präziser Aussagen sind demnach eingeschränkt.
Um eine eindeutige Beziehung zwischen ND, Bergwasserspiegel und Bewegungen herzustellen, bedarf es grundsätzlichen Überlegungen. Zu bedenken ist, dass ND und Verdunstung einer hypsometrischen Variation unterliegen und nicht überall im Gebiet gleichmäßig verteilt oder in gleicher Art (Schnee, Regen) fallen. Zudem variieren die Durchlässigkeit des Gebirges ebenso wie die Infiltrationsleistung.
ND kann, sofern er als Regen fällt, mit gewisser zeitlicher Verzögerung eine direkte Reaktion der Bewegungen bewirken. ND in den Wintermonaten verbleiben als Eis und Schnee in konservierter Form bis ins Frühjahr erhalten, um dann sehr konzentriert zu infiltrieren oder oberflächlich abzufließen. Dabei können die zur Verfügung stehenden Wasseräquivalente die ND-Höhe langanhaltender Landregenfälle (> 5 mm/h) überschreiten. Übertrifft die Infiltration die Exfiltration, erhöht sich der Bergwasserspiegel, der wiederum die Bewegungen beschleunigt.
Nachfolgend wird versucht, auf Grundlage statistischer Tests und Überlegungen mögliche Zusammenhänge zwischen ND und Bewegungen zu erörtern. Für die Korrelationsanalysen werden die jährlichen Messdaten zwischen 1997 und 2004 sowie die ND-Summen zwischen den einzelnen Messkampagnen herangezogen (alternativ zwischen Juni Vorjahr bis Juli).

##### 6.3.9.2.1 Statistische Tests und Überlegungen

Ein signifikanter Zusammenhang zwischen ND (zwischen den Messtagen) und der Geschwindigkeit kann nur bei MP 27 und MP 34 erkannt werden. Der Zusammenhang zwischen ND und Beschleunigung ist nur für den MP 34 signifikant. Eine eindeutige Beziehung besteht nicht.
Dennoch sind klimatische Einflüsse relevante Größen, obgleich eine statistische Signifikanz auf Grundlage der zur Verfügung stehenden Daten nicht gegeben ist. Entscheidend sind:

I. Zeitpunkt und Konzentration der Niederschläge.

II. Verzögerung (verzögertes Einsetzten) sowie Nachhaltigkeit bzw. Wirkungsdauer der Einwirkung.

**Tab. 6-4**: Korrelationen zwischen Niederschlägen (Messtag-Messtag) und Geschwindigkeiten / Beschleunigungen (n = 7) ausgewählter Messpunkte; $p < 0,05$.

| | MP 27 | MP 34 | MP 37 | MP 45 | MP 56 | MP 70 | MP 516 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Geschwindigkeit | 0,77 | 0,81 | 0,75† | 0,73† | 0,73† | 0,75† | 0,70† |
| Beschleunigung | 0,75† | 0,76† | 0,73† | 0,69 | 0,71† | 0,60† | 0,61† |

† nicht signifikant.

Zu I.: Den Einfluss enormer Infiltrationsereignisse auf das Deformationsverhalten geben die Messreihen des Servotachymeter eindeutig wieder (detaillierte Angaben siehe unten). In bisher jedem Messjahr ist zur Schneeschmelze eine Beschleunigungsphase mit 1,5-2-fach höheren Verschiebungsbeträgen aufgetreten.

Innerhalb der statistisch verwertbaren Datenreihen ist folgendes festzustellen (**Abb. 6-11**): Die Messperiode 2001-02 ist mit 1799 mm die ND-reichste der Datenreihe. Dennoch war eine Verlangsamung der Verschiebungen gegenüber dem Vorjahr zu messen. Zwischen den Messtagen 1998-99 fielen 1755 mm, was eine Beschleunigung um das rund 2-fache gegenüber dem Vorjahr bewirkte. Maßgebend war der Zeitpunkt der ND (**Abb. 6-10**). Im Intervall 1998-99 konzentrierten sich ND in den Monaten April, Mai und Juni und somit zur Zeit der Schneeschmelze (ND-Summe: 564 mm). Folge: Beschleunigung. Dagegen fielen die ND des Intervalls 2000-01 in den Sommer- und Herbstmonaten des Jahres 2000. Die Zeit der Schneeschmelze war vergleichsweise trocken (ND-Summe: 350 mm). Folge: Verlangsamung.

Zu II.: Verzögerte oder nachhaltige Einwirkungen sind anhand der Aufzeichnungen nicht eindeutig ersichtlich. Anhand der Messreihen in **Abb. 6-11** kann jedoch folgende Vermutung angestellt werden: trotz sehr niedriger ND im Messintervall 1999-00 verbleiben die Verschiebungsgeschwindigkeiten auf hohem Niveau. Selbst im darauffolgenden, sehr feuchten Messjahr nehmen die Verschiebungsbeträge ab. Die Vermutung einer nachhaltigen Wirkung des Ereignisses 1998-99 liegt nahe.

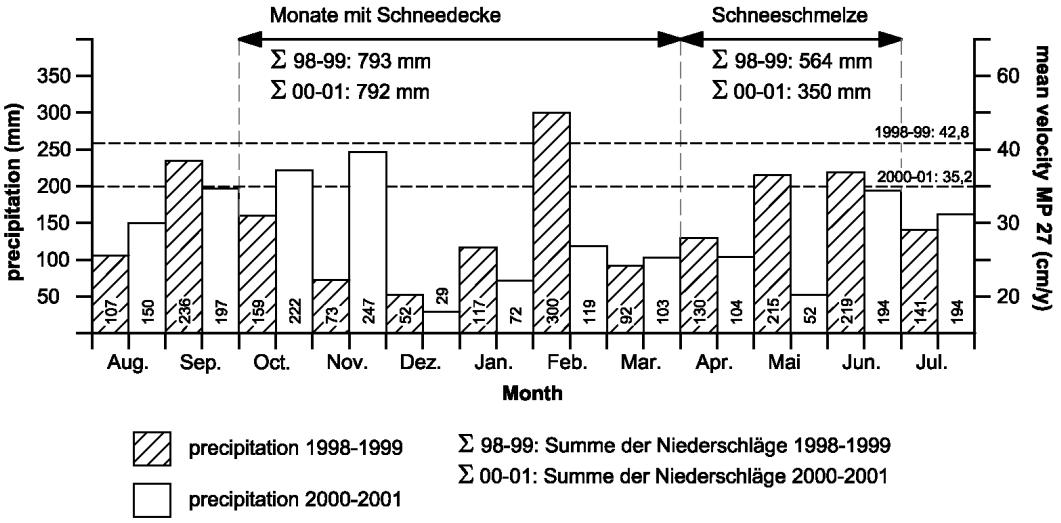



**Abb. 6-10**: Vergleich der ND-Verteilung der Jahre 1998-1999 und 2000-2001 (Station Sedrun).

Anmerkung zur **Abb. 6-10**: Die bisher maximalen Verschiebungsgeschwindigkeiten traten im Messjahr 1998-99 auf. Innerhalb der Messtage fielen rund 1755 mm ND. Im Jahr 2000-01 hingegen fielen 1799 mm, die Verschiebungsgeschwindigkeiten lagen weit unter dem Niveau von 1998-99.

#### 6.3.9.2.2 Zusammenfassung und Diskussion

Es ist in dieser Arbeit nicht gelungen, aus den vorhandenen Klimadaten einen Index zu entwickeln, der die Schneeschmelze qualitativ und quantitativ beschreibt und statistisch verwendbar macht. Auf Grundlage der Klimaaufzeichnungen und Messreihen ist schlussendlich kein statistischer Nachweis zu führen, inwieweit ND und Schneeschmelze die Instabilität beeinflussen und mit welcher zeitlichen Verzögerung einer Beschleunigung und welcher Nachhaltigkeit zu rechnen ist. Sicher erscheint jedoch, dass selbst sehr hohe Jahres-ND keine Wirkung auf die Hangbewegung haben, solange sie gleichmäßig über das Messjahr verteilt oder in Spätsommer- und Herbstmonaten fallen. Gleichzeitiges Auftreten hoher ND, Schneehöhen und Temperaturen während der Schneeschmelze führten zu einem Ungleichgewicht zwischen Infiltration und Exfiltration. Der Bergwasserspiegel steigt und die Verschiebungen beschleunigen sich deutlich. Die Folge außergewöhnlicher Ereignisse, wie sie im Messjahr 1998-99 messtechnische erfasst werden konnten („Katastrophenwinter“), scheinen die Bewegung nachhaltig zu beeinflussen.

### 6.3.9.3 Zeitlicher Verlauf ausgewählter Messpunkte

Signifikant gegenüber den Nullmessungen aus dem Jahr 1942 waren die talwärts gerichteten Bewegungsbeträge der Punkte 615, 514 und 516 bereits 1978/83. Deformationsmessungen am Cuolm Da Vi reichen somit 62 Jahre zurück und erlauben rückblickende Aussagen auf die langfristige Entwicklung:

- Die Bewegungen am Cuolm Da Vi setzten vor 1978 ein.
- Das Einsetzen bedeutsamer Bewegungen am Cuolm Da Vi geht nicht wie vermutet auf den Beginn des Postglazials zurück, sondern ist wesentlich später anzusetzen. Eine Extrapolati-

on der Messdaten um wenige Jahrzehnte in die Vergangenheit führt zu sehr großen Deformationsbeträgen, die mit der heutigen Morphologie keineswegs in Verbindung zu bringen sind.

- Die Instabilität beschränkt sich auf den Cuolm Da Vi.
- Die MP 514, 516, 615 nehmen Randlagen innerhalb der Hangbewegung ein. Bei der 1. Folgemessung 1978/83 zeigte Punkt 514 die größten Bewegungsbeträge. Zum Hangfuß sowie zum östlichen Kammbereich des Cuolm Parlet dado nahmen die Bewegungen deutlich ab. Zu erkennen ist, dass die Hangbewegung diese Partien bereits im Jahr 1983 erfasst hatte und der Hangfuß ebenso wie der Kammbereich im E (Cuolm Parlet dado) in Bewegung geraten waren.
- Seit den Folgemessungen 1988 steht fest, dass das Zentrum der maximalen Bewegungen nicht im Bereich der Großen Spalte liegt, sondern weiter westlich zwischen dem MP 27 und 26 (70).

#### 6.3.9.3.1 Phasen der Beschleunigung

Inkonsistente Messreihen zwischen 1942 und 1993 erschweren die eindeutige Identifikation signifikanter Beschleunigungsphasen. Dennoch können die Intervalle 1978-1983, 1983-1989, 1988-1989, 1993-1994, 1998-1999 sowie 2002-2003 als „Phasen der Beschleunigung“ bezeichnet werden (**Abb. 6-11**). Die Beschleunigungsphasen im einzelnen:

1978 – 1983 (Bereich A; **Abb. 6-11**):

Mit einer Zunahme der Geschwindigkeit um 400% (MP 615, **Tab. 6-5**) trat zwischen 1978 und 1983 die maximale Beschleunigung seit Beginn der Messaufzeichnung ein. Innerhalb des Intervalls kommen als auslösende Faktoren das ND-reiche Jahr 1982 (1700 mm; SMA-Station Sedrun) sowie die extrem schneereichen Winter 1978/79 und 1982/83 in Frage. Lardelli [100] beschreibt im Frühjahr 1983 extreme Murgangtätigkeiten im Rutschgebiet Arschella (Bugnei). Aufgrund plötzlich einsetzender Schneeschmelze, verbunden mit Starkregenfällen, verzehnfachten sich die dortigen Bewegungen kurzfristig. Eine langfristige Destabilisierung ist neben der witterungsbedingten zyklischen Schwankung durchaus denkbar.

1983 – 1989 (Bereich $B_1$) & 1988 – 1989 (Bereich $B_2$; **Abb. 6-11**):

Zwischen 1983 und 1989 verdoppeln bzw. verdreifachen sich die Geschwindigkeiten der MP 514 und 516, während sich die Geschwindigkeit des MP 615 klar reduziert. Dies muss nicht zwangsläufig bedeuten, dass sich die MP unabhängig voneinander bewegen, sondern dass die Phase sehr großer Beschleunigung bereits zwischen 1978 und 1983 stattfand. Dies lässt sich durch die Zeitreihen der MP 27, 2 und 26/70 bestätigen, die zudem 1988 vermessen wurden.

Die Zunahme der Geschwindigkeiten zwischen 1988 und 1989 ist signifikant (bis zu 150%), quantitativ jedoch weit unter den Werten der früheren Beschleunigungsphase (1978 und 1983). Die Ursachen der Beschleunigung zwischen 1988 und 1989 sind aus den Klimadaten nicht sofort ersichtlich. Das Jahr 1988 ist ein ausgesprochen trockenes Jahr (890 mm; SMA-Station Sedrun) mit einem durchschnittlichen Winter 88/89. Zwischen den Messtagen am 15.06.1988 und 21.09.89 fielen jedoch 1370 mm, worunter zur Zeit der Schneeschmelze (April 1989) sehr konzentrierte ND aufgezeichnet wurden. Von 170 mm ND im April gingen 86 mm binnen zwei Tagen nieder: 67 mm am 04.04.89 und 19 mm am 05.04.89. In den vorangegangenen Tagen herrschten für die Jahreszeit sehr hohe Temperaturen (> 10°C zwischen 27.03. und 31.03 an der Station Disentis).

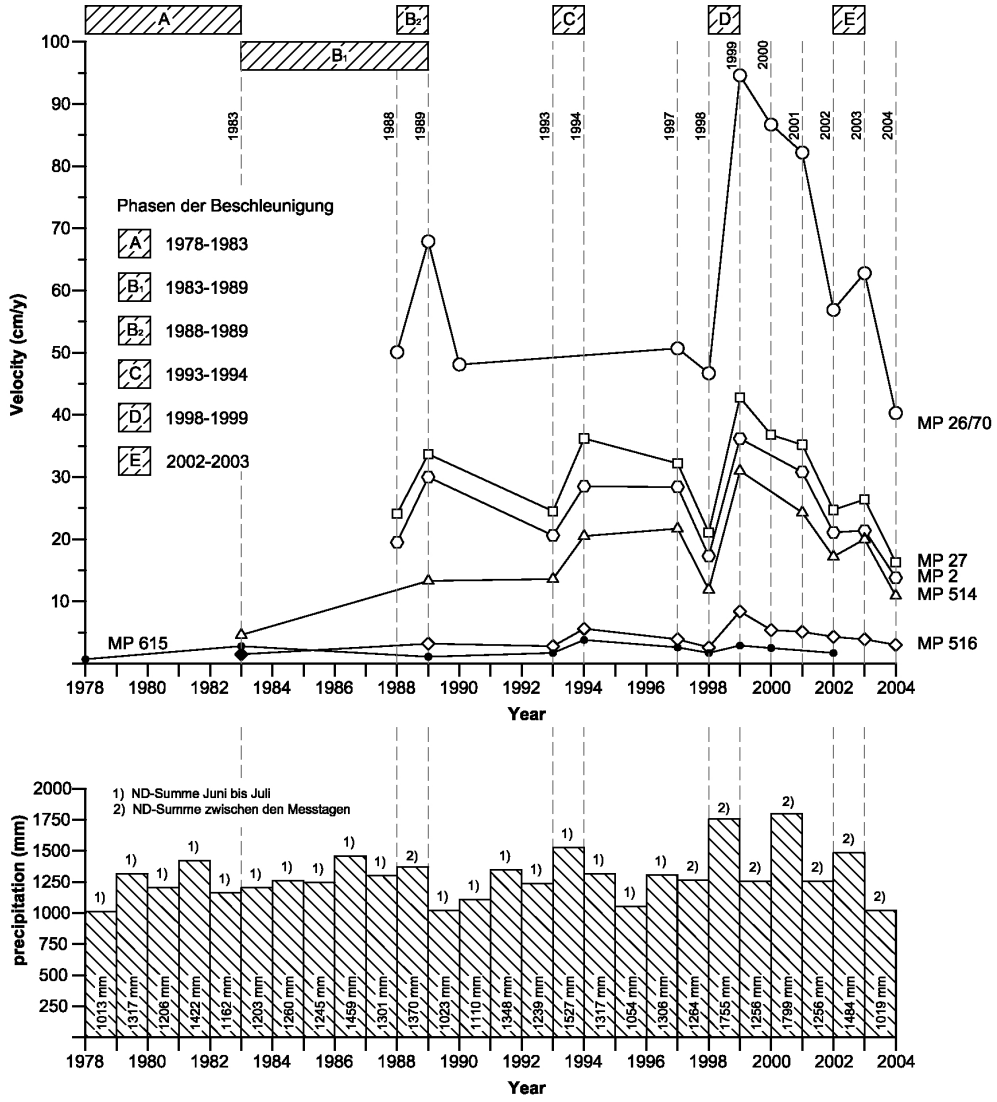



**Abb. 6-11**: Niederschlagssummen (Messtag-Messtag; Station Sedrun) und Geschwindigkeiten am Beispiel ausgewählter Messpunkte.
Anmerkung zu **Abb. 6-11**: Für den Zeitraum zwischen 1978 und 1983 steht nur ein MP (615) zur Verfügung, der sehr kleine Bewegungsbeträge bei gleichzeitiger hoher Ungenauigkeit der Messmethode zeigt.

Aus vielen in der Literatur beschriebenen Hangbewegungen geht hervor, dass speziell im Frühjahr 1988 zeitgleich in vielen Regionen der Alpen und Baden-Württemberg Massenbewegungen

auftraten. Plötzliche Starkregen während der Schneeschmelze werden als ursächlich genannt [38]. Am Talzuschub Gradenbach aber fiel die Schneeschmelze des Winters 88/89 vergleichsweise harmlos aus. Es waren keine Frühjahrsbeschleunigung bzw. stark ausgeprägte Veränderungen des Bergwasserspiegels zu verzeichnen, in den Jahren 1986 (abrupte, kurze Beschleunigung) und 1987 (langsame, anhaltende Beschleunigung) hingegen sehr deutliche [149].

1993 – 1994 (Bereich C; **Abb. 6-11**):

Signifikante Zunahmen der Geschwindigkeiten um bis zu 200% gegenüber dem Vorjahr konnten aufgezeichnet werden. Zwischen den Messtagen fielen ND in Höhe von 1600 mm. Im Mai 1994, zur Zeit der Schneeschmelze, waren die ND besonders hoch (160 mm). Weidner [149] konnte eindeutig die Wirkung der 1993er Ereignisse auf die Verschiebungen am Talzuschub Gradenbach feststellen. Im Oktober vielen dort 304,9 mm ND. Im November und Dezember beschleunigte der Talzuschub merklich.

**Tab. 6-5**: Mittlere Geschwindigkeiten und Beschleunigungen ausgewählter Messpunkte.

| | MP 615 | | MP 514 | | MP 516 | | MP 27 | | MP 2 | | MP 26/70 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | V | Z | V | Z | V | Z | V | Z | V | Z | V | Z |
| 1942 | 0 | - | 0 | - | 0 | - | - | - | - | - | - | - |
| 1978 | 0,7 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1983 | 2,8 | 400 | 4,6 | - | 1,5 | - | 0 | - | 0 | - | 0 | - |
| 1988 | - | - | - | - | - | - | 24,1 | | 19,5 | - | 50,1 | |
| 1989 | 1,1 | 39 | 13,3 | 289 | 3,2 | 213 | 33,7 | 140 | 30,0 | 153 | 67,9 | 153 |
| 1990 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 48,1 | 71 |
| 1993 | 1,7 | 155 | 13,6 | 102 | 2,8 | 88 | 24,5 | 73 | 20,6 | 69 | - | - |
| 1994 | 3,8 | 224 | 20,5 | 151 | 5,6 | 200 | 36,2 | 148 | 28,5 | 138 | - | - |
| 1997 | 2,6 | 68 | 21,7 | 106 | 3,9 | 70 | 32,2 | 89 | 28,4 | 100 | 50,7 | 105 |
| 1998 | 1,7 | 65 | 11,9 | 55 | 2,6 | 67 | 21,1 | 65 | 17,3 | 61 | 46,74 | 92 |
| 1999 | 2,9 | 171 | 31,0 | 261 | 8,4 | 323 | 42,8 | 203 | 36,2 | 209 | 94,64 | 202 |
| 2000 | 2,5 | 86 | - | - | 5,4 | 64 | 36,8 | 86 | - | - | 86,73 | 92 |
| 2001 | - | - | 24,3 | 78 | 5,1 | 94 | 35,2 | 95 | 30,8 | 85 | 82,19 | 95 |
| 2002 | 1,7 | 68 | 17,2 | 71 | 4,3 | 84 | 24,7 | 70 | 21,1 | 68 | 56,97 | 69 |
| 2003 | - | - | 20,0 | 116 | 3,9 | 91 | 26,4 | 107 | 21,4 | 102 | 62,81 | 110 |
| 2004 | - | - | 10,9 | 55 | 3,0 | 77 | 16,3 | 61 | 13,8 | 65 | 40,26 | 64 |

**V**: Geschwindigkeit in cm/a; **Z**: Zu- / Abnahme der Geschwindigkeit gegenüber dem Vorjahr in %.

1998 – 1999 (Bereich D; **Abb. 6-11**):

Zwischen den Messtagen fielen ND in Höhe von 1750 mm, die eine Zunahme der Geschwindigkeiten um 170-320% gegenüber dem Vorjahr bewirkten. Zudem ist der Winter 98/99 als „Katastrophenwinter“ in die Geschichte eingegangen. Hohe Schneebedeckung (90 cm im Feb-

ruar bei der SMA-Station Disentis) und konzentrierte ND während der Schneeschmelze sind als ursächlich zu sehen.

#### 6.3.9.3.2 Zusammenfassung

In den Zeitreihen (**Tab. 6-5, Abb. 6-11**) scheint eines deutlich: Zwischen 1978 und 1989 findet eine Beschleunigung statt, welche die Hangbewegung langfristig beeinflusst. In den Folgejahren verbleiben die Geschwindigkeiten unter zyklischen Schwankungen auf einem hohen Niveau. Stark beschleunigten Phasen folgen meist unmittelbar Verlangsamungen (u.a. 1989-1990; 1997-1998), die das sehr niedrige Niveau der Zeit vor 1988 keinenfalls erreichen. Selbst nach dem sehr trockenen „Jahrhundertsommer" 2003 werden keine derart niedrigen Verschiebungsgeschwindigkeiten mehr gemessen. Es kann davon ausgegangen werden, dass seit 1942 die mittlere Geschwindigkeit der Instabilität sukzessive zugenommen hat – zum einen durch langsam ablaufende Prozesse der Materialermüdung (z.B. zyklische Veränderungen der Bergwasserverhältnisse), zum anderen aufgrund einschneidender, plötzlicher Ereignisse (z.B. Felsstürze und Murgänge im Druntobel).

### 6.3.10 Beziehungen zwischen den Messpunkten

Zur Klärung der Frage, ob und inwieweit Zusammenhänge zwischen den Verschiebungen der MP existieren, werden statistische Tests durchgeführt. Dabei lassen sich Art, Form und Stärke signifikanter Zusammenhänge mittels Regressions- und Korrelationsanalysen erkennen und interpretieren. Durchgeführt werden:

- Korrelationsanalyse nach Pearson zwischen den Raumvektoren aller MP.
- Korrelationsanalyse nach Pearson zwischen den Beschleunigungen aller MP.
- Lineare Regressionsanalyse (Regressand: Beschleunigung und Geschwindigkeit des zentralen MP 27; Regressoren: Beschleunigung und Geschwindigkeiten der übrigen MP).

Geschwindigkeiten (**Tab. 6-6**): Signifikant sind die Zusammenhänge der Geschwindigkeiten aller MP. Dies bedeutet, dass alle MP zeitgleich hohe oder niedrige Verschiebungsgeschwindigkeiten zeigen.

Beschleunigungen (**Tab. 6-7**): Mit Ausnahme der MP 44 und 26/70, am exponierten Cuolm Parlet dadens, bestehen signifikante Beziehungen zwischen den Beschleunigungen. Dies bedeutet: ungeachtet der Lage, des Bewegungsbetrages als auch der Bewegungsrichtung des MP beeinflussen Phasen der Beschleunigung die gesamte Hangbewegung gleichermaßen. Extrem zer-

rüttete Partien, wie der Cuolm Parlet dadens, „schwimmen“ förmlich auf der tiefreichenden, globalen Bewegung, unterliegen jedoch einer gewissen Eigendynamik (lokale Bewegung).

**Tab. 6-6**: Korrelationen der Raumvektoren der Geschwindigkeiten ausgewählter Messpunkte (n = 7); p < 0,01.

| | MP 27 | MP 56 | MP 516 | MP 70 | MP 34 | MP 37 | MP 45 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MP 27 | | 0,99 | 0,92 | 0,99 | 0,99 | 1,00 | 0,98 |
| MP 56 | 0,99 | | 0,93 | 0,98 | 0,96 | 0,99 | 0,98 |
| MP 516 | 0,92 | 0,93 | | 0,90 | 0,87* | 0,94 | 0,92 |
| MP 70 | 0,99 | 0,98 | 0,90 | | 0,99 | 0,99 | 0,98 |
| MP 34 | 0,99 | 0,96 | 0,87* | 0,99 | | 0,97 | 0,98 |
| MP 37 | 1,00 | 0,99 | 0,94 | 0,99 | 0,97 | | 0,98 |
| MP 45 | 0,98 | 0,98 | 0,92 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | |

* Korrelation ist signifikant für p < 0,05

**Tab. 6-7**: Korrelationen der Beschleunigungswerte ausgewählter Messpunkte (n = 7); p < 0,01.

| | MP 27 | MP 34 | MP 37 | MP 45 | MP 56 | MP 70 | MP 516 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MP 27 | | 0,97 | 1,0 | 0,96 | 0,98 | 0,54† | 0,90 |
| MP 34 | 1,0 | | 0,96 | 0,96 | 0,93 | 0,52† | 0,87* |
| MP 37 | 1,0 | 0,96 | | 0,97 | 0,99 | 0,49† | 0,93 |
| MP 45 | 0,96 | 0,96 | 0,97 | | 0.96 | 0,33† | 0,90 |
| MP 56 | 0,98 | 0,93 | 0,99 | 0,96 | | 0,43† | 0,94 |
| MP 70 | 0,54† | 0,52† | 0,49† | 0,33† | 0,43† | | 0,30† |
| MP 516 | 0,90 | 0.87* | 0,93 | 0,90 | 0,94 | 0,30† | |

* Korrelation ist signifikant für p < 0,05
† nicht signifikant

## 6.4 Auswertung der relative Bewegungsmessungen

### 6.4.1 Konvergenzmessung

#### 6.4.1.1 Allgemeines

Zur Erfassung der Kinematik wurden zwei Bereiche der Hangbewegung mit Konvergenz-Messstrecken (**MS**, **Abb. 6-3**) versehen:

- Ein durchgängiger Messzug zwischen den geodätischen MP 25 und 27 im Zentrum der Hangbewegung (Strecken 1 –26, **Abb. 6-13**).
- Einzelmessungen an den Zugphänomenen im Ostteil der Hangbewegung (Strecken 27-40). MS 36-38 bildet einen kurzen Messzug (**Abb. 6-16**).

### 6.4.1.2 Schwierigkeiten bei der Auswertung

Kein Anschlagpunkt der MS liegt in unbewegtem Terrain oder kann ausreichend genau im bestehenden geodätischen Messnetz verankert werden. Neben den relativen Streckenänderungen finden zusätzlich absolute Verschiebungen statt.

Weder Neigung noch Azimut der MS können präzise bestimmt werden. Ergebnisse beschränken sich demzufolge lediglich auf zwei Trends: die Punkte divergieren (Extension) oder konvergieren (Kompression).

### 6.4.1.3 Messzug in zentraler Lage

Bisherige Messdaten charakterisieren die Komplexität der Kinematik sehr treffend. Nach der letzten Folgemessung konnten gegenüber der Nullmessung folgende Veränderungen verzeichnet werden (**Abb. 6-12**, **6-13**):

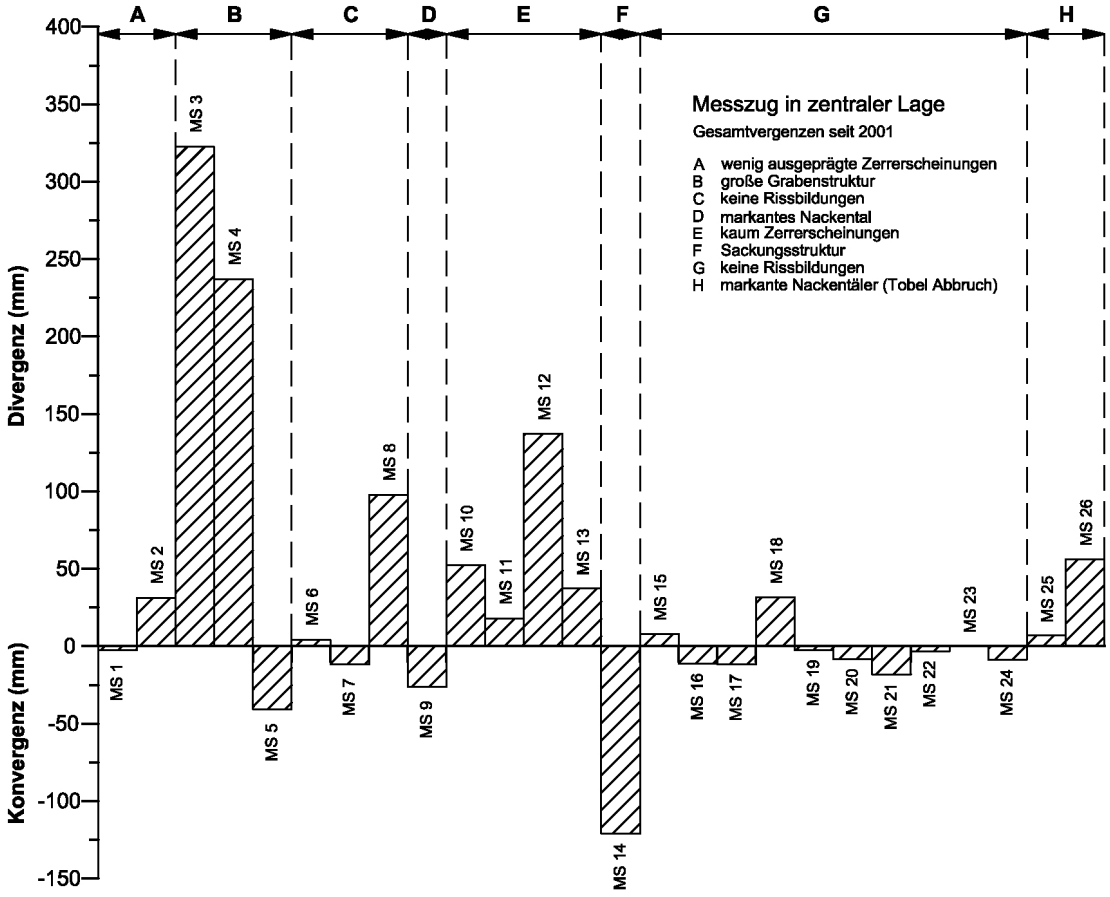



**Abb. 6-12**: Zentraler Messzug. Zusammenfassung der absoluten Distanzänderungen (2001-2004).

- Maximale Divergenz zeigen die MS 3 und 4 im Bereich der Graben-Struktur unterhalb des Passes zwischen Cuolm Parlet dadens/dado. Hier löst sich das Gebirge von den nahezu unbewegten Felspartien des Passes ab. Die Extension ist mehr auf das Einsinken des Grabens als auf das Aufklaffen großer Spalten und Risse wie im E der Hangbewegung zurückzuführen.

- Anschließend folgt bis MS 14 eine unruhige Zone, in der die dominierende Divergenz von konvergierenden Messstrecken durchsetzt ist. Die maximale Kompression des Messzuges zeigt die MS 14.
- Zwischen MS 14 und 25 dominiert Kompression mit einigen wenigen divergierenden MS. Insgesamt sind die durchschnittlichen Vergenz-Beträge sehr klein, was eine Bewegung „en bloc“ suggeriert. Erst gegen den Rand des Druntobels (MS 26) tritt wieder eindeutig Divergenz in Erscheinung.

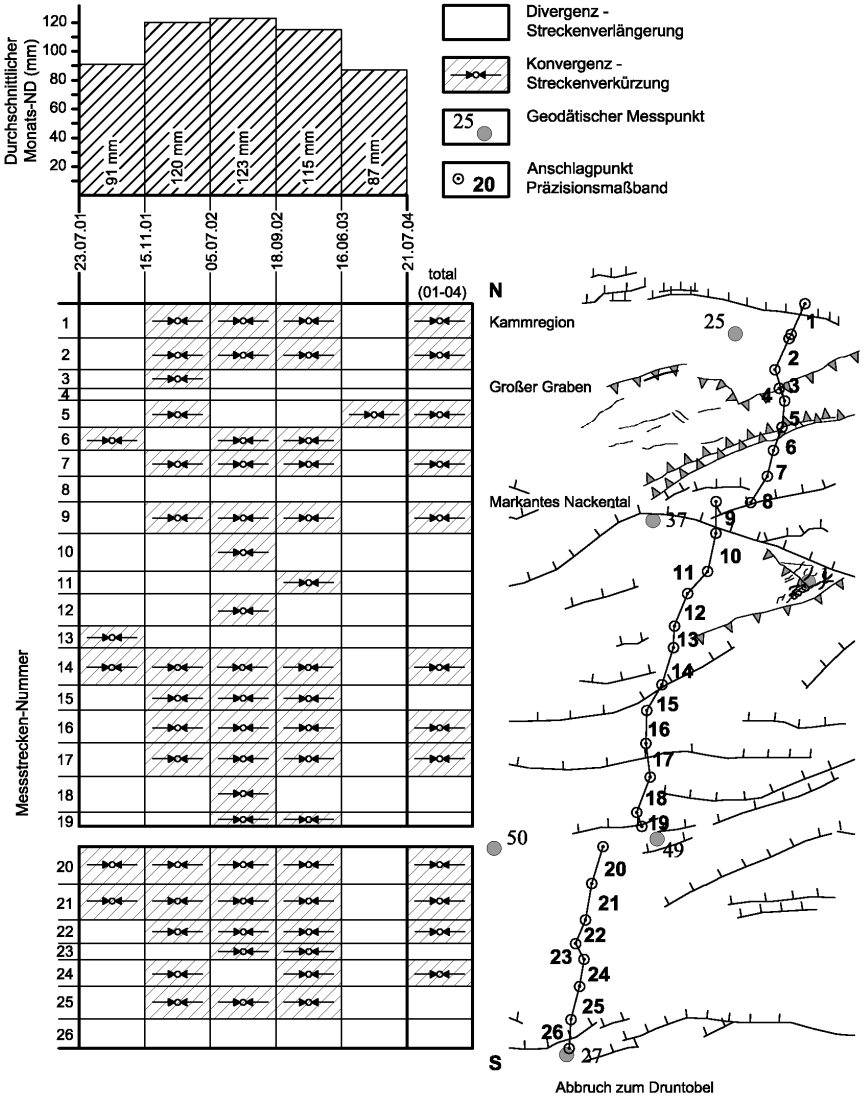



**Abb. 6-13**: Zentraler Messzug. Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse der Konvergenz-Messungen. (Legende: siehe Kapitel Hangtektonik).

Innerhalb der Zeitreihen des Messzuges sind durchgehend klare Trends (durchgehende Extension oder Kompression) nur für die MS 4, 8 und 26 festzustellen. Alle anderen Zeitreihen sind bezüglich ihrer relativen Veränderung inkonsistent. Inwieweit ein Bezug der MS untereinander besteht, ist anhand der vorhandenen Daten nicht zu klären.

Im Zeitraum 2001-2004 ergeben die Summen der Vergenzen eine Distanzverlängerung zwischen MP 25 und MP 27 (Anfang und Ende des Messzuges) von 74,4 cm. Die errechnete,

durchschnittliche Jahreskonvergenz beträgt rund 25 cm/a. Aus dem geodätischen Messprogramm lässt sich eine Distanzverlängerung zwischen den besagten MP von rund 22 cm/a ableiten. Dies spricht für eine gute Vergleichbarkeit der Messmethoden.

#### 6.4.1.3.1 Statistische Zusammenhänge

Im Hinblick auf die sehr kleine Datenmenge sind statistische Betrachtungen sehr kritisch zu werten. Dennoch kann ein statistisch signifikanter Zusammenhang erkannt werden, der in kinematischer Hinsicht bedeutsam ist und diskutiert werden muss. **Abb. 6-13** veranschaulicht, dass sehr große Unterschiede in der Anzahl konvergierender und divergierender MS innerhalb der Messintervalle existieren. Hohe monatliche ND-Beträge scheinen die Konvergenz zu begünstigen. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang besteht (**Abb. 6-14**).

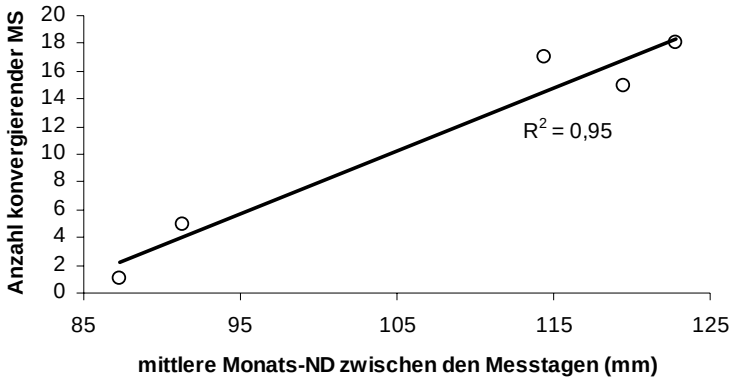



**Abb. 6-14**: Zusammenhang zwischen Monats-ND und der Anzahl konvergierender Messstrecken (Korrelationskoeffizient nach Pearson: 0,98 ($p < 0,01$; $n = 5$).

#### 6.4.1.3.2 Zusammenfassung und Diskussion

Um klare Aussagen über die Kinematik zu formulieren, bedarf es einer Weiterführung der Konvergenzmessungen. Aus den bisherigen Daten sind nur sehr wage Aussagen zu treffen. Die Bergwasserverhältnisse scheinen einen Einfluss auf die Vergenz der MS auszuüben. Bisher kann davon ausgegangen werden, dass ein hoher Bergwasserspiegel die Konvergenz, ein tiefer Bergwasserspiegel die Divergenz begünstigt (Diskussion siehe Kapitel 7).

### 6.4.1.4 Östliche Extensionszone

#### 6.4.1.4.1 Grundlegende Erkenntnisse

Verschiedene Generationen von Spalten und Rissen bilden die östlichen Extensionszone (siehe auch **Bilder 5-4**, **5-5** und **5-6**).

- Zwischen 23.07.01 und 21.07.04 konvergierten die MS 31, 32, 38 und 40, die übrigen MS divergierten (**Abb. 6-15**, **6-16**). Die Zeitreihen sind sehr kurz und lassen bisher keine Beziehungen zu externen Faktoren erkennen.
- Das Schließen der Spalten, die von den MS 31, 32 und 40 überspannt werden (**Abb. 6-16**), steht im Zusammenhang mit dem sehr raschen Öffnen weiter im E liegender Zugrisse, wobei der rezenten Kompression eine Extension vorausgegangen sein muss.
- Die Zeitreihen der drei Strecken sind bezüglich ihrer Relativbewegung keinesfalls konsistent. Es dominiert Divergenz, diese wird aber durch kurze Phasen der Extension unterbrochen.
- Messtrecke 39 umspannt den östlichsten Riss. Im Hinblick auf die subjektiven wahrgenommenen Veränderungen ist die Öffnungsgeschwindigkeit mit 1,1 cm/a verhältnismäßig gering.
- Die zentrale Große Spalte öffnet sich im Zentrum mit rund 3,8 cm/a. In beidseitiger Verlängerung nimmt die Divergenz ab (MS 28: 3,4 cm/a, MS 27 < 0,5 cm/a und MS 30 3,1 cm/a) (**Abb. 6-17**).
- Die eindrucksvollen, sehr frischen Spalten (Klaffung rund 1 m) NW der Großen Spalte (bei MS 34 und MS 35) öffnen sich mit 1,7- 2,0 cm/a.
- In der Fortsetzung der markanten Spalten klafft eine breite Spalte (MS 37), die sich um 3,7 cm/a öffnet.

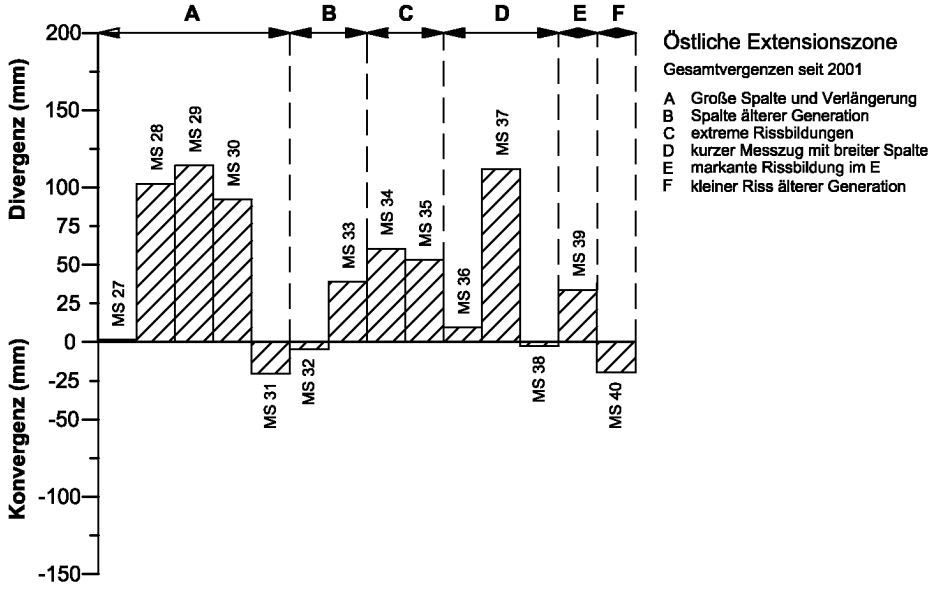



**Abb. 6-15**: Östliche Extensionszone. Zusammenfassung der absoluten Distanzänderungen (2001 - 2004).

- Die beiden MS 36 und 38, die mit MS 37 einen kurzen Messzug bilden, sind nicht klar zu deuten: trotz der enormen Divergenz der MS 37 verkürzt sich die darüber liegende MS 38 um 0,08 cm/a und die darunter liegende MS 36 verlängert sich um 0,3 cm/a. Das Nachrücken der Felsmassen oberhalb der MS 37 muss demnach schneller (> 3,7 cm/a) vonstatten

gehen als die Öffnung der Spalte. Gleichzeitig muss starke Extension unterhalb herrschen, die sich als Spalte morphologisch manifestiert.

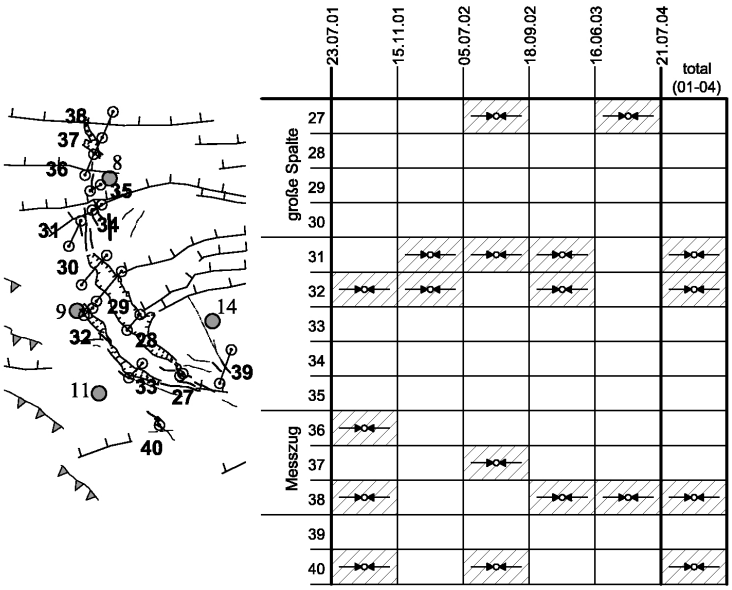



**Abb. 6-16**: Östliche Extensionszone. Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse der Konvergenz-Messungen. (Legende: siehe Kapitel 5, Hangtektonik).

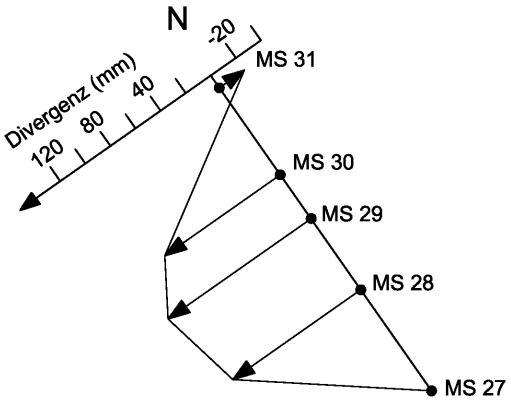



**Abb. 6-17**: Bisherige Distanzveränderungen der Messstrecken, welche die Große Spalte und deren Verlängerung überspannen.

#### 6.4.1.4.2 Zusammenfassung und Diskussion

Die Kinematik der Zugphänomene wird durch die jüngste Generation an Spalten und Rissen dominiert. Jüngere Spalten öffnen sich kontinuierlich und rasch, während sich weiter westlich gelegene, ältere Zugrisse langsam schließen oder nur noch kleine Bewegungen meist ohne eindeutigen Trend zeigen. Das bestimmende Element ist die Große Spalte, nicht nur aufgrund der eindrücklichen Größe, sondern wegen den Öffnungsbeträgen. Aus den Untersuchungen geht klar hervor, dass eine Ausdehnung der Hangbewegung gegen E stattfand und eventuell weiter stattfinden wird.

## 6.4.2 Automatisches Messsystem

### 6.4.2.1 Allgemeines

Kontinuierliche Aufzeichnungen liegen seit Juli 2000 vor. Bis 2004 waren zwei Reflektoren im Gebiet installiert, wobei der östliche Reflektor (Reflektor E I, **Abb. 6-3**) wegen eines Blitzschlages (15.06.02) Ende August 2002 nach NE verlegt wurde. Die Aufzeichnungen waren dadurch rund vier Wochen unterbrochen. Am 21.06.04 konnte ein weiterer Reflektor am westlichen Südabbruch (bei MP 56) in Betrieb genommen werden.

### 6.4.2.2 Vergleichbarkeit mit der GPS-Vermessung

Der Überprüfung der Vergleichbarkeit der automatischen Distanzmessung und der geodätischen GPS-Messung werden die Daten zwischen 2000 und 2002 zugrunde gelegt.

**Tab. 6-8**: Vergleich zwischen geodätischer Messung und automatischem Messsystem.

| | kumulierte Verschiebungen Reflektor Ost im Messintervall | Verschiebungen des MP 27 | Abweichung gegenüber der geodätischen Messung |
|---|---|---|---|
| 2000 - 01 (29.06.00-23.07.01) | 32,9 cm | 35,2 cm | -6,5 % |
| 2001 - 02* (23.07.01-03.07.02) | 25,3 cm | 24,7 cm | +2,4 % |

* In diesem Messintervall traf am 15.06.02 ein Blitz den östlichen Pfeiler (Reflektor E I)

In diesem Intervall befinden sich der geodätische MP 27 und der östliche Reflektor I in unmittelbarer Nachbarschaft (**Tab. 6-8**).Trotz der sehr unterschiedlichen Methodiken ist die Übereinstimmung erstaunlich gut. Beide Methoden geben den Trend eindeutig und übereinstimmend wieder.

### 6.4.2.3 Grundlegende Erkenntnisse

Ein erster Blick auf die Zeitreihen (**Abb. 6-18**) lässt erkennen, dass in den Monaten April, Mai und Juni (Schneeschmelze) die Verschiebungen extrem beschleunigt sind. Beschleunigungen gehen Phasen der Verlangsamung voraus (Winter-Verlangsamung im Februar). Quantitativ nimmt die Beschleunigung seit 2001 kontinuierlich ab. Ein Zusammenhang mit den ebenfalls verminderten Jahresverschiebungen und Jahres-ND scheint zu bestehen. Mit der tendenziellen Abnahme der Frühjahrsbeschleunigung geht auch ein allgemeines Abklingen der durchschnittlichen, monatlichen Verschiebungen einher.

Das automatische Messsystem gibt die tendenzielle Abnahme der Bewegungsintensität gegen W, E und S wieder.

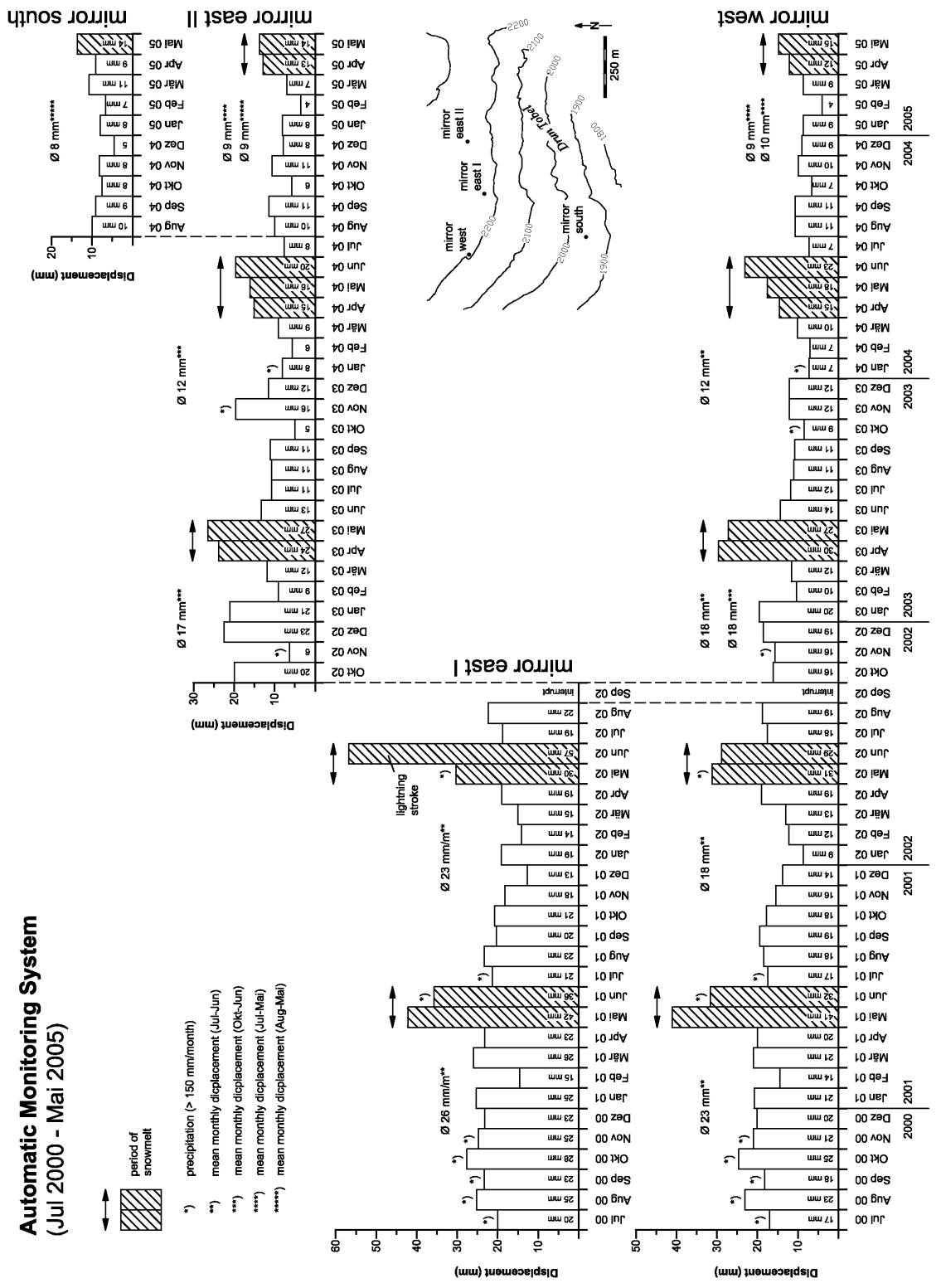



**Abb. 6-18**: Zeitreihe der Monatsverschiebungen der Reflektoren seit Beginn der Messaufzeichnung (2000 - 2005).

### 6.4.2.4 Statistische Untersuchungen

#### 6.4.2.4.1 Zusammenhänge zwischen den Verschiebungen der einzelnen Reflektoren

Statistische Untersuchungen belegen den signifikanten Zusammenhang zwischen den Messpiegeln W, E I und E II (**Tab. 6-9**). Eine Erkenntnis, die sich mit den Ergebnissen vorangegangener Statistiken (geodätische Messungen) deckt. Weniger signifikant ($p > 0.05$) ist die Beziehung zwischen dem westlichen und südlichen Reflektor. Zwischen dem versetzten, östlichen Reflektor (Mirror E II) und dem südlichen Reflektor ist bislang kein statistischer Zusammenhang feststellbar.

**Tab. 6-9:** Korrelation zwischen den verschiedenen Reflektoren des automatischen Messsystems; $p < 0{,}01$.

| | Mirror W | Mirror E I | Mirror E II | Mirror S |
|---|---|---|---|---|
| Mirror W | - | 0,81 (n = 26) | 0,90 (n = 32) | 0,66* (n = 11) |
| Mirror E I | 0,81 (n = 26) | - | - | - |
| Mirror E II | 0,90 (n = 32) | - | - | 0,54† (n = 11) |
| Mirror S | 0,66* (n = 11) | - | 0,54† (n = 11) | - |

* Korrelation ist signifikant für $p < 0{,}05$
† nicht signifikant

Die Datenreihe des südlichen Reflektors reicht bisher nur zehn Monate zurück. Eine eindeutige Begründung für das scheinbar eigendynamische Verhalten gegenüber dem Reflektor E II kann anhand der vorliegenden Daten nicht gefunden werden. Dennoch: der Unterschied könnte in den Höhenlagen (Höhenunterschied rund 270 Hm) und den dadurch veränderten klimatischen oder hydrologischen Einflüssen zu suchen sein. Während auf der Höhenlage der Reflektoren W und E I bereits sehr viel früher Niederschlag in Form von Schnee fällt und als solcher den Winter überdauert, wechseln sich talabwärts eventuell Schneefall, Regenfall und Tauperioden ab (Temperatur-Höhengradient: ~ 0,7-1,0° C/100 Hm).

#### 6.4.2.4.2 Zusammenhänge zwischen Verschiebung und Niederschlägen

Zwischen Tages- / Monatsniederschlägen und Distanzverkürzung besteht kein statistischer Zusammenhang.

**Tab. 6-10**: Korrelation zwischen den Reflektoren und Monatsniederschlägen (Station Sedrun).

| | Mirror W | Mirror E I | Mirror E II | Mirror S |
|---|---|---|---|---|
| Niederschlag | 0,20 (n = 49) | 0,19 (n = 26) | -0,33 (n = 32) | k.a. |

Wie bereits erwähnt, sind die klimatischen Einflüsse und die Zusammenhänge mit den Bergwasserverhältnissen zu komplex um mit nur einem Klimafaktor in Zusammenhang gebracht zu

werden. Relevante Beziehungen bestehen dennoch. Entscheidend sind auch hier der Zeitpunkt und die Menge der Niederschläge (siehe oben).

#### 6.4.2.5 Zusammenfassung und Diskussion

Zur Überwachung, Frühwarnung sowie zum Verständnis der Wirkung äußerer Einflüsse ist das automatische Messsystem ein außerordentlich nützliches Instrumentarium. Insbesondere kann die Wirkung der Schneeschmelze quantitativ erfasst werden. Die Verschiebungen der Reflektoren sind mathematisch nicht in Zusammenhang mit den vorhanden Klimadaten zu bringen. Die Wirkung großer Wassermengen (Schneeschmelze) ist jedoch relevant und eindeutig.

# 7 Interpretation der Geländebefunde

## 7.1 Allgemeines zu tiefreichenden Bewegungsmechanismen in vertikal strukturierten Felsböschungen

Die Bewegungsform instabiler Felsböschungen wird neben den Materialeigenschaften (Gebirge, Trennflächen) besonders auch vom Azimut und Einfallen der Trennflächen bestimmt. In kinematischer Hinsicht ist besonders die Orientierung der Trennflächen zur Böschung bedeutsam. Cruden [30; 31] schlägt eine Terminologie und Klassifikation vor (**Abb. 7-1**), die im Weiteren verwendet wird.

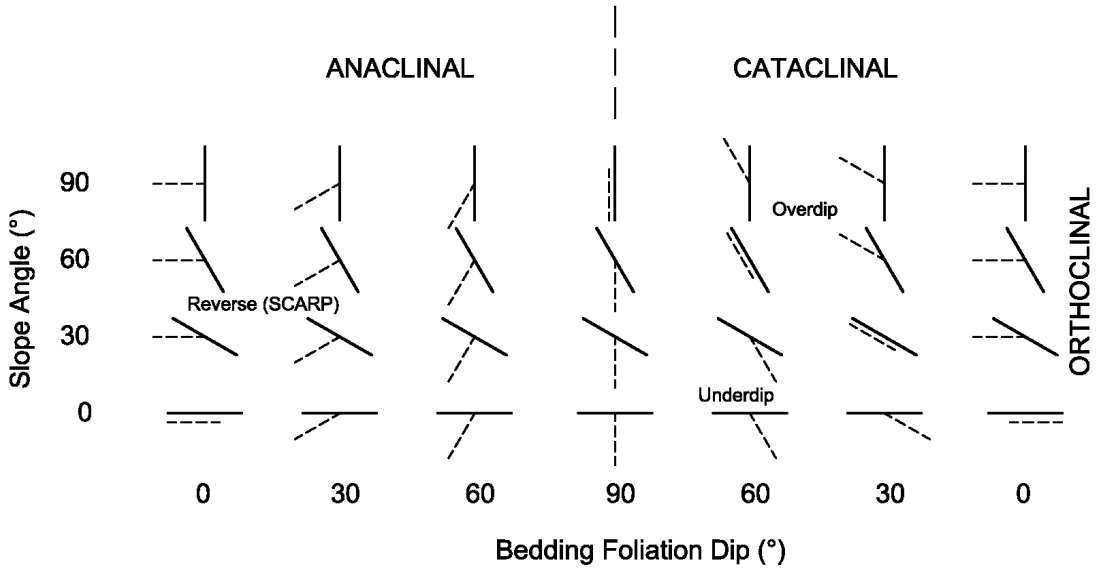



**Abb. 7-1**: Klassifikation von Felsböschungen anhand der Orientierung einer dominanten, persistenten Trennflächenschar und der räumlichen Orientierung der Böschung [30; 31].
**Anaclinal**: Böschung und persistente Trennflächenschar fallen entgegengesetzt ein; **Cataclinal**: Böschung und persistente Trennflächenschar fallen gleich ein; **Overdip**: Böschung fällt steiler als Trennflächen ein; **Underdip**: Böschung fällt flacher als Trennflächen ein; **Orthoclinal**: Streichrichtung der Böschung +/- Trennflächeneinfallrichtung.

Typische tiefreichende Bewegungsmechanismen in vertikal strukturierten Felsböschungen mit einer persistenten Trennflächenschar und ohne vorgezeichnete oder bereits entwickelte basale Bruchzone sind in **Abb. 7-2** dargestellt. Für alle drei Fälle gilt, dass die Streichrichtung der persistenten Trennflächenschar ungefähr parallel zur Böschung verläuft (im Streichen der Böschung).

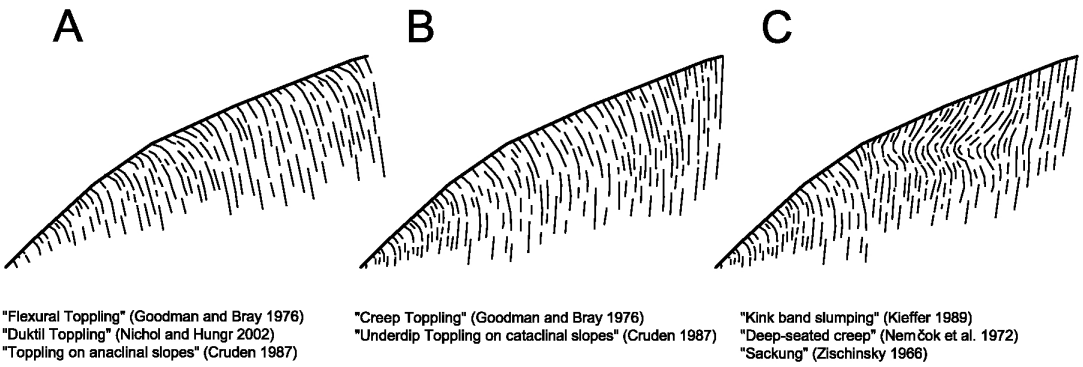



**Abb. 7-2**: Zusammenstellung oft beschriebener tiefreichender Bewegungsmechanismen in vertikal strukturierten Felsböschungen.
**A**: Strukturen fallen entgegen der Böschungen ein; **B & C**: Strukturen fallen mit der Böschung ein.

**TYP A** (**Anaclinal Slopes**): Als typischer, tiefreichender Mechanismus ist „Flexural Toppling" bzw. „Blocky Toppling" [59] wahrscheinlich („Blocky Toppling" ist meist oberflächennah; komplementäre Trennflächen ± senkrecht zur dominanten Schar müssen vorhanden sein). In der Regel ist der Mischtyp „Blocky-Flexural Toppling" anzutreffen. Nichol et al. [119] verwenden in ihren jüngsten Untersuchungen für die selben Mechanismen die Begriffe „Duktil Toppling" und „Brittle Toppling", womit sie die Bewegungsform (Kippen) rheologisch treffender fassen. In seiner vielzitierten Arbeit spricht Cruden [29] vom „Toppling on anaclinal slopes", womit er den Mechanismus des Kippens sowie das Einfallen der persistenten Strukturen im Bezug auf die räumliche Orientierung des Hangs ausdrückt (**Abb. 7-1**).
Diese Bewegungsform manifestiert sich hangtektonisch typischerweise in Form von Zugrisssystemen im Abbruchbereich und langanhaltenden, hangparallelen Gräben und Nackentälern (Bergzerreißungserscheinungen). Die Entstehung der Nackentäler geht auf Vorwärtsrotation mit gegensinnig abschiebender Relativbewegung zurück.

**TYP B** (**Cataclinal Underdip Slopes**): Bei dieser Hang-Trennflächen-Konstellation wird der Kippmechanismus als „Creep Toppling" [59] oder „Underdip Toppling on cataclinal slopes" [29] in der Literatur beschrieben. Sjöberg [137] geht davon aus, dass unter rein gravitativen Bedingungen Toppling nicht möglich ist. Crudens [29] Ausführungen bestätigen diese Behauptungen jedoch nur für diskrete Blöcke, die durch eine komplementäre, nicht persistente Klüftung begrenzt sind („Blocky Toppling"). Damit Einzelblöcke kippen können, ist zusätzlich, über die Gravitation hinausgehend, ein Antrieb nötig („Assisted Toppling"). Er beschreibt weiter:
„*It is probable, then, that toppling under gravity alone on underdip cataclinal slopes is confined to flexural toppling. The gradual folding of the discontinuities permits continued contact throughout the rock mass and transmission of gravitational stresses. This would explain the slope movements Goodman and Bray (1976) have called "creep Toppling"*."
Ungeachtet der Diskussion, ob Kippbewegungen unter diesen Vorraussetzungen überhaupt möglich sind, werden die morphologischen Erscheinungen Typ A entsprechen.

**TYP C** (**Cataclinal Underdip Slopes**)**:** Von Kieffer [95] wurde eine Versagensform sehr genau untersucht, die zu einer s-förmigen Verbiegung in der Tiefe führt. Er bezeichnet diese als „kink band slumping". Nemčok et al. [118] benennen denselben Mechanismus als „Deep-seated creep", Zischinsky [153] als „Sackung". Die Begriffe „Deep-seated creep" und „Sackung" sind allgemein gehalten und treffen gleichermaßen für die Typen B und C zu. Kieffers Begriff ist bei Kenntnis der Versagensform wesentlich eindeutiger.

Preh & Poisel sowie Sjöberg [127; 128; 137] bildeten den Mechanismus in Modellen nach und kamen zu übereinstimmenden Ergebnissen: im unteren Teil der Felsböschung tritt Toppling in Erscheinung, während der obere Teil von rock-slumping betroffen ist. Der Bewegungsmechanismus ist eine Konsequenz aus Felskriechen und Gleiten entlang von Trennflächen. Poisel & Preh [127] weisen darauf hin, dass die für Kriechprozesse typischen Zugrisse im Abrissgebiet fehlen. Der Mechanismus grenzt sich dadurch im Oberhangbereich morphologisch klar vom Toppling (TYP A, B) ab. Gegensinnig abschiebende Relativbewegungen (Vorwärtsrotation) existieren nur am Unterhang, am Oberhang findet Rückwärtsrotation statt. Dort sind die langanhaltenden Gräben mit talseitig erhöhter Flanke durch stufenförmiges Relief ersetzt. Ausgeprägte Zugerscheinungen fehlen. Morphologie und Hangtektonik am Cuolm Da Vi sprechen gegen diesen Versagensmechanismus.

## 7.2 Ergänzungen zu den Klassifikationen

In vielen zitierten Beispielen [20] existiert mehr als eine dominante Trennflächenschar und zusätzlich eine ± senkrecht zu den Haupttrennflächen verlaufende Klüftung mit unvollständiger Durchdringung. Toppling, Underdip Toppling oder Gleitbewegungen werden dann in Kombinationen bzw. als Primär- oder Sekundärmechanismen sowie in morphologischer Hinsicht der typische Formenschatz der Bergzerreißung beschrieben. Eine exakte Zuordnung zu obigen geomechanischen Bewegungsmodellen (Typen A, B, C) ist nicht möglich. Mischtypen müssen formuliert oder sehr allgemein gehaltene Bezeichnungen gewählt werden.

Auch Poisel [126] postuliert, dass viele geomechanische Bewegungsmodelle den typischen Formenschatz der Bergerreißung erklären können. Oft werden Kippen, Gleiten und Sackung genannt. Die Bezeichnung „Sackung" ist wohl die bekannteste für morphologische Phänomene an destabilisierten, kriechenden Hängen. Der Bewegungsmechanismus ist, im Gegensatz zu den oben genannten Versagensformen wie „Flexural Toppling" oder „Underdip Toppling", nicht eindeutig bzw. kann durch viele unterschiedliche Bewegungstypen erklärt werden. Poisel [126] sieht zwischen Kippen und Sacken eine enge Verwandtschaft. Die Abgrenzung ist vor allem eine Frage des Maßstabs.

Varnes [146] fasst in seiner Klassifikation alle tiefreichenden Hangbewegungen in Festgesteinen ohne vorgezeichnete basale Gleitzone als „Flows" zusammen, ohne den Bewegungsmach-

animus explizit zu nennen. Damit trifft er alle drei oben genannten Typen (ebenso wie die Mischtypen) und reduziert die Einteilung auf den rheologischen Aspekt des Kriechens. Gleichbedeutend und gleichermaßen allgemein gehalten sind die unter Typ C genannten Begriffe „Sackung“ [153] und „Deep-seated creep“ [118].
Hutchinson [81] trennt den Begriff „Sackung“ generell vom Begriff „Sagging“. Sackungen sind tiefreichende Kriecherscheinungen unter konstantem Spannungsfeld und führen zu plastischen Deformationen. Der Begriff „Sagging“ steht für tiefreichende Instabilitäten, die durch eine mehr oder weniger gut ausgebildete Bewegungsfläche abgegrenzt werden (Vorstufe zur Rutschung). Moser, M. (mündliche Mitteilung) weist darauf hin, dass eine einzelne durchgängige Gleitfläche bei Talzuschüben, wie von Hutchinson postuliert, in der Natur wahrscheinlich nicht existiert (Ausnahme: wenn sie präexistent ist).

## 7.3 Anmerkung

Gängige Klassifikationen beruhen meist auf einer Einteilung nach der Bewegungsform, der Form der Gleitfläche, der Art des Gesteins oder auf morphologischen und mechanischen Aspekten. Keine der vorgestellten Klassifikationen kann die Instabilität des Cuolm Da Vi in einer ausreichend genauen Form beschreiben. Eine bloße Zuordnung wird dem anspruchsvollen Phänomen nicht gerecht. Ziel dieses Kapitels ist deshalb, anhand von Überlegungen, einfachen Tests und der Interpretation von Geländebefunden rheologische und kinematische Hintergründe und Ursachen zu erarbeiten, um ein Verständnis über die Entstehung und die Entwicklung der Instabilität zu erhalten. Schlussendlich kann eine Versagenshypothese ausgearbeitet werden.

## 7.4 Geomechanische Erkenntnisse aus dem geologischen Bau

### 7.4.1 Trennflächen und deren kinematische Relevanz

*„…while many slopes are stable at steep angles and heights of several feet, many flat slopes fail at heights of only tens of feet. This difference is due to the fact that stability of rock slopes varies with inclination of discontinuity surfaces, such as faults, joints and bedding planes, within the rock mass.”* [68].

Strukturgeologisch kann der Cuolm Da Vi keinem der in **Abb. 7-2** vorgestellten Typen genau zugeordnet werden. Es existiert zwar eine persistente und dominante Trennflächenschar, die mit durchschnittlich 85° in Böschungsrichtung (S) einfällt (vgl. Typ B, C **Abb. 7-2**), ein entscheidender Einfluss auf die Kinematik wird jedoch in den weniger häufig vorkommenden N-fallenden Klüften und Scherzonen niedriger Scherfestigkeiten gesehen. Nördlich des Cuolm Parlet dadens und entlang der östlichen Zugzone gewinnt die Kluftschar $K_2$ (Ø 255/85°) in ki-

nematischer Hinsicht an Bedeutung, an den oberflächennah (< 15 m) verkippten Partien im Druntobel und am Südabbruch des Cuolm Parlet dadens $K_3$ ($K_3$ fällt hier steil nach S). Im Folgenden wird versucht, potentielle Bewegungsmechanismen durch kinematische Überlegungen und Tests zu eruieren.

### 7.4.1.1 Räumliche Bewegungsmöglichkeiten

#### 7.4.1.1.1 Toppling

Der erstmals von Goodman & Bray [59] vorgestellte Test konnte von Cruden [29] bestätigt und weiterentwickelt werden. Er kann als erste Einschätzung der räumlichen Bewegungsmöglichkeiten auch an Böschungen gebraucht werden, wo Böschung und Diskontinuitäten in gleicher Richtung einfallen (Cataclinal Slopes). Nach Goodman & Bray [59] sind die mechanischen Bedingungen für Toppling dann erfüllt, wenn:

| | | |
|---|---|---|
| [**7-1**] | $h/b > \cot(90-\psi)$ | geometrischer Aspekt |
| [**7-2**] | $\beta \geq \phi + (90-\psi)$ | Anaclinal Slopes |
| [**7-3**] | $\beta + (90-\psi) > \phi$ | Cataclinal Slopes |

wobei **h** die Höhe eines Blocks, **b** die Breite eines Blocks, **ψ** der Einfallswinkel der Diskontinuität, **β** der Einfallswinkel der Böschung und **Φ** der Reibungswinkel entlang der Diskontinuitäten ist. Die Kohäsion kann nicht berücksichtigt werden. Dem Kriterium liegt die Annahme zugrunde, dass $\sigma_1$ parallel zur Fallrichtung der Felsböschung verläuft und Bewegungen entlang der Diskontinuitäten stattfinden. Aus Ungleichung [**7-2**] (Anaclinal Slopes) lässt sich Folgendes schließen:

- Je flacher das Einfallen der Diskontinuität in die Böschung ist, desto steiler muss die Böschung geneigt sein, damit die Kriterien für Toppling erfüllt sind (und umgekehrt).
- Duktiles Toppling ist, nachdem die Vorwärtsrotation flachere Einfallswinkel verursacht, selbststabilisierend [58; 59; 119]. Für den spröden Typ gilt diese Einschätzung nur bedingt, da an der Basis der Kipppartien Klüfte existieren bzw. Brüche entstanden sind, entlang derer Gleiten kinematisch möglich sein kann. Je nach Blockgeometrie bzw. je nach Einfall- und Reibungswinkel der Basis können die Mechanismen Toppling oder Gleiten sowohl in Reinform als auch als Kombination (Toppling und Gleiten) auftreten (**Abb. 7-3**) [5; 40; 59].

Die Ungleichung [**7-3**] (Cataclinal Slopes) zeigt: solange (90-ψ) positiv ist, ist „Underdip Toppling“ an allen Böschungen möglich, deren Böschungswinkel steiler als der Reibungswinkel Φ ist [29].

Ein zusätzliches Kriterium des Tests ist die Abweichung zwischen der Streichrichtung der Trennflächen und dem Streichen der Böschung. Goodmann & Bray [59] schränkten den Raum

auf einen Bereich (diameter) von +/- 10° ein (**Feld A**; **Abb. 7-4**). Matheson [109] erachtet einen Bereich von +/- 20° als geeigneter (**Feld B**; **Abb. 7-4**). In den 80er Jahren erweiterte Goodman [58] aufgrund neuer Erkenntnisse den Raum auf +/- 30° (**Feld C**; **Abb. 7-4**). Dass der Bereich von Fall zu Fall wesentlich weiter angenommen werden kann, konnte später durch numerische Simulationen bestätigt werden [152]. Cruden [29] schlägt folgende Gleichung zur Festlegung einer realistischen Abweichung vor (d=departure=diameter*2): $\cos d = \arctan \beta \tan \phi$ .

Die Annahmen von Goodmann [58] und Cruden [29] bedeuten für den Cuolm Da Vi: Mehr als 90% der Flächenpolpunkte liegen innerhalb der von obigen Autoren vorgeschlagenen Werte. Vereinfachungen in der Auswertung ergeben sich folglich dadurch, dass der Test der räumlichen Bewegungsmöglichkeiten auf eine 2-dimensionale Betrachtung reduziert werden kann (**Abb. 7-6**).

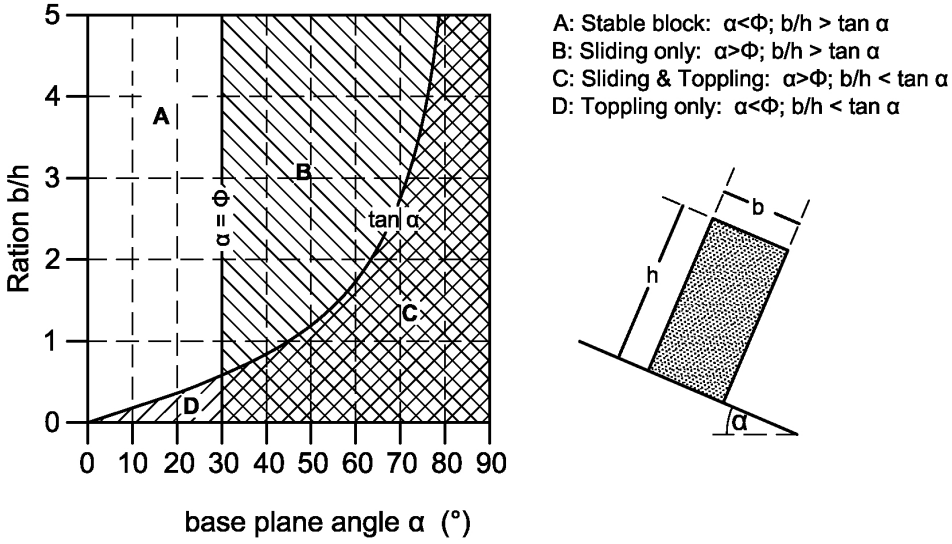



**Abb. 7-3**: Kinematische Bedingungen für Gleiten und Kippen eines Einzelblocks; umgezeichnet nach Ashby [5].

#### 7.4.1.1.2 Gleiten

Verkippte Blöcke können, wie erwähnt, durch bewegungsbedingte Verstellungen stabile Blockkonstellationen einnehmen. Gleiten entlang durchgerissener Klüfte an der Basis der (lokalen) Instabilität kann dann als Mechanismus in Frage kommen (Übergang von der Kippbewegung in eine Gleitbewegung).

Dies ist ein Vorgang, dessen potentielles Eintreten mit der Markland`schen Fläche [108] und dem Talobre-Reibungskegel [140] einfach zu testen ist (**Abb. 7-4**). Gültigkeit hat der Test nur dann, wenn außer dem Eigengewicht keine anderen äußeren Einflüsse wirken und der Gleitkörper so begrenzt ist, dass ein Herausgleiten aus dem Felsverband auf der potentiellen Gleitfläche auch möglich ist.

Alle Polpunkte innerhalb der Markland`schen Fläche sind potentiell gleitgefährdeten Trennflächen zuzuordnen. Der Talobre-Reibungskegel erweitert das Verfahren durch die einfache mechanische Annahme der Reibung (keine Kohäsion). Alle Flächen, deren Polpunkte innerhalb der

Markland`schen Fläche und außerhalb des Talobre- Reibungskegels fallen, können potentiell gleiten; die Sicherheit ist < 1 (**Feld D, Abb. 7-4**).

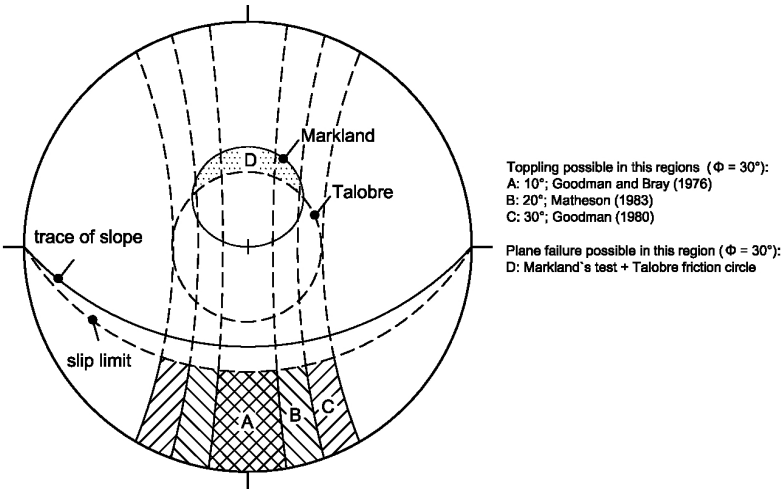



**Abb. 7-4**: Darstellung der kinematischen Tests für Toppling und Gleiten im Schmidt`schen Netz.
**A, B, C**: Flächen, innerhalb derer Flächennormalen liegen, entlang derer Kippen (Toppling) kinematisch möglich ist. **D**: Fläche, innerhalb derer Flächennormalen liegen, entlang derer Gleiten (plane failure) kinematisch möglich ist. Es gilt: Böschungsneigung β = 40°; Reibungswinkel Φ = 30°.

#### 7.4.1.1.3 Ergänzende Bemerkung

Aus allen bisher genannten Tests und Überlegungen konnte Cruden [29] eine zusammenfassende Darstellung räumlicher Bewegungsmöglichkeiten konstruieren (**Abb. 7-5**).

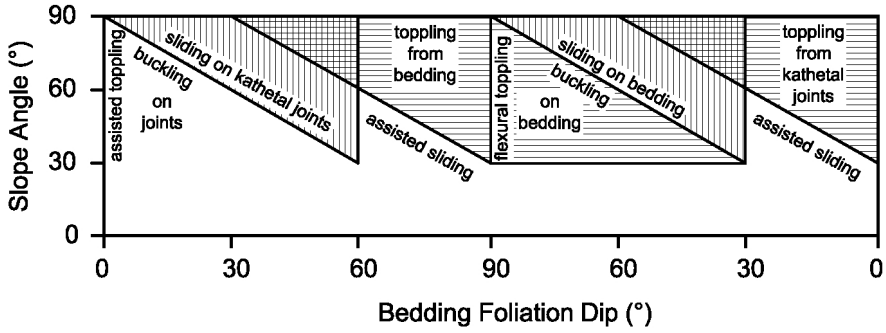



**Abb. 7-5**: Bewegungsmöglichkeiten für verschiedene Trennflächen-Böschungsneigungs-Konstellationen; umgezeichnet nach Cruden [29] .
Φ =30°; **kathetal joints**: Trennflächen, die ± senkrecht zur persistenten Diskontinuität verlaufen (meist weniger persistent). **buckling**: wurde bisher nicht erwähnt; der Mechanismus ist sehr selten und spielt am Cuolm Da Vi keine Rolle. **assisted**: unter rein gravitativen Bedingungen ist die Bewegungsform nicht möglich.

### 7.4.1.2 Vorgehensweise und Diskussion des Ansatzes

Die maximale Varianz der persistenten Trennflächen gegenüber dem Böschungsstreichen wird mit 30° angenommen [58]. Für den Reibungswinkel entlang der Trennflächen werden im Schmidt`schen Netz 25° (entlang $K_1$, $K_2$, Scherzonen) bzw. 30° (entlang $K_3$) verwendet, in der vereinfachten, 2-dimensionalen Form des Toppling-Kriteriums (**Abb. 7-6)** ein Schwankungsbereich für Φ zwischen 20° und 40°. Die Kohäsion bleibt unberücksichtigt, was mit einer sehr hohen Persistenz der Trennflächen bzw. der Restfestigkeit gleich zu setzten ist. Somit sind die

Analysen konservativ und geben nur eine erste Idee über die kinematischen Möglichkeiten. Dennoch kann aus derart pessimistischen Formulierungen eine klare Aussage getroffen werden: Hangpartien, welche die Kriterien der Ansätze nicht erfüllen, d.h. „Kippen oder Gleiten ist kinematisch nicht möglich“, sind hinsichtlich Kippen oder Gleiten stabil. Sind dennoch Bewegungen feststellbar, sind andere Mechanismen zu prüfen.

#### 7.4.1.3 Zielsetzungen der kinematischen Analyse

Die Ziele der kinematischen Analyse sind,

1. potentielle Trennflächen, Hangneigungen und Hangexpositionen zu eruieren, an denen Toppling oder Gleiten als mögliche Versagensform kinematisch (potentiell) möglich ist.
2. die überschlägige Klärung der Stabilität von bereits überkippten Felspartien.
3. Bewegungsformen zu erarbeiten, die sich von der tiefreichenden Bewegungsform unterscheiden. Damit lassen sich Bereiche als lokale, eventuell eigendynamische Instabilitäten erkennen.

Mehrere Hangabschnitte werden untersucht um voneinander abweichende Bewegungsformen zu erkennen (**Tab.7-1**):

**Tab. 7-1**: Zusammenstellung der Hangabschnitte, die hinsichtlich potentieller räumlicher Bewegungsmöglichkeiten untersucht werden.

| Hangabschnitt | | Be. | Exposition | β (°) | potentielle Flächen für: Toppling | Gleiten |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Trogschulter nördlich des Druntobels | tiefreichend | **A** | Drun 160° | 25-35 | $K_1$, $Sa_1$, $Sa_2$ , Scherzonen | - |
| Rücken bei Vonns Sura/Sut und Druntobel | tiefreichend | **B** | Sedrun 180° | 25-35 | $K_1$, $Sa_1$, $Sa_2$ , Scherzonen | - |
| Nördlich des Cuolm Parlet dadens | tiefreichend | **C** | Val Strem 265° | 40-50 | $K_2$ | - |
| Hakengeworfene Partien im Druntobel | oberflächennah | **D** | Drun 160° | 40-70 | $K_1$, $Sa_1$, $Sa_2$ , Scherzonen | $K_3$ |
| Hakengeworfene Partien des Cuolm Parlet dadens | oberflächennah | **E** | Sedrun 170° | 40-50 | $K_1$, $Sa_1$, $Sa_2$ , Scherzonen | $K_3$ |
| Hakengeworfene Partien bei Stavel da Nuorsas | oberflächennah | **F** | Val Strem 230° | 30-45 | $K_2$, $K_1$, $Sa_2$ | $K_3$ |

**β**: Hangneigung (max. - min.); **Be.**: Bereich.

### 7.4.1.4 Ergebnisse und Diskussion

Die jeweiligen Schmidt`schen Netze sind zusammen mit den kinematischen Tests im **Anhang A** zusammengestellt.

#### 7.4.1.4.1 Tiefreichende Bewegungsmöglichkeiten

Bereiche A und B (**Tab. 7-1**; **Abb. 7-6**): Tiefreichendes Toppling ist entlang N-fallender Trennflächen im gesamten Bereich der Trogschulter als auch entlang der westlichen Abböschung gegen Vonns Sura/Sut sowie im Druntobel kinematisch möglich (dies gilt für nahezu das gesamte Spektrum des Streichens). Während für die Trogschulter nur sehr steil (> 85°) nach N fallende Diskontinuitäten mit Reibungswinkeln zwischen ~20-28° in Frage kommen, ist entlang der Schulter gegen Vonns Sura/Sut (Südabbruch) für ein Trennflächeneinfallen > 78° und Reibungswinkeln zwischen ~ 20-32° Toppling kinematisch möglich. Für die sehr steile Abböschung zum Drun ermöglichen Trennflächen mit einem N-Fallen > 70° Toppling (bei 20° Reibungswinkel, der für Scherzonengesteine durchaus zutreffend sein kann). Morphologische Befunde bestätigen diese Ergebnisse zumindest für die Trogschulter, nicht aber für den westlichen Rücken und den Druntobel (keine Anzeichen gegensinnig abschiebender Bewegungen bzw. Ausstriche von Bewegungsbahnen).

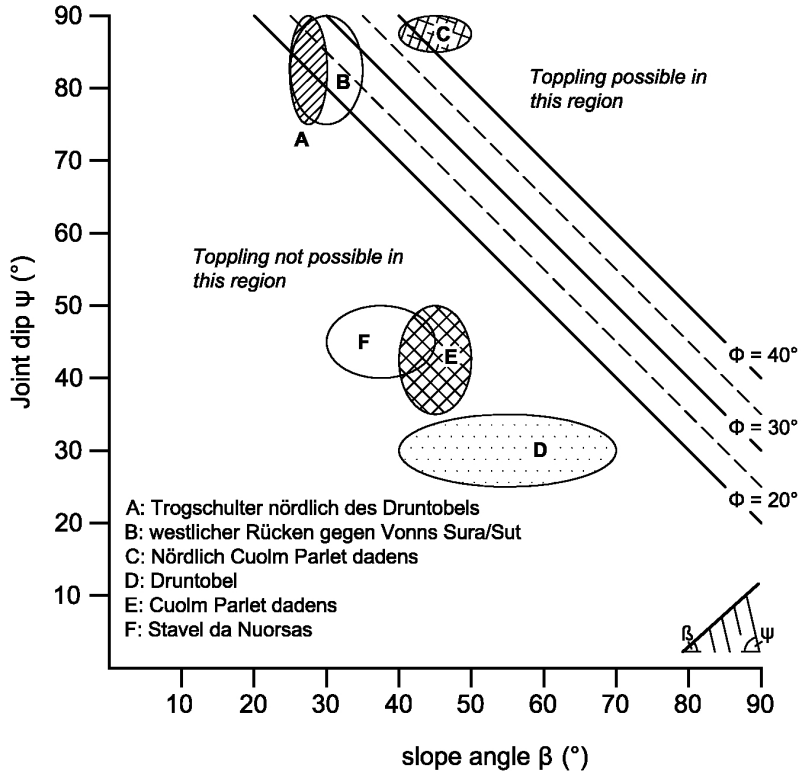



**Abb. 7-6**: Trennflächen-Hangneigungs-Kombinationen, die Toppling unter verschiedenen Annahmen zum Reibungswinkel **Φ** kinematisch ermöglichen/nicht ermöglichen.
In den schraffierten Feldern sind für verschiedene Bereiche des Cuolm Da Vi sowohl die Schwankungsbreiten der Hangneigung als auch der Einfallwinkel der Trennflächen gegen die Böschung dargestellt (vgl. **Tab. 7-1**). Lokalitäten siehe **Abb. 2-2**.

Underdip Toppling ist prinzipiell an allen steil nach S fallenden Scherzonen und Klüften als potentieller Mechanismus denkbar. Als eher wahrscheinlich wird, zumindest im Bereich der Trogschulter und der nördlich anschließenden Partien, ein Abgleiten entlang S-fallender Strukturen als sekundäre Erscheinung erachtet. Der primäre, tiefreichende Mechanismus ist Toppling. Durch den Raumgewinn der Hangauswärtsrotation (entlang N-fallender Scherzonen) wird der Platz geschaffen, der ein Abgleiten der bergseitigen Partien (entlang S-fallender Trennflächen) zulässt. Die Situation am westlichen Südabbruch (Bereich B, **Tab. 7-1)** bleibt weiterhin zu diskutieren. Das Fehlen morphologischer Anzeichen einer Instabilität kann alleine nicht herangezogen werden, um Toppling auszuschließen. Underdip Toppling (**Abb. 7-2, B**) beispielsweise bedeutet, dass der gesamte Bereich gleichermaßen von Vorwärtsrotation betroffen ist. Auf der Trogschulter, wo nur entlang N-fallender Scherzonen Hangauswärtsrotation stattfindet, ist die Lokalität der abschiebenden Relativbewegung durch Nackentalbildungen klar zu erkennen. Der Mechanismus des Underdip Toppling führt hingegen zu einer ausgeglichenen Morphologie. Dies entspräche den tatsächlichen Bedingungen. Gefügedaten aus diesem Abschnitt der Hangbewegung sind aufgrund der Aufschlussverhältnisse spärlich. Im E des Südabbruchs, in direkter Nachbarschaft zum Druntobel, sind verstellte Hangpartien mit rund 50 – 60° N- fallenden Trennflächen bis etwa 70 m in den westlichen Südabbruch hinein zu verfolgen. Gegen W verdecken Hangschutt und Moränenmaterial den Felsverband.

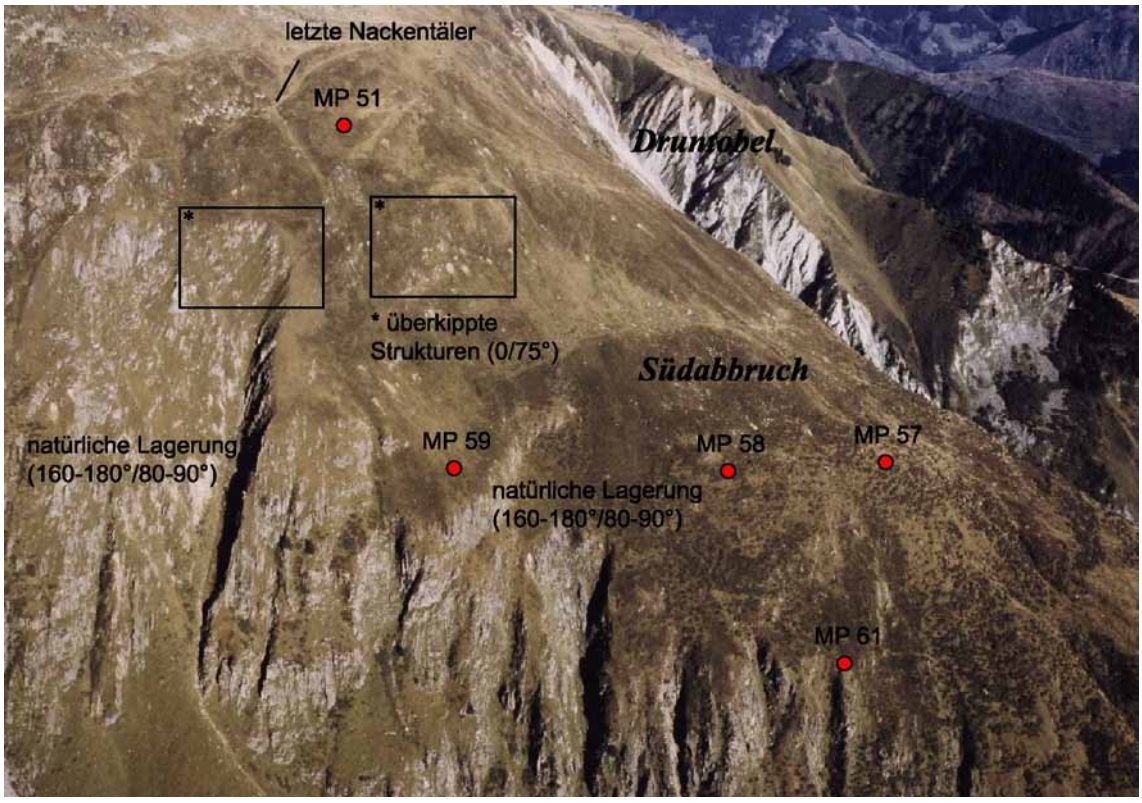



**Bild 7-1**: Luftaufnahme von der Westflanke des Cuolm Da Vi (Blickrichtung E).

Am Hangfuß im Val Strem aufgeschlossene Felspartien sind unverstellt, die Trennflächen fallen mit 80-90° gegen S (160-180/80-90°). Luftaufnahmen aus dem Val Strem belegen, dass die oberen 50 m des Felsverbandes erheblich verkippt sind (**Bild 7-1**). Wenige Gefügedaten, mit durchschnittlich 0-350°/70-75°, bestätigen dies. Underdip Toppling erscheint wahrscheinlich.
Lardelli [101] vermutet ein Abgleiten der Hangpartien entlang einer durchgerissenen Bewegungsbahn. In diesem Zusammenhang ist zu klären, ob es sich bei den Verkippungen der Strukturen am Südabbruch ausschließlich um die Folge hangtektonisch induzierter Umbiegung oder um bereits tektonisch verstellte Strukturen handelt. Die Klärung ist deshalb wichtig, da hangtektonische Verbiegungen zwangsläufig zu Brüchen führen, tektonische Verbiegungen unter duktilen Bedingungen bzw. bei lateraler Einspannung bruchlos oder brucharm vonstatten gehen. Ob und inwieweit Brüche im Bereich der Biegung bestehen, ist wesentlich, um die Vermutungen von Lardelli zu belegen oder zu verwerfen. Da Verschiebungsmessungen nur schwer mit der These von Lardelli in Verbindung zu bringen sind, ist als tiefreichender Mechanismus des Südabbruchs schlussendlich Underdip Toppling wahrscheinlicher.

Bereich C (**Tab. 7-1; Abb. 7-6**): Nördlich des Cuolm Parlet dadens ist Toppling kinematisch entlang $K_2$ (~ 255/80-90°) möglich (Kippbewegungen Richtung Val Strem). Zugrisse und Spalten erhärten diese Einschätzung. Insgesamt sind die Erscheinungen als sekundär zu beurteilen. Aufgrund der Extension im Kammbereich muss von einer sukzessiven Reduktion lateraler (einspannender) Kräfte ausgegangen werden, wodurch Kippen gegen W auch unter mechanischen Gesichtspunkten ermöglicht wird.

#### 7.4.1.4.2 Oberflächennahe Bewegungsmöglichkeiten

Sowohl entlang der SW-exponierten Partien bei Stavel da Nuorsas (Bereich F) als auch im Druntobel mit den westlich anschließenden Partien (Bereich D) und entlang des Südabbruchs des Cuolm Parlet dadens (Bereich E) sind Kippbewegungen kinematisch nicht möglich (gilt nur für die oberflächennahen, bereits verkippten Partien).
Da aufgrund der Geländebefunde von durchgehenden Brüchen an der Basis dieser Hangpartien ausgegangen werden kann, sind Gleitbewegungen bzw. Kombinationen aus Gleiten und Kippen wahrscheinlich (**Abb. 7-3**). Cruden et al. [33] bezeichnen die Versagensform, die durch progressive Bruchbildung einen Übergang vom Kippen zum Gleiten vollzieht, als „Chevron Toppling“. In diesem Zusammenhang wurden ergänzende Grenzgleichgewichtsbetrachtungen durchgeführt. Diese ergeben für die Bruchfläche eines klar abgrenzbaren, labilen Ausgleitkörpers im zentralen Druntobel einen minimal erforderlichen Reibungswinkel von 48° (Annahme: kohäsionslose, diskrete Bruchfläche, rotationales Ausgleiten, FOS = 1, **Anhang A**). Unter diesen mechanischen Voraussetzungen können Gleitbewegungen nur an sehr steilen Partien stattfinden bzw. nur unter dem Einfluss von Porenwasserdrücken (welche die Scherfestigkeit an der

Basis reduzieren). Gemäß den Kriterien in **Abb. 7-3** scheint eine Kombination aus Gleiten und Kippen sehr wahrscheinlich.

Zudem muss bedacht werden, dass oberflächennahes Toppling auf der tiefreichenden Bewegung „schwimmt“. Unter der Annahme eines Reibungswinkels von 30° (dieser Reibungswinkel muss hier als Basisreibungswinkel gesehen werden) besteht die Möglichkeit eines Abgleitens entlang der stark verstellten Klüftung $K_3$ für die Bereiche D und E. Für Bereich F ist die Bewegungsform fraglich (nur wenige Polpunkte innerhalb des kritischen Bereiches).

### 7.4.2 Gedanken zur Anisotropie, Festigkeit und Hangneigung

Poisel [126] weist darauf hin, dass im Gegensatz zur Sackung beim Kippen der Unterschied in den Festigkeiten (vorausgesetzt ist ein vertikaler Bau) ein entscheidendes Kriterium der Bewegungsform ist. Innerhalb von Homogenbereichen besteht zwischen Gesteins- und Trennflächenfestigkeiten ein unverkennbarer Unterschied. Ebenso deutlich ist der Unterschied zwischen den Festigkeiten von Scherzonen und Randgesteinen. Daraus resultiert eine ausgesprochene Festigkeitsanisotropie des Gebirges. Diese äußert sich darin, dass gegen das Val Strem (W) Felsabbrüche von mehreren 100 m Höhe und 50 – 80° Neigung stabil sind, gegen S die Böschungen mit durchschnittlichen Hangneigungen zwischen 27° (westlicher Südabbruch) und 33° (Druntobel) instabil sind.

Unter sehr einfachen mechanischen Gesichtspunkten würde dies einen durchschnittlichen Reibungswinkel des Materials zwischen 27-33° bedeuten (ohne Kohäsion). Eine derartige Annahme ist vollkommen unrealistisch. Da von einer z.T. erheblichen Kohäsion ausgegangen werden muss, kann der Versagensmechanismus nicht durch die Theorien klassischer Böschungsbrüche (rotationales oder translationsförmiges Gleiten) geklärt werden. Bewegungen müssen an präexistenten Trennflächen stattfinden, was die Bewegungsform des Kippens wahrscheinlich erscheinen lässt.

### 7.4.3 Geomechanische Erkenntnisse aus dem regionalgeologischen Vergleich

#### 7.4.3.1 Vergleich Cuolm Da Vi – Alp Caschlé

Im Allgemeinen kann die Festigkeit der Hauptgesteinstypen (Granitgneise, Augengneise) am Cuolm Da Vi als kompetent bezeichnet werden. Der flächenmäßige Anteil der Kakirite am Hangfuß und der Scherzonen ist sehr gering. Dennoch ist der Hang instabil.

Überlegungen aus dem Vergleich mit der benachbarten stabilen Alp Caschlé sind zur Klärung der ursächlichen Mechanismen, die zur Entstehung der Instabilität führen konnten, bedeutsam.

Die sehr gut erforschte Alp Caschlé, die sowohl strukturell, morphologisch als auch geologisch dem Cuolm Da Vi sehr ähnlich ist, zeigt nachweislich keine (kaum) Bewegungen [84; 116]. Es drängt sich die Frage auf, „Welche grundlegenden geologischen Besonderheiten charakterisieren den Cuolm Da Vi, dass es im Gegensatz zur Alp Caschlé zu einer derartigen Instabilität kommen konnte?“

Die geologischen Untersuchungen an der Alp Caschlé von Frei & Löw [55] sowie die Sondierungsbohrung SB 3.2 [136] ergeben folgende Befunde:

- Cuolm Da Vi und Alp Caschlé sind in weiten Zügen von den gleichen geologischen Einheiten mit praktisch identischen Strukturen aufgebaut.
- Der entscheidende Unterschied liegt im Bereich des Böschungsfußes. Während die SB 3.2 nur einen schmalen kakiritischen Zug am Fuß der Alp Caschlé durchörterte, sind am Cuolm Da Vi an gleicher Stelle kakiritische Gesteine mit einer Ausbissbreite von bis zu 150 m zu finden.
- Ein tiefer, langgezogener, hangparalleler Geländeeinschnitt wie der Druntobel ist an der Alp Caschlé (Val L`Ondadusa) weniger deutlich und flacher ausgebildet. Die erosionsanfälligen Kakirite am Hangfuß werden als ursächlich für den tiefen Druntobel gesehen.
- Die Dominanz der gegen Azimut 150 -170° durchschnittlich 85° steil einfallenden Scherzonen auf der Alp Caschlé findet sich auch am Cuolm Da Vi wieder. Die Gefügeelemente des ursprünglichen Gesteinsverbandes sind mit Ausnahme der extrem aufgelockerten und exponierten Randlagen erhalten bzw. gleichmäßig und nur geringfügig verstellt. Tiefreichende Verkippungen sind anhand des Vergleichs der Gefügemerkmale beider Lokalitäten nur schwer zu belegen. Für die festgestellten Bewegungsbeträge (~ 20 cm/a im Zentrum) ist die Übereinstimmung der Gefügemerkmale beiderseits des Val Strem sogar erstaunlich. Kippvorgänge sind durchaus in Betracht zu ziehen (siehe oben), müssen jedoch als alleiniger Mechanismus kritisch betrachtet werden. Auch Holz [74] weist in seiner Definition des Talzuschubes darauf hin, dass der ursprüngliche Felsverband nur wenigen oder globalen Verstellungen unterworfen ist: *„Extrem langsame, durch die Schwerkraft verursachte Bewegung von Festgesteinsmassen, bei der die Gefügeelemente des ursprünglichen Gesteinsverbandes erhalten bleiben oder aber gesetzmäßig verändert werden. Eine Auflösung in ein regelloses Haufwerk erfolgt nicht….“*

#### 7.4.3.2 Fazit und Diskussion

Der regionale Vergleich führt zum Ergebnis, dass einer der wesentlichen auslösenden Faktoren in den inkompetenten Kakiriten am Hangfuß zu suchen ist. Kriechprozesse, Tiefenerosion oder Festigkeitsabfall müssen in Betracht gezogen werden. Die ausgesprochene Kontinuität der Verschiebungen kann jedoch am besten durch den rheologischen Prozess des Kriechens erklärt

werden. Festigkeitsabfall und Tiefenerosion sind als ursprüngliche Auslöser zu sehen, die bis heute Beschleunigungen zu induzieren vermögen, eine derartige Kontinuität aber nicht erklären.

## 7.5 Geomechanische Erkenntnisse aus der Hydrogeologie

### 7.5.1 Grundlegende Erkenntnisse

Bewegungsmessungen zeigen klar: Wasser hat einen Einfluss auf die Hangbewegung. Die Auswirkungen auf die Stabilität sind vielfältig:

1. Reduktion der Scherfestigkeit durch Porenwasserdrücke u:
$$\tau = (\sigma_n - u)\tan(\phi) + c$$
2. Erhöhung der wirksamen treibenden Kräfte durch Kluftwasserdrücke W:
$$W = \tfrac{1}{2}\gamma_w h_w^{\,2}$$
3. Erhöhung der wirksamen Spannungen durch Strömungsdruck S:
$$S = \tfrac{\Delta h}{\Delta l}\gamma_w$$
4. Tiefenerosion (Hangunterschneidung)

Porenwasser- bzw. Kluftwasserdrücke spielen während trockener Jahre eine untergeordnete Rolle (nur ein sehr tief liegender Hangwasserspiegel existiert). Durch konzentrierte Infiltration (Starkregen, anhaltende Landregen, Schneeschmelze, allgemein: Infiltration > Exfiltration) steigt der Hangwasserspiegel. Neben den Porenwasserdrücken stellen sich kurzfristig Kluftwasserdrücke ein, die als zusätzlicher „Motor“ der Bewegungen zu sehen sind. Aufgrund des vertikalen Aufbaus des Cuolm Da Vi, mit schlecht durchlässigen +/- E-W-streichenden Scherzonen, tragen Kluftwasserdrücke besonders stark zur Erhöhung der Spannungen im Hangfuß bei.
Mit fortschreitender Deformation geht eine sukzessive Absenkung des Hangwasserspiegels einher. Somit spielen die Wasserdrücke im Entwicklungsverlauf der Hangbewegungen eine immer geringere Rolle. Der sich beschleunigende Abfluss (durch zunehmende Auflockerung/Kluftöffnungsweiten) wirkt dem Aufbau extremer Wasserdrücke entgegen (mit fortschreitender Deformation muss für die gleiche Beschleunigung wesentlich mehr Wasser in noch konzentrierterer Form anfallen). Hoek & Bray [68] weisen auf selbstregulierende Effekte durch veränderte Hangwasserpegel bei Felsböschungen hin. Diese These stützen auch übereinstimmende Angaben der Bevölkerung, wonach der Drun heute deutlich weniger Wasser als in der Vergangenheit führt. Hochwasserereignisse sind seltener und offenkundig harmloser. Ein Zusammenhang mit gestörten, tiefgründig drainierten Bergwasserverhältnissen ist zu vermuten (aus den Klimaaufzeichnungen geht kein abnehmender Trend der Jahresniederschläge hervor). Es kann auch von einer verminderten Erosionsleistung des Druns ausgegangen werden. Da die

Unterschneidung des Böschungsfußes als ein fortan treibender Prozess eine wichtige Rolle spielt, ist auch hier von einer Selbstregulierung auszugehen. Dennoch sind heute trotz günstigerer Bergwasserverhältnisse größere Verschiebungen zu messen als in früheren Messkampagnen.

### 7.5.2 Spezielle Erkenntnisse (Hypothese)

Nördlich des Cuolm Parlet dadens sind Quellaustritte am Westabbruch auf einem Niveau zwischen 2200 und 2400 m zu finden, die einem wenig gestörten Hangwasseraquifer entspringen. Südlich des Gipfels sind erst bei Vonns Sura wieder Quellen vorhanden (**Abb. 4-5**). Durch die bewegungsbedingte Störung des Hangwasserspiegel ist ein enormer Kontrast zwischen den Bergwasserständen nördlich (weniger stark und tiefgründig deformierter Abschnitt) und südlich des Cuolm Parlet dadens entstanden (**Abb. 7-7**).

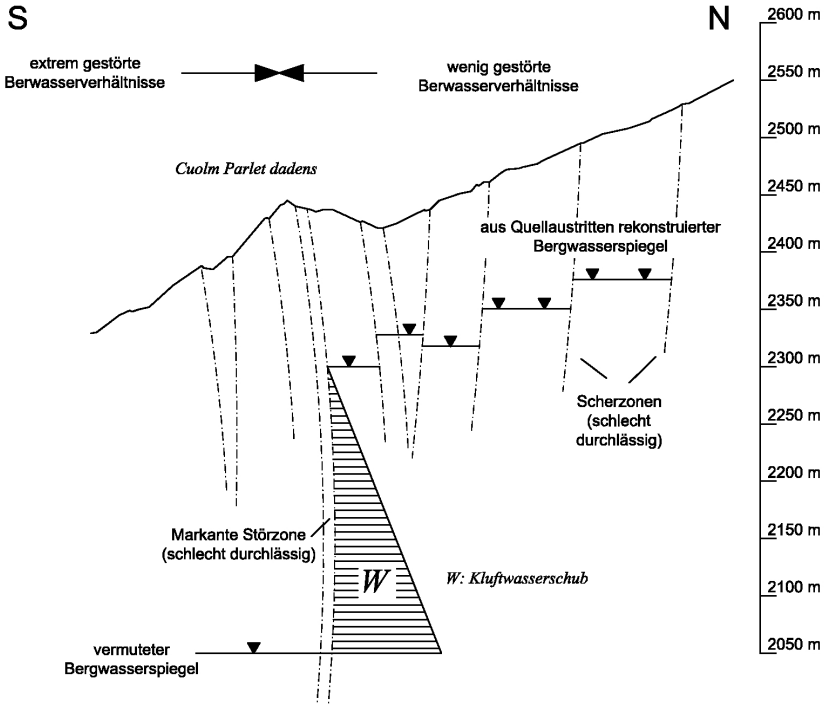



**Abb. 7-7**: Schematische Darstellung der Bergwasserverhältnisse nördlich und südlich des Cuolm Parlet dadens.

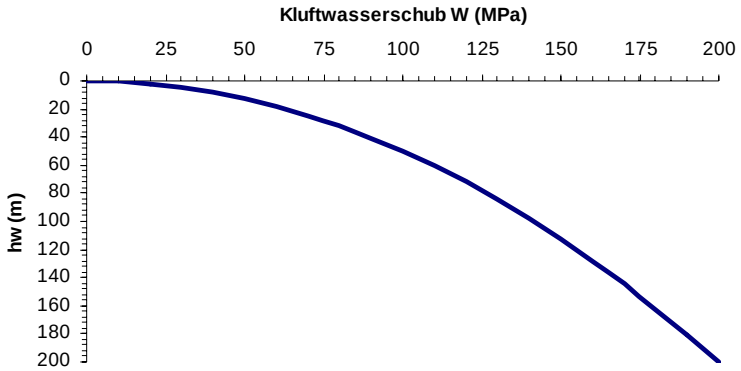



**Abb. 7-8**: Kluftwasserschub in Abhängigkeit der Wasserstandshöhe.

Während im S selbst sehr große Niederschläge keine Auswirkungen auf den Wasserstand haben (Infiltration < Exfiltration), steigt im N der Pegel selbst bei geringem Niederschlag rasch. Enorme Kluftwasserschübe sind zu erwarten (**Abb. 7-7, 7-8**).

### 7.5.3 Fazit und Diskussion

Als alleinige Ursache für das Einsetzen der Bewegungen können Wasserdrücke nicht herangezogen werden. Auf der Alp Caschlé sind trotz sehr hoch liegendem Hangwasserspiegel keine Bewegungen messbar, obgleich Wasser dort eine enorme treibende Kraft darstellt (sehr hoher Bergwasserspiegel). Durch die bewegungsbedingte Absenkung des Bergwasserspiegels südlich der markanten Störzone am Cuolm Parlet dadens (**Abb. 7-7**) wird der Einfluss von Kluftwasserschüben nördlich der Störzone immer bedeutender (hydrogeologische Barriere). Inwieweit dieser Prozess den Bewegungsablauf beeinflusst bzw. zur Destabilisierung beiträgt, ist quantitativ nicht zu fassen. Eine Auswirkung auf das interne Bewegungsmuster scheint zu bestehen (siehe unten). Insgesamt ist von einer Abnahme in der Summe der Wasserdrücke im Entwicklungsverlauf auszugehen.

Beiträge zur Destabilisierung im Zusammenhang mit Wasser werden in einer frühen Entwicklungsphase in indirekten Prozessen wie Hangunterschneidung durch Tiefenerosion, Abgänge kleiner Felsstürze, Steinschlag und Muren (am Böschungsrand; ausgelöst durch z.B. Starkregen) gesehen. Rezent spielt das Wasser weiterhin eine wichtige Rolle. Häufige (saisonale) Lastwechsel durch Schwankungen des Bergwasserspiegels führen zu „Materialermüdung“ und fördern das progressive Fortschreiten etwaiger Brüche.

Aus den Überlegungen wird klar, dass die Hangbewegung selbst bei einer vollständigen Drainierung nicht zum Stillstand gebracht werden kann. Auch aufgrund der Schlussfolgerungen zur hydrogeologischen Situation wird der eigentliche „Motor“ der Hangbewegung in tiefreichenden Kriechprozessen mit bergwasserbeeinflussten, zyklischen Änderungen der Verschiebungsgeschwindigkeiten (Spannungsänderungen, Lastwechsel) gesehen.

## 7.6 Geomechanische Erkenntnisse aus der Hangtektonik und Morphologie

### 7.6.1 Hangtektonische Phänomene und ursächliche Hintergründe

Im oberen Abschnitt der Hangbewegungen sowie entlang der östlichen Begrenzung spiegeln die morphologischen Erscheinungen ein ausgeprägtes Extensionsregime wider. Kammgräben, Doppelgrate und Zugrisse gelten als typische Elemente der von Ampferer [3] erstmals definierten Bergzerreißung. Zurückzuführen sind derartige Extensions- bzw. Zugphänomene auf tiefreichende Bewegungen.

Das Bild der zentralen Trogschulter prägen Nackentäler. Es handelt sich um Ausstriche mehr oder weniger aktiver Bewegungsbahnen, die stets eine talseitig erhöhte Flanke besitzen. Weniger deutlich, jedoch ebenso bedeutsam sind Geländesprünge (Abrisskanten, Stufen). Bei den Bewegungen handelt es sich, je nach Einfallrichtung der Struktur, um Hangauswärtsrotation mit gegensinnig abschiebender Relativbewegung bzw. translationsförmigen Gleitbewegungen entlang der sehr steil S-fallenden Trennflächen. Im ersten Fall entstehen hangparallele Gräben (Nackentäler), im zweiten Fall hangparallele Abrisskanten bzw. ein stufenförmiges Relief. Beide Prozesse sind tiefreichend.

Entlang des steilen Abbruchs zum Drun, Val Strem sowie dem Südabbruch des Cuolm Parlet dadens führt weniger tiefreichendes Kippen (< 15 m; Blocky Toppling) zur vollständigen Auflösung des Gebirgsverbandes und ermöglicht Gleitbewegungen, kleinere Felsstürze und Steinschlag. Die tiefreichenden Deformationen werden von Bewegungen dieser Art überlagert bzw. beschleunigen den Prozess der Destabilisierung der betroffenen Hangpartien (Übersteilung der Böschung durch fortschreitende Kriechbewegungen). Oberflächennah verkippte Partien, die zum Teil stabile Blockkonstellationen einnehmen, werden zunehmend instabiler und in Absturzposition befördert.

Erstaunlich ist, dass auf der Trogschulter, im Druntobel und im N der Hangbewegung eine Vielzahl morphologischer Erscheinungen die Instabilität vor Augen führen, diese jedoch entlang des Südabbruchs (westlicher Rücken) fehlen, obgleich auch dort erhebliche Bewegungsbeträge gemessen werden können. Wie bereits im Kapitel über die räumlichen Bewegungsmöglichkeiten diskutiert, kommt Underdip Toppling als potentieller Mechanismus durchaus in Frage.

### 7.6.2 Interpretation hangtektonischer Befunde

Bewegungen am Cuolm Da Vi finden hauptsächlich an präexistenten Strukturen (insbesondere Scherzonen niedriger Scherfestigkeit) mit hohem Durchtrennungsgrad statt. Eine herausragende Bedeutung kommt demnach vor allem der Stellung des Trennflächengefüges zu. Die Felsschollen bleiben während der Bewegung weitgehend im Zusammenhang (nur oberflächennah kommt es zu einer vollständigen Auflösung und hohen Teilkörperbeweglichkeit).

Zu bemerken ist, dass die Strukturen nicht gleichermaßen „aktiv“ sind. Aktive Ausstriche von Bewegungsbahnen heben sich klar durch sehr frische, kaum verwitterte, unverwachsene talseitige Flanken von Nackentälern hervor bzw. durch deutlich verstellten Blockschutt. Entlang der Ränder der Instabilität sind Extensionsphänomene (Bergzerreißungserscheinungen) typisch.

Am Cuolm Da Vi finden sich viele morphologische Hinweise, die im Zusammenhang mit den Auswirkungen tiefreichender Kriechbewegungen in der Literatur beschrieben werden (eine detaillierte Zusammenfassung findet sich in Weidner [149]). Typische Merkmale wie Hangauswärtsrotation, Gräben, Verebnungen oder Zerrspalten bzw. Doppelgrate in der Gipfelregion

existieren. Für einen voll entwickelten Talzuschub typische Merkmale (z.B. Herauswölbung der Stirn [139]) fehlen jedoch, ebenso eine durchgängige entwickelte Gleitfläche [81].

Aufgrund der hangtektonischen Befunde kann eine Beziehung zum Entwicklungszustand der Instabilität hergestellt werden. Anhand von Untersuchungen in kristallinen Schiefern (Hohe Tauern) teilt Hermann [65] tiefgreifende Hangdeformationen in drei Entwicklungsstufen [149] ein:

I. Initiales Stadium: Eine Abrisskante ist mehr oder weniger gut entwickelt, ein vorgewölbter Fuß (Talzuschub) fehlt. Das Gebirge ist nach präexistenten Trennflächen entfestigt.
II. Entwickeltes Stadium: Ausgeprägte Doppelgratstrukturen mit großen Sprunghöhen sind typisch. Durch antithetisch abschiebende Verwerfungen wird die Instabilität segmentiert. In Ansätzen ist ein Talzuschub zu erkennen.
III. Finales Stadium: Sackung im klassischen Sinn [64] mit typisch konkaver Morphologie durch Massendefizite im Abrissbereich und konvexer Morphologie durch Massenüberschuss im Fußbereich ist vorhanden, ebenso eine chaotische Gefügeverteilung der vom Untergrund vollkommen abgelösten und entfestigten Bewegungsmassen.

Der Cuolm Da Vi ist zwischen dem Stadium I und II anzusiedeln. Es handelt sich demnach um eine tiefreichende Hangbewegung im initialen bis entwickelten Zustand ohne eindeutige Anzeichen eines Talzuschubes.

## 7.7 Geomechanische Erkenntnisse aus den Bewegungsmessungen

### 7.7.1 Grundlegende Erkenntnisse

Obgleich keine mathematisch signifikanten Zusammenhänge zwischen Tages-, Monats- oder Jahresniederschlägen festzustellen sind, sind sie relevante Größen. Der Zeitpunkt der Niederschläge (**ND**) ist entscheidend. Durchschnittliche ND-Ereignisse reichen nicht aus, um eine bedeutsame Beschleunigung hervorzurufen. Treffen jedoch Schneeschmelze und sehr ND-reiche Perioden aufeinander, beschleunigt der Hang merklich (trotz hoher Jahres-ND kann die Instabilität durchaus keine Beschleunigung erfahren, dagegen ist bei obiger Konstellation eine Beschleunigung möglich, die über das Messjahr hinaus Wirkung zeigt). Auch aus den Untersuchungen von Weidner [149] am Talzuschub Gradenbach geht hervor, dass zwischen Niederschlägen und Verschiebungen alleine nur sehr schwer eine mathematische Beziehung hergestellt werden kann (es liegen genaue Messungen der Bergwasser-, Klimaverhältnisse sowie kontinuierliche Verschiebungsmessungen vor). Das gleichzeitige Auftreten der Schneeschmelze und hoher ND in Form von Regen bewirkt zwar einen raschen Anstieg des Bergwasserspiegels, die Bergwasserspiegeländerung tritt aber 4-12 Wochen vor den maximalen Verschiebungen auf (das Bergwasserspiegel-Maximum liegt etwa 0-4 Wochen davor). Selbst Korrelationen zwi-

schen Bergwasserspiegel und Verschiebungsgeschwindigkeit fallen mäßig aus. Ein Zusammenhang, der auch für den Cuolm Da Vi gültig scheint, letztlich jedoch nicht nachzuweisen ist.

In den Messreihen des Servotachymeters ist eine Beschleunigung zur Zeit der Schneeschmelze sowie eine Verlangsamung in den Wintermonaten klar zu erkennen. Weidner [149] konnte am Talzuschub Gradenbach einen ähnlichen Effekt feststellen. Durch die vollständige Fixierung der ND in Form von Schnee ist ein deutlicher Rückgang des Bergwasserspiegels im März zu verzeichnen. Eine Korrelation mit den Verschiebungsgeschwindigkeiten besteht. Am Cuolm Da Vi ist die Verlangsamung im Februar zu messen.

Seit Beginn der Messaufzeichnungen (2002) nahm die Wirkung der Frühjahrsbeschleunigung kontinuierlich ab. Verminderte Frühjahrsbeschleunigungen müssen nicht zwingend bedeuten, dass die Schneeschmelzereignisse quantitativ geringer ausfielen. Tendenziell reduzierten sich in diesem Zeitraum auch die durchschnittlichen Monats-/Jahresverschiebungen sowie die Jahres-ND. Ein sukzessive absinkender Bergwasserspiegel ist anzunehmen. Wie bereits angemerkt, bedarf es für quantitativ gleichwertige Beschleunigungen bei tiefliegendem Bergwasserspiegel weitaus größere Wassermengen (oder: gleiche Wasseräquivalente zur Schneeschmelze bewirken bei niedrigerem Bergwasserspiegel geringere Beschleunigungen).

Aus den Konvergenzmessungen geht eine erstaunliche, statistisch belegbare Hypothese hervor. Niederschlagsreiche Messperioden führen bei den meisten Messstrecken zur Konvergenz. Aufgrund felsmechanischer und hydromechanischer Überlegungen wäre der gegenteilige Effekt (Divergenz) zu erwarten. Nach obigen Erkenntnissen sind die durchschnittlichen Niederschläge zwischen den Messtagen für die Hangbewegung nicht bedeutsam (von einem Anstieg des Bergwasserspiegels kann nicht ausgegangen werden). Eine Erklärungsmöglichkeit wird in **Abb. 7-7** gegeben.

Die Messpunkte (**MP**) verhalten sich sehr konsistent. Es kann von einer tiefreichenden, globalen Bewegung ausgegangen werden. Unabhängig der Lage eines MP innerhalb der Massenbewegung betreffen Phasen der Beschleunigung fast alle MP gleichermaßen (ob am Hangfuß, z.B. MP 516, oder in der Gipfelregion). Oberflächennah sind lokale Bewegungen eindeutig zu erkennen und statistisch zu belegen.

Der Azimut der Verschiebungsvektoren wird klar vom strukturellen Bau bestimmt. Die Einfallswinkel stehen hingegen in keinem Zusammenhang mit der Hangneigung. Allgemein verflachen die Einfallswinkel der Vektoren von N nach S. Ein derartiges Bewegungsmuster wird in der Literatur als generelles Indiz für die Existenz einer tiefreichenden Hangdeformation gewertet [65; 76; 77; 121]. Für den Südabbruch bedeutet dies, dass translationsförmiges Ausgleiten sowie oberflächennahes Hangschuttkriechen ausgeschlossen werden können (Erfahrungen zeigen, dass bei oberflächennahem Hangschuttkriechen der Einfallswinkel parallel zum Böschungsfallen verläuft).

## 7.7.2 Erkenntnisse zur Kinematik

### 7.7.2.1 Verhältnis zwischen vertikalen und horizontalen Verschiebungsvektoren

Im Zentrum des Interesses steht das Verhältnis zwischen horizontalen ($d_h$) und vertikalen ($d_v$; hier: positiv bei Setzung, negativ bei Hebung) Bewegungsvektoren. Lorig & Rojo [105] weisen explizit auf sehr hohe Verhältnisse ($d_h/d_v$) in der Chuquicamata Westwall hin, deren Versagensform eindeutig als Toppling erkannt werden konnte.
Dem Abgleich des zu erwartenden Verhältnisses zwischen $d_h$ und $d_v$ für reine Bewegungsformen (Kippen, Gleiten) und den tatsächlich gemessenen Ist-Werten wurden ein analytisches und ein numerisches Verfahren zugrunde gelegt (**Abb. 7-9**):

- Berechnung des Verhältnisses $d_h/d_v$ anhand eines einzelnen, umkippenden Blocks mit Hilfe des Tabellen-Kalkulationsprogramms EXCEL.
- Numerische Studie mit dem Programm-Code UDEC (Universal Distinct Element Code) mit verschiedenen Annahmen zum $k_o$-Wert. Dabei wurde versucht, reine Biegung numerisch nachzubilden. Die Ergebnisse (**Abb. 7-9**) des Verhältnisses $d_h/d_v$ stellen gemittelte Werte vieler Messpunkte in allen Bereichen der Studienböschung dar.

Die Ergebnisse beider Modelle stimmen gut überein und es lässt sich eine Grundaussage erarbeiten: Für Einfallwinkel > 80° gegen die Böschung sind Verhältnisse $d_h/d_v > 3$ (horizontale Bewegung 3 mal größer als vertikale Bewegung) zu erwarten. Je steiler das Einfallen, desto höher ist $d_h/d_v$ (bei 85° Einfallen > 7). Für die im Mittel 85° N-fallenden Strukturen am Cuolm Da Vi (Trogschulter und nördlich anschließende Bereiche) sind also sehr hohe Verhältnisse zu erwarten. Für Underdip Toppling entlang S-fallender Strukturen muss Hebung stattfinden ($d_h/d_v$ ist negativ), bis die Kolumnen überkippt sind. Danach folgt Setzung ($d_h/d_v$ wird positiv).

Der Ist-Zustand der Verhältnisse $d_h/d_v$ am Cuolm Da Vi kann auf Grundlage der geodätischen Messungen folgendermaßen beschrieben werden (**Abb. 7-10**):

- Das Verhältnis $d_h/d_v$ liegt großflächig unter 2,5.
- Im N und S nähern sich die Verhältnisse Werten um 1.
- Entlang der Achse MP 30-MP 13-MP 2-MP 33-MP 40 (**Abb. 7-10**) sind die größten Werte für $d_h/d_v$ zu finden, ein Bereich, der von sehr frischen Nackentälern und somit sehr aktiven Ausstrichen von Bewegungsbahnen entlang N-fallenden Scherzonen gekennzeichnet ist.

Ergebnisse dieser Art sind natürlich auch unter der Einschränkung der Messnetzdichte zu sehen.

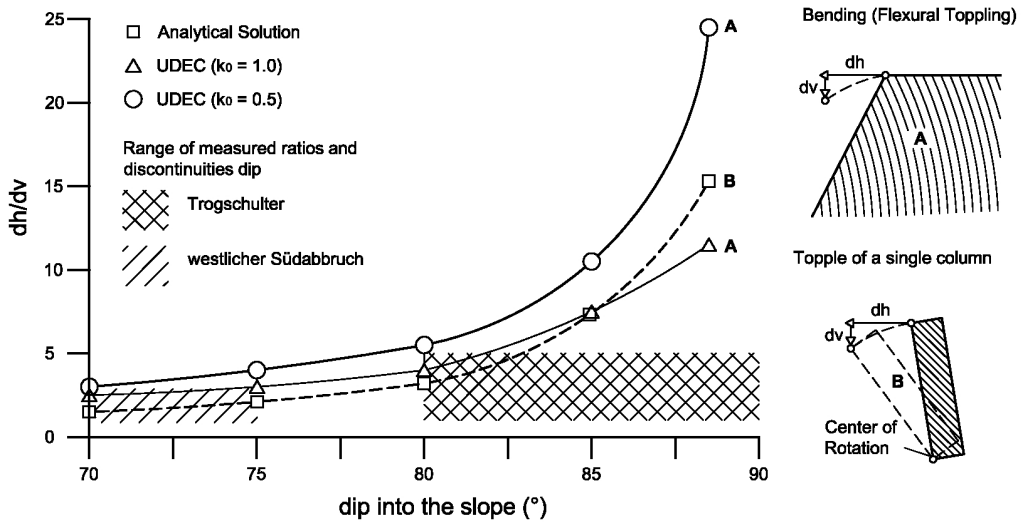



**Abb. 7-9**: Verhältnis zwischen horizontalem (dh) und vertikalem (dv) Bewegungsvektor bei verschiedenen Einfallswinkeln gegen die Böschung.
Dargestellt ist die analytische sowie die numerische Lösung mit UDEC mit verschiedenen Annahmen zum $k_0$-Wert. Insgesamt sind nach den numerischen Ergebnissen noch höhere Verhältnisse zu erwarten.

### 7.7.2.2 Fazit und Diskussion

Für reines Toppling sind die gemessenen Verhältnisse eindeutig zu gering. Es muss zumindest ein sekundärer Mechanismus (z.B. das Nachsacken entlang S-fallender Trennflächen) in Betracht gezogen werden.

Vor allem im N, einem Bereich mit ausgesprochener Extension, scheidet der Mechanismus gänzlich aus. Hangtektonische Charakteristika (Sackungsstrukturen) untermauern dies.

Es existieren einige N-fallende Strukturen, entlang derer Hangauswärtsrotation stattfindet. Dadurch erhöhen sich die Verhältnisse lokal deutlich (> 6).

Underdip Toppling scheidet für die Trogschulter und nördlich anschließende Bereiche aufgrund obiger Überlegungen ganz aus.

Am Südabbruch (Hangflanke gegen Vonns Sura/Sut) sind Einfallswinkel zwischen 70-75° N messbar. Gleiche Strukturen fallen am Hangfuß im Val Strem gegen S (~85-90°). Bei diesem Grad der Überkippung sind die gemessenen Verhältnisse (< 2,5) durch reine Hangauswärtsrotation (Underdip Toppling) zu erklären.

Unter Zugrundelegung mechanischer und kinematischer Überlegung muss primär von einer Hangauswärtsrotation entlang der wenigen N-fallenden Strukturen/Scherzonen ausgegangen werden. Dadurch wird der nötige Raum geschaffen, der sekundär ein Abgleiten bergseitig gelegener Partien entlang S-fallender Diskontinuitäten ermöglicht. Am Südabbruch ist Underdip Toppling wahrscheinlich (**Abb. 7-2**, **B**).

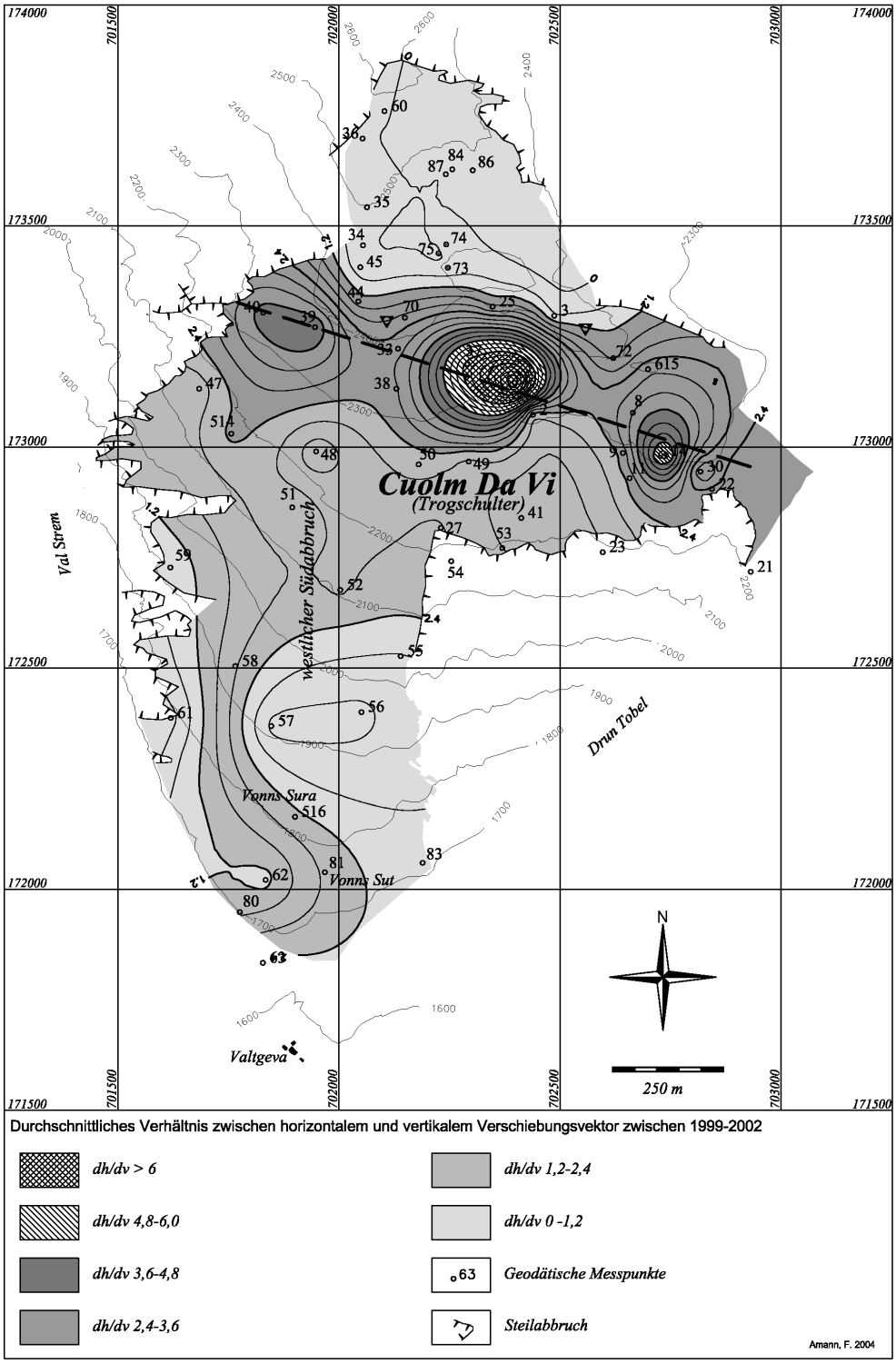



**Abb. 7-10**: Verhältnisse zwischen horizontalem und vertikalem Verschiebungsvektor im Zeitraum 1999-2002 mit der markanten Achse MP 30-MP 13-MP 2-MP 33-MP 40.

## 7.8 Diskussion und Erarbeitung einer Versagenshypothese

Strukturgeologische Aspekte (vertikal lagernde Scherzonen mit geringer Scherfestigkeit und persistente Trennflächen) werden zusammen mit den Kakiriten am Hangfuß (Kriechen, Tiefenerosion, Festigkeitsabfall, Spannungskonzentration) als ursächlich für die Instabilität gesehen.
Aus den bisherigen Erkenntnissen heraus muss von einem tiefreichenden Kriechen ausgegangen werden. Das Kriechverhalten von komplexen Felsböschungen resultiert aus der Überlagerung der verschiedenen Kriechverhalten von Trennflächen und Kluftkörpern [56]. Generell sind für die Aktivierung von Kriechprozessen hohe Spannungen (und/oder Temperaturen) notwendig, wie sie z.B. bei tiefliegenden Hohlraumbauten vorkommen können. Im oberflächennahen Bereich (instabile Felsböschungen) kann dagegen mit diesen Bedingungen nicht grundsätzlich gerechnet werden. Meist treten nur Bruchteile der Spannungen auf, die notwendig sind, um im Festgestein einen Kriechprozess in Gang zu bringen. Felsböschungen aus massiven Gesteinen sind als kriechunfähig einzuschätzen [65].
Cristescu & Hunsche [27] konnten an einer Vielzahl von einaxialen Kriechversuchen zeigen, dass Kriechen in vielen Gesteinsproben erst ab einer axialen Spannung von $\sigma_1 > 0{,}6\sigma_{ci}$ (einaxiale Druckfestigkeit) auftritt. Ferner beschreiben sie: *„It is of interest that a close correlation was found between the creep ductility and the strength of rock salt, as is also known from material science. Salt with high strength does creep slowly and vice versa."* Cristescu & Hunsche [27] gehen davon aus, dass derartige Effekte auf andere Gesteine übertragbar sind.
Bei instabilen Felsböschungen, die sich aus einem System von Gesteinskörpern und Trennflächen aufbauen, wird deren Kriechverhalten weniger durch das Kriechvermögen des Festgesteins beeinflusst [56]. Hier erfolgen die Kriechbewegungen nahezu ausschließlich auf Trennflächen.
Dramis & Sorriso-Valvo [42] fassen die von vielen Autoren akzeptierte Theorie über tiefreichende Kriechbewegungen von Mencl [110] und Zischinsky [153] wie folgt zusammen (eine Theorie, die tiefreichende Bewegungen ohne durchgängige Bruchzone erklären soll):

*„…in the central part of the slope, where the confining pressure is high, the deviator stress is too small to rupture the rock and deformation occurs through viscous flow with an contractant behaviour. In the highest and lowest parts of the slope, where the confining pressure is low, the rock yields along discrete shearing surfaces and deforms in a dilatant manner."*

Bei derart kompetenten Gesteinen wie am Cuolm Da Vi spielt Kriechen im Mittelhang eine geringe Rolle. Interessant hingegen sind Kriechbewegungen entlang der Trennflächen sowie Spannungskonzentrationen und Kriechen im Hangfuß und somit innerhalb der inkompetenten Kakirite. Poisel & Preh [127] weisen auf Spannungskonzentrationen im Hangfuß (insbesondere bei Toppling) hin, die zunächst zum Versagen der Gesteine am Hangfuß und schlussendlich, unter konstanten Spannungsbedingungen, zum Kriechen führen können.

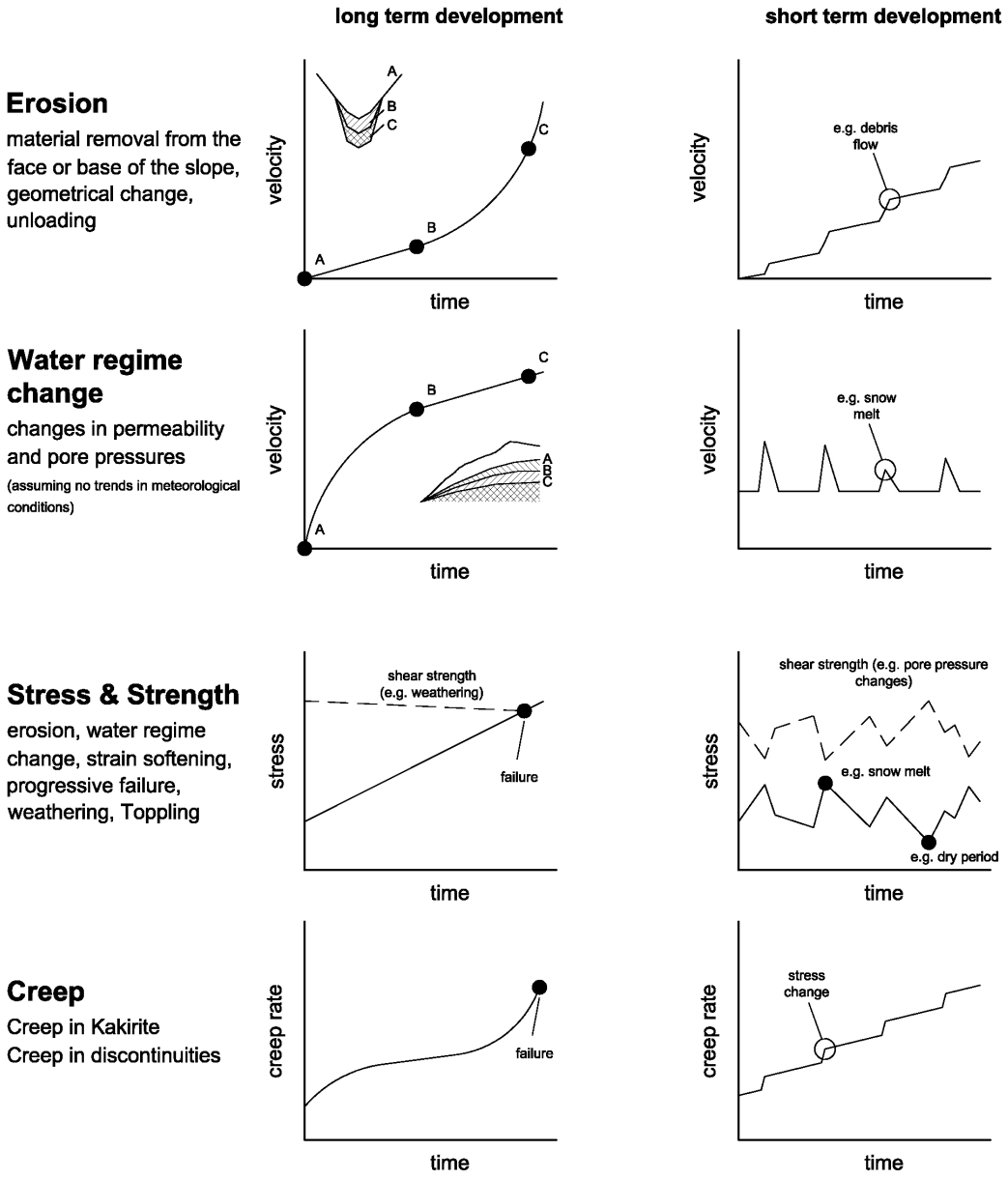



**Abb. 7-11**: Schematische Darstellung der Lang- und Kurzzeitentwicklung der Verschiebungsgeschwindigkeiten, der Spannungen und der Kriechraten im Entwicklungsverlauf der Instabilität.

Letztlich lässt sich an dieser Stelle folgende Versagens- und Entwicklungshypothese erstellen (**Abb. 7-11**): Durch die fortschreitende Tiefenerosion (Unterschneidung, Hangbewegungen) im Druntobel wurde der Hang unterschnitten und mehr und mehr destabilisiert. Durch die bewegungsbedingte Veränderung der Klüftigkeit nahm/nimmt die Wirkung des Wassers zumindest südlich des Cuolm Parlet dadens sukzessive ab. Dagegen stieg der Einfluss von Kluftwasserschüben nördlich davon (**Abb. 7-7**).

Plastische Deformationen führen zur Festigkeitsreduktion in der gesamten Böschung (hauptsächlich in den Trennflächen). Spannungskonzentration, besonders im Hangfuß, führten/führen zur Plastifizierung der Kakirite und schlussendlich zum Kriechen.

Es drängt sich die Vermutung auf, dass Kriechbewegungen, ausgehend vom Hangfuß, Spannungskonzentrationen und -umlagerungen in verschiedenen Bereichen der Böschung hervorru-

fen, die an diesen Stellen zum Versagen des Gebirges führen. Festigkeitsabfall ist die Folge, wodurch Spannungsakkumulationen in benachbarten Bereichen verstärkt werden und zum Bruch führen können (progressiver Bruch). Lorig & Rojo [105] konnten durch die Modelle der Chuquicamata Westwall folgende Feststellungen machen, die gleichermaßen für den Cuolm Da Vi wahrscheinlich sind:

*„Creep behaviour is believed to be concentrated within the shear zone located just to the west of the West Fault.“* weiter: „ *Changes near the toe of the slope have an effect all the way up the slope, in turn, have an effect on how the shear zone (am Grund der Mine) is loaded. Therefore, both parameters have an effect on the deviatoric stress in the shear zone and, hence, have an effect on the creep rate.“*

Auch am Cuolm Da Vi gilt, dass Veränderungen am Hangfuß, also innerhalb der Kakirite, die gesamte Böschung beeinflussen. Brüche und Verschiebungen entlang der Trennflächen sind die Folge, die zu weiteren Spannungsumlagerungen und Festigkeitsverlusten führen, was wiederum einen Einfluss auf die Spannungsverhältnisse im Böschungsfuß hat („Feedback mechanism“, **Abb. 7-12**). Veränderungen in der hydrologischen Situation äußern sich dabei lediglich als zyklische Schwankungen der Verschiebungsbeträge.

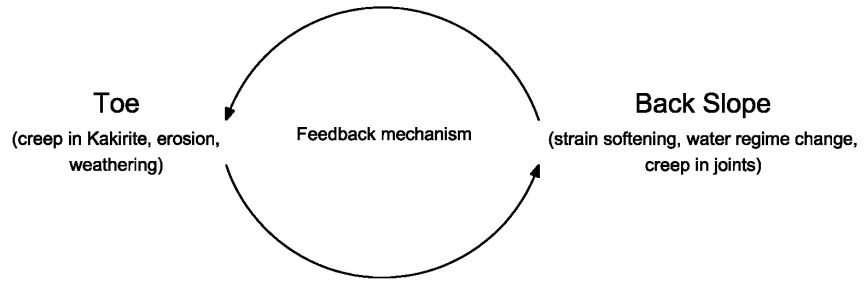



**Abb. 7-12**: Schematische Darstellung des „Feedback mechanism“.

Festigkeitsreduktionen bedingen eine verminderte Standsicherheit der Felsböschung. Gegen einen Abfall der Standsicherheit auf ein Niveau < 1 und bereits im Gange befindliches Post-Failure-Kriechen spricht die Abwesenheit einer durchgängigen basalen Bruchzone. Terzaghi [141] veranschaulicht in seiner Arbeit über die Mechanik von Hangbewegungen eine mögliche Entwicklung (**Abb. 7-13**). Bei Materialien, die zur Entfestigung neigen muss die Theorie von Terzaghi bis zum Zeitpunkt A (**Abb. 7-13**) kritisch betrachtet werden. Kriechbewegungen können bis dorthin zur Bildung von Brüchen führen (Pfad a, **Abb. 7-13**). Festigkeitsabfall und Abminderung der Standsicherheit sind die Folge.

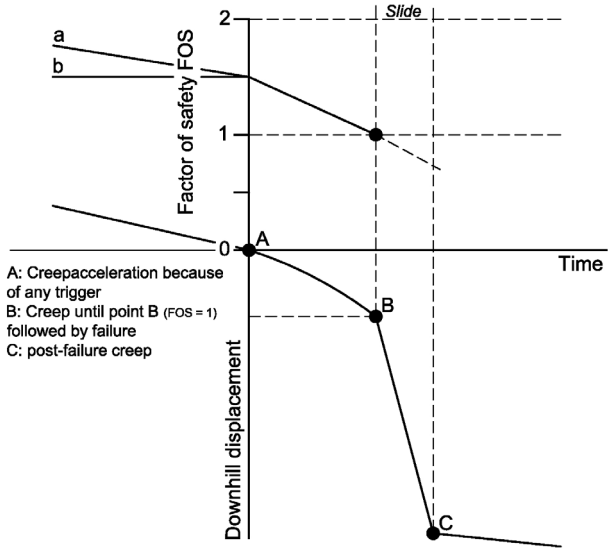



**Abb. 7-13**: Vereinfachte Darstellung von Bewegungsablauf und Hanginstabilität in Abhängigkeit der Zeit (nach Terzaghi [141] umgezeichnet).
Nach beliebig langer Zeit des Kriechens tritt ein Faktor hinzu, der das Kriechen beschleunigt (**Zeitpunkt A**). Gleichzeitig setzt eine Reduktion der Standsicherheit ein (**Pfad b**). Bei Materialien, die zur Entfestigung neigen, ist der Vorgang der Sicherheitsreduktion schon ab dem Beginn der Kriechdeformationen zu erwarten (Pfad b). Erreicht die Standsicherheit beim Zeitpunkt B einen Wert von FOS=1, versagt die Böschung (Gleitbewegungen; Bsp. Vajont, Goldau). Führen die Gleitbewegungen nicht zu einem Kollaps, stellt sich Post-Failure-Kriechen ein.

Kinematisch äußert sich der Einfluss des Kriechens in Form von Toppling entlang N-fallender Trennflächen (primärer Mechanismus; **Abb. 7-14**). Durch die Hangauswärtsrotation entlang N-fallender Trennflächen wird der Raum geschaffen, der ein Nachsacken bergseitiger Partien ermöglicht. Am Südabbruch ist Underdip Toppling (**Abb. 7-2**) wahrscheinlich.

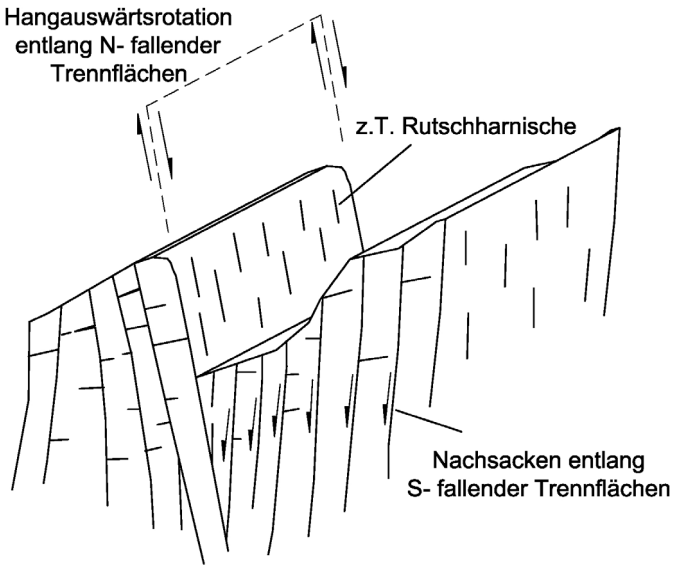



**Abb. 7-14**: Schematische Darstellung der Kinematik des Cuolm Da Vi.
Für den Südabbruch ist durchaus Underdip Toppling in Betracht zu ziehen, das hier nicht abgebildet ist.

## 7.9 Zusammenfassung zum geologisch-geotechnischen Modell

Im geologisch-geotechnischen Modell werden charakteristische hangtektonische und morphologische Merkmale, die Petrographie, Strukturgeologie und mechanische Erkenntnisse exemplarisch an einem ausgewählten Profil dargestellt (**Abb. 7-15**). Die Bildung eines detaillierten geologisch-geotechnischen Modells ist grundlegend für:

1. die Generalisierung und Festlegung wesentlicher, für den Mechanismus und die Bruchentwicklung wichtiger Merkmale in Hinblick auf die numerischen Modellrechnungen.
2. den Abgleich der Ergebnisse numerischer Modellrechnungen mit den tatsächlichen Beobachtungen sowie deren Verifizierung und Plausibilitätskontrolle.

Nach den bisherigen Erkenntnissen zur Hangtektonik, Geologie und Mechanik ist eine Einteilung in drei Teilbereiche sinnvoll:

I. Der Südabbruch (umfasst den Abbruch zum Druntobel und den westlichen Rücken gegen Vonns Sura/Sut);
II. Die Trogschulter (umfasst den gesamten, flacheren Bereich der Instabilität, der nördlich der steileren Abbrüche gegen S beginnt);
III. Die Kammregion (umfasst die steilen S-fallenden Flanken des Cuolm Parlet dadens und dado, den Grat sowie die nördlich anschließenden Partien);

Der südliche Abbruch (westlicher Südabbruch und Druntobel) grenzt sich in morphologischer und hangtektonischer Sicht klar von der Trogschulter ab. Zum Einen charakterisieren ihn starke oberflächennahe Auflockerungserscheinungen (< 15 m) sowie Felsanbrüche unterschiedlicher Größe, zum Anderen fehlen Nackentäler (speziell am westlichen Südabbruch). Als Bewegungsformen sichtbar sind oberflächennahes, sprödes Toppling (Hakenwurf) und/oder translationsförmiges Gleiten entlang getreppter basaler Bruchflächen. Tiefgründig wird eine Kombination von Hangauswärtsrotation mit gegensinnig abschiebender Komponente entlang N- und S-fallender Trennflächen (Underdip Toppling; **Abb. 7-2 B**) sowie vereinzelt translationsförmiges Abgleiten entlang S-fallender Trennflächen vermutet.
Die anschließende, relativ flache Trogschulter wird von Nackentälern unterschiedlicher Typen und Sackungsstrukturen geprägt. Darin manifestiert sich die Hangauswärtsrotation (Nackentäler) in Kombination mit einem Nachsacken bergseitiger Partien (Sackungsstrukturen). Während nahe dem Abbruch gegen Süden (Druntobel, westlicher Südabbruch) meist Nackentäler der Typen B und C (verwittert und bedeckt) vorherrschen, folgen hangaufwärts meist Nackentäler des Typs D (wenig verstellt) bzw. seltener C (bedeckt).

Der Übergang zur Kammregion ist scharf und wird von Nackentälern des Typs A (frisch), seltener Typ B (verwittert) gekennzeichnet. Nördlich folgen typische Merkmale ausgesprochener Extension mit Gräben, Doppelgraten und Zugrissen.

Am Steilabbruch zum Val Strem sind Auflockerungserscheinungen entlang von Scherzonen deutlich zu erkennen. Zu bemerken ist, dass Auflockerungssäume an denjenigen Scherzonen intensiver entwickelt sind, die sich morphologisch als frische bzw. erodierte Nackentäler manifestieren.

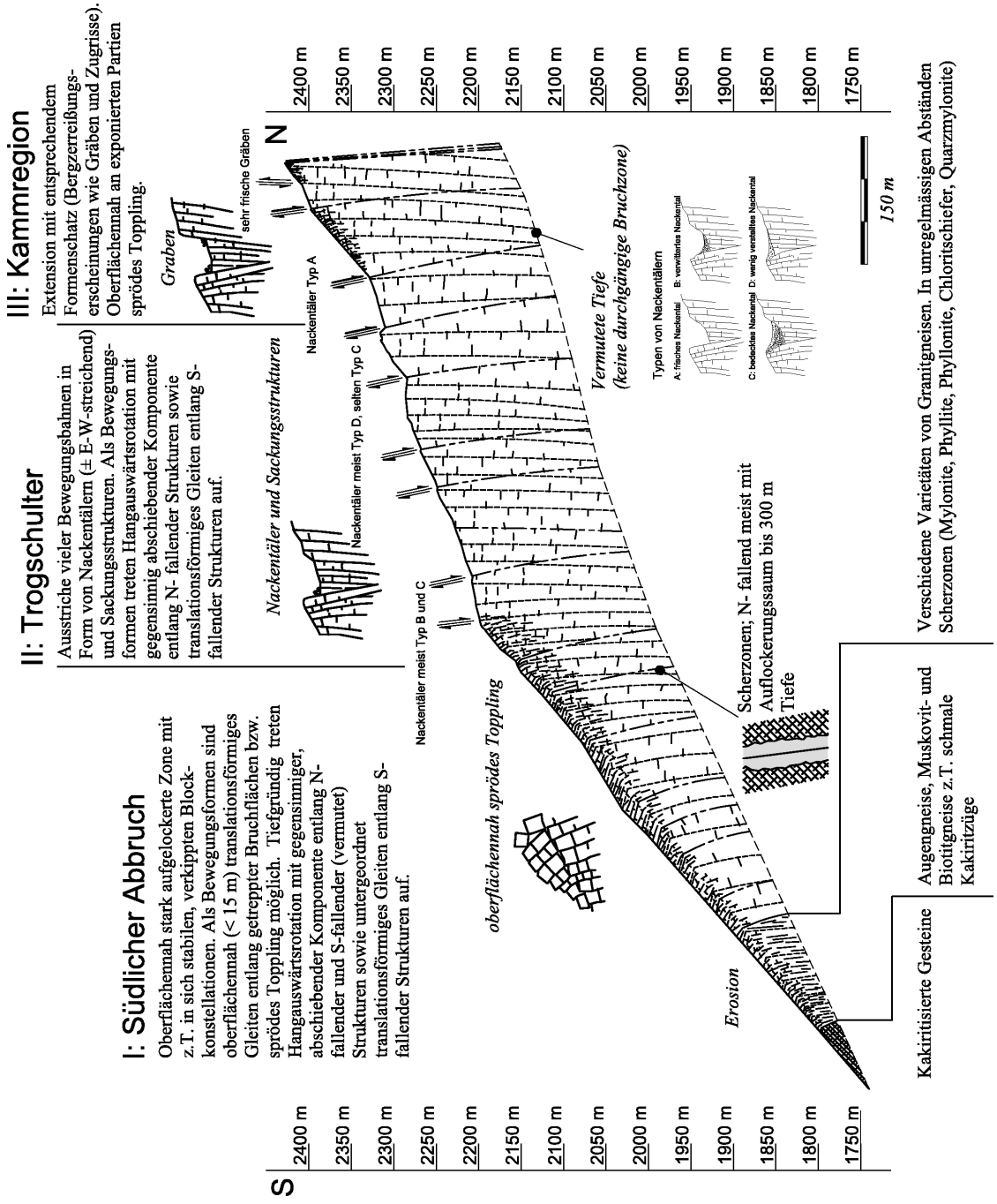



**Abb. 7-15**: Typisches, geologisches Modell des Cuolm Da Vi. Die Lage des exemplarischen Profils ist der **Abb. 5-7** zu entnehmen.

Eine Dreiteilung des Gebiets ist auch in petrographischer Hinsicht gegeben. Den kakiritisierten Gesteinen am Hangfuß folgt im N eine Zone mit vornehmlich wenig kompetenten Augengneisen. Den Hauptanteil der Instabilität nehmen Granitgneise verschiedener Varietäten ein, die von ± E-W-streichenden, selten N- und häufig S-fallenden Scherzonen unterschiedlicher Mächtigkeit und Zusammensetzung zerteilt werden.

# 8 Geotechnische Eigenschaften des Gebirges

*„In order to understand the behaviour of jointed rock masses, it is necessary to start with the components which go together to make up the system - the intact rock material and the individual discontinuity surfaces. Depending on the number, orientation and nature of the discontinuities, the intact rock pieces will translate, rotate or crush in response to stresses imposed on the rock mass"* [67].

## 8.1 Festgesteinseigenschaften (intaktes Gestein)

### 8.1.1 Allgemeines

Der Zusammenhang der Hauptnormalspannungskomponenten beim Bruch einer intakten Gesteinsprobe kann u.a. durch folgende Gleichung beschrieben werden [73]:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_{ci}(m_i \frac{\sigma_3}{\sigma_{ci}} + s_i)^{ai} \quad \textbf{[8-1]}$$

| | |
|---|---|
| $\sigma_1$ | *größere effektive Hauptspannung beim Bruch* |
| $\sigma_3$ | *kleinere effektive Hauptspannung beim Bruch* |
| $\sigma_{ci}$ | *Einaxiale Druckfestigkeit des intakten Gesteins* |
| $m_i, s_i, a_i$ | *Materialkonstanten; s = 1 für ungestörte Proben; a = 0,5* |

Die einaxiale Druckfestigkeit $\sigma_{ci}$ definiert zusammen mit den Materialkonstanten die Festigkeit intakter Gesteinsproben bei verschiedenen Spannungsverhältnissen.

„Intaktes Gestein" bezeichnet Abschnitte des Gebirges, die nicht von Trennflächen bzw. Brüchen durchsetzt sind. Hoek [67] geht dabei von einem elastischen und isotropen Körper aus. Innerhalb ausgeprägter Gneispartien, mit vorzugsorientierten Mineralkomponenten, existiert ein derart isotroper Gesteinskörper in Wirklichkeit nicht. Selbst in sehr kleinen Maßstabsbereichen sind Festigkeitsanisotropie und anisotrope Verformungseigenschaften allein durch das Korngefüge gegeben. Insbesondere Schichtsilikate haben, je nach Modalgehalt und Einregelung, einen deutlichen Einfluss. Zudem spielen die Verwitterung und der Sättigungsgrad eine wichtige Rolle. Schlussendlich ist die Festigkeit intakter Gesteinsproben durch folgende Faktoren zu charakterisieren:

- Einaxiale Druckfestigkeit: Der gebräuchlichste Begriff für die Festigkeit von Gesteinen ist die einaxiale Druckfestigkeit bei unbehinderter Seitenausdehnung. Sie dient in der Folge als wichtiger Baustein für die Ableitung der Scherparameter und Verformungseigenschaften des Gebirges (engl.: UCS Uniaxial Compressive Strength).
- Anisotropie: Der Einfluss der Anisotropie auf die Festigkeit intakter Gesteinsproben wurde bereits von vielen Autoren (u.a. [131]) beschrieben. Tsidzi [144] erarbeitete für Schiefer und Gneise mit einaxialer Druckfestigkeit zwischen 20 und 285 MPa eine Klassifikation. Die

niedrigste Festigkeit im einaxialen Druckversuch ergibt sich, wenn die Foliationsfläche in einem Winkel von 30°- 45° (allgemein 45°- Φ/2) zur Achse der Probenbelastung orientiert ist, die höchste Festigkeit bei 90° (senkrecht) (**Abb. 8-1**).

- Verwitterung: Chemische und physikalische Verwitterung führen zu Veränderungen der mineralischen Komponenten, der Textur, der Mineralbindung sowie der Mineralform, was mit einer Veränderung der mechanischen Eigenschaften einhergeht [61]. Verwitterungseinflüsse betreffen in der Regel mehr die Trennflächeneigenschaften als die Gesteinseigenschaften [123].
- Sättigungsgrad: Die verschiedenen Einflüsse des Wassergehalts auf die Gesteinsfestigkeit sind unumstritten. In der Vielzahl von Veröffentlichungen zu dieser Thematik ist diesbezüglich jedoch keine allgemeingültige Formulierung zu finden. Eine drastische Abminderung der Festigkeit von > 50% gegenüber der drainierten Festigkeit wird von vielen Autoren beschrieben [22; 26; 132].

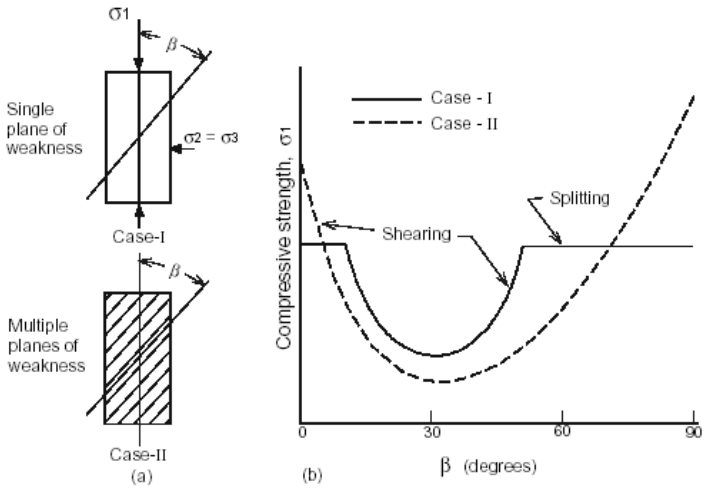



**Abb. 8-1**: Einaxiale Druckfestigkeit anisotroper Gesteine nach Palmström [123].

### 8.1.2 Einaxiale Druckfestigkeit ($\sigma_{ci}$) intakter Gesteine

Die Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit kann auf verschiedenen Wegen erfolgen [93].

1. Einaxialer Druckversuch: Direkte Bestimmung im Labor; Mehrfachtests minimieren Fehler.
2. Point-load-Index: Indirekte Bestimmung mit Punkt-Last-Gerät; Umrechnung mittels Korrelation; einfache Handhabung; gute Näherung zum einaxialen Druckversuch.
3. Schmidthammer-Test: Hammerschlag mit gleichbleibender Aufschlagsenergie; Rückfederweg wird gemessen. Beziehungen zum einaxialen Druckversuch sind nur schwer herzustellen.
4. Sound velocity test: Messung der p-Wellen-Geschwindigkeit. Beziehungen zum einaxialen Druckversuch sind nur schwer herzustellen.

5. Einfache Feldtests: Härtetest durch mechanisches Einwirken auf das Gestein (Hammer). Subjektive, erste Einschätzung der Druckfestigkeit über Klassifikationsansätze; grobe Einordnung.
6. Gesteinsbeschreibung und Literaturwerte: Beschreibung des Felstyps und der Felseigenschaften sowie Vergleich mit Literaturwerten. Subjektiv; eine grobe Einordnung der Felstypen ist möglich.

Die Punkte 1 bis 4 konnten in dieser Arbeit nicht durchgeführt werden. Die Punkte 5 und 6 werden im Weiteren kurz erläutert.

#### 8.1.2.1 Bestimmung von $\sigma_{ci}$ durch einfachen Feldtest

Der Test wird gemäß ISRM [86] mit einem Geologenhammer an etwa 10 cm dicken, ungestörten Gesteinsbruchstücken auf einer festen Unterlage mehrmals pro geologischer Einheit durchgeführt. Als Einschätzungsgrundlage dient der Klassifikationsvorschlag der ISRM [86]. (Klassifikation siehe **Anhang B**). Die Ergebnisse sind in der **Tab. 8-1** zusammengefasst.

**Tab. 8-1**: Ergebnisse der Feldtests nach ISRM (1980) und subjektiver Einschätzung der Anisotropie.

| Gestein | ISRM (1980) | Grade | $\sigma_{ci}$ (MPa) | Bemerkung |
|---|---|---|---|---|
| Helle Granitgneise | | | | |
| Typ 1 | strong rock | R4 | 50-100 | mäßig anisotrop |
| Typ2 | medium strong -strong rock | R3-R4 | 25-100 | mäßig anisotrop |
| Typ3 | medium strong rock | R3 | 25-50 | deutlich anisotrop |
| Flasrige Augengneise | medium strong rock | R3 | 25-50 | deutlich anisotrop |
| Hornblende-Paragneis | medium strong rock | R3 | 25-50 | mäßig anisotrop |
| Quarzite/Quarzmylonite | strong rock | R4 | 50-100 | stark anisotrop |
| Mylonitische Gneise | medium strong -strong rock | R3-R4 | 25-100 | stark anisotrop |
| Phyllite/Phyllonite | weak - medium strong rock | R2-R3 | 5-50 | stark anisotrop |
| Lamprophyre | weak - medium strong rock | R2-R3 | 5-50 | stark anisotrop |
| Kakirite | very weak - weak rock | R1-R2 | 1-25 | k.a. |

**R1-R4**: Einteilung nach Hoek (1981) $\sigma_{ci}$: Einaxiale Druckfestigkeit.

#### 8.1.2.2 Bestimmung von $\sigma_{ci}$ durch Gesteinsbeschreibung und Literaturwerte

Die Bestimmung stützt sich auf einfach zu erhebende Daten:

1. Gesteinstyp und Gesteinsname: Gesteinstyp (z.B. metamorphes Gestein) und Gesteinsname (z.B. Quarzit)
2. Abschätzung der einaxialen Druckfestigkeit: Annhand der genauen petrographischen Einordnung kann die einaxiale Druckfestigkeit mit Hilfe von Literaturdaten abgeglichen bzw. abgeschätzt werden. Eine Zusammenstellung von Werten unterschiedlichster Autoren und Lokalitäten ist im **Anhang B** zu finden.

3. Abschätzung der Anisotropie: Einfache Verfahren zur Abschätzung beschreibt Tsidzi [142-144]. Sein Klassifikationsvorschlag liefert einen Faktor fA (FOLIATION ANISOTROPY FACTOR), wonach die min. einaxiale Druckfestigkeit nach folgender Formel abzuschätzen ist: $\sigma_{ci}$ min = $\sigma_{ci}$ max/ $fA$. Das Klassifikationsschema ist im **Anhang B** zusammengestellt.
4. Abschätzung des Verwitterungsgrad: Aufgrund der hohen Variationsbreite ist diese hier nicht dargestellt.

Nachfolgende Tabelle (**Tab. 8-2**) fasst die Ergebnisse der Abschätzung nach der Methode der Gesteinsbeschreibung zusammen.

**Tab. 8-2**: Einaxiale Druckfestigkeit nach der Methode der Gesteinsbeschreibung.

| Gesteine | $\sigma_{ci\ max}$ (MPa) | Mittel (MPa) | $F_i$ | fA | rate | $\sigma_{ci\ min}$ (MPa) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Helle Granitgneise | | | | | | |
| Typ 1 | 60-90 | 75 | 2-2,5 | 1,29-1,38 | weakly foliated | 47-70 |
| Typ2 | 60-80 | 70 | 2,5-3 | 1,38-1,46 | weakly foliated | 44-58 |
| Typ3 | 40-60 | 50 | 3,5-4 | 1,55-1,63 | moderately foliated | 26-39 |
| Flasrige Augengneise | 30-50 | 40 | 4-5 | 1,63-1,8 | moderately foliated | 18-31 |
| Hornblende-Paragneis | 40-50 | 45 | <1,5 | <1,21 | Very weakly foliated | 33-41 |
| Quarzite/Quarzmylonite | 80-100 | 90 | 1,5-2 | 1,21-1,29 | weakly foliated | 66-82 |
| Mylonitische Gneise | 50-70 | 60 | 4-5 | 1,63-1,8 | moderately foliated | 30-43 |
| Phyllite/Phyllonite | 30-50 | 40 | 6-7 | 1,63-1,8 | strongly foliated | 15-25 |
| Lamprophyre | 70-90 | 80 | <1,5 | <1,21 | Very weakly foliated | 57-74 |
| Kakirite | k.a. | k.a. | k.a. | k.a | k.a. | k.a. |

**$\sigma_{cimax}$**: maximale einaxiale Druckfestigkeit; **$F_i$**: Foliation Index [142]; **fA**: Foliation Anisotropy Factor [142]; **rate**: Einteilung der Anisotropie [142]; **$\sigma_{cimin}$**: errechnete minimale einaxiale Druckfestigkeit.

Die ermittelten einaxialen Druckfestigkeiten stimmen weitgehend mit Laborwerten vom Gotthard Basistunnel (**Tab. 8-3**) an vergleichbaren Gesteinstypen überein [2; 82; 83].

**Tab. 8-3**: Einaxiale Druckfestigkeiten. **GBT**: Gotthardt Basistunnel.

| Gesteine GBT | Cuolm Da Vi | Mittel (MPa) | max/min (MPa) |
|---|---|---|---|
| Variszisch gebänderte Gneise | Granitgneise | 75 | 45-151 |
| Normale Glimmergneise | | 57 | 25-130 |
| Wechsellagerungen Gneise/Schiefergneise | | 50 | 25-130 |
| Schiefergneise | Flasrige Augengneise | 40 | 20-116 |
| Wechsellagerung Schiefregneise/Schiefer | | 35 | 20-116 |
| Schiefer (Phyllitte) | Phyllite/Pyllonite | 30 | 37-50 |

### 8.1.3 Scherfestigkeit des intakten Gesteins

Eine Einschätzung der Scherfestigkeit des intakten Gesteins ohne entsprechende Laboruntersuchungen ist nur mit verschiedenen Annahmen möglich. An dieser Stelle genügt jedoch eine grobe Einordnung. Nach Jaeger & Cook [91] lassen sich aus den Ergebnissen eines einaxialen Druckversuches (Annahme: lineares Verhalten) der Reibungswinkel Φ und die Kohäsion c ein-

fach errechnen. Im Mohr-Coulomb-Bruchkriterium kann die größte Hauptnormalspannung $\sigma_1$ nach folgender Gleichung dargestellt werden.

$$\sigma_1 = \frac{2c\cos\phi}{(1-\sin\phi)} + \frac{1+\sin\phi}{1-\sin\phi}\sigma_3 \qquad \textbf{[8-2]}$$

Im einaxialen Druckversuch ist $\sigma_3 = 0$, wodurch der zweite Teil der Gleichung ebenfalls 0 ergibt. Die einaxiale Druckfestigkeit entspricht letztlich $\sigma_1$ beim Versagen des Probenkörpers und die Gleichung kann wie folgt umformuliert werden:

$$c = \sigma_c \frac{1-\sin\phi}{2\cos\phi} \qquad \textbf{[8-3]}$$

Aus dem Winkel zwischen der Bruchflächennormalen und der Probenachse (β) ist der Reibungswinkel zu errechnen:

$$\phi = 2\beta - 90° \qquad \textbf{[8-4]}$$

In Rahmen dieser Arbeit sind keine einaxialen Versuche durchgeführt worden, wodurch Angaben zum Winkel β fehlen. Im Weiteren werden Reibungswinkel in einem groben Rahmen abgeschätzt bzw. aus den Labordaten vom GBT herangezogen [83]; die Kohäsion wird errechnet (**Tab. 8-4**).

**Tab. 8-4**: Abschätzung der Scherfestigkeit des intakten Felsens.

| Gesteine | $\sigma_{ci\ max}$ (MPa) | $\sigma_{ci\ min}$ (MPa) | $\Phi_{max}$ (°) | $c_{max}$ (MPa) | $c_{min}$ (MPa) |
|---|---|---|---|---|---|
| Helle Granitgneise | | | | | |
| Typ 1 | 75 | 59 | 40-45 | 16-17 | 12-14 |
| Typ2 | 70 | 51 | 40-45 | 14-16 | 11-12 |
| Typ3 | 50 | 33 | 40-45 | 10-12 | 7-8 |
| Flasrige Augengneise | 40 | 25 | 35-40 | 9-10 | 6-7 |
| Hornblende-Paragneis | 45 | 37 | 40-45 | 9-10 | 8-9 |
| Quarzite/Quarzmylonite | 90 | 74 | 45-50 | 16-19 | 13-15 |
| Mylonitische Gneise | 60 | 37 | 40-45 | 12-14 | 8-9 |
| Phyllite/Phyllonite | 40 | 20 | 40-45 | 8-9 | 4-5 |
| Lamprophyre | 80 | 66 | 40-45 | 17-19 | 14-15 |
| Kakirite | k.a. | k.a. | k.a. | k.a. | k.a. |

**$\sigma_{cimax}$**: maximale einaxiale Druckfestigkeit (Mittelwert); **$\sigma_{cimin}$**: errechnete minimale einaxiale Druckfestigkeit (Mittelwert); **$\Phi_{max}$**: geschätzte Spitzenreibung; **$c_{max}$**: errechnete Kohäsion.

Die errechneten Werte zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Werten für intakte Gesteinsproben aus den Laborversuchen vom GBT [83].

## 8.2 Trennflächeneigenschaften

*„ Description and classification of joints is extremely important for many geotechnical problems. It is therefore desirable to describe and classify the joints in such a manner that their influence can be assessed qualitatively and, if possible, quantitatively." Fecker, E. [53].*

Im Zusammenhang mit der Scherfestigkeit des Gebirges beschreiben Brosch et al. (1990) (in: [129]) die wesentliche Rolle der Trennflächen treffend:

*„Die Scherfestigkeit des Gebirges ist eine äußerst komplexe Eigenschaft, die sich aus Scherfestigkeitsanteilen von Materialbrücken und aus dem Reibungswiderstand von Trennflächen zusammensetzt. Je mehr Trennflächen vorhanden sind und je weiter dieselben durchgerissen sind, desto geringer wird die Verbandsfestigkeit eines Gebirgsbereiches sein. Sind alle Flächen durchgerissen, wirkt nur noch der von den Unebenheiten der Fläche abhängige Reibungswinkel, wobei bei niedrigen Normalspannungen deren Geometrie, bei hohen Normalspannungen deren Kohäsion maßgeblich ist. Bei großen Scherverformungen wird schließlich die Restscherfestigkeit erreicht."*

### 8.2.1 Allgemeines zur qualitativen Beschreibung von Trennflächen

Zur geotechnischen Beschreibung von Trennflächen (qualitative Beschreibung) sowie zur Abschätzung der Scherfestigkeit (quantitative Beschreibung) entlang der Diskontinuität finden sich unzählige Publikationen. Die meist zitierten Arbeiten stammen von Barton, Choubey, Bandis, Patton sowie von Fecker [6; 7; 9; 53; 125]. Die nötigen Merkmale für eine quantitative Aussage einer Trennfläche sind:

- Trennflächenerstreckung, Durchdringung und Öffnungsweite: Neben der Bedeutung für die Kluftkörperform stehen vor allem maßstabsbedingte Variationen der Scherfestigkeit mit der Probenlänge sowie der Verbund der Wandungen im Vordergrund.
- Charakter der Trennflächenwandung (Form, Unebenheiten, Zwischenmittel und Bestege): Die Scherfestigkeit der Trennfläche wird maßgeblich vom Verwitterungszustand, der Trennflächenrauhigkeit unter verschiedenen Betrachtungsmaßstäben sowie der Festigkeit vorstehender Zacken bestimmt.

### 8.2.2 Allgemeines zur quantitativen Beschreibung von Trennflächen

Die Spitzenreibung einer Trennfläche hängt von der Form, Größe und Zahl der Unebenheiten ab, während die Restreibung eine Kenngröße des Materials ist [53]. Dies bedeutet, dass je nach

Genese einer Kluft im selben Gestein Spitzenreibungswerte sehr unterschiedlich ausfallen können, hingegen die Restreibung relativ konstant bleibt.
Die Festigkeit einer Trennfläche ist dann überschritten, wenn für fortwährende Verschiebungen keine weitere Steigerung der Scherkräfte erforderlich ist.
Der mobilisierbare Reibungswiderstand einer Trennfläche steht in einem direkten Zusammenhang mit der Normalspannung ($\sigma_n$) und variiert mit dem Weg der Scherverformung ($\varepsilon$). Für einen gegebenen Wert der Normalspannung ($\sigma_n$) und der Verformung ($\varepsilon$) liegt die Abhängigkeit der mobilisierbaren Scherfestigkeit der Trennfläche in der Dilatanz, der Scherfestigkeit der Trennflächenwandung (insbesondere vorstehender Zacken) und den grundlegenden Reibungskomponenten [6].

### 8.2.3 Grundlegendes zur Scherfestigkeit von Trennflächen

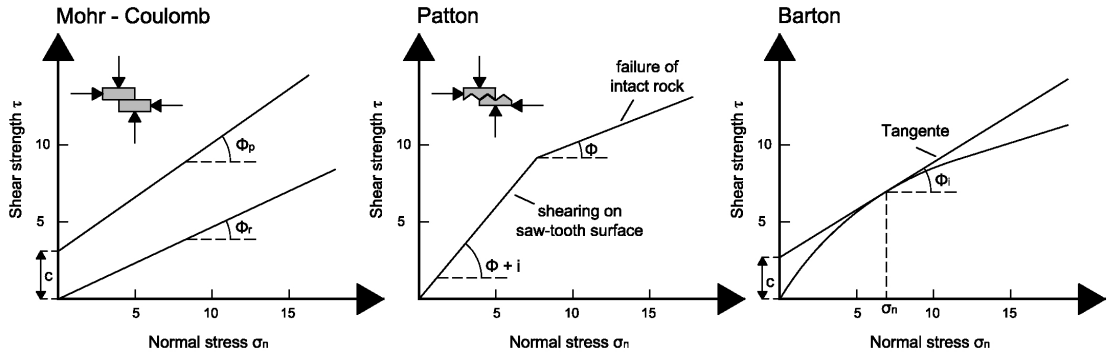



**Abb. 8-2**: Zusammenhang zwischen Normalspannung und Scherfestigkeit nach den Theorien von Mohr-Coulomb, Patton [125] und Barton [9].

Theorie nach Mohr-Coulomb: Der Zusammenhang zwischen Normalspannung $\sigma_n$ und Scherfestigkeit $\tau$ (**Abb. 8-2**) ist linearer. Das Bruchkriterium beschreibt die Scherfestigkeit - ausgedrückt durch den Reibungswinkel $\phi$ und die Kohäsion c - für absolut planare Flächen. Wird die maximale Scherfestigkeit des Materials ($\phi_p$, $c_p$) erreicht, fällt die Festigkeit in der Regel auf einen Restwert ($\phi_r$, $c_r$) ab. Folgende Gleichungen beschreiben die Scherfestigkeit der Trennfläche:

**[8-5]** $$\tau_p = c + \sigma_n \cdot \tan\phi_p$$

(p: peak) bzw. nach Abfall auf die Restfestigkeit (r)

**[8-6]** $$\tau_r = \sigma_n \cdot \tan\phi_r$$

Theorie nach Patton (1966): Trennflächen in natürlichen Festgesteinen sind in der Regel nie planar. Sie sind durch ihre Oberflächenstruktur verzahnt. Die vorstehenden Zacken und der wellige Verlauf haben einen Einfluss auf die Scherfestigkeit. Patton [125] demonstrierte diesen Einfluss durch verschiedene Experimente. Beim Abschervorgang müssen die Zacken überwun-

den werden, was sich zunächst in einer Volumenzunahme (Dilatanz, hier: i) äußert (**Abb. 8-2**). Bei hohen Normalspannungen wird die Scherfestigkeit des intakten Gesteins überschritten bzw. die vorstehenden Zacken abgeschert. Patton formuliert die Scherfestigkeit einer Trennfläche nach der Gleichung:

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan(\phi + i) \qquad \textbf{[8-7]}$$

Theorie nach Barton (1973): Pattons Theorie beschreibt eine sehr abrupte Veränderung der Festigkeit. In der Realität ist der Anstieg der Normalspannung zur Scherfestigkeit proportional. Demnach ist nicht von einer abrupten, sondern von einer graduellen Entwicklung auszugehen. Bei sehr hohen Normalspannungen ist die Dilatation behindert und vorstehende Zacken werden abgeschert. Barton et al. [6; 9; 11; 13] entwickelten diesbezüglich eine Formulierung, die den nichtlinearen Zusammenhang zwischen Scherfestigkeit und Normalspannung treffender beschreibt. Die Methode besteht aus drei Komponenten: $\phi_b$, JRC und JCS, ein Basis- bzw. Restreibungswinkel für planare, nicht dilatante Oberflächen, der die Untergrenze der Scherfestigkeit definiert. Dazu wird eine Rauhigkeitskomponente (Dilatanz) i addiert. Diese Komponente ist von drei Faktoren abhängig: der Normalspannung, der Scherfestigkeit der Trennflächenwandung, insbesondere der Sägezahnstruktur (JCS: Joint wall compressive strength) sowie der Oberflächenausbildung (JRC: Joint roughness coefficient). JRC schwankt zwischen 0 und 20 (smooth to very rough).

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan\left(\phi_b + JRC \log_{10}\left(\frac{JCS}{\sigma_n}\right)\right) \qquad \textbf{[8-8]}$$

Der Einfluss des Porenwasserdrucks u auf die Scherfestigkeit von Trennflächen lässt sich anhand folgender Gleichung erläutern:

$$\tau = \left(\sigma_n - u\right) \cdot \tan\left(\phi_b + JRC \log_{10}\left(\frac{JCS}{\sigma_n}\right)\right) \qquad \textbf{[8-9]}$$

Eine Reduzierung der effektiven Normalspannung führt zu einer verminderten Scherfestigkeit. Generell bleiben die Scherparameter konstant, unabhängig davon, ob Wasser vorhanden ist oder nicht (Ausnahmen sind z.B. quellfähige Materialien).

### 8.2.4 Methodik

Methoden zur Beschreibung von Trennflächen richten sich in dieser Arbeit nach der Anwendbarkeit und späteren Umsetzbarkeit (Verwendung im Geological-Strength-Index (GSI) ([72]; Modfikation nach Cai et al. [23]) sowie der Ermittlung der Spitzenscherfestigkeit nach dem empirischen Ansatz von Barton (JRC-JCS; JRC: Joint Roughness Coefficient; JCS: Joint Wall Compressive **S**trength) [9]. Als geeignet erscheint die Anwendung des Joint Condition Faktors

($J_C$) [123] in Verbindung mit der Beschreibung der Trennflächen nach dem JRC-JCS-Ansatz [9].

Vereinfachungen müssen aufgrund der Variationsbreite der Trennflächenausbildung in Kauf genommen werden. Die folgenden Beschreibungen dienen nur der groben Einordnung und Einschätzung der geotechnischen Eigenschaften.

*„The success of the field investigation will depend on the geologist`s ability to recognise and describe in a quantitative manner those factors which the engineer can include in his analysis" Piteau (1979) in: [123].*

### 8.2.4.1 JRC-JCS-Ansatz

Bartons empirischer Ansatz [7; 9; 13] ermöglicht aus den Komponenten Rauhigkeit (JRC), Festigkeit vorstehender Zacken (JCS), Basisreibungswinkel ($\Phi_b$) und Annahmen zur Normalspannung ($\sigma_n$) Spitzenscherfestigkeiten von Klüften zu ermitteln. Es wird vorausgesetzt, dass die Trennfläche trocken und zwischenmittelfrei ist.

JRC (Joint Roughness Coefficient): Die Bestimmung erfolgt im visuellen Abgleich der Trennflächenrauhigkeit mit standardisierten Rauhigkeitsprofilen im Feld [13]. Alternativ können die Amplituden vorstehender Unebenheiten entlang eines definierten Profils direkt gemessen werden (**Abb. 8-3**).

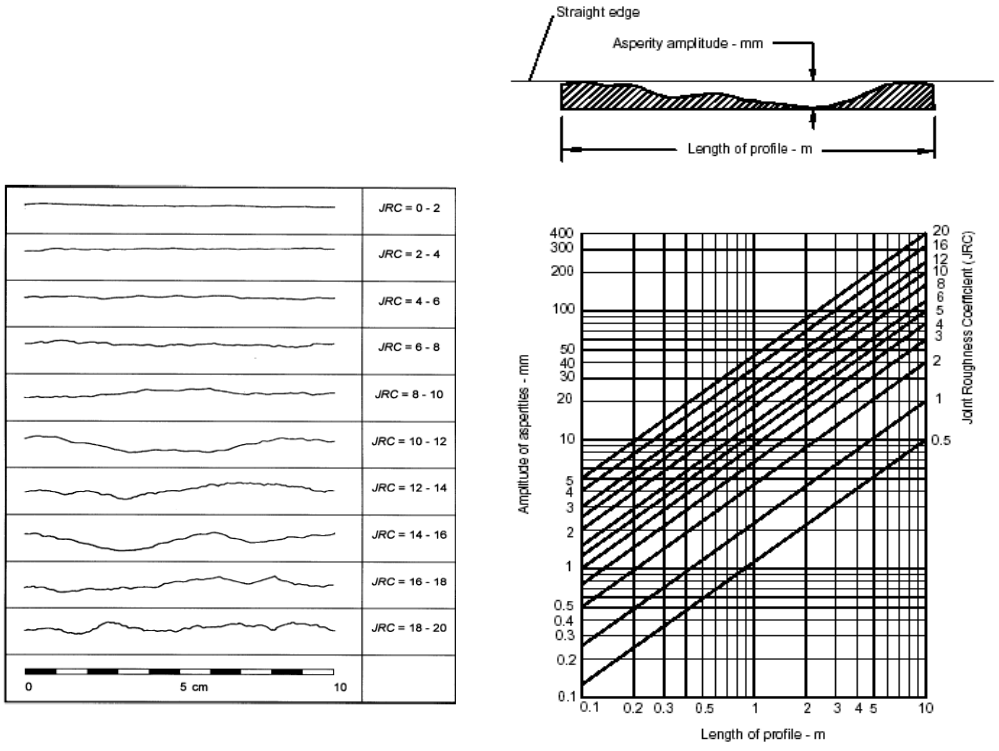



**Abb. 8-3**: Möglichkeiten zur Bestimmung des JRC [13].

JCS (Joint wall Compressive Strength): Bei sehr frischen, unverwitterten Trennflächen entspricht der JCS der einaxialen Druckfestigkeit des intakten Gesteins. In dieser Arbeit wird die mittlere einaxiale Druckfestigkeit für JCS angenommen.

Maßstabseffekte: Um die zum Teil erheblichen Maßstabseffekte zu quantifizieren, führten Barton & Bandis [12] nach extensiven Laboruntersuchungen nachfolgende Gleichungen ein:

für die Festigkeit vorstehender Zacken: $$JCS_n = JCS_0 \left( \frac{L_n}{L_o} \right)^{-0.03 JRC0}$$ **[8-10]**

für die Trennflächenrauhigkeit: $$JRC_n = JRC_0 \left( \frac{L_n}{L_o} \right)^{-0.02 JRC0}$$ **[8-11]**

wobei $JCS_n$, $JCS_0$: Joint compressive strength für insitu Blockgröße bzw. Labormaßstab (100 mm); $L_n$, $L_o$: Insitu bzw. Laborgröße; JRC: Joint roughness coefficient (Labormaßstab).

Der Zusammenhang zwischen Normalspannungen und Scherspannungen des Bruchkriteriums nach Barton [7; 9; 13] ist nicht linear. Die Scherfestigkeit, ausgedrückt durch den Reibungswinkel und die Kohäsion, ist demzufolge unter der Annahme einer Normalspannung und der dazugehörigen tangentialen Anpassung zu ermitteln (vgl. **Abb. 8-2**). Barton [7; 9; 13] spricht von der „instantaneous friction" ($\Phi_i$), der „instantaneous cohesion" ($c_i$) und der „instantaneous dilation" (i), die nach folgenden Gleichungen zu ermittelt sind:

**[8-12]** $$\phi_i = \arctan\left( \frac{\partial \tau}{\partial \sigma_n} \right)$$

**[8-13]** $$c_i = \tau - \sigma_n \tan \phi_i$$

**[8-14]** $$i = JRC \log_{10}\left( \frac{JCS}{\sigma_n} \right)$$

### 8.2.4.2 Joint Condition Faktor ($J_C$)

Trennflächen werden anhand folgender Eigenschaften charakterisiert (der $J_c$ fließt später direkt in den GSI ein):

- Die Rauhigkeit der Trennflächenwandung, die in Form des Joint roughness Factor $J_R$, der gleich wie beim Q-Ansatz [10] durch die „smoothness" ($J_S$, großmaßstäbliche Unebenheiten) und „waviness" ($J_W$, kleinmaßstäbliche Unebenheiten) der Trennflächenwandung zu beschreiben ist. Großmaßstäbliche Unebenheiten führen selbst bei sehr hohen Scherspannungen zu Dilatanz, da sie zu groß sind um abgeschert zu werden. Kleinmaßstäbliche Unebenheiten werden hingegen sehr rasch abgeschert.
- Den Charakter der Trennflächenwandung, eingeschlossen der Scherfestigkeit, etwaige Füllungen und der Öffnungsweite in Form des Joint alteration Factors $J_A$.
- Die Länge und Kontinuität der Trennfläche, wird durch den Joint size factor $J_L$ ausgedrückt.

**[8-15]** $$J_C = \frac{J_W J_S}{J_A} \quad J_R = J_W J_S$$

| | | |
|---|---|---|
| *Definition nach Cai et al. [23]* | $J_W$ | *Joint waviness factor* |
| | $J_S$ | *Joint smoothness factor* |
| | $J_A$ | *Joint alteration factor* |
| *Barton [10]* | $J_R$ | *Joint roughness factor* |

Genau wie beim Q-Ansatz [10] kann das Verhältnis $J_R/J_A$ als grobe Einschätzung des Reibungskoeffizienten (Spitzenwert) herangezogen werden (auch der umgekehrte Weg ist denkbar).

**[8-16]** $$J_R / J_A = \arctan(\phi_p) = \arctan(\phi_b + i)$$

Die Abschätzung des Reibungswinkels für planare Felsflächen (Restreibungswinkel) $\phi_b$ erlaubt die Bestimmung des maximalen Dilatanzwinkels i. Für Basisreibungswinkel geben Barton [8] sowie Barton & Choubey [13] folgende Werte an:

**Tab. 8-5**: Basisreibungswinkel [8]; [13].

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Gneise | trocken | 26-29° | Amphibolithe | trocken | 32° |
| | feucht | 23-26° | Porphyre | trocken | 31° |
| Feinkörnige Granite | trocken | 31-35° | Schiefer | feucht | 22-30° |
| | feucht | 29-31° | | trocken | 21° |

## 8.2.5 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in den nachfolgenden Tabellen **Tab. 8-6** (JRC-JCS) und **8-7** (Jc) zusammengefasst:

**Tab. 8-6**: Zusammenfassung der Ergebnisse des JRC-JCS-Ansatzes.

| | | JRC-JCS | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Gestein | Trennflächen | JRC (-) | JCS (MPa) | $\Phi_i$ (°) | ci (kPa) | i (°) |
| Granitgneis | $K_1$ | 8-10 | 60 | 29,9 | 100 | 4,4 |
| | $K_2$ | 10-12 | 60 | 35,5 | 120 | 4,2 |
| | $K_3$ | 10-12 | 60 | 35,5 | 120 | 4,2 |
| Flasrige Augengneise | $K_1$, $K_2$, $K_3$ | 5-7 | 40 | 28,5 | 80 | 3,7 |
| Hornblende-Paragneis | $K_1$, $K_2$, $K_3$ | 10-12 | 45 | 31,5 | 110 | 3,6 |
| Quarzite/Quarzmylonite | $Sa_1$, $Sa_2$ | 1-2 | 90 | 24 | 30 | 2,1 |
| Mylonitische Gneise | $Sa_1$, $Sa_2$ | 1-2 | 60 | 23,7 | 30 | 1,6 |
| Phyllite/Phyllonite | $Sa_1$, $Sa_2$ | 2-3 | 40 | 26,4 | 40 | 2,4 |
| Lamprophyre | $K_1$ | 3-5 | 80 | 33,7 | 70 | 4,0 |

**JRC**: Joint roughness coefficient (Profillänge 10 cm); **JCS**: Joint compressive strength (Profillänge 10 cm); **$\Phi_i$**: Reibungswinkel für insitu Blockgröße 5 m und $\sigma_n$ = 2 Mpa; **$c_i$**: Kohäsion für insitu Blockgröße 5 m und $\sigma_n$ = 2 Mpa; **i**: Dilatanz für insitu Blockgröße 5 m und $\sigma_n$ = 2 Mpa.

**Tab. 8-7**: Zusammenfassung der Ergebnisse des Jc-Ansatzes (Mittelwerte).

| | | Joint Condition Factor | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gestein | Trennflächen | $J_w$ (-) | Js (-) | $J_R$ $J_w$*Js | $J_A$ (-) | $J_C$ (-) | $\Phi_b$ (°) | mittel (°) | $\Phi_b$ +i* (°) |
| Granitgneis | $K_1$ | 1,5 | 1,5 | 2,25 | 2 | 1,13 | 26-29 | 27,5 | 48 |
| | $K_2$ | 1,5 | 2 | 3 | 1 | 3 | 30-35 | 32,5 | 71 |
| | $K_3$ | 1,5 | 2 | 3 | 1 | 3 | 30-35 | 32,5 | 71 |
| Flasrige Augengneise | $K_1$, $K_2$, $K_3$ | 1,5 | 1 | 1,5 | 2 | 0,75 | 25-28 | 26,5 | 36 |
| Hornblende-Paragneis | $K_1$, $K_2$, $K_3$ | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 28-32 | 30 | 45 |
| Quarzite/Quarzmylonite | $Sa_1$, $Sa_2$ | 1 | 0,75 | 0,75 | 1,5 | 0,5 | 20-25 | 22,5 | 26 |
| Mylonitische Gneise | $Sa_1$, $Sa_2$ | 1 | 1 | 1,0 | 2 | 0,25 | 20-25 | 22,5 | 26 |
| Phyllite/Phyllonite | $Sa_1$, $Sa_2$ | 2 | 0,6 | 1,2 | 2 | 0,6 | 24-26 | 25 | 31 |
| Lamprophyre | $K_1$ | 1 | 1,5 | 1,5 | 2 | 0,75 | 30-32 | 31 | 36 |

**$J_w$**: Joint waviness factor; **$J_s$**: Joint smoothness factor; **$J_R$**: Joint roughness factor; **$J_A$**: Joint alteration factor; **$J_c$**: Joint condition factor; **$\Phi_b$**: Basisreibungswinkel; **$\Phi_b$ +i**: Spitzenwert der Reibung (gilt für sehr niedrige Normalspannungen)

Gute Übereinstimmungen zeigen sich im Vergleich zu Literaturwerten. Die Labordaten von Czech & Huber [37] liefern für Klüfte in verschiedenen vergleichbaren Gneisen Reibungswerte zwischen 26 und 37° und Kohäsionen zwischen 0 und 0,2 MPa. Duncan et al. [44] erstellten aus einer Vielzahl von Publikationen typische Bereiche für Reibungswinkel (**Tab. 8-8**) unterschiedlicher Gesteinstrennflächen zusammen, welche die Ergebnisse des empirischen Ansatzes nach Barton [7; 9; 13] für die Gesteinstrennflächen am Cuolm Da Vi bestätigen.

**Tab. 8-8**: Typische Schwankungsbereiche für Reibungswinkel unterschiedlicher Gesteinstrennflächen [44].

| Rock Class | Friction Angel Range (°) | Typical Rock Types |
|---|---|---|
| Low friction | 20 to 27 | Schists (high mica content), shale, marl |
| Medium friction | 27 to 34 | Sandstone, siltstone, chalk, gneiss, slate |
| High friction | 34 to 50 | Basalt, granit, limestone, conglomerat |

## 8.3 Gebirgseigenschaften

### 8.3.1 Geotechnische Klassifikation und Kluftkörperform

#### 8.3.1.1 Allgemeines zum GSI-Ansatz

In dieser Arbeit kommt der GSI- Ansatz (Geological Strength Index) [72] zur Anwendung. Im Folgenden sind die Eingangsdaten und die Datenerhebung für den GSI-Ansatz dargestellt:

$\sigma_{ci}$ Einaxiale Druckfestigkeit des intakten Fels (siehe Festgesteinseigenschaften).

$m_i$ Materialkonstante für intakten Fels. Literaturwerte: Hoek & Brown [70] liefern Vorschläge typischer Werte für unterschiedliche Gesteinstypen.

GSI Im Wesentlichen beschreibt der GSI die Kluftkörperform und Oberflächenausbildung. Erhebung nach dem Chart von Cai et al. [23].

D Disturbance Faktor; beschreibt den Grad der Zerrüttung eines Felsverbandes in Folge von Sprengungen bzw. Entlastung (Relaxation); wird bei Hangbewegungen im Fels meist zwischen D = 0,5-1 angenommen.

#### 8.3.1.2 Ableitung der Scherfestigkeit

Die Gleichung **8-1** für intaktes Gestein (vgl. Festgesteinseigenschaften) ist für die Gebirgsfestigkeit folgendermaßen umzuformulieren:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_{ci}\left(m_b \frac{\sigma_3}{\sigma_{ci}} + s_b\right)^{ab} \quad \textbf{[8-17]}$$

Die grundlegende Änderung besteht darin, dass die Materialkonstanten $m_i$, $s_i$ und $a_i$ für intaktes Gestein (siehe [**8-1**]) durch $m_b$, $s_b$ und $a_b$ für das Gebirge ersetzt werden. Alle drei Konstanten lassen sich als eine Funktion des GSI und des Faktors D ausdrücken [72] (Gleichungen hier nicht dargestellt).

Wie obige Gleichung zeigt, beschreibt das Hoek-Brown-Kriterium die nicht lineare Beziehung zwischen den beiden Hauptspannungskomponenten (**Abb. 8-4**) und nicht wie im linearen Mohr-Coulomb-Bruchkriterium zwischen Scherspannung und Normalspannung:

$$\tau = c + \sigma_n \tan\phi \quad \textbf{[8-18]}$$

Hoek et al. [72], Jaeger & Cook [91] sowie Goodman [57] formulieren die Beziehung zwischen $\sigma_1$ und $\sigma_3$ des Mohr-Coulomb-Bruchkriterium folgendermaßen:

$$\sigma_1 = \frac{2c + \cos\phi}{1 - \sin\phi} + \frac{1 + \sin\phi}{1 - \sin\phi}\sigma_3 \quad \textbf{[8-19]}$$

Durch eine Kurvenanpassung kann für einen gegebenen Wert des maximalen Seitendrucks $\sigma_{3max}$ (**Abb. 8-4**) eine akzeptable Anpassung der beiden Bruchkriterien erreicht und die konstitutiven Parameter des Mohr-Coulomb-Bruchkriterium (Reibungswinkel, Kohäsion Zugfestigkeit) errechnet werden (Gleichungen zur Ermittlung der Scherparameter und Richtlinien zur Festlegung von $\sigma_{3max}$ sind hier nicht dargestellt).

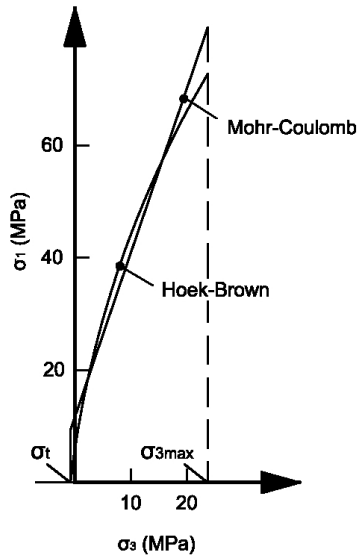



**Abb. 8-4**: Beziehung zwischen der größten und kleinsten Hauptspannung beim Bruch nach dem Hoek-Brown-Bruchkriterium und der Anpassung für das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium [72].

Nach Festlegung der Eingangsdaten sind folgende Parameter zu errechnen:

- Die einaxiale Druckfestigkeit des Gebirges $\sigma_c$ ($\sigma_3 = 0$).
- Die Zugfestigkeit des Gebirges $\sigma_t$ ($\sigma_1 = \sigma_3 = \sigma_t$; „biaxial tension"; nur für Materialien gültig, die sich spröd verhalten). Ansonsten: Zugfestigkeit ~ Kohäsion/10.
- Das E-Modul des Felsverbandes (unterschiedliche Formulierungen für $\sigma_{ci}$ < 100 MPa bzw. > 100 MPa). Bei der Annahme D = 1 reduziert sich das E-Modul nach den Formulierungen von Hoek et al. [72] (Gleichung [**8-22**]) um den Faktor 0,5 (wird als zu niedrig erachtet).
- Den Reibungswinkel Φ und die Kohäsion c.

### 8.3.1.3 Festlegung des GSI Wertes

Die GSI-Ermittlung nach Cai et al. [23] beruht auf einer erweiterten Form des ursprünglichen GSI-Charts (**Abb. 8-7).** Vereinfachungen ergeben sich dadurch, dass die qualitative Charakterisierung der Klüfte ($J_c$: Joint Condition Faktor; siehe Trennflächeneigenschaften) sowie die quantitative Beschreibung der Blockvolumina ($V_b$) zunächst getrennt voneinander bestimmt werden. Subjektive Fehleinschätzungen reduzieren sich auf ein Minimum. Die Erhebung des $J_c$ wurde bereits im vorausgegangen Kapitel erörtert. Blockvolumina lassen sich aus den Kluftabständen, der Orientierung, der Anzahl der Kluftsysteme sowie der Persistenz nach folgenden Gleichungen ermitteln (erstere gilt für persistente Klüfte ohne Materialbrücken):

$$V_b = \frac{s_1 s_2 s_3}{\sin\gamma_1 \sin\gamma_2 \sin\gamma_3} \qquad \textbf{[8-20]}$$

oder

$$\textbf{[8-21]} \quad V_b = \frac{s_1 s_2 s_3}{\sqrt[3]{p_1 p_2 p_3}\,\sin\gamma_1 \sin\gamma_2 \sin\gamma_3}$$

wobei: $\mathbf{s_i}$ = Kluftabstand, $\boldsymbol{\gamma_i}$ = Winkel zwischen den Kluftsystemen und $\mathbf{p_i}$ = Persistenz.

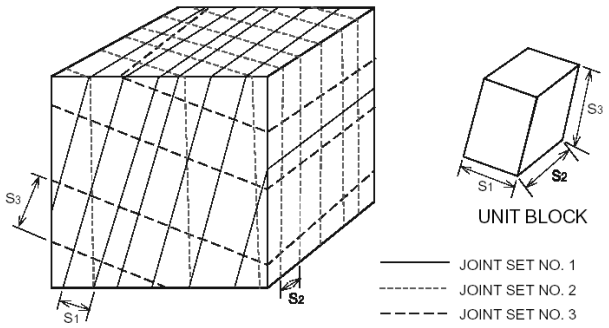



**Abb. 8-5**: Block mit 3 Kluftsystemen. $S_1$ – $S_3$: Kluftabstände [123].

Der Einfluss der Persistenz auf die Blockgröße und damit auf die Scherfestigkeit des Gebirges ist enorm. Materialbrücken entlang nicht persistenter Klüfte führen zu wesentlich größeren Blockvolumina und dadurch zu sehr viel höheren Scherfestigkeiten.

### 8.3.1.4 Anwendbarkeit und Fehlerbetrachtung

Das Hoek-Brown-Bruchkriterium setzt isotropes Fels- und Gebirgsverhalten voraus (Kontinuum). Es kann nur dann angewandt werden, wenn eine genügend große Anzahl engständiger Trennflächen mit ähnlichen Trennflächeneigenschaften das Gestein durchsetzen, so dass von einem Bruch entlang der Diskontinuitäten ausgegangen werden kann. Dies bedeutet, dass, solange der betrachtete Gebirgsabschnitt im Vergleich zur Blockgröße sehr groß ist das Kriterium gilt (**Abb. 8-6 A**). Wenn die Blockgröße die gleiche Größenordnung wie der Betrachtungsmaßstab hat, oder falls eine Trennfläche im System deutlich andere Materialeigenschaften aufweist, ist das Kriterium ungültig.

Anisotrope Gesteinseigenschaften können in die heutige Form des GSI–Ansatzes nicht direkt einbezogen werden (in der Praxis wird häufig versucht, die Richtungsabhängigkeit der einaxialen Druckfestigkeit sowie des $m_i$-Wertes zu integrieren).

Bei der Umrechnung in konstitutive Parameter des Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums geht die Normalspannung $\sigma_n$ bzw. die maximale Einspannung $\sigma_{3max}$ ein. Je höher die Normalspannung, desto niedriger der Reibungswinkel, desto höher die Kohäsion (bei gekrümmter Einhüllender).

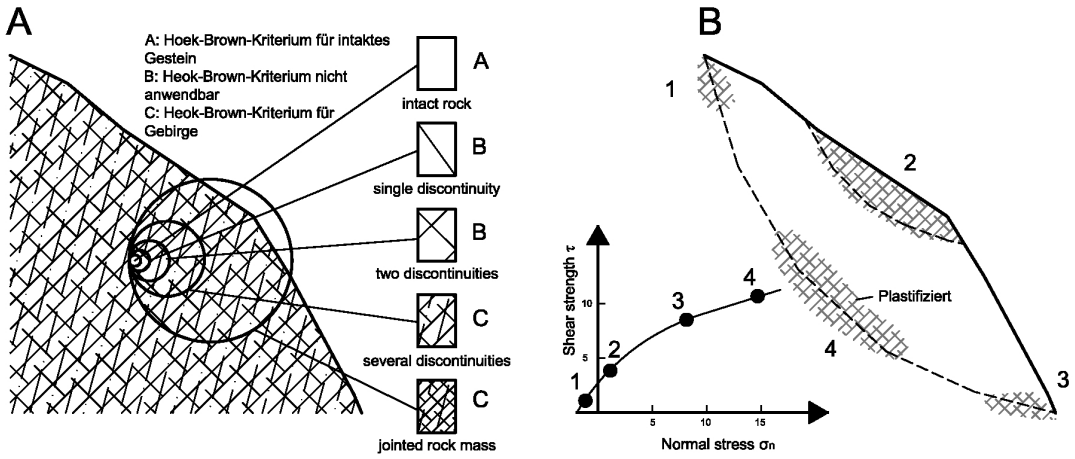



**Abb. 8-6**: **A**: Idealisierte Darstellung verschiedener Maßstabsbereiche und Anwendbarkeit des Hoek-Brown-Kriteriums; nach Hoek [67] umgezeichnet. **B**: Schematische Darstellung verschiedener Spannungsbedingungen entlang 2 potentieller Bruchzonen; nach Sjöberg [138] umgezeichnet.

Bei einer tiefreichenden Massenbewegung ist im Grunde nur die Böschungshöhe genau bekannt, die Tiefe eines basalen Bruchs beruht meist lediglich auf einer Schätzung (falls keine Bohrungen existieren). Zudem sind sehr unterschiedliche Spannungsbedingungen an verschiedenen Positionen innerhalb der Messenbewegung zu erwarten (**Abb. 8-6 B**). Die Ermittlung der Scherfestigkeiten nach dem Hoek-Brown-Kriterium und deren spätere Verwendung in numerischen Modellen beruht meist nur auf einen angenommen Wert der Normalspannung (Böschungshöhe oder Bruchtiefe).

Am Cuolm Da Vi sind folgende Punkte zu beachten:

- Homogenbereiche werden beidseitig von Scherzonen mit signifikant niedrigeren Scherfestigkeiten begrenzt. Zwischen den Störzonen ist der GSI- Ansatz zu prüfen.
- Je oberflächennäher, desto aufgelockerter ist das Gebirge, desto uneingeschränkter ist der GSI- Ansatz anwendbar.
- Die Klüftigkeit im Gebiet variiert im gleichen Maß wie die Persistenz der Trennflächen. Scherparameter, die mittels GSI-Ansatz bestimmt werden, unterliegen großen Schwankungen. Zum Teil sind die Voraussetzungen für den Ansatz nicht erfüllt.
- Die Freiheit eines Blocks zu rotieren oder zu gleiten hängt von seiner geometrischen Form und den umgebenden Trennflächen ab. Lange, prismatische Blöcke verhalten sich anders als quadratische oder vielseitig kantengerundete Blöcke. Dies findet zwar im GSI-Ansatz entsprechende Berücksichtigung, die Variationsbreite im Arbeitsgebiet ist jedoch enorm.

Somit wird sehr schnell klar, dass die Einschätzung der Gebirgsfestigkeit anhand des Hoek-Brown-Kriterium nur zu einer sehr groben Einordnung dienen kann.

Nur die beiden „flächendeckenden“ Hauptgesteinstypen (Granitgneis, Augengneis) sind gemäß GSI zu klassifizieren. Innerhalb der Phyllite/Phyllonite, Mylonite und Quarzmylonite (übrige

Gesteinstypen) sind meist nur Trennflächen entlang der alpinen Schieferung $Sa_1$ und/oder $Sa_2$ ausgebildet und der GSI –Ansatz ist nicht anwendbar. Für die Amphibolithe und Ganggesteine sind nur unzureichende Informationen für die Anwendung des GSI vorhanden. Kakirite sind mit dem GSI-Ansatz schwer zu fassen, da kataklastische Gesteine in der Regel derart zermürbt vorliegen, dass die intakte Gesteinsfestigkeit sowie das ursprüngliche Material nicht bekannt ist. Habimana et al. [62] überarbeiteten den GSI-Ansatz für kataklastische (kakiritisierte) Gesteine. In dieser Arbeit kommt der Ansatz nicht zur Anwendung, da auf Laborwerte und Design-Kennwerte des GBT zurückgegriffen werden kann.

#### 8.3.1.5 Ergänzungen zur Kluftkörperform

Die Kombination der Strukturmerkmale und Oberflächenausbildung im GSI (**Abb. 8-8**) charakterisiert in sehr einfacher Weise die Kluftkörperform. Dabei gehen die wesentlichen Angaben wie Persistenz, Abstand sowie Orientierung der Trennflächen, als auch die Oberflächenausbildung ein. Unzureichend ist die Einteilung bezüglich der Blockgeometrie. Aus der Vielzahl publizierter Klassifikationen wird in dieser Arbeit die von Dearman [41] herangezogen. Seine Klassifikation beruht auf geometrischen Angaben und der Regelmäßigkeit des Auftretens von Trennflächen (**Abb. 8-7**).

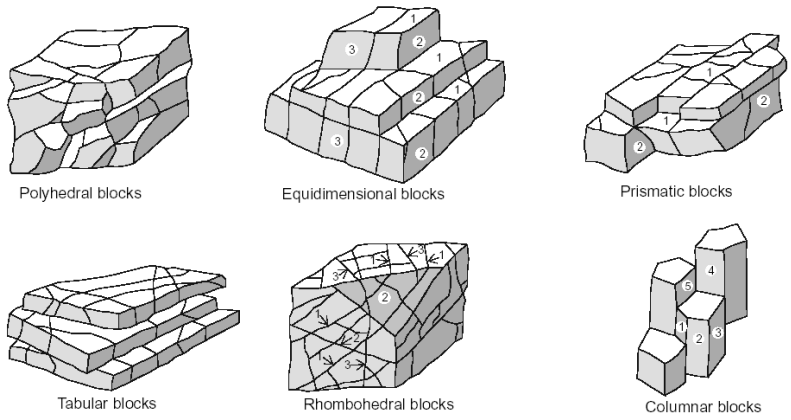



**Abb. 8-7**: Verschiedene Typen von Trennflächenanordnungen und deren resultierende Blockgeometrien (nach Dearman [41]).

Anmerkungen zur **Abb. 8-7**:

**Polyhedral Blocks**: Irregular jointing without arrangement into distinct sets, and of small joints.

**Tabular Blocks**: One dominant set of parallel joints, for example bedding planes, with other non-persistent joints; thickness of block much less then length and width.

**Prismatic Blocks**: Two dominant sets of joints, approximately orthogonal and parallel, with a third irregular set; thickness of block much less then length and with.

**Equidimensional Blocks**: Three dominant sets of joints, approximately orthogonal, with occasional irregular joints, giving equidimensional blocks.

**Rhomboidal Blocks**: Three (or more) dominant mutually obliques sets of joints, giving oblique-shaped, equidimensional blocks.

**Columnar Blocks**: Several, - usually more then three. –sets of continuous, parallel joints; length much greater than other dimensions.

## 8.3.2 Ergebnisse und Beurteilung

### 8.3.2.1 Hauptgesteinstypen

Die Kluftkörperform/Oberflächenausbildung kann gemäß GSI für Granitgneise als Blocky/Fair bis Very Blocky/Fair (B/F – VB/F), für Augengneise als Blocky/Fair bis Very Blocky/Poor (B/F – VB/P) bezeichnet werden (**Tab. 8-9**). Die sehr aufgelockerten Partien des Druntobels und die des exponierten Südabbruchs des Cuolm Parlet dadens/dado sind von Blocktypen charakterisiert, die nach Dearman [41] als rhombisch und equidimensional zu bezeichnen sind (gemäß GSI: VB/F; VB/P). Mit der Tiefe und zum Hangfuß im Val Strem werden die Blöcke zunehmend prismatisch bis tabular (gemäß GSI: B/F).

**Tab. 8-9**: Zusammenstellung der Ergebnisse des GSI-Ansatzes mit Gebirgskennwerten.

| | | Granitgneis | | | Augengneis | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | mittel | min. | max. | mittel | min. | max. |
| UCS | (MPa) | 70 | | | 40 | | |
| $m_i$ | (-) | 30 | | | 25 | | |
| $J_w$ | (-) | 1,5 | 1,0 | 2,0 | 1,5 | 1,0 | 2,0 |
| $J_s$ | (-) | 1,5 | 1,0 | 2,0 | 1,0 | 0,5 | 1,5 |
| $J_A$ | (-) | 2,0 | 1,0 | 3,0 | 2,0 | 1,0 | 3,0 |
| $J_c$ | (-) | 1,1 | 1,0 | 1,3 | 0,8 | 0,5 | 0,7 |
| $s_1$ | (m) | 0,7 | 0,2 | 1,5 | 0,5 | 0,1 | 1,0 |
| $s_2$ | (m) | 1,5 | 0,2 | 3,0 | 1,0 | 0,2 | 2,0 |
| $s_3$ | (m) | 2,5 | 0,2 | 5,0 | 2,0 | 0,2 | 4,0 |
| $p_1$ | (m) | 20 | 10 | > 100 | 20 | 10 | > 100 |
| $p_2$ | (m) | 10 | 1 | > 50 | 10 | 1 | > 50 |
| $p_3$ | (m) | 5 | 1 | > 20 | 5 | 1 | > 20 |
| $V_b$ | ($m^3$) | 0,3 | 0,005 | 0,5 | 0,13 | 0,003 | 0,17 |
| | | mittel | max. | min. | mittel | max. | min. |
| GSI | (-) | 55 (B/F) | 58 (B/F) | 43 (VB/F) | 49 (B/F) | 47 (B/F) | 36 (VB/P) |
| Φ | (°) | 32,8 | 34,6 | 26,0 | 30,9 | 32,0 | 24,5 |
| c | (MPa) | 2,0 | 2,2 | 1,4 | 0,75 | 0,79 | 0,5 |
| E | (GPa) | 12,2 | 13,2 | 5,6 | 5,4 | 6,0 | 2,8 |

**UCS**: uniaxial compressive strength; **$m_i$**: Materialkonstante; **$J_w$, $J_s$, $J_A$**: Eingangsdaten des Joint condition factor (**$J_C$**; siehe oben); **$s_i$**: Trennflächenabstand; **$p_i$**: Persistenz; **$V_b$**: Blockvolumen; **GSI**: Geological strength index; **Φ**: Reibungswinkel; **c**: Kohäsion; **E**: E-Modul; die Angaben für Granitgneis gelten für eine Böschungshöhe von 500 m, für Augengneis von 200 m bei einer Dichte von 2,7 t/$m^3$.

Die ermittelten Reibungswinkel (Gebirge) des Granitgneises (26-35°) sowie des Augengneises (25-32°) liegen im Bereich von Literaturwerten. Aus den Unterlagen des Gotthard Basistunnels (Projektierungsbereich Sedrun; im Wesentlichen das Tavetscher Zwischenmassiv) sind für vergleichbare Gesteine mittlere Gebirgsreibungswinkel zwischen 28 und 35° und mittlere Gebirgskohäsionen von 0,7-4,3 MPa zu entnehmen. Gebirgs-E-Moduli werden zwischen 5-31 GPa angegeben. Wie bereits erwähnt, führt die Annahme D (Disturbance Factor) = 1 zu einer Halbierung der E-Moduli.

$$E_m = \left(1 - \frac{D}{2}\right)\sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}}\,10^{((GSI-10)/40)} \qquad [8\text{-}22]$$

Insgesamt erscheinen die errechneten Werte für das E-Modul im Vergleich zu publizierten Angaben sehr niedrig. Gegenüber der Formulierung aus dem Jahr 2002 [72] enthält die Formel für das E-Modul von 1997 [71] den Faktor D nicht. Die Gleichung kommt in der früheren Form zum Einsatz.

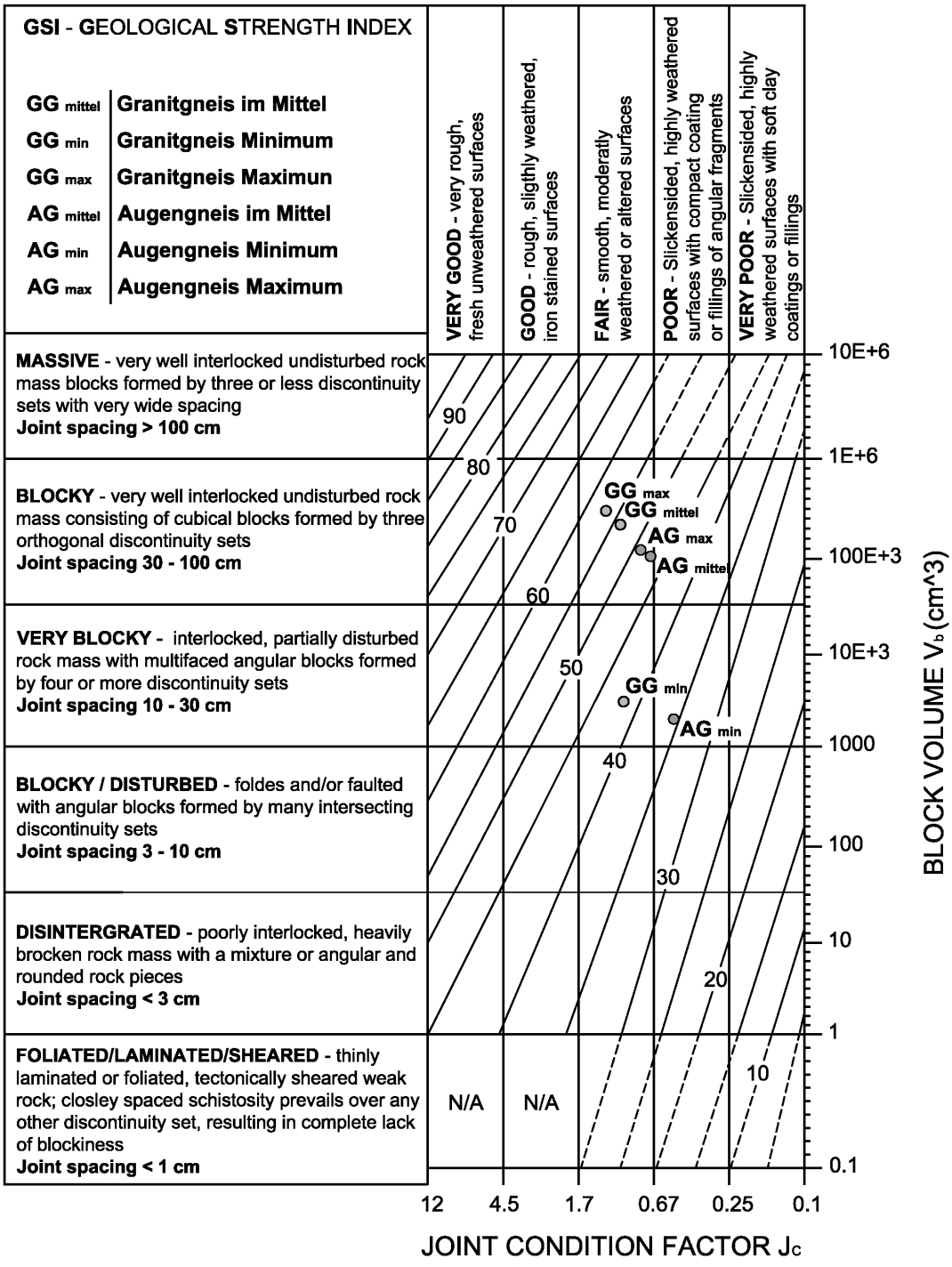



**Abb. 8-8**: GSI-Chart umgezeichnet nach Cai et al. [23] mit Mittelwerten, Maxima und Minima der Hauptgesteinstypen.

#### 8.3.2.2 Übrige Gesteinstypen

Für die Instabilität sind Scherzonen, aufgebaut aus Phylliten/Phylloniten, Myloniten und Kakiriten bedeutend. Für vergleichbare Gesteine im Bereich des TZMN sind den Angaben zum GBT folgende, typische Werte für Reibungswinkel, Kohäsion und E-Moduli zu entnehmen [83]. Für die spätere Modellierung sind die jeweiligen Rahmen maßgebend.

**Tab. 8-10**: Typische Kennwerte für Gesteine des Tavetscher Zwischenmassiv Nord (**TZMN**).

| Gesteine TZMN | Φ (°) | c (MPa) | E (GPa) | Vorkommen am Cuolm Da Vi |
|---|---|---|---|---|
| mäßig bis stark kakiritisierte Gesteine des TZMN | 25-27 | 0,3-0,5 | 2-4 | Kakirite am Hangfuß bzw. kakiritisierte Scherzonen |
| Verlehmte Schiefer bis intakte Phyllite | 27-30 | 0,5-0,7 | 4-5 | Scherzonen (Phyllite, Mylonite) |

#### 8.3.2.3 Veränderlichkeit der Gebirgs-Scherfestigkeit nach dem Bruch

Die Veränderlichkeit der Scherfestigkeit, ob langfristige (Verwitterung) oder kurzfristige (erhöhte/erniedrigte Porenwasserdrücke), spielt eine wesentliche Rolle in der Geomechanik. Bei einer geringen Sicherheitsreserve können diese Veränderungen Auslöser einer Instabilität sein oder bereits eingesetzte Bewegungen beschleunigen. Eine Einschätzung ist sehr schwierig, da die Veränderungen nicht alle Abschnitte des Gebirges gleichermaßen betreffen.

Viel diskutiert sind die Mechanismen, die zur Abnahme der Scherfestigkeit mit dem Weg der Scherverformung (plastic strain ε) im Gebirge nach dem Erreichen der Spitzenfestigkeit führen (Post-Peak-Verhalten). Man spricht allgemein von „Softening“. Im Grunde wird davon ausgegangen, dass der Prozess mit der Entstehung von Mikrorissen (micro-cracks) startet, gefolgt von Rissansammlungen (crack nucleation), Rissfortschreiten (crack propagation) und mit dem Bruch (failure) endet [21; 104]. All diese Prozesse führen schließlich zu größerer Klüftigkeit und somit zu einer Veränderung der Kluftkörperform, die in den GSI einfließt.

In jüngerer Vergangenheit wurden Versuche unternommen, Formulierungen zu finden, die den Abfall der Scherfestigkeit quantifizieren und in das gängige Hoek-Brown-Kriterium integrieren [28].

Für diese Arbeit sind solch spezielle Details zum Post-Peak- Verhalten wenig hilfreich. Zielführend hingegen sind grundsätzliche Erkenntnisse zum Abfall der Scherfestigkeit (Softening) mit dem Weg der Scherverformung. Nach dem Überschreiten der Spitzenfestigkeit können vereinfacht drei verschiedene Pfade eingeschlagen werden:

1) Nach dem Erreichen der maximalen Scherfestigkeit verändert sich diese mit fortschreitender Scherverformung nicht. Man spricht von „elastisch-ideal plastischem“ Verhalten (**Abb. 8-9 A**). Dieses Verhalten zeigen meist nicht bindige Böden sowie Felsverbände mit sehr

niedrigen GSI- Werten (< 30) [28]. Im Arbeitsgebiet sind vor allem die Kakirite am Hangfuß diesem Verhaltenstyp zuzuordnen (was Laborversuche bestätigen).

2) Nach dem Erreichen der Spitzenfestigkeit nimmt die Scherfestigkeit mit dem Weg der Scherverformung kontinuierlich ab (**Abb. 8-9 B)**. Man spricht von „Strain-Softening". Der genaue Pfad des Festigkeitsabfalls bleibt unbekannt, als Faustformel gilt: je höher die Festigkeit, desto weniger Scherdeformation bis zum Erreichen der Restfestigkeit. Die Gesteine des Cuolm Da Vi sind mit Ausnahme der Kakirite diesem Verhalten zuzuordnen. Zu bemerken bleibt, dass der Abfall (Veränderung) der konstitutiven Parameter (Φ Reibungswinkel, c Kohäsion, d Dilatanz, t Zugfestigkeit) nicht simultan erfolgt. Crowder & Bawden [28] schreiben diesem Verhalten Gesteine mit einem GSI zwischen 40 und 65 zu.

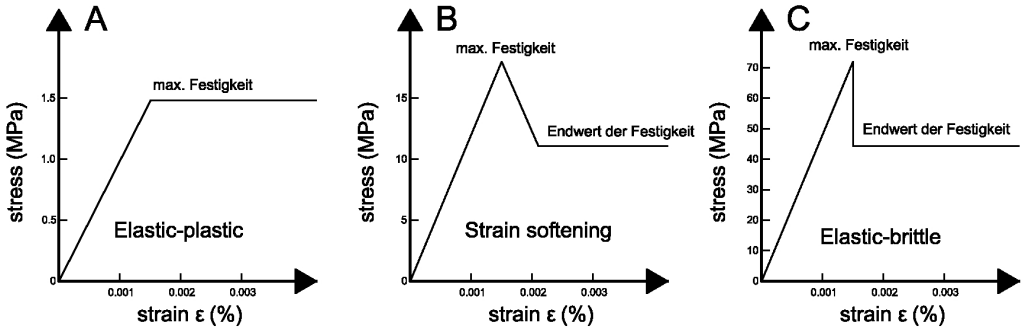



**Abb. 8-9**: Zusammenhang zwischen Scherverformung und Festigkeitsentwicklung.

3) Nach dem Erreichen der Spitzenfestigkeit nimmt die Scherfestigkeit plötzlich ab (**Abb. 8-9 C)**. Man spricht von einem „elatisch-brittle" (spröden) Verhalten. Dies trifft besonders für sehr kompetente, massive Felsverbände mit sehr hohen GSI- Werten (> 70) zu.

# 9 Modellierung

In diesem Kapitel wird versucht Feldbeobachtungen, Deformationsmessungen sowie Rückschlüsse aus der Auswertung und Interpretation geologischer Daten durch numerische Modelle nachzubilden.

## 9.1 Allgemeines

Zur Analyse von Felsböschungen steht eine Vielzahl unterschiedlicher Lösungsansätze zur Verfügung, deren Anwendbarkeit unter kritischer Betrachtung für das jeweilige Problem (u.a. Versagenshypothese) zu prüfen ist. Eine Zusammenstellung mit Anwendbarkeit und Limitationen liefern u.a. Pritchard & Savigny [130], Poisel & Preh [127] sowie Konietzky [96].
Grenzgleichgewichtsbetrachtungen bieten sich aufgrund der Komplexität der Hangbewegungen nur sehr eingeschränkt an. Die Methode verlangt in der Regel die Kenntnis der ungefähren Tiefenlage und der Form der Bruchzone. Von einer durchgängigen Bruchzone kann jedoch am Cuolm Da Vi nicht ausgegangen werden.
Seit langem in der Ingenieurgeologie beheimatet sind die Methoden der Finiten Differenzen (**FD; FDM**) und Finiten Elemente (**FE; FEM**), die hier zur Anwendung kommen. Numerische FD/FE-Modelle repräsentieren das Spannungsdehnungsverhalten von Boden und Felsen unter Einbeziehung verschiedener Rahmen- und Randbedingungen (z.B. insitu Spannungszustand, Wasserverhältnisse). Nach Lorig & Varona [106] ist das Ergebnis entweder ein Gleichgewicht oder der Kollaps.

*„The result of a numerical model is typically either equilibrium or collapse. If an equilibrium result is obtained, the resultant stresses and displacements at any point in the rock mass can be compared with measured values. If a collapse result is obtained, the predicted mode of failure is demonstrated. In either case, the factor of safety can be calculated."* [106].

Obige Einschätzung ist kritisch zu betrachten. Viele tiefreichende Hanginstabilitäten kriechen (Kriechen wird hier nach der mechanischen Definition verstanden). Dabei liegen die Spannungen zum größten Teil unterhalb des Bruchsniveaus des Materials. Im engeren Sinn handelt es sich weder um einen Kollaps noch um ein stabiles Gleichgewicht.

## 9.2 Auswahl der Methode

### 9.2.1 Ortsdiskretisierung

Unterschieden werden Differential- (FE, FD) und Integralverfahren (Boundary Element Methode). Differentialverfahren erfordern eine vollständige Vernetzung des Mediums mit Knoten-

punkten, Integralverfahren lediglich die Diskretisierung der Ränder zum Aufbringen der entsprechenden Randbedingungen [96].
Differentialverfahren haben den Vorteil, dass die Eigenschaften von Fels und Boden - Nichtlinearitäten, Inhomogenitäten und Anisotropien - im Materialgesetz behandelt werden können. Bei Integralverfahren ist dies meist nur sehr ineffizient möglich [96]. Die Lösung des vorliegenden Problems erfordert das Differentialverfahren.

### 9.2.2 Überlegungen zur Zeitdiskretisierung

Auf das Wesen, die Vor- und Nachteile expliziter und impliziter Berechnungsweisen wird hier nicht detailliert eingegangen. Anzumerken ist, dass bei stark physikalisch und geometrisch nichtlinearen Instabilitäten ein expliziter Berechnungsalgorithmus Vorteile bietet [97]. Für das Modell des Cuolm Da Vi wird dies bedacht (nur ein explizites Berechnungsverfahren wird verwendet).

### 9.2.3 Überlegungen zur Art der mechanischen Beschreibung

#### 9.2.3.1 Kontinuumsmechanische Formulierung

In der Kontinuumformulierung werden keine unabhängigen Rotationsfreiheitsgrade beschrieben. Bleibt der Zusammenhalt der Struktur bei der Formänderung erhalten (Kontinuum), müssen Verschiebungskomponenten stetige Funktionen des Raums sein [151].

*„Die Finite-Elemente-Methode ist primär ein numerisches Verfahren der Kontinuummechanik. Sie ist daher besonders leistungsfähig, wenn die zu untersuchende Struktur vom Material her als homogenes Kontinuum angesetzt werden darf und wenn auch das Bemessungskriterium, die Versagenshypothese, auf das Kontinuum abgestimmt ist [...] - weniger gut geeignet für Untersuchungen von Versagenszuständen, die lokalen Bruch, Scherbewegungen, Kluftkörperversetzungen oder Verbruch von Gebirgskörpern als Grenzzustand ansetzten.“* [43]

Diskrete Trennflächen können im Kontinuumansatz durch sogenannte „Interface-Elemente (Layer-, Kontakt- oder Trennflächenelemente)“ nachgebildet werden. Eigenschaften von geklüfteten Felsen, die mit freien Blockrotationen zusammenhängen, sind näherungsweise zu reproduzieren. Eine Abbildung von sehr vielen Trennflächen lässt den Kontinuumansatz an die Grenzen numerischer Machbarkeit stoßen. Deshalb kommt nur in einer frühen Phase der Modellierung der Kontinuumansatz des expliziten FD-Codes FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) zur Anwendung [88]. Der Versagensmechanismus bzw. die Versagenshypothese kann nur ungenügend nachgebildet werden.

#### 9.2.3.2 Diskontinuumsmechanische Formulierung

Zur Beschreibung und Beurteilung vieler Phänomene in der Felsmechanik muss das Verhalten von miteinander kommunizierenden Einzelelementen im Modell reproduzierbar sein. Eine Lösung bieten z.B. die Distinct Element Methoden (**DEM**) sowie die Discontinuous Deformation Analyse (**DDA**). Die entscheidende Erweiterung gegenüber dem Kontinuumansatz ist die Einführung leistungsstarker Kontaktalgorithmen (**Abb. 9-1**).

Eine Zusammenstellung grundlegender Merkmale der DEM beschreiben u.a. Cundall & Hart [36] sowie Konietzky [97], welche im Folgenden kurz zusammengefasst werden (vgl. auch **Abb. 9-1**).

*Grundlagen:*

- Das Modell besteht aus diskreten Elementen/Blöcken, die selbst ein Kontinuum darstellen.
- Große Ansammlungen einzelner Blöcke bilden das Diskontinuum, wobei Wechselwirkungen untereinander entstehen, wenn Blöcke in Kontakt sind bzw. während des Rechenprozesses in Kontakt treten.

*Wesentliche Merkmale:*

- Die diskreten Blöcke müssen geometrisch sowie nach ihrem Materialverhalten charakterisiert werden. Das Materialverhalten kann sowohl starr als auch verformbar angenommen werden.
- Zur Beschreibung der Wechselwirkungen zwischen den Blöcken werden die Eigenschaften der Kontakte und die Art der Wechselwirkungen definiert.
- Die Methode verlangt einen leistungsfähigen Algorithmus zur Bestimmung, welche Blöcke in Kontakt stehen, im Rechenvorgang in Kontakt treten bzw. ihren Kontakt verlieren.

*Grundforderungen:*

- Alle kinematischen Bewegungsformen (Rotation, Translation), auch unter Neubildung oder Auflösung von Kontakten, müssen physikalisch korrekt verfolgt werden können.
- Der Algorithmus muss während des Rechenvorgangs alle Bewegungen und Wechselwirkungen erkennen und verwalten.

Verwendet wird in dieser Arbeit der kommerzielle zweidimensionale Universal Distinct Element Code UDEC [87] sowie die dreidimensionale Variante 3DEC [89]. UDEC und 3DEC sind DEM mit explizitem Berechnungsschema. Dadurch sind sehr große Deformationen ebenso wie Blockrotationen zu verarbeiten [36; 97].

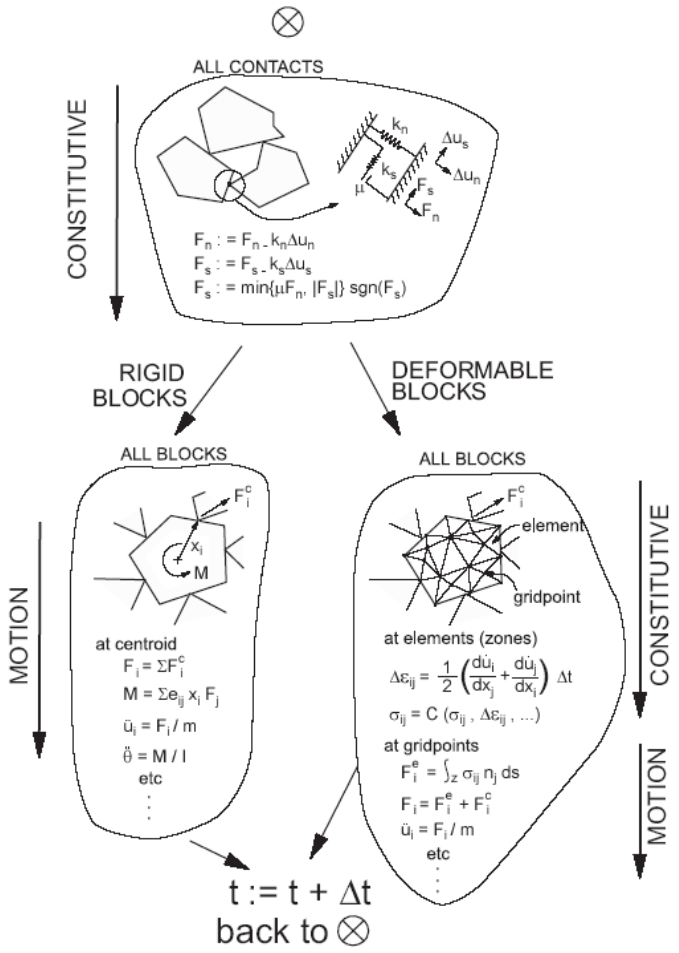



**Abb. 9-1**: Berechnungszyklus der Distinct Element Method [87].

#### 9.2.3.3 2D oder 3D

Alle für die Kinematik bedeutsamen Trennflächen und Scherzonen verlaufen +/- senkrecht (E-W) zu den S-N-Profilschnitten bzw. den Bewegungsvektoren. Eine 2D-Modellierung ist daher geeignet. Standsicherheitsberechnungen auf Grundlage von 2D-Schnitten sind aufgrund von 3D-Effekten grundsätzlich konservativ.

## 9.3 Zielsetzung der Modellierung und Anforderungen an das Modell

Die Modellierung soll dazu beitragen drei Fragestellungen zu klären bzw. die bisherigen Erkenntnisse und Hypothesen zu verifizieren. Erwartet wird

(1) die Klärung der Kinematik (Bruchmechanismus, Bewegungsform);

(2) die Klärung der Entwicklung und Lokalität etwaiger Brüche und deren progressives Fortschreiten (Verifizierung der Versagenshypothese);

(3) die Ermittlung der Standsicherheit der Böschung.

### 9.3.1 Anforderungen an das Modell zur Klärung der Kinematik

Eine möglichst genaue Beschreibung der Kinematik kann nur durch eine ebenso exakte Modellierung der geometrischen Faktoren Einfallswinkel, Einfallsrichtung sowie Persistenz der Diskontinuitäten geschehen (allgemein: Blockgeometrie). Für den Mechanismus entscheidende Strukturen werden sorgfältig ausgewählt und Geometriedaten gemittelt, da nicht die gesamte Bandbreite des Trennflächengefüges nachgebildet werden kann (Generalisierung und statistische Mittelwertbildungen der Trennflächenscharen sind für ein derart komplexes Problem grundsätzlich erforderlich).

### 9.3.2 Anforderungen an das Modell zur Klärung der Bruchentwicklung

#### 9.3.2.1 Der Progressive Bruch

Ein Bruch innerhalb einer Felsböschung beginnt dann, wenn die Scherspannung gleich der Scherfestigkeit des Materials ist. Sobald der Bruch an einer Stelle der Hangbewegung eintritt, ist keine weitere Steigerung der Scherkräfte erforderlich, um eine fortwährende Verschiebung zu gewährleisten. Die Scherparameter (Reibungswinkel, Kohäsion, Zugfestigkeit und Dilatanz) verändern sich in Abhängigkeit der Scherverformung (bei Gesteinen, die zur Entfestigung neigen), wobei besonders von einem Verlust der Kohäsion auszugehen ist. Dadurch wird die Scherspannung in den angrenzenden Gesteinspaketen erhöht (Spannungsumlagerung), bis der Fels auch dort bricht. Der räumlich begrenzte Bruch dehnt sich durch diesen Vorgang sukzessive aus, bis die Flächen, die bereits die Restscherfestigkeit erlangt haben, ein kritisches Ausmaß erreichen [63; 113; 141]. Es folgt der Bruch der gesamten Böschung (ist die Spannungsakkumulation gering, kann sich innerhalb des belasteten Gebirgsbereiches auch ein neuer Gleichgewichtszustand einstellen).
Bei der Entwicklung tiefreichender Hangbewegungen kann das progressive Fortschreiten von Brüchen auf verschiedenen Ebenen stattfinden. Im Allgemeinen wird der Progressive Bruch als ein zeitabhängiger Bruch verstanden. Müller [114] sieht im Progressiven Bruch ein statisches Paradoxon, da sich innerhalb einer Böschung Bereiche im Bruchzustand befinden, während sich das System, als Ganzes betrachtet, in Ruhe befinden kann.

#### 9.3.2.2 Modellierung des Progressiven Bruchs

*„….Progressive failure is a complex process that is poorly understood and difficult to model.“* [106].

Nach Lorig & Varona [106] sollten Modelle, die den Progressiven Bruch nachvollziehbar wiedergeben, ein oder mehrere der folgende Merkmale beinhalten:

1. Schrittweise Veränderung (Erhöhung) des „Strains“ bzw. der Scherspannungen (und/oder der Anzahl von Strukturen): dies resultiert im Grunde aus der Modellierung von Ausbruchsetappen oder z.B. Be-/Entlastungssequenzen wie Gletscherabschmelzen oder Erosion. Die „Zeit“ muss dabei relativ zu den Ausbruchsequenzen gesehen werden. Um den progressiven Bruch in Beziehung zu Belastungssequenzen besser zu veranschaulichen, sollte auch das „Post-Peak“- oder „Post-Failure“-Verhalten aufgenommen werden. Dies könnte zum Beispiel durch die Verwendung von Stoffgesetzten erfolgen, die einen Festigkeitsabfall enthalten (allgemein: Softening).
2. Veränderung der Porenwasserdrücke: Bei Hangbewegungen wie dem Cuolm Da Vi ist von einem absinkenden Hangwasserspiegel auszugehen. Porenwasserdrücke verringern sich mit der Zeit. Kurzfristige Schwankungen (Schneeschmelze oder langanhaltende Niederschläge) führen jedoch zu Lastwechseln, die auf Dauer beträchtliche Auswirkungen auf den Deformationsverlauf haben und zu Brüchen führen können [114].
3. Zeitabhängige Verschiebungen unter konstantem Spannungszustand (Kriechen): Stoffgesetze zur Modellierung von Kriechen existieren in unterschiedlichster Form (klassische viskoelastische Modelle, Power-Law-Modelle oder viskoplastische Modelle). Die Spannungsverhältnisse im Modell führen zu elastischem, plastischem oder viskosem Fließen.

### 9.3.3 Ermittlung der Standsicherheit

Die Standsicherheit wird in Form der Standsicherheitszahl η (=FOS: **F**actor **O**f **S**afety) angegeben und stellt in der analytischen Geomechanik das Verhältnis zwischen haltenden und treibenden Kräften dar. Gleichbedeutend wird das Verhältnis zwischen der vorhandenen Scherfestigkeit und der Scherfestigkeit beim Versagen angewandt (minimal erforderliche Scherfestigkeit zur Bewahrung des Gleichgewichts). Die logische Konsequenz für Standsicherheitsuntersuchung mit der FDM/FEM ist, die Scherfestigkeit (ausgedrückt durch z.B. Φ, c) sukzessive um einen Faktor ***f*** („trial factor of safety“) zu vermindern, bis das System versagt. Die Standsicherheit entspricht dem beim Versagen verwendeten „trial factor of safety“ (vgl. unten stehende Gleichungen).

$$c^{trial} = (1/f) * c$$

$$\phi^{trial} = \arctan(1/f) * \tan(\phi)$$

wobei: c: Kohäsion, Φ Reibungswinkel, *f*: trial factor of safety.

Dies ist eine Methode, die als „Shear-Strength Reduction Technique“ bekannt ist. Das Vorgehen der schrittweisen Reduktion der Scherfestigkeit(en) durch Abminderung der konstitutiven Parameter (Φ, c) steht im Mittelpunkt der heftigen Diskussionen um die Methode (Hauptkritikpunkt ist die simultane Reduktion von Φ und c). Dawson et al. [39] konnten jedoch zeigen, dass

die so ermittelten Standsicherheiten nur um wenige Prozent von Grenzgleichgewichtsbetrachtungen abweichen.

### 9.3.4 Diskussion der Methoden hinsichtlich der Fragestellung

Die Abbildung der großen Anzahl und die Orientierungen von Diskontinuitäten am Cuolm Da Vi sind mit dem kontinuummechanischen Ansatz (FLAC) nicht zu realisieren. Klar ist, dass persistente Trennflächen, insbesondere inkompetente Scherzonen und deren mechanisches Verhalten darzustellen sind. Eine den Anforderungen der Problem- und Fragestellung ausreichende Anzahl von Trennflächen sollte explizit in die Analyse einfließen. Mit der Anzahl der Strukturen steigen die Berechnungszeiten, wodurch sich für die ohnehin zeitaufwendigen 3D-Modelle Limitationen ergeben (die durchschnittlichen Berechnungszeiten der komplexen UDEC-Modelle betragen rund 6 h, der bereits stark vereinfachten 3DEC-Modelle 12-18 h).
Zusammenfassend steht fest, dass die Fragestellungen dieser Arbeit in einem realisierbaren zeitlichen und numerischen Rahmen nur mit UDEC hinreichend zu beantworten sind. 3D-Effekte werden dabei außer acht gelassen. FLAC und 3DEC ergänzen die Untersuchungen.

## 9.4 Modellgrundlagen und Aufbau

### 9.4.1 Geologische Einheiten und diskret modellierte Trennflächen

#### 9.4.1.1 Geologie

Die lithologischen Einheiten sind gemäß geologischer Karte bzw. geologisch-geotechnischer Profile dargestellt (**Abb. 9-2**).

#### 9.4.1.2 Strukturen

Südfallende Klüfte werden in allen Lithologien im Abstand von 5 m, südfallende Scherzonen mit einem durchschnittlichen Abstand von 25 m diskret dargestellt. Nordfallende Scherzonen manifestieren sich morphologisch deutlicher. Ihre Lage kann dem geologisch-geotechnischen Profil bzw. der Karte entnommen werden (**Abb. 9-2**). Sie sind als mit ursächlich für die Instabilität zu sehen und dementsprechend möglichst lagegenau ins Modell zu integrieren (die Sensitivität des Systems auf die Anzahl und den Abstand N-fallender Scherzonen wird geprüft). Nahezu horizontale Klüfte mit geringerer Persistenz werden nach einem statistischen Verteilungsmuster aufgenommen (3D-Modelle enthalten sehr viel weniger Klüfte).

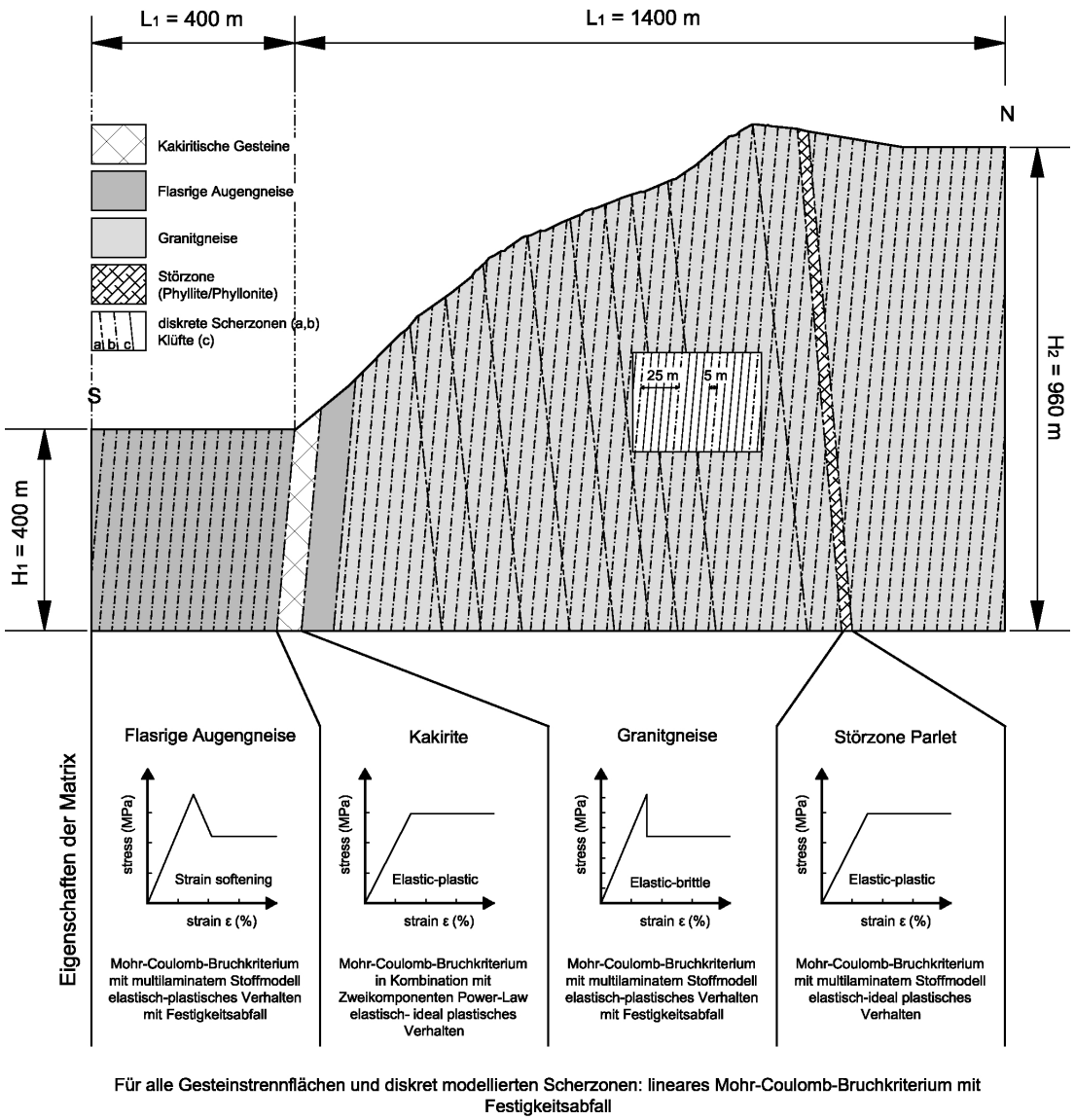



**Abb. 9-2:** Geometrische und mechanische Angaben zum UDEC-Modell. Die Lage des Profils ist **Anhang C**, **Abb. 14-9** zu entnehmen.

## 9.4.2 Stoffmodelle

### 9.4.2.1 Allgemeines

*„… eine Materie sei insoweit wissenschaftlich erfasst, wie sie sich mathematisieren lasse“* [103].

Formulierungen des Stoffverhaltens sollten grundsätzlich so einfach wie möglich und so komplex wie nötig gewählt werden. Steht kein allumfassendes, geeignetes konstitutives Modell zur Verfügung (eine heute gängige Praxis ist auch, neue, geeignetere Stoffmodelle zu formulieren), sind Vor- und Nachteile abzuwägen. Dies geschieht in der Regel durch eine Sensitivitätsanalyse.

Die Festlegung in dieser Arbeit beruht auf geologisch-geotechnischen Daten, allgemein akzeptierter felsmechanischer Zusammenhänge (im Kapitel „Geotechnische Eigenschaften des Gebirges“ z.T. erläutert), Rückschlüssen aus den Labordaten vom Gotthard Basis Tunnel (**GBT**) [82; 83] und der Sensitivitätsanalyse.

### 9.4.2.2 Granitgneise und Augengneise

#### 9.4.2.2.1 Anisotropie

Die Granitgneise und Augengneise charakterisiert eine moderate bzw. ausgeprägten Festigkeitsanisotropie. Persistente, steil S-fallende Trennflächen sind charakteristisch und bedingen anisotropes Gebirgsverhalten. Da nicht alle Trennflächen explizit modelliert werden können, wird eine implizite Lösung notwendig. Grundlegende Erkenntnisse zur impliziten Modellierung von Festigkeitsanisotropien gehen auf die Arbeiten von Pande & Sharma [124] zurück. Ihrem multilaminaten Stoffmodell liegt ein Materialblock (z.B. Mohr-Coulomb-Material) mit einer unendlichen Anzahl fein verschmierter, orientierter Flächen geringerer Festigkeit zugrunde (**Abb. 9-3**). Je nach Spannungszustand, Orientierung der Flächen, der Scherfestigkeit des Blocks und der Flächen sind Brüche sowohl des Blocks als auch entlang der Anisotropieflächen möglich (auch ein Kombinationsbruch ist möglich).
Cudny & Vermeer [34] sehen in der Methode der multilaminaren Modellierung gegenüber anderen Formulierungen den Vorteil der einfachen Handhabung.

*„An important practical advantage of the multi-laminate framework is the simple and clear formulation – standard isotropic elastic-plastic models may be easily rewritten in multi-laminate version without introducing any new material parameters“*.[34]

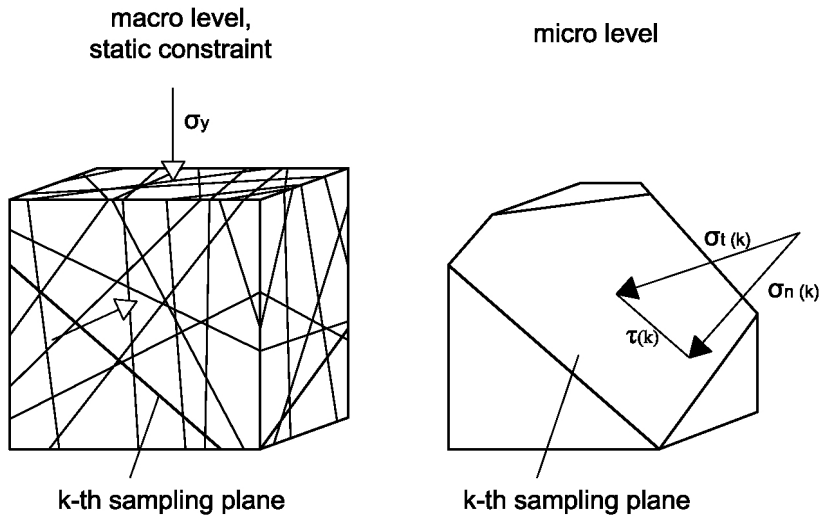



**Abb. 9-3**: Schematische Beschreibung der multilaminaten Formulierung nach Cudny & Vermeer [34], modifiziert.

#### 9.4.2.2.2 Festigkeitsabfall in den Trennflächen

Nicht alle Diskontinuitäten sind gleichermaßen durchgängig (oder uneben). Näherungsweise kann dies in der Anfangsfestigkeit berücksichtigt werden [49]. Nach Überschreiten der Anfangsfestigkeit erfolgt ein Abfall auf die Restfestigkeit.

#### 9.4.2.2.3 Festigkeitsabfall in der Matrix

Bewegungen führen zu einer Auflockerung und Entfestigung des Felsverbandes (z.B. durch erhöhte Klüftigkeit). Bei ideal-plastischem Verhalten verbleiben die konstitutiven Parameter nach Überschreiten der Spitzenfestigkeit auf einem konstanten Niveau. Neigt das Material zur Entfestigung, müssen die konstitutiven Parameter mit dem Weg der Scherverformung (plastic strain) verändert werden (Softening). Der Code muss in der Lage sein, plastische Dehnung zu erfassen und Festigkeitsveränderungen in einem Stoffmodell zu verarbeiten. Der Pfad des Festigkeitsabfalls ist festzulegen, die plastische Scherverformung wird über den Hardening-Parameter (shear und tensile hardening parameter) [147] ermittelt [88]. Für die konstitutiven Parameter (z.B. $\Phi$, c, t, $\psi$) müssen unabhängige Pfade beschrieben werden können.
Wie bereits erwähnt, ist die Einführung eines multilaminaten Ersatzkontinuums essentiell. Auch entlang der feinverschmierten Anisotropieflächen muss der Vorgang der Entfestigung gleichermaßen wie für die expliziten Strukturen verarbeitet werden.

#### 9.4.2.2.4 Lineare oder nicht lineare Einhüllende

Laborversuche an kompetenten Festgesteinen zeigen einen nichtlinearen Zusammenhang zwischen Scher- und Normalspannung [69], ein Verhalten, das auch auf die kompetenten Gneise des Arbeitsgebietes zutrifft. Derzeit existiert für die Itasca-Codes kein kommerziell zugängiges, nichtlineares Stoffgesetz, welches gleichzeitig feinverschmierte Trennflächen (multilaminates Modell) sowie Festigkeitsveränderungen in Abhängigkeit der plastischen Verformung (Softening) allumfassend reproduziert. In ihrer jüngsten Veröffentlichung formulieren Cundall et al. [35] ein Stoffmodell auf Grundlage des Hoek-Brown- Kriteriums, welches Softening zu verarbeiten vermag. Das Modell kann via UDM (**U**ser **D**efined **M**odel) implementiert werden. Eine multilaminate Formulierung ist nicht enthalten. Eine gute Näherung zum nichtlinearen Verhalten stellen bilineare Modelle dar. Für die verwendeten Codes steht eine derartige Formulierung auch im Zusammenspiel mit einem multilaminaten Modell und Festigkeitsabfall zur Auswahl.
Aufgrund der Ergebnisse der Sensitivitätsbetrachtung erübrigen sich weitere Diskussionen zum Verlauf der Einhüllenden. Das System ist gegenüber einem nichtlinearen Verhalten der Matrix nicht sensitiv. Das Verhalten wird entscheidend von den Trennflächen bestimmt. Zudem fehlen von den Gesteinen des Cuolm Da Vi klare Kenntnisse zum bilinearen Verlauf der Einhüllenden

und dem Post-Peak-Verhalten beider Abschnitte. Der Kalibrierungsprozess ist kaum zu bewältigen und die Berechnungszeiten sind enorm.
Schlussendlich reproduziert ein robustes, lineares Modell das Stoffverhalten ausreichend genau (bei gleichzeitig maximaler numerischer Stabilität und kürzeren Berechnungszeiten).

Das entsprechende Modell für die Gneise (Matrix), welches die genannten Anforderungen ausreichend erfüllt, ist das „strain softening-ubiquitous joint model“ [88]. Es basiert auf einem linearen Mohr-Coulomb-Modell mit Zugfestigkeitsbegrenzung (Blöcke und feinverschmierte Trennflächen). Der Festigkeitsabfall ist sowohl für die Blöcke als auch für die impliziten Trennflächen unabhängig voneinander zu definieren.
Trennflächen im Gneis werden durch das „coulomb slip with residual strength model“ repräsentiert [87].

#### 9.4.2.3 Kakirite und Störzone Parlet

##### 9.4.2.3.1 Allgemeines

Die Kakirite am Hangfuß verhalten sich gemäß den Laborversuchen vom GBT [52; 83] und den Untersuchungen von Habimana et al. [62] linear. Habimana et al. konnten durch eine Vielzahl von Laborversuchen an kataklastischen Gesteinen feststellen, dass mit zunehmendem Grad der Tektonisierung der Verlauf der Einhüllenden mehr und mehr linear wird. Das Post-Peak- Verhalten des Kakirits ist in den meisten untersuchten Proben ideal plastisch [82].
Am Hangfuß des Cuolm Da Vi können die Kakirite nicht als homogenes Kontinuum bezeichnet werden. Vielmehr existieren vereinzelt schmale, zerscherte mylonitische Züge. Sie werden als diskrete Flächen dargestellt. Ebenso wird die Scherzone am Parlet (**Abb. 9-2**) behandelt.

##### 9.4.2.3.2 Kriechen (zeitabhängiges Verhalten)

Aus den Überlegungen im vorausgegangenen Kapitel wurde klar, dass der Hangfuß eine Schlüsselposition in der Ursachenklärung der Instabilität einnimmt. Kriechprozesse können aus den geologischen Zusammenhängen erkannt werden. Sie müssen durch eine geeignete Formulierung ins Stoffverhalten integriert werden.
Generell besteht Einigkeit über das Phänomen und den Verlauf der Zeit-Verformungs-Kurve natürlicher und künstlicher Materialien [27; 32]. Kriechbewegungen vollziehen sich bruchlos und mehr oder weniger kontinuierlich. Die vorhandene Scherspannung liegt unter der Scherfestigkeit des Materials. Wird ein Körper einer Belastung unterhalb des Bruchniveaus ausgesetzt, können sich neben unmittelbar einsetzenden, zeitunabhängigen elastischen Deformationen auch irreversible, zeitabhängige Verformungen einstellen. Erstmals konnte dieser Effekt an Metallen

untersucht werden [4; 120]. Es ergibt sich ein charakteristischer, dreiteiliger Kriechkurvenverlauf (**Abb. 9-4)**:

1. Primäre Kriechphase (Primary Creep): Den unmittelbar einsetzenden elastischen Verformungen folgt eine Phase des gedämpften Kriechens. Sie ist dadurch geprägt, dass Strukturverfestigung (work hardening) gegenüber Strukturaufweichung überwiegt. Ist die aufgebrachte Spannung gering, so führt die Strukturverfestigung zu einem Abklingen der Kriechverformungen. Ist sie dagegen hoch genug, geht das Kriechen in die zweite Phase über.
2. Sekundäre Kriechphase (Secondary oder Steady-state Creep): Konstante Kriechverformungen sind charakteristisch. Strukturverfestigung und –aufweichung befinden sich im Gleichgewicht, so dass kein Bruch eintritt (Unter konstanten Spannungsbedingungen verbleibt die sekundäre Kriechrate theoretisch unendlich lange auf konstantem Niveau)
3. Tertiäre Kriechphase (Tertiary Creep): In der dritten Phase überwiegt die Strukturaufweichung, die zu einer Beschleunigung der Kriechgeschwindigkeit führt und letztlich im Bruch (Fatique) enden kann

Im Allgemeinen ist die zweiten Phase des Kriechens (Steady-state Creep) zur Charakterisierung von Langzeitphänomenen instabiler Felsböschungen von besonderer Bedeutung (der Versagenszeitpunkt ist ohnehin nie durch Modellierungen vorhersehbar).

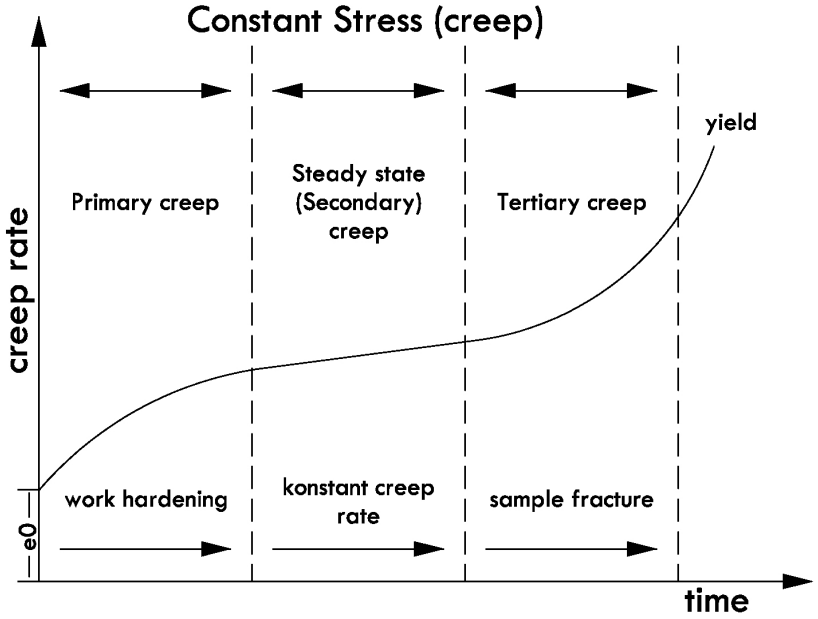



**Abb. 9-4**: Typischer, dreiteiliger Verlauf der Zeit-Verformungs-Kurve. **e0** = unmittelbar einsetzende elastische Deformationen [145].

Zwei Arten von Kriechgesetzten, die das Phänomen des stationären Kriechens wiedergeben, werden unterschieden [32; 145]:

- Power-Law Creep, bei moderaten Spannungsbedingungen,
- Exponential Creep Law, bei hohen Spannungsbedingungen [145].

In dieser Arbeit wird ein Power-Law [120] verwendet, welches folgendermaßen formuliert ist:

$$\varepsilon_{cr} = A\sigma^n$$

$$\sigma = \left(\frac{3}{2}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\sigma_{ij}^d \sigma_{ij}^d\right)^{\frac{1}{2}}$$

Dabei sind $\varepsilon_{cr}$ die Kriechrate, $\sigma_{ij}^d$ der deviatorische Anteil der Spannung $\sigma_{ij}$, A und n Materialparameter (Konstanten). Die Höhe der Kriechrate ist letztlich von der Deviatorspannung abhängig. Die Konstante A kontrolliert die Steady-State Kriechrate, n den Verlauf der Zeit-Verformungs-Kurve. Kleine Werte für n (z.B. n=2) führen zu einer rascheren Reaktion der Zeit-Verformungs-Kurve auf veränderte Deviatorspannungen und die Steady-State-Phase wird schneller als bei hohen Werten (z.B. n=3) erreicht.

Den Kakirit repräsentiert ein elasto-visko-plastisches Modell, aus einer Kombination des visko-elastischen Norten Power-Law [120] und dem elasto-plastischen Mohr-Coulomb-Modell mit Zugspannungsbegrenzung.

Bei den Berechnungen zur Standsicherheitsuntersuchung im 2D-Modell wird auf Festigkeitsabfall und Kriechen verzichtet. Die Begründung liegt in der einfacheren Umsetzbarkeit und der Tatsache, dass nur sehr wenige Gebirgsabschnitte von plastischen Deformationen in der Matrix (Standsicherheiten werden nur im Zusammenhang mit der Erosion ermittelt; siehe unten) und dadurch vom Festigkeitsabfall betroffen sind. Die Auswirkungen auf die Standsicherheit sind minimal. Mit der Zeitdauer des Kriechens wächst der Einfluss reduzierter Festigkeiten auf die Standsicherheit. Auch den 3D-Modellen werden einfache, lineare, ideal-plastische Stoffmodelle zugrunde gelegt.

**Tab. 9-1**: Zusammenstellung der verwendeten Stoffmodelle der jeweiligen Gesteinstypen und diskreten Trennflächen.

| Geologische Einheit | Stoffmodell |
|---|---|
| Granitgneis<br>Augengneis | lineares strain-Softening ubiquitous joint Modell |
| Kakirit | lineares elasto-visko-plastisches Modell ohne Festigkeitsabfall |
| Scherzone Parlet | lineares elasto-plastisches Modell ohne Festigkeitsabfall |
| diskrete Trennflächen | lineares coulomb slip- Modell mit Festigkeitsabfall |

### 9.4.3 Kennwerte

Die konstitutiven Startparameter stammen aus einer Kombination geomechanischer Klassifikationen, Angaben aus der Vorerkundung des GBT (Laboruntersuchungen), Literaturrecherchen sowie Geländebeobachtungen/Feldtests (die Abschätzung der Scherfestigkeiten der Gesteine wurde bereits im Kapitel „Geotechnische Eigenschaften des Gebirges“ erläutert). Sie können der **Tab. 9-2** entnommen werden und dienen als Startparametersatz.

#### 9.4.3.1 Steifigkeit

Für die Matrix ist das Vorgehen bereits im **Kapitel 8** erläutert. Felsmechanische Kennwerte zum Deformationsverhalten der Klüfte (Normal- und Schersteifigkeit) werden anhand zweier unterschiedlicher Methoden bestimmt:

Methode 1:

$$k_n = \frac{E_{RM} E_R}{(E_R - E_{RM})S} \qquad k_s = \frac{G_{RM} G_R}{(G_R - G_{RM})S}$$

wobei: $k_n$, $k_s$: Normal- und Schersteifigkeit; $S$: mittlerer Kluftabstand; $E_{RM}$: Elastizitätsmodul des geklüfteten Felsen, $E_R$: Elastizitätsmodul des intakten Felsen; $G_{RM}$: Schubmodul des geklüfteten Felsen; $G_R$: Schubmodul des intakten Felsen.

Methode 2:

UDEC benutzt sogenannte „soft contacts“, um Modellbewegungen senkrecht zu den Kontakten zu erfassen. Ist die Steifigkeit der Trennflächen zu groß, steigt die Berechnungszeit signifikant. Bei zu kleinen Steifigkeiten treten Überlappungsprobleme auf (ein entsprechender zulässiger Grenzwert für Überlappungen kann angegeben werden).

Für rein mechanische Probleme gilt: die Normal- und Schersteifigkeiten sollten 1 bis 10 mal so groß wie die equivalenten Steifigkeiten der steifsten, benachbarten Zone sein.

$$k_n = k_s \le 10 \left[ \max \left[ \frac{K + \frac{4}{3} G}{\Delta z_{\min}} \right] \right]$$

wobei: K = Kompressionsmodul; G = Schubmodul; $\Delta z_{min}$: schmälste Breite der Zone, die in Normalrichtung in Kontakt mit der Trennfläche steht.

#### 9.4.3.2 Reibungswinkel und Kohäsion

Die Werte für Reibungswinkel Φ und Kohäsion c der Matrix und Trennflächen sind bereits im Kapitel 8 diskutiert worden (**Tab. 9-2**).

#### 9.4.3.3 Dilatanz und Zugfestigkeit

Werte der Dilatanz werden für die Matrix des Augengneises und Granitgneises mit Φ/4, für die Störzone Parlet Φ/6 und für den Kakirit Φ/10 angenommen (Klüfte wie im Kapitel 8 beschrieben). Die Zugfestigkeit ist für alle Gesteine c/10.

### 9.4.3.4 Festigkeitsabfall

Genaue Angaben aus Laborversuchen existieren nicht. Zudem übt die Netzgröße bei der numerischen Verarbeitung von Festigkeitsabfällen einen entscheidenden Einfluss aus. Als Faustformel für den Festigkeitsabfall gilt: Je kompetenter das Gestein ist, desto weniger plastische Verformungen sind nötig, bis die Restfestigkeit erreicht wird (**Kapitel 8**). Der Verlauf der Spannungsdehnungs-Kurve im Post-Failure-Bereich wird aufgrund dieser Überlegungen folgendermaßen festgelegt: Die Restfestigkeit des Granitgneises wird nach 0,0002 %, die des Augengneises nach 0,0004 % plastischer Dehnung erreicht (**Abb. 9-5**).
Reibungswinkel, Kohäsion, Dilatanz und Zugfestigkeit werden 2 mal (3 mal) um den Faktor 1,1 reduziert.

$$c_{r1} = \frac{c_p}{1{,}1}\ ;\ c_{r2} = \frac{c_{r1}}{1{,}1}\ ;\ c_{r3} = \frac{c_{r2}}{1{,}1}$$

$$\phi_{r1} = \arctan\left(\frac{\tan(\phi_p)}{1{,}1}\right)\ ;\ \phi_{r2} = \arctan\left(\frac{\tan(\phi_{r1})}{1{,}1}\right)$$

wobei: tiefgestellt p = peak (Spitzenwert); tiefgestelltes r = residual (Restwert).

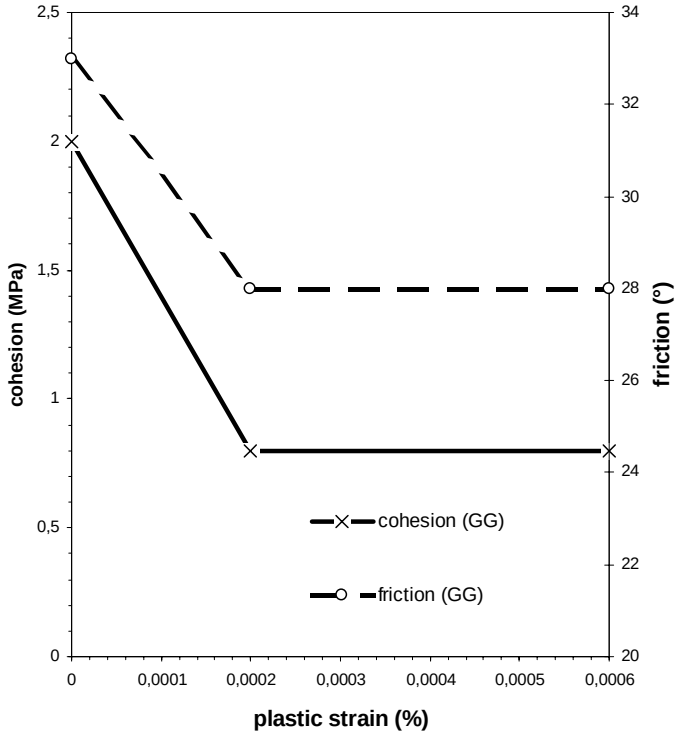



**Abb. 9-5**: Post-Failure-Verhalten am Beispiel des Granitgneises (**GG**).

### 9.4.3.5 Kriechparameter A und n

Lorig & Rojo [105] weisen darauf hin, dass die konstitutiven Parameter von Kriechmodellen nur durch Kalibrierung zu ermitteln sind.

*„… the creep behaviour of a slope includes feedback mechanism that is not present, for example, in a static uniaxial compression test in the laboratory, where the applied load is constant. For this reason, the creep parameter for slope behaviour can only be determined at present by calibration".* [105]

Für die Kriechparameter A und n wird jeweils ein Rahmen plausibler Grenzen für kataklastische Scherzonen festgelegt, der sich im Wesentlichen an den Ausführungen und Ergebnissen von Lorig & Rojo [105] orientiert (genannte Autoren haben ein sehr ähnliches Problem mit nahezu vergleichbaren Materialien in der Chuquicamata Mine modelliert):

$$1e^{-24} < A < 1e^{-22}$$

$$2{,}5 < n < 2{,}8.$$

**Tab. 9-2:** Kennwerte (Startparametersatz).

| | Matrix | | | | | | | | Trennflächen | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | E | $\phi_p$ | $\phi_r$ | $c_p$ | $c_r$ | $\psi$ | $t_p$ | $t_r$ | kn | ks | $\phi_p$ | $\phi_r$ | $c_p$ | $c_r$ | $\psi$ | $t_p$ | $t_r$ |
| | [GPa] | [°] | [°] | [MPa] | [MPa] | [°] | [MPa] | [MPa] | [GPa] | [GPa] | [°] | [°] | [kPa] | [kPa] | [°] | [kPa] | [kPa] |
| *Granitgneis* | 12 | 33 | 28 | 2 | 0,8 | 8 | 0,2 | 0,17 | 4 | 1,6 | 30 | 26 | 100 | 40 | 4,4 | 10 | 4 |
| *Augengneis* | 8 | 31 | 26 | 0,8 | 0,3 | 8 | 0,08 | 0,03 | 1,7 | 0,6 | 28 | 24 | 80 | 30 | 3,7 | 8 | 3 |
| *Kakirit* | 3 | 25 | 25 | 0,2 | 0,2 | 3 | 0,02 | 0,02 | 1,5 | 0,6 | 25 | 20 | 25 | 10 | 3,0 | 2,5 | 1 |
| *Störzone Parlet* | 4 | 30 | 30 | 0,2 | 0,2 | 5 | 0,02 | 0,05 | 1 | 0,4 | 24 | 20 | 30 | 10 | 0 | 3 | 1 |
| *Scherzonen* | | | | - | | | | | 2,5 | 1,2 | 25 | 20 | 0 | 0 | 3,0 | 0 | 0 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $\phi_p$ | Spitzenreibungswinkel | $t_p$ | Spitzenzugfestigkeit |
| $\phi_r$ | Restreibungswinkel | $t_r$ | Restzugfestigkeit |
| $c_p$ | Spitzenkohäsion | $k_n$ | Normalsteifigkeit |
| $c_r$ | Restkohäsion | $k_s$ | Schersteifigkeit |
| $\psi$ | Dilatanz | | |

### 9.4.4 Primärspannungszustand und Berechnungssequenzen

Das natürliche Spannungsfeld kann näherungsweise durch drei Hauptspannungskomponenten beschrieben werden. Die Vertikalspannung ($\sigma_{yy}$) wird infolge des Eigengewichts als Funktion der Tiefe formuliert. Die Horizontalspannungen ($\sigma_{xx,}\ \sigma_{zz}$) werden im einfachsten Fall auf Grundlage der Elastizitätstheorie ($\sigma_{xx,}\ \sigma_{zz} * k_{0;}\ k_0=\upsilon/1\text{-}\upsilon$) oder isotrop ($\sigma_{yy} =\sigma_{xx,} =\sigma_{zz;}\ k_0=1$) angegeben.
Für eine Poisson-Zahl ($\upsilon$) von 0,25 ergibt sich ein Seitendruckbeiwert ($k_0$) von 0,33 und somit Horizontalspannungen ($\sigma_{xx,}\ \sigma_{zz}$) von 0,33 * $\sigma_{yy}$. In dieser Ableitung bleiben Topographieeffekte sowie ein eventuell vorhandenes tektonisches Spannungsfeld unberücksichtigt. Als Anfangswert wird ein $k_0$ von 0,5 und rein gravitative Bedingungen angenommen (tektonisch bedingte Änderungen bleiben unberücksichtigt). Die Sensitivität des Modells auf den $k_0$-Wert wird geprüft.
Um die Spannungsentwicklung der Felsböschung möglichst realistisch zu reproduzieren, werden verschieden Belastungszustände modelliert. Ausgehend vom Primärfall, unter der Annahme

einer durchgehend horizontalen Oberfläche, werden verschiedene Sekundärfälle betrachtet (**Abb. 9-6**).

Zu Beginn werden stufenweise Festgesteinspartien durch „Gletschereis“ (Reduktion der Dichte auf 750 kg/m$^3$) ersetzt und später schichtweise entfernt. Ebenso wird die Erosion der inkompetenten Partien am Hangfuß simuliert. Bei jedem Zustand wird darauf geachtet, dass das System konvergiert. Die heutige Geometrie der Felsböschung paust sich Schritt für Schritt durch. Erst nach der letzten Entlastungsphase werden Kriechdeformationen zugelassen. Initiale Spannungsbedingungen mit deviatorischen Spannungskomponenten verursachen bereits in der Anfangsphase des Modells Kriechdeformationen, die als unrealistisch angesehen werden. Um Überlappungsfehler zu vermeiden, wird die vor dem Kriechen verwendete „large deformation-logic“ abgeschaltet. Nachteile ergeben sich dadurch, dass sich verformungsbedingt veränderte Blockkonstellationen gegenüber der ursprünglichen Lagerung anders verhalten. Verstellungen werden in der „small deformation-logic“ nicht nachgebildet.

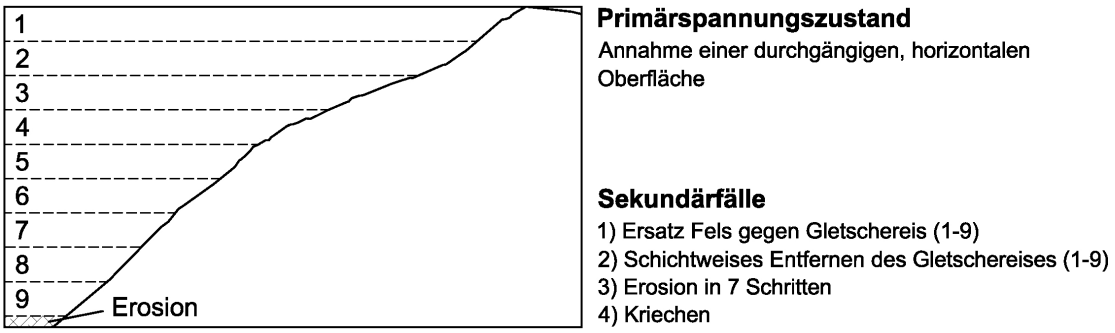



**Abb. 9-6**: Berechnungssequenzen des Modells.
Ausgehend vom Primärspannungszustand mit durchgängig horizontaler Oberfläche durchläuft das Modell 25 Sekundärfälle.

### 9.4.5 Randbedingungen und Ausdehnung

Entlang des rechten und linken Randes sind keine horizontalen Bewegungen zugelassen. Am Modellboden sind beide Raumrichtungen fixiert. Die Ausdehnung des Modells wird so gewählt, dass die Bewegungen bis zum Modellrand ausgeklungen und keine Randeffekte möglich sind (1800 m* 1000 m, **Abb. 9-2**).

### 9.4.6 Diskretisierung der Blöcke

Die Blöcke werden mit einem Finiten-Differenzen-Netz (Grid) diskretisiert. Erfahrungen zeigen, dass irreguläre, automatisch generierte Netze bei großen plastischen Verformungen ungenaue Resultate liefern. Deshalb wir auf ein reguläres Grid (diagonal gegenüberliegende, triangulare Zonen) zurückgegriffen. Bereiche von besonderem Interesse werden mit der kleinsten, numerisch noch in angemessener Zeit zu verarbeitenden Netzgröße diskretisiert. Für den Gletscher

und die Randbereiche wird ein gröberes Netz gewählt. Für extrem spitzwinklige Blöcke versagt das reguläre System; Lücken werden mit irregulärem Netz gefüllt (**Abb. 9-7**).

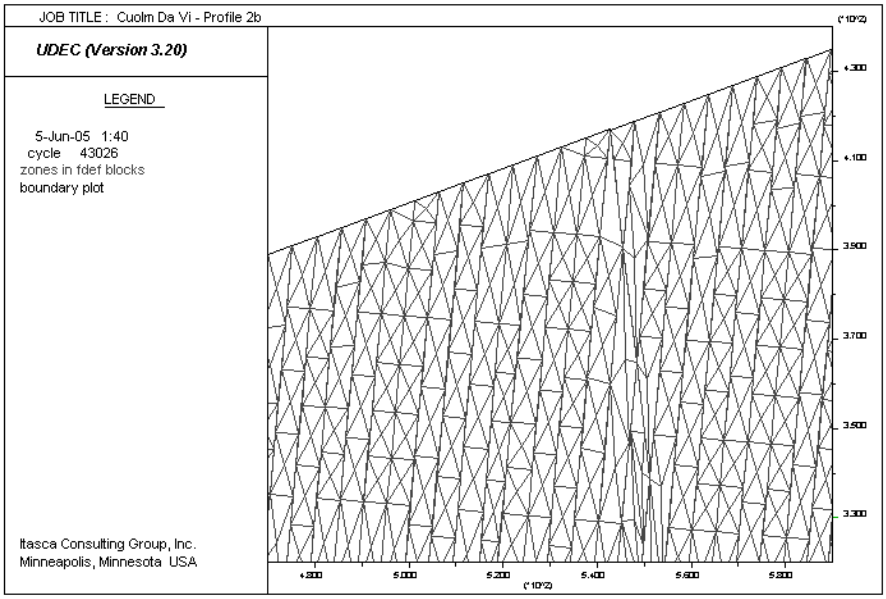



**Abb. 9-7**: Diskretisierung der Blöcke (Modellausschnitt).

### 9.4.7 Wasser

Sämtliche Modelle werden trocken gerechnet. Der Einfluss von Wasser auf die Hangbewegung ist unumstritten, eine komplexe, gekoppelte Lösung scheitert jedoch an den komplizierten Wasserverhältnissen und den fehlenden Informationen. Quellbeobachtungen geben nur eine Idee über die hydrogeologischen Verhältnisse der Hangbewegung. Da besonders im zentralen Bereich der Instabilität keine Quellaustritte existieren, reichen die gewonnenen Erkenntnisse nicht aus, eine annähernd sinnvolle gekoppelte Lösung zu formulieren.

*„In many cases it is better to ignore ground water and to take it into account by back calculating the angle of friction, which includes then the effect of water. However, this procedure is wrong for example when differences in a reservoir level are big."* [127]

## 9.5 Generelles zur Modellierung

Festgestein ist ein hochkomplexes, natürliches Material. Numerische Modelle können das Verhalten nie 100-prozentig wiedergeben. Weder Laborversuche noch geotechnische Klassifikationen vermögen die Unsicherheiten (u.a. Maßstabseffekte, Inhomogenitäten, Anisotropie…) vollständig auszuräumen. Diese Unsicherheiten müssen, um ein realitätsnahes Verhalten der Mas-

senbewegung zu modellieren, durch einen Kalibrierungsprozess minimiert werden. Grundsätzlich startet der Prozess mit einem sehr einfachen Modell.

Der Kalibrierungsprozess setzt sich aus drei Schritten zusammen:

1. Die Rahmen- und Randbedingungen sowie der Modellverlauf (Be-/Entlastungsphasen) werden festgelegt. Zudem werden die Modellgröße in Bezug auf Randeffekte sowie Problemen im Zusammenhang mit der Diskretisierung der Matrix überprüft (es ist allgemein bekannt, dass die Netzgröße einen Einfluss auf die Ergebnisse hat. Insbesondere gilt dies bei der Verwendung von Stoffmodellen, die Softening enthalten).
2. In einer zweiten Stufe (Sensitivitätsbetrachtungen) werden Materialkennwerte, Geometrie, Anzahl der Strukturen sowie Stoffmodelle variiert, um deren physikalische Relevanz zu prüfen (Schritt 1 muss bei großen Veränderungen gegebenenfalls wiederholt werden).
3. Im dritten Schritt folgt, unter Zugrundelegung eines Startparametersatzes, eine Vorwärtsrechnung. Die Plausibilität des Ergebnisses wird hinsichtlich messbarer Größen (geodätischer Messwerte), Feldbeobachtungen und daraus klar belegbaren Schlussfolgerungen geprüft. Eine unzureichende Übereinstimmung führt zur Wiederholung der Berechnung mit einem angepassten Parametersatz (die Ergebnisse der Sensitivitätsbetrachtung unterstützen die Entscheidung über die Art und den Umfang der Anpassungen). Die Prozedur wird so lange durchgeführt, bis akzeptable Ergebnisse erzielt werden können („trial and error"-Verfahren).

## 9.6 Sensitivitätsbetrachtungen

Im Rahmen der Studie wird das Modell auf die Sensitivität von Eingangsdaten geprüft. Dabei werden Stoffparameter sowie die Trennflächengeometrie variiert (der Einfluss des Stoffmodells – ob linear oder nichtlinear – wurde bereits im Kapitel Stoffmodelle diskutiert).

### 9.6.1 Vorgehen

Jeweils nur ein Parameter bzw. eine Parametergruppe (z.B. alle konstitutiven Parameter, welche die Scherfestigkeit definieren) wird verändert. Bei jeder Berechnung durchlaufen die Modelle den gesamten oben beschriebenen Be- bzw. Entlastungsprozess (**Abb. 9-6**) sowie ein 5-jähriges Kriechen.

Die Variationsbreite der Trennflächengeometrie orientiert sich an den im Gelände gemessenen Daten. Konstitutive Parameter schwanken im Bereich von +/- 20% des Basisparametersatzes.

Die Auswertung erfolgt anhand repräsentativer Messpunkte, die Oberflächen- und Tiefenbewegungen (numerische Inklinometer) registrieren und speichern. Zudem wird die Erstreckung gegen N geprüft. Als Maß für die Hangauswärtsrotation werden die Scherspannung entlang der N-fallenden Trennflächen sowie subjektive Einschätzungen der Blockgeometrien herangezogen.

## 9.6.2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Sensitivitätsbetrachtungen

Am Modell des Cuolm Da Vi zeichnet sich eine grundlegende Erkenntnis ab: Je geringer der Tiefgang, desto geringer ist die Belastung der Kakirite am Hangfuß. Für die Modellkonstellation, mit einem schmalen Streifen kriechfähiger kakiritisierter Gesteine entlang des Sockels, bedeutet dies grundsätzlich geringere Kriechraten (die Kriechrate ist von der Höhe der Deviatorspannungen abhängig). Alle Faktoren, die zu geringerem Tiefgang führen, bedingen gleichzeitig geringere Kriechverformungen. (Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse sind in der **Abb. 9-8** zusammengefasst).

### 9.6.2.1 Aspekte der Geometrie

#### 9.6.2.1.1 Veränderung der Geometrie N-fallender Trennflächen

Mit steilerem Einfallen der N-fallenden Trennflächen nehmen die Deformationen sowie der Tiefgang ab (das Einfallen S-fallender Trennflächen bleibt konstant bei 80, 82 oder 85°). Die Hangauswärtsrotation und die Erstreckung gegen N nehmen zu (**Abb. 9-8)**. Sjöberg und Nicol et al. [119; 137] beschreiben einen gegenteiligen Effekt. Mit steilerem Einfallen gegen die Böschung erhöhen sich die Normalspannungen entlang der Trennflächen und somit die Scherbeanspruchungen. In den Untersuchungen obiger Autoren ist eine Erhöhung der Verschiebungsbeträge und eine Betonung der Hangauswärtsrotation eindeutig. Preh & Poisel [127] weisen auf den Effekt von Kippbewegungen auf die Spannungsverhältnisse im Hangfuß hin:

*„Stresses in the toe area of toppling slopes are very high, because the hole slope is lying on the toe."* [127].

Da Kriechdeformationen von den deviatorischen Spannungen (hier im Hangfuß) abhängig sind, wären größere Verschiebungen zu erwarten. Der umgekehrte Fall trifft jedoch zu. Die Begründung ist eindeutig: flachere Einfallswinkel gegen die Böschung bedingen einen sehr viel geringeren Tiefgang. Die Deviatorspannungen in den Kakiriten sind dadurch geringer. Es ist zu beobachten, dass bei flacherem Einfallen gegen N die deviatorische Komponente abgebaut bzw. sich deutlich verringert (das Verhältnis zwischen $\sigma_1$ und $\sigma_3$ geht gegen 1,0).

#### 9.6.2.1.2 Veränderung der Geometrie S-fallender Trennflächen

Bei konstantem N-Fallen (80, 82 oder 84°) nehmen mit steilerem S-Fallen die Deformationen deutlich, der Tiefgang, die Hangauswärtsrotation und die Erstreckung gegen N mäßig zu (**Abb. 9-8)**.

Durch steileres S-Fallen erhöht sich die Last (Normalspannungen) auf N-fallende Diskontinuitäten sowie auf den Sockel. Es resultieren höhere Scherbeanspruchungen in den Trennflächen und

höhere Spannungen im Sockel (Kakirit). Konstante, höhere Kriechraten werden gemessen, die sich auf Tiefgang, Rotation und Erstreckung auswirken.

#### 9.6.2.1.3 Veränderung des Abstandes zwischen den Scherzonen

Verringerte Abstände N-fallender Scherzonen führen zu weitaus größeren Deformationen bei gleichzeitig stark betonter Hangauswärtsrotation. Sowohl die Tiefe als auch die Erstreckung nehmen zu (**Abb. 9-8)**.

Die Resultate zeigen, dass ein um 25 m veränderter Abstand einen Anstieg der Deformationen um 30 bis 70% (je nach Einfallwinkel N- und S-fallender Scherzonen) bewirkt. Verringerte Abstände sind auch hinsichtlich der Stabilität der Böschung (größere Anzahl diskreter, inkompetenter Scherzonen) zu sehen. Klar wird, dass die Anzahl und Lage der N-fallenden Scherzonen eine entscheidende Rolle spielt.

#### 9.6.2.1.4 Fazit

Geometrische Aspekte, insbesondere die Geometrie und der Abstand N-fallenden Scherzonen spielen eine immense Rolle. Für die Modellierung bedeutet dies eine möglichst lagegenaue Darstellung.

### 9.6.2.2 Aspekte der Scherfestigkeit

#### 9.6.2.2.1 Auswirkung veränderter Kohäsion

Kohäsionserhöhungen (Trennflächen, Matrix) bewirken größere Verschiebungen und einen anwachsenden Tiefgang. Hangauswärtsrotation und Erstreckung nehmen ebenfalls zu. Der Zusammenhang zwischen Kohäsion und Tiefgang an Stabilitätsproblemen im Lockergestein konnte bereits von Janbu [92] erkannt werden. Der größere Tiefgang bedingt eine höhere Beanspruchung des Kakirits und damit größere Kriechverformungen. Für die Instabilität bedeutet dies eine Betonung der Hangauswärtsrotation und eine größere Erstreckung gegen N (niedrige Kohäsion führt nach kurzer Zeit zum vollständigen Abklingen der Kriechverformungen).

#### 9.6.2.2.2 Auswirkung veränderter Reibungswinkel

Erhöhte Reibungswinkel (Trennflächen, Matrix) bedingen kleinere Verschiebungen und weniger Tiefgang. Hangauswärtsrotation und Erstreckung nehmen ebenfalls ab (**Abb. 9-8)**. Wiederum ist zunächst ein geringerer Tiefgang die Folge, wodurch die Belastung auf den Hangfuß reduziert wird. Die Folge ist eine geringere Verschiebung.

#### 9.6.2.2.3 Auswirkung veränderter Dilatanz

Einen ebenso deutlichen Einfluss auf die Verschiebungen wie die Kohäsion zeigt die Dilatanz (besonders der Trennflächen). Der Tiefgang nimmt bei einer Erhöhung der Dilatanz ab, die Verschiebungen nehmen deutlich, die Hangauswärtsrotation und die Erstreckung geringfügig zu (**Abb. 9-8)**. Dilatation bedeutet eine Volumenänderung (-vergrößerung), wodurch Spannungen im Hangfuß deutlich ansteigen. Größere Kriechraten sind die Folge.

#### 9.6.2.2.4 Fazit

Das Gesamtsystem reagiert auf veränderte Kohäsion und Dilatanz sehr viel sensibler als auf Variationen des Reibungswinkels. Interessant ist, dass aus statischer Sicht eine Erhöhung der Kohäsion zu größerer Stabilität führt, gleichzeitig aber die Kriechrate anwächst.

### 9.6.2.3 Aspekte der Steifigkeit

#### 9.6.2.3.1 Einflussgrößen der Deformierbarkeit

Die Deformierbarkeit steigt mit niedriger Steifigkeit (E-Modul der Matrix) und/oder mit geringerem horizontalen Trennflächenabstand. Mit kleinerem Abstand wachsen die Deformationen deutlich an. Ein um 25 m veränderter Abstand bewirkt einen Anstieg der Deformationen um 30 bis 70% (je nach Einfallwinkel N- und S-fallender Scherzonen). Bei vermindertem Abstand wird zudem die Hangauswärtsrotation betont sowie der Tiefgang erhöht **(Abb. 9-8)**.

Die Einbindung des multilaminaten Stoffgesetzes führt zum selben Ergebnis. Dies bedeutet, dass die Berücksichtigung der Anisotropie (ob als diskrete Trennflächen oder als multilaminates Ersatzkontinuum) in Annäherung zu den realen Verhältnissen eine steigende Deformierbarkeit bewirkt.

Biegungen können bei weniger steifen Festgesteinen wesentlich einfacher stattfinden und quantitativ deutlicher ausfallen. Dagegen treten Brucherscheinungen mehr und mehr zurück. Niedrigere Steifigkeiten bedeuten mehr Tiefgang und gleichzeitig sehr viel größere Verschiebungen.

#### 9.6.2.3.2 Fazit

Das Verhalten des Gesamtsystems ist besonders von der Gebirgssteifigkeit abhängig. Eine geringere Steifigkeit ergibt sich gleichermaßen durch eine E-Modul-Reduktion, der Verwendung eines multilaminaten Stoffgesetzes sowie der Frequenz explizit modellierter Trennflächen (bei gleichbleibenden Scherfestigkeiten der Trennflächen).

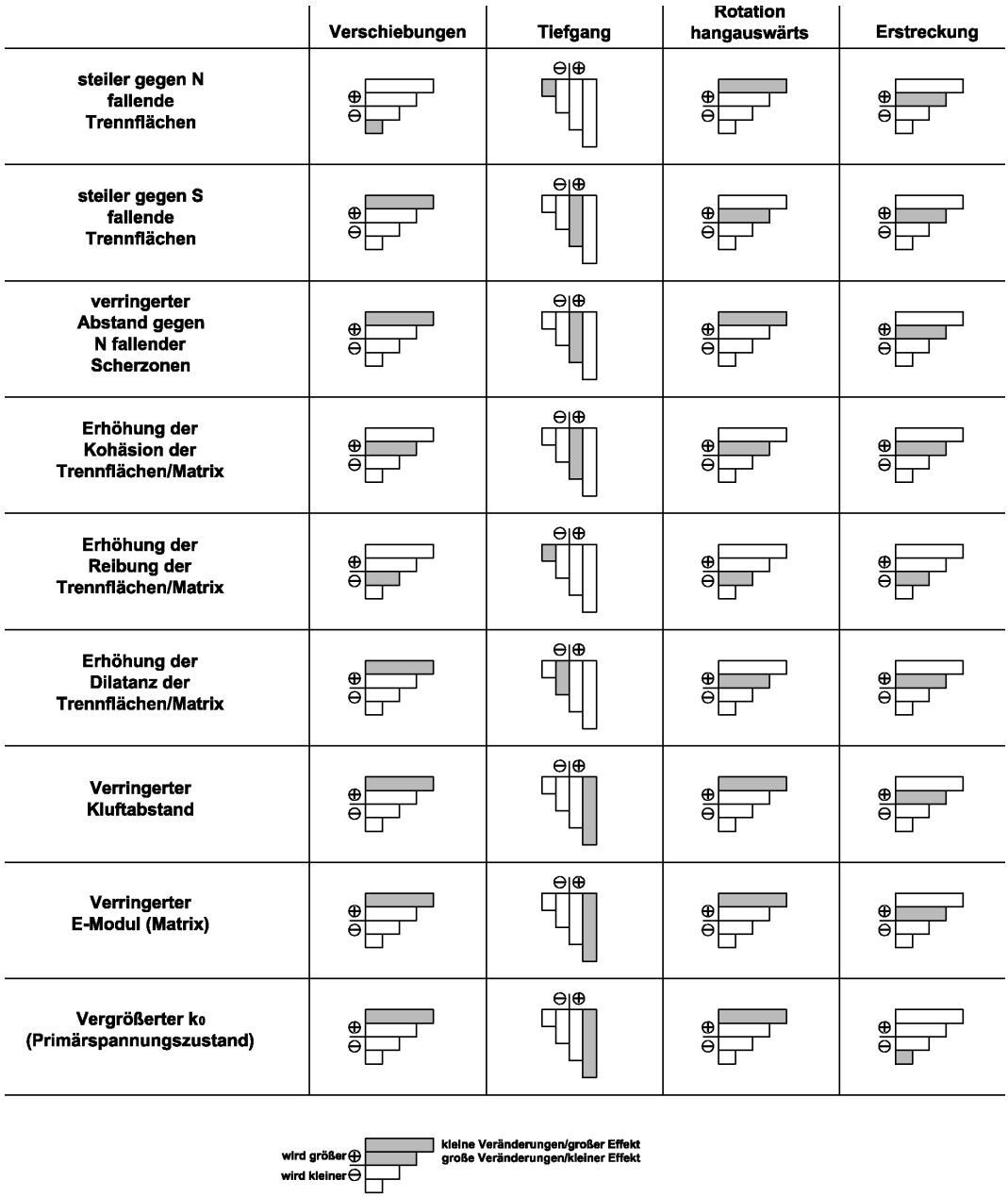



**Abb. 9-8**: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse.

### 9.6.2.4 $k_0$-Wert

Bei isotropen Primärspannungsbedingungen sind nur die Hangpartien entlang des Südabbruchs von Deformationen betroffen, die nördlich gelegenen Partien zeigen keine/geringe Verschiebung. Mit kleiner werdenden $k_0$-Werten sind die nördlichen Hangpartien immer stärker betroffen (**Abb. 9-8)**. Ein $k_0$-Wert von 0,5 reproduziert die beobachteten Verhältnisse am eindeutigsten.

## 9.7 Ergebnisse der Modellierung

### 9.7.1 Plausibilität der Ergebnisse

Das Ergebnis wird als plausibel erachtet, wenn Deformationen und Hangtektonik folgende Anforderungen erfüllen:

Anforderungen an die Deformationen im Modell:

1. Jährliche Verschiebungen im Zentrum der Instabilität von 15-25 cm/a werden als ausreichend genau erachtet.
2. Vom Grat des Cuolm Parlet dado/dadens gegen den Druntobel muss eine deutliche Zunahme der Deformationen zu erkennen sein, wobei jährliche Verschiebungen am Cuolm Parlet dado von 2-9 cm/a im Rahmen der gemessenen Deformationen liegen.
3. Zusätzlich sind die Verhältnisse zwischen horizontalen und vertikalen Bewegungen von Bedeutung. Verhältnisse zwischen 1 und 8 (Mittel 2-4) sind akzeptabel. Gegen N spielen vertikale Bewegungen eine zunehmend wichtige Rolle, talseitig von Scherzonen sind sehr große Verhältnisse zu erwarten (**Abb. 9-9**).

Die Lage der MP im Modell ist bei derartigen Anforderungen entscheidend. Es werden nur MP herangezogen, die eine zu den tatsächlichen MP vergleichbare geotechnische Lage einnehmen. Deformationen werden kontinuierlich von vier ausgewählten MP und drei numerischen Inklinometern aufgezeichnet (**Abb. 9-9**). Nach Durchlauf des Modells wird das Verhältnis zwischen horizontalen und vertikalen Verschiebungen an mehreren charakteristischen MP geprüft.

Anforderungen an die Hangtektonik im Modell:

1. Kartierte Nackental-Typen (Kapitel 4) müssen in Lage und Ausbildung mit dem Modell konsistent sein (Nackentäler entlang der zentralen Trogschulter zeigen sehr viel weniger Verstellung als Nackentäler entlang des Abbruchs zum Drun bzw. entlang des Fußes Cuolm Parlet dado/dadens (**Abb. 7-15**)).
2. Nördlich der markanten Nackentäler werden Extensionserscheinungen (Gräben, Sackungsstrukturen) erwartet.
3. Auflockerungserscheinungen müssen besonders entlang N-fallender Scherzonen zu beobachten sein.
4. Eine exakte Prognose des Tiefgangs bzw. der Tiefenlage etwaiger Brüche kann aus den Feldaufnahme nicht konstruiert werden. Als Zielwert für plausible Modellergebnisse kann von 200-300 m ausgegangen werden (entlang von Scherzonen sind plastische Säume bis in eine Tiefe von > 300 m plausibel).

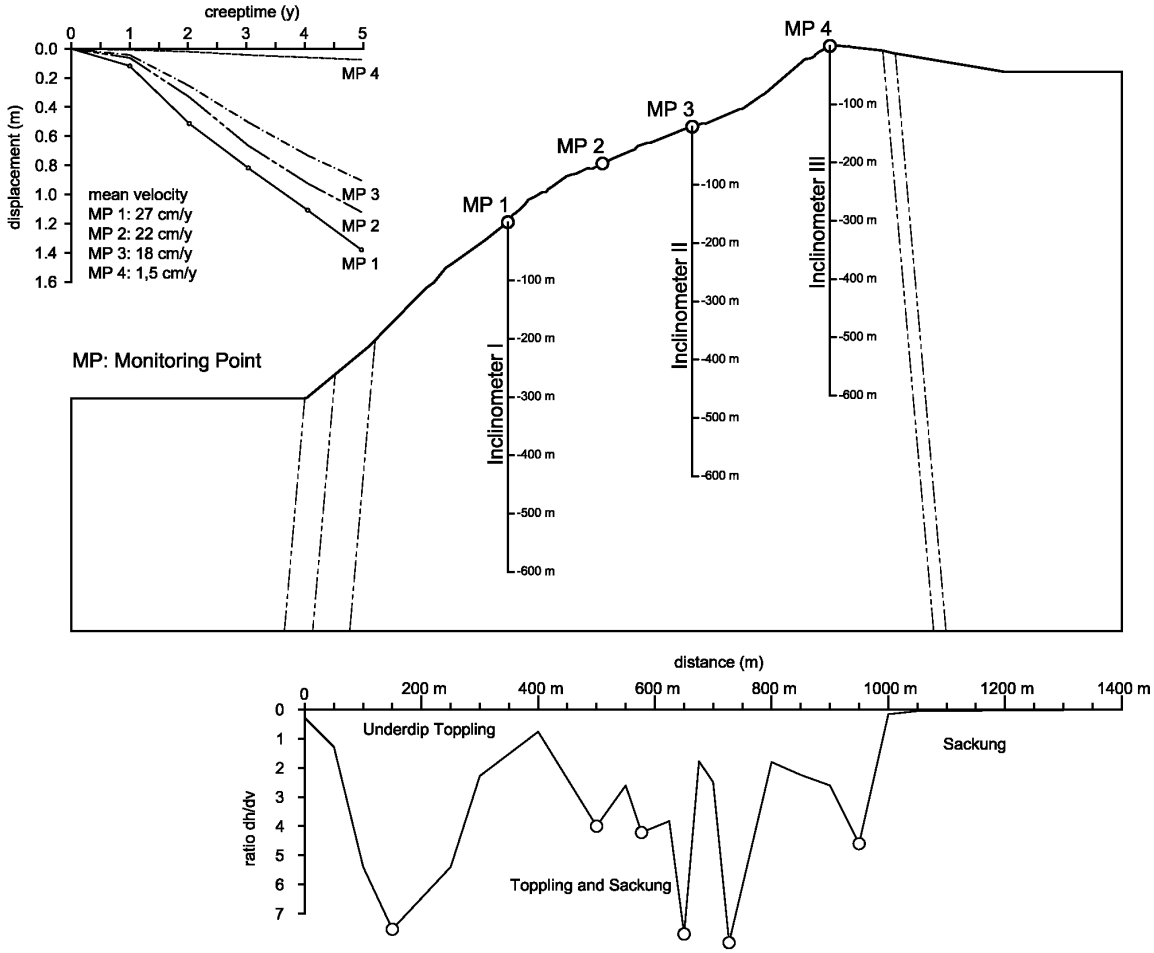



**Abb. 9-9**: Lage der Messpunkte und Inklinometer im Modell sowie aufgezeichnete kumulierte Verschiebungen und Längsverlauf des Verhältnisses dh/dv (Parametersatz **Tab. 9-3,** 5 a Kriechen).

Insgesamt wurden in der dritten Phase des Kalibrierungsprozesses mehr als 200 Parametervariationen gerechnet, die eine sehr gute Übereinstimmung in den Ergebnisse zeigen. Gute Ergebnisse werden mit den Parametern in **Tab. 9-3** erzielt. Die Ergebnisse sind in **Abb. 9-9** dargestellt. Sie reproduzieren die genannten Anforderungen an die Plausibilität . Die Fragestellungen können beantwortet werden. Es ist anzumerken, dass es im Grunde für die Beantwortung der Fragestellungen dieser Arbeit irrelevant ist, ob die Modelle exakt die gleichen Verschiebungen zeigen, wie im Feld gemessen. Eine gute Konsistenz der Ergebnisse ist von weitaus größerer Bedeutung. Sowohl die Kinematik als auch die Entstehung von Brüchen kann somit auch unter dem Gesichtspunkt von Unsicherheiten eindeutig geklärt werden.

**Tab. 9-3**: Rückgerechnete Kennwerte.

| | Matrix | | | | | | | | Trennflächen | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | E | $\phi_p$ | $\phi_r$ | $c_p$ | $c_r$ | $\psi$ | $t_p$ | $t_r$ | $k_n$ | $k_s$ | $\phi_p$ | $\phi_r$ | $c_p$ | $c_r$ | $\psi$ | $t_p$ | $t_r$ |
| | [GPa] | [°] | [°] | [MPa] | [MPa] | [°] | [MPa] | [MPa] | [GPa] | [GPa] | [°] | [°] | [kPa] | [kPa] | [°] | [kPa] | [kPa] |
| *Granitgneis* | 12 | 33 | 28 | 2,2 | 0,9 | 8 | 0,2 | 0,09 | 1,1 | 1,1 | 29 | 25 | 90 | 0 | 4,4 | 9 | 0 |
| *Augengneis* | 8 | 27 | 23 | 0,8 | 0,3 | 7 | 0,08 | 0,03 | 1 | 1 | 28 | 24 | 60 | 0 | 3,7 | 6 | 0 |
| *Kakirit* | 3 | 25 | 25 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 25 | 20 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Störzone Parlet* | 4 | 30 | 30 | 0,5 | 0,5 | 0 | 0,05 | 0,05 | 1 | 1 | 24 | 24 | 10 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| *Scherzonen* | | | | - | | | | | 1 | 1 | 26 | 25 | 40 | 0 | 2 | 4 | 0 |

$\phi_p$ Spitzenreibungswinkel
$\phi_r$ Restreibungswinkel
$c_p$ Spitzenkohäsion
$c_r$ Restkohäsion
$\psi$ Dilatanz
$t_p$ Spitzenzugfestigkeit
$t_r$ Restzugfestigkeit
$k_n$ Normalsteifigkeit
$k_s$ Schersteifigkeit

### 9.7.2 Allgemeines zur Auswertung und Interpretation

Es wird kein einzelnes Modell zur Auswertung herangezogen. Vielmehr handelt es sich um eine Zusammenfassung aller, für plausibel erachteter Berechnungen. Auch aufgrund der Modellergebnisse ist eine Dreiteilung der Instabilität in Homogenbereiche sinnvoll (**Abb. 7-15**):

I. Südabbruch: umfasst den Druntobel und den westlichen Südabbruch;
II. Trogschulter: flache Hangpartien zwischen Südabbruch und den Gipfeln des Cuolm Parlet dadens und dado;
III. Kammregion: schließt nördlich der markanten Nackentäler an die Trogschulter an und reicht bis zu den unbewegten Partien im N.

### 9.7.3 Kinematik

Anhand des Bewegungssinns (links- oder rechtslateral, **Tab. 9-4**) kann aus den Modellergebnissen die Bewegungsform abgeleitet werden.

Der primäre, globale Mechanismus ist Hangauswärtsrotation (Toppling), der sich entlang N-fallender Trennflächen äußert. Dabei wird der nötige Raum geschaffen, der ein Nachsacken bergseitig gelegener Partien entlang S-fallender Trennflächen (sekundärer, globaler Mechanismus) ermöglicht. Gegensinnig abschiebende Relativbewegungen zeichnen die Hangauswärtsrotation (Toppling) aus, gleichsinnig abschiebende Relativbewegungen die Sackung (**Abb. 9-10**). Die jeweiligen Mechanismen sind an verschiedenen Stellen der Instabilität unterschiedlich stark gewichtet.

Oberflächennahe, lokale Mechanismen bildet das Modell nur unzureichend ab. In Verbindung mit Geländedaten sind die Modellergebnisse jedoch auch dort eindeutig zu interpretieren. Grundsätzlich sind Kippbewegungen (Blocky Toppling), translationsförmiges und rotationales Gleiten oberflächennah möglich.

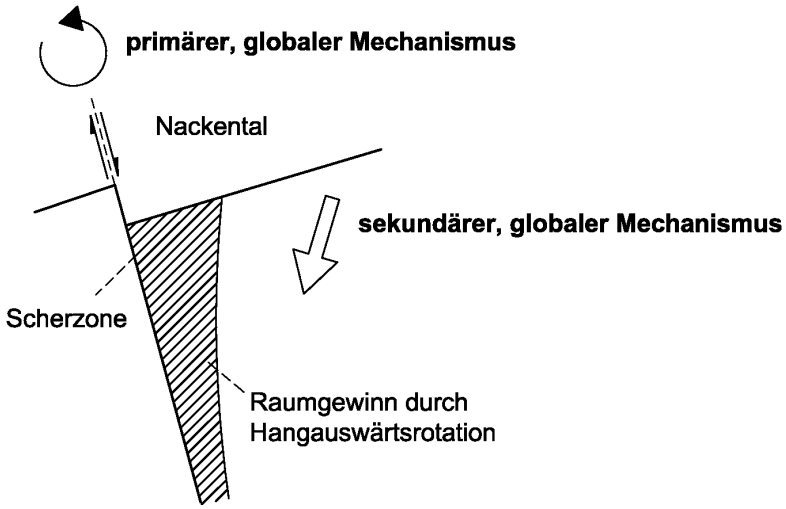



**Abb. 9-10**: Raumgewinn durch Hangauswärtsrotation.

#### 9.7.3.1 Trogschulter

Auf der Trogschulter (**Abb. 9-11**) äußert sich Toppling nur entlang N-fallender Scherzonen. Nackentäler (Verwerfungen) mit unterschiedlichen Sprunghöhen bilden sich ab. Das Modell reproduziert die kartierten Nackental-Typen (unterschiedliche Sprunghöhen) eindeutig. Im zentralen Abschnitt der Trogschulter sind lediglich sehr kleine Sprunghöhen zu erkennen, zum Rand des Druntobels und ganz im N nehmen die Sprunghöhen zu (**Abb. 7-15**).

Bergseitig der Scherzonen ist der Felsverband unterschiedlich stark von Sackungen betroffen. Mit zunehmender Entfernung zur Scherzone nehmen die Setzungen ab (Trend). Zwischen den talseitig erhöhten Flanken und den bergseitig anschließenden Nackentälern besteht der maximale Setzungskontrast (**Abb. 9-12**). Übereinstimmungen mit den geodätischen Verschiebungsmessungen bestehen (aufgrund der Messnetzdichte können die Ergebnisse der Modellierung nicht für die gesamte Böschung verifiziert werden). Die photogrammetrische Auswertung zwischen 1973 und 1990 [18] enthält wenige Punktereihen, die den Setzungstrend bestätigen. Morphologische Befunde (stufenförmiges Relief, Sackungsstrukturen) stimmen mit den Modellergebnissen gut überein (aufgrund der Moränen-/Hangschuttüberdeckung sind oben genannte Strukturen nicht immer eindeutig zu erkennen).

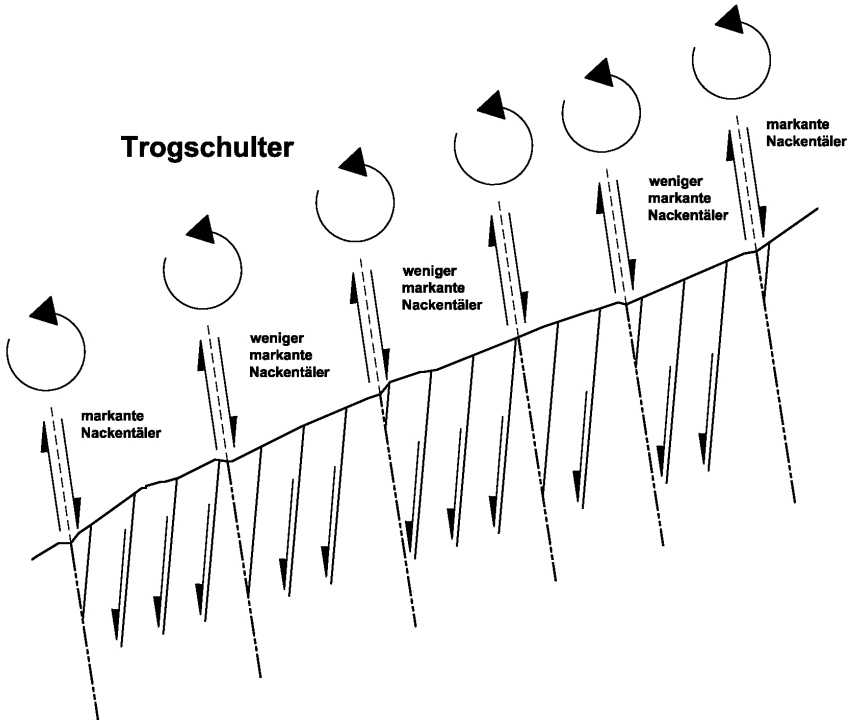



**Abb. 9-11**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich der Trogschulter.
Hangauswärtsrotation (Toppling) mit gegensinnig abschiebenden Relativbewegungen ist der primäre, globale Mechanismus. Bergseitig von Scherzonen herrscht Sackung mit gleichsinnig abschiebenden Relativbewegungen vor.

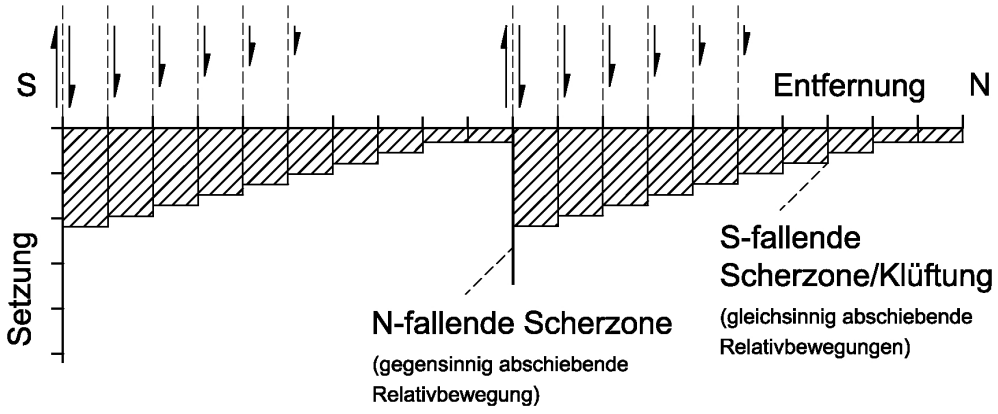



**Abb. 9-12**: Schematische Darstellung des Setzungsverlaufes mit der Entfernung zu Scherzonen.
Zwischen talseitiger Flanke und bergseitigem Nackental besteht der maximale Setzungskontrast. Mit zunehmender Entfernung zur Scherzone nehmen die Setzungen ab.

Gemäß numerischem Inklinometer II (Trogschulter, **Abb. 9-13**) reichen die Bewegungen bis in eine Tiefe von 300-400 m. Ein klarer Gleithorizont ist nicht auszumachen. Der wellige Verlauf des Tiefenprofils deutet auf Scherverschiebung entlang von Diskontinuitäten hin. Kovari [98] spricht in diesem Zusammenhang vom „Hooked Rock Creep“ und beschreibt damit den typischen Verlauf einer Trivec-Messung in Toppling-Böschungen.

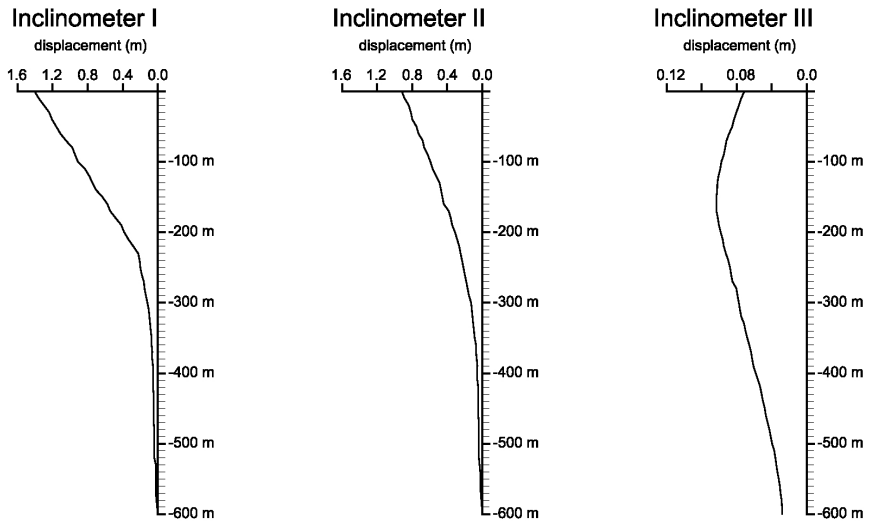



**Abb. 9-13**: Auswertung der numerischen Inklinometer (nach 5 a Kriechen). Zur Lage siehe **Abb. 9-9**.

### 9.7.3.2 Kammregion (Cuolm Parlet dado/Dadens)

Nördlich der Trogschulter – nördlich der oftmals erwähnten, sehr markanten Nackentalstrukturen am Fuß des Cuolm Parlet dado/dadens - ist im Modell tiefreichende Hangauswärtsrotation nur an wenigen Stellen zu erkennen (**Abb. 9-14**). Dies deckt sich mit den Erfahrungen aus dem Gelände (da die Scherzonen nicht exakt parallel zum Streichen der Böschung verlaufen, kann der Effekt der Hangauswärtsrotation an verschiedenen Stellen der Kammregion mehr oder weniger betont sein). Oberflächennah aufgelockerte (< 15 m), lokale Instabilitäten kippen (Flanken des Cuolm Parlet dadens/Dado), tiefreichend ist ein Nachsacken entlang S-fallender Strukturen dominant. Entlang der breiten, N-fallender Scherzonen am Kamm zeigt sich Hangauswärtsrotation. Morphologisch manifestiert sich dies in Form eingesunkener Gräben oder Doppelgrate.

Sackung und Zugbeanspruchungen sind die Folge rascher in Bewegungen geratener, talseitig gelegener Hangpartien (tiefreichendes Massendefizit) und ursächlich für das ausgesprochene Extensionsregime. Daten vom numerischen Inklinometer III (**Abb. 9-13**) ergeben einen erstaunlichen Trend. Zunächst nehmen die Verschiebungen mit der Tiefe zu und führen zu einem „Ausbauchen“ des Tiefenprofils. Dies deutet auf eine s-förmige Verbiegung hin, die Kieffer [95] im Zusammenhang mit dem Bewegungsmechanismus des „kink-band-slumping“ erläutert (siehe Kapitel 7; **Abb. 7-2**, **C**). Hangtektonische Aspekte könnten zumindest in einigen Bereichen der Instabilität für eine derartige Versagensform sprechen.

Als Sonderfall ist der Cuolm Parlet dadens zu sehen. Aufgrund der geologischen Verhältnisse (inkompetente Phyllite und Phyllonite) muss davon ausgegangen werden, das die lokale Instabilität mehrere 10 Meter in die Tiefe reicht.

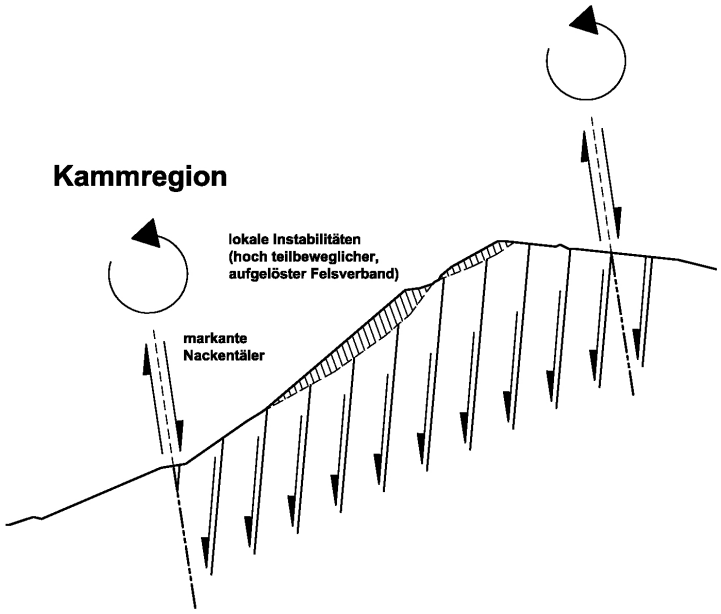



**Abb. 9-14**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich der Kammregion.
Hangauswärtsrotation (Toppling) mit gegensinnig abschiebenden Relativbewegungen findet nur noch oberflächennah statt (Blocky Toppling). Sackung, mit gleichsinnig abschiebenden Relativbewegungen, ist der tiefreichende Mechanismus.

#### 9.7.3.3 Südabbruch (Druntobel, westlicher Rücken)

Beim Übergang der Trogschulter zum Druntobel treten Sackungserscheinungen nach und nach zurück.

Der dominante Mechanismus ist Hangauswärtsrotation. Diese äußert sich in Form gegensinnig abschiebender Relativbewegungen nunmehr entlang N- und S-fallender Trennflächen (Toppling, Underdip Toppling, **Abb. 9-15**). Entlang S-fallender Trennflächen ist dies weitaus weniger deutlich. Sackungserscheinungen sind auf wenige Gebirgsabschnitte begrenzt. Im Gelände sind Sackungsstrukturen wegen der Auflockerungserscheinungen besonders im Druntobel nicht auszumachen. Wie bereits in früheren Abschnitten mehrmals diskutiert, ist der Mechanismus des Underdip Toppling für den gesamten Südabbruch (einschließlich des westlichen Rückens) wahrscheinlich. Durch das Modell werden vorausgegangene Erklärungsversuche verifiziert. In den Modellen nicht inbegriffen ist eine etwaige tektonische Verstellung der Strukturen (Verfaltung), die eventuell schon während der Gebirgsbildung vonstatten ging. Die Bewegungsform kann durch das Modell geklärt werden, der Grad der Verkippung jedoch nicht. Eine frühere tektonische Verstellung ist anzunehmen.

Im numerischen Inklinometer I (**Abb. 9-13**) ist wiederum ein welliger Verlauf („Hooked Rock Creep“) zu erkennen. Der markante Knick in einer Tiefe von rund 220 m fällt mit der Tiefenlage von Brucherscheinungen zusammen. Insgesamt erreichen die Bewegungen eine Tiefe von 300 – 400 m.

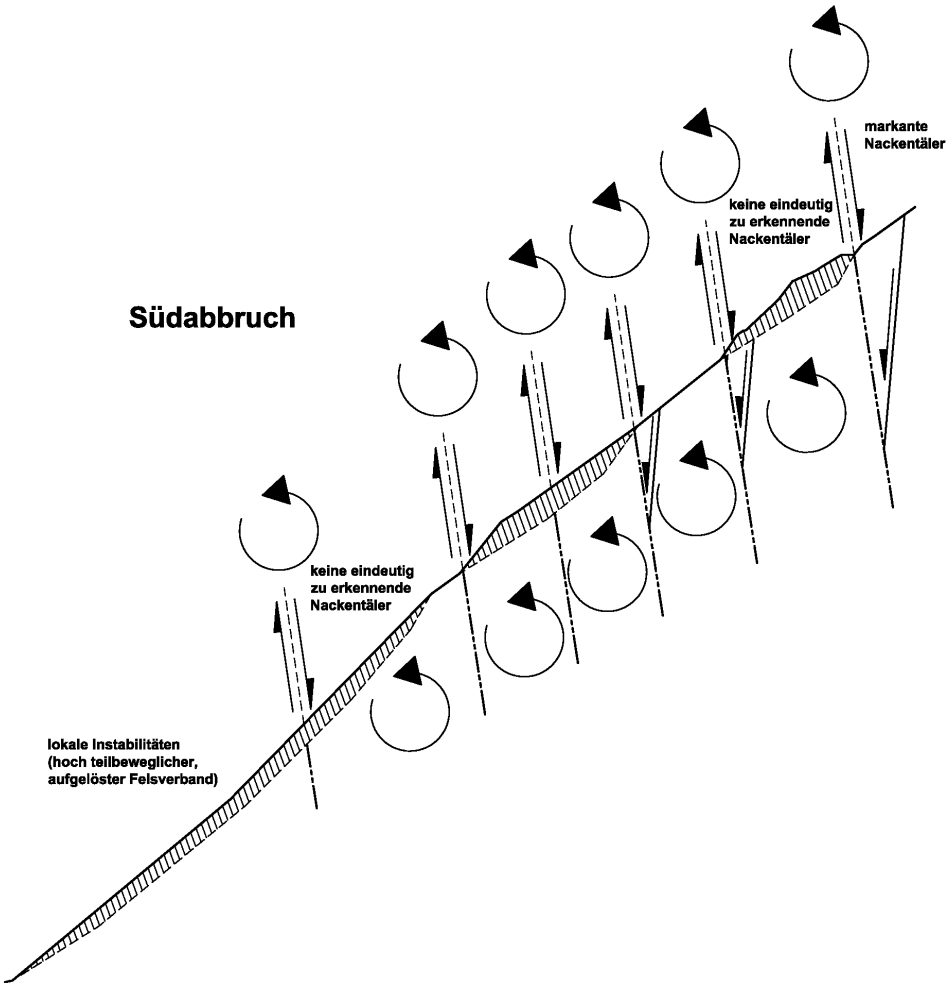



**Abb. 9-15**: Schematische Illustration der Kinematik im Bereich des Südabbruchs.
Tiefreichend dominiert Hangauswärtsrotation (Toppling, Underdip Toppling) mit gegensinnig abschiebenden Relativbewegungen. Sackungen mit gleichsinnig abschiebenden Relativbewegungen treten deutlich zurück. Oberflächennah (< 15 m) überwiegen Blocky Toppling bzw. Kombinationen aus Gleiten und Kippen (kann im Modell nicht reproduziert werden).

#### 9.7.3.4 Zusammenfassung und Diskussion

Alle bisherigen Erkenntnisse aus den geologischen Feldarbeiten und der Interpretation von Bewegungsmessungen werden durch die Modelle verifiziert. Die Bewegungsform, wie im Kapitel 7 erörtert, wird wiedergegeben und stimmt mit den kinematischen Tests sehr gut überein. Besonders für den steilen Abbruch gegen S (Druntobel) - Geländebefunde lassen hier keine eindeutige Aussage über den Bruchmechanismen zu - ermöglichen die Modelle eine konkrete Aussage.

Nicht ausreichend hingegen ist die Auflösung des Modells (Abstand der modellierten Klüfte) für die Klärung oberflächennaher Bewegungsformen. Nur im Zusammenhang mit Geländebefunden ist eine schlüssige Interpretation möglich.

## 9.7.4 Brüche und Bruchentwicklung

### 9.7.4.1 Allgemeines

Aufgrund der Verwendung elasto-plastischer Materialgesetzte können Brüche sowohl im Ersatzkontinuum (Matrix) als auch entlang der diskreten Trennflächen verfolgt werden. Für die Matrix unterscheidet UDEC folgende Arten von Plastizität (UB: ubiquitous joint model):

a) yield in past bzw. UB slip in past: ein Bruch steht bevor.
b) at yield surface bzw. UB joint slip: nicht-assoziierte Scher-Bruch-Regel. Ein Scherbruch ist eingetreten.
c) tensile failure bzw. UB tensile failure: assoziierte Zug-Bruch-Regel. Ein Zugbruch ist eingetreten.
d) Für explizite Trennflächen unterscheidet UDEC, ob eine Trennfläche bereits die Spitzenfestigkeit überschritten hat, ob Scherverschiebungen stattfinden, welchen Schersinn die Verschiebungen haben und wie die Scherverschiebungen quantitativ ausfallen.

### 9.7.4.2 Bruchentstehung und Bruchentwicklung

#### 9.7.4.2.1 Brüche durch Eisentlastung und Erosion

Durch die Eisentlastung entstehen Brüche (**Tab. 9-4, Anhang C**). Oberflächennah handelt es sich meist um reines Zugversagen, dessen Eindringtiefe von der einstigen Höhe der Gletscherüberlagerung abhängt. Tiefreichend treten auch im Ersatzkontinuum Zug- und Scherbrüche auf (**Anhang C**).

**Tab. 9-4**: Art entlastungsbedingter Brüche und Bewegungssinn in den Trennflächen.

| | | 1 Kammregion | 2 Trogschulter | 3 Südabbruch |
|---|---|---|---|---|
| Matrix | Art des Bruches | oberflächennah vornehmlich Zugversagen (nördlich der Scherzone); direkt am Kamm wenig Zugbrüche | oberflächennahes Zugversagen entlang impliziter Trennflächen; tiefgreifende Überbeanspruchung in Form von plastischen Säumen entlang N-fallender Strukturen (Zug-/ Scherbrüche) | tiefreichender Effekt der Entlastung in Form von Zugüberbeanspruchungen und Scherversagen entlang impliziter und expliziter Trennflächen. |
| | Eindringtiefe | 0-100 m | 150-180 m | 150-180 m |
| Trennflächen | Schersinn | vorwiegend linkslateraler Bewegungssinn | nur entlang N-fallender Scherzonen rechtslateral, ansonsten linkslateral. | rechtslateraler Bewegungssinn dominiert |
| | Eindringtiefe | 40-100 m | 60-150 m (entlang N-fallender, diskreter Scherzonen bis 350 m) | 150-250 m |

**rechtlateral**: gegensinnig abschiebende Relativbewegung (Hangauswärtsrotation); **linkslateral**: gegensinnig aufschiebende Relativbewegung (Sackung).

Im Bereich der Kammregion (**Tab. 9-4**, **1**) finden Brüche hauptsächlich entlang diskreter Trennflächen statt. Der Tiefgang beträgt rund 40 - 100 m. Nördlich der Störzone Parlet (**Abb. 9-2**) führt ein ausgesprochenes Extensionsregime zu Zugüberbeanspruchungen.
Auf der Trogschulter (**Tab. 9-4**, **2**) nehmen gegen S sowohl der Tiefgang der Auflockerung als auch die Zugbrüche zu. Festigkeitsabfälle entlang diskreter Trennflächen mit einem Tiefgang von 60–150 m unter Geländeoberkante (**GOK**) sind kennzeichnend. An einzelnen Trennflächen sind diese bis 350 m Tiefe zu erkennen. Plastische Zonen säumen diese Scherzonen bis rund 180 m unter GOK. Am Übergang Trogschulter – Südabbruch deutet die sukzessive Ausbreitung derartiger plastischer Zonen (Kerne) gegen N eine Entwicklungstendenz an.
Den Südabbruch charakterisieren Auflockerungserscheinungen (Zugbrüche) bis 180 m unter GOK (**Tab. 9-4**, **3**). Vereinzelte Trennflächen versagen bis auf ein Tiefenniveau von 250 m. Auffällig sind plastische Zonen im Mittelhang des Südabbruchs (Tiefe rund 130 m), die am Ende der Entlastungssequenzen bereits weit gegen N fortgeschritten sind. In den kakiritisierten Gesteinen des unteren Druntobel treten lediglich oberflächenah Zugbrüche auf.

#### 9.7.4.2.2 Bruchentwicklung durch tiefreichendes Kriechen

Entwicklungstendenzen durch tiefreichendes Kriechen (**Abb. 9-16**) können durch Momentaufnahmen während der Kriechsimulation nachvollziehbar reproduziert werden.
Zunächst schreiten Auflockerungssäume sukzessive entlang N-fallender Scherzonen in die Tiefe. In einer kritischen Tiefe von 250 – 350 m (je nach Modellkonstellation) wird ein Spannungsniveau erreicht, welches zum Versagen im Ersatzkontinuum und schlussendlich zu Spannungsumlagerungen führt (**Anhang C**).
Von den ursprünglich begrenzten Bruchzonen wandern die Brüche sukzessive gegen N. Am Übergang Trogschulter-Südabbruch und Trogschulter-Kammbereich ist das Phänomen deutlicher. Die Bruchausbreitung wird klar von Scherverformungen S-fallenden Strukturen diktiert, wodurch sich die plastischen Säume mit einem Winkel von rund 45° in Richtung der Geländelinie ausbreiten (ist der Abstand zwischen zwei N-fallenden Scherzonen gering, wachsen die Bruchzonen zusammen). Die komplementäre Kluftschar (+/- horizontal lagernd) scheint bei der Bruchausbreitung eine Rolle zu spielen.
Nahe der Oberfläche sowie zwischen zwei N-fallenden Scherzonen sind die Differenzialspannungen zu gering um zum Bruch zu führen (**Anhang C**). Dort beschränken sich die Verformungen auf Scherverschiebungen entlang der Diskontinuitäten.

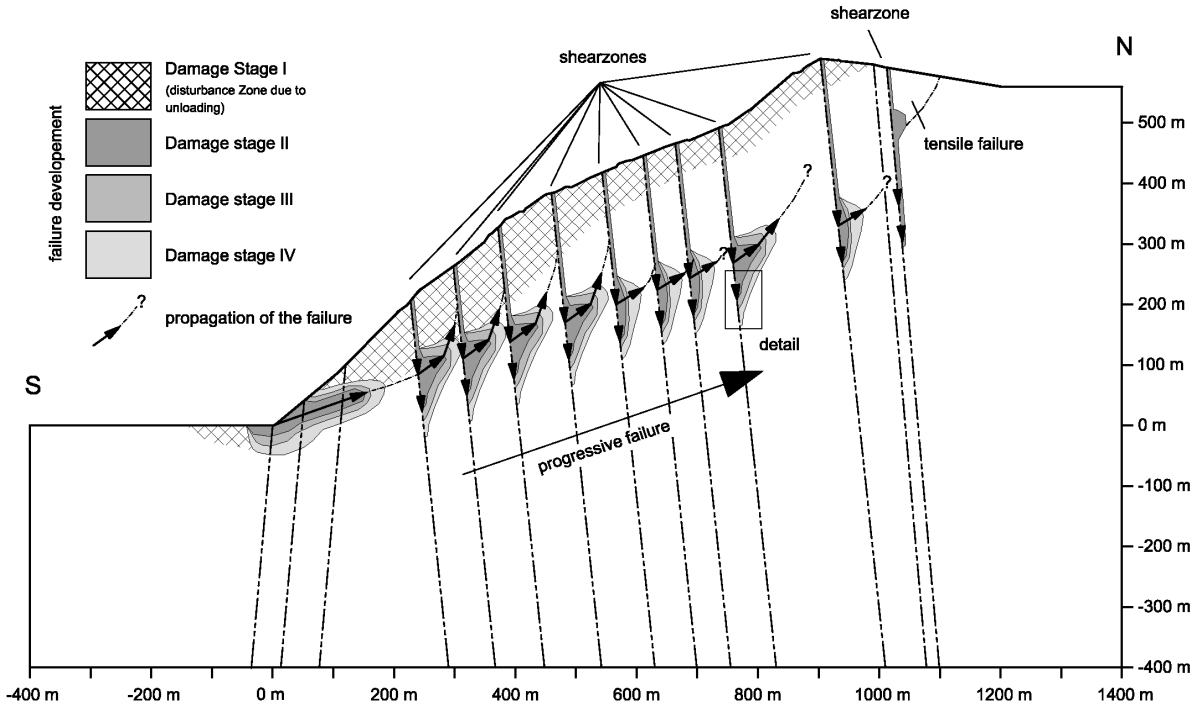



**Abb. 9-16**: Schematische Darstellung der Bruchentwicklung.

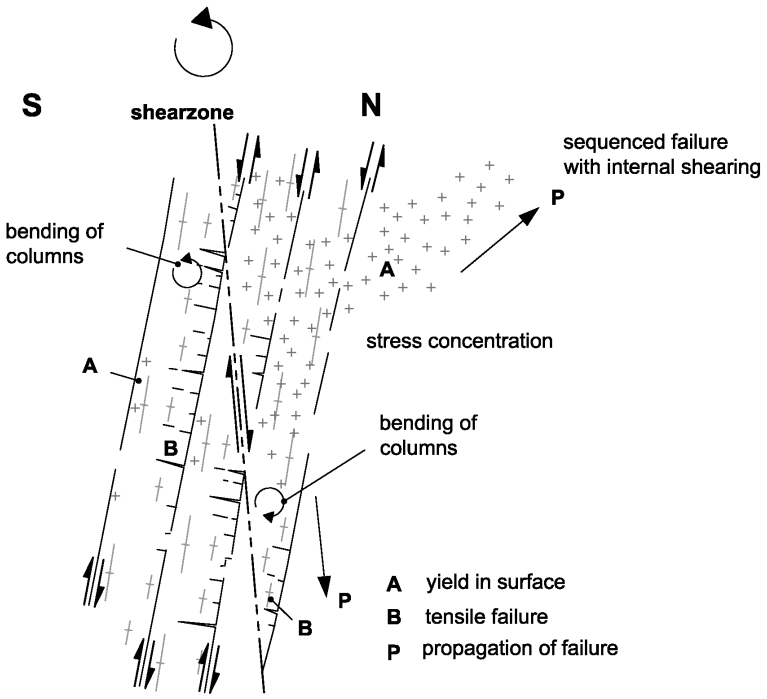



**Abb. 9-17**: Schematische Darstellung der Bruchentwicklung (Ausschnitt siehe **Abb. 9-16**, Detail).

Bei detaillierter Betrachtung kann die Bruchentstehung folgendermaßen beschrieben werden (**Abb. 9-17**):

Bedingt durch die gegensinnig abschiebende Relativbewegung entlang N-fallender Scherzonen werden südlich angrenzende Felspartien verbogen (Vorwärtsrotation), wodurch in den „Schichten“ bergseitig Zug- und talseitig Druckversagen resultieren.

Ein ähnlicher Prozess ist nördlich der Scherzone zu finden. Aufgrund des Nachsackens der Felspartien (Raumgewinn, **Abb. 9-10**) entlang S-fallender Scherzonen gerät der Fels unter eine extreme Druckbelastung, die zu einer Verbiegung bzw. Rückwärtsrotation führt. Zug- und Druckbeanspruchungen in den „Schichten“ führen zu Brüchen.

Für die Bruchausbreitung sind besonders S-fallende und nahezu horizontal lagernde Trennflächen bedeutsam. Der Pfad der Bruchausbreitung folgt präexistenten Strukturen. Dazwischenliegende Materialbrücken werden durch Scherbrüche überwunden (yield of rockbridges) . Nach Eberhardt et al. [45] kann diese Art der Bruchausbreitung als „multiple step-path failure“ oder „sequenced failure with internal shearing“ bezeichnet werden.

#### 9.7.4.2.3 Zusammenfassung und Diskussion

Die Bruchbildung und Bruchausbreitung sind mit den Geländebefunden durchaus konsistent. Die Bildung plastischer Kerne in einer kritischen Tiefe von 250-300 m und deren progressives Ausbreiten hangaufwärts erscheint realitätsnah und plausibel.

Dagegen erscheint die Bruchausbreitung im Modell durch die tiefreichende Beeinflussung der Kakirite am Hangfuß als zu rasch. Bereits nach wenigen Jahren der Kriechdeformationen (50 a) sind vereinzelte Bruchzonen „verwachsen“ und die Flächen, welche die Restfestigkeit erreicht haben, sehr groß. Inwieweit dieser schnell ablaufende Prozess mit den Parametern, dem gewählten Stoffverhalten oder der small-strain logic zusammenhängt, kann nicht geklärt werden. Erfahrungen zeigen, dass bei derart großen Verformungen (nach 10 a rund 250 cm) eine veränderte Geometrie beträchtliche Auswirkungen auf den Entwicklungsverlauf von Instabilitäten haben kann. Es sei auch darauf hingewiesen, dass Kriechen entlang diskreter Diskontinuitäten keine Berücksichtigung findet. Um die gemessenen Deformationen zu erreichen, muss von einer besonders ausgeprägten Kriechfähigkeit des Kakirits ausgegangen werden. Durch die Einführung einer geeigneten Formulierung (creep in joints) wäre eine weniger dominante Gewichtung des Einflusses des Hangfußes möglich. Das angesprochene Problem könnte vermieden werden.

### 9.7.5 Ermittlung der Standsicherheit

Besonderes Interesse gilt der Entwicklung der Standsicherheit (**FOS**) im Hinblick auf die Unterschneidung des Hangfußes. Noverraz [121] weist explizit auf die immense Bedeutung der Tiefenerosion im Druntobel hin.

#### 9.7.5.1 Allgemeines

Es werden Stoffmodelle verwendet, die keinen Festigkeitsabfall verarbeiten (ideal plastisch, Parametersatz gemäß **Tab. 9-3**). Aufgrund der Erkenntnisse zur Bruchentstehung wurde klar,

dass nach den Entlastungssequenzen plastische Zonen und damit Flächen, welche die Restfestigkeit bereits erreicht haben, einen kleinen, begrenzten Raum einnehmen. Die Auswirkungen auf die Standsicherheit sind somit marginal. Räumliche Effekte und deren Auswirkungen auf die Standsicherheit werden mit 3D-Modellen nachgewiesen. Die Modelle durchlaufen den gleichen Be- bzw. Entlastungspfad wie die 2D-Modelle. Problematisch ist hierbei die Wahl der Kennwerte. Da nicht alle diskreten Diskontinuitäten wie im 2D-Modell dargestellt werden können (Rechenzeit!), ist ein Vergleich schwer möglich (eine geringere Anzahl an Trennflächen hat eine drastische Erhöhung der Gebirgsfestigkeit zur Folge).
In sieben Schritten wird am Hangfuß Material mit einer Gesamtmächtigkeit von 70 m herausgenommen. Jedes, der im Gleichgewicht befindlichen Stadien wird einer Standsicherheitsberechnung unterzogen.

#### 9.7.5.2 Ergebnisse der Standsicherheitsuntersuchungen

Die erwartete Tendenz wird eindeutig wiedergegeben. Verglichen mit der Gesamtmächtigkeit der Tiefenerosion (70 m) ist der Abfall der Standsicherheit von 1,69 auf 1,56 (-8 %) gering.
Für die selben Materialparameter wird bei der 3D-Simulation eine Standsicherheit von 2,0-2,1 erreicht.

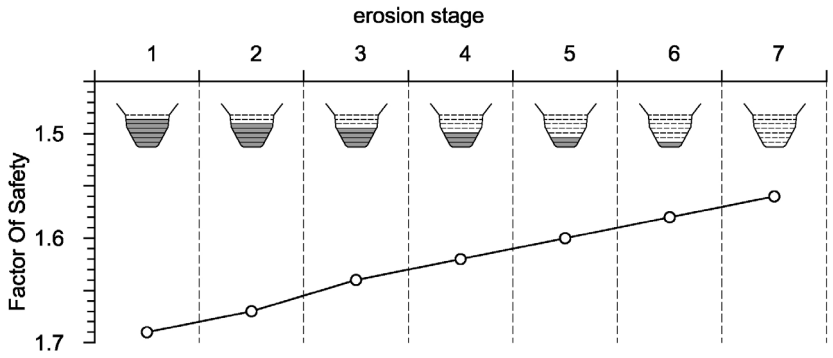



**Abb. 9-18**: Entwicklung der Standsicherheit mit fortschreitender Tiefenerosion.

#### 9.7.5.3 Zusammenfassung und Diskussion

Tiefenerosion und Destabilisierung hängen eng zusammen. Als ursprünglicher Auslöser spielt der Effekt eine wesentliche Rolle, bleibt aber weit hinter den Erwartungen zurück. Erhöhte Spannungen und damit einsetzendes, tiefreichendes Kriechen (ausgehend vom Hangfuß bzw. in den Diskontinuitäten) verursachen nach den bisherigen Erkenntnissen weitaus beträchtlichere Auswirkungen auf die Stabilitätsentwicklung (hier nicht untersucht). Dies ist insbesondere im Zusammenhang mit den Auswirkungen der Materialentfestigung durch plastische Dehnung (Softening) zu bedenken.

Die sehr hohe Standsicherheit des 3D-Modells kann nicht alleine auf 3D-Effekte zurückgeführt werden. Eine wesentlich kleinere Anzahl diskret modellierter Trennflächen bewirkt hier eine drastische Erhöhung der Gebirgsfestigkeit bzw. der Deformierbarkeit und somit des FOS. Das Ergebnis erscheint unrealistisch hoch.

## 9.8 Anmerkungen zur Modellierung

Durch die Festlegung von Zielwerten (Morphologie, Verschiebungen, Trends … ) und die Kalibrierung bietet die numerische Simulation entscheidende Vorteile. Bisherige Befunde und Beurteilungen können verifiziert bzw. neue Erkenntnisse gewonnen werden, die über die Möglichkeiten der Geländeaufnahmen hinausgehen. Besonders die Erkennung möglicher Mechanismen, die anfänglich zur Entstehung der Instabilität beitrugen, sowie die Bildung von Brüchen und deren Entwicklung kann nachvollziehbar dokumentiert werden. Aufgrund der Generalisierung sowohl in geometrischer als auch in physikalischer Hinsicht ist bei der Interpretation der Modellcharakter immer vor Augen zu führen. Viele Details wie Kriechen in Trennflächen, Wasserverhältnisse und deren Veränderungen beinhalten die Modelle der vorliegenden Arbeit genauso wenig wie felsmechanische und geologische Inhomogenitäten. Es sei darauf hingewiesen, dass es sich bei den Ergebnisse lediglich um eine denkbare Variante handelt.

# 10 Praktische Relevanz

Bisherige Ausführungen beschäftigten sich lediglich mit dem geomechanischen Verständnis der Hangbewegung in Bezug auf die Entstehung, die Bewegungsform und die mögliche Entwicklung. Letztlich stellt sich für die Verantwortlichen der angrenzenden Ansiedlungen Sedrun, Camischolas und Rueras die Frage nach der Gefährdung und der raumplanerischen Bedeutung der Instabilität. Auf Grundlage der bisherigen Erkenntnisse kann eine überaus profunde Prognose über etwaige Gefährdungen erstellt werden.
In dieser Arbeit werden lediglich Gefährdungsbilder zusammengetragen. Auf das Gefährdungsbild der Fels- und Bergstürze wird zum Teil (für den Bereich des Druntobels) durch Reichweitenuntersuchungen genauer eingegangen. Untersuchungen zu anderen Gefährdungsbildern (u.a. Murgang) sind derzeit in Arbeit und werden von den zuständigen Behörden und bearbeitenden Institutionen später veröffentlicht, ebenso wie eine definitive Gefahrenkarte.

## 10.1 Gefährdungsbilder

Potentielle Gefährdungsbilder müssen erarbeitet und hinsichtlich ihrer Eintrittswahrscheinlichkeit diskutiert werden.

1. Gefährdungsbild I: Abgang der gesamten in Bewegung geratenen Felsmassen;
2. Gefährdungsbild II: Abgang von Teilkubaturen mit felssturz- oder bergsturzartiger Dynamik;
3. Gefährdungsbild III a & b: Murgänge
   a) Murgänge durch Reaktivierung von Felssturz/Bergsturzmassen (bereits abgegangen) bzw. von verwittertem Lockermaterial in den Felsböschungen während Starkniederschlägen/Schneeschmelzen;
   b) Aufstauen der Gerinne durch Sturzmaterial mit anschließendem Abfließen des Schutt-Wasser-Gemisches in Form von Muren (unter Umständen handelt es sich um einen Massentransport, nicht um eine Massenbewegung);

Eine Kombination der Gefährdungen ist als schlimmster Fall in den Überlegungen zu bedenken. Beispielsweise könnte durch Starkregen eine größere Kubatur ausgelöst werden, die zunächst im Gerinnebett des Druns zum Stillstand kommt, diesen aufstaut und zusammen mit den Niederschlägen als Murgang reaktiviert wird.

### 10.1.1 Abgang der gesamten in Bewegung geratenen Felsmassen

Am Cuolm Da Vi existiert keine durchgängige basale Gleitbahn bzw. keine hangauswärtsfallenden, präexistenten Trennflächen, die ein katastrophenartiges Abgleiten der gesamten Masse (rund 150 Mio. $m^2$) wie beispielsweise in Goldau (1806) oder Vajont (1963) ermöglichen. Ein plausibler Auslöser, der dennoch zu einem Versagen der gesamten Instabilität führen könnte, besteht nicht [17].

### 10.1.2 Abgang von Teilkubaturen

Eine sukzessive Entwicklung mit portionsweisen Abgängen kleinerer Kubaturen wie beispielsweise in Randa/Wallis (1991) erscheint realistisch. Besonders im Bereich des stark aufgelockerten und übersteilten Druntobel sowie entlang des Abbruchs zum Val Strem sind Sturzereignisse in Betracht zu ziehen.

#### 10.1.2.1 Druntobel

Aufgrund bisheriger Erkenntnisse und Überlegungen werden verschieden Sturzszenarien in Betracht gezogen (**Abb. 10-1**):

Szenario 1 a & b: Am westlichen Rand des Druntobels (MP 55) besteht durchaus die Möglichkeit, dass sich in den aufgelockerten Partien (anschließend an den schon bestehenden Anbruch), eine Instabilität von ~100 000 $m^3$ ereignet (Absturzszenario 1a).
Innerhalb der oberflächennah aufgelockerten Partien im Druntobel sind Anbrüche verschiedener Größenordnungen zu finden. Besonders auffällig ist ein Anbruch mit einem ~150 000 $m^3$ großen Ausgleitkörper im zentralen Abschnitt des Tobels, der aufgrund seiner labilen Lage als Absturzszenario 1b aufgenommen wurde. Abgänge von Kubaturen dieser Größenordnung als Ganzes sind sehr wahrscheinlich.

Szenario 2: Der Übergang von den steilen Flanken des Druntobels zum Trogschulterrest wird durch lang anhaltende Nackentäler markiert, die das zweite Absturzszenario, von ~5 Mio. $m^3$ separieren. Die Nackentäler verlaufen sich im E und W an der Abbruchkante des Druntobel.
Ein Bergsturz mit schuttstromartiger Dynamik der gesamten Kubatur ist sowohl aufgrund der geologisch-geotechnischen Gegebenheiten als auch im Rahmen der Interpretation der numerischen Berechnungen möglich (je nach Annahmen unterschiedlich deutlich). Dennoch muss auch hier darauf hingewiesen werden, dass ein portionsweiser Abgang der wahrscheinlichere Fall ist. Gemäß numerischer Simulation könnten sich Brüche progressiv vom Hangfuß bis zu den vertikalen Strukturen, die das Szenario im N begrenzen, entwickeln. Die MP innerhalb des Szenarios (MP 53, 23) spiegeln momentan die tiefgreifenden Kriechbewegungen wider. Durch fortschrei-

tende Kriechdeformation wird die Felsmasse zunehmend destabilisiert (Auflockerung, Übersteilung, progressiver Bruch) und in Absturzposition gebracht.

Szenario 3: In etwa parallel zur Begrenzung von Szenario 2 verlaufen weitere, lang anhaltende Nackentäler, die im Gegensatz zu den weiter im S gelegenen weniger markant in Erscheinung treten. Sie verlaufen sich im W bei MP 27 in eine einzige Nackenstruktur. Das Szenario umfasst ein Volumen von ~10 Mio. $m^3$

Szenario 4: Das größte Szenario von ~25 Mio. $m^3$, das für diesen Bereich des Cuolm Da Vi als „worst case" zu bezeichnen ist, wird durch ESE-WNW-verlaufende Sackungsstrukturen begrenzt.

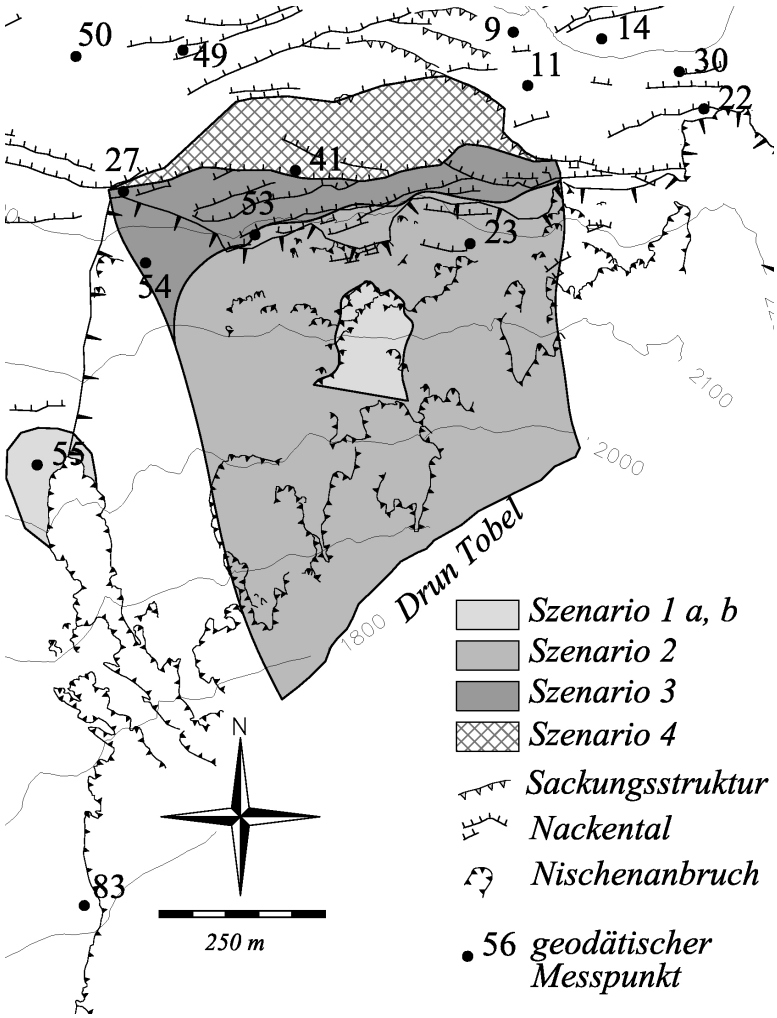



**Abb. 10-1**: Ausschnitt aus der geotechnischen Karte mit dem Druntobel und denkbaren Sturzszenarien.

Die Möglichkeit von Bergstürzen der Ausmaße von Szenario 3 und 4 als Ganzes liegt im Bereich des Unwahrscheinlichen. Zudem führen Deformationen zu einer starken Teilkörperauflösung. Instabilitäten dieser Größenordnung werden aufgrund geologisch-geotechnischer Ge-

sichtspunkte eher portionsweise abgehen (vgl. Randa 1991). Demnach sind größere Fahrböschungswinkel und damit geringere Reichweiten mit felssturzartiger Dynamik zu erwarten.

#### 10.1.2.2 Westlicher Südabbruch

In den Abschnitten der Instabilität südlichwestlich der Trogschulter (westlicher Südabbruch) ist Underdip Toppling letztlich als tiefreichender Mechanismus sehr wahrscheinlich. Eine Verbiegung führt langfristig zu Zugbrüchen im Bereich der Umbiegung (Gelenk) und zu einer durchgängigen (typischerweise getreppten) Gleitbahn (Chevron Toppling). Hungr & Nicol [79; 119] weisen darauf hin, dass der Übergang zwischen der Kippbewegung und dem Gleiten bei kompetenten, spröden Gesteinen rasch und katastrophenartig verlaufen und zu enormen Fels-/Bergstürzen führen könnte. Follaci [54] stellte an der ebenfalls von Toppling betroffenen Instabilität La Clapière (Südfrankreich) fest, dass Verschiebungen von bis zu 100 m als sehr langsam verlaufender Toppling-Prozess vor sich gingen. Im Bereich der Umbiegung ereigneten sich Brüche, die zu einer durchgängigen Bruchzone anwuchsen. Der Versagensmechanismus wandelte sich zu einer großen, fortwährend langsamen, rotational ausgleitenden Bewegungsform.
Momentan bestehen keine Evidenzen einer Separation größerer Sturzszenarien entlang des Südabbruchs, die zu einer Gefährdung der Ortschaften am Hangfuß führen. Eine Überwachung und regelmäßige Feldbegehungen sind anzuraten.

#### 10.1.2.3 Westabbruch gegen das Val Strem

Im Kapitel 5 wurden bereits mehrere kleinere Anbrüche mit Zugphänomenen südwestlich des Cuolm Parlet dadens beschrieben (MP 47, 514 (**Abb. 10-2**)). Die maximale Kubatur eines möglichen Sturzszenarios liegt zwischen 10 000 und 15 000 $m^2$. Von den Anbrüchen geht ständiger Steinschlag aus. Betroffen ist der Wanderweg zum Chrüxlipass. Anhand von Schlagmarken ist zu erkennen, dass größere Blöcke bis an den Wanderweg gelangen können, der am Hangfuß des Ostabbruches der Alp Caschlè verläuft.
Aufgrund der labilen Lage ist ein Abgang von Szenarien dieser Größenordnung jederzeit denkbar. Eine Gefährdung besteht nur für den Wanderweg, nicht für die Ortschaften am Hangfuß.

Weitaus größere Kubaturen sind nördlich des Cuolm Parlet dadens denkbar. Die Umgrenzung eines möglichen Szenarios verläuft von der markanten Zugrisszone in der Abflusslosen Senke (MP 73, 74, 75) bis an den westlichen Grat, wo sie sich entlang von Sackungsstrukturen fortsetzt und am Abbruch zum Val Strem verliert (**Abb. 10-2**). Das Szenario umfasst etwa 500 000 $m^3$. Die Bewegungsvektoren (MP 45, 34, 35, 75, 74, 73) richten sich gegen WSW (Val Strem). Im Kapitel 7 konnte durch einfache kinematische Tests gezeigt werden, dass es sich dabei durchaus um eine Kippbewegung handeln kann. Sowohl hydrogeologische Befunde als

auch hangtektonische Aspekte sprechen gegen eine unmittelbare Gefahr. Darüber hinaus ist momentan kein plausibler Auslöser denkbar. Auch hier ist eine regelmäßige Beobachtung der Morphologie, der Quellen sowie der Bewegungsintensitäten anzuraten. Für den Fall einer raschen Entwicklung der lokalen Instabilität besteht die Möglichkeit eines Aufstauens des Strems (Bach). Etwaige Konsequenzen sind zu prüfen.

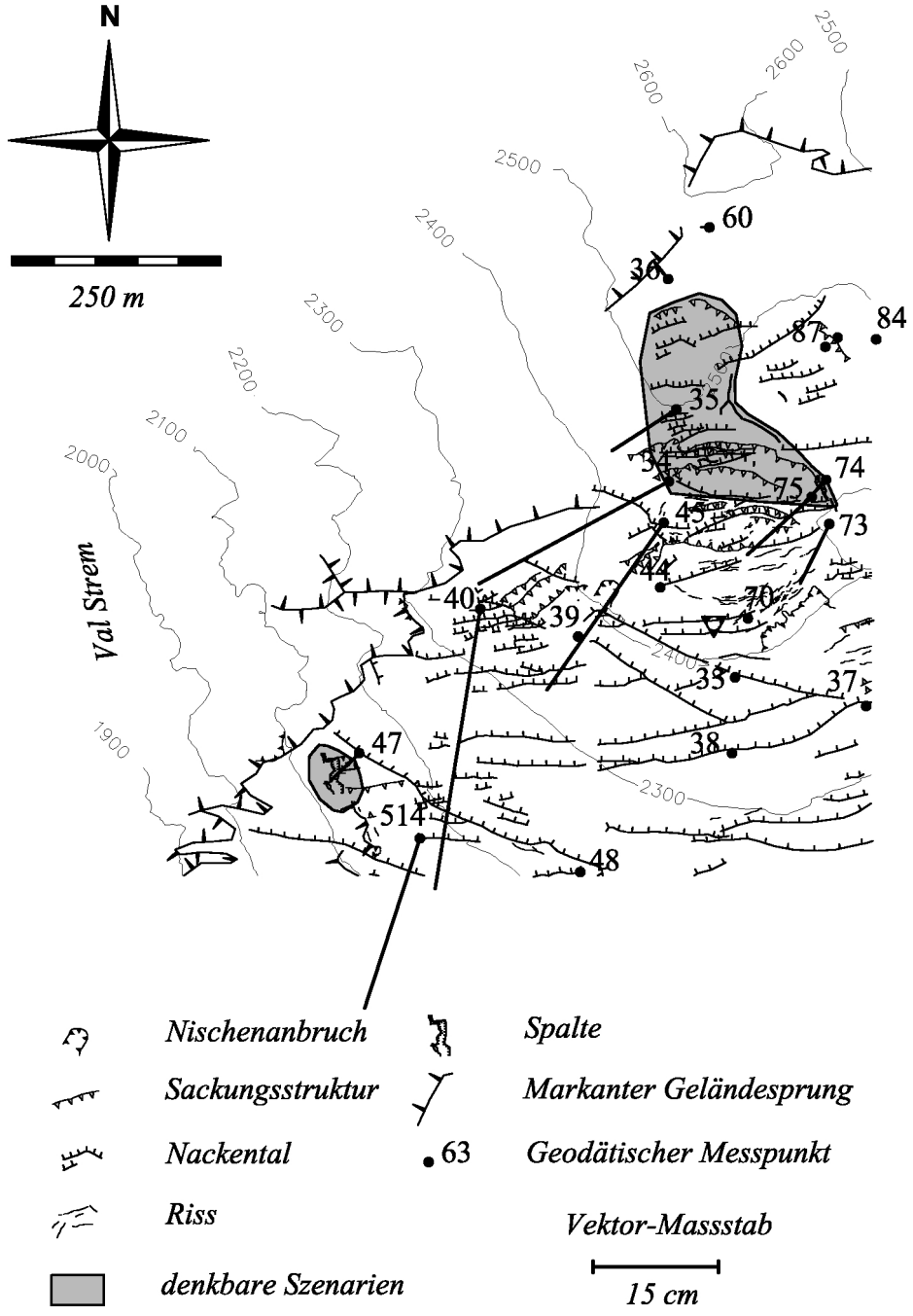



**Abb. 10-2**: Ausschnitt aus der geotechnischen Karte mit dem Abbruch zum Val Strem und denkbaren Sturzszenarien; (Vektoren: 97/98).

### 10.1.3 Murgänge

Gefährdungen durch Murgänge werden derzeit unabhängig von dieser Arbeit geprüft.
Murgangszenarien sind besonders im Zusammenhang mit der Kornverteilung der Sturzmassen bzw. des verwitterten Lockermaterials zu sehen (Murfähigkeit und Durchlässigkeit des Materials). Kakirite bzw. kakiritische Gesteine liefern den nötigen Feinanteil, Augengneise und Granitgneise die gröberen Anteile.

#### 10.1.3.1 Druntobel

Nach sommerlichen Starkregenfällen oder während der Schneeschmelze sind Murgänge im Druntobel häufig zu beobachten. Murgangschutt und eine sich fortwährend verändernde Morphologie im Gerinnebett des Druns sind offensichtlich. Bei bisherigen Ereignissen lagen lediglich dem Drun angrenzende Überbauungen im Bereich einer unmittelbaren Gefährdung. Die extremen Murgänge im Jahr 2004 erreichten lediglich den Ortsanfang (steile Abböschungen im Murgangschutt) und traten nicht über das tiefe Gerinnebett aus.
Für den Fall eines Felssturzes an den Flanken des Druntobels (z.B. Szenario 1a oder b) und einem Aufstau von Wassermassen (Starkregen oder einsetzende Schneeschmelze) sind weitaus extremere Muren zu erwarten.

#### 10.1.3.2 Val Strem

Nach Geländebefunden lassen sich keine Hinweise auf Murgänge in der jüngeren Vergangenheit erkennen.
Ob und inwieweit die Korngrößenverteilung eines potentiellen Felssturzes das Val Strem verfüllen oder abdichten kann, ist fraglich. Geländebefunde weisen darauf hin, dass sehr grober, stark durchlässiger Blockschutt mit wenig Feinanteil im Fall eines Felssturzes zu erwarten ist. Ein Aufstau des Strems durch felssturzartige Abgänge am Cuolm Da Vi wird somit als unrealistisch erachtet.

## 10.2 Reichweitenabschätzung

Im Jahr 2002/2003 erhielt die FAU Erlangen-Nürnberg (Prof. Dr. M. Moser) zusammen mit der Bauhausuniversität Weimar (Prof. Dr. T. Schanz) und der Bonanomi AG (Y. Bonanomi) den offiziellen Auftrag des Kantons Graubünden mögliche Sturzszenarien zu eruieren und deren Reichweiten abzuschätzen.
Wie erwähnt, werden Reichweitenschätzungen nur für das Gefährdungsbild II (Abgang von Teilkubaturen) und für die Sturzszenarien im Druntobel durchgeführt.

## 10.2.1 Methodiken

Reichweitenabschätzungen stellen aufgrund der Komplexität von Stürzen ein grundlegendes Problem bei der Gefahrenzonenausscheidung dar. Da der Vorgang des Sturzes von vielen Parametern (Morphologie, Teilkörperform und –größe...) abhängt und physikalisch kaum zu formulieren ist, ist generell ist ein einfaches Verfahren zu wählen. Zwei Methoden fanden in dieser Arbeit Anwendung.

### 10.2.1.1 Empirisch-statistische Methode

Die empirisch-statistische Methode wurde von Heim [64] begründet und über Scheidegger [134] bis hin zu Erismann & Abele [51] weiter ausgebaut und verfeinert. Heim wies auf den Zusammenhang von Volumen und Fahrböschungswinkel β (**Abb. 10-3, 10-4**) hin und führte schon damals den Schluss, dass, je größer das Volumen, um so weiter die Reichweite bzw. um so kleiner der Fahrböschungswinkel ist.

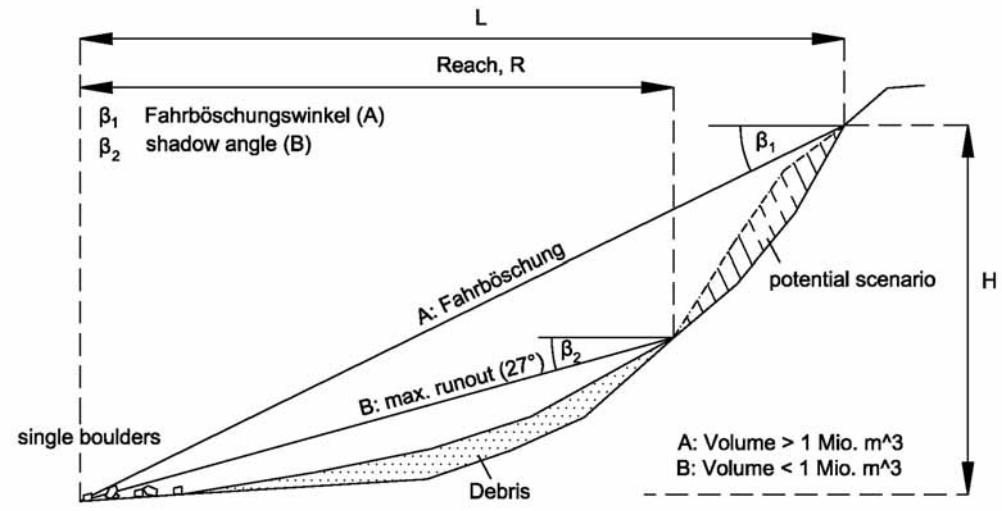



**Abb. 10-3**: Parameter für die Reichweite von Bergstürzen (**A** > 1 Mio. $m^3$) und Felsstürzen (**B** < 1 Mio. $m^3$); nach Scheidegger [134] und Hungr & Evans [80].

Die zunächst einfachen Zusammenhänge zwischen Volumen und Fahrböschungswinkel konnte Erismann durch die genaue Beschreibung der Morphologie und Gesteinsart konkretisieren. Die Abschätzung eignet sich für Kubaturen von > 5 Mio. $m^3$.

Für kleinere Abgangsszenarien im Bereich von 100 000 $m^3$ werden die empirischen Werte von Hungr & Evans [80] verwendet. Dabei wird der Fahrböschungswinkel durch den Schattenwinkel (shadow angle) ersetzt, wobei im Unterschied zum Fahrböschungswinkel der Winkel an der untersten Abbruchstelle der Felssturzmasse Verwendung findet (**Abb. 10-3**).

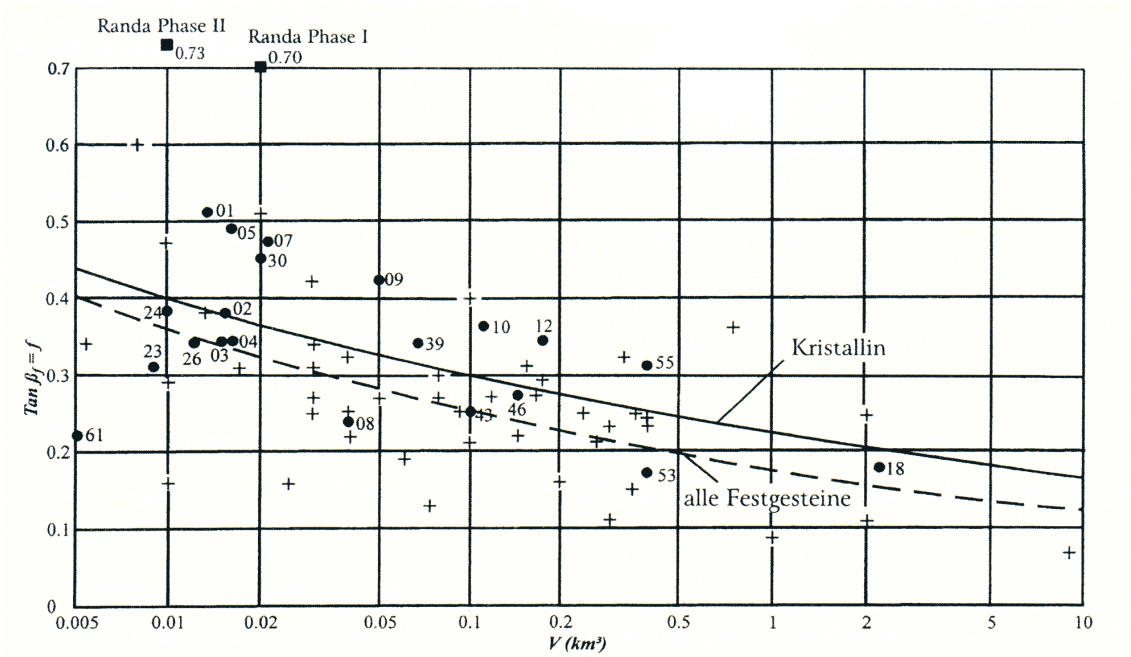



**Abb. 10-4**: "Prediction curve" für Fahrböschungswinkel von Bergsturzvolumina > 5 Mio. m³
**β**: Fahrböschungswinkel; **V**: Volumen (km$^3$). Dargestellt ist die „Prediction curve" für kristalline Gesteine und alle untersuchte Festgesteine; modifiziert nach [51]. Der Bergsturz Randa (Schweiz) mit 20 Mio. m³ bzw. 10 Mio. m³ ist extra vermerkt (in der Dynamik und der Reichweite als Felssturz einzustufen).

#### 10.2.1.2 Numerische Simulation

Numerische Simulationen werden mit dem Programm-Code DAN [78], der eine Lagrange'sche Lösung der bekannten St. Venant'schen Gleichung darstellt, durchgeführt. Dabei wird die Sturzmasse als ein fließender granularer Körper behandelt, dessen physikalische Interaktionen durch den basalen Reibungsansatz formuliert werden [133]. Auf probabilistischer Grundlage wurden Parametervariationen durchgeführt. Zudem wurden die konstitutiven Parameter auf ihre Sensitivität hin untersucht sowie der Effekt der veränderten Morphologie geprüft (durch Talfüllungen vorangegangener Sturzereignisse).
Die numerischen Modellrechnungen führte die Arbeitsgruppe der Bauhausuniversität Weimar unter der Leitung von Prof. Dr. T. Schanz durch.

### 10.2.2 Ergebnisse der Reichweitenabschätzung

Beide Untersuchungsmethoden führen trotz unterschiedlicher theoretischer Ansätze zu sehr ähnlichen Ergebnissen. Im Folgenden werden die Ergebnisse der empirisch-statistischen Methode dargestellt.

#### 10.2.2.1 Volumina zwischen 5 und 25 Mio. m$^3$ („prediction curve")

Für den Druntobel mit den geotechnischen und morphologischen Parametern „Kristallin", keine Art von „Lubrication", geringer Aufbrandeffekt (Reichweite mindernd), dafür aber ein auf zwei

Seiten begrenzter Sturzstrom („channelized"), kann für das Szenario 4 (~25 Mio. m³) ~ 20°, für das Szenario 2 (~ 5 Mio. m³) ~ 24° als sinnvoller mittlerer Fahrböschungswinkel aus den Scheidegger-Funktionen angegeben werden. Zur Verifizierung der Ergebnisse wurde die empirische Methode mit verschiedenen Rahmenbedingungen angewandt (**Tab. 10-1**).

In den Profilen (**Abb. 10-5**) sind für die Volumina von ~ 25 Mio. m³ (ausgehend von P1 ~ 2250 m) und von ~ 5 Mio. m³ (ausgehend von $P_2$ ~ 2200 m) die oben genannten Fahrböschungswinkel abgetragen. Für die Volumina wurde sowohl die Sturzbahn über den Schuttkegel bis Punkt (**P.**)1443 (Bahnübergang), als auch dem Grabenverlauf folgend bis P.1441 (Bahnübergang; **Abb. 10-7**) berücksichtigt.

**Tab. 10-1**: Volumen und Fahrböschungswinkeln für Bergsturzvolumina in der Größenordnung von 5 bis 25 Mio. m³. **β**: Fahrböschungswinkel

| **Volumen (m³)** | | **5 Mio.** | | **10 Mio.** | | **25 Mio.** | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | β | tan β | β | tan β | β | tan β | Bemerkung |
| Scheidegger (1973) | I | 20,3° | (0,37) | 18,8° | (0,34) | 16,7° | (0,30) | |
| Erismann & Abele (2001) alle Festgesteine | II | 21,8° | (0,40) | 19,8° | (0,36) | 18,3° | (0,33) | ohne Berücksichtigung morphologischer Gegebenheiten und spezieller geotechnischer Parameter |
| Erismann & Abele (2001) nur Kristallin | III | 23,7° | (0,44) | 21,8° | (0,40) | 20,3° | (0,37) | |
| Erismann & Abele (2001) alle Festgesteine „M-type" | IV | 25,2° | (0,47) | 22,8° | (0,42) | 20,3° | (0,37) | „M-type": weder „L-type" (s. unten) noch „V-type" (collision of mass with solid slope) |
| Erismann & Abele (2001) alle Festgesteine „L-type" | V | 12,9° | (0,23) | 12,4° | (0,22) | 11,3° | (0,2) | „L-type" (long runout) Kennz.: "track often confined; lubrication by ice and/or pressurised water" |

Anmerkungen zur **Tab. 10-1**: Scheideggers „prediction curve" und die neueste Version von Erismann liegen nicht weit auseinander. Die Werte für Kristallin (Fall III) schwanken von ~ 24° (5 Mio. m³) bis ~ 20° (25 Mio. m³). Die Werte für alle Festgesteine (aber ohne besondere morphologische oder geotechnische Begünstigung oder Verringerung der Reichweite „M-type", Fall IV) liegen im Bereich von ~ 25° (5 Mio. m³) und ~ 20° (25 Mio. m³). Die „L-type" Werte, Fall V liegen deutlich darunter, d. h. die Reichweite ist erheblich höher. Die Fahrböschungswinkel liegen zwischen ~ 13° (5 Mio. m³) und ~ 11° (25 Mio. m³).

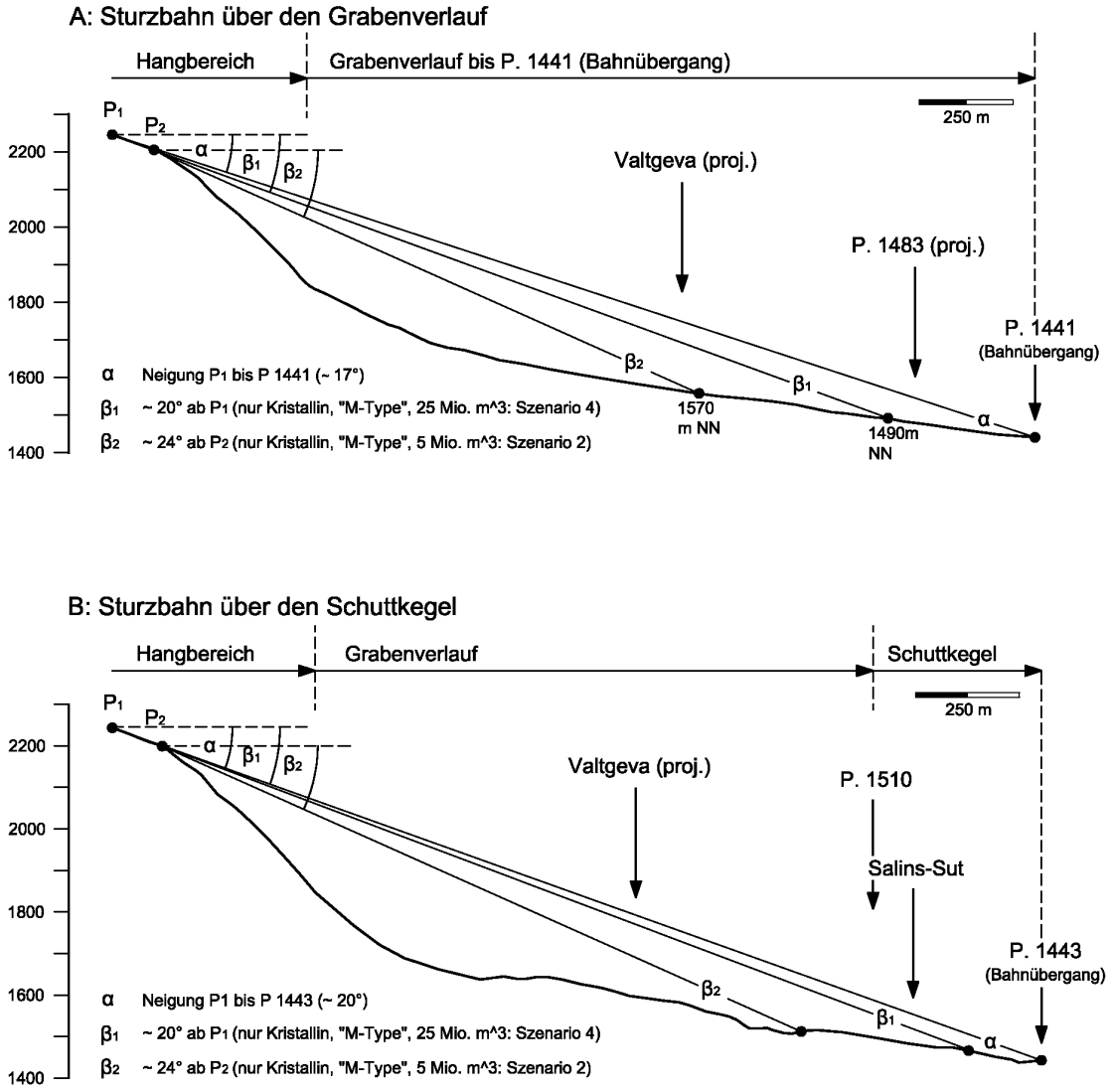



**Abb. 10-5**: Potentielle Fahrböschungswinkel und Sturzbahn für Bergsturzvolumina > 1 Mio. $m^3$.
**A**: Sturzbahn über den Grabenverlauf; **B**: Sturzbahn über den Schuttkegel.

Aus den Überlegungen und den Ergebnissen des empirischen Ansatzes gehen folgende Reichweiten hervor:

- Reichweiten im Profil über Schuttkegel für ~ 25 Mio. m³ (Szenario 4): $\beta_1$ ~ 20° bis ca. 1450 m, ca. 100 m vor P.1443 (Bahnübergang);
- Reichweite im Profil über Grabenverlauf für ~ 25 Mio. m³ (Szenario 4): $\beta_1$ ~ 20° bis ca. 1490 m, ca. 400 m vor P.1441 (Bahnübergang);
- Reichweite im Profil über Schuttkegel für 5 Mio. m³ (Szenario 2): $\beta_2$ ~ 24° bis ca. 1520 m (oberhalb Salins-Sut);
- Reichweite im Profil über Grabenverlauf für 5 Mio. m³ (Szenario 2): $\beta_2$ ~ 24° bis ca. 1570 m (Valtgeva);

### 10.2.2.2 Beurteilung der Volumina > 1 Mio. $m^3$

Unter pessimistischen Gesichtpunkten (Abgang in einem Akt) betrifft der Abgang von Szenario 4 den Drunschuttkegel bis zu einer Höhe von 1450 m NN (100 m vor Bahnübergang), wodurch die Bebauungen bei Salins-Sut gefährdet wären (**Abb. 10-7**). Das Siedlungsgebiet von Sedrun ist nicht betroffen.

Insgesamt führen die Überlegungen zu dem Ergebnis, dass eine realistische Gefährdung mit einem Volumen von 5 Mio. $m^3$ in einem Akt verbunden sein könnte. Die Reichweite des Abgangs von Szenario 2 in einem Akt betrifft den oberen Teil des Drunschuttkegels. Im Bereich der Gefährdung befinden sich die Ansiedlung bei Valtgeva sowie das Skigebiet bei Valtgeva.

### 10.2.2.3 Volumina < 150 000 $m^3$ („shadow angle")

Hungr & Evans [80] schlagen für die maximale Reichweite einen Winkel von 27° vor. In diesem Falle wird der vorgeschlagene Winkel von P 3 angetragen (**Abb. 10-6**). Der Punkt P 3 stellt aufgrund der Felssturzkonstellation den untersten Bereich der Felssturzmasse im Absturzbereich dar.

Von portionsweisen Abgängen in der Größenordnung von 100 000 $m^3$ geht keine direkte Gefährdung des Siedlungsgebietes bzw. der kleineren Ansiedlungen und Bebauungen oberhalb des Dorfkerns aus (**Abb. 10-7**).

Die wahrscheinlichsten Szenarien 1a & 1b bleiben vollends innerhalb des Druntobels liegen und stellen keinerlei direkte Gefährdung dar.

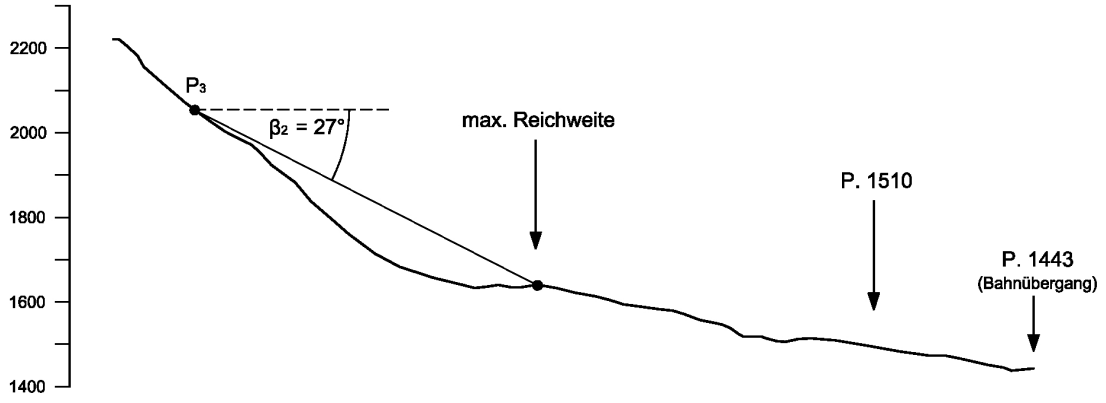



**Abb. 10-6**: Potentielle Reichweite von Felsstürzen mit Volumina < 1 Mio. $m^3$.

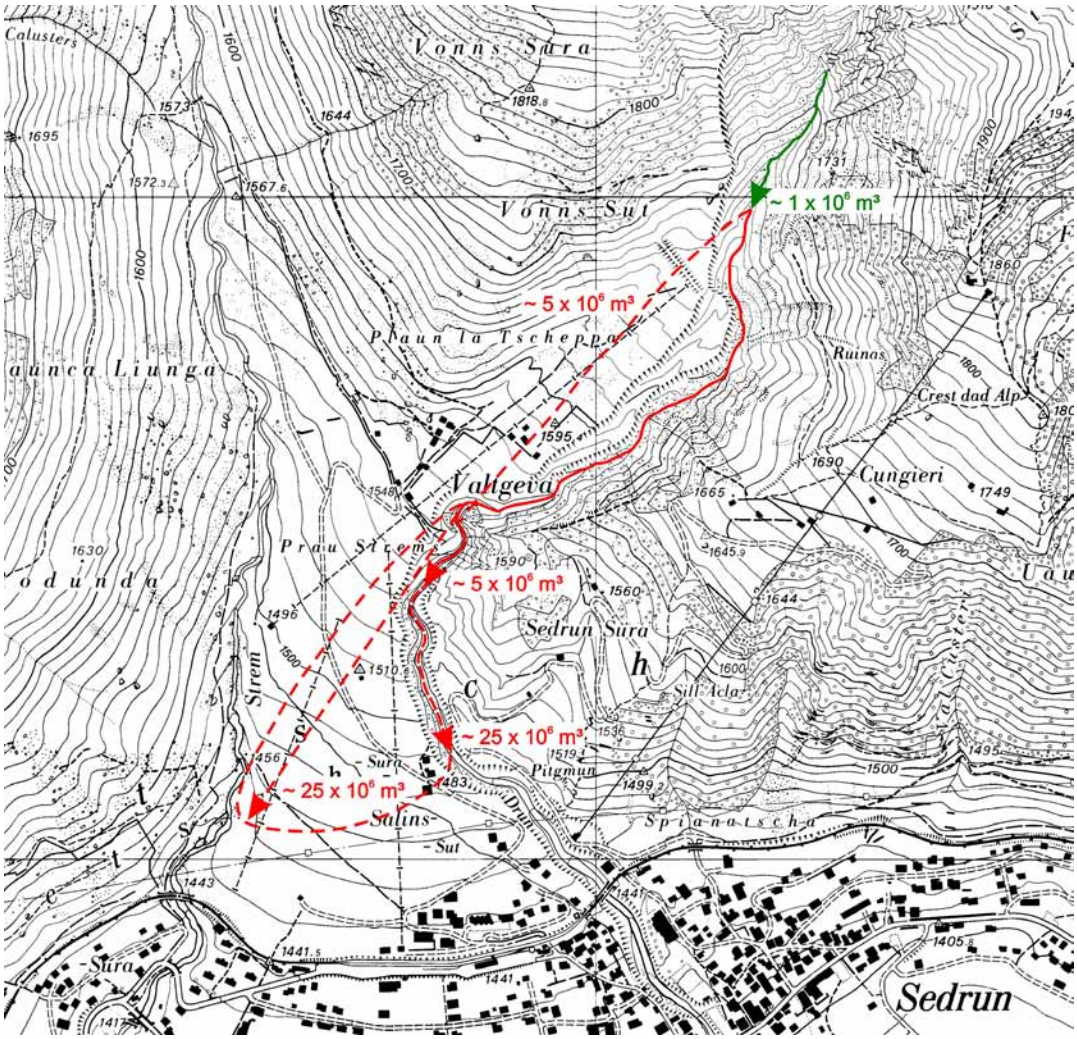



**Abb. 10-7**: Ergebnisse der Reichweitenabschätzung mit Hilfe der „Scheideggerfunktion“ für Volumina > 1 Mio. $m^3$.
Die Reichweite mit einem Volumen von 25 Mio. $m^3$ wird aufgrund der geotechnischen Gegebenheiten der Talflanke als unrealistisch eingestuft.

# 11 Zusammenfassung und Resümee

## 11.1 Allgemeine Angaben

Die Instabilität reicht von 1700 m NN bis 2550 m NN. Die S-N- Erstreckung beträgt rund 1600 m, die Breite max. 1100 m. Die Höhendifferenzen variiert zwischen max. 850 Hm und minimal 500 Hm (**Tab. 11-1**). Zwischen dem Hangfuß und dem nördlichen Rand liegt die durchschnittliche Hangneigungen zwischen 26 und 33°, wobei am Südabbruch Neigungen bis zu 75° auftreten. Insgesamt führen die Überlegungen zu einem instabilen Volumen von rund 1,5 Mio. $m^3$ bei einer Fläche von rund 1,2 $km^2$. Die in Bewegungen geratenen Partien verschieben sich mit 20-30 cm gegen SSW bis SSE, wobei an exponierten Abschnitten wie dem Cuolm Parlet dadens maximal bis 90 cm/a aufgezeichnet wurden.

**Tab. 11-1**: Allgemeine Angaben zur Hangbewegung

| | | |
|---|---|---|
| Geometrie | S-N-Erstreckung | max. 1600 m |
| | E-W-Erstreckung | max. 1100 m |
| | Höhendifferenz | rund 500-850 m |
| | Hangneigung (Ø / max.) | 26 - 33° / max. 70 - 75° (Druntobel) |
| | Exposition | SSW - SSE |
| | Fläche | rund 1,2 – 1,5 $km^2$ |
| | Volumen | rund 150 Mio. $m^3$ |
| Verschiebungen | Geschwindigkeit (Zentrum / max.) | 20-30 cm/a / max. 65-90 cm/a (Cuolm Parlet dadens) |
| | Verschiebungsrichtung | SSW bis SSE |

## 11.2 Geologie und Hangtektonik

Der Cuolm Da Vi liegt am Südrand des Aarmassivs, innerhalb des Südlichen Altkristallins. Im N wird er aus kompetenten Gneisen der Südlichen Granitgneiszone aufgebaut, im S aus wenig kompetenten Gneisen, Schiefern und kakiritischen Gesteinen der Südlichen Gneiszone. Nahezu vertikal lagernde Scherzonen, Kluft- und Schieferungsflächen hoher Persistenz zergliedern das etwa 1,5 $km^2$ umfassende Gebiet. Scherzonen folgen meist variszisch angelegten, geschwächten Lineationen bzw. Ganggesteinen. S-fallende Diskontinuitäten kommen wesentlich häufiger vor, treten aber im Gegensatz zu N-fallenden Trennflächen morphologisch undeutlicher bzw. schemenhafter in Erscheinung. Besonders Nackentäler auf der Trogschulter markieren den Verlauf N-fallender Schwächezonen und sind zum großen Teil als Ausstriche aktiver Bewegungsbahnen zu deuten. Sackungsstrukturen folgen meist S-fallenden Trennflächen. Zugrisse und Gräben bzw. Doppelgrate markieren den Rand der Massenbewegung. Keine bzw. nur wenige morphologische Merkmale für eine tiefreichende Instabilität sind am Südabbruch zu finden. Bewegungen finden am Cuolm Da Vi größtenteils an präexistenten Strukturen statt.

## 11.3 Hydrogeologie

Daten zur Hydrogeologie sind nur spärlich vorhanden. Es existieren nur sehr wenige Quellen. Besonders im zentralen Abschnitt der Instabilität führten die tiefreichenden Bewegungen zur tiefgründigen Drainage und zu einem Absinken des Bergwasserspiegels. Weiter im N existieren wenige Quellen auf einem Niveau zwischen 2200 und 2400 m, die einem wenig gestörten Bergwasseraquifer entspringen. Zwischen dem stark gestörten südlichen Abschnitt und dem nördlichen Ausläufern der Hangbewegung sorgt eine wenig durchlässige Störzone (Cuolm Parlet dadens) für eine hydrogeologische Barriere. Nördlich dieser Barriere vermögen selbst geringere Niederschläge Anstiege im Bergwasserspiegel zu bewirken, südlich davon bedarf es dafür bedeutend extremere Infiltrationsereignisse (z.B. Schneeschmelzen). Der scharfe Kontrast der Bergwasserspiegelniveaus beiderseits der Störzone bedeutet, dass im Entwicklungsverlauf den Kluftwasserschüben nördlich der Störzone eine immer bedeutendere Rolle zukommt. Diese wirkt sich besonders auf das interne Bewegungsmuster aus (Konvergenzen/Divergenzen). In der Summe nimmt der Einfluss von Kluftwasserschüben (allgemein die Wirkung von Wasser) jedoch sukzessive ab. Veränderte Bergwasserverhältnisse bewirken darüber hinaus eine verminderte Wasserführung im Drun und somit eine verminderte Erosionsleistung.

## 11.4 Deformationen und beeinflussende Faktoren

Neben den Verschiebungsbeträgen, deren räumlichen Verteilung, der Verschiebungsrichtung sowie der Identifizierung lokaler Instabilitäten sind Zusammenhänge mit externen bzw. internen Faktoren zu erkennen. Obwohl ein mathematisch signifikanter Zusammenhang aufgrund der Komplexität der Verhältnisse nicht gelingt, sind Jahresniederschläge bzw. Perioden mit extremer Infiltration relevante Größen, die unmittelbar und z.T. nachhaltig das Bewegungsmuster beeinflussen. Bergwasserspiegelmessungen existieren nicht. Aufgrund der Erfahrungen von anderen Hangbewegungen (z.B. Talzuschub Gradenbach [149]) besteht zwischen Infiltration, Niederschlag, Schneeschmelzereignissen und Bergwasserverhältnissen ein enger Zusammenhang. Am Cuolm Da Vi gilt grundsätzlich, dass die Infiltrationsleistung klar über der Exfiltrationsleistung liegen muss, um eine Beschleunigung zu induzieren. Derartige Infiltrationsleistungen werden nur durch Schneeschmelzereignisse oder durch außerordentlich feuchte Jahre erreicht. Bei derart tiefgründig drainierten hydrogeologischen Verhältnissen wie am Cuolm Da Vi ist festzustellen, dass selbst sehr hohe Jahresniederschläge zu einer Verlangsamung führen können, wenn sich die Niederschläge in den Spätsommermonaten konzentrieren. Spitzengeschwindigkeiten, wie im Messjahr 1998/99, erfordern das gleichzeitige Auftreten hoher Jahresniederschläge (konzentriert im Winter und Frühsommer) mit einer plötzlich einsetzenden und extremen Schneeschmelze.

Aus den langjährigen Messaufzeichnungen seit 1942 ist zu erkennen, dass trotz der Selbstregulierung der Wasserverhältnisse und der Tiefenerosion am Hangfuß eine Zunahme der Verschiebungsgeschwindigkeiten zu verzeichnen ist.

## 11.5 Mechanische Aspekte

### 11.5.1 Kinematik

Eine Dreiteilung ist besonders in kinematischer Hinsicht sinnvoll. Der primäre, vorherrschende Mechanismus am Südabbruch (Druntobel, westlicher Südabbruch) ist Underdip Toppling bzw. Toppling (sowohl entlang S- als auch N-fallender Trennflächen findet eine Hangauswärtsrotation statt). Sekundär ist vereinzelt ein Nachsacken entlang S-fallender Trennflächen denkbar. Besonders im Druntobel ist lokal und oberflächennah (< 15 m) Blocky Toppling sowie translationsförmiges bzw. rotationales Gleiten wahrscheinlich. Gegen die Trogschulter gewinnen Sackungsstrukturen mehr und mehr an Gewicht. Underdip Toppling ist nur schwer mit den morphologischen Merkmalen und geodätischen Messungen in Verbindung zu bringen, im Nahbereich (talseitig) eines Nackentals jedoch denkbar. Als tiefreichender, primärer Mechanismus wird Toppling (entlang N-fallender Trennflächen) gesehen, sekundär ein Nachsacken entlang S-fallender Trennflächen. Nördlich der Trogschulter schließt ein Bereich an (Kammregion), der primär von Sackung beherrscht wird. Nur an vereinzelten N-fallenden Trennflächen tritt als sekundärer Mechanismus Hangauswärtsrotation in Erscheinung. Exponierte Partien werden lokal und oberflächennah (< 15 m) von Block Toppling bzw. von Gleitbewegungen (translationsförmig oder rotational) geprägt.

Lokale Instabilitäten kippen (Blocky Toppling) gegen das Val Strem (Westabbruch) und werden durch ausgeprägte Zugrisssysteme und gegen WSW orientierte Verschiebungsvektoren klar begrenzt.

Die Ergebnisse können anhand der morphologischen, geodätischen Daten sowie der kinematischen Tests und numerischen Modellrechnungen verifiziert und plausibel belegt werden.

### 11.5.2 Bruchentwicklung und Entwicklungsverlauf

Tiefreichende Bewegungen am Cuolm Da Vi werden durch Kriechverformungen im Hangfuß und entlang von Trennflächen bestimmt. Mit der Tiefenerosion im Druntobel ging eine Reduktion der Standsicherheit und eine Spannungskonzentration im Böschungsfuß einher. Plastische Deformationen und schlussendlich Verformungen unter konstanten Spannungsverhältnissen führten zu Verschiebungen, weiteren Spannungskonzentrationen, spröden Brüchen und Materialentfestigung an verschiedenen Stellen der Felsböschung. Besonders in unmittelbarer Nähe der kinematisch bedeutsamen N-fallenden Scherzonen (Hangauswärtsrotation) entstehen Span-

nungsspitzen in einer kritischen Tiefe von rund 200 – 300 m. Dort bilden sich zunächst plastische Kerne. Verschiebungsbedingte Spannungsumlagerungen bedingen im weiteren Entwicklungsverlauf das progressive Fortschreiten dieser Brüche (**Tab. 11-2**). Zwischen den mechanischen Abläufen innerhalb der Felsböschung und dem Hangfuß besteht ein enger Zusammenhang und eine gegenseitige Beeinflussung („Feedback mechanism"). Für die Bruchausbreitung sind besonders die Diskontinuitäten bedeutsam. Brüche folgen zunächst den verschieden persistenten Trennflächen, intakte Felsbrücken werden durch Scherbrüche überwunden. Plausibel erscheint somit eine Bruchausbreitung von 45° gegen die Oberfläche (N), wobei bei geringem Abstand N-fallender Scherzonen die plastischen Zonen zusammenwachsen können.

**Tab. 11-2**: Möglicher Entwicklungsverlauf der Instabilität.

| Zeitliche Abfolge | Mechanisch Reaktion |
|---|---|
| **A** Ausgangssituation | Ungestörte Bergwasserverhältnisse, keine Verschiebungen |
| **B** Rückzug der Gletscher | Veränderung der Spannungsverhältnisse und entlastungsbedingte Auflockerung des Gebirges (je nach Überlagerungshöhe unterschiedlich tiefreichend); erste Brüche (besonders entlang von Trennflächen) bilden sich. |
| **C** Unterschneidung der Böschung durch Tiefenerosion im Druntobel | Änderungen im Spannungsfeld (Spannungskonzentrationen) führen an verschiedenen Stellen der Böschung zu Brüchen und Spannungsumlagerungen (Tiefenlage rund 200 – 300 m). Plastische Kerne entstehen, die den Ausgangspunkt progressiv fortschreitender Brüche darstellen. Besonders der Hangfuß wird durch die einsetzenden Kippbewegungen belastet. Verschiebungen finden hauptsächlich an präexistenten Strukturen statt, wodurch die Gebirgsdurchlässigkeit stark erhöht wird und der Bergwasserspiegel deutlich absinkt. |
| **D** Einsetzende Kriechverformung | Durch häufige Lastwechsel (Bergwasserspiegelschwankungen) und fortwährender Veränderungen der Geometrie im Druntobel (Unterschneidung, Felsstürze, Steinschlag, Murgänge) entwickeln sich die räumlich begrenzten Brüche sukzessiv nach N. Neben der Verschiebungsgeschwindigkeiten steigen die Belastungen im Hangfuß sowie die Scher- und Normalspannungen in den Trennflächen (insbesondere entlang der N-fallenden Scherzonen). Dies führt zur Plastifizierung, zu Scherverschiebungen und schlussendlich unter konstanten Spannungsbedingungen zum Kriechen. Die von Bewegungen betroffene Fläche breitet sich langsam gegen N (Richtung Piz Paradatschas) und E aus, der Tiefgang nimmt zu. Der Bergwasserspiegel sinkt weiter ab und erreicht ein tiefes Gleichgewichtsniveau. Nördlich der Störzonen am Cuolm Parlet dadens/dado bleibt der Hangwasserspiegel relativ ungestört. |
| **E** Fortschreitende Deformationen | Hangwasserspiegelschwankungen sind aufgrund der tiefgründigen Drainage nur noch durch extreme Jahresniederschläge und/oder Schneeschmelzereignisse zu erreichen. Derartige Veränderungen äußern sich im Bewegungsmuster als zyklische Schwankungen oder erhöhte jährliche Verschiebungsgeschwindigkeiten. Sehr häufige Lastwechsel fördern das progressive Fortschreiten der Brüche, insgesamt ist aber von einer stetigen Verminderung von Wassereinflüssen auszugehen. Die Spannungsverhältnisse in den Trennflächen und im Hangfuß verändern sich mit den Wasserstandsschwankungen. Ob die Spannungsbedingungen zum Bruch führen oder lediglich für erhöhte Kriechraten sorgen, ist ungewiss. |

## 11.6 Klassifikation

Gängige Klassifikationen können weder die Rheologie noch die Kinematik der Hangbewegung in einer ausreichend genauen Form charakterisieren. In **Tab. 11-3** wird versucht, die Instabilität den Klassifikationsvorschläge verschiedener Autoren zuzuordnen.

Noverraz et al. [122] bemerken:

*„…Indeed the top and secondary scarps described, probably erroneously, as being associated with different sagging phenomena by most authors are here totally missing. The case of Nunatak Massif in Alaska (Radbruch-Hall 1978) is certainly the example showing most similarities with Sedrun-Cuolm da Vi phenomena. In both case it has to be stated that the movements do not derive from intensive dislocation of the massif and are not accompanied by a supple flexure of the layers, as described by Zischinsky and Nemcok"*

**Tab. 11-3**: Einordnung der Hangbewegung in die gängigsten Klassifikationsvorschläge. Die Angaben in Klammern beziehen sich auf die erstmalige Erwähnung des angeführten Begriffs.

| Klassifikation von | tiefreichend | oberflächennah (< 15 m) |
|---|---|---|
| Ampferer (1939) | Bergzerreißung | - |
| Nemcok et al. (1972) | deep seated creep (II, initial) | - |
| Zischinsky (1966) | Sackung | - |
| Varnes (1978) | Rock flow; deep creep | Rock topple, Rock slide |
| Hermann (1996) | initiales bis entwickeltes Stadium (I-II) | - |
| Goodmann und Bray (1976) | Flexural Toppling, Creep Toppling | Blocky Toppling |
| Cruden (1989) | Toppling on anaclinal slopes; Underdip Toppling on cataclinal slopes | Blocky Toppling |

Schlussendlich kann nur versucht werden, aus der Zusammenstellung der Vorschläge obiger Autoren eine treffende Bezeichnung zu finden, die der Kinematik, Rheologie und dem Entwicklungszustand des Cuolm Da Vi gerecht wird. Es handelt sich um tiefreichendes Kriechen von Festgesteinen in einem initialen bis entwickeltem Stadium, welches kinematisch primär von Hangauswärtsrotation, sekundär von Nachsacken größerer Felspartien betroffen ist („**deep seated creep Toppling with sagging components (initial to developed)"**).

## 11.7 Praktische Relevanz

Die Instabilität bedeutet für die am Hangfuß gelegenen Ansiedlungen Sedrun, Camischola und Rueras eine ständige Bedrohung. Durch die Definition von Gefährdungsbildern bzw. der Abschätzung der Risiken möglicher Felssturz-, Bergsturz-, Steinschlag- oder Murgangszenarien ist eine langfristige Planung sowie eine Optimierung der Überwachung im Hinblick auf eine veränderte Situation möglich. Möglichkeiten einer langfristigen Stabilisierung durch Unterfangung oder Drainage werden als nicht machbar eingestuft. Eine kontinuierliche Überwachung mit regelmäßigen Begehungen sowie der fachmännische Umgang mit der jeweiligen Situation scheint momentan die beste Lösung zu sein.

## 11.8 Resümee

Diese Arbeit beschreitet den Weg von der Charakterisierung zur Modellierung, wodurch profunde Erkenntnisse als Beitrag zum Verständnis der Instabilität gewonnen werden können. Im Bewusstsein stets verbleibender und unbekannter Einflussgrößen, stellt dieser Weg eine Mög-

lichkeit dar, die Erkenntnisse anhand zweier ineinandergreifender Lösungsansätze zu verifizieren und schlussendlich ein plausible Lösung zu finden. Prognoseunsicherheiten werden minimiert, die Interpretation erleichtert und tiefergehende Diskussionen angeregt.

# 12 Anhang A

## 12.1 Grenzgleichgewichtsbetrachtung

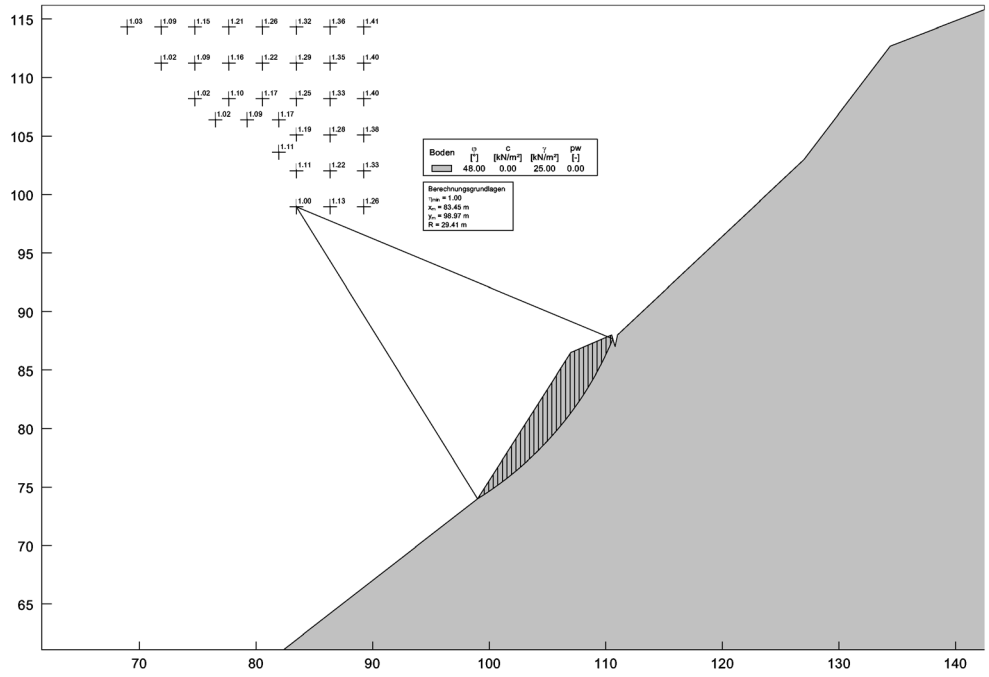



**Abb. 12-1**: Grenzgleichgewichtsbetrachtung einer klar abgrenzbaren, lokalen Instabilität im Druntobel

## 12.2 Kinematische Tests

### 12.2.1 Tiefreichende Bewegungsmöglichkeiten

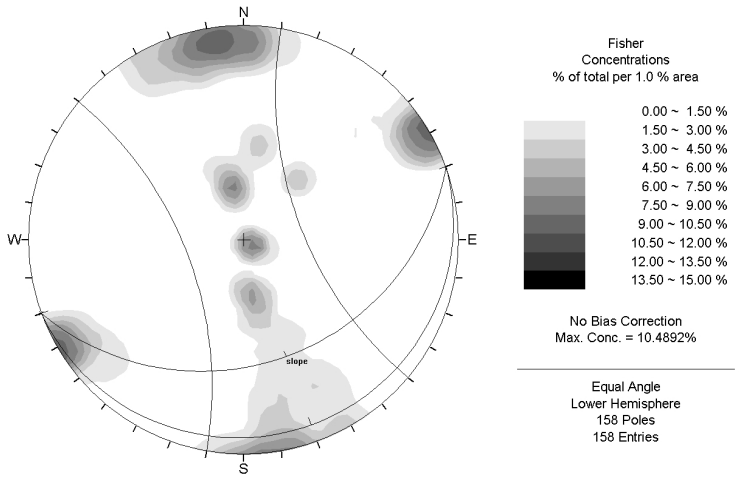



**Abb. 12-2**: Kinematischer Test: Rücken bei Vonns Sura/Sut und Druntobel

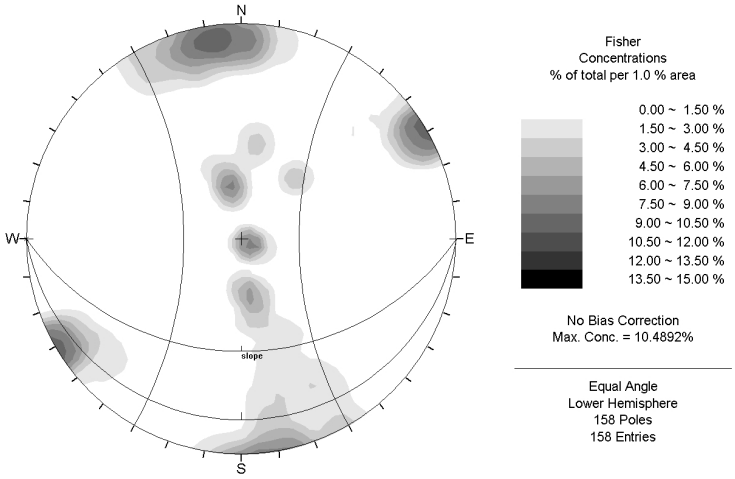



**Abb. 12-3**: Kinematischer Test: Rücken bei Vonns Sura/Sut und Druntobel.

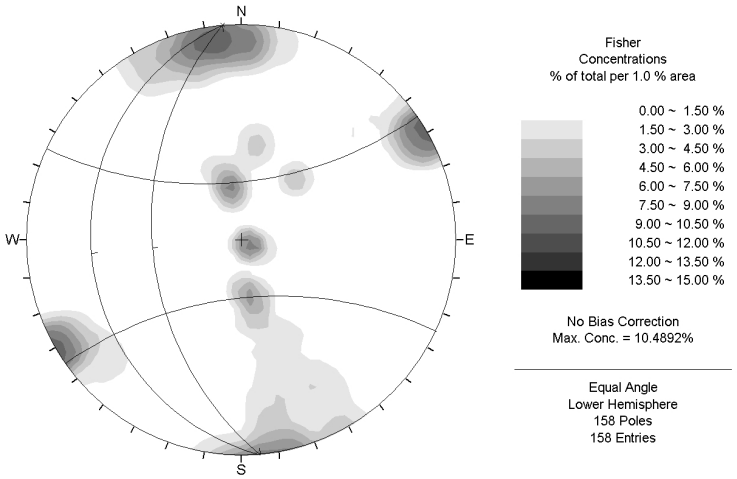



**Abb. 12-4**: Kinematischer Test: Bereich nördlich des Cuolm Parlet dadens.

## 12.2.2 Oberflächennahe Bewegungsmöglichkeiten

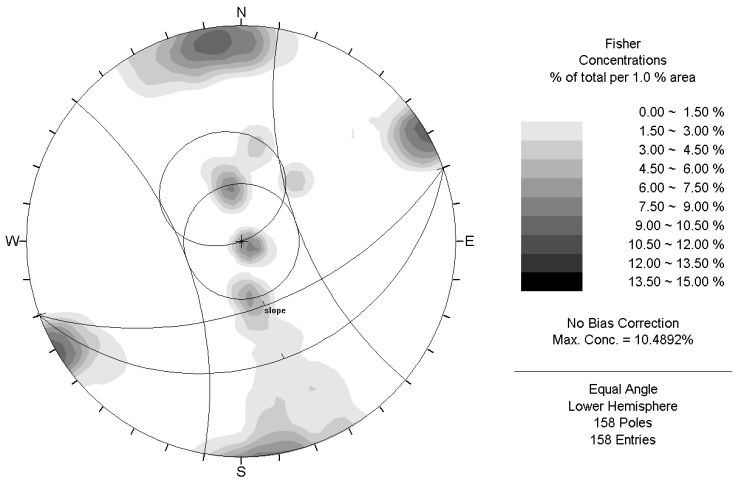



**Abb. 12-5**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien im Druntobel.

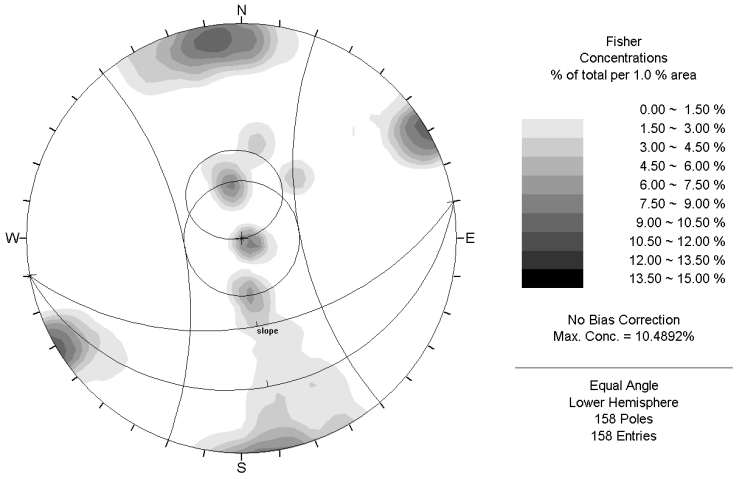



**Abb. 12-6**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien des Cuolm Parlet dadens.

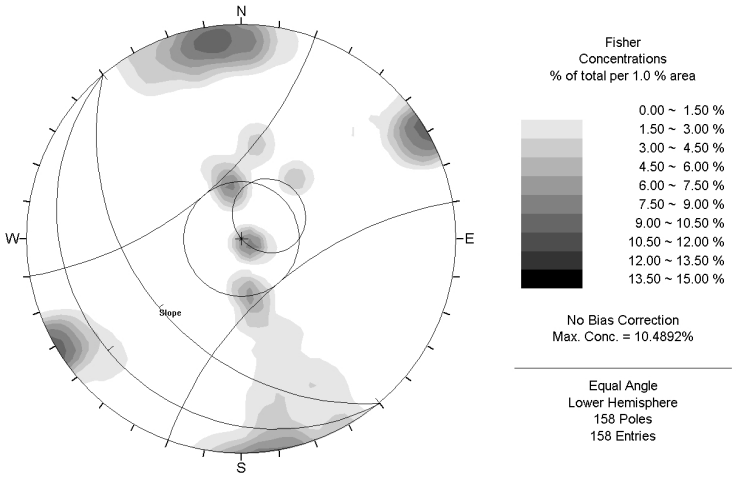



**Abb. 12-7**: Kinematischer Test : Hakengeworfene Partien bei Stavel da Nuorsas.

# 13 Anhang B

**Tab. 13-1**: Schema zur Identifikation der einaxialen Druckfestigkeit im Gelände [85]

| GRADE | TERM | FIELD IDENTIFICATION | Approx. range of $\sigma_c$ (MPa) |
|---|---|---|---|
| S1 | Very soft clay | Easily penetrated several inches by fist. | < 0.025 |
| S2 | Soft clay | Easily penetrated several inches by thumb. | 0.025 – 0.05 |
| S3 | Firm clay | Can be penetrated several inches by thumb with moderate effort. | 0.05 – 0.10 |
| S4 | Stiff clay | Readily intended by thumb, but penetrated only with great effort. | 0.10 – 0.25 |
| S5 | Very stiff clay | Readily intended by thumbnail. | 0.25 – 0.50 |
| S6 | Hard clay | Intended with difficulty by thumbnail. | > 0.50 |
| R0 | Extremely weak rock | Intended by thumbnail. | 0.25 – 1 |
| R1 | Very weak rock | Crumbles under firm blows with point of geological hammer; can be peeled by pocket knife. | 1 – 5 |
| R2 | Weak rock | Can be peeled by pocket knife with difficulty, shallow identification made by firm blow with point of geological hammer. | 5 - 25 |
| R3 | Medium strong rock | Cannot be scraped or peeled with a pocket knife; specimen ca be fractured with single firm blow of geological hammer. | 25 – 50 |
| R4 | Strong rock | Specimen required more than one blow of geological hammer to fracture it. | 50 – 100 |
| R5 | Very strong rock | Specimen required many blows of geological hammer to fracture it. | 100 – 250 |
| R6 | Extremely strong rock | Specimen can only be chipped with geological hammer. | > 250 |

**Tab. 13-2**: Klassifikation der Foliation und Anisotropie von Gesteinen [142-144]. **Fi**: Foliation Index; **fA** = 0.95 + 0.17 Fi (Foliation Anisotropie Factor)

| **FOLIATION CLASSIFICATION**<br><br>*ANISOTROPY CLASSIFIKATION* | DESCRIPTION | fA |
|---|---|---|
| **Very weakly foliated**<br>(or non foliated)<br>**Fi < 1.5**<br>**Isotropic** | Platy and prismatic minerals <10%, which may occur as discontinuous streaks or may be randomly oriented. Rock fractures are curved or folded. Usually found in high-grade regional metamorphic regions or in contact metamorphic zones.<br>Typical rocks: Quarzite, Hornfels, Granulite. | 1 – 1.2 |
| Weakly foliated<br>**Fi = 1.5 – 3.0**<br>**Fairly anisotropic** | Platy and prismatic minerals 10-20%. Compositional layering is evident, but mechanically insignificant. Usually found in high-grade regional metamorphic regions.<br>Typical rock: Quarzofeltspatic gneiss, Mylonite, Migmatite. | 1.2 – 1.5 |
| Moderately foliated<br>**Fi = 3.0 – 6.0**<br>**Moderately anisotropic** | Platy and prismatic minerals 20-40%. Thin to thick folia, occasionally discontinuous. Foliation is usually mechanically passive. Found in rocks formed by medium to high-grade regional metamorphism.<br>Typical rocks: Schistose gneiss, Quartzose schist. | 1.5 - 2 |
| Strongly foliated<br>**Fi = 6.0 – 9.0**<br>**Highly anisotropic** | Platy and prismatic minerals 40–60%. Thin wavy continuous folia which may be mechanically significant. Usually formed under medium-grade regional metamorphic conditions.<br>Typical rock: Mica schist, Hornblende schist. | 2 – 2.5 |
| Very strongly foliated<br>**Fi > 9**<br>**Very highly anisotropic** | Platy and prismatic minerals >60% occurring as very thin, continuous folia. Foliation is perfect and mechanically significant. Found in rocks formed by dynamic or low-grade regional metamorphism. | > 2.5 |

**Tab. 13-3**: Klassifikation der einaxialen Druckfestigkeit [85]

| TERM | $\sigma_c$ (MPa) |
|---|---|
| Soil | < 0.25 |
| Extremely low strength | 0.25 – 1 |
| Very low strength | 1 – 5 |
| Low strength | 5 – 25 |
| Medium strength | 25 – 50 |
| High strength | 50 – 100 |
| Very high strength | 100 – 250 |
| Extremely high strength | > 250 |

**Tab. 13-4**: Zusammenstellung von Literaturwerten zur einaxialen Druckfestigkeit.

| ROCK TYPE | UNIAXIAL COMPRESSIVE STRENGTH $\sigma_{ci}$ (MPA) | | | REFERENCE | LOCATION |
|---|---|---|---|---|---|
| | low | average | high | | |
| ***Igneous rocks*** | | | | | |
| Granite | 95 | 160 | 230 | Hoek and Brown 1980 | |
| Granite | | 214 | | Hoek 1983 | Westerly, USA |
| Granite | | 116,2 | | Hoek 1983 | Stone Mountain |
| Granite | | 275 | | Hoek 1983 | Mount Sorrel |
| Diorite | 100 | 140 | 190 | Hoek and Brown 1980 | |
| Granodiorit | 75 | 105 | 135 | Hoek and Brown 1980 | |
| Rhyolite | | 85 | | | |
| ***Metamorphic rocks*** | | | | | |
| Amphibolite | 75 | 125 | 250 | Hoek and Brown 1980 | |
| Amphibolite gneiss | 95 | 160 | 230 | Hoek and Brown 1980 | |
| Augengneis | 95 | 160 | 230 | Hoek and Brown 1980 | |
| Augengneis | 90,1 | 104,2 | 117,6 | Czech et al. 1990 | Böckstein/S |
| Gneis | 80 | 100,5 | 114,9 | Czech et al. 1990 | Mittersill/S |
| Granite gneiss | 80 | 120 | 155 | Hoek and Brown 1980 | |
| Gneiss | 80 | 130 | 185 | Hoek and Brown 1980 | |
| Gneiss granite | 65 | 105 | 140 | Hoek and Brown 1980 | |
| Greenschist | 65 | 75 | 85 | Hoek and Brown 1980 | |
| Mica gneiss | 55 | 80 | 100 | Hoek and Brown 1980 | |
| Zweiglimmergneis; f-m-k | 28,6 | 41,6 | 51,4 | Czech et al. 1990 | Häusling/T |
| Zweiglimmergneis; m-g-k | 50,8 | 69,0 | 120,5 | Czech et al. 1990 | Häusling/T |
| Zweiglimmergneis; f-k | 51,6 | 80,7 | 108,5 | Czech et al. 1990 | Häusling/T |
| Biotitgneis | 15,0 | 29,7 | 42,8 | Czech et al. 1990 | Häusling/T |
| Biotit-Plagioklas-Gneis | 64,6 | 116,0 | 181,1 | Czech et al. 1990 | Turrach/St |
| Mica schist | 20 | 80 | 170 | TU of Norway | |
| Glimmerschiefer | 39,0 | 47,7 | 64,3 | Czech et al. 1990 | Gleinalmtunnel/St |
| Mylonite | 65 | 90 | 120 | Hoek and Brown 1980 | |
| Phyllite | 21 | 50 | 80 | Hoek and Brown 1980 | |
| Quarzite | 75 | 145 | 245 | Hoek and Brown 1980 | |
| Quarzitic phyllite | 45 | 100 | 155 | Hoek and Brown 1980 | |
| Serpentinite | 120 | 190 | 300 | Hoek and Brown 1980 | |
| Serpentinite | - | 69,1 | - | Kahraman 2001 | Gaziantep |
| Serizit-Chlorit-Phyllit | 8,1 | - | 10,4 | Czech et al. 1990 | Üttendorf/S |
| Serizit-Quarz-Phyllit | 10,0 | - | 15,0 | Czech et al. 1990 | Üttendorf/S |

# 14 Anhang C

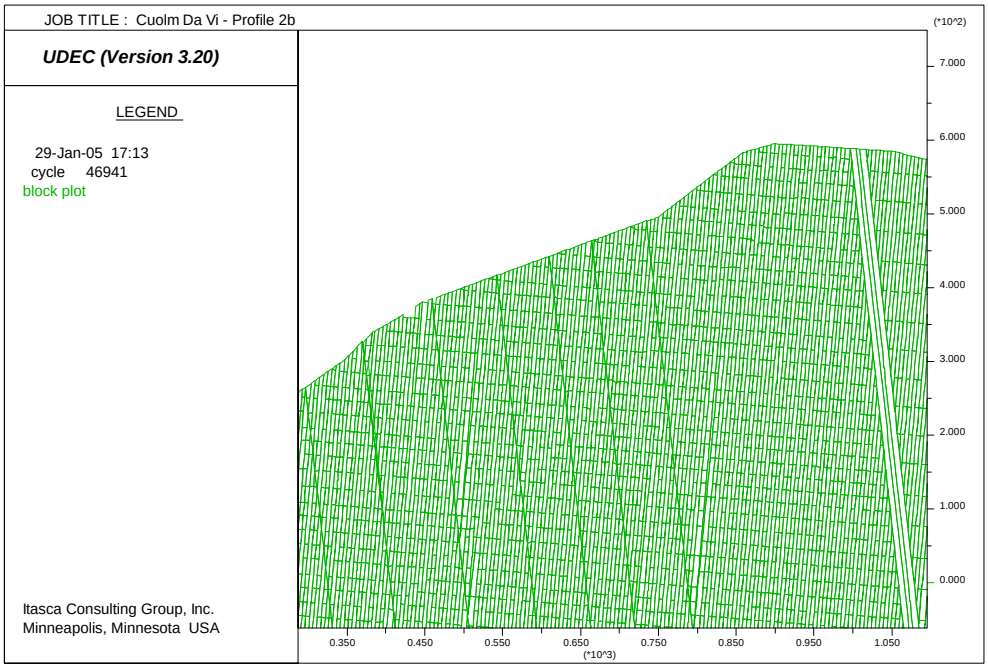



**Abb. 14-1**: Diskontinuitäten im Modell (Modellauschnitt).

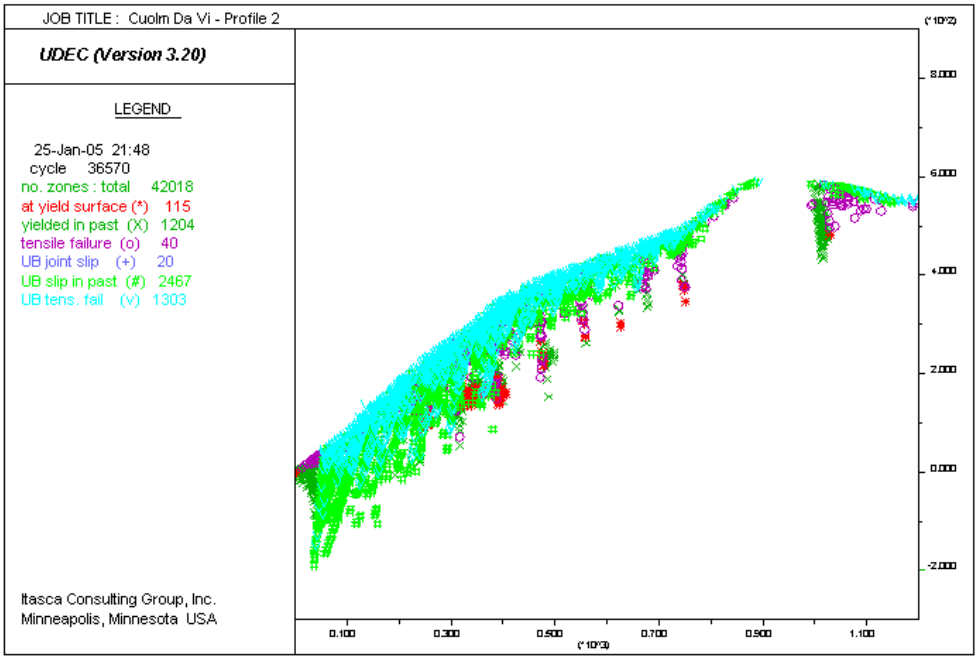



**Abb. 14-2**: Plastische Zonen am Ende der Eisentlastung und Erosion.

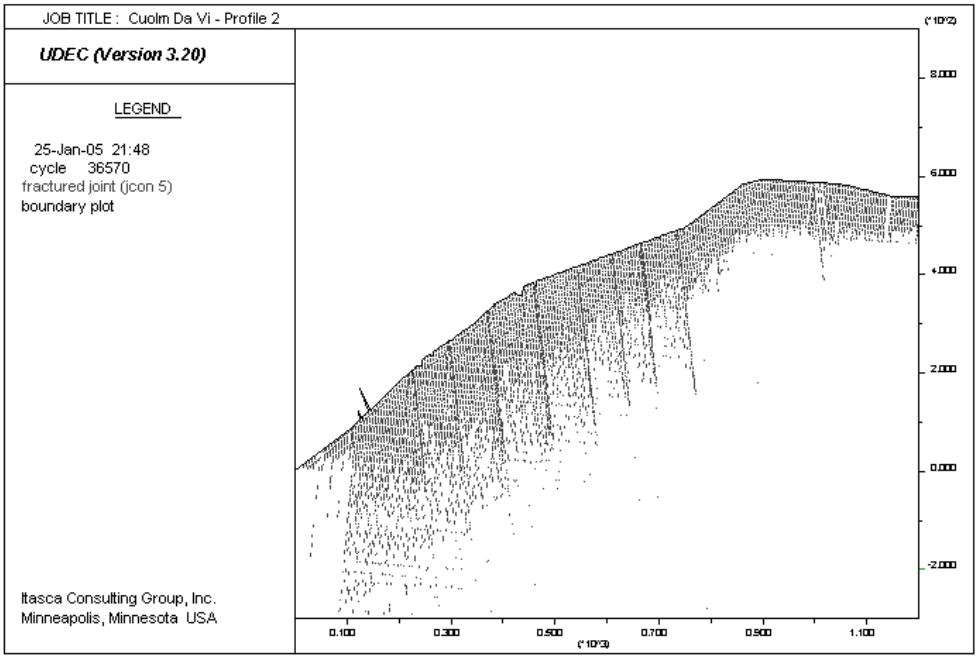



**Abb. 14-3**: Trennflächen, welche bereits am Ende der Eisentlastung und Erosion die Restfestigkeit erreicht haben.

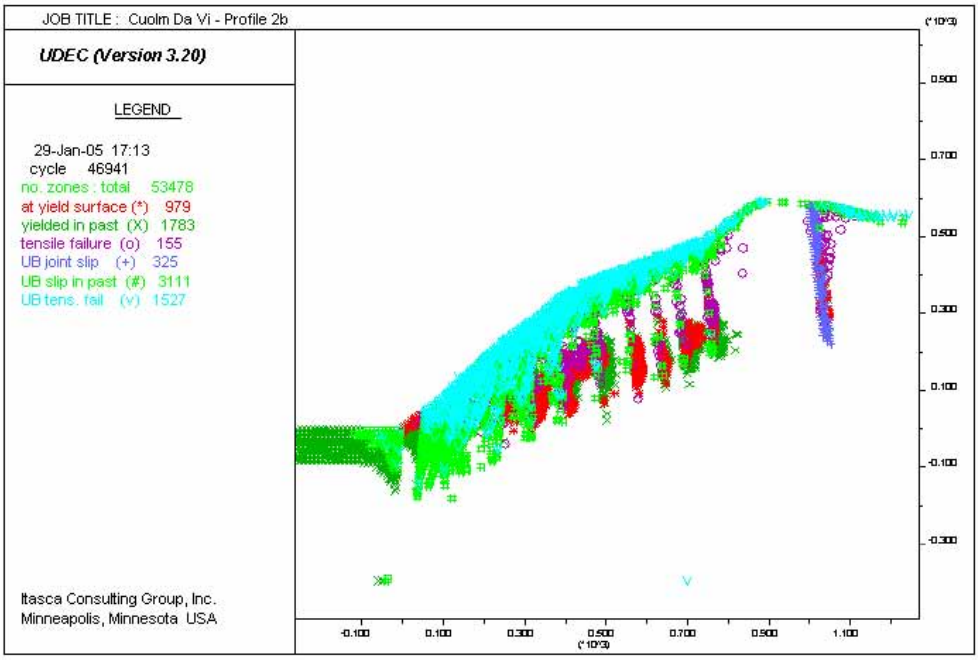



**Abb. 14-4**: Plastische Zonen nach mehrjährigem Kriechen.

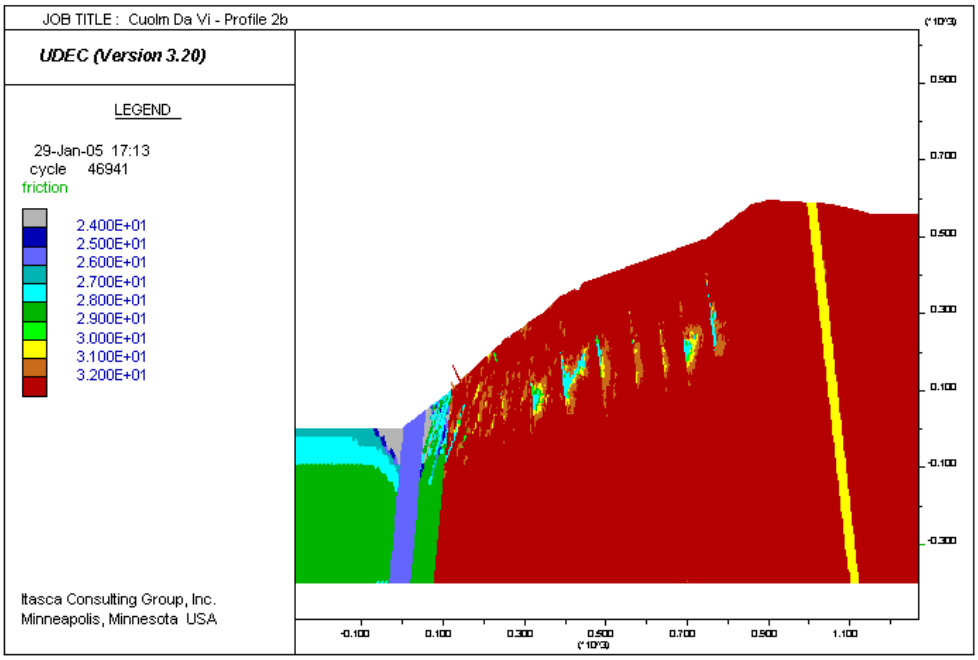



**Abb. 14-5**: Flächen, welche die Restfestigkeit bereits erreicht haben (nach mehrjährigem Kriechen).

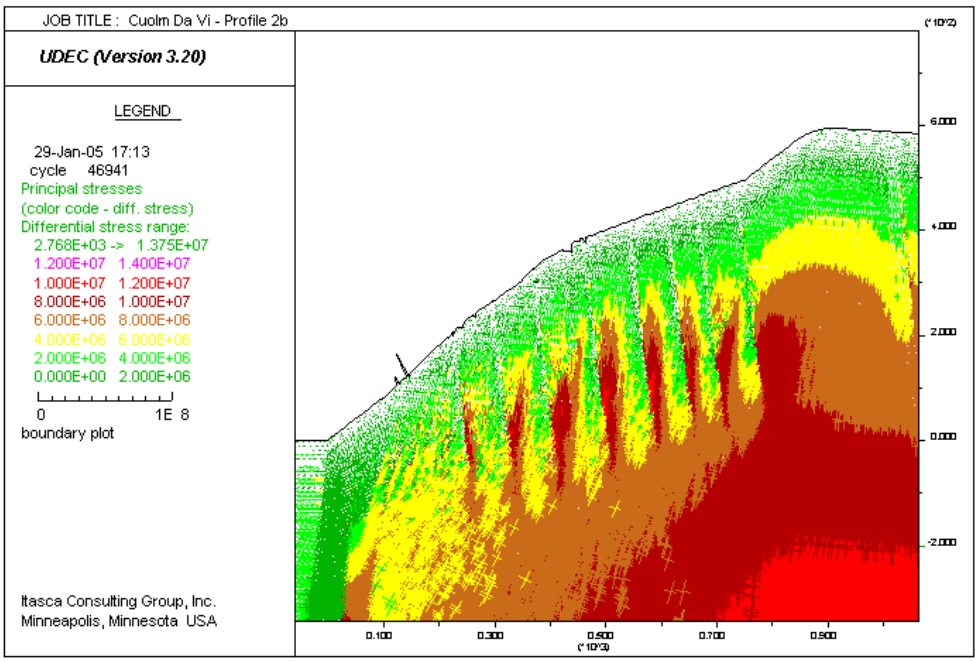



**Abb. 14-6**: Hauptnormalspannungen skaliert nach der Differentialspannung. Gut zu sehen sind die Differentialspannungsspitzen im Bereich N- fallender Scherzonen.

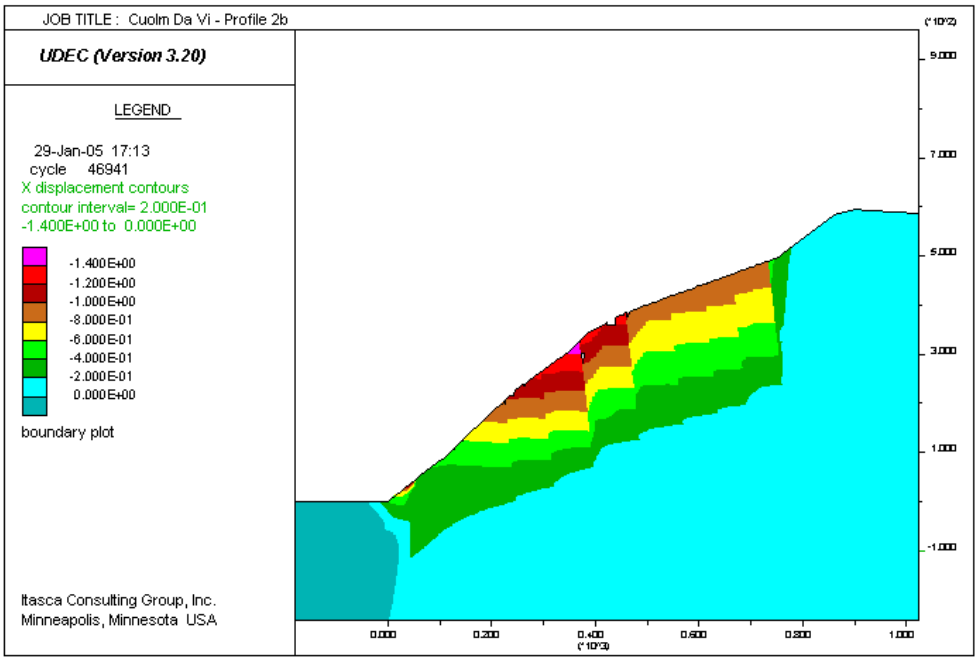



**Abb. 14-7**: Horizontale Verschiebungen nach 5 Jahren Kriechen.

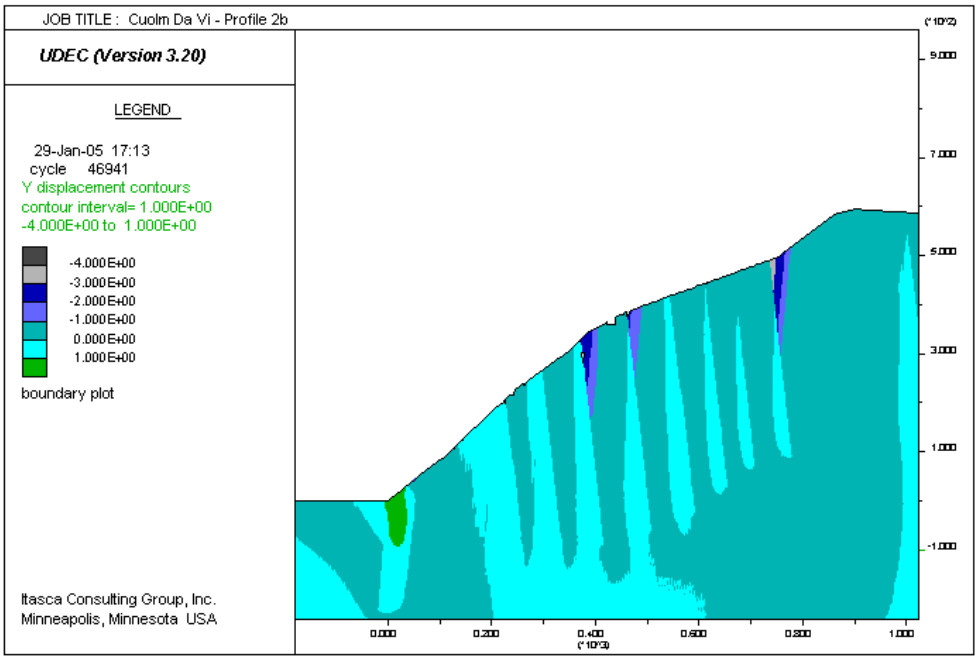



**Abb. 14-8**: Vertikale Verschiebungen nach 5 Jahren Kriechen.

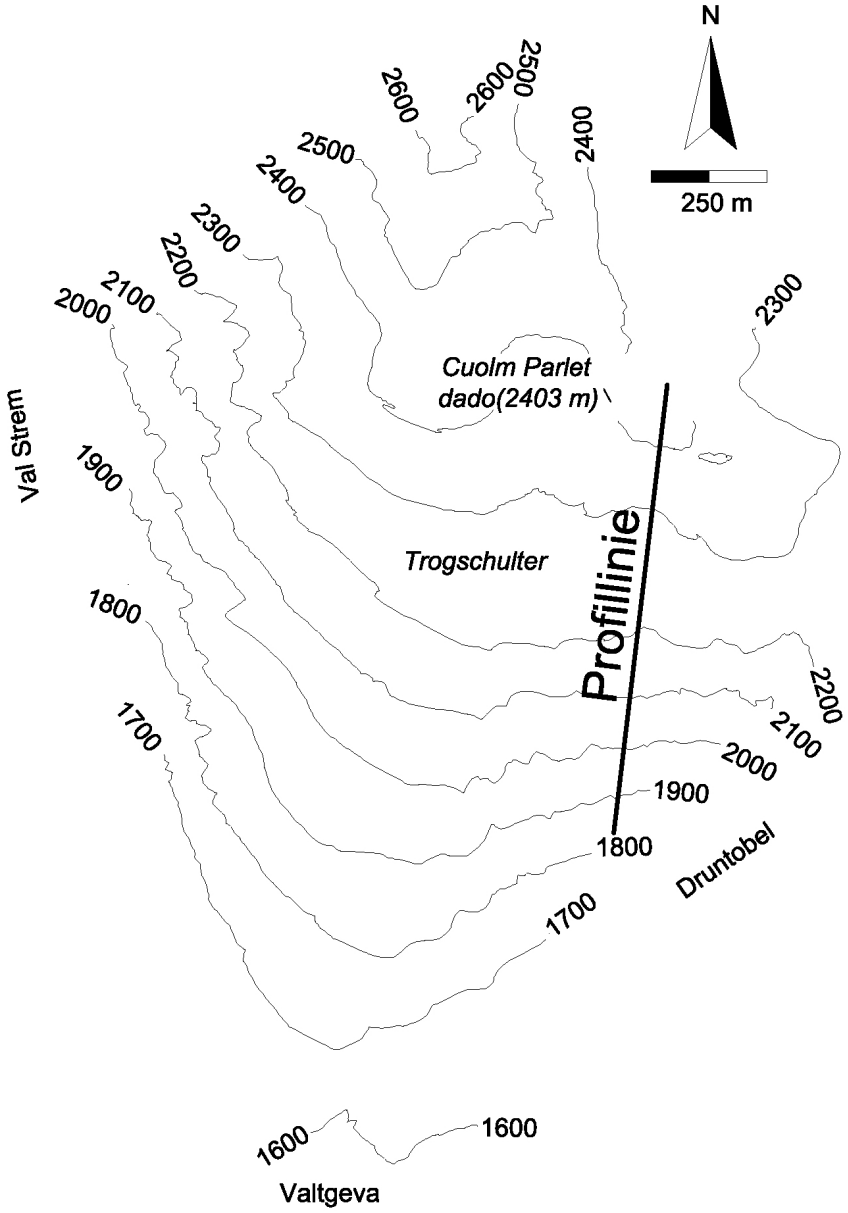



**Abb. 14-9**: Lage des Profils, welches der Modellierung zugrunde liegt.

## Literatur

[1] Abrecht, J., 1994. Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 74: 5-27.
[2] Amberg, W., 1996. Alptransit GBTS - Felsmechanische Kennwerte. Fax an Dr. T.R. Schneider, unveröffentlicht.
[3] Ampferer, O., 1939. Über einige Formen der Bergzerreißung, Sitzber. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl.
[4] Andrade, E.N. & Da, C., 1910. On the viscous flow in metals and allied phenomena, Proc. roy. Soc., pp. 1-12.
[5] Ashby, J., 1971. Sliding and toppling modes of failure in models and jointed rock slopes. MSc Dissertation Thesis, University of London, Imperial College.
[6] Bandis, S., 1990. Mechanical properties of rock joints. In: Barton & Stephansson (Editors), Rock Joints, Rotterdam.
[7] Barton, N., 1976. The Shear Strength of Rock Joints. International Journal of rock mechanics & mining science, 13(9): 255-279.
[8] Barton, N., 1982. Shear strength investigations for surface mining, Proc. 23rd U.S. Symp. on Rock Mech., Berkeley.
[9] Barton, N., 1973. Review of a new shear strength criterion fo rock joints. Engineering Geology, 7: 287-332.
[10] Barton, N., 1974. Engineering classification of rock masses for design of rock support. Rock mechanics, 6: 189-236.
[11] Barton, N. & Bandis, S., 1990. Review of predictive capabilities of JRC-JCS model in engineering practice. In: Barton & Stephansson (Editors), Rock joints, Rotterdam, pp. 603 - 612.
[12] Barton, N. & Bandis, S., 1982. Effects of block size on the shear behaviour of jointed rock, Proc. 23rd U.S. Symp. on Rock Mech., Berkeley, pp. 739-760.
[13] Barton, N. & Choubey, V., 1977. The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. Rock mechanics, 10: 1-54.
[14] Bonanomi, Y., 2000. Färbversuch Quelle Plaunca Fadal Nr. 6, Val Strem, Vischnaunca Tujetsch. 5038, unveröffentlichter Bericht, Sedrun.
[15] Bonanomi, Y. & Donatsch, G., 1998. Deformationsmessung Cuolm Da Vi - Technischer Bericht: Vermessung, unveröffentlichter Bericht, Landquart.
[16] Böni, H., 1983. Vermessung "Cuolm Da Vi", Diplomvermessungskurs Sedrun 1983. 86, IGP der ETH Zürich.
[17] Bonnard, C., Dewarrat, X. & Noverraz, F., 2004. The Sedrun landslide. In: Bonnard, Forlati & Scavia (Editors), Identification and Mitigation of large Landslide Risks in Europe, pp. 227-252.
[18] Bonnard, C., Noverraz, F. & Dupraz, H., 1996. Long-term movements of substabilized versants in the Swiss Alps and climatic changes, Proc. 7th int. Symp. on Landslides, Trondheim.
[19] Bovay-Huguenin, 1994. PNR 31 Versinclim - Étude quantitative des mouvements sur cinq glissements par mesure géodésiques, mesures GPS et mesures photogrammétriques, Bovay-Huguenin, unveröffentlichter Bericht, Epalinges.
[20] Bovis, M.J. & Evans, G., 1996. Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. Engineering Geology, 44: 163-182.
[21] Brace, W.F., Paulding, B.W. & Scholz, C., 1966. Dilatancy in fracture of crystalline rocks. J. of Geophysical Research, 71(16): 3939-3953.
[22] Broch, E., 1988. Changes in rock strength caused by water, Proc. 4th ISRM Congr. Balkeman, Rotterdam, Montreux, pp. 71-75.
[23] Cai, M., Kaiser, P.K., Uno, H., Tasaka, Y. & Minami, M., 2003. Estimation of rock mass deformation modulus and strength of jointed hard rock masses using GSI system. Rock Mechanics and Mining Sciences, 41: 3-19.
[24] Carniel, P., Hauswirth, E.K., Roch, K.H. & Scheidegger, A.E., 1975. Geomechanische Untersuchungen in einem Rutschungsgebiet im Felbertal in Österreich. Verh., Geol. B.-A., 4: 305-330.
[25] Chaperon, F. & Köchle, R., 1988. Und sie bewegt sich doch - Vertiefungsblockarbeit, IGP der ETH Zürich.
[26] Colback, P.S. & Wiid, B.L., 1965. The influence of moisture content on the compressive strength of rock, Proc. Symp. on Rock Mechanics, Toronto, pp. 65-83.
[27] Cristescu, N.D. & Hunsche, U., 1998. Time Effects in Rock Mechanics. Wiley Series in Materials, Modelling and Computation. Wiley, Chichester.

[28] Crowder, J.J. & Bawden, W.F., 2004. Review of Post-Peak Parameters and Behaviour of Rock-Masses: Current Trends and Research, Lassonde Institut, Universität of Toronto, Toronto.
[29] Cruden, D.M., 1989. Limits to common toppling. Canadian Geotechnical Journal, 26: 737-742.
[30] Cruden, D.M., 1988. Thresholds for catastrophic instabilities in sedimentary rock slopes. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband(67): 67-76.
[31] Cruden, D.M., 1987. Rock slope movements in the Canadian Cordillera. Canadian Geotechnical Journal, 22: 528-540.
[32] Cruden, D.M., 1971. The Form of the Creep Law for Rock under Uniaxial Compression. International Journal of rock mechanics & mining science, 8: 105-126.
[33] Cruden, D.M., Hu, Z.Q. & Lu, Z.Y., 1993. Rock topples in the Highway cut west of Clairviaux creek, Jasper, Alberta. Canadian Geotechnical Journal, 30: 1016-1023.
[34] Cudny, M. & Vermeer, P.A., 2004. On the modelling of anisotropy and destructuration of soft clays within the multi-laminate framework. Computers and Geotechnics, 31: 1-22.
[35] Cundall, P., Carranza-Torres, C. & Hart, R., 2003. A new constitutive model based on the Hoek-Brown criterion. In: Brummer (Editor), FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics. Swets & Zeitlinger, Lisse.
[36] Cundall, P. & Hart, R., 1992. Numerical modelling of discontinua. Engineering Computation, 9: 101-113.
[37] Czech, J. & Huber, H., 1990. Gesteinskennwerte aus Laborversuchen. Felsbau, 8(3): 129-134.
[38] Czurda, K. & Hötzl, H., 1990. Parameter, Prozesse und Modelle bei Bergzerreißungen- und Talzuschubserscheinungen im Helvetikum Voralbergs. Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, 8.
[39] Dawson, E.M., Roth, W.H. & Drescher, A., 1999. Slope stability analysis by strength reduction. Submitted for publication to Geotechnique.
[40] de Freitas, M.H. & Watters, R.J., 1973. Some field examples of toppling failure. Geotechnique, 23(4): 495-514.
[41] Dearman, W.R., 1991. Engineering geological mapping. Butterworth - Heinemann Ltd., Oxford.
[42] Dramis, F. & Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. Engineering Geology, 38: 231-243.
[43] Duddeck, H., 1988. Was Finite-Elemente-Methoden im Grund- und Felsbau leisten und leisten sollten, FEM Anwendungen in der Baupraxis, pp. 298-310.
[44] Duncan, C., Norrish, W. & Norrish, N.I., 1996. Rock strength properties and their measurement. In: A.K. Turner (Editor), Landslides investigation and mitigation, pp. 372-390.
[45] Eberhardt, E., Stead, D., Coggan, J.S. & Willenberg, H., 2003. Hybrid finite-/discrete-element modelling of progressive failure in massive rock slopes, ISRM 2003-Technology roadmap for rock mechanics. South Africa Institut of Mining and Metallurgy, South Africa.
[46] Eckardt, P., 1989. Brief an die Gemeinde Tujetsch vom 12.04.1989, unveröffentlicht.
[47] Eckardt, P., 1957. Zur Talgeschichte des Tavetsch - seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. Dissertation Thesis, Universität Zürich, Zürich.
[48] Eckardt, P., Funk, H. & Labhart, T., 1983. Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 2: 43-56.
[49] Einstein, H.H., Veneziano, D., Baecher, G.B. & O`Reilly, K.J., 1983. The Effect of Discontinuity Persistence on Rock Slope Stability. International Journal of rock mechanics & mining science & Geomech. Abstr., 20(5): 227-236.
[50] Engel, T. & Noverraz, F., 1983. Deformationsmessung "Cossonay-Lussery" - Ein Beispiel geodätisch-geologischer Zusammenarbeit, Geodätisches Seminar 1983. Hochschule der Bundeswehr, München, pp. 119-131.
[51] Erismann, H.T. & Abele, G., 2001. Dynamics of Rockslides and Rockfalls. Springer, Heidelberg.
[52] ETHZ, 2004. Felsmechanische Laborversuche Los 378. 040101, Institut für Geotechnik, Professur Untertagebau, Kurzbericht Nr. 1, Zürich.
[53] Fecker, E., 1978. Geotechnical description and classification of joint surfaces. Bull. Int.Assoc. Engng. Geol., 18: 111-120.
[54] Follaci, J.-P., 1987. Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée. Bull. de Liaison du Laboratoire des Ponts et des Chaussées, 150-151: 39-54.
[55] Frei, B. & Löw, S., 2001. Struktur und Hydraulik der Störzonen im südlichen Aar-Massiv bei Sedrun. Ecologae Geol. Helv., 94: 13-28.

[56] Glamheden, R., Hökmark, H. & Christiansson, R., 2004. Modeling creep in jointed rock masses. In: Konietzky (Editor), Porc. of the 1st International UDEC/3DEC Symposium: Numerical Modeling of Discrete Materials. Balkema, Bochum, pp. 131-137.
[57] Goodman, R.E., 1989. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.
[58] Goodmann, R.E., 1980. Introduction to rock mechhanics. Wiley, New York.
[59] Goodmann, R.E. & Bray, J.W., 1976. Toppling of rock slopes, Proc. Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes. American Society of Civil Engineering, Boulder, pp. 201-234.
[60] Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J.P. & Giraud, A., 2002. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapiere and Sechilienne alpine landslides). Bull. Eng. Geol. Env., 61: 311-324.
[61] Gupta, A.S. & Seshagiri, R.H., 2000. Weathering effects on the strength and deformational behaviour of crystalline rocks under uniaxial compression state. Engineering Geology, 56: 257-274.
[62] Habimana, J., Labiuse, V. & Descoeudres, F., 2002. Failure criterion of cataclastic rocks: Experience from the Cleuson-Dixence Project. International Journal of rock mechanics & mining science, 39: 677-693.
[63] Haefeli, R., 1967. Zum progressiven Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, V: 17-37.
[64] Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zurich, 77/Beiblatt(20): 1-218.
[65] Hermann, S., 1997. Tiefreichende Hangdeformationen im Kristallin der Niederen Tauern. Dissertation Thesis, Karl-Franzens-Universität Graz, Graz, 227 pp.
[66] HGNS, 1992. Hydrological Atlas of Switzerland, Hydrological and geological national service, Bern.
[67] Hoek, E., 1983. Strength of jointed rock masses. Geotechnique, 33(3): 187-223.
[68] Hoek, E. & Bray, J.W., 1977. Rock slope engineering, London.
[69] Hoek, E. & Brown, E.T., 1980. Underground Excavations in Rock. Institut of Mining and Metallurgy, London, 527 pp.
[70] Hoek, E. & Brown, E.T., 1980. Empirical strength criterion for rock masses. J. Geotech. Eng. Div., 106(GT9): 1013-1035.
[71] Hoek, E. & Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. International Journal of rock mechanics & mining science & Geomech. Abstr., 34(8): 1165-1186.
[72] Hoek, E., Carranza-Torres, C. & Corkum, B., 2002. Hoek-Brown Failure Criterion - 2002 Edition. Rock lab User guide.
[73] Hoek, E., Wood, D. & Shah, S., 1992. A modified Hoek-Brown failure criterion for jointed rock masses, Proc. Int. Conf. Eurock, Chester, England, pp. 209-214.
[74] Holz, H.-W., 1965. Talzuschub an flachen Hängen. Geol. Mitt., 6: 87-114.
[75] Huber, W., 1948. Petrographisch-Mineralogische Kartenskizze des östlichen Aarmassives 1:25 000.
[76] Huder, J., 1976. Creep in Bündner Schist, L. Bjerrum Memorial, Oslo, pp. 125-133.
[77] Huder, J., 1992. Zur Geotechnik des Bündner Schiefers. Geotechnik, 15: 1-11.
[78] Hungr, O., 1995. A model for the run out of rapid flowslides, debris flow and avalanches. Canadian Geotechnical Journal, 32: 610-623.
[79] Hungr, O. & Evans, G., 2004. The Occurrence and Classification of Massive Rock Slope Failure. Felsbau, 22(2): 16-23.
[80] Hungr, O. & Evans, S.G., 1988. Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards. In: Bonnard (Editor), Proc. of the 5th International Symposium on Landslides. Balkema, Lausanne.
[81] Hutchinson, J.N., 1988. General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: Bonnard (Editor), Proc. of the 5th International Symposium on Landslides. Balkema, Lausanne, pp. 3-35.
[82] IGBTS, 1998. Definition der Felstypen und Herkunft der Kennwerte (2. Version). Amberg Engineering AG, unveröffentlichter Bericht.
[83] IGBTS, 2002. Aufarbeitung der geotechnischen Kennwerte MFS Sedrun innerhalb des Projektbereiches der SB 4.1, Electrowatt Infra AG, unveröffentlichter Bericht.
[84] IGBTS, 2000. Neotektonik Alp Caschle/Sedrun, Geodädische Deformationsmessungen. 73160701.4/14042000, Gruenenfelder & Partner AG, Konsortium Vermessung, unveröffentlichter Bericht.

[85] ISRM, 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. International Journal of rock mechanics & mining science & Geomech. Abstr., 15(6): 319-368.
[86] ISRM, C.o.c.o.r.a.r.m., 1980. Basic geotechnical description of rock masses. Int. J. Rock Mech. Min Sci. & Geomech. Abstr., 18: 85-110.
[87] Itasca Consulting group, I., 1999. UDEC-Universal Distinct Element Code. Itasca, Minneapolis.
[88] Itasca Consulting group, I., 2000. FLAC-Fast Lagrangian Analysis of Continua. Itasca, Minneapolis.
[89] Itasca Consulting group, I., 1998. 3DEC-3 Dimensional Distinct Element Code. Itasca, Minneapolis.
[90] Jäckli, H., 1951. Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). Ecologae Geol. Helv., 44: 332-337.
[91] Jaeger, J.C. & Cook, N.G.W., 1976. Fundamentals in Rock Mechanics. John Wiley & Sons, New York.
[92] Janbu, N., 1954. Stability analysis of slopes with dimensionless parameters. Havard Soil Mech. Ser., 46: 81.
[93] Kahraman, S., 2001. Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. Rock Mechanics and Mining Sciences, 38: 981-994.
[94] Keller, F., 1999. Geologie und Tektonik im Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv-Nord. In: Löw & Wyss (Editors), Vorerkundung und Prognose der Basistunnel, Rotterdam, pp. 139-148.
[95] Kieffer, D.S., 1989. Rock Slumping: A Compound Failure Mode of Jointed Hard Rock Slopes. Dissertation Thesis, Berkeley.
[96] Konietzky, H., 2000. Numerische Simulationen in der Geomechanik mittels expliziter Verfahren, Gelsenkirchen, 358 pp.
[97] Konietzky, H., Billaux, D. & Hart, R., 2000. Mathematische Modellierung von geklüftetem Fels. In: H. Konietzky (Editor), Numerische Simulationen in der Geomechanik mittels expliziter Verfahren, Gelsenkirchen.
[98] Kovari, K., 1988. Methods of Monitoring Landslide. In: Bonnard (Editor), Proc. of the 5th International Symposium of Landslides, Lausanne.
[99] Labhart, T.P., 1977. Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geologischer Führer, 63. Bornträger, Berlin-Stuttgart.
[100] Lardelli, T., 1998. Rutschungen im Tavetscher Zwischenmassiv, Vorderrheintal (Graubünden). Bull. angewandet Geologie, 3(1): 137-144.
[101] Lardelli, T., 1991. Cuolm Da Vi, Sedrun, Büro für technische Geologie, unveröffentlichter Bericht.
[102] Laws, S., Löw, S. & Burg, J.P., 2001. Structural, Geomechanical and Petrophysical Properties of Shear Zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. Dissertation Thesis, ETH Zürich.
[103] Leipholz, H., 1969. Grundlagen der Rheologie. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Suppl. V.(1-8): 1-9.
[104] Lockner, D.A., Byerlee, J.D., Kuksenko, V., Ponomarev, A. & Sidorin, A., 1991. Quasi-static fault growth pans shear fracture energy in Granit. Nature, 350(6373): 39-42.
[105] Lorig, L. & Rojo, A.C., 2002. Modeling Time-Dependent Deformation at Chuquimanata mine, Eurock 2004, ISRM Symposium on Rock Engineering for Mountainious Regions. Sociedade Potugalesa de Geitcnica, Madera, Portugal, pp. 137-143.
[106] Lorig, L. & Varona, P., 2000. Practical Slope-Stability Analysis Using Finite-Difference Codes. In: W.A. Hustrulid, M.K. McCharter & D.J.A. VanZyl (Editors), Slope Stability surface in surface Mining, Littelton, Colorado, pp. 115-124.
[107] Louis, C.L., 1967. Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. Veröffentl. Inst. für Bodenmechanik u. Felsmnechanik d. Univ. Fridericana Karlsruhe, 30: 121.
[108] Markland, J.T., 1972. A useful Technique for Estimating the Stability of Rock Slopes when the Rigid Wedge Sliding Type of Failure is Expected. Rock Mech. Research Report No.19, Imperial College, London.
[109] Matheson, G.D., 1983. Rock stability assessment in preliminary site investigations-graphical methods. 1039, Transport and Road Research Laboratory, Crownthorne, Berkshire, United Kingdom.
[110] Mencl, V., 1968. Plastizitätslehre und das wirkliche Verhalten von Gebirgsmassen. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Suppl. 4: 1-8.
[111] Möbus, G., 1997. Geologie der Alpen, Köln.

[112] Moser, M. & Üblagger, G., 1984. Vorschläge zur Erstellung von geotechnischen Karten und Erhebungen im Rahmen von Gefahrenzonenplänen in Hangbereichen, Int. Symp. Interprävent, Villach.
[113] Müller, L., 1963. Der Felsbau. Enke, Stuttgart, 624 pp.
[114] Müller, L., 1968. New Considerations on the Vajont Slide. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 6: 1-91.
[115] Murawski, H., 1992. Geologisches Wörterbuch., 9. Auflage. Enke.
[116] MVA, 1989. Triangulationskontrolle Val Mila - Val Strem - Cuolm Da Vi - Val Segnas, Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden, unveröffentlichter Bericht.
[117] MVA, 1991. Resultate der photogrammetrischen Bestimmung der Punkte im Rutschgebiet "Cuolm Da Vi" der Gemeinde Tujetsch, Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden, unveröffentlicht.
[118] Nemcok, A., Pašek, J. & Rybár, J., 1972. Classification of Landslides and Other Movements. Rock Mechanics, 4: 71-78.
[119] Nichol, S.L., Hungr, O. & Evans, S.G., 2002. Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes. Canadian Geotechnical Journal, 39: 773-788.
[120] Norton, F.H., 1929. Creep of stell at high temperatures. McGraw-Hill Book Company, New York.
[121] Noverraz, F., 1996. Sagging or deep-seated creep: Fiction or reality? In: Senneset (Editor), Landslides. Balkema, Rotterdam.
[122] Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, H. & Hugenin, L., 1998. Grand Glissiments de Versant et climate. v/d/f, Hochschulverlag, Zürich, 314 pp.
[123] Palmström, A., 1995. RMi - a Rock Mass Characterization System for Rock Engineering Purposes. Dissertation Thesis, University of Oslo, Norway, Oslo, 400 pp.
[124] Pande, G. & Sharma, K., 1983. Multi-laminate model of clay- a numerical evaluation of the influence of rotation of the principal stress axes. International Journal Num. Anal. Methods Geomech., 7: 397-418.
[125] Patton, F.D., 1966. Multible modes of shear failure in rock, Proc. 1st International Congress of Rock Mechanics, Lisabon, pp. 509-513.
[126] Poisel, R., 1998. Kippen, Sacken, Gleiten. Felsbau, 16(3): 135-140.
[127] Poisel, R. & Preh, A., 2004. Rock Slope Initial Failure Machanisms and their Mechanical Models. Felsbau, 22(2): 40-45.
[128] Preh, A. & Poisel, R., 2004. A UDEC model for "kink band slumping" type failures of rock slopes. In: Konietzky (Editor), Numerical Modeling of Discrete Materials. Tylor & Francis Group, London, Gelsenkirchen.
[129] Prinz, H., 1997. Abriß der Ingenieurgeologie, 3. Auflage, Stuttgart.
[130] Pritchard, M.A. & Savigny, K.W., 1990. Numerical modelling of toppling. Canadian Geotechnical Journal, 27: 823-834.
[131] Ramamurthy, T., Venkatappa, R.A. & Singh, J., 1993. Engineering behaviour of phyllites. Engineering Geology, 33: 209-225.
[132] Salustowicz, A., 1965. Zarys<mekaniki gorotworu Katowice. Wydawnictwo "Slask".
[133] Schanz, T., Moser, M., Amann, F. & Meier, J., 2003. Cuolm Da Vi - Untersuchungen einer tiefgreifenden Hanginstabilität in den Schweizer Alpen, unveröffentlichter Bericht, Weimar.
[134] Scheidegger, A.E., 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. Rock mechanics, 5: 225-249.
[135] Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Schönborn, G., Froitzheim, N. & Kissling, E., 1997. Integrated cross section and tectonic evolution of Alps along Eastern traverse. In: O.A. Pfiffner (Editor), Geol. Structure of the Swiss Alps: Result from NFP 20, Basel, pp. 289-304.
[136] Schneider, T.R., 1992. Auswertung der Sondierungen Tujetsch, unveröffentlichter Schlussbericht.
[137] Sjöberg, J., 1999. Failure Mechanisms for High Slopes in Hard Rock, Proc. of the 9th ISRM Congress on Rock Mechanics. Balkema, Paris, pp. 127-130.
[138] Sjöberg, J., 1999. Analysis of large scale Rock Slope. Dissertation Thesis, Lulea University of Technology, Lulea.
[139] Stini, J., 1941. Unsere Täler wachsen zu. Geol. u. Bauwesen, 10.
[140] Talobre, J., 1957. La Mechanique des oches, Dunop, Paris.
[141] Terzaghi, K., 1950. Mechanics of landslides, 83-124. Geol. Soc. of Am., New York.
[142] Tsidizi, K.E.N., 1986. A quantitative petrofabric characterization of metamorphic rocks. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., 33: 3-12.

[143] Tsidizi, K.E.N., 1987. Foliation index determination for fine-grained metamorphic rocks. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., 36: 27-33.
[144] Tsidizi, K.E.N., 1987. Compressive strength anisotropy of foliated rocks, Proc. symp. on mechanics of Jointed and Faulted Rock. Balkema, Rotterdam, pp. 421-428.
[145] Twiss, R.J. & Moores, E.M., 1992. Structural geology. W.H. Freeman and Company, New York.
[146] Varnes, D.J., 1978. Slope Movement Types and Processes, Landslides - Analysis and Control. National Academy of Science, Washington D.C.
[147] Vermeer, P.A. & de Borst, R., 1984. Non-Associated Plasticity for Soils, Concrete and Rock. Heron, 29(3): 3-64.
[148] Vögeli, M., 1983. 3.-4.Ord. Triangulation, Diplomvermessungskurs Sedrun1983. 85, IGP der ETH Zürich.
[149] Weidner, S., 2000. Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. Dissertation Thesis, FAU Erlangen-Nürnberg, Erlangen, 246 pp.
[150] Weischet, W., 1995. Einführung in die Allgemeine Klimatologie. B.G. Teubner, Stuttgart.
[151] Will, J. & Konietzky, H., 1998. Neue Techniken der Numerik zur Berechnung von Felsböschungen. Felsbau, 16(3): 155-167.
[152] Wollinger, C., 2003. Untersuchungen der Standsicherheit von Böschungen in geklüftetem Fels mittels 3DEC. MSc Dissertation Thesis, Vienna University of Technology, Wien.
[153] Zischinsky, U., 1966. On the deformation of high slopes, Proc. of the 1st Congress of ISRM, Lisabon, Portugal, pp. 179-185.

## Lebenslauf

Florian Amann
geb. 26.05.1975
Familienstand: verheiratet, 1 Kind

| | |
|---|---|
| 1983-1986 | Grundschule Ihrlerstein / Essing |
| 1986-1994 | Donaugymnasium Kelheim |
| 06 / 1994 | Abitur am Donaugymnasium Kelheim |
| 06 / 1994 – 08 / 1995 | Praktikant Forstdienststelle Essing |
| 09 / 1995 - 11 / 1996 | Sportsoldat bei der Bundeswehr |
| 11 / 1996 – 10 / 1998 | Studium der Geographie an der Universität Regensburg (Vordiplom 1998) |
| 10 / 1998 – 05 / 2002 | Studium der Geologie und Geographie an der FAU Erlangen - Nürnberg |
| 05 / 2002 | Abschluss des Studiums als Diplom Geologe |
| 2002 - 2005 | Promotionsstudium an der FAU Erlangen-Nürnberg |
| seit 2002 | Projektingenieur bei der Electrowatt Infra AG |