

Stefan HAUSEGGER

**Die Interndeformation von
Großhangbewegungen
am Beispiel der Massenbewegung
Lärchberg-Galgenwald
(Murau, Steiermark)**

Magisterarbeit

zur Erlangung des Magistergrades
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
an der
Karl-Franzens-Universität Graz

vorgelegt am

Institut für Erdwissenschaften
Bereich Geologie und Paläontologie

Begutachter:

Univ.-Doz. Mag. Dr. Walter KURZ
(Institut für Angewandte Geowissenschaften,
Technische Universität Graz)

Graz, März 2006

**für meine
Eltern**

VORWORT

„Die Alpen zeigen kein beruhigtes Greisenantlitz! [...] Alles ist in Bewegung, sowohl allmähliche, von einem labilen Gleichgewicht zum nächsten tastend, als auch plötzliche, in abrupten Zuckungen sich vollziehende, die den Menschen, der meinte, sich auf den 'ewigen Bergen' ruhig niederlassen zu können, als verhängnisvolle Katastrophen überfallen...“

(Albert HEIM, 1932)

An erster Stelle möchte ich Herrn Univ.-Doz. Mag. Dr. Walter Kurz für die Betreuung dieser Magisterarbeit danken. Seine fachliche Beratung, Unterstützung und nicht zuletzt seine Geduld hatten entscheidenden Anteil am Fortgang und Abschluss dieser Arbeit.

Weiters Danke ich Herrn Dr. Siegfried Hermann (Geolith Consult, Technisches Büro für Geologie) für die Unterstützung und die Bereitstellung einer Vielzahl an Daten und Unterlagen.

Dank ergeht weiters an Herrn Thomas Kalcher (Bezirkshauptmannschaft Murau) für das Ermöglichen eines reibungslosen Ablaufs der Geländearbeiten und an Familie Schneider für die hervorragende Unterbringung in unmittelbarer Nähe des Arbeitsgebietes.

Besonderer Dank gebührt meinen Eltern, die mich über die gesamte Dauer meines Studiums vorbildlich unterstützten und jederzeit ein großes Maß an Geduld und Verständnis aufgebracht haben.

Graz, März 2006

ZUSAMMENFASSUNG

Massenbewegungen leisten seit jeher ihren Beitrag zur Modellierung und stetigen Umformung der Erdoberfläche. Vielfach dokumentierte und zum Teil katastrophale Ereignisse geben einen deutlichen Hinweis auf das Gefahrenpotential dieser Phänomene. Daher stellt ihre Erforschung ein bedeutendes und interdisziplinäres Fachgebiet der angewandten Geowissenschaften dar. Die wissenschaftliche Erkundung instabiler Talflanke begann in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts und mündete in den ersten Klassifikationsvorschlägen. Aufgrund der Komplexität dieses Themenbereiches und der unterschiedlichen regionalen Gegebenheiten entwickelte sich im Laufe der Zeit eine Vielzahl verschiedener Bezeichnungen und Klassifikationen.

Die Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald erfasst die südwestliche Flanke des Rantenbachtals circa 2 Kilometer talaufwärts von Murau (Steiermark). An der Basis zeigt sich eine 150 Meter mächtige phyllitische Sequenz der Murauer Gruppe, die von einer altpaläozoischen Marmorabfolge mit einer Mächtigkeit von rund 300 Metern überlagert wird. Aufgrund der Auflast und des Kompetenzkontrastes der lithologischen Abfolge sind markante Erscheinungen der Bergzerreißung entwickelt. Bewegungsmessungen und Geländebeobachtungen weisen 3 Zonen unterschiedlicher rezenter Aktivität aus. Eine ungefähr 10 Meter weit geöffnete Abrisskante und Versatzraten von 30 cm pro Jahr markieren einen hoch aktiven Rotationsrutschkörper (Aktivitätszone 1), der sich vom Talboden (840 m ü. NN) bis auf 1060 m ü. NN erstreckt. Dieser Bereich ist Teil einer rezent kriechenden Hangdeformation (Aktivitätszone 2), welche auf 1230 m ü. NN einsetzt und eine Vielzahl an Kluft- und Zerrgassen aufweist. Diese beiden Zonen sind wiederum Teil einer übergeordneten, rezent überwiegend ruhenden Sackungsmasse (Aktivitätszone 3), welche die gesamte Talflanke auf einer Länge von rund 2,5 Kilometern erfasst.

Eine Abschätzung des Gefahrenpotentials wies verschiedene Szenarien unterschiedlichen Ausmaßes und weit gestreuter Eintrittswahrscheinlichkeiten aus. Mangels langfristiger Messreihen wird eine kontinuierliche Beobachtung und eventuelle Neueinschätzung der Gegebenheiten dringend empfohlen.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	IV
Zusammenfassung	V
1 Einleitung	1
1.1 Aufgabenstellung	1
1.2 Methoden	1
2 Hangbewegungen – Instabile Talflanken	3
2.1 Klassifikationen von Hangbewegungen.....	4
2.1.1 Klassifikation tiefreichender Hangbewegungen.....	7
2.2 Tiefreichende Hangbewegungen.....	9
2.2.2 Auslöse- und Einflussfaktoren.....	14
2.2.3 Bewegungsmechanismen.....	17
2.2.3.1 Grundlegende Bewegungsmechanismen	17
2.2.3.2 Bewegungsmuster und Modellvorstellungen.....	20
2.3 Das System „Hart auf Weich“	23
3 Geologische Großeinheiten des Arbeitsgebiets	27
3.1 Das Gurktaler Deckensystem.....	27
3.1.1 Geologie der Murauer Decke.....	29
3.1.2 Strukturgeologie und Tektonik	32
3.2 Morphologische Übersicht und Quartärentwicklung.....	35
4 Die Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald	37
4.1 Einleitende Beschreibung des Arbeitsgebietes	37
4.1.1 Historischer Rückblick	38
4.2 Geologie des Arbeitsgebietes	41
4.2.1 Strukturgeologischer Überblick.....	43
4.3 Morphologie des Arbeitsgebietes.....	47

5 Aktivitätszonen der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald	50
5.1 Aktivitätszone 1	51
5.1.1 Einleitende Beschreibung und Morphologie	51
5.1.2 Internstruktur der Aktivitätszone 1	54
5.1.2.1 Aufschlussbereiche der Phyllitabfolge	55
5.1.2.2 Aufschlussbereiche der Marmorsequenz	63
5.2 Aktivitätszone 2	71
5.2.1 Einleitende Beschreibung und Morphologie	71
5.2.2 Internstruktur der Aktivitätszone 2	74
5.2.2.1 Aufschlussbereiche im oberen Hangbereich.....	74
5.2.2.2 Aufschlussbereiche im unteren Hangbereich.....	77
5.3 Aktivitätszone 3	83
6 Deformationsstrukturen und Bewegungsmechanismen.....	84
6.1 Deformationsstrukturen	84
6.2 Bewegungsabläufe	93
6.2.1 Modell der Bewegungsabläufe	96
6.3 Bilanzierung der Bewegungserscheinungen	98
7 Geogenes Gefahrenpotential	103
7.1 Gefahrenszenarien.....	103
7.1.1 Eintrittswahrscheinlichkeit	105
7.2 Schutzmaßnahmen und Risikominderung	106
8 Literaturverzeichnis	109
9 Anhang	113

1 EINLEITUNG

Massenbewegungen gehören seit jeher zu den formenden Faktoren der morphologischen Beschaffenheit der Erdoberfläche und leisten einen entscheidenden Beitrag zur Modellierung und stetigen Veränderung des Reliefs.

Neben plötzlich stattfindenden, zerstörerischen Ereignissen stellen auch langsame, kaum erkennbare Bewegungen potenzielle Gefahrenquellen dar. Die Bedrohung von Menschen und Bauwerken, aber auch die Gefahren und Probleme im Zuge baulicher Maßnahmen geben bereits seit geraumer Zeit Anlass zur wissenschaftlichen Bearbeitung dieses komplexen Themenkreises.

1.1 Aufgabenstellung

Die seit Sommer 2001 durch Seilextensiometer und später mittels Servotheodolit beobachtete Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald nahe Murau (Steiermark) bildete das Kerngebiet dieser Arbeit. Neben einer zusammenfassenden Einführung in das Themengebiet „Hangbewegungen und instabile Talflanken“ war eine detaillierte Untersuchung der Internstruktur dieser Großhangbewegung, im speziellen innerhalb der rezent aktiven Bereiche, das primäre Ziel dieser Arbeit. Mittels umfangreicher Geländeaufnahmen wurde der Internbau dieser Zonen rekonstruiert. Die dabei gewonnenen Daten dienen als Grundlage zur Erstellung eines Modells, das die Bewegungsabläufe innerhalb der Großhangbewegung erklären soll.

Diese Daten stellen in weiterer Folge wichtige Zusatzinformationen zur Abschätzung von geogenen Risiken und Gefahrenpotentialen dar.

1.2 Methoden

Die wesentlichste Methode war eine detaillierte Geländeaufnahme der Großhangbewegung und eine möglichst lückenlose Aufnahme der bewegungsbedingten Strukturen und morphologischen Merkmale. Die

Geländeaufenthalte im September 2004 beziehungsweise im Oktober 2005 gaben bereits einen deutlichen Hinweis auf markante Bewegungsvorgänge in einzelnen Arealen des Arbeitsgebietes.

Neben den im Vorfeld vollzogenen Luftbildauswertungen wurde eine Vielzahl von Detailaufnahmen und Detailkartierungen im Maßstab 1:10 bis 1:100 vorgenommen. Die Auswertungen der Bewegungsmessungen mittels Seilextensiometer und Servotheodolit, in Korrelation mit den Niederschlagsmessungen und Aufzeichnungen der Quellschüttung im Arbeitsgebiet, unterstützten die Ergebnisse der Geländeaufnahmen und leisteten einen entscheidenden Beitrag zur Modellierung der Bewegungsabläufe.

Die aufgenommenen Daten wurden mit Hilfe folgender Verfahren ausgewertet und interpretiert:

- Die Auswertung der geologisch/tektonischen Parameter erfolgte mit Hilfe von gefügestatistischen Programmen (*Fabric 7^a* beziehungsweise *TectonicsFP^b*).
- Für die strukturgeologische Auswertung und Analyse wurden in erster Linie Bruchsystemparameter wie Öffnung, Richtung, Durchtrennungsgrad (Verhältnis geöffneter Abschnitte / sichtbare Erstreckung), Rauigkeit, sowie kumulative Öffnungsparameter (z.B. Auflockerung des Gebirges, relativer Anteil an Porenvolumen) mittels Clustering nach objektiven Kriterien statistisch ausgewertet.

Bei der statistischen Auswertung musste besonders auf die in unterschiedlicher Qualität und Maßstab vorliegenden Datensätzen der erhobenen beziehungsweise aufgenommenen Parametern Rücksicht genommen werden.

- Die Darstellungen der Lagepläne, des Höhenmodells und sämtlicher Profile wurden mittels ‚Computer Aided Design‘ (*AutoCAD 2006^c*) und diversen Grafikprogrammen angefertigt.

^a Geologische Software für Gefüge- und Straindaten, Richtungsstatistik, Lagenkugel- und Richtungsrosen-Darstellung

^b 32-bit WindowsTM-Software for Structural Geology

^c Autodesk[®] CAD-Software

2 HANGBEWEGUNGEN - INSTABILE TALFLANKEN

Aufgrund des immer währenden Angriffs von Schwerkraft, Verwitterung und Abtragung neigen nahezu alle Berghänge dazu sich zu verflachen. Übersteigt die Hangneigung ein Grenzgefälle, welches in erster Linie durch Gebirgsfestigkeit und Reibungswiderstand vorgegeben ist, kann der Hang als potenziell instabil bewertet werden (WEIDNER, 2000).

Hangbewegungen üben je nach Ausmaß der betroffenen Fläche und der Bewegungsgeschwindigkeit unterschiedlichen (direkten oder indirekten) Einfluss auf ihre Umgebung aus. Neben der plötzlichen und zerstörerischen Kraft von Berg- und Felsstürzen bergen vor allem andauernde, langsame Hangdeformationen ein großes Gefahrenpotential in sich. Gebäude, Verkehrswege, Stollen, Tunnel und Wildbachverbauungen wie auch Stauwerksanlagen können beträchtlichen Schaden erfahren oder zerstört werden. Durch Vermurungen und Überflutungen bestehen indirekte Gefahren auch für tiefer liegende Siedlungen an Talausgängen und an den Hauptvorflutern. Daher stellen die großen Bemühungen der Erforschung von Ursachen und Bewegungsmechanismen von Hangbewegungen eine wichtige Disziplin der Angewandten Geowissenschaften dar.

Instabile Hangflanken und deren Bewegungsabläufe wurden aufgrund ihrer Komplexität von den bearbeitenden Autoren immer wieder unterschiedlich bezeichnet und klassifiziert. Ausschlaggebend hierfür sind häufig regionale Fallbeispiele und die wissenschaftliche Ausrichtung des Bearbeiters (WEIDNER, 2000).

In den folgenden Abschnitten wird versucht, einen zusammenfassenden Überblick über Klassifikationsvorschläge und Bewegungs- und Deformationsprozesse zu vermitteln. Besonderes Augenmerk wird dabei auf Themenbereiche, welche das Arbeitsgebiet betreffen, gelegt.

2.1 Klassifikation von Hangbewegungen

Die Erforschung von mobilen Talflanken begann in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Ausgehend von unerwarteten Problemen im Strassen- Tunnel- und Talsperrenbau im alpinen Raum Österreichs und der Schweiz wurden die Erkundungen anfangs von Baugeologen und Ingenieurgeologen angeführt. Basierend auf Geländebeobachtungen geomorphologischer Phänomene wurde in den folgenden Jahrzehnten versucht, Ursachen, Geometrie und Modellmechanismen instabiler Hangflanken zu erarbeiten. Mit Ansätzen der Kontinuumsmechanik wurde auch theoretische Lösungsansätze und Modelle des rheologischen Verhaltens geliefert. Aufgrund der komplexen Erscheinungsformen von Hangbewegungen mussten die Modelle jedoch entweder vereinfacht werden oder es wurden ausgesuchte Referenzbeispiele herangezogen (HERMANN, 1997).

Die Klassifikationsvorschläge der jüngeren Literatur gründen häufig auf dem rheologischen Verhalten der Massenbewegung und dem betroffenen Material (Fest- und/oder Lockergestein). Bezüglich der Geschwindigkeitskomponente und Bewegungsmechanismen werden Sturz,- Gleit,- Kriech- und Fließbewegungen unterschieden. Bei der Prospektion und Bewertung von Massenbewegungen werden vor allem geodätische Vermessungen, Bewegungsmessungen, morphologische und gefügekundliche Untersuchungen samt statistischer Auswertung, geophysikalische Untersuchungen, Bohrlochmessungen, hydrogeologische und klimatologische Erhebungen, die Bestimmung der fels- und bodenmechanischen Kennwerte und weitere Forschungszweige der Angewandten Geologie betrieben (HERMANN, 1997).

Aufgrund der unterschiedlichen Arbeitsausrichtung, der angewendeten Methoden und der verschiedenen Definitionen entstand eine uneinheitliche Nomenklatur und Systematik. Trotz diverser Versuche einer Vereinheitlichung (z.B. WP/WHI^d [Hrsg.] 1993) ist man von einer allgemeingültigen, internationalen Begriffsabgrenzung noch weit entfernt.

^d WP/WHI INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETY' UNESCO WORKING PARTY FOR WORLD LANDSLIDE INVENTORY

Aus der Vielzahl an allgemeinen Klassifikationen zu den Themen Massenbewegungen, Hangbewegungen und Rutschungen werden in dieser Arbeit einige, ausgesuchte Beispiele angeführt. Die beschreibenden Ausführungen beschränken sich dabei auf Hangbewegungen von Festgestein bzw. Festgestein der Felsgüteklasse E nach MOSER (1986).

Abb. 2-1 zeigt die Klassifikation von Hangbewegungen nach VARNES (1978) welche von MOSER (1978) für den alpinen Raum modifiziert wurde (Abb. 2-2).

Instabile Talflanken sind in vielen Fällen nicht nur von einer Form von Massenbewegung betroffen. Es können häufig Zonen mit unterschiedlichen Bewegungsvorgängen und daher auch mit unterschiedlichen Versatzgeschwindigkeiten ausgewiesen werden.

Art der Bewegung (vorherrschend)	Art des Materials (vor der Bewegung)		
	geklüftete Felsmassen	Böden	Lockerböden
I fallen	a Felssturz, extrem schnell	b stürzender Hangschutt	c stürzender Boden
II kippen	d Kippen von Kluftkörpern	e Kippen von Hangschutt	f Kippen von Boden
III gleiten	A rotierend g Felsgleitung langsam bis mittelschnell	h Schuttgleitung auf zylindrischer Gleitfläche	i Erdgleitung auf zylindrischer Gleitfläche
	B translätierend j Blockgleitung	k Schuttgleitung, sehr langsam bis schnell	l Erd-Block-Gleiten mit Grabenbildung
IV laterales Zergleiten	m	n	o laterales Erdgleiten
V fließen	A in geklüfteten Felsmassen Sackungen	B Schuttfließen, sehr schnell Mure, Blockstrom, extrem schnell	naß nasser Sand-Strom, Quick-Clay-Strom, Erdstrom sehr langsam bis schnell
	B in Böden typische Beispiele von Fließrutschungen	q Bodenkriechen, extrem langsam	trockener Sand-Strom, Lößstrom (trocken, entsteht durch Erdbeben), extrem schnell
VI komplexe Hangbewegungen	r	s Zergleiten mit Talaufröbung	u Gleiten auf zylindrischer Gleitfläche mit anschließendem Erdfließen

	Nomenklatur: 1 Hauptabriss 2 Teilabriss 3 Abrisstelle 4 oberster Teil 5 Stirn der Gleitfläche 6 Stirn der Rutschung 7 Spitze 8 Fuß der Rutschung 9 Rutschkörper 10 Rutschungsflanken 11 Krone 12 Ursprüngliche Geländeoberfläche	Bewegungsskala ft/s 10 extrem schnell 1 sehr schnell 10 ⁻¹ 0,3m/min 10 ⁻² mittel schnell 10 ⁻³ 1,5m/Jahr 10 ⁻⁴ 1,5m/Monat sehr langsam 1,5m/Jahr extrem langsam 0,04m/Jahr
--	---	--

Abb.2-1: Klassifikation von Hangbewegungen nach VARNES (1978)

GRUNDTYPEN VON MAssENBEWEGUNGEN UND ANBRUCHSFORMEN IM ALPINEN BEREICH			
BEWEGUNGSVORGANG	I FESTGESTEINE	II FESTGESTEINE DER FELSgÜTEKLASSE E	III LOCKERGESTEINE
	Anbruchsform	Anbruchsform	Anbruchsform
1 FALLEN, STÜRZEN	1.1 Steinschlag, Blockschlag 1.2 Felssturz Nischenanbruch 1.3 Bergsturz Nischenanbruch	_____	1.4 Lockergesteinsabsturz Plattenanbruch
2 GLEITEN	2.1.1 Felsgleitung ohne vorgezeichnete Gleiffläche Nischenanbruch	2.1.2 Rotationsrutschung in Felsgüteklasse E Muschelanbruch	2.1.3 Rotationsrutschung Muschelanbruch a) tiefgreifend b) flach
2.1 z. T. rotationsförmig			
2.2 translationsförmig	2.2.1 Felsgleitung mit vorgezeichneter Gleiffläche Nischenanbruch	_____	2.2.2 Translationsrutschung Blattanbruch a) tiefgreifend b) flach z. B. mächtige Hangschuttdecke z. B. Grasnarbenrutschung auf Fels
3 FLIESSEN	_____	_____	3.1.1 Schuttstromfließen
3.1 schnell (Meter/Jahr)	_____	_____	3.2.1 Mure Rinnenanbruch
3.2 sehr schnell (5 bis 20 Meter/Sekunde)	_____	_____	
4 KRIECHEN	4.1 Talzuschub (Sackung)	4.2 Felskriechen in Felsgüteklasse E	4.3 Lockergesteinskriechen

Abb. 2-2: Grundtypen alpiner Massenbewegungen und Anbruchsformen nach einer Zusammenstellung von MOSER (1986)

In der Klassifikation nach VARNES (1978) ist zur zusätzlichen Charakterisierung des oder der Bewegungstypen innerhalb einer Hangbewegung eine Geschwindigkeitsskala integriert (Abb. 2-3)

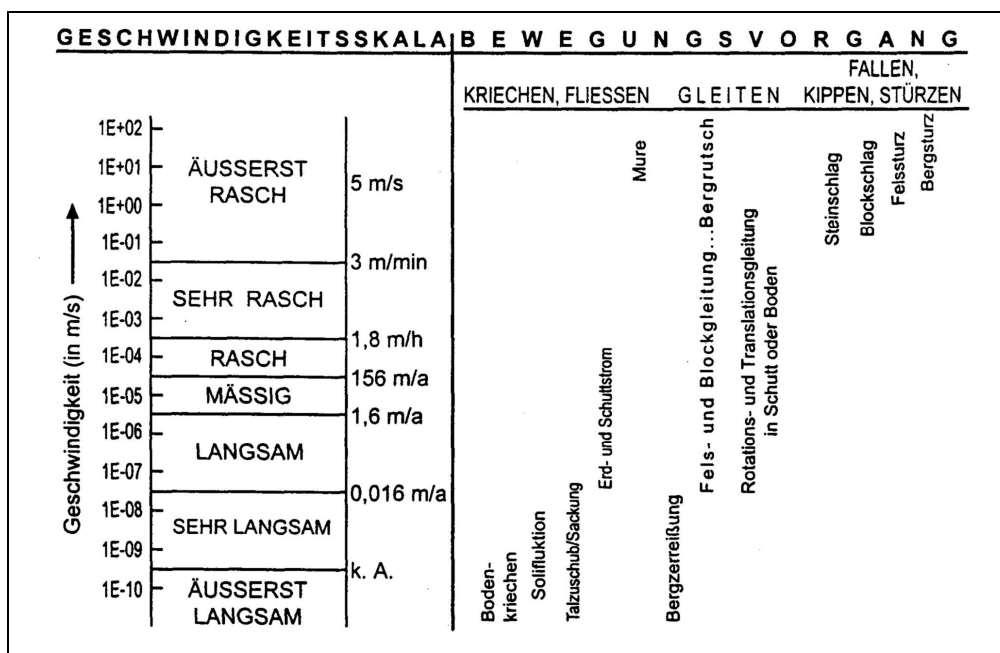


Abb. 2-3: Geschwindigkeiten verschiedener Massenbewegungen nach VARNES (1978); modifiziert und ergänzt nach WP/WLI [Hrsg.] (1993)

Neben einer Modifizierung der von VARNES vorgeschlagenen Geschwindigkeitsgrenzen von der WP/WHI [Hrsg.] (1993), wurden auch Hinweise auf die Art und das Ausmaß der zu erwartenden Auswirkungen gegeben. So ist für Bauwerke bei einer Geschwindigkeit bis 0,16 Meter pro Jahr mit keinen oder nur sehr geringen Schäden zu rechnen. Unter bestimmten Voraussetzungen lassen sich Schäden bei dieser Geschwindigkeit immer wieder beheben (WEIDNER, 2000).

Aufgrund der vielfältigen Einteilungskriterien, wie Art und Form des Abbruches, Bewegungsgeschwindigkeit, Lithologie, Bewegungsmechanismus etc. scheint es nahezu unmöglich, alle Aspekte in einer Klassifikation zusammen zu fassen.

2.1.1 Klassifikation von tiefreichenden Hangbewegungen

Tiefreichende Hangbewegungen sind nicht nur im alpinen Raum weit verbreitet. Es handelt sich dabei um tief in den Gesteinskörper eingreifende Massenbewegungen, welche zu mannigfaltigen morphologischen Erscheinungen führen (siehe **Abb. 2-4**).

AMPFERER (1939) prägte erstmals den Begriff der **Bergzerreißung** und bezeichnete damit Zerrklüfte im Kammbereich alpiner Mittel- und Hochgebirge und erklärte damit das Phänomen der **Doppelgratbildung** (kammparallele Gräben oder Rinnen). In weiterer Folge wurden auch Absatztreppen, hangparallele Rinnen und Zerrklüfte unterhalb des Kammes als Bergzerreißung eingestuft (HERMANN, 1997). STINI (1941) erkannte den direkten Zusammenhang zwischen Doppelgratbildung am Kamm und konvex gewölbter Talflanke im Fußbereich und prägte der Begriff des **Talzuschiebs**.

HEIM (1932) unterschied steil einsinkende **Sackungen** von schief abrutschenden, zusammenhängenden Felsmassen. Sackungen stellen für viele Autoren Hangbewegungen dar, welche eine betonte vertikale Bewegungskomponente aufweisen und der Schichtverband des Materials einigermaßen erhalten bleibt. Aufgrund der unterschiedlichen Definition des Begriffs „Sackung“ gibt es nach wie vor Unstimmigkeiten über die genaue Verwendung dieser Bezeichnung.

ZISCHINSKY (1969) bezeichnete verschiedene Großhangbewegungen als „Sackungen“, wobei Phänomene der Bergzerreißung und des Talzuschubs die morphologischen Auswirkungen dieser Hangbewegungen darstellen. Somit bezeichnete er mit dem Begriff „Sackung“ die Gesamtheit der geomorphologischen Erscheinungen an einer entsprechenden Hangflanke im Bezug auf die vorliegende Mechanik.

Geomorphologisch betrachtet wird mit „Sackung“ jedoch lediglich die Zone unterhalb der Hauptabbrisskante beschrieben (siehe **Abb. 2-4**).

In **Abb. 2-4** sind die morphologischen Phänomene und Kennzeichen einer großflächigen, tiefreichenden Hangbewegung in einem fortgeschrittenen Stadium dargestellt.

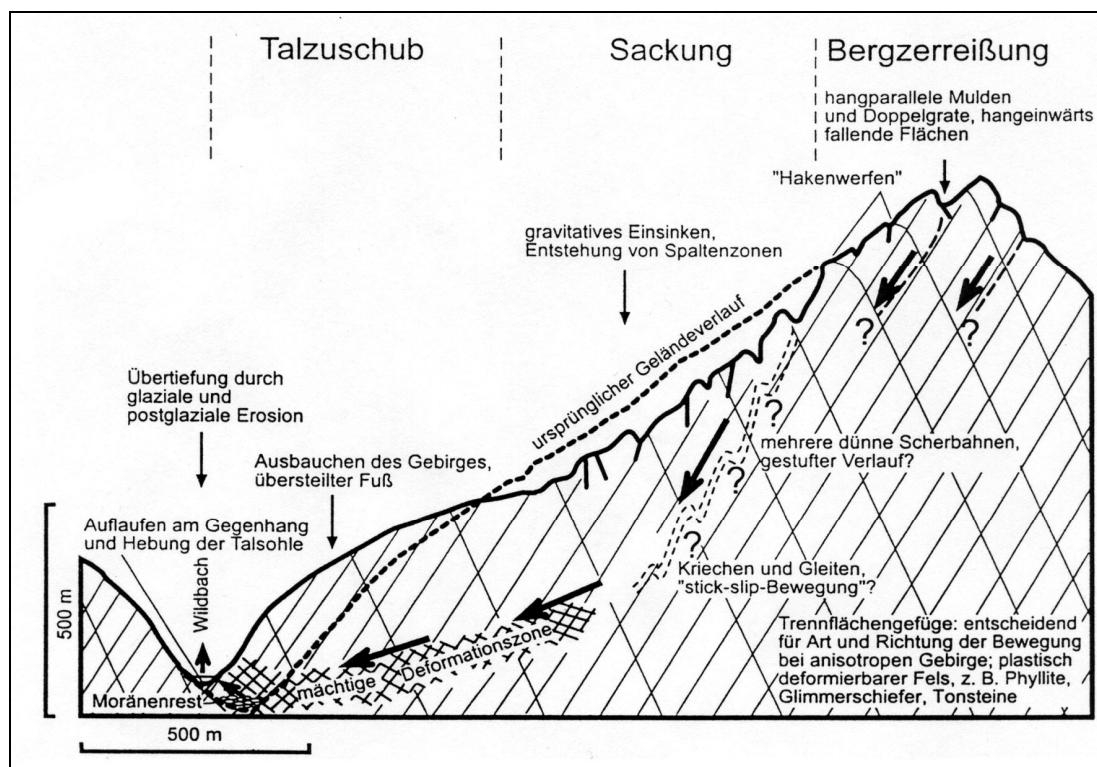


Abb. 2-4: Schematische Darstellung einer tiefgreifenden Hangbewegung im Finalen Stadium. Morphologische Veränderungen sind überhöht dargestellt (WEIDNER, 2000)

Trotz vieler unterschiedlicher Definitionen werden verschiedene Typen und Erscheinungsformen großer alpiner Massenbewegungen unter dem Begriff Talzuschub zusammengefasst. Aus dem anglikanischen Sprachgebrauch werden Bezeichnungen wie „**Deep-seated gravitational slope deformation**“ (*DGSD*), „**sagging of mountain slopes**“ (HUTCHINSON, 1988) oder „**mass creep**“ übernommen.

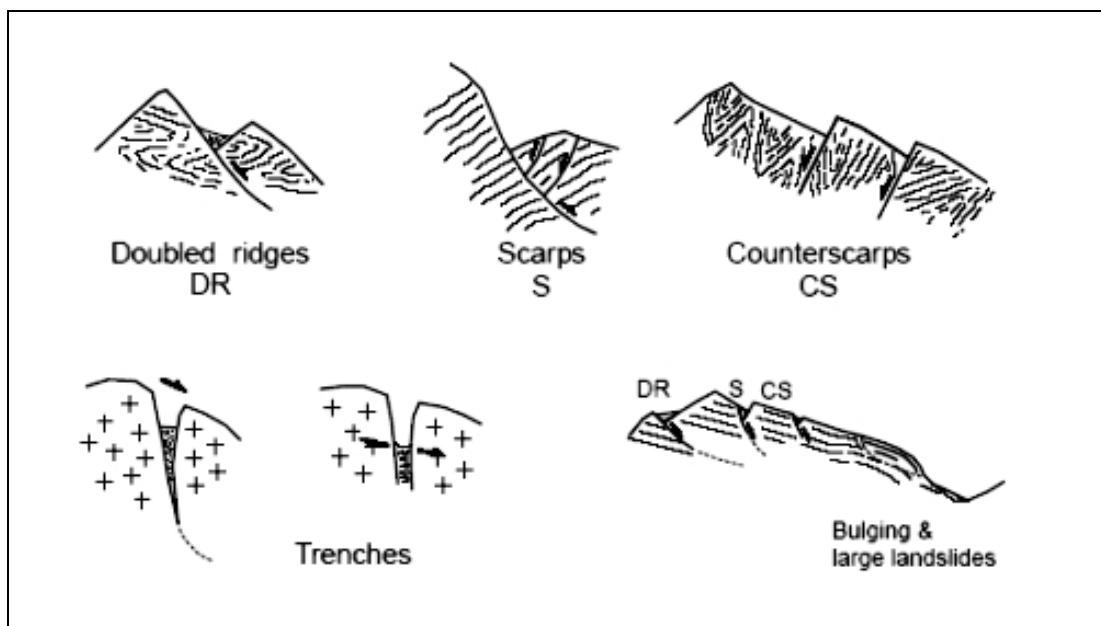


Abb. 2-5: Schematische Darstellung verschiedener morphologischer Phänomene einer tieferreichenden Hangbewegung (AGLIARDI, CROSTA & ZANCHI, 2001)

2.2 Tieferreichende Hangbewegungen

2.2.1 Systematische Einordnung

Talzuschübe beziehungsweise tieferreichende Hangbewegungen lassen sich nach verschiedenen Kriterien ordnen. Dieses Faktum und die unterschiedliche Auffassung der Autoren, welche Faktoren und Phänomene für eine Hangbewegung zutreffend und charakteristisch sind, haben unterschiedliche Klassifikationen und Systematiken hervorgebracht.

Neben den bereits angesprochenen Ansätzen aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts werden hier Arbeiten aus der jüngeren Vergangenheit beleuchtet.

ZISCHINSKY (1966, 1967, 1969) bezeichnet den Talzus Schub als großmaßstäbliche Kriechbewegung, wobei er zwei Arten unterschied.

- (a) Gleitender Talzus Schub auf einer nicht genauer definierten basalen Gleitbahn
- (b) Sackender Talzus Schub (kontinuierliche, bruchlose Deformation im gesamten Gebirgskörper im Zusammenhang mit einer großmaßstäblichen Rotation; gleitende Bewegungen nur im Abrissbereich)

Bergzerreißung und Talzus Schub werden auch von NEMCOK, PASEK & RYBAR (1972) als tiefgreifende Kriechbewegung angesehen. Nach dem Bruchverhalten unterscheiden sie spröde reagierende Lithologien (Bergzerreißungen) und plastisch reagierende Gebirge (Sackung und Talzus Schub).

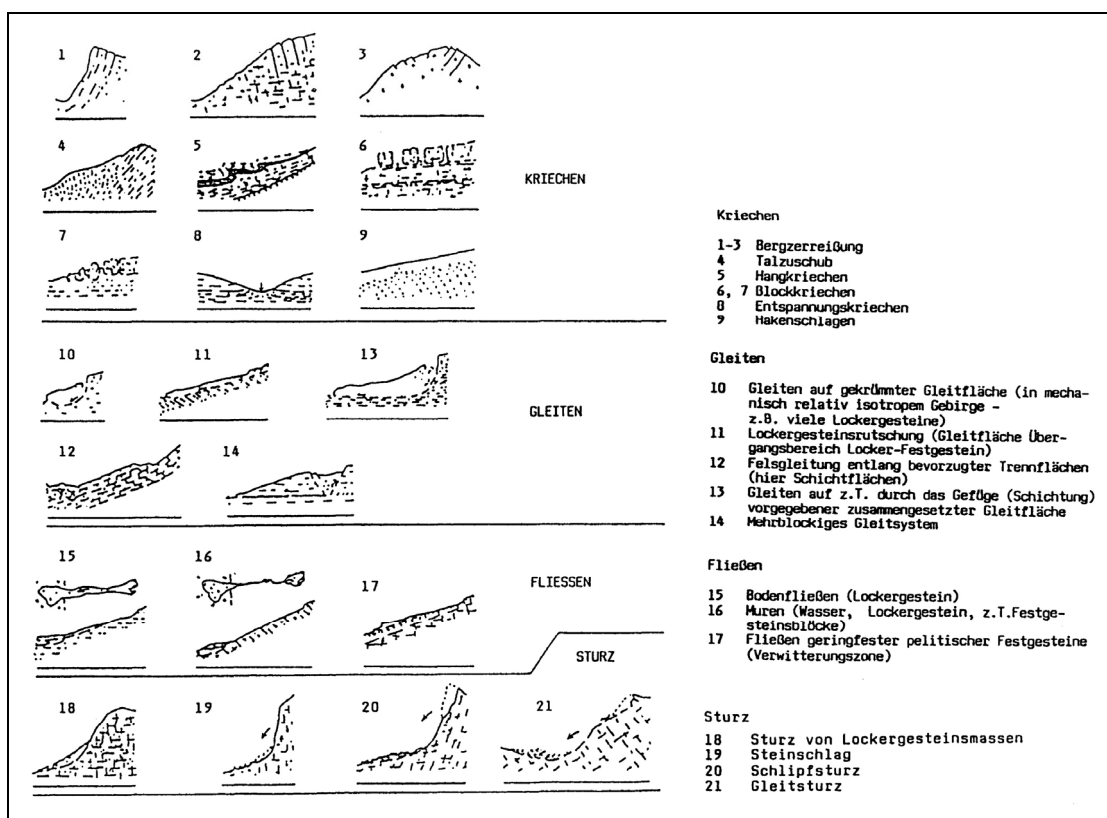


Abb. 2-6: Beispiele nach NEMCOK, PASEK & RYBAR (1972) für die Bewegungsgrundtypen „Kriechen“, „Gleiten“, „Fließen“ und „Stürzen“. „Deep-seated creep“ im engeren Sinn wird von den Typen 3 und 4 dargestellt.

Erläuterung (nach WEIDNER, 2000) zu den Kriechbewegungen in **Abb. 2-6**:

Typ 1	Gebirgsauflockerung an einer Böschung durch oberflächenparallele Klüfte; typisch für spröden Fels
Typ 2	initiales Stadium mit Öffnung von Zugrissen im oberen Hangbereich
Typ 3 & 4	teifgreifendes Kriechen mit Bergzerreißung im oberen Bereich der Böschung und Talzusub im Fußbereich; Typ 3 ist typisch für spröden Fels, Typ 4 für geschieferten Fels (Sackung)
Typ 5	teilweise analog zu Typ 4; gravitative Faltung von kohlehaltigen und tonigen Formationen
Typ 6 & 7	Blockbewegung auf einer prä-existenten Oberfläche oder plastischen Unterlagerung; Blockrotation vor allem im System „Hart auf Weich“ (nach POISEL & EPPENSTEINER 1988, 1989)
Typ 8	Antiklinaltal durch Auspressen eines plastisch deformierbaren Gesteins
Typ 9	Oberflächenkriechen (Umknicken der Schichtköpfe, Hackenwerfen)

HUTCHINSON (1988) grenzt den Begriff Sackung (tiefreichende Kriechbewegungen) nach ZISCHINSKY (1966, 1969) deutlich von „sagging“ (sagging of mountain slopes) ab. Mit dem Begriff „sagging“ beschreibt er neben Blockkipfung und -rotation die Gleitung bzw. sackende Gleitung einer tiefreichenden Hangbewegung, die durch eine mehr oder weniger gut ausgebildete Bewegungsfläche abgegrenzt ist. Im Vergleich zur Definition nach ZISCHINSKY erfährt die bewegte Masse keine „pseudoplastische“ Deformation und stellt eine Vorstufe zur Rutschung dar und wird in diesem Entwicklungsstadium noch nicht den Rutschungen zugeordnet (HERMANN, 1997).

Wie in **Abb. 2-7** ersichtlich werden zwei Grundtypen ausgewiesen, welche sich durch die Ausstrichlinie ihrer Bewegungsfläche bezüglich der Kammlinie unterscheiden.

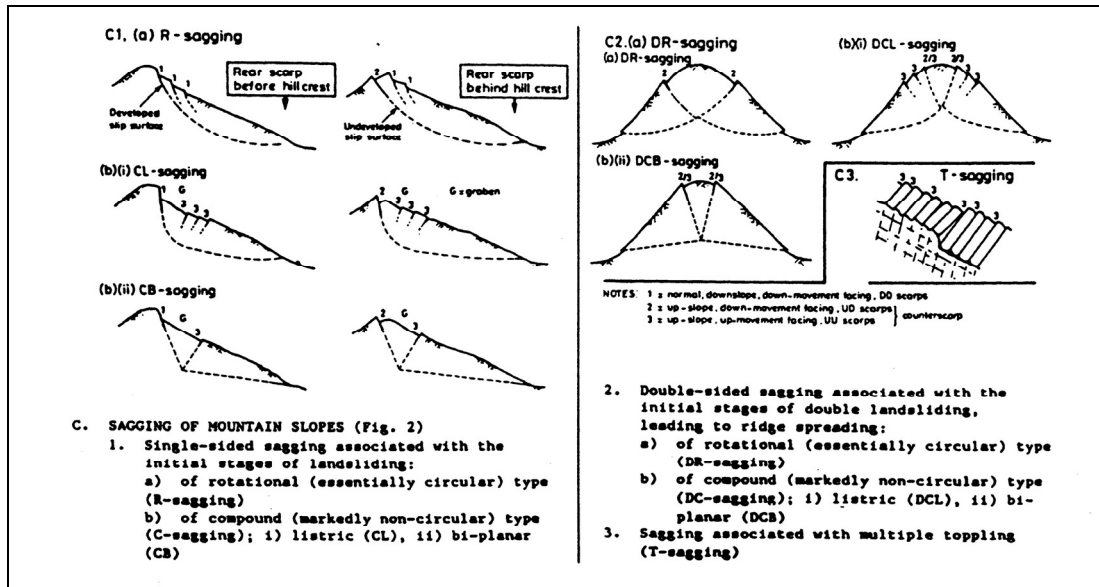


Abb. 2-7: Schematische Darstellung der Sackungstypen („sagging of mountain slopes“) nach HUTCHINSON (1988).

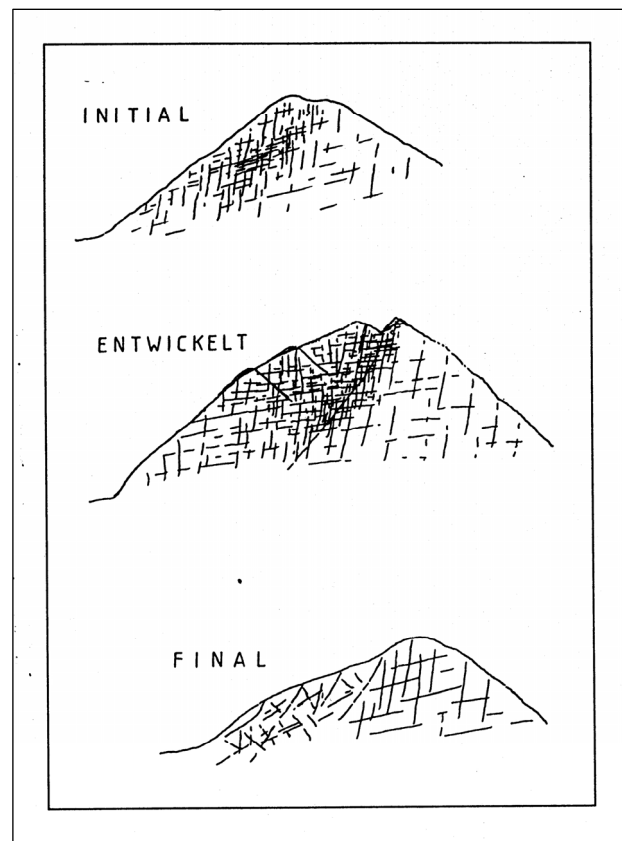
Ein weiterer Ansatz zur Klassifizierung stammt von HERMANN (1996, 1997). Zur Charakterisierung werden in erster Linie leicht ermittelbare morphologische Faktoren herangezogen und in drei Entwicklungsstadien zusammengefasst, welche unmittelbare Rückschlüsse auf Aspekte der Standsicherheit und mögliche Gefahren zulässt:

- 1) Initiales Stadium: Eine durchgehende Abrisszone wird durch Aneinanderreihung mehrerer Segmente der Bergzerreißung in der Kammregion gebildet; Talzusubstrukturen fehlen.
- 2) Entwickeltes Stadium: Zeigt eine durchgehende oder aus großen Teilsegmenten gebildete Abrisskante mit deutlichen Doppel- oder Mehrfachgradstrukturen und einem Versatz bis 100 Meter. Eine konvexe Hangmorphologie zeugt vom einsetzenden Talzusub. Typisch sind weiters hangeinwärts fallende Gräben,

welche in Kombination mit weiteren Abrissen eine Segmentierung des Hanges einleiten.

- 3) Finales Stadium: Hauptmerkmal ist der voll ausgebildete Talzuschub mit konvexer Morphologie im Fußbereich und einem verflachten Mittelhang. Der Abrissbereich ist meist nur noch von einer weiträumigen Hohlform markiert (konvex-konkaves Hangprofil) Die vollkommen vom Untergrund abgelöste Bewegungsmasse zeigt eine chaotische Gefügeverteilung (**Abb. 2-4**).

Abb. 2-8: Schematische Darstellung der Entwicklungsstadien tiefreichender Hangdeformationen (HERMANN, 1996)



Ergänzt mit der Möglichkeit einer schnellen Rutschung wird eine Verbindung zwischen Kriechbewegungen und Rutschungen geschlossen. Dies würde die gesamte Entwicklung einer tiefreichenden Hangdeformation von anfänglichen Bergzerreißungserscheinungen bis zur möglichen Rutschung beschreiben (WEIDNER, 2000).

Wie auch in dieser Arbeit noch ersichtlich wird, spielen tiefreichende Hangdeformationen oft eine entscheidende Rolle als Nährgebiet für sekundäre Massenbewegungen. So können innerhalb eines großflächigen Sackungskörpers häufig Zonen mit Sekundärbewegungen (Gleitungen, Fels- oder Blockstürze, kleinere Abrisskanten etc.) ausgeschieden werden.

2.2.2 Auslöse- und Einflussfaktoren (tiefreichender) Hangdeformationen

Aufgrund der komplexen und sehr unterschiedlichen Erscheinungsformen von Hangbewegungen herrscht über die Stellung und Wichtigkeit der auslösenden und beeinflussenden Faktoren keine Einigkeit.

Im Allgemeinen wird die Gravitation als treibende Kraft von Hangdeformationen angesehen. Das Vorhandensein und die Abfolge bestimmter Lithologien beeinflusst besonders das rheologische Verhalten und die Form der Deformation (plastisch oder spröd) der Hangbewegung (z.B. das System „Hart auf Weich“ nach POISEL & EPPENSTEINER, 1988 und 1989).

Den größten Einfluss auf die Stabilität eines Hanges haben planare Diskontinuitätsflächen. Bei vertikaler oder horizontaler Lage sind mechanische Gleitvorgänge unter gravitativer Belastung nicht möglich. Eine Reduzierung der Hangstabilität ist bei einem Hangauswärtsfallen der Diskontinuitätsflächen zwischen 30° und 70° gegeben, wobei gravitatives Gleiten auf den Diskontinuitäten ermöglicht wird (HERMANN, 1997). Auch die Anzahl und der anlagernde Porenwasserdruck an den Diskontinuitäten beeinflussen das Bewegungsbild einer Hangdeformation,

wobei der Scherwiderstand und die Kohäsion in der Gleitfläche wichtige Faktoren darstellen.

Die Summe der petrographisch-lithologischen und strukturellen Verhältnisse mit allen mechanischen Eigenschaften unter Einfluss des Bergwassers wird durch die durchschnittliche Hangneigung der gesamten Talflanke bzw. von Teilbewegungskörpern angezeigt. Daraus ergibt sich ein Zusammenhang zwischen der Durchschnittsneigung und den mechanischen Eigenschaften der involvierten Gesteine. Phyllite zeigen die geringste durchschnittliche Hangneigung und bilden ein Häufigkeitsmaximum zwischen 15° und 20° (~Restreibungswinkel von Phylliten). Ein weiteres Maximum wird bei einer Hangneigung zwischen 26° und 30° (~Restreibungswinkel von Glimmerschiefern) erreicht (**Abb. 2-8**). Da der Restreibungswinkel auch bei vollkommen entfestigtem Gebirge und tiefgreifender Verwitterung stets zwischen 12° und 14° beträgt, stellen diese Werte den unteren Rahmen für die Durchschnittsneigung von Sackungen dar (HERMANN, 1997).

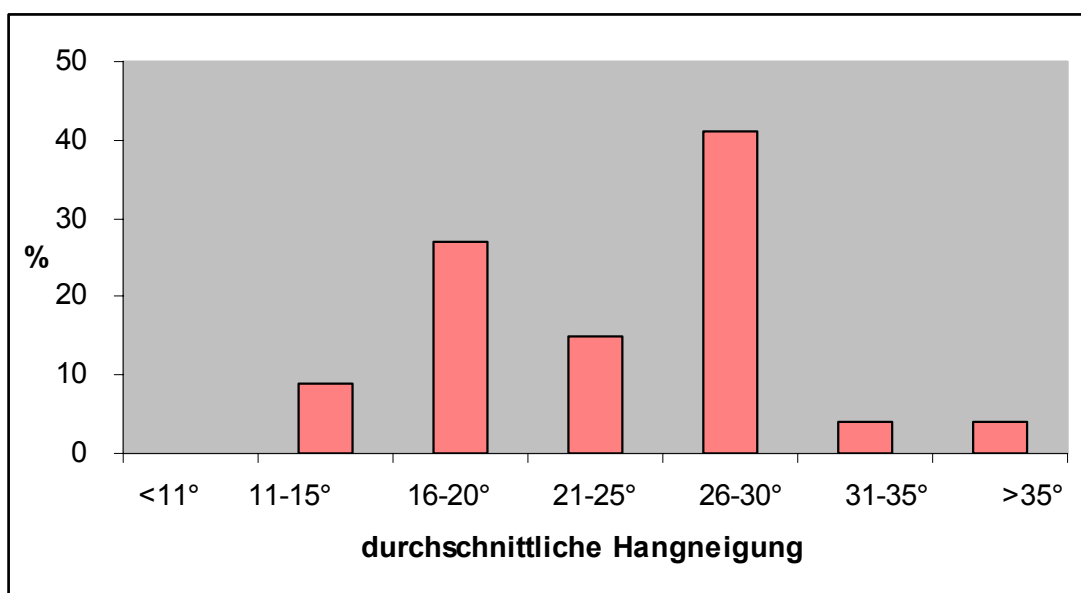


Abb. 2-9: Verteilung der von Sackungen erfassten Hänge nach ihrer durchschnittlichen Hangneigung (verändert nach HERMANN, 1997)

Tektonische Aspekte zeigen ihren Einfluss in Form von hohen Restspannungen aufgrund ehemaliger Gebirgsüberlagerung oder Horizontalspannungen, welche aus aktiven tektonischen Prozessen resultieren.

Im inneralpinen Raum (vor allem in Hochgebirgsregionen) spielt die Übertiefung der Täler durch Gletschererosion im jüngsten Hochglazial und die Spannungsumlagerung nach der Entlastung (Abschmelzen der Eismassen) eine entscheidende Rolle. Obwohl Größe und Ausmaß von Hangdeformationen vielen weiteren Faktoren unterliegen, liefert das Abschmelzen der Gletscher zumindest das Potential zu Deformationen (WEIDNER, 2000).

Das vermehrte Auftreten tiefgreifender Hangdeformationen in Hängen mit bestimmter Ausrichtung weist auf einen Einfluss der Exposition hin. Dieser Faktor spielt besonders unter dem Aspekt der rascheren Schneeschmelze und der tiefreichenden, temperaturbedingten Gefügauflockerung an südwärts gerichteten Hängen eine Rolle. In diesem Zusammenhang ist grundsätzlich auf das Einwirken von Verwitterungsprozessen (chemisch und physikalisch) und den klimatischen Verhältnissen (Temperaturwechsel) hinzuweisen.

Der Wasserhaushalt einer Talflanke ist wie die Erschütterung durch Erdbeben zu den externen Einflussfaktoren zu zählen, wobei der „Bergwasserspiegel“ als wichtigster Steuerungsfaktor des Bewegungsverhaltens instabiler Talflanken angesehen wird. In inneralpinen Regionen erreicht dieser mit der maximalen Schneeschmelzphase einen Hochstand zwischen März und Mai. Weitere Spitzen werden durch Regenperioden in den Sommer- und Herbstmonaten erreicht. Durch Starkregenereignisse werden die Bewegungen meist mehr oder weniger zeitversetzt beschleunigt. In weiterer Folge kann es durch Hochwasser zu Erosion am Hangfuß kommen, was zu einer weiteren Destabilisierung des Sackungskörpers führt und eine weiter erhöhte Bewegungsbeschleunigung nach sich zieht (HERMANN, 1997).

Anthropogenen Einfluss auf die Aktivierung und den Gangweg einer Hangbewegung stellen vor allem das schnelle Auf- und Abstauen in Speicherräumen (veränderte Bergwasser- und Spannungsverhältnisse) und extensive Forst- und Almbewirtschaftung dar.

2.2.3 Bewegungsmechanismen

2.2.3.1 Grundlegende Bewegungsmechanismen

Das mechanische Verhalten und dessen Gliederung gründet neben bereits erwähnten Faktoren vor allem auf die zeitliche Abhängigkeit der Bewegungen einer Hangdeformation (siehe **Abb. 2-3**).

In den meisten Klassifikationen werden tiefgreifende Hangdeformationen unter „**Kriechen**“ eingeordnet, wobei darunter im rheologischen Sinn eine langsame zeitabhängige Deformation unter gleich bleibender Belastung verstanden wird (WEIDNER, 2000). Das Kriechen stellt die Summe vieler inkrementaler gravitativer Bewegungen dar. Der jährliche Versatz bewegt sich in einem Bereich von Millimetern bis wenige Zentimeter. Bei höheren Bewegungsraten spricht man bereits von „Gleiten“ oder „Fließen“. Jedoch wird mit dem Begriff „Kriechen“ in Verbindung mit Hangbewegungen meist nur die langsame Bewegung bezeichnet, somit fallen aber auch langsame Gleitbewegungen (z.B. Blockbewegung bei Bergzerreibungen) unter diese Definition.

Unter **Gleiten** bzw. **Rutschen** (engl. landslide) versteht man grundsätzlich „langsame bis sehr rasche“ (nach **Abb. 2-3**), hangabwärts gerichtete Bewegungen zusammenhängender Felsmassen.

Translatorische Gleitprozesse zeigen an der Gleit- und Oberfläche gleiche Bewegungsraten, wobei häufig Schicht- oder Scherungsfoliationen als Bewegungsflächen aktiviert werden. Bei flachen Hangauswärtsfallen der Foliation liegen besonders instabile Hangverhältnisse vor, wobei zur Aktivierung der Bewegung nur der Reibungswiderstand an der Schieferungsfläche (entspricht allgemein dem Restreibungswinkels des Gesteins) überschritten werden muss (HERMANN, 1997).

Rotationale Gleitprozesse wiederum erfordern die Bildung einer listrischen Gleitbahn, welche sich aus vielen Segmenten zusammensetzt. Diese Segmente folgen ebenfalls dem vorgegebenem Planargefüge.

Von einer Rutschung spricht man bei einem Versagen des Hanges innerhalb eines Zeitfensters von wenigen Minuten. Bei den hier meist auftretenden Flächenrutschungen kann die abrutschende Deckschicht eine Mächtigkeit von mehreren Metern aufweisen (WEIDNER, 2000).

Innerhalb der gleitenden Felsmasse sollten nur geringfügige Deformationen auftreten, da durch das theoretische Modell der Großteil der Bewegungen auf diskreten Flächen stattfindet (siehe **Abb. 2-10**)

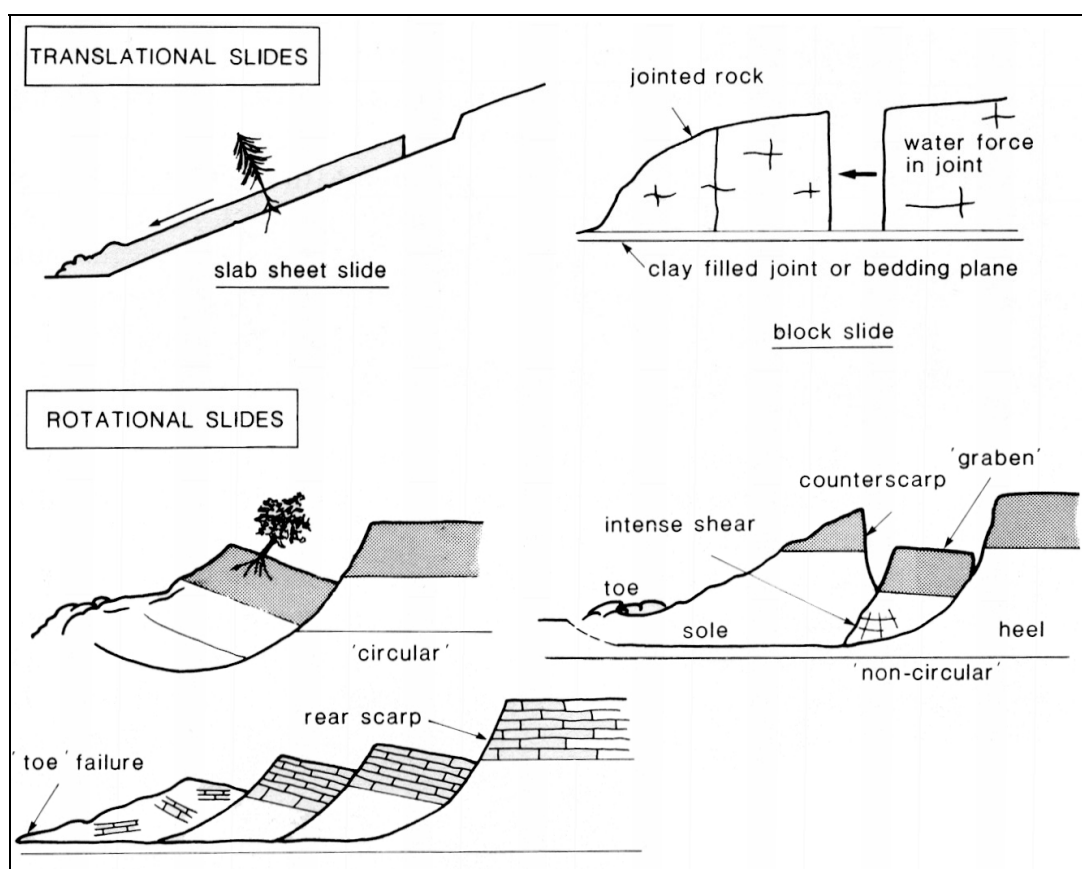


Abb. 2-10: Schematische Beispiele für translatorische und rotationale Gleitprozesse (BROMHEAD, 1986)

Kippen beschreibt ein hangauswärts gerichtetes Rotieren von Blöcken, welche bevorzugt durch steil stehende, hangeinwärts fallende Trennflächen begrenzt sind. Die säulen- oder tafelförmigen Kluffkörper rotieren um einen Punkt oder eine Achse unterhalb des Schwerpunktes bzw. am untersten Eckpunkt. Dabei kommt es auf den

Trennflächen zwischen den Körpern zu abschiebenden Relativbewegungen, was bei Großblöcken hangparallele Gräben erklärt (HERMANN, 1997).

Kippungsphänomene werden neben dem Trennflächengefüge auch durch die Abfolge der Lithologien beeinflusst bzw. gesteuert. Das System „**Hart auf Weich**“ kann verbreitet mit Kippbewegungen in Verbindung gebracht werden. Es beschreibt ein translatives Gleiten großer Blöcke auf einem plastisch verformbaren Untergrund. In einem fortgeschrittenem Stadium der Gleitung kippen die Blöcke um ihren Schwerpunkt meist syn- oder antithetisch senkrecht zur Bewegungsrichtung (siehe Kapitel 2.3).

Wie bereits in Kapitel 2.1.1 angeführt wird der Begriff „**Sackung**“ je nach Definition in unterschiedlicher Weise verwendet. Neben den morphologischen Phänomenen einer kriechenden Talflanke stellt er heute einen Überbegriff für jedes in den Berg hinein kontinuierlich abnehmende Hangabwärtskriechen von Fels dar, wobei benachbarte Bereiche im Meterbereich gleiche Geschwindigkeitsvektoren aufweisen (WEIDNER, 2000).

Bei plötzlichen Hangbewegungen, bei denen die Bewegungsmasse ihren Zusammenhalt verliert und auch (kurzzeitig) der Kontakt zum umliegenden Gestein verloren geht, spricht man von **Fallen** oder **Stürzen**. Das gelöste Material bewegt sich meist frei fallend, springend oder rollend ins Tal. Je nach Volumen der abgelösten Masse werden Begriffe wie Steinschlag, Blockschlag, Felssturz oder Bergsturz verwendet. Abhängig vom Relief (und damit der Art der Bewegung), der Vegetation und den lithologischen Verhältnissen kann es zu einer mehr oder weniger signifikanten Zerkleinerung beziehungsweise Verlangsamung der Sturzmasse kommen. Dieser Aspekt spielt häufig in der Bewertung des Gefahrenpotentials instabiler Hänge und der Bemessung der entsprechenden Schutzmassnahmen eine entscheidende Rolle.

2.2.3.2 Bewegungsmuster und Modellvorstellungen

Zur genauen Erfassung der Bewegungsmechanismen einer tieferreichenden Hangbewegung bedarf es einer flächendeckenden Vermessung des betroffenen Hanges. Abhängig von den jeweiligen Gegebenheiten werden diese Messungen bzw. Messreihen mittels Seil- oder Stangenextensiometer, Schlauchwaage, Bohrlochinklinometer, Gleit-Mikrometer beziehungsweise Gleit-Deformeter und/oder geodätischen Instrumenten durchgeführt.

Trotz der Komplexität und Vielfältigkeit in der Ausbildung von Hangdeformationen lassen sich aus verschiedenen Untersuchungen sehr ähnliche Ergebnisse ableiten. So zeigt sich im Frühsommer bei einem Hochstand des Bergwasserspiegels beziehungsweise in den Monaten Juni, Juli und August aufgrund von Schneeschmelzen und saisonalen Niederschlägen eine beschleunigte Bewegung der Sackungsmasse. Dieser Trend wird bis zu einem Absinken des Wasserspiegels auf das langjährige Mittel der Bergwasserstandes (MGW) beibehalten. Nach diesem initialen Bewegungsmaximum zeigt sich eine regressive Tendenz, was für eine zwischenzeitliche Konsolidierung der Sackungsmasse spricht. Diese saisonale Zyklizität der Bewegungen wird vor allem durch extreme Niederschlagsereignisse gestört. Erklärt wird dies durch hohe Infiltrationsraten und einer hohen oberflächennahen Durchlässigkeit (HERMANN, 1997). In den Wintermonaten kommt es in den meisten Fällen zu einer starken Verlangsamung der Bewegungen. In diesem Zusammenhang wurde von HEIM (1932) bereits vom „Winterschlaf“ von Talzuschüben und Bergerreißungen gesprochen.

Neben punktuell oder linienmäßig installierten Überwachungs- und Messinstrumenten bietet vor allem eine flächendeckende geodätische Vermessung die Möglichkeit, räumliche Bewegungsvektoren zu ermitteln. Auch hier zeigen sich in vielen Fällen ähnliche Bewegungsmuster (siehe **Abb. 2-11**):

- der Versatzbetrag und die Vertikalkomponente nehmen vom Hangfuß Richtung Kamm zu
- am Hangfuß überwiegt der Horizontalanteil gegenüber einem geringen oder negativen vertikalen Anteil, was sich durch Hebung des Talzuschubfußes manifestiert

- im mittleren Hangbereich liegt der Bewegungsvektor meist ungefähr parallel zur Falllinie des Hanges

Starke Schwankungen in der räumlichen Orientierung der Bewegungsvektoren können jedoch durch Überlagerungseffekte sekundärer Gleitkörper oder antithetisch bewegte Bruchzonen hervorgerufen werden (HERMANN, 1997).

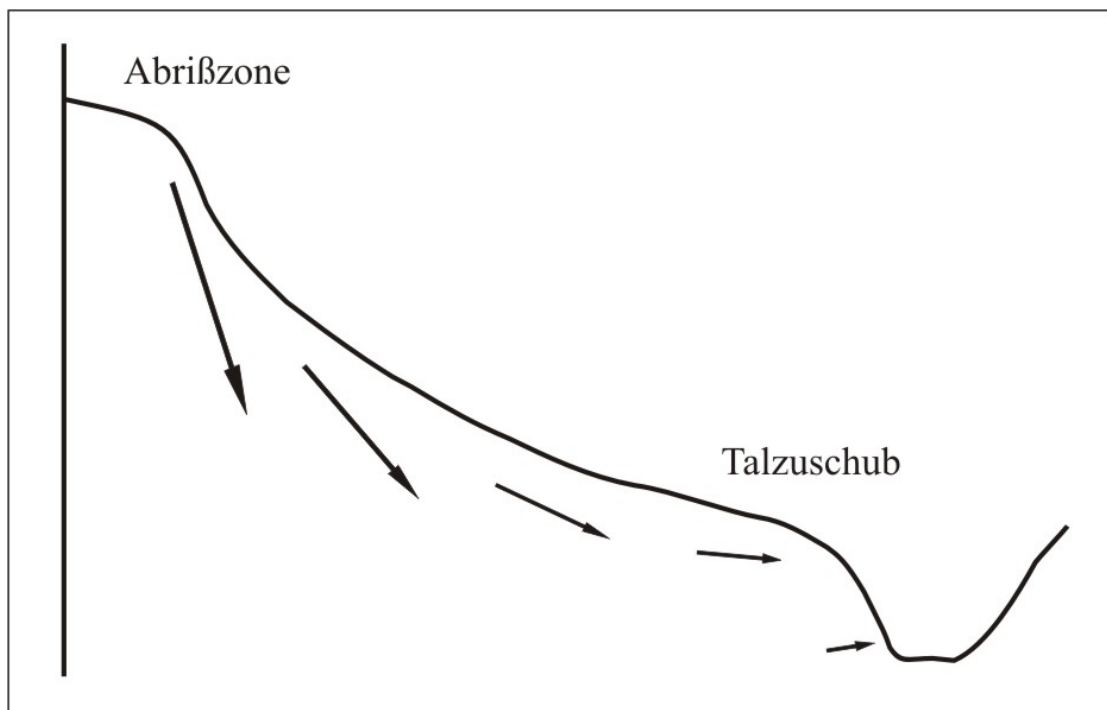


Abb. 2-11: Schematische Darstellung der Bewegungsvektoren einer aktiven Sackungsmasse (verändert nach HERMANN, 1997)

Die Feinauflösung der Bewegungen innerhalb einer Sackungsmasse ergibt einen „stick-slip“-Mechanismus. Hierbei kommt die Kriechbewegung durch Überschreiten eines bestimmten Schwellenwertes der Scherfestigkeit (Kriechgrenze) zustande, wobei ruckhafte Bewegungen und Phasen des Stillstandes ausgewiesen werden. Da bei Überschreiten der Restscherfestigkeit bereits Gleitbewegungen initiiert werden können, ist der Schwellenwert der Kriechgrenze im Verhältnis dazu geringer (WEIDNER, 2000).

Einen besonderen Stellenwert bei der Bearbeitung von Hangbewegungen nehmen Geometrie und Lage der Gleitzonen ein. Nach wie vor basieren Aussagen über die Geometrie der Hauptbewegungszone größtenteils auf theoretischen Überlegungen und repräsentieren meist die Interpretation von an der Oberfläche gewonnenen Messdaten. Rotationsförmige bis listrische Gleitzonen sind vor allem in sekundären Gleitkörpern geringer Tiefe wahrscheinlich. Diese gleitkreisähnlichen Geometrien sind vor allem an Talzuschubstirnen aufgrund der tiefgründigen Verwitterung und Auflockerung typisch und zeigen eine muschelbruchartige Gleitbahn. Aufgrund unterschiedlicher Bewegungsmechanismen kann für den gesamten Hangbereich jedoch keine durchgehende rotationale Gleitzone angenommen werden (HERMANN, 1997).

Dieses Thema wird im speziellen Beispiel Lärchberg-Galgenwald in Kapitel 6 dieser Arbeit weiter vertieft.

Modelle dienen in vielen Disziplinen zur Nachbildung, Rekonstruktion und Voraussage natürlicher Prozesse und stellen eine vereinfachte Nachbildung der Natur dar.

Die komplexen Verhältnisse und Vorgehensweisen bei der Bearbeitung von Hangbewegungen zeigen sich dabei in unterschiedlichen Ansätzen der Modellerstellung. Je vielschichtiger die Struktur des untersuchten Gebietes, desto größer wird die Anzahl der Größen und Variablen. Das macht eine naturgetreue Konstruktion des Modells unwahrscheinlich und lässt nur bedingt quantitative Aussagen zu. Besonders erschwerend ist der große Einfluss der Zeit auf die Hangbewegung an sich und somit auch auf die Modellversuche.

Mit dem Aufkommen der Elektronischen Datenverarbeitung wird vor allem in der Fels- und Bodenmechanik an Berechnungsmodellen (Finite Element Modelling, Finite Difference Modelling) gearbeitet, welche eine zusätzliche Methode zu miniaturisierten Modellen, Gefügemodellen und rheologischen Modellen darstellt (WEIDNER, 2000).

Für Gewöhnlich werden zwei Kategorien von Bewegungsformen bei der geomechanischen Untersuchung und numerischen Simulation von instabilen Hangverhältnissen unterschieden. Zum einen Hangbewegungen, bei denen der Gebirgsverband weitgehend erhalten bleibt (Rutschungen, Kriechbewegungen,

Sackungen) und welche mit Werkzeugen der Kontinuumsmechanik untersucht werden und zum anderen Bewegungen, bei denen sich Teile des Gebirges aus dem Verband lösen (Hackenwerfen, Stein- und Blockschlag, Bergsturz) und jedes Element bezüglich seiner Bewegungskomponenten untersucht werden kann. Im letzteren Fall kommen Methoden der Diskontinuumsmechanik zur Anwendung. Das primäre Ziel dieser Untersuchungen, im Bezug auf den Auf- und Ausbau von Schutzmassnahmen, ist ein aussagekräftiges Modell der potenziellen Sturzbahn und ein Anschätzen des Gefahrenpotentials (EGGER, 1996).

2.3 Das System „Hart auf Weich“

Dieser Abschnitt widmet sich der Geomechanik und den assoziierten Massenbewegungen des Systems „Harte Platte auf weichem Sockel“ und basiert auf den Publikationen von POISEL & EPPENSTEINER (1988, 1989).

Die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich auf Systeme, deren Komponenten (Platte und Sockel) ähnliche Mächtigkeiten von einigen hundert bis maximal 1000 Meter aufweisen (**Abb. 2-12**).

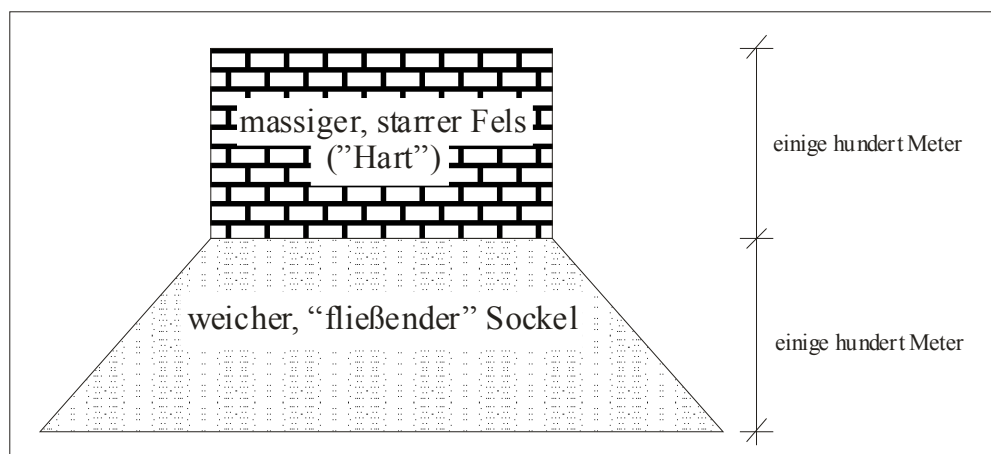


Abb. 2-12: Prinzipielle Skizze des Systems „Hart auf Weich“ (verändert nach POISEL & EPPENSTEINER, 1988)

Die Begriffe „hart“ und „weich“ sind relativ zu verstehen. Unter „hartem Fels“ sind Gesteine mit Spröbruchverhalten gemeint (zum Beispiel dichter Kalk oder massiger Marmor). Auch wenn sie unter Kurzzeitbelastung spröde reagieren können, ist „Weiches Material“ Gestein, das in geologischen Zeiträumen duktiles beziehungsweise fließendes Verhalten zeigt (zum Beispiel Schiefertone oder tektonisch beanspruchte Diaphoritgesteine).

Neben primären stratigraphischen Abfolgen (Karbonatplatten auf tonigen Gesteinen) können auch tektonische Prozesse zu einer solchen Lagerung führen, was eine Vielfalt derartiger Situationen generierte. Weitere Grundvoraussetzungen für die angestellten Überlegungen sind, dass der Sockel mindestens ein freies Vorland besitzt und die Grenzfläche zwischen „Hart“ und „Weich“ horizontal oder hangeinwärtsfallend verläuft.

Das Einsinken der steifen Platte und das Auspressen des Sockelmaterials ergibt nach Berechnungen eine nahezu reine Biegebeanspruchung im zentralen Bereich der Platte (Phänomene der Bergzerreißung). Dies hat ein intensives Zerbrechen der Platte zur Folge und zeigt besonders in Richtung der Längserstreckung die meisten und längsten Brüche.

In zentralen Bereichen zeigen sich andere Bruchstrukturen und Mechanismen als im Randbereich einer kompakten Platte, wo drei Haupttrennsystemen ausgewiesen werden (**Abb. 2-13**):

- (1) Horizontale Zugspannungen als Folge des Reibungswiderstandes zwischen den zwei Einheiten und Zugspannungskonzentrationen am Plattenrand führen zum Aufreißen randparalleler Vertikalklüfte.
- (2) Randparallele Horizontalspannungen führen wiederum zu Bildung von vertikalen Radialrissen.
- (3) Schräge Scherbrüche entstehen am unteren Plattenrand durch das Auspressen des Sockelmaterials und können zum Abscheren der Kante führen.

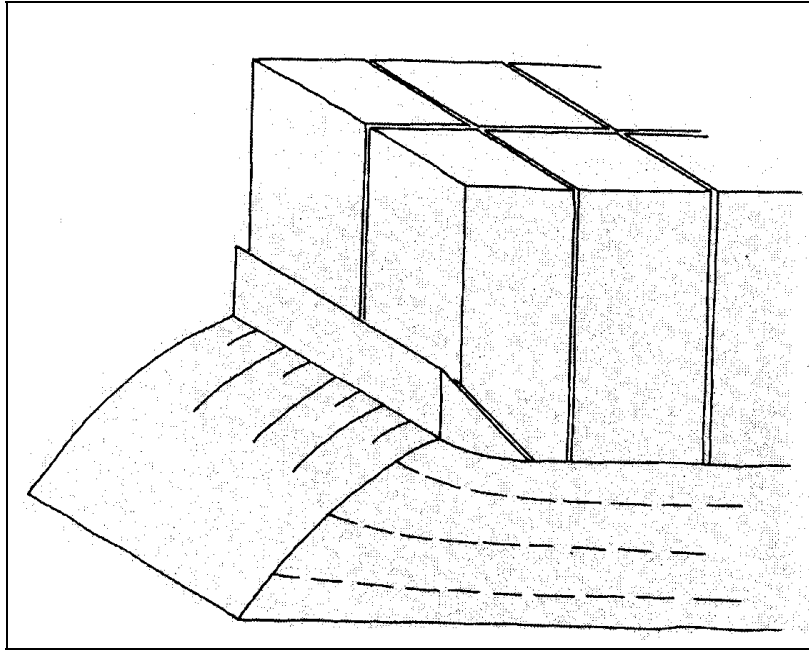


Abb. 2-13: Hauptkluftsysteme im Randbereich einer starren Platte hervorgerufen durch Auspressen des Sockelmaterials (POISEL & EPPENSTEINER, 1988)

Wenn die Platte bereits tektonisch zerlegt wurde bevor das System „Hart auf Weich“ mit freien Rändern gebildet wurde, kommt es nur bedingt zur Neubildung der eben beschriebenen Trennflächensysteme. Je nach Lage und Orientierung werden prä-existente Diskontinuitäten reaktiviert und ziehen eine entsprechende Bruchgeometrie der Platte nach sich.

Das Versagen einer Flanke und die entsprechenden Massenbewegungen werden primär von den plattenförmigen beziehungsweise turmartigen Großkluftkörper am Rand der Platte geprägt. Die dabei auftretenden, unterschiedlichen Mechanismen in der Platte und im Sockel können in folgende Systematik eingeteilt werden (**Abb. 2-14**).

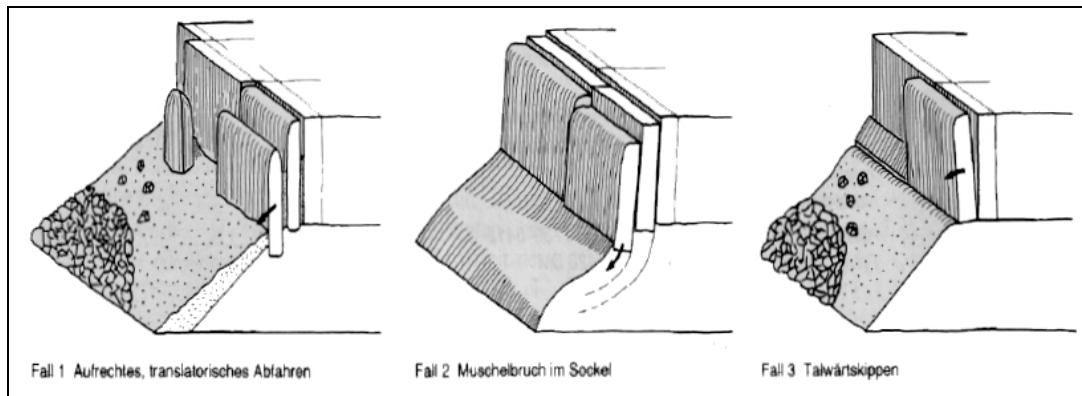


Abb. 2-14: Bewegungsmöglichkeiten typischer Großluftkörper am Rand des Systems „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1989)

Aufrechtes, translatorisches Gleiten der Großluftkörper (Fall 1) tritt vorzugsweise auf, wenn die Flanke bereits intensiv mit Schutt der Platte verhüllt ist. Dieser Schuttmantel bewahrt die abfahrenden Kluftkörper vor dem Kippen.

Muschelbruch in Sockel (Fall 2) entsteht durch die im Randbereich der Platte abgelösten Massen und zieht ein Absinken und Rotieren der Kluftkörper nach sich.

Das Talwärtskippen der Großluftkörper (Fall 3) wird durch das stärkere Nachgeben des Sockelmaterials im Randbereich erklärt.

Messungen haben gezeigt, dass Bewegungen der Teilkörper nicht kontinuierlich sind, sondern dass sich lange (monate- oder sogar jahrelange) Ruhephasen mit ruckartigen Bewegungen abwechseln. Großen Einfluss auf die Bewegungsabläufe nimmt auch die Verwitterungsanfälligkeit des Sockels.

3 GEOLOGISCHE GROSSEINHEITEN DES ARBEITSGEBIETES

3.1 Das Gurktaler Deckensystem

Das Gurktaler Deckensystem erstreckt sich von den Niederen Tauern als nördliche Begrenzung bis auf Höhe Feldkirchen in Kärnten. Im Osten von den Seetaler Alpen und der Saualpe begrenzt, sind die Einheiten dieses Systems bis Bad Kleinkirchheim bzw. Turrach zu verfolgen (**Abb. 3-1**).

Das Gurktaler Deckensystem lagert über teilweise zwischengelagertem Mesozoikum (Stangalm Mesozoikum s. str.) dem Mittelostalpinen Kristallin auf. Diese Position wird als Ergebnis der kretazischen Deckenstapelung unter duktilen Deformationsbedingungen in einem weit gestreuten p-T-Spektrum interpretiert (KOROKNAI et al., 1999). Das Gurktaler Deckensystem wird wie etwa das Grazer Paläozoikum und die Grauwackenzone dem Oberostalpinen Deckenstockwerk zugerechnet.

Gegliedert wird das Gurktaler Deckensystem in die Murauer und Stolzalpen Decke mit altpaläozoischem Gesteinsinhalt, sowie die Ackerdecke darüber, welche als kristalline Scholle südwestlich von Murau den erstgenannten Einheiten auflagert (**Abb. 3-1**).

Die aus altpaläozoischen Einheiten aufgebauten Decken zeigen deutliche Unterschiede in ihrer Fazies-, Metamorphose- und Deformationsentwicklung. Die Murauer Decke zeigt im Wesentlichen eine höher temperierte, variszische Grünschieferfazies an, wobei die Stolzalpen Decke schwächer temperierte Metamorphosebedingungen widerspiegelt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

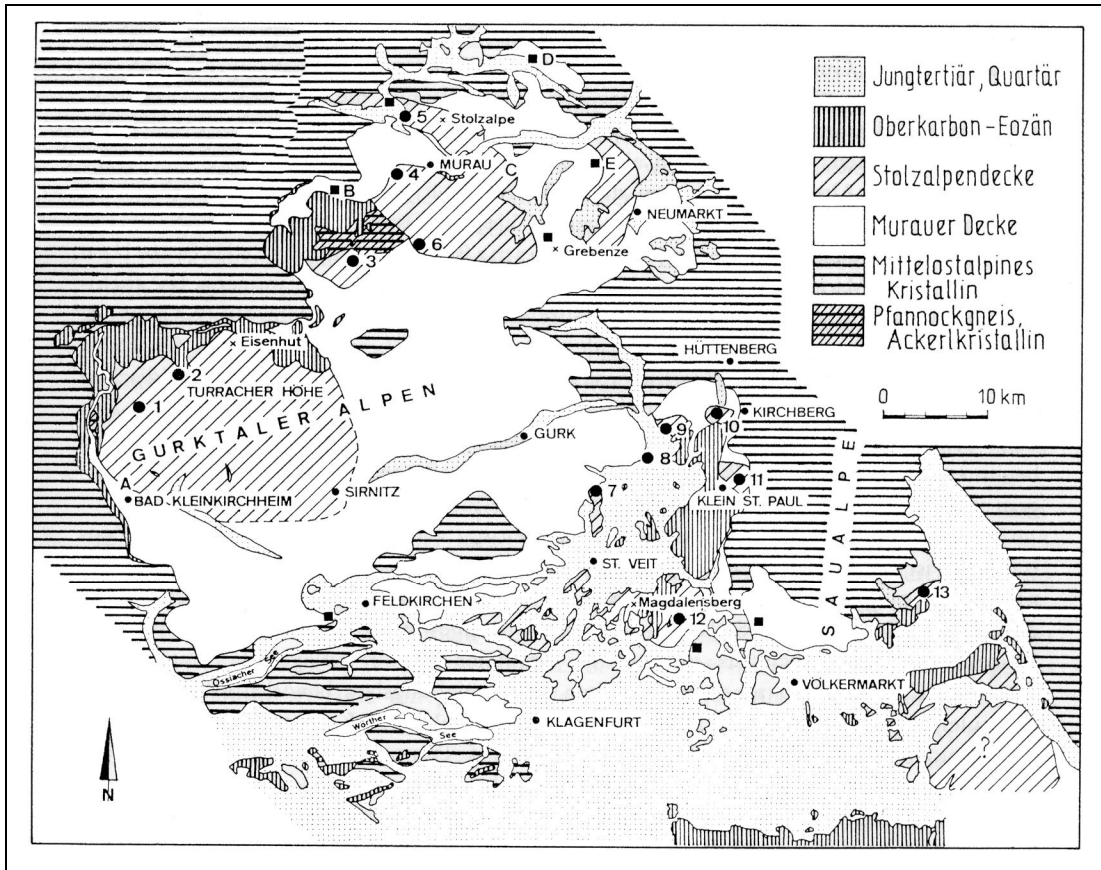


Abb. 3-1: Übersicht der Großeinheiten und Gliederung des Gurktaler Deckensystems (TOLLMANN, 1986)

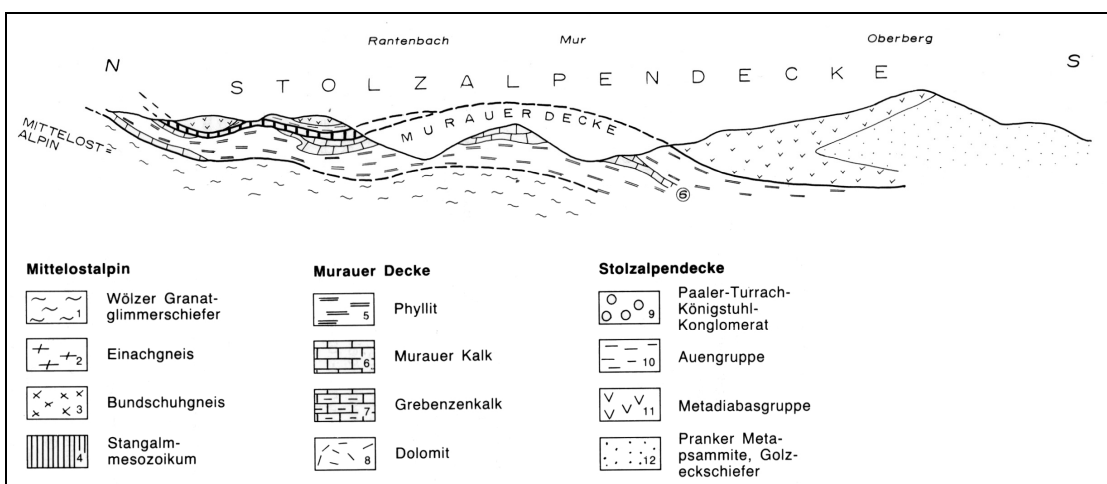


Abb. 3-2: N-S-Profil durch das Gurktaler Deckensystem im Raum Murau (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984)

3.1.1 Geologie der Murauer Decke

Die lithostratigraphisch tiefsten Anteile der Murauer, wie auch der Stolzalpen Decke, zeigen altpaläozoische, graue Phyllite und Quarzphyllite. Diese sind vor allem im Murauer Raum häufig an die Basis der Schichtfolge gebunden. In den westlichen Bereichen sind sie meist mit metarhyolitischen Tuffen und geringmächtigen Dolomiten verbunden (Ordovizium bis Silur). Gegen Osten werden sie von sandigen Folgen und örtlichen Glimmermarmoren begleitet.

Die Murauer Gruppe stellt die klastische Abfolge der Murauer Decke dar. An der Basis treten Granat- und/oder Biotit führende Phyllite auf, in die gegen das Hangende Schwarzschiefer und Konglomerathorizonte eingeschaltet sind. Die Konglomerate beinhalten Kalkmarmor-, Phyllit- und Quarzgerölle (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Eine stetige Zunahme des Karbonatgehalts kennzeichnet den Hangendanteil der Murauer Gruppe und manifestiert sich im Auftreten von dunklen und hellen Karbonatphylliten und vereinzelt Kalkmarmor- und Dolomitbänken. Weitere Einschaltungen können in Form von Graphitquarziten, Kieselschiefer, wenige Meter mächtige Grünschiefer- und Prasinithorizonte und teilweise geröllführende Quarziten auftreten. Weiters wurde der Murauer Gruppe die tektonisch extrem deformierten dunklen Phyllite des Stangalm Mesozoikums s. str. im Gebiet um Turrach zugerechnet.

Die Mühlener Folge im Osten der Murauer Decke im Gebiet um Mühlen bzw. südöstlich von Neumarkt besteht in einem lateralen Wechsel aus einer Kalk- und Dolomitmarmorwechsellagerung, gelben, grobkristallinen Kalkmarmoren und grobkörnigen, karbonatischen Quarziten. Das Alter dieser Schichtfolge ist zwar nicht endgültig geklärt, jedoch ist sie mit Graphitschiefern der Murauer Gruppe verbunden und wird daher dem Unterdevon zugeordnet (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Die klastische Entwicklung der Murauer Gruppe geht in weiterer Folge in vollkommen rekristallisierte Bänderkalke und Kalkmarmore über. Diese Murauer Kalke treten als graublau und weiße, gebänderte Kalkmarmore und selten als unreine, glimmerreiche Kalkmarmore mit dunklen bis schwarzen Lagen auf. Diesen Einheiten wird ein devonisches Alter zugerechnet (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Über den Murauer Kalken treten im Bereich um Oberwölz graue, feinkörnige Dolomite und Dolomitmarmore auf. Dieser Oberwölzer Dolomit konnte in das hohe Unterdevon eingestuft werden.

Innerhalb der Murauer Decke stehen den Murauer Kalken als tektonisch höhere Schuppe mehrere 100 Meter mächtige Kalke und Kalkmarmore gegenüber. Diese Einheiten bauen den Grebenzenstock und den Pleschaitzgirfel auf und werden als Grebenzenkalk zusammengefaßt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), (Abb. 3-2).

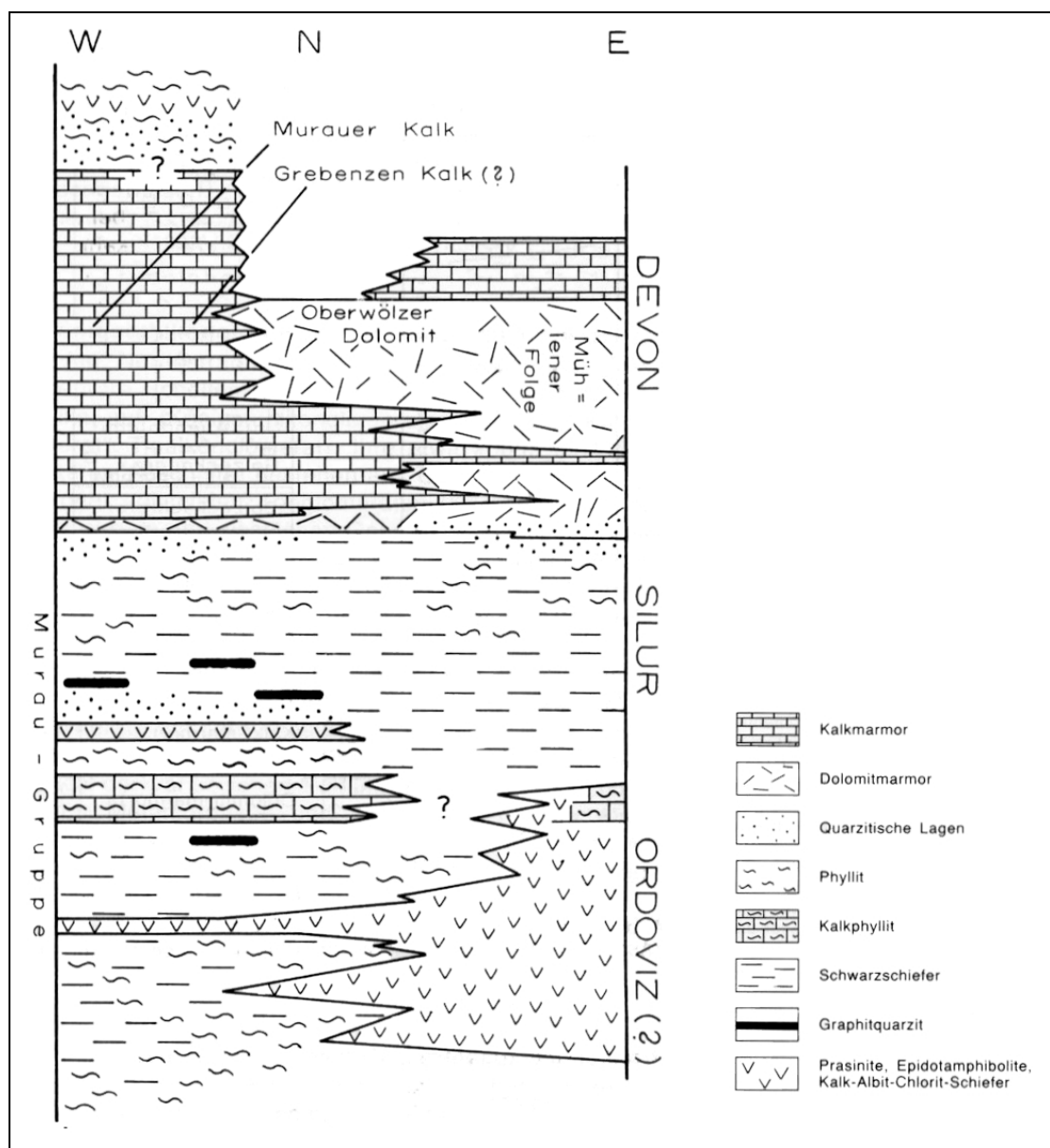


Abb. 3-2.1: Stratigraphischer Überblick der altpaläozoischen Schichtglieder der Murauer Decke (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984)

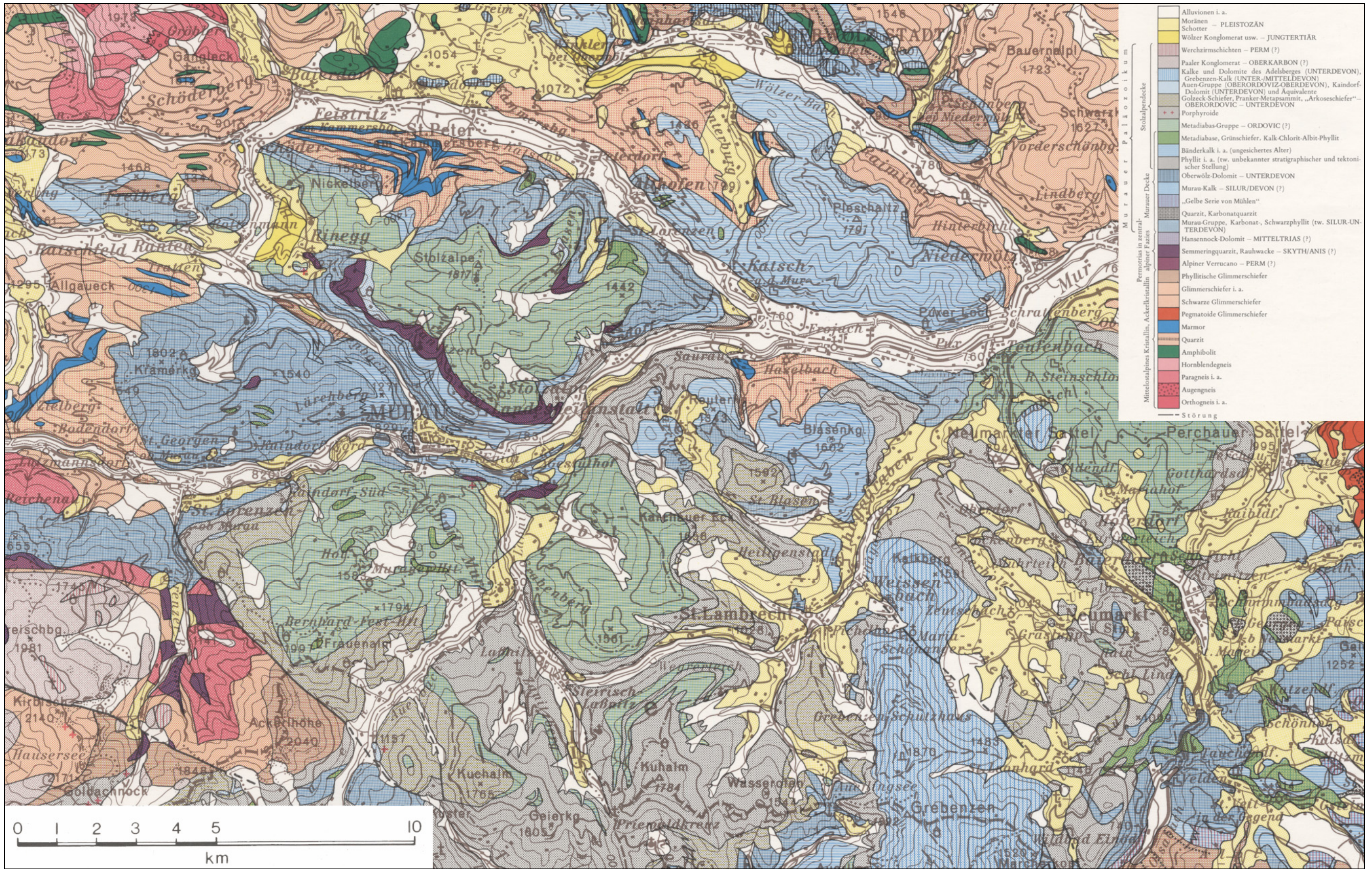


Abb. 3-3: Geologische Übersicht des Muraer Paläozoikum (Ausschnitt aus NEUBAUER, 1980)

3.1.2 Strukturgeologie und Tektonik

Zwei Gruppen von unterschiedlichen Strukturen können nicht nur innerhalb der Murauer und Stolzalpen Decke, sondern auch in der tektonisch tiefer liegenden Bundschuh und Radenthein Decke (Mittelostalpinen Kristallin) beobachtet werden. Dies sind einerseits penetrative, duktile Strukturen, welche sich unter peak beziehungsweise retrogressiven Metamorphosebedingungen prä-alpin gebildet haben. Andererseits wurden diese Strukturen in weiterer Folge mehrfach überprägt. Mittels Kalzit-Dolomit-Thermometer errechnete Werte ergaben in der Murauer Decke Temperaturen von 460-500°C, Untersuchungen des Granat-Biotit-Gleichgewichts zeigen ein Temperaturfeld von 550-600°C an (NEUBAUER et al., 1998)

Aufgrund sorgfältiger Gefügeanalysen (siehe **Abb. 3-4**) konnten 2 voralpidische und 4 alpidische Prägungsphasen unterschieden werden (TOLLMANN, 1986).

Die Foliation der Murauer und Stolzalpen Decke fällt generell flach nach Nord bis Nordost ein, wobei das zugehörige Streckungslinear vorwiegend nach Osten gerichtet ist. In den phyllitischen Einheiten der Murauer Decke sind verbreitet Scherbänder zu beobachten, welche eine O bis OSO gerichtete Scherung anzeigen.

Die penetrative Foliation zeigt häufig eine offene Verfaltung mit NNO-gerichteten Faltenachsen und einer weitständigen Achsenflächenschieferung. Vielfach auftretende subvertikale Dehnungsbrüche deuten auf eine O-W-gerichtete Extension hin (KOROKNAI et al., 1999).

Die Bewegungsgeschichte dieser Einheiten hinsichtlich Art und Ausmaß des Transportes stehen noch zur Diskussion. Gesichert gilt jedoch der grundsätzliche Aufbau aus flach gelagerten Teildecken, welche die alpidische Überlagerung eines kristallinen Sockels (Mittelostalpinen Kristallin) darstellen. Die Überschiebung der Teildecken kann über die gesamte Breite der Murauer Decke (ca. 60km) weiter verfolgt werden (TOLLMANN, 1986)

Mittels spärlicher Schersinnindikatoren wird eine Top-West (WNW)-Bewegung in den höheren Einheiten angenommen. Viele Strukturdaten weisen jedoch auf die bereits angesprochene, sekundäre Überprägung mit einer generellen Top-ESE-Bewegung hin. Dies wird als ostwärts gerichtete Bewegung im Zuge der Extension in der späten Kreide interpretiert und für den Einschnitt in die Metamorphosebedingungen zwischen den tektonisch tiefer liegenden Mittelostalpinen Kristallineinheiten und der Murauer Decke zur darüber liegenden Stolzalpen Decke verantwortlich gemacht (KOROKNAI et al., 1999).

Das Störungsmuster des Gebietes um Murau ist dominiert von der gekrümmten Seetal-Störung, welche dem mehrere Kilometer breiten Oberwölz-Tamsweg-Seitenverschiebungskorridor angehört.

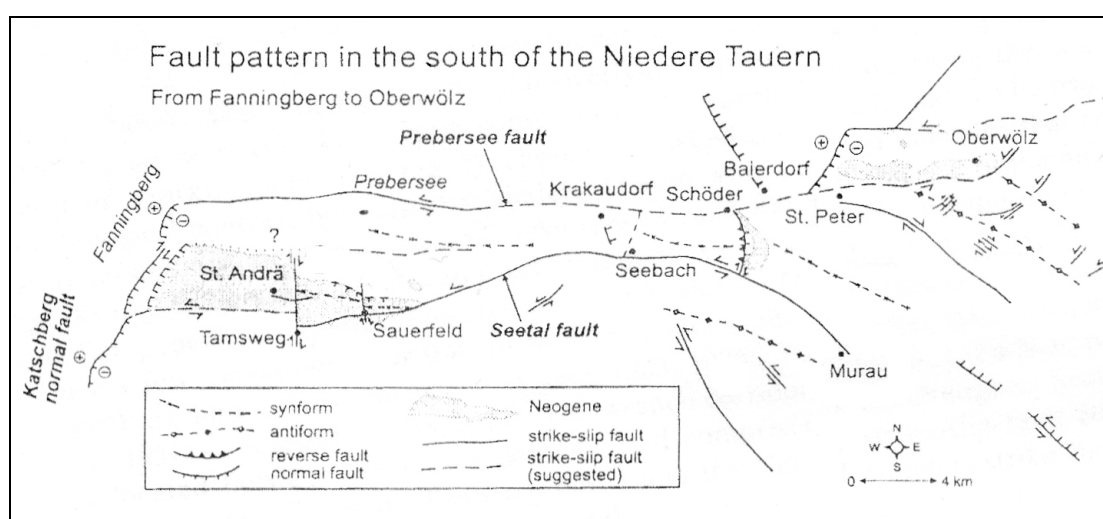


Abb. 3-5: Störungsmuster zwischen den Niederen Tauern und dem Gurktaler Deckensystem (EDER & NEUBAUER, 2000)

Die Seetal-Störung kann vom Südrand des Tamsweg Beckens bis nach Murau verfolgt werden. Die gesamte Störungskonfiguration ist einerseits ausschlaggebend für die neogenen pull-apart-Becken von Tamsweg und Oberwölz und zeigen andererseits weitere, untergeordnete Störungsstrukturen (siehe **Abb. 3-5**), (EDER & NEUBAUER, 2000).

3.2 Morphologische Übersicht und Quartärentwicklung

Besonders zu den nördlich angrenzenden Einheiten der Niederen Tauern herrscht ein markanter, geomorphologischer Kontrast. Zeichnen sich die Niederen Tauern durch ein steiles Relief und spitze Gipfel mit einer durchschnittlichen Höhe von 2.400m aus, so dominieren südlich des Oberwölz-Tamsweg-Seitenverschiebungskorridors, also in den Murauer und Gurktaler Alpen, breite, runde Bergrücken mit durchschnittlichen Höhen von 1.800-2.000 m (EDER & NEUBAUER, 2000)

Der Großraum um Murau ist besonders durch das Ost-West verlaufende Murtal geprägt. Die südlichen Seitentäler, wie das Turrachtal bei Predlitz, der Paalbachgraben bei Stadl, das Auenbachtal südlich beziehungsweise der Thajagraben östlich von Murau, verlaufen mehr oder weniger in Nord-Süd Richtung. Nördlich des Murtales zweigen die Seitentäler Richtung Nord-West ab. Markant sind hier das Rantenbachtal, das Katschtal und das Wölzertal (**Abb. 3-6**).

Das morphologische Abbild spiegelt das in **Abb. 3-4** dargestellte Störungsmuster der Region eindeutig wider. Neben der über Krakaudorf bis nach Oberwölz verlaufenden Preberseestörung ist auch die Seetalstörung über Ranten bis Murau morphologisch nachgezeichnet.

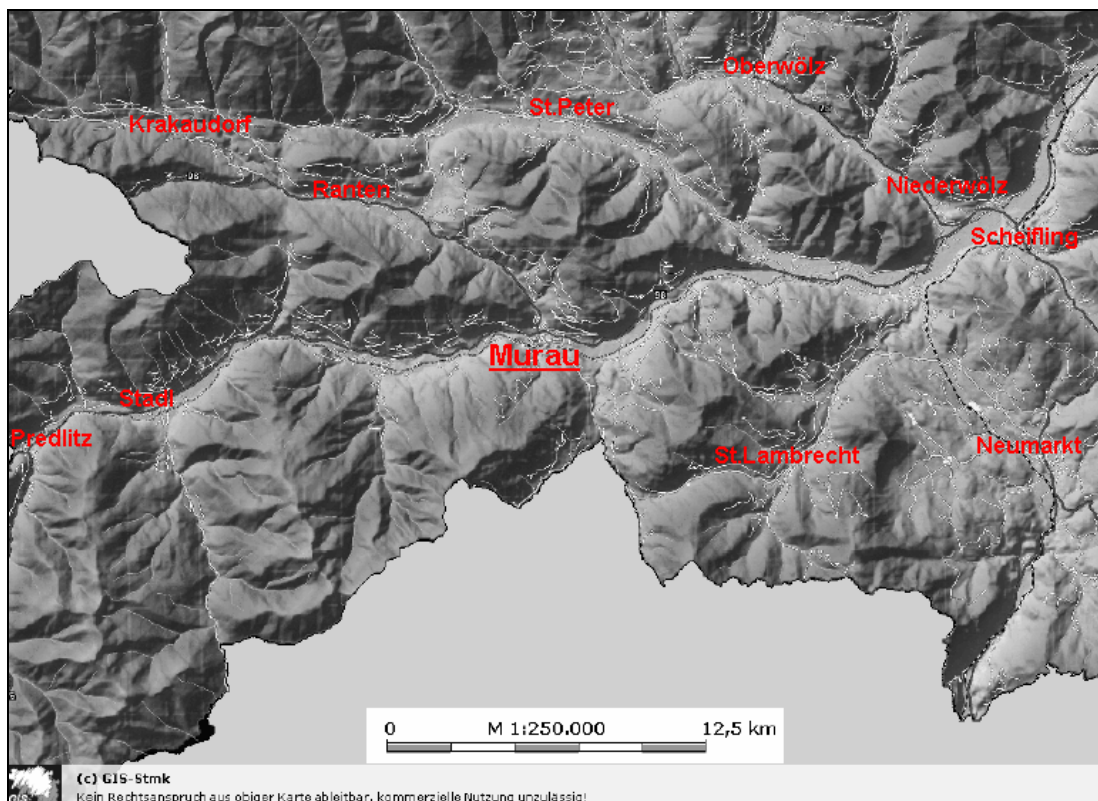


Abb. 3-6: Reliefkarte des Großraumes um Murau (Quelle GIS Steiermark)

Neben den bereits angeführten tektonischen Vorzeichnungen beeinflusste vor allem die Vergletscherung des letzten Hochglazial die heutige Morphologie eines Großteils des Gurktaler Deckensystems. Aufgrund der Konfluenz eines verhältnismäßig kleinen Seitengletschers aus den Wölzer Tauern mit dem Murtagletscher kam es zu einem regelrechten Aufstauen der gesamten Eismasse. Dies bewirkte, dass sich ein Großteil dieses Eisstroms über den Neumarkter und Perchauer Sattel Richtung Süden bewegten. Die dabei abgerundeten Felskämme und Gipfel (von den Seetaler Alpen bis zu den Gurktaler Alpen) zeigen sich heute in den typischen runden Formen, Bergrücken und sanften Hügeln (KOLLMANN & STROBL, 1994).

Pleistozäne Moränen und Schotterablagerungen finden sich verbreitet nördlich von St. Peter am Kammersberg, um Krakaudorf und entlang bzw. östlich des Thayagrabens (Region um Neumarkt). Neben quartären, alluvialen Ablagerungen entlang der Vorfluter wurden östlich von Ranten und im Raum Oberwölz jungtertiäre Sedimente wie das Wölzer Konglomerat ausgewiesen (siehe Geologische Karte, **Abb. 3-3**).

4 DIE GROSSHANGBEWEGUNG LÄRCHBERG / GALGENWALD

4.1 Einleitende Beschreibung des Arbeitsgebietes

Die Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald befindet sich ca. 2 Kilometer nordwestlich von Murau (Steiermark, Österreich) und erfasst einen Teil der südwestlichen Flanke des Rantenbachtals südöstlich des Gehöfts Fritz über das Brandstättereck bis an den Verlauf des Lärchbaches (Abb. 4-1).

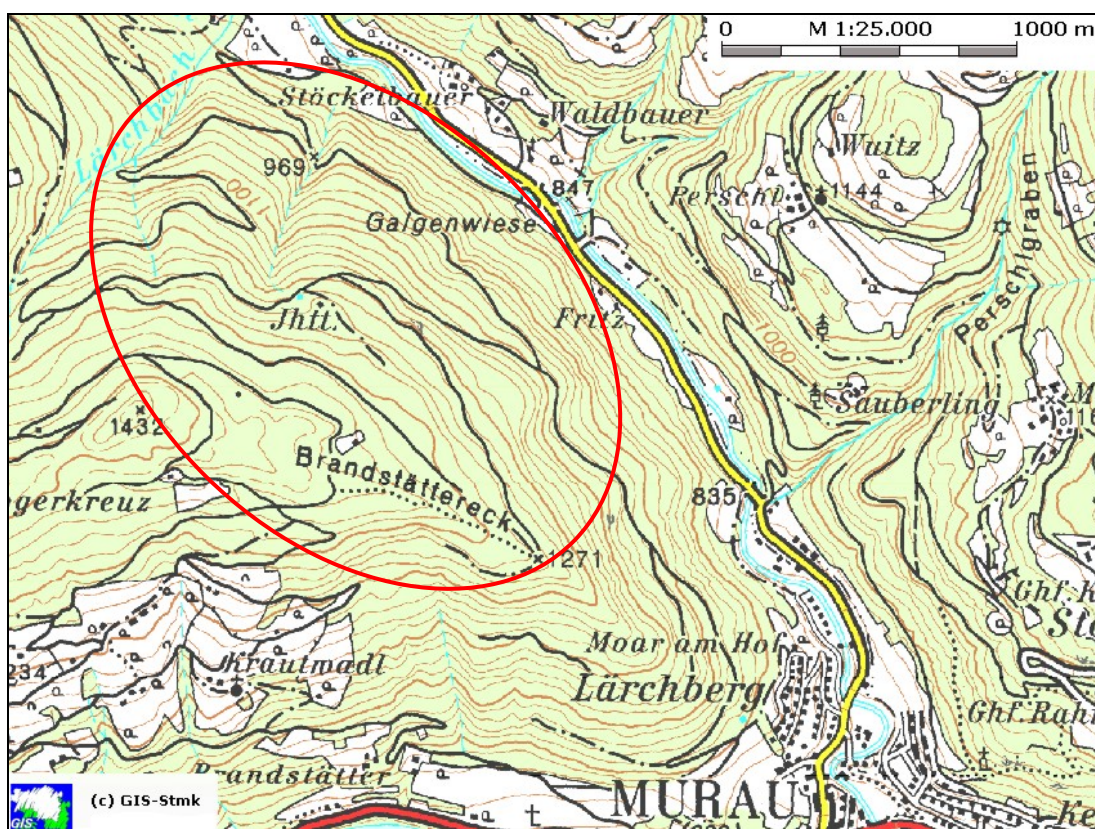


Abb. 4-1: Regionale Übersichtskarte ÖK 50. Die Lage der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald (Gem. Murau, Steiermark) ist rot umrandet.

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich über eine Fläche von ca. 3,5 km² von 840 m ü. NN bis 1432 m ü. NN und ist mit Ausnahme einiger Lichtungen bewaldet. Nicht zuletzt aufgrund einer Vielzahl an zum Teil neu ausgebauten Fortstraßen können die

Aufschlussverhältnisse als gut bezeichnet werden. Das Gebiet ist mit Ausnahme einer Jagdhütte und dem leer stehenden Gehöft Fritz am Fuß des Hanges unbesiedelt. Durch die annähernd geschlossene Vegetationsdecke bieten sich grundsätzlich wenig Angriffsflächen für erosive Prozesse. Neben mehreren kleine Bächen und Gräben auf der Süd- und Nordseite des Lärchberges übernimmt vor allem der in den Rantenbach mündende Lärchbach einen Großteil der Entwässerung der Talflanke.

Außer der gefassten Quelle im zentralen Bereich der Talflanke (nahe der Jagdhütte) treten entlang des Lärchbaches mehrere kleine Quellen an Schichtgrenzen zu Tage. Ein weiterer Quellaustritt befindet sich in unmittelbarer Nähe des Gehöfts Fritz. Niederschlags- und Schüttungsmessungen wurden bei dieser aus dem Hangfuß austretenden Quelle über mehrere Jahre durchgeführt und dokumentiert.

4.1.1 Historischer Rückblick

Bereits im Jahr 1983 führte POHL in einem ingenieurgeologischen Gutachten erste Untersuchungen an der Talflanke durch und bemerkte, dass die Bewegungen als langsame Kriechbewegungen unter Auflockerung des Gefüges der Kalkmarmore stattfinden. Ausgehend von einer Wechsellagerung aus Phylliten und Kalkmarmoren kam er zum Schluss, dass die Talflanke als Talzusub im Frühstadium anzusehen ist und erwartete Felsstürze aus den Kalkmarmoren im Ausmaß von einigen 1.000 bis wenigen 10.000 m³. Als Schutzmaßnahmen wurden Messungen der Bewegungen, Instandhaltung der Forstwege zur Minimierung des Wasserzuflusses in die Spaltenbereiche und das Aufschütten eines Dammes zum Schutz der Bundesstraße B96 und des Rantenbaches vorgeschlagen (POISEL et al., 2003).

In einer gutachterlichen Stellungnahme empfahl BECKER (2001) die Errichtung eines Schutzdammes, die Installation von Seilextensiomern über den Abrisspalten, die geodätische Beobachtung der Flanke vom Gegenhang und eine vorübergehende Sperre der B96 bei anhaltenden Niederschlägen über 25 bis 30mm/d.

Bei einem Felssturz im April 2001 gelangten Blöcke von mehreren Kubikmetern auf das ca. 60 Meter breite Vorfeld der B96. Daraufhin wurde ein Teil des Gebietes laut Steiermärkischen Katastrophenschutzgesetz (§6 Abs. 1, LGBl. Nr. 62 vom 16. März 1999) zum Sperrgebiet erklärt. Weiters wurden im Frühsommer 2001 zehn

Seilextensiometer installiert und eine Niederschlagsmessstation errichtet. Zum Schutz der B96 vor abrollenden Felsblöcken wurde im Juni 2001 ein 300 Meter langer und 5 Meter hoher Damm entlang der Straße aufgeschüttet.

Nach Erstellung eines Untersuchungs- und Überwachungsprogrammes durch die Steiermärkische Landesregierung, Fachabteilung 19B (Schutzwasserwirtschaft und Bodenwasserhaushalt) startete im Juni 2002 die geodätische Beobachtung der Talflanke mittels Servotheodolit vom Gegenhang und die geotechnische Prospektion der Talflanke.

Im Zuge einer geologisch-geotechnischen Kartierung der Massenbewegung Lärchberg-Galgenwald durch BECKER & HERMANN (2002) wurden 3 Aktivitätsbereiche ausgedehnt (siehe **Abb. 4-2** und **4-3**):

- Aktivitätszone 1 – Rotationsrutschkörper mit hoher rezenter Aktivität
- Aktivitätszone 2 – rezent aktiver Kriechhang
- Aktivitätszone 3 – derzeit ruhende Hangdeformation („alte Sackung“)

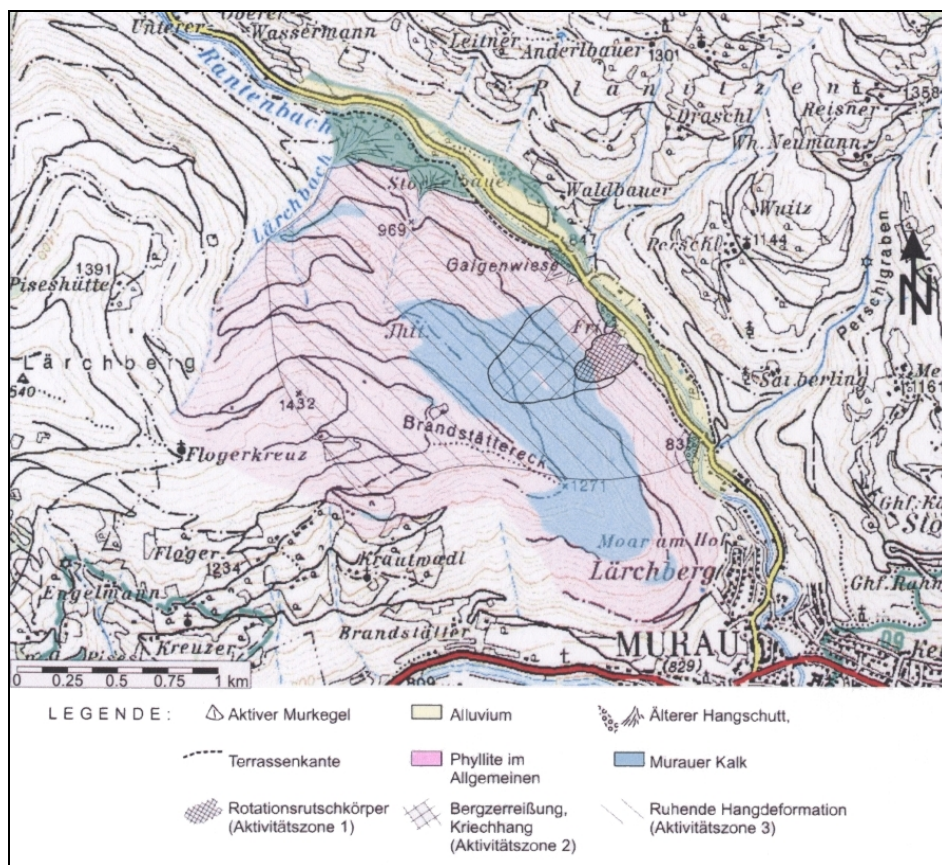


Abb. 4-2: Ingenieurgeologische Karte der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald; Kartengrundlage ÖK 1:50.000 (ANGERER et al., 2005)

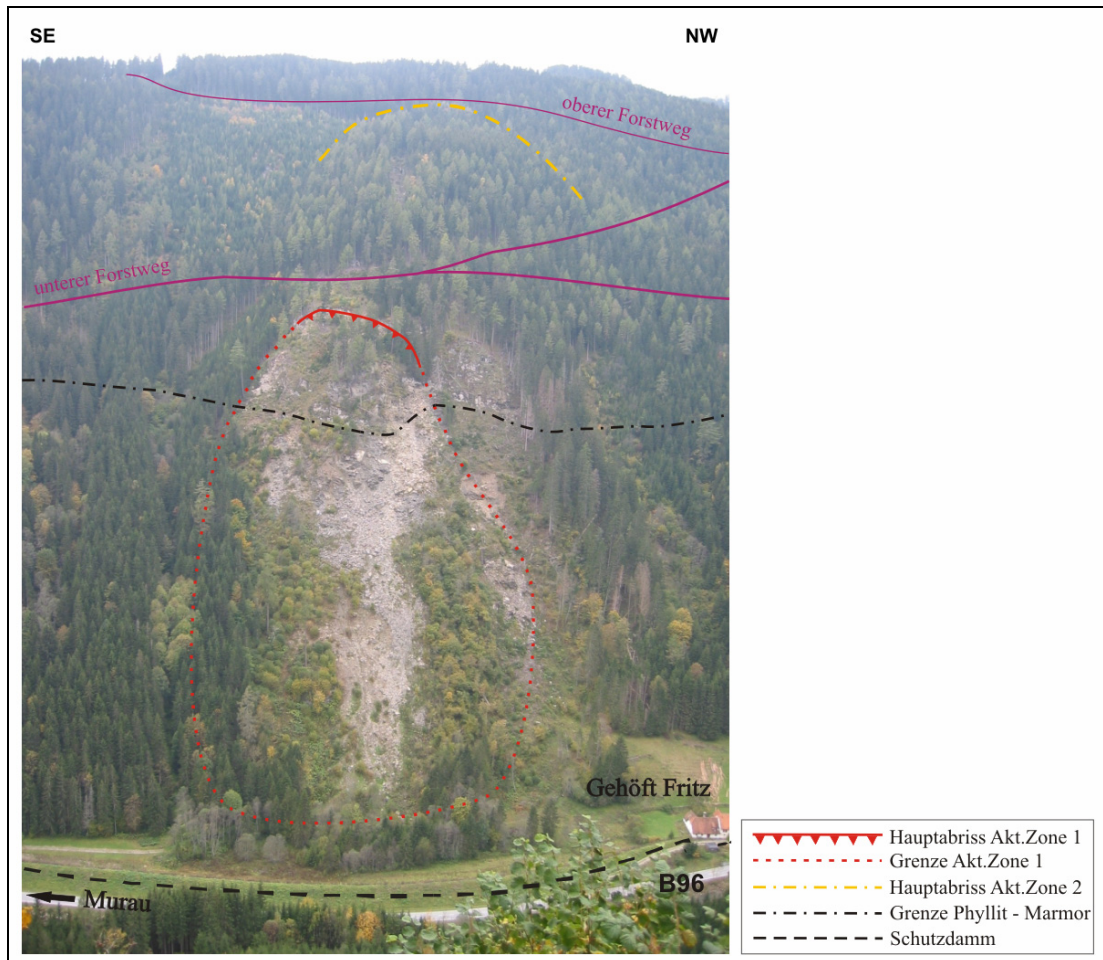


Abb. 4-3: Ansicht der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald von Nordost (Gegenhang)

Die Mess- und Untersuchungsergebnisse stellten vor allem die Basis für die Risiko- und Schadensbewertung eines möglichen Felssturzereignisses dar und mündeten in mehrere Berichte und Arbeiten (z.B. ANGERER et al., 2003; ANGERER et al., 2005; HERMANN & LOIZENBAUER, 2004; KALCHER & PÖLLINGER, 2003; POISEL et al., 2003).

Aufbauend auf den Ergebnissen der geotechnischen Erkundung und numerischer Modellierung leitete man folgende Gefährdungsszenarien ab:

- 1) Abrollende Blöcke
- 2) Felsmassenstürze bis zu 50.000 m^3
- 3) Abgehen der Aktivitätszone 1 als Talzuschub (geschätztes Volumen ca. 250.000 m^3)

- 4) Abgehen der Aktivitätszone 2 als Talzuschub (geschätztes Volumen bis zu $10 \times 10^6 \text{ m}^3$) mit einem Auf- bzw. Rückstau des Rantenbaches und einer mögliche Flutwelle beziehungsweise eines Großmurenereignisses

Wenngleich die Szenarien 1 und 2 plötzlich und ohne Vorwarnung eintreten können, erwartet man sich bei den Szenarien 3 und 4 eine Vorwarnung in Form von intensiven Blockabstürzen und von Trends abweichende Messergebnisse der Bewegungen in den Aktivitätszonen 1 und 2.

4.2 Geologie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet wird überwiegend von altpaläozoischen Abfolgen der Murauer Decke aufgebaut. Die Basis des Lärchberges besteht aus einer phyllitischen Sequenz, die der Murauer Gruppe zugeordnet wird. Die feinblättrigen, meist grauen Phyllite zeigen Einschaltungen von dunklen, graphitischen Phylliten, Quarzphylliten und vereinzelt geringmächtigen Grünschiefern und karbonatischen Phylliten. Weiters treten untergeordnet Linsen von diaphoritischen Granatglimmerschiefern zu Tage, welche als tektonische Schürflinge nahe der Deckengrenze interpretiert werden (POISEL et al., 2003).

Die phyllitische Abfolge wird von einer durchschnittlich 300 Meter mächtigen Sequenz von Kalkmarmoren überlagert. Diese Einheit wird den Murauer Kalken zugeordnet und stellt eine Abfolge von gut gebankten bis plattig und geschiefert, feinkörnigen Marmoren dar. Die zumeist gelblich-blauen bis grauen Marmore zeigen an der Basis eine straffere Foliation. In höheren Abschnitten der Einheit und an den Grenzen zur phyllitischen Sequenz treten häufig Linsen und Zwischenlagen im cm- bis dm-Bereich aus sandigen Phylliten und sandigen Kalkmarmoren auf.

Die Kalkmarmore leiten gegen das Hangende in Graphitphyllite der Murauer Gruppe mit Einschaltungen grünlicher Quarzite über (**Abb. 4-4** und **4-5**).

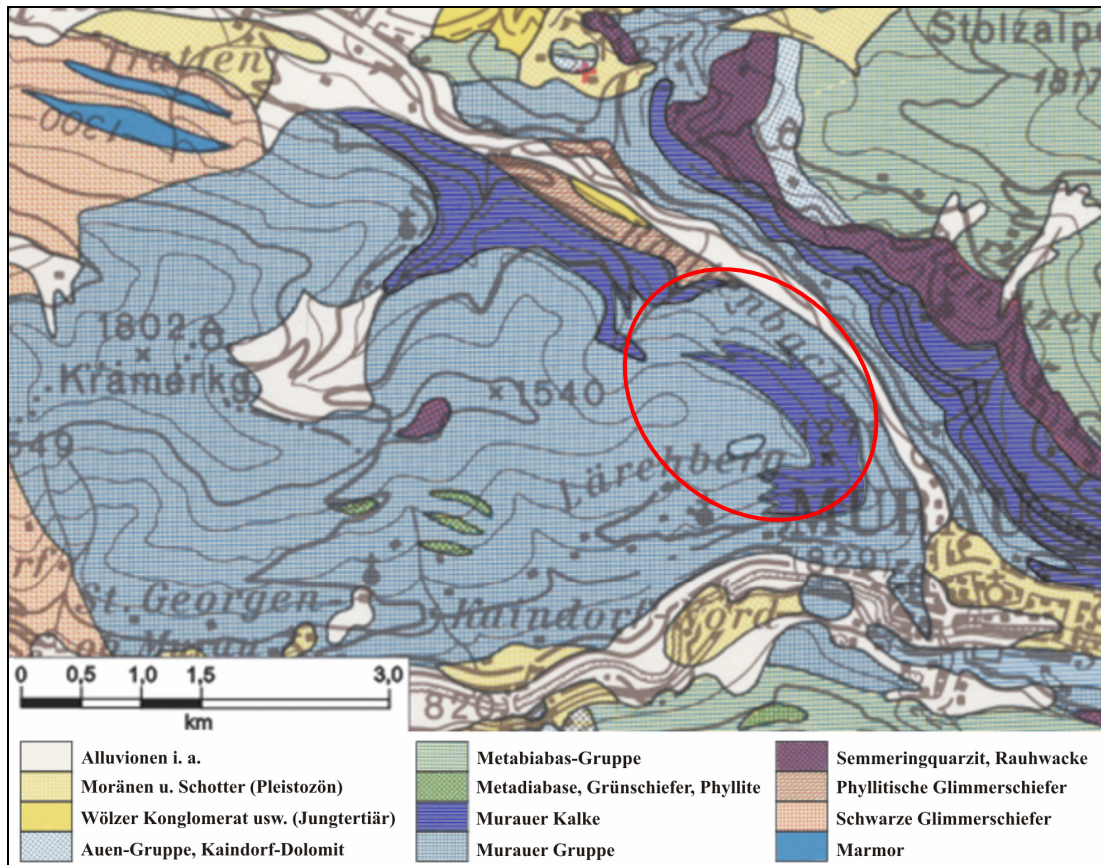


Abb. 4-4: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Ausschnitt aus NEUBAUER, 1980). Das Gebiet der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald ist rot gekennzeichnet.

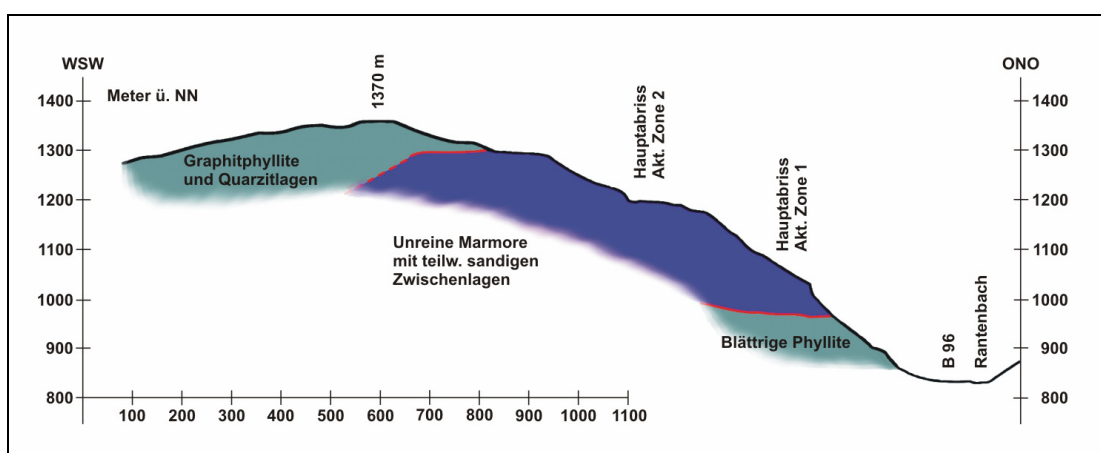


Abb. 4-5: Schematisches geologisches Profil durch das Arbeitsgebietes (verändert nach POISEL et al., 2003)

Die Grenze zwischen den an der Basis gelagerten Phylliten und den darüber liegenden Marmoren fällt generell 10 bis 15° hangauswärts nach Norden. Der Hangfuß im Bereich der Aktivitätszone 1 ist größtenteils mit Hangschutt und Blöcken der Marmore abgedeckt und zeigt kleinere Lockergesteinsrutschungen.

4.2.1 Strukturgeologischer Überblick

Ein dominierendes Gefügeelement des Arbeitsgebietes ist die zumeist nach NW einfallende Schieferung. In den Kalkmarmoren ist die Schieferung zumeist planar ausgebildet und fällt flach bis mittelsteil hangauswärts Richtung NW bis NNW.

Die phyllitische Sequenz zeigt eine größere Streuung in der Orientierung und Inklination der Schieferung (**Abb. 4-6**). Dies erklärt sich durch die plastische Verformbarkeit des Materials und die Deformation aufgrund des überlagernden Marmorblocks. Dem Materialverhalten entsprechend zeigen sich die Schieferungsflächen wellig bis unruhig. Vielfach sind die vorgefundenen Lagerungsverhältnisse kritisch zu betrachten, da besonders im Bereich der aktiven Hangrutschung rotierte beziehungsweise verkippte Großblöcke auftreten.

Bezug nehmend auf Kapitel 2.2.2 ist mit den hier vorliegenden Lagerungsverhältnissen (Hangauswärtsfallen der Diskontinuitätsflächen) bereits eine Grundvoraussetzung für gravitative Hangdeformation gegeben.

Neben angedeuteten Verfaltungen in der phyllitischen Basis und im Hangenden der Marmorsequenz sind vor allem westlich der Aktivitätszone 2 bis an den Lärchbach mehrere Falten mit Faltenlängen im Bereich von einigen Metern bis wenigen 10 Metern aufgeschlossen. Die geschlossenen bis offenen Falten zeigen N-S bis NNW-SSO verlaufende Faltenachsen und treten vor allem im Kontaktbereich zwischen Marmoren und Phylliten auf. In den tieferen Abschnitten der Marmorsequenz zeigen sich Verfaltungen im Dezimeter- bis Meterbereich mit schieferungsparallelen Faltenachsen.

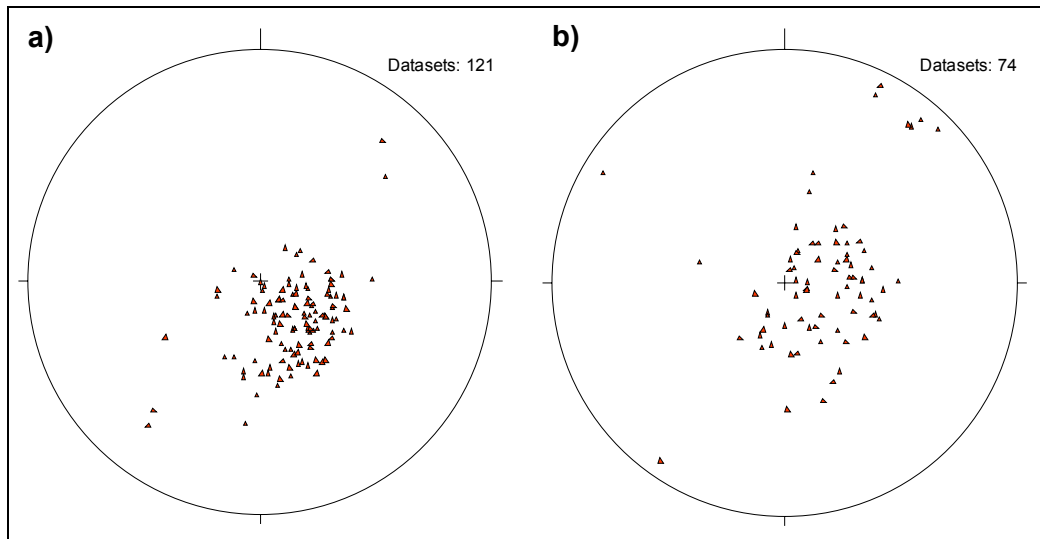


Abb. 4-6: Stereographische Polpunktprojektion der Schieferungsflächen (a) der Marmore und (b) der phyllitischen Abfolge

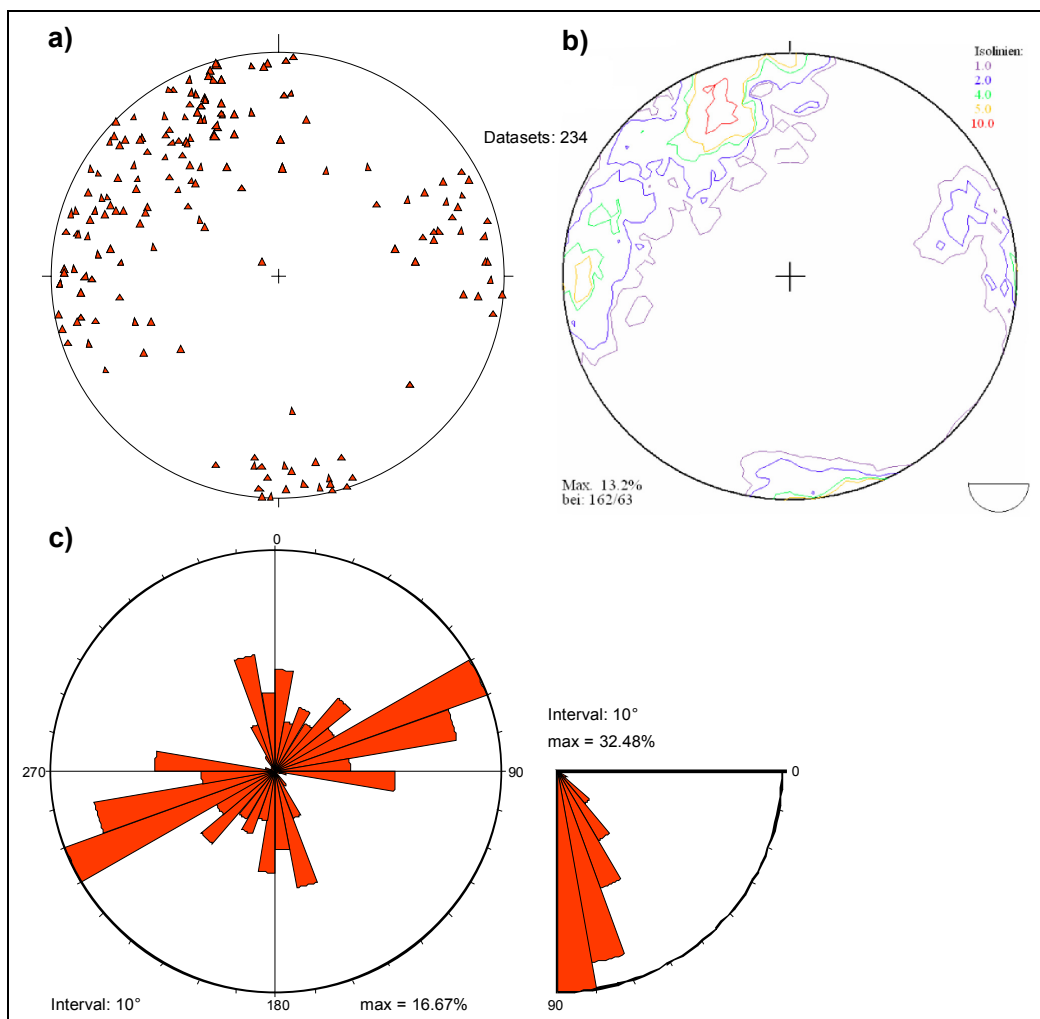


Abb. 4-7: (a) Stereographische Polpunktprojektion, (b) Isolinien­darstellung des Trenn­flächen­gefüges der Kalk­marmore (ohne Schieferungs­flächen) und (c) Richtungs­rose der Streich­richtungen

Das Hauptbruchsystem in den Kalkmarmoren bildet steil stehende N-S bis NNW-SSO streichende beziehungsweise WSW-ONO streichende Brüche in meist konjugierter Konfiguration aus. Neben mittelsteilen, nach NW einfallenden Klüften treten in allen Aufschlussbereichen mehrere untergeordnete Kluftscharen auf (**Abb. 4-7**).

In der phyllitischen Abfolge sind diese Kluftsysteme zwar in Ansätzen weiter verfolgbar, jedoch kommt es auch hier zu einer größeren Streuung der Messergebnisse. Auffällig ist, dass die Orientierung der Hauptkluftsysteme zwar mit denen der Marmore korrelierbar ist, die Kluftflächen aber grundsätzlich flacheres Einfallen zeigen (**Abb. 4-8**).

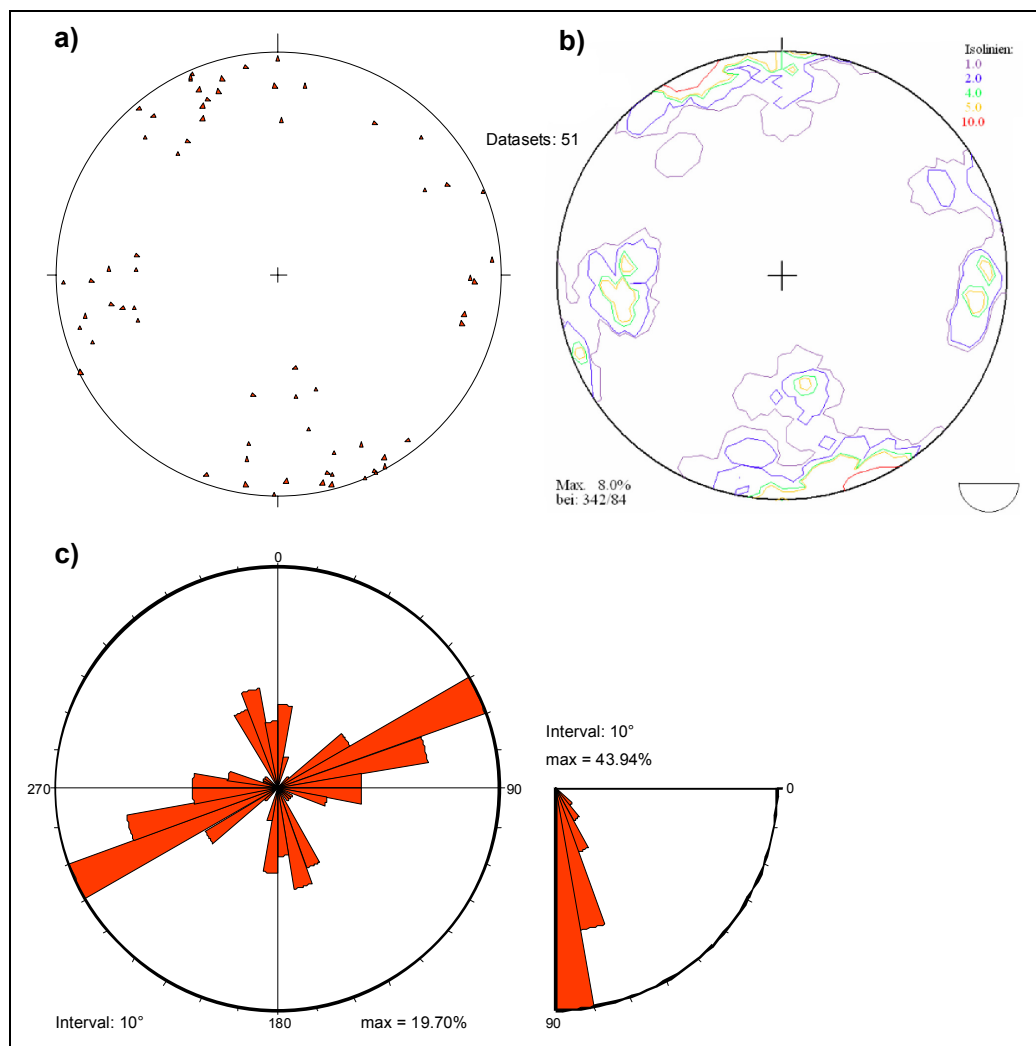


Abb. 4-8: (a) Stereographische Polpunktprojektion, (b) Isoliniendarstellung des Trennflächengefüges der Phyllitsequenz (ohne Schieferungsflächen) und (c) Richtungsrose der Streichrichtungen

Die Streichrichtung des dominanten Kluftsystems (rote Bereiche der Richtungsrose in **Abb. 4-9**) verläuft ungefähr parallel zu den großen Störungssystemen nördlich von Murau (Oberwölz-Tamsweg-Seitenverschiebungskorridor). Die in **Abb. 4-9** blau beziehungsweise grün eingezeichneten Kluftsysteme zeigen annähernd orthogonal zueinander stehende Streichrichtungen, welche eine Konfiguration von synthetischen und antithetischen Riedelscherflächen wider spiegeln.

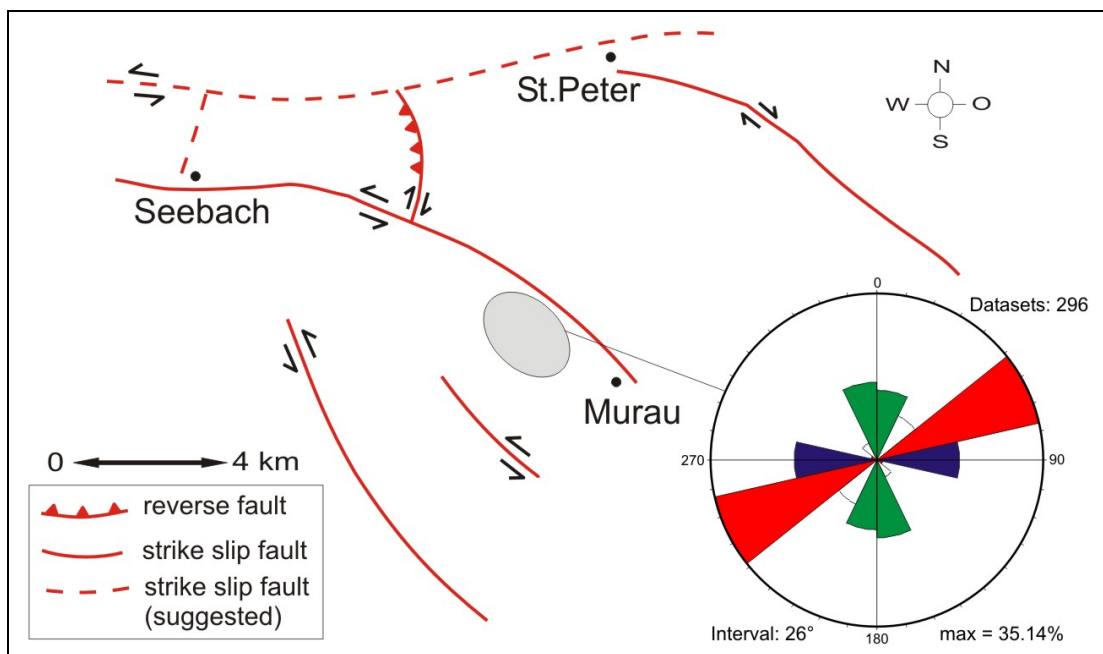


Abb. 4-9: Störungsmuster des Arbeitsgebietes mit Richtungsrose der Streichrichtungen der Kluftflächen (verändert und ergänzt nach EDER & NEUBAUER, 2000)

4.3 Morphologie des Arbeitsgebietes

Das Rantenbachtal zeigt wie auch das Katsch- und Wölzerbachtal einen NW-SO Verlauf und zeichnet seinerseits die Seetalstörung bis nach Murau nach (**Abb. 3-5**).

Das schmale Trogtal zeigt im Verlauf entlang des Arbeitsgebietes eine durchschnittliche Breite des Talbodens von 80 bis maximal 200 Metern. Östlich des Brandstätterecks, im Bereich des von NO in das Rantenbachtal einfallenden Perschlgrabens, und nordwestlich des Lärchbaches verengt sich das Tal auf eine Breite von 30 bis 40 Metern.

Das Arbeitsgebiet weist eine NO bis NNO Exposition auf. Weiters werden der rezent weitgehend ruhenden Sackungsmasse (Aktivitätszone 3) kleine Abschnitte auf der Südseite des Lärchberges (westlich des Brandstätterecks) zugerechnet (**Abb. 4-2** und **4-11**).

Der Bereich der Aktivitätszone 3, zwischen Galgenwiese und Lärchbach, zeigt eine durchschnittliche Hangneigung von 28° . In den rezent aktiven Abschnitten erreicht das Gefälle Durchschnittswerte von 32 bis 34° , wobei der Hang innerhalb der aktiven Felsrutschung und unter dem Hauptabriss der Aktivitätszone 2 Maxima mit über 40° aufweist (**Abb. 4-10**). Südlich beziehungsweise südöstlich des Brandstetterecks fällt die Talflanke mit bis zu 38° Richtung Murau. Auf der orographisch linken Seite des Rantenbachtals nimmt die durchschnittliche Hangneigung Werte zwischen 27 und 30° an.

Die Abrisszonen der Aktivitätszonen 1 und 2 treten aus dem relativ gleichmäßigen Hangprofil morphologisch besonders hervor. Der Abriss der aktiven Felsrutschung auf 1060 Meter ü. NN zeigt auf einer Länge von ca. 70 Metern eine bis zu 10 Meter breite Abbruchnische. Der Hangfuß ist bis auf eine Höhe von circa 970 Metern mit Block- und Hangschutt bedeckt und bildet auf Höhe 920 Metern eine deutliche Geländestufe aus.

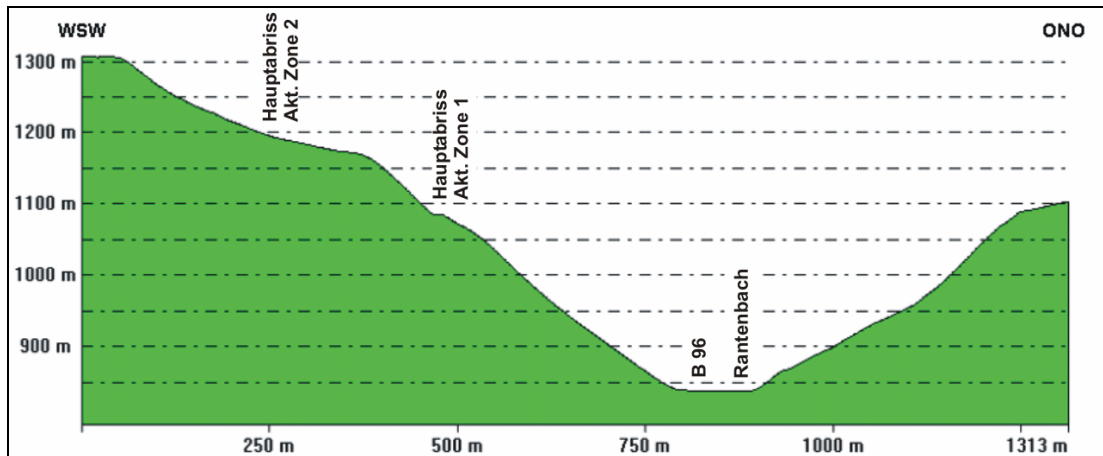


Abb. 4-10: Profil durch die Aktivitätszonen 1 und 2 und einen Teil des Gegenhanges

Der Abrissbereich der Aktivitätszone 2 streicht bis an den oberen Forstweg auf 1230 Meter ü. NN und lässt auf Versatzbeträge um 15 Meter schließen (**Abb. 4-10**). Unterhalb der Abbruchzone ist eine Verebnung entwickelt, welche in den steil abfallenden Hang übergeht beziehungsweise nach Westen ausläuft und in wellige Hangmorphologie (Buckelflächen) überleitet. Neben Zonen intensiver Bergzerreißung weisen Verwitterungsmerkmale der Felsformationen und Säbelwuchs des Baumbestandes auf eine lang andauernde Kriechbewegung hin (POISEL et al., 2003).

Neben mehreren kleineren Gräben und Rinnen stellen der Lärchbach und der Graben oberhalb des Gehöfts Stöckelbauer die markantesten Einkerbungen in das Arbeitsgebiet dar. Am Hangfuß der beiden Hauptgräben ist ein deutlicher Hangschuttkegel ausgebildet, welcher mit durchschnittlich 10° vom Hangfuß bis an die Talsohle fällt (**Abb. 4-11**).

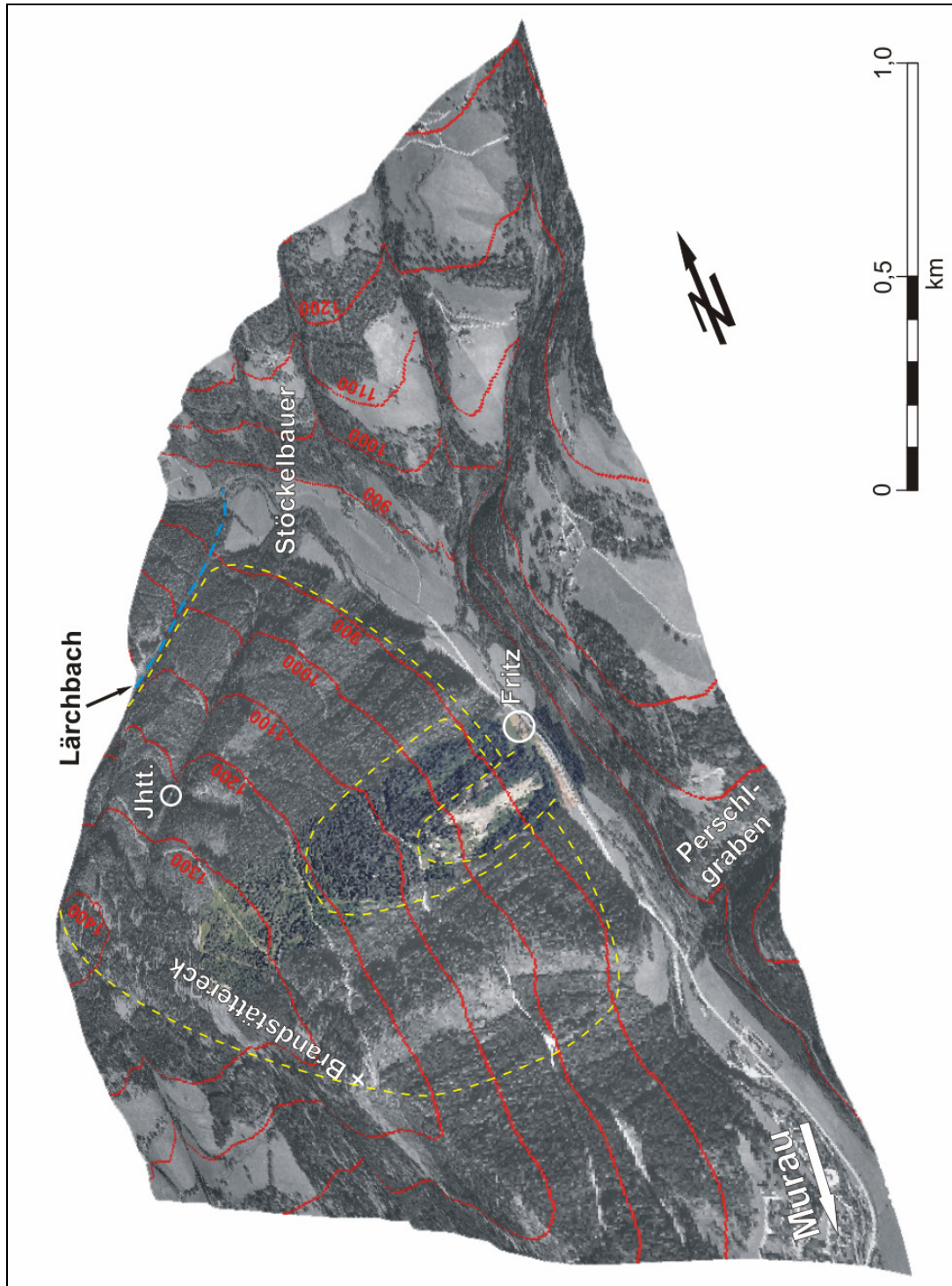


Abb. 4-11: Digitales Geländemodell mit überlagerter Luftbildaufnahme und schematischer Markierung der Aktivitätszonen. Ansicht von OSO.

5 AKTIVITÄTSZONEN DER GROSSHANGBEWEGUNG

Die grundlegende Einteilung der Aktivitätszonen der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald wurde von BECKER & HERMANN (2002) übernommen. Die Ausscheidung von 3 Zonen unterschiedlicher rezenter Aktivität gründet auf den verschiedenen morphologischen Erscheinungen, den unterschiedlichen Deformationsstrukturen und den Ergebnissen der Bewegungsmessungen mittels Seilextensiometer und Servotheodolit (Abb. 5-1, sowie Abb. 4-2, 4-3 und 4-11).

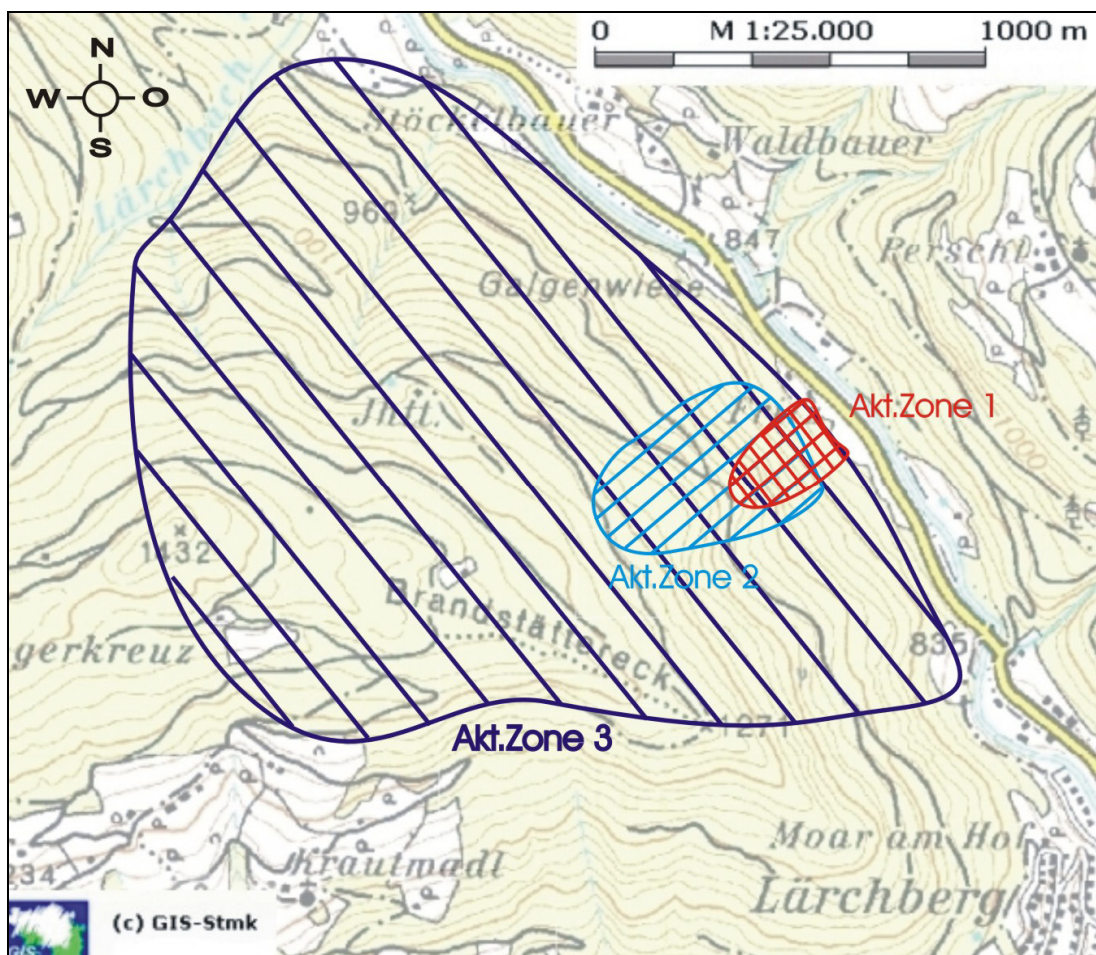


Abb. 5-1: Lageplan der Aktivitätszonen der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald. Kartengrundlage ÖK 1:50.000

Das Hauptbruchsystem in den Kalkmarmoren bildet steil stehende N-S bis NNW-SSO streichende beziehungsweise WSW-ONO streichende Brüche in meist konjugierter Konfiguration aus. Neben mittelsteilen, nach NW einfallenden Klüften treten in allen Aufschlussbereichen mehrere untergeordnete Kluftscharen auf (**Abb. 4-7**).

In der phyllitischen Abfolge sind diese Kluftsysteme zwar in Ansätzen weiter verfolgbar, jedoch kommt es auch hier zu einer größeren Streuung der Messergebnisse. Auffällig ist, dass die Orientierung der Hauptkluftsysteme zwar mit denen der Marmore korrelierbar ist, die Kluftflächen aber grundsätzlich flacheres Einfallen zeigen (**Abb. 4-8**).

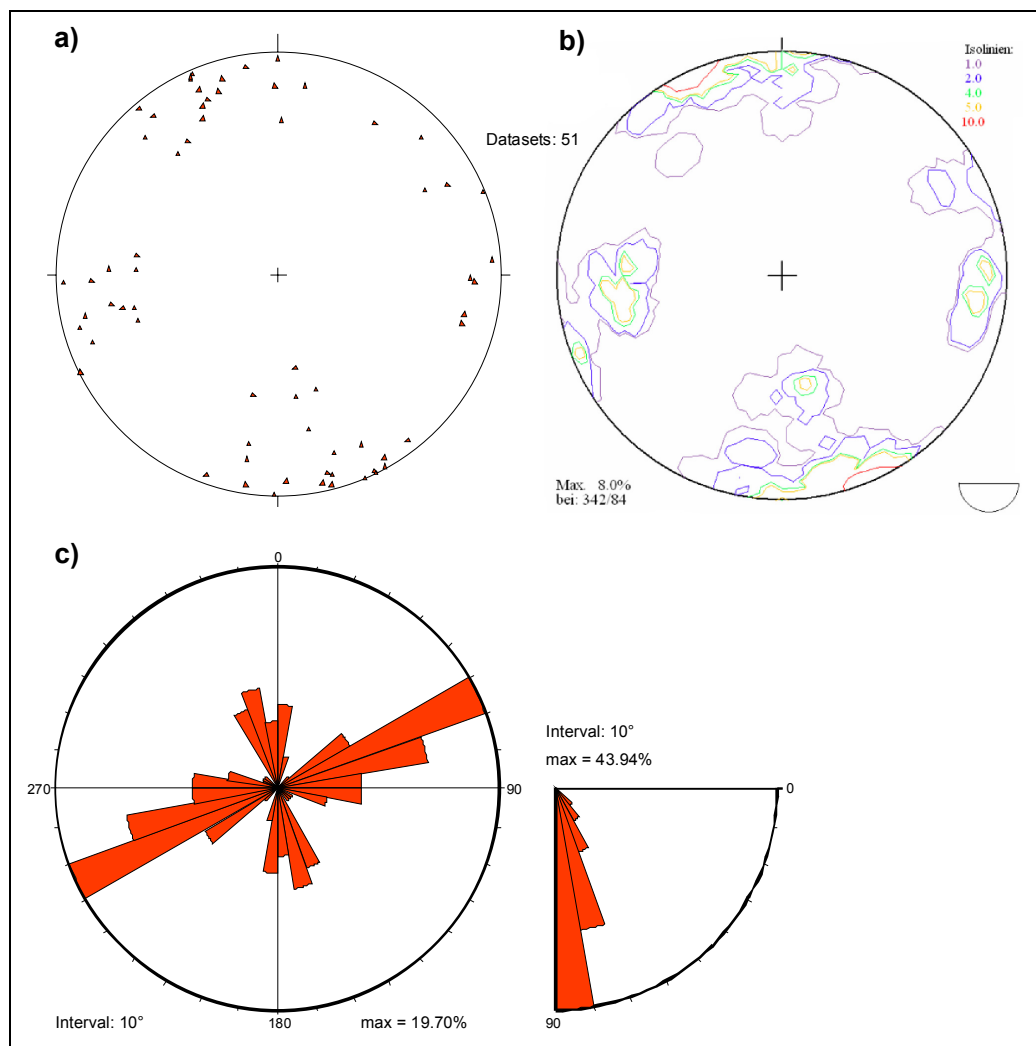


Abb. 4-8: (a) Stereographische Polpunktprojektion, (b) Isoliniendarstellung des Trennflächengefüges der Phyllitsequenz (ohne Schieferungsflächen) und (c) Richtungsrose der Streichrichtungen

5.1 Aktivitätszone 1

5.1.1 Einleitende Beschreibung und Morphologie

Die Aktivitätszone 1 weist rezent die höchsten Bewegungen auf und setzt unterhalb des unteren Forstweges in Form einer markanten Abrisspalte ein. Der im Kartenbild sichelförmige Hauptabriss ist über eine Länge von circa 70 Metern verfolgbar und zeigt Öffnungsweiten von bis zu 10 Metern (**Abb. 5-2** und **5-3**). Entlang und unterhalb des Hauptabrisses zeugen Säbelwuchs beziehungsweise schief stehende Bäume von den hohen Bewegungsraten dieses Bereichs. Die Öffnung des Hauptabrisses erfolgt mit circa 30 cm pro Jahr.



Abb. 5-2: Ansicht des Hauptabrisses der Aktivitätszone 1. Ansicht von NNW.

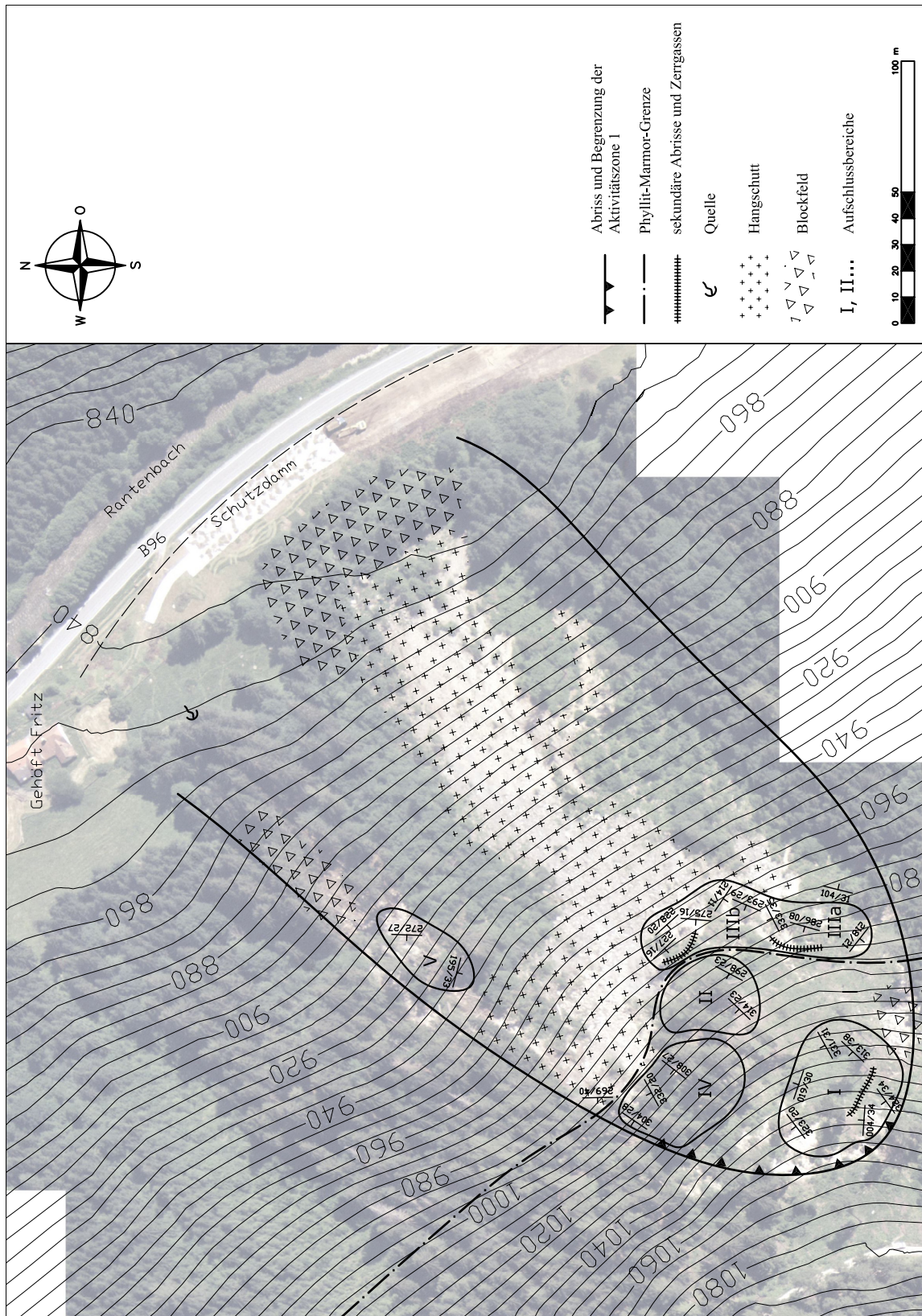


Abb. 5-3: Lageplan der Aktivitätszone 1 mit eingezeichneten Aufschlussbereichen.

Im zentralen und westlichen Bereich der Aktivitätszone 1 treten die Marmorsequenzen zumeist als Felstürme oder Felsrippen mit steilen, wandbildenden Trennflächen zu Tage. Im östlichen Bereich der Marmorabfolge ist im Ausstreichen einer markanten Zerrgasse eine Blockhalde entwickelt, welche in den letzten Jahren immer wieder Rutschungserscheinungen zeigte. Basierend auf den internen Strukturen der Marmor- und Phyllitsequenzen dieser Zone können mehrere Homogenitäts- beziehungsweise Aufschlussbereiche (I bis V) unterteilt werden (**Abb. 5-3**).

Die phyllitische Abfolge ist größtenteils mit frischem Hangschutt der darüber liegenden Marmore bedeckt. Auf circa 920 Meter ü. NN ist eine hangparallele Geländestufe ausgebildet und leitet steil abfallend in den Hangfuß über. Durch die Übersteilung des Fußbereiches und dem ständigen Nachschub an abbröckelndem Material sind in diesem Bereich mehrere Lockergesteinsrutschungen von geringerem Ausmaß zu beobachten. Das Vorfeld bis an den Schutzdamm ist durch eine Vielzahl an abgerollten Blöcken geprägt. Aufgrund des Bewuchses und der Verwitterung der Blöcke lassen sich aktuelle (Felssturzereignis 2001) und reliktsche Blockfelder unterscheiden (HERMANN & LOIZENBAUER, 2004).

Neben mehreren kleinen Hangschuttbewegungen im Bereich des Hangfußes konnte im Spätsommer 2005 auf Höhe 970 Meter (im zentralen Bereich der Aktivitätszone) eine oberflächliche Rutschung des Hangschuttes mit einer Breite von circa 20 Metern und einer Transportlänge von rund 50 Metern beobachtet werden (**Abb. 5-4**).



Abb. 5-4: Oberflächliche Hangrutschung auf Höhe 970 Meter ü. NN im zentralen Bereich der Aktivitätszone 1 mit angedeuteter Bewegungsrichtung (roter Pfeil). (September 2005)

5.1.2 Internstruktur der Aktivitätszone 1

Die Aufschlussbereiche der Aktivitätszone 1 wurden in 5 Homogenitäts- bzw. Aufschlussbereiche unterteilt (**Abb. 5-5**). Diese Aufgliederung basiert auf den erhobenen geologischen Parametern und deckt sich weitgehend mit den von HERMANN & LOIZENBAUER (2004) ausgeschiedenen Ablösebereichen.

In einem ersten Schritt wurde die lithologische Grenze zwischen den Marmorsequenzen und der darunter liegenden phyllitischen Abfolge untersucht und nach verfolgt. Daraus resultierte die grundsätzliche Trennung von Bereichen mit phyllitischem Gesteinsinhalt (IIIa, IIIb und V) und der Marmorabfolge (I, II und IV). Mittels Clusterverfahren wurden die erhobenen Bruchsystemparameter in repräsentative Gruppen zusammengefasst und ausgewertet.

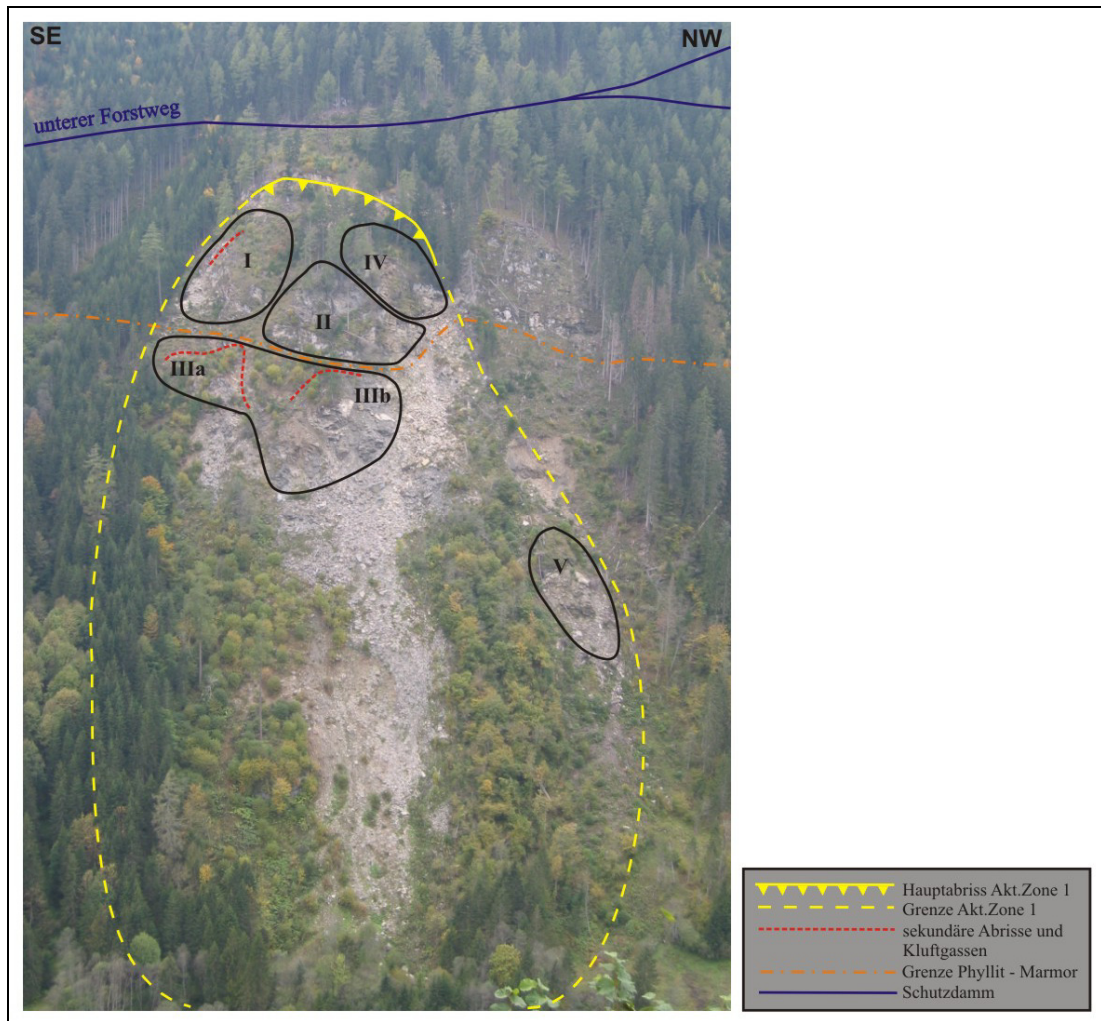


Abb. 5-5: Aufschlussbereiche der Aktivitätszone 1. Ansicht von Nordost.

5.1.2.1 Aufschlussbereiche der Phyllitabfolge

Der Aufschlussbereich V liegt im westlichen Bereich der Aktivitätszone 1 zwischen 900 und 940 Meter ü. NN. Es stehen grünliche Schiefer und quarzitische Phyllitschiefer an. Die Morphologie ist von verkippte Großblöcken geprägt und zeugt von der starken Deformation dieses Bereiches (**Abb. 5-6**).



Abb. 5-6: Ansicht von Nordwest des Aufschlussbereiches V auf Höhe 925 Meter ü. NN.

Die weit- bis engständigen Schieferungsflächen fallen flach hangeinwärts. Die als anstehend interpretierten Gesteine zeigen steil bis mittelsteil einfallende Trennflächen. Neben der Schieferung als dominantes Trennflächensystem wurden 2 Hauptkluftsysteme ausgeschieden (**Abb. 5-7**).

Das dominante Kluftsystem (K1) fällt mittelsteil nach Nordwest ein. Ein markanter hangparalleler Bruch durchzieht den gesamten Aufschlussbereich und zeigt steil bis mittelsteiles Hangeinwärtsfallen (210/62). Die oberflächlich oft im Millimeter- bis Zentimeterbereich geöffneten Trennflächen sind durchwegs mit feinem Sediment darüber liegender Phyllitschichten gefüllt.

Kluftabstände im Dezimeter- bis Meterbereich führen zu blockigen, monoklinen Kluftkörpern mit Kubaturen bis mehrere Kubikmeter. Der Gebirgsverband ist aufgelockert bis lose.

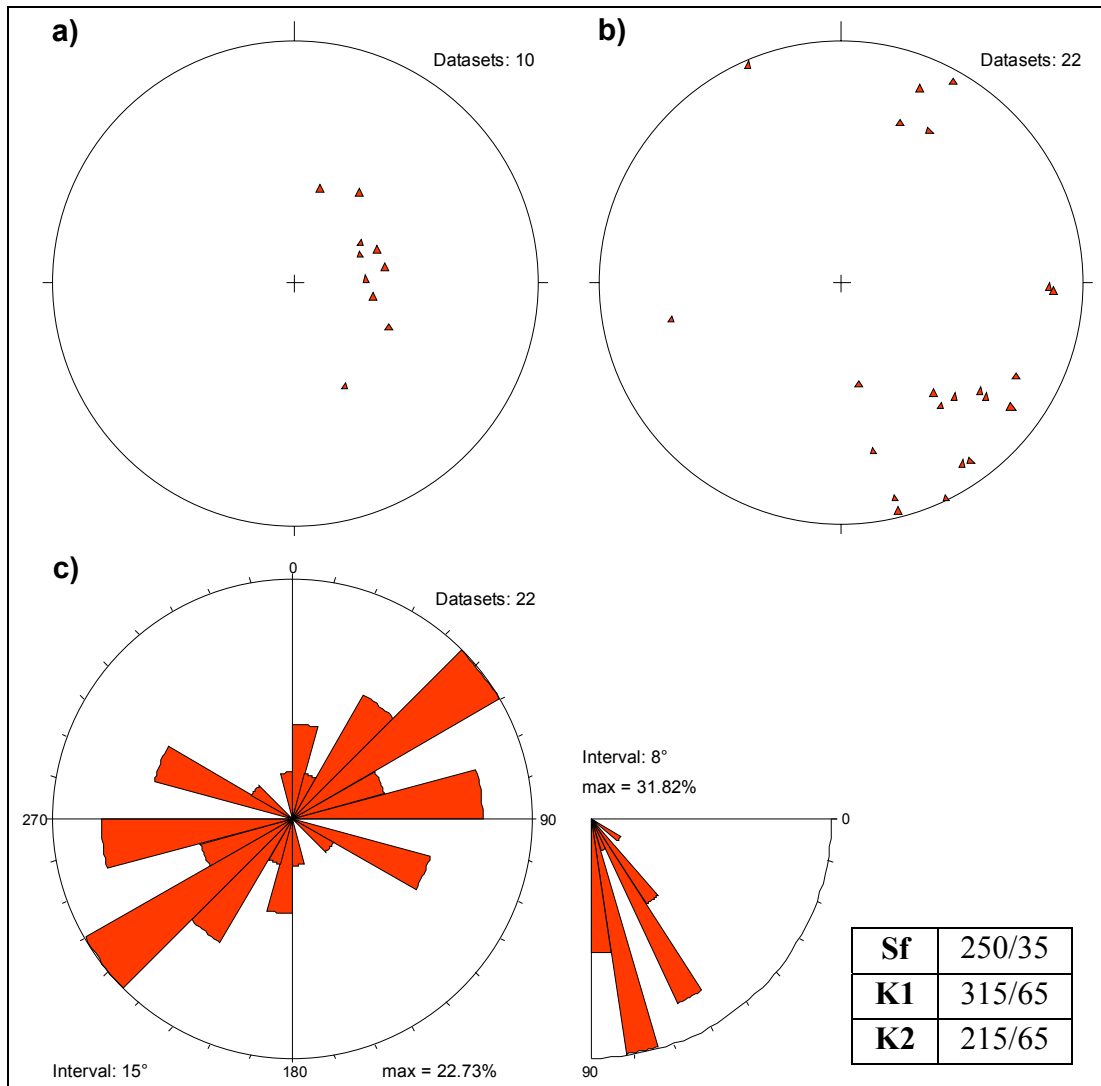


Abb. 5-7: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches V. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgenommen.

Aufschlussbereich IIIa befindet sich im östlichen Bereich der Aktivitätszone 1 und liegt direkt an der Phyllit-Marmor-Grenze. Der Abschnitt ist zwischen 960 und 1000 Meter ü. NN eingrenzt. Eine hangparallele Abrisskante mit einer Länge von circa 25 Metern und einer Öffnungsweite von maximal 3 Metern stellt die Begrenzung zu den darüber liegenden Marmoreinheiten dar. Dieser Abriss geht gegen Norden in einen hangabwärtsfallenden Graben über, welcher die morphologische Grenze zu Aufschlussbereich III b darstellt.

Im Bereich nahe dem begrenzenden Graben stehen graphitische Phyllite und engständig geschieferte Kalkschiefer an. Südlich davon dominieren sandige Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen.

Mehrere oberflächennahe Abrisskanten und Setzungsstufen führen zu einer weitgehenden Streuung der Lagerung. Die Schieferung zeigt tendenziell jedoch flaches Hangeinwärtsfallen. Steile NW-SO beziehungsweise NO-SW streichende Kluftsysteme (K1 und K2) mit Kluftabständen im Dezimeterbereich bilden in Verbindung mit den Schieferungsflächen kleintafelige bis kleinsäulige Kluftkörper (Abb. 5-8). Das Zusammenspiel dieser Parameter zeigt sich für den aufgelockert bis losen Gebirgsverband verantwortlich.

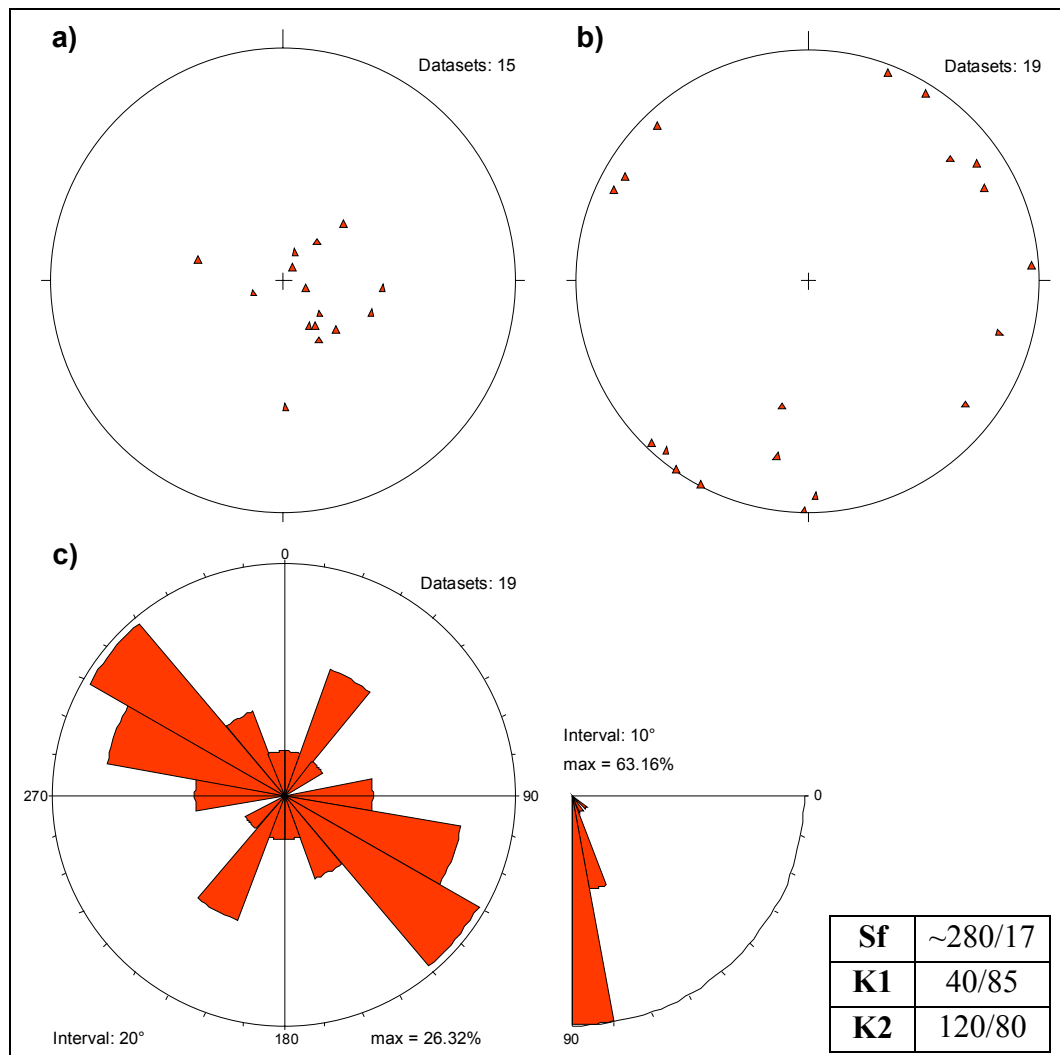


Abb. 5-8: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches IIIa. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgeschlossen.

Aufschlussbereich III b bildet im Streichen die nördliche Verlängerung des Bereiches III a und tritt zwischen 955 und 980 Meter ü. NN zu Tage.

Im Bereich des begrenzenden Grabens sind Kalkphyllite und quarzitischer Schiefer mit Zwischenschaltungen von graphitischen Phylliten aufgeschlossen. Es zeigt sich eine unregelmäßige Wechsellagerung mit Schichtstärken zwischen 20 und 30 cm. Im zentralen Bereich der Felsrutschung wird durch eine hangparallele Zerrspalte ein teilweise überhängender Felsturm generiert (**Abb. 5-9**).



Abb. 5-9: Stark übersteilter und teilweise überhängender Felsturm des Aufschlussbereiches III b auf 965 Meter ü. NN. Ansicht von Osten.

Die Zerrspalte auf Höhe 975 Meter ü. NN zeigt auf einer Länge von circa 25 Meter Öffnungsweiten bis 3 Meter und eine Tiefe von bis zu 5 Meter. Der Felsturm ist primär aus Kalkphylliten und Kalkschiefern mit Zwischenlagen quarzitischer Phyllite aufgebaut (**Abb. 5-10**).



Abb. 5-10: Felsturm des Aufschlussbereiches III b auf 985 Meter ü. NN. Die Zerrspalte verläuft vom oberen rechten Bildrand hinter dem Felsturm bis an den unteren linken Bildrand. Ansicht von Norden.



Abb. 5-11: Ausschnitt des Aufschlussbereiches III b auf 965 Meter ü. NN. Ansicht von Südosten.

An der Basis des Felsturmes stehen Phyllite (teilweise graphitführend) und Kalkphyllite an. Die in Wechsellagerung vorliegenden Gesteine treten als „Rippen“ aus dem Hangschutt hervor (Abb. 5-11).

Die Schieferungsflächen fallen generell flach hangeinwärts und zeigen in den phyllitischen Lagen wellige Oberflächen. Die Inklination variiert zwischen 15 und 25°. Auffällig ist eine „radiale“ Anordnung der Fallrichtungen um den zentralen Bereich der Aktivitätszone 1 (siehe Abb. 5-3). Die dominanten Kluftsysteme zeigen steiles bis mittelsteiles Einfallen und streichen WSW-ONO (K1) beziehungsweise N-S (K2) und steiles Einfallen nach SO (K3).

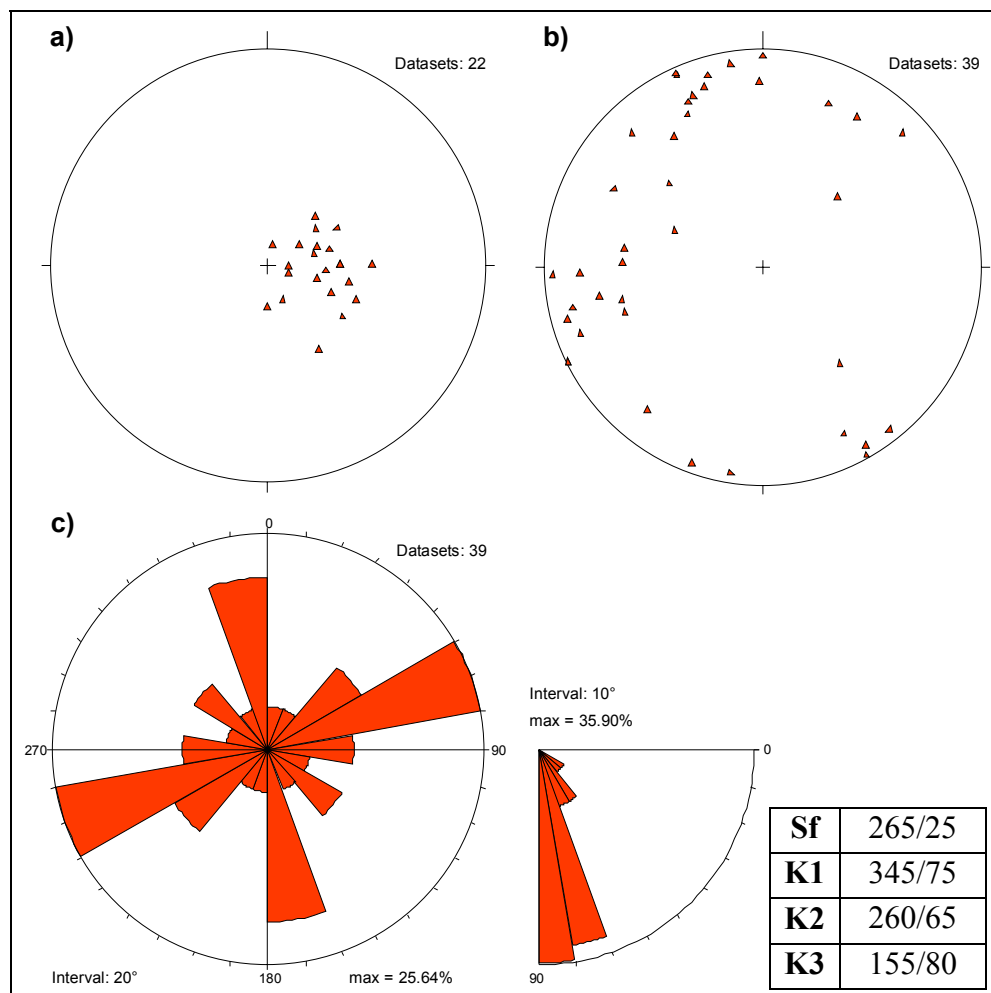


Abb. 5-12: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches III b. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgenommen.

Der Kluftabstand ist durchwegs in einem Bereich von wenigen bis einigen Dezimetern angesiedelt. Großklüfte mit Kluftabständen im Meterbereich zeigen sich für die Bildung von Großblöcken mit einem Volumen von mehreren Kubikmetern verantwortlich (**Abb. 5-13**).



Abb. 5-13: Ausschnitt des Aufschlussbereiches III b auf 975 Meter ü. NN. Ansicht von Norden.

Neben dem überwiegendem Teil an kaum geöffneten beziehungsweise mit phyllitischen Material verfüllten Klüften, zeigen sich besonders in den Kalkphyllitlagen Öffnungsweiten im Zentimeterbereich. Da diese Diskontinuitäten kaum bis keinen Kluftflächenbelag oder Füllungen zeigen, werden sie als Indiz für die rezente Deformation dieses Bereiches herangezogen.

Im Zusammenspiel mit dem steil nach SO einfallendem Bruchsystem (K3) generiert das Trennflächengefüge würfelige bis tafelige Kluftkörper und einen mäßig aufgelockerten Gebirgsverband (siehe **Abb. 5-9** und **Abb. 5-11**).

5.1.2.2 Aufschlussbereiche der Marmorsequenz

Aufschlussbereich I ist im zentralen Bereich der Aktivitätszone unterhalb des Hauptabbrisses zwischen 1015 und 1060 Meter ü. NN situiert. Die Einheiten bilden im Bereich unter dem Hauptabbriss eine Steilstufe und werden als Härtlingsrippe von etwa 12 Metern Mächtigkeit interpretiert (HERMANN & LOIZENBAUER, 2004). Parallel zum Ausstreichen des Hauptabbrisses ist eine markante Zerrgasse innerhalb der Aktivitätszone 1 auf einer Länge von etwa 25 Metern entwickelt. Diese Zerrgasse zeigt talwärts einen progressiven Zuwachs der Öffnungsbreite von einigen Zentimetern bis 4 Meter und ist weitgehend mit Blöcken und Hangschutt gefüllt.



Abb. 5-14: Ansicht des Aufschlussbereichs I von Osten. Der Zerrgraben und das Blockfeld befinden sich hinter der Felsrippe am linken Bildrand. (Oktober 2004)

Am Ende der Zerrgasse beziehungsweise am Fuß der Felsrippe ist eine Blockhalde entwickelt. Nachrutschende Blöcke und Hangschutt aus der Zerrgasse zeugen in unregelmäßigen Abständen von der hohen rezenten Aktivität dieses Bereiches (Abb. 5-15).

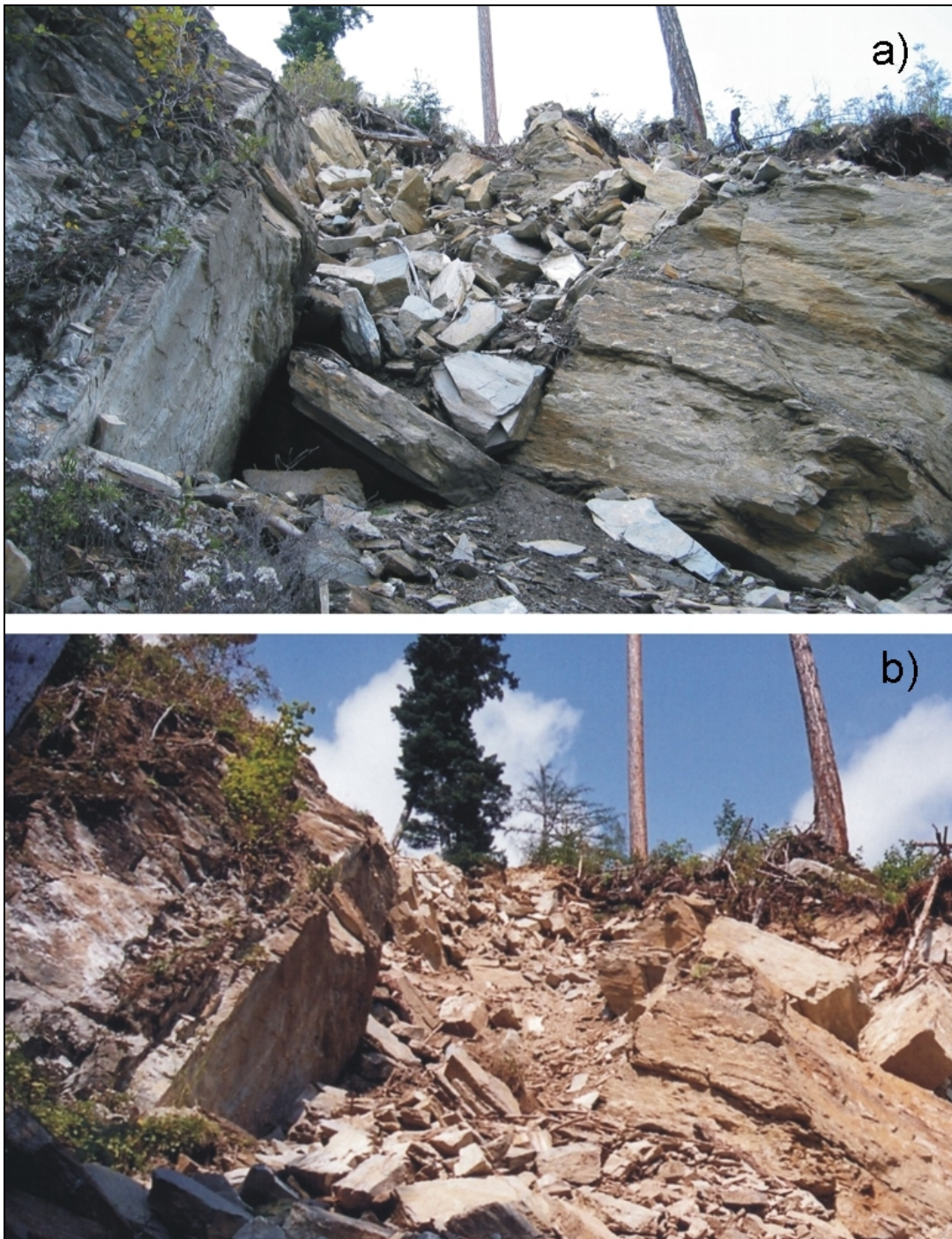


Abb. 5-15: Ansicht der Zerrgasse von Osten auf Höhe 1035 Meter ü. NN. a) Oktober 2004, b) September 2005.

Es stehen graue bis graublau gebänderte Marmore mit sandigen und eng geschieferten Zwischenlagen im Zentimeterbereich an. Entlang der nördlichen Grenze des Aufschlussbereiches sind plättige Kalkschiefer aufgeschlossen.

Die flach nach Norden beziehungsweise Nordwesten einfallenden Schieferungsflächen zeigen häufig Serizitbeläge. Die steilen Haupttrennflächen streichen in O-W und N-S Richtung und sind meist in konjugierter Konfiguration entwickelt.

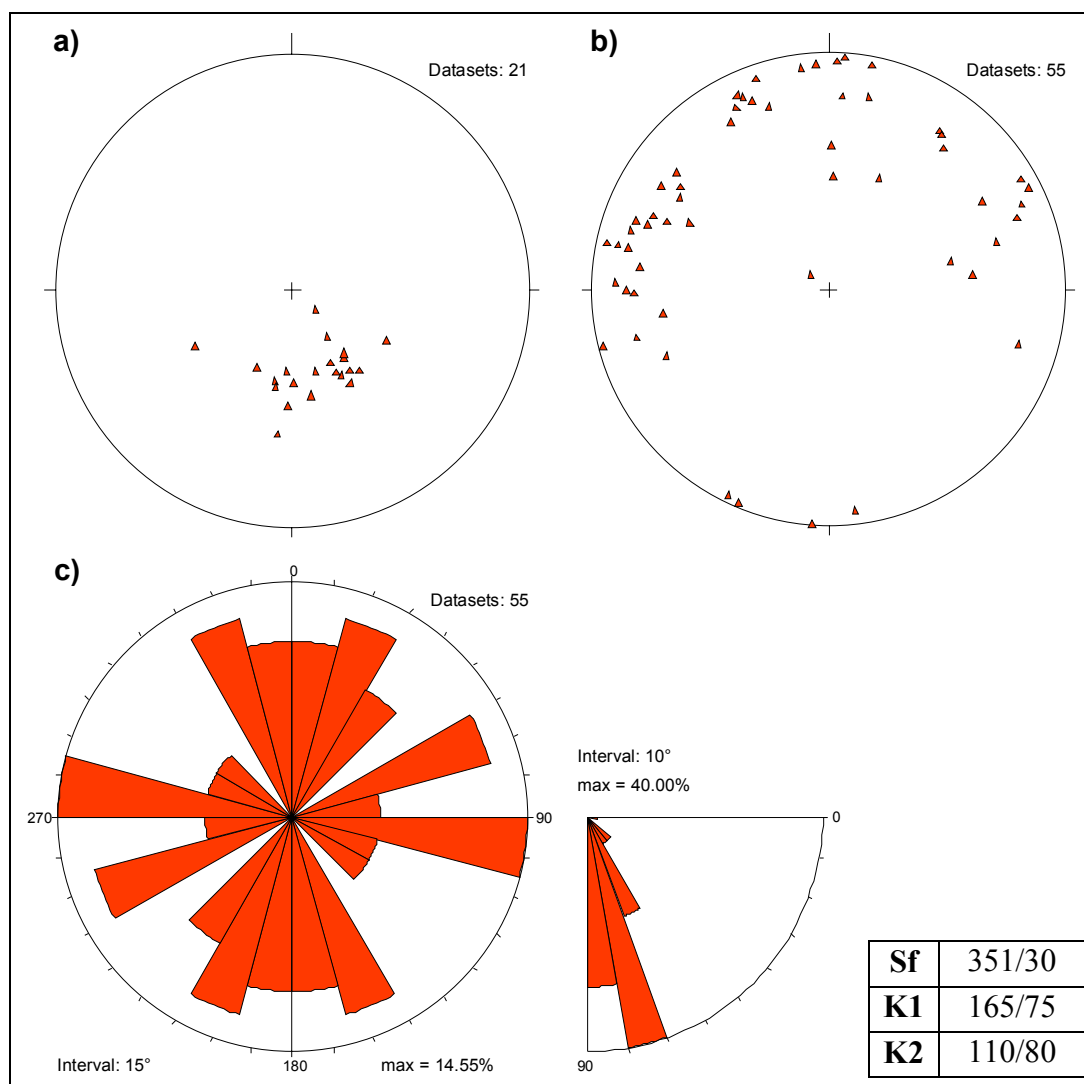


Abb. 5-16: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches I. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgeschlossen.

Es können grundsätzlich 2 Generationen von Trennflächen unterschieden werden. Zum einen rezent geöffnete beziehungsweise reaktivierte Trennflächen ohne merklichen Kluftbelag. Zum anderen ältere Trennflächen, welche deutliche Sinterbeläge aufweisen. Rezent aktivierte Brüche zeigen Öffnungsweiten im Zentimeterbereich und stellen wiederum ein Anzeichen für die aktive Deformation dieses Bereiches dar.

Kluftabstände im Dezimeter- bis Meterbereich erzeugen in den dickbankigen Marmoren großblockige, in den plattigen Marmoren täfelige Kluftkörper. Der Gebirgsverband kann als mäßig aufgelockert klassifiziert werden.

Aufschlussbereich II ist im Wesentlichen durch einen markanten Felsturm mit einer steil in den Zerrgraben des Aufschlussbereichs IIIb abfallenden Flanke charakterisiert. Das Areal erstreckt sich von 980 bis 1015 Meter ü. NN.

Die Abschnitte westlich des Zerrgrabens zeigen graue, verunreinigte Marmore mit sandigen Zwischenlagen geringerer Mächtigkeit. Die hier dickplattig gebankten Gesteine zeigen sich an der südlichen Grenze der Aufschlusszone dünnlagig und weisen in exponierten Lagen starke Verwitterungserscheinungen auf.

Die straffe bis engständige Schieferung fällt flach Richtung Nord bis Nordwest ein. Es wurden zwei steil einfallende Hauptkluftsysteme ausgeschieden, wobei die O-W streichende Kluftschar (K1) nur geringe Streuung in Orientierung und Inklination zeigt. Die zu K2 zusammen gefassten Diskontinuitäten decken jedoch eine größere Bandbreite an zugeordneten Sets ab. Diese grundsätzlich etwas flacher einfallenden Trennflächen streichen von N-S bis NO-SW (**Abb. 5-17**).

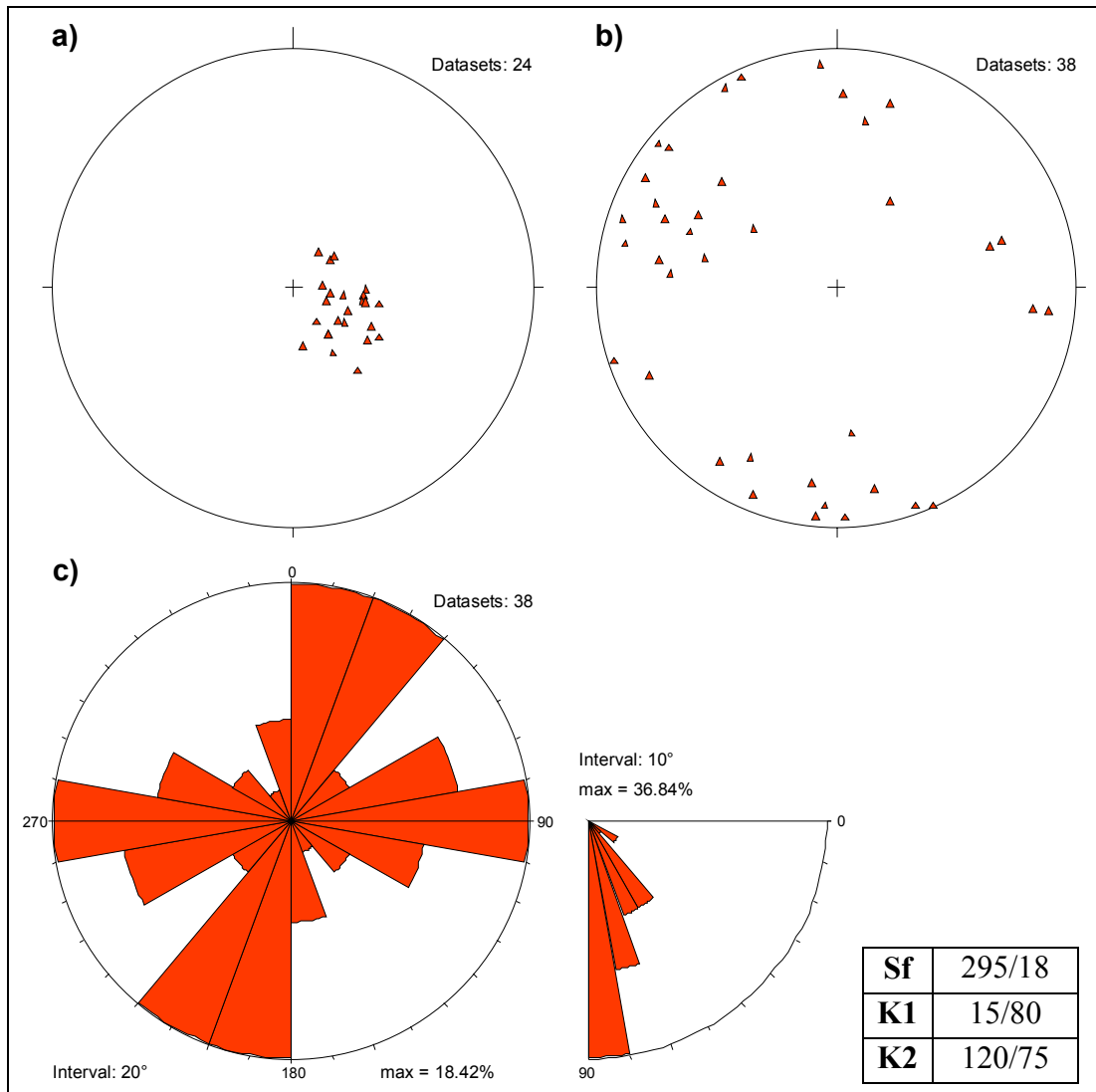


Abb. 5-17: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches II. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgeschlossen.

Die Kluftabstände variieren in einer Bandbreite weniger Dezimeter bis maximal 2 Meter. Auch in diesem Bereich kann deutlich zwischen geschlossenen beziehungsweise kaum geöffneten und rezent reaktivierten Klüften mit einer Öffnungsbreite von mehreren Zentimetern unterschieden werden. Kaum vorhandene oder fehlende Kluftfüllungen lassen ebenfalls auf junge Bewegungsvorgänge schließen.

Das Zusammenspiel sämtlicher Bruchsystemparameter zerlegt das Gebirge in blockige bis tafelige beziehungsweise kleintäfelige Kluftkörper und bewirkt eine mäßige Auflockerung der Verbandsfestigkeit.

Aufschlussbereich IV bildet den westlichsten Abschnitt der Marmorabfolge in Aktivitätszone 1 und verläuft unterhalb des Hauptabbrisse zwischen 995 und 1035 Meter ü. NN. Aufgrund der schwer zugänglichen Aufschlussbereiche musste die Untersuchung auf den Bereich im Ausstreichen der Abrisszone bis zum Aufschlussbereich II beschränkt werden.



Abb. 5-18: Ansicht des Aufschlussbereiches IV auf 1000 Meter ü. NN. Am rechten oberen Bildrand ist der ausstreichende Hauptabbriss der Aktivitätszone 1 gekennzeichnet (siehe Abb. 5-5). Ansicht von Nordosten.

Der Gesteinsinhalt setzt sich aus dickbankigen und plattigen Marmoren mit Einschaltungen von geschiefertem, „unreinen“ Marmoren zusammen. An der Basis dieser Einheiten ist wiederum der Kontakt zu den darunter liegenden, blättrigen Phylliten aufgeschlossen.

Die Schieferungsflächen fallen flach nach Nordwest und zeigen in ihrer Inklination eine markante Streuung von 8 bis 40°. Dies wird auf die Rotationen von Großblöcken in Richtung des Hauptabbrisses zurückgeführt.

Diese Blockbewegungen führen zu einer inhomogenen Verteilung der Klufflächenorientierung. Aus den Messergebnissen wurden 3 Kluftscharen ausgewiesen. Steile WSW-ONO streichende (K1) beziehungsweise NNW-SSO streichende Sets (K1), sowie mittelsteil nach NO einfallende Trennflächen (K3) repräsentieren die Haupttrennflächen dieses Bereiches.

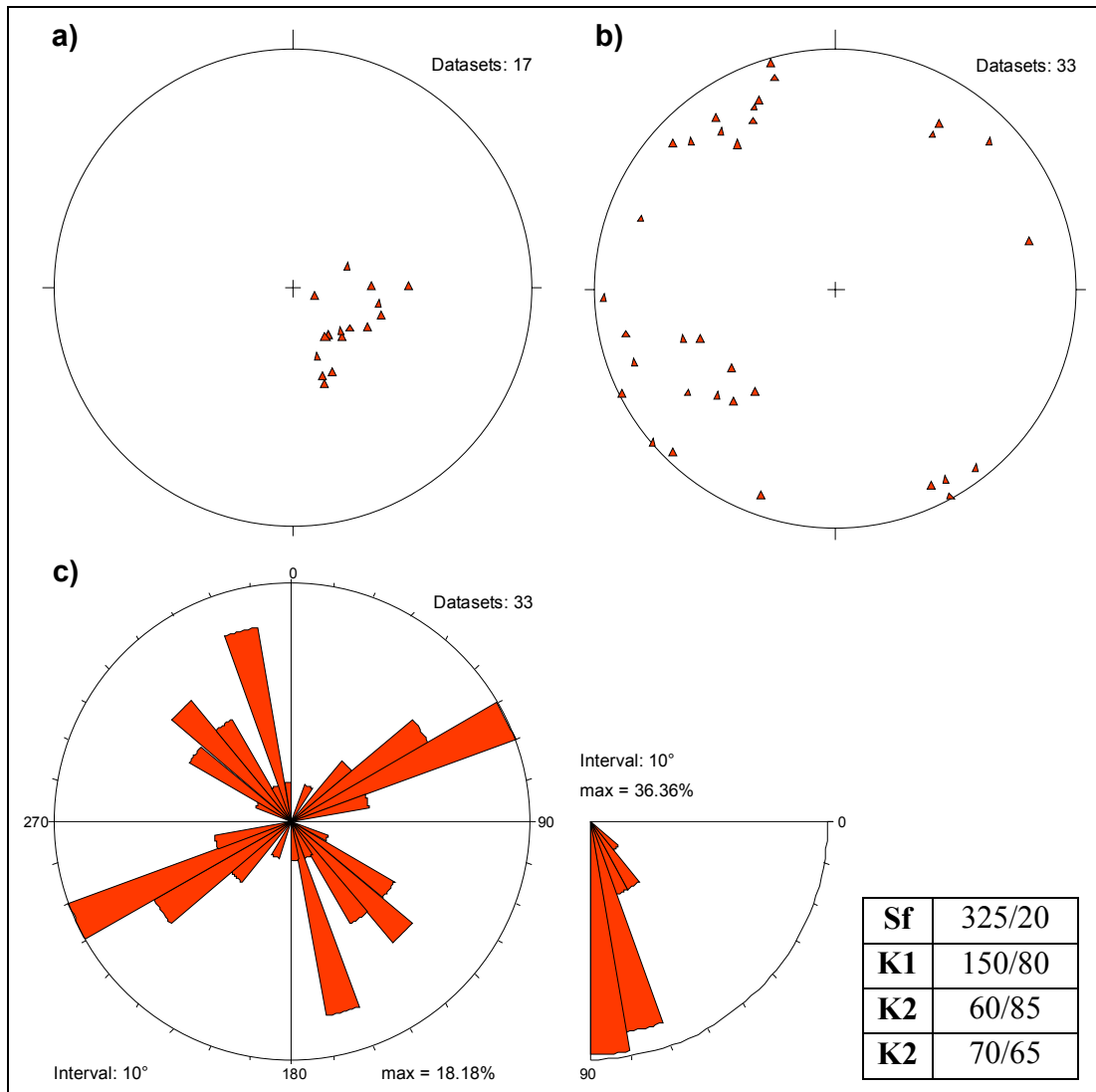


Abb. 5-19: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereiches IV. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgenommen.

Der Klufflächenabstand variiert zwischen mehreren Dezimetern und wenigen Metern. Die Verbandsfestigkeit muss als aufgelockert bis teilweise lose klassifiziert

werden. Die großwürfelig bis bankigen Kluffkörper erreichen Kubaturen von einigen Kubikmetern bis mehrere Zehner Kubikmeter. Die Trennflächen zeigen häufig Öffnungsweiten von mehreren Zentimetern und sind generell nicht oder nur teilweise mit Hangschutt und feinem Sediment der darüber liegenden Gesteine verfüllt.

In diesem Aufschlussbereich ist die rezent hohe Deformations- und Bewegungsrate entlang des Hauptabrisses der Aktivitätszone 1 augenscheinlich nachvollziehbar. Die Rotation der Großblöcke im Nahbereich der austreichenden Abrisskante und das kontinuierliche Abbrechen beziehungsweise Nach- und Abrutschen von Blöcken und Hangschutt zeugt von der Aktivität dieses Bereichs (**Abb. 5-20**).

Abb. 5-20: Ansicht des Hauptabrisses im Aufschlussbereich IV auf 1005 Meter ü. NN. Ansicht von Nordosten.



5.2 Aktivitätszone 2

5.2.1 Einleitende Beschreibung und Morphologie

Die Bewegungsmessungen, Deformationen, Morphologie und der Säbelwuchs des Baumbestandes der Aktivitätszone 2 lassen in diesem Bereich auf eine lange andauernde Kriechbewegung schließen. Die wesentlichsten Charakteristika sind zwischen dem unteren und oberen Forstweg auf Höhe 1080 Meter und 1230 Meter entwickelt.

Der Hauptabriss setzt auf der Ostflanke als einfacher Abriss ein und verläuft hangaufwärts bis an den oberen Forstweg. Gegen Westen streicht er, verzweigt in mehrere Gräben, aus und leitet in eine wellige Hangmorphologie mit typischen Buckelflächen über. Im zentralen Teil des Abrissbereiches werden Versatzbeträge von circa 15 Metern angezeigt.



Abb. 5-21: Zentraler Bereich des Abrissbereiches der Aktivitätszone 2. Aufgenommen unterhalb des oberen Forstweges auf 1225 Meter ü. NN. Ansicht von Nordwesten.

Unterhalb der Abrisskante nahe dem oberen Forstweg ist eine weiträumige Verebnung zu beobachten. Auf Höhe 1170 Meter leitet diese abrupt in den Bereich der stärksten Konvexität des Rückens über. Ein mehrere Meter breiter Zerrgraben setzt unmittelbar an dieser Geländestufe ein und verläuft etwa in Fallrichtung der Flanke bis circa 20 Meter über dem unteren Forstweg. Östlich dieses Grabens ist eine Zone intensiver Bergzerreißung mit mehreren Felstürmen und Zerrgassen entwickelt, wobei das Gebirge teilweise zu losem Blockwerk zerlegt ist. Südlich der Abrisskante der Aktivitätszone 1 ist unterhalb des Forstweges ein Blockfeld entwickelt. Aufgrund des Moosbewuchses und der Verwitterungserscheinungen handelt es sich hierbei um reliktsche Blöcke und Hangschutt. Westlich der Aktivitätszone 1 auf Höhe 900 bis 930 tritt eine Schar hangparalleler Nackentäler (Uphills) auf.

Besonders der Bereich oberhalb und östlich des Zerrgrabens ist durchzogen von einer Vielzahl an kleineren Kluftgassen und Gräben. Die rezente Aktivität lässt sich vor allem an Brüchen in der Vegetations- und Humusdecke ablesen (**Abb.5-22**).

Abb. 5-22: Kluftgasse am Ende der Verebnung auf 1175 Meter ü. NN.



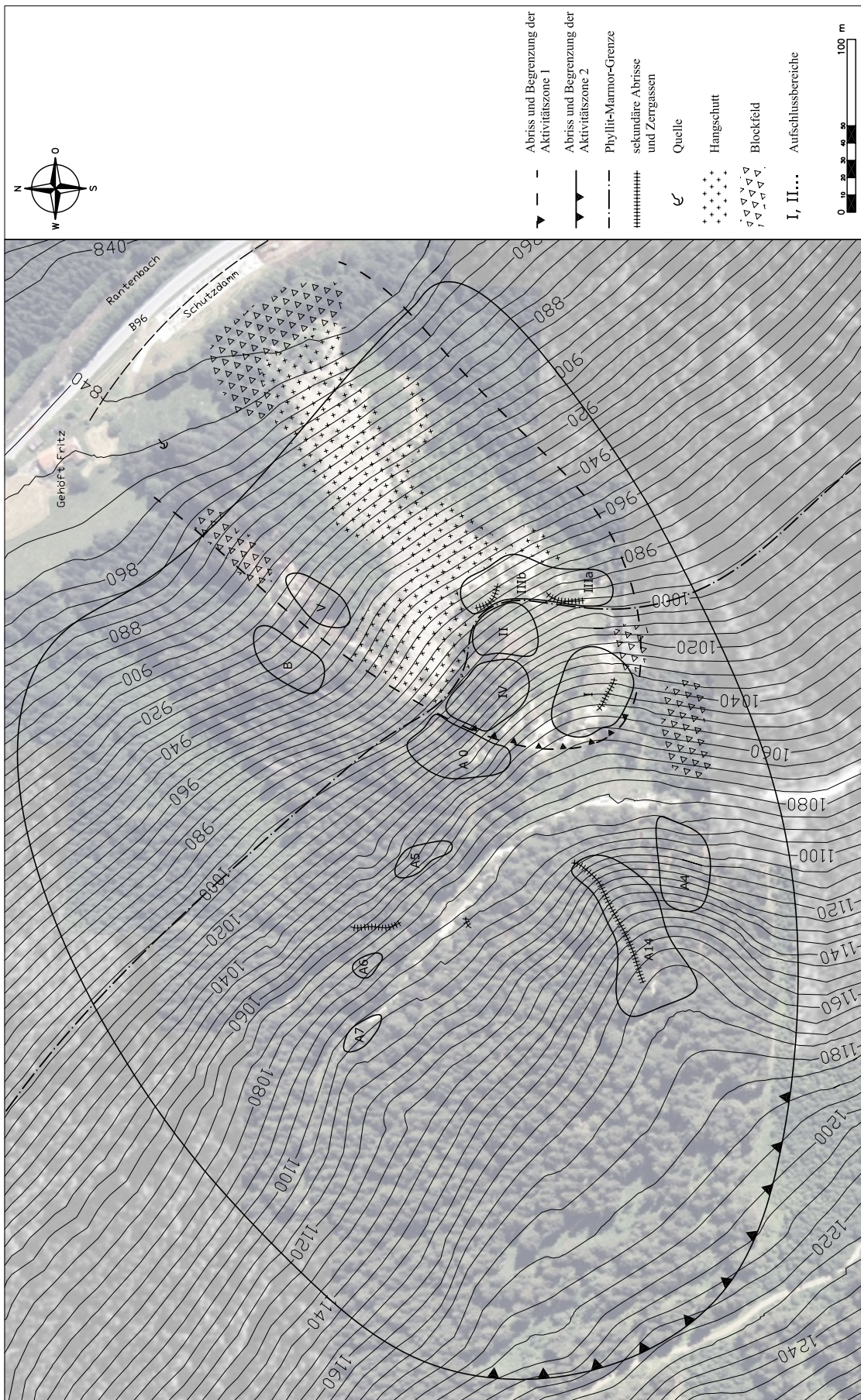


Abb. 5-23: Lageplan der Aktivitätszone mit eingezeichneten Aufschlussbereichen

5.2.3 Internstruktur der Aktivitätszone 2

Innerhalb der Aktivitätszone 2 wurden ebenfalls mehrere Aufschlussbereiche nach Homogenitätskriterien ausgewiesen beziehungsweise zusammengefasst (**Abb. 5-23**). Neben der grundsätzlichen Gliederung in Bereiche unterschiedlicher lithologisch-struktureologischer Parameter werden die Areale zwischen den Forstwegen (oberer Hangbereich zwischen 1080 und 1230 Meter ü. NN) und die Aufschlüsse auf Höhe der Aktivitätszone 1 (unterhalb des unteren Forstweges) getrennt behandelt. Diese Aufteilung gründet auf der in Kapitel 6 durchgeführten Korrelation und Untersuchung der Deformationsstrukturen und Bewegungsmechanismen.

5.2.2.1 Aufschlussbereiche im oberen Hangbereich

Der Aufschlussbereich A14 umfasst das Areal entlang und östlich des großen Zerrgrabens zwischen dem Ende der Verebnungsfläche und dem unteren Forstweg. Es stehen durchwegs plattig bis gebankte Marmore mit vereinzelt phyllitischen und sandigen Zwischenlagen an.

Am Ende der Verebnungsfläche und im Übergang zum Bereich der größten Konvexität des Hanges ist eine Vielzahl an Zerrklüftgassen und Brüchen in der Vegetationsdecke entwickelt (**Abb. 5-24**). Größere Brüche mit Öffnungsweiten von bis zu 40 Zentimeter verlaufen primär hangparallel in Nord-Süd Richtung und erstrecken sich von wenigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern. In Kombination mit zumeist etwas kleineren Brüchen in Ost-West Richtung ergibt sich ein annähernd orthogonales Bruchmuster, welches in den Bereich intensiver Bergzerreißung entlang und östlich des großen Zerrgrabens überleitet.



Abb. 5-24: Zerrkluftgasse oberhalb des vertikal verlaufenden Zerrgrabens. (Oktober 2004)

Das Trennflächengefüge des gesamten Aufschlussbereiches zeigt steil bis saiger stehende Kluffsets, die parallel beziehungsweise annähernd normal zur Kluffgasse verlaufen. Diese Konfiguration spiegelt sich im Bruchmuster des gesamten Aufschlussgebiets A14 wider (siehe **Abb. 6-11**).

Direkt am Übergang zur steil abfallenden Flanke setzt der mehrere Meter breite und tiefe Zerrgraben ein (**Abb. 5-25**). Dieser Zerrgraben verläuft etwa in Fallrichtung des Hanges und streicht circa 20 Höhenmeter über dem unteren Forstweg Richtung Nordosten aus. Der Graben ist gefüllt mit abgestürzten beziehungsweise verkippten Blöcken und Hangschutt. Besonders im mittleren und unteren Bereich des Zerrgrabens geben die Verwitterungserscheinungen und der fehlende Moosbewuchs der abgestürzten Blöcke Aufschluss über die rezente Aktivität dieses Bereichs (**Abb. 5-26**).

Der Bereich östlich des Zerrgrabens ist durchzogen von einer Vielzahl an Zerrspalten und Gräben. Die Haupttrennflächen formen im oberen Bereich einige solitäre Felstürme mit mehreren Metern Höhe (**Abb. 5-27**). Der Gebirgsverband stellt sich besonders in diesem Bereich stark aufgelockert dar.

Abb. 5-25: Oberer Bereich der Zerrgasse auf 1170 Meter ü. NN.



Abb. 5-26: Ansicht des mittleren Bereiches des Zerrgrabens auf 1130 Meter ü. NN. Links des Grabens ist im oberen Bereich ein Felsturm zu erkennen.



Abb. 5-27: Felssturm südöstlich des vertikal verlaufenden Zerrgrabens. (Oktober 2004)

Aufschlussbereich A4 befindet sich östlich des Bereiches A14 oberhalb des unteren Forstweges auf 1080 Meter ü. NN und erstreckt sich bis auf Höhe 1140 Meter. Die anstehenden Marmore mit sandigen und phyllitischen Zwischenlagen zeigen einen losen Gebirgsverband und stellen ein Haufwerk klein- bis großblockiger Kluftkörper dar. Unterhalb des Forstweges ist ein Blockfeld entwickelt.

5.2.2.2 Aufschlussbereiche im unteren Hangbereich

Im unteren Hangbereich wurden 2 Aufschlussbereiche, welche unmittelbar an die Aktivitätszone 1 angrenzen, ausgewiesen (A0 und B).

Die kleineren Aufschlüsse entlang und unterhalb des unteren Forstweges (A5, A6 und A7) werden zu beschreibenden Zwecken zusammengefasst und sind zwischen 1050 und 1105 Meter ü. NN situiert. Es stehen durchwegs plattige bis gebankte, unreine Marmore an. Die Schieferungsflächen der Aufschlüsse A5 und A6 fallen generell flach hangeinwärts (295/26). Weiter westlich (Aufschluss A7) dreht das

Einfallen der Schieferungsflächen Richtung Norden (355/29). Dieser Trend in der Lagerung der Marmore ist nach Westen auch über die Grenzen der Aktivitätszone 2 hinaus verfolgbar.

Die dominierenden Trennflächen fallen steil nach Osten beziehungsweise Südosten ein. Untergeordnet treten steil nach Norden und mittelsteil nach Südwesten einfallende Klufsets auf. Der Trennflächenabstand im Dezimeterbereich generiert kleinblockige Klufkörper und lockert die Verbandsfestigkeit mäßig auf.

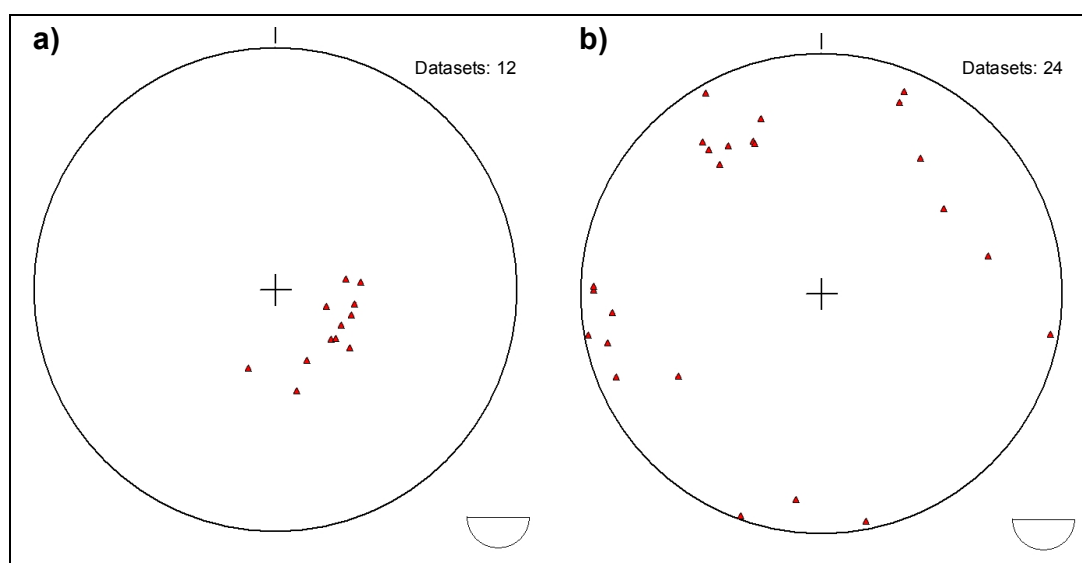


Abb. 5-28: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen (ohne Schieferungsflächen) der Aufschlüsse A5, A6 und A7

Die steil abfallende Talflanke zeigt unterhalb des unteren Forstweges 2 N-S verlaufende Gräben beziehungsweise kleine Abrisse (**Abb. 5-23** und **Abb. 5-29**). Oberhalb des Aufschlusses A5, direkt in der Weggabelung, ist eine Zerrkluft mit einer Öffnung von über einem Meter und einer Tiefe von 3 bis 4 Metern entwickelt. (**Abb. 5-30**).



Abb. 5-29: Sekundärer Abriss zwischen den Aufschlüssen A5 und A6. Ansicht von Süden.



Abb. 5-30: Zerrkluft zwischen den Forstwegen. Ansicht von Osten.

Der Aufschlussbereich A0 liegt unmittelbar am Hauptabbriss der Aktivitätszone 1 und erstreckt sich von 1000 bis 1050 Meter ü. NN.

Es stehen plattige bis bankige, gebänderte Marmore mit vereinzelt sandigen Zwischenlage mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern an. Die Schieferungsflächen fallen flach nach Nordwesten (320/20).

Die steil einfallenden Trennflächen sind im gesamten Aufschlussbereich zumeist in konjugierter Konfiguration ausgebildet und streichen ONO-WSW (K1) beziehungsweise NW-SO (K2). Ein weiteres Kluftset (K3) fällt mittelsteil Richtung Südost (**Abb. 5-32**). Mit Ausnahme zweier Brüche im Nahbereich des Abrisses der Aktivitätszone 1 erreichen die Klüfte maximale Öffnungsweiten von einigen Millimetern bis wenige Zentimeter. Die offenen Kluftflächen zeigen meist Sinterbeläge. Im Verschnitt mit den Schieferungsflächen bedingt der generell weitständige Kluftabstand großblockige bis großsäulige Kluftkörper. Der Gebirgsverband stellt sich kompakt bis mäßig aufgelockert dar.



Abb. 5-31: Ausschnitt aus dem zentralen Bereich des Aufschlussbereiches A0. Ansicht von Osten. (Oktober 2004)

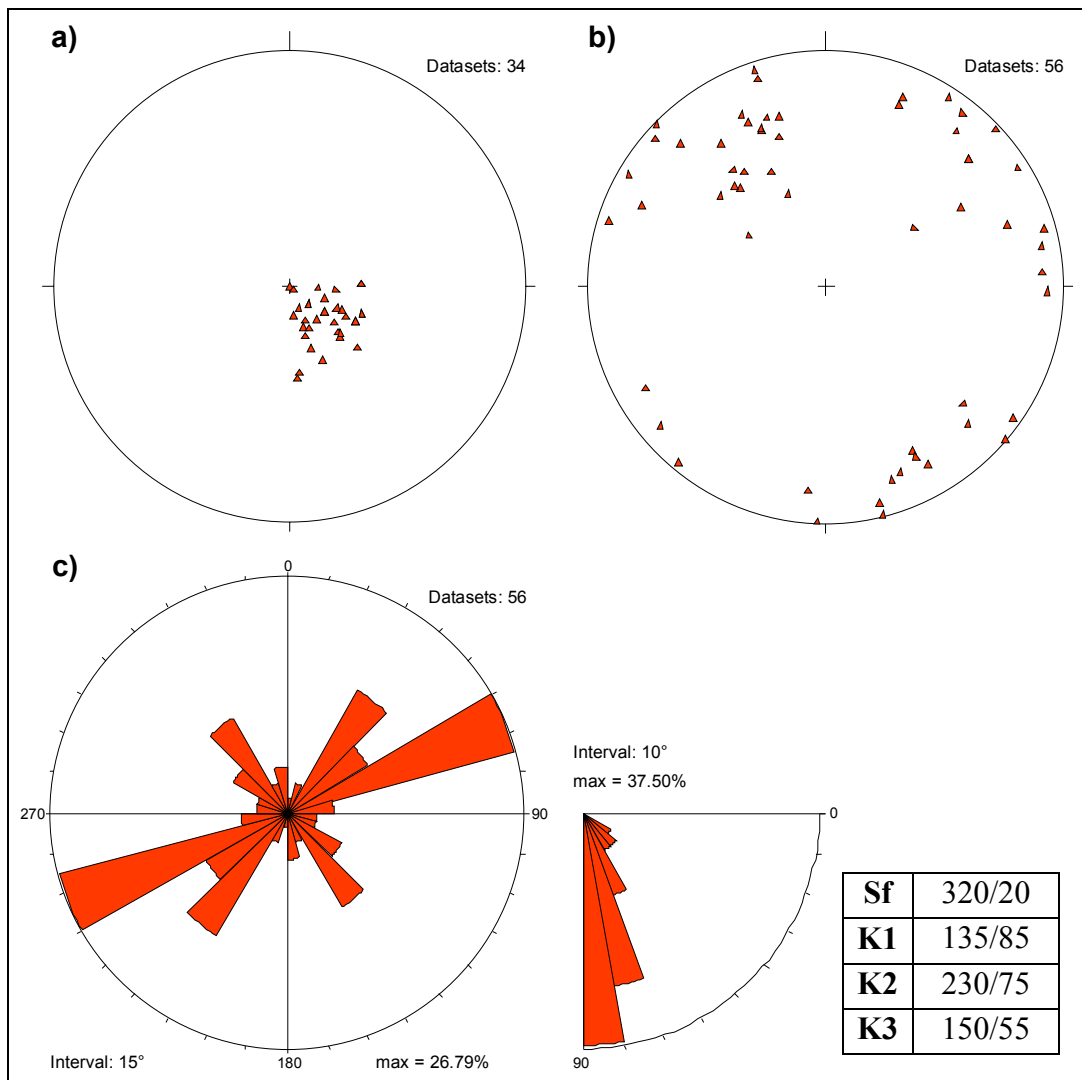


Abb. 5-32: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungsrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereichs A0. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgenommen.

Aufschlussbereich B ist zwischen 915 bis 950 Meter ü. NN westlich des Aufschlussbereiches V situiert und liegt unmittelbar an der Grenze zu Aktivitätszone 1.

Es stehen engständig geschieferte, feinschuppig und teilweise graphitführende Phyllite an. Die generell flach hangauswärts fallende Schieferung (25/15) zeigt in einer Schar hangeinwärts gerichteter, hangparalleler Gräben („Uphills“) flaches Einfallen nach West bis Nordwest.

Neben der Schieferung ist ein steiles NO-SW streichendes Kluftsystem (K1) dominierend. In Kombination mit dem wandbildenden, steilen WNW-OSO streichenden Kluftset (K2) entstehen blockige bis blättrige Kluftkörper. Abrollendes Material wird rasch zerlegt und sammelt sich in einer kiesigen Schutthalde unterhalb des Aufschlussbereiches.

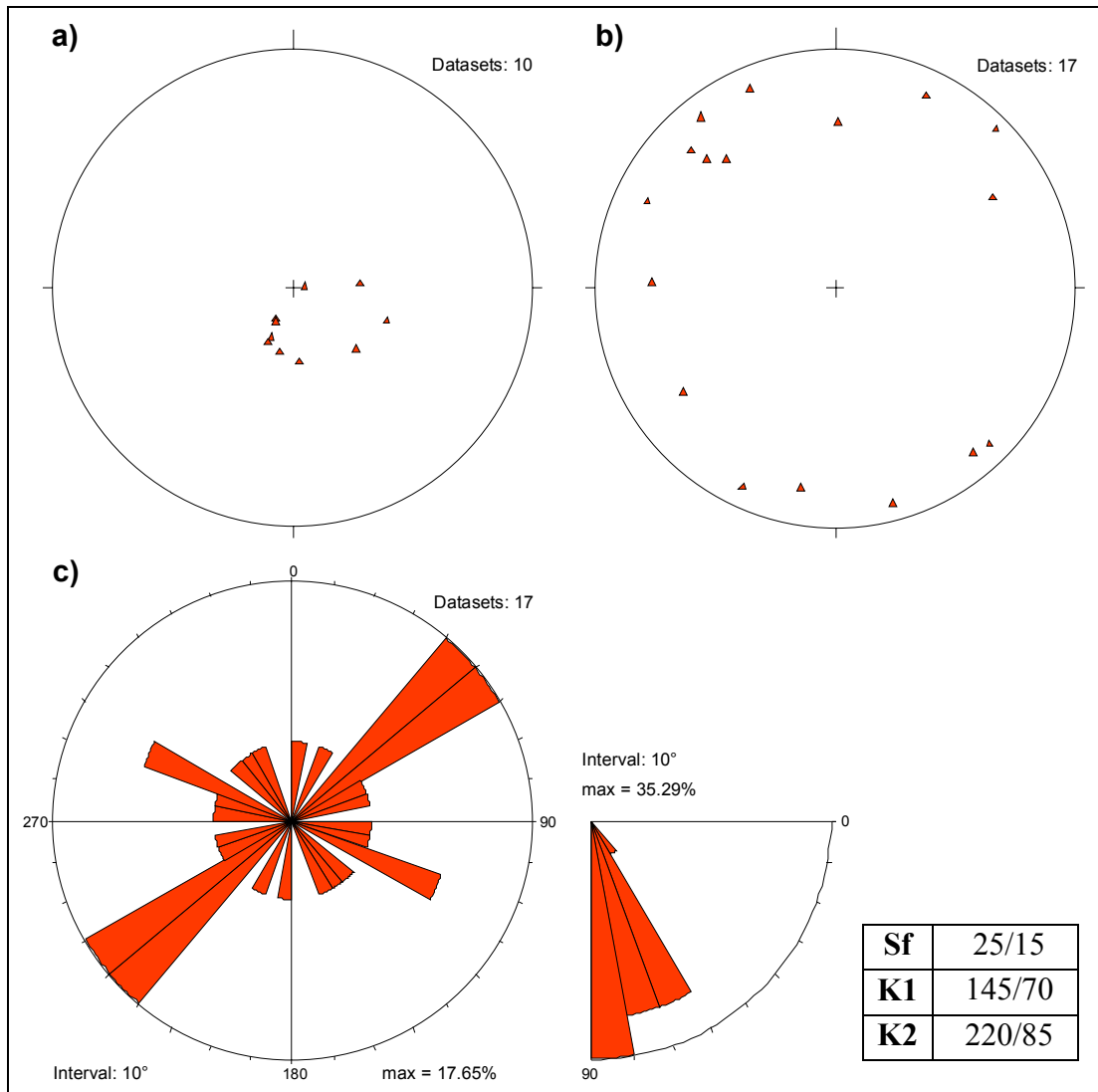


Abb. 5-33: Stereografische Polpunktprojektion a) der Schieferungsflächen, b) der Trennflächen und c) Richtungrose der Streichrichtungen der Trennflächen des Aufschlussbereichs B. Schieferungsflächen wurden aus dem Trennflächengefüge ausgenommen.

5.3 Aktivitätszone 3

Die in Kapitel 5.1 und 5.2 beschriebenen Aktivitätszonen sind wiederum Teile einer übergeordneten Hangbewegung. Dieser größtenteils ruhende Sackungskörper (Aktivitätszone 3) erfasst die gesamte nördliche Flanke des Lärchberges zwischen Brandstättereck und Lärchbach. Im Nahbereich zur Aktivitätszone 2, besonders oberhalb der Abrisszone und unterhalb des Brandstätterecks, zeigen die Messpunkte des Servotheodolits jedoch Versatzbeträge bis wenige Zentimeter pro Jahr. Daher kann auch dieser Bereich nicht flächendeckend als „ruhend“ interpretiert werden.

Die geologischen und morphologischen Charakteristika dieses Bereichs decken sich weitgehend mit den Ausführungen in Kapitel 4.1, 4.2 und 4.3.

6 DEFORMATIONSTRUKTUREN UND BEWEGUNGSMECHANISMEN

6.1 Deformationsstrukturen

Neben den Bereichen intensiver Bergzerreißung zwischen den Forstwegen, sind die markantesten Deformationsstrukturen innerhalb der Aktivitätszone 1 und in den angrenzenden Aufschlussbereichen A0 und B ausgebildet.

In diesen Bereichen treten bevorzugt N-S beziehungsweise O-W streichende Hauptkluftsysteme als dominante Bruchstrukturen konjugierter Systeme auf (Abb. 6-1). Die Trennflächen der Marmorabfolge sind häufig durch Zwischenschichten oder Schieferungsflächen abgestuft. Die Kombination der Diskontinuitäten führt zu den in Kapitel 5 angeführten Kluftkörperbildungen (Abb. 6-2). Öffnungs- und Versatzweiten von wenigen Millimetern bis mehrere Dezimeter zeigen sich für die entsprechende Auflockerung des Gebirgsverbandes verantwortlich und führen teilweise zu einem losen Verband von großblockigen Kluftkörpern (z. B. Aufschlussbereich IV, V und A4)

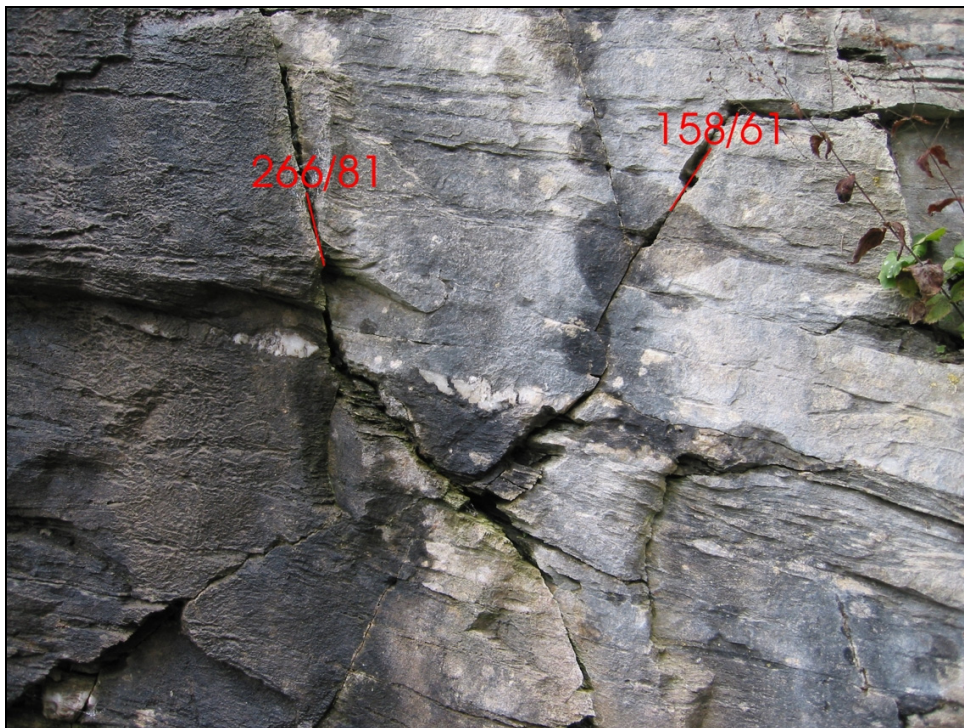


Abb. 6-1: Trennflächendetail der Marmorsequenz im Aufschlussbereich A0.



Abb. 6-2: Ansicht der Felsrippe auf 1030 Meter ü. NN im Aufschlussbereich I nördlich der Zerrgasse. Ansicht von Süden.

Relativbewegungen entlang der vorgegebenen Trennflächen sind in unterschiedlichem Maßstab in nahezu allen Aufschlussbereichen zu beobachten. In der Marmorabfolge werden besonders die steil stehenden Kluftsets für Abschiebungsbewegungen aktiviert. Diese Entwicklung setzt sich in der phyllitischen Sequenz fort, wobei hier bevorzugt mittelsteile Trennflächen als Bewegungsbahn fungieren.

Besonders im westlichen Bereich der Aktivitätszone 1 sind Blockverschiebungen mit Öffnungsweiten und Versatzbeträgen von einigen Zentimetern bis wenige Dezimeter entwickelt (**Abb. 6-3** und **6-4**). Die Verschiebungen erfolgen ebenfalls bevorzugt an den Ost-West beziehungsweise Nord-Süd streichenden Hauptklufflächen.

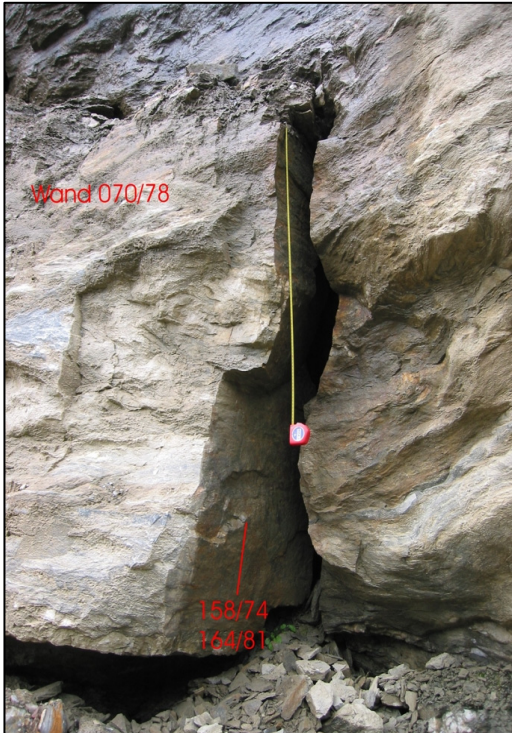


Abb. 6-3: Beispiel des Versatzes von Großblöcken im Aufschlussbereich IV. (Maßband = 1 Meter).



Abb. 6-4: Versatz im Aufschlussbereich II oberhalb des hangparallelen Abrisses. (Maßband = 1 Meter)

Weitere Deformations- und Bewegungsstrukturen zeigen sich häufig auf oder parallel zu den Schieferungsflächen. In der phyllitischen Sequenz der Aktivitätszone 1 zeigen sich mehrere hangparallele beziehungsweise schieferungsparallele Verschiebungshorizonte und Bruchsysteme (**Abb. 6-5**). Diese Strukturen weisen auf ein Auspressen der verhältnismäßig weichen Lithologien durch die Auflast der überlagernden Marmorabfolge hin.

In den Marmoren der Aktivitätszone 1 werden bevorzugt phyllitische beziehungsweise engständig geschieferte Zwischenlagen als Bewegungsbahnen aktiviert. Die relativ scharfen Grenzen dieser Störungsbereiche sind mit dem Kompetenzunterschied der vorhandenen Lithologien erklärbar. Die Bewegungsbahnen zeigen Mächtigkeiten bis wenige Dezimeter. Das Ausgangsgestein wird größtenteils zu einer feinkörnigen Störungslette (Gouge) beziehungsweise Störungsbrekzie zerkleinert (**Abb. 6-6**).



Abb. 6-5: Hangparalleler Bruch an der Basis der Marmorabfolge im zentralen Bereich der Aktivitätszone 1.



Abb. 6-6: Schieferungsparalleler Bewegungshorizont an der Basis der Marmorabfolge im zentralen Bereich der Aktivitätszone 1. Die feinblättrige Störungslette beziehungsweise -brekzie ist verfestigt, aber mit der Hammerspitze lösbar.

Für die Interpretation der Kinematik der Hangbewegung sind neben den bereits erwähnten Deformationserscheinungen besonders die Abrissbereiche der Aktivitätszonen 1 und 2 wie auch sekundäre Abrisse und markante Kluftbeziehungswise Zerrgassen innerhalb der Zonen von Bedeutung.

Die Hauptabrisse folgen keinen prä-existenten Gefügemerkmalen. Entlang der steil bis saiger stehenden Abrisspalte der Aktivitätszone 1 werden Großklüfte im Metermaßstab für Relativbewegungen aktiviert. Die Rotations- und Versatzbewegungen erfolgen hauptsächlich nach Nordosten. Der bis zu 10 Meter geöffnete zentrale und östliche Bereich dieses Abrisses ist gut zur Hälfte mit abgeplatzten Blöcken verfüllt (**Abb. 6-7 und 6-8**).

In der übergeordneten Aktivitätszone 2 zeigt der sichelförmige Abriss Öffnungsweiten bis zu 15 Meter an. Im östlichen Bereich leitet die Abrisszone in den steil abfallenden, begrenzenden Graben über, gegen Westen verzweigt er in mehrere parallel verlaufende Gräben. Die Verwitterungs- und Deformationserscheinungen der Felsformationen korrelieren gut mit den Bewegungsmessungen und klassifizieren diesen Bereich als kriechende Hangdeformation.



Abb. 6-7: Hauptabriss der Aktivitätszone 1. Zentraler Bereich, Ansicht von Südosten.



Abb. 6-8: Hauptabriss der Aktivitätszone 1. Ansicht von Süden.

Im zentralen Bereich der Aktivitätszone 1 wird durch eine sekundäre Abrisspalte an der Basis von Aufschlussbereich II eine weitgehend eigenständige Felscholle generiert (Felsturm im Aufschlussbereich IIIb). Dieser Abriss setzt im westlichen Bereich parallel zur Nord-Süd streichenden Wand des darüber liegenden Felsturmes ein und streicht auf einer Länge von 25 Metern nach Südosten aus. Es werden Öffnungsweiten von 3 Metern und eine Tiefe von bis zu 5 Metern erreicht (**Abb. 6-9** und **6-10**). Verwitterungserscheinungen und der Bewuchs innerhalb der Abrisspalte lassen auf geringere Öffnungsgeschwindigkeiten als beim übergeordneten Hauptabriss schließen. Diese Annahme wird von den Bewegungsmessungen des Servotheodolits unterstützt (siehe Kapitel 6.2).

Abb. 6-9: Abrissbereich der Aufschlusszone IIIb. Ansicht von Nordwesten.



Abb. 6-10: Block in der Abrisspalte der Aufschlusszone IIIb. Ansicht von Südosten.

Wie in Kapitel 5 beschrieben, sind in den Aktivitätszonen 1 und 2 mehrere Zerrbeziehungsweise Kluftgassen, sekundäre Abrisspalten und Gräben entwickelt. Diese Strukturen folgen vornehmlich den steil stehenden Hauptkluftsystemen und können nach 2 grundlegenden Orientierungen unterschieden werden:

1. hangparallele beziehungsweise N-S streichende Bruchstrukturen
2. in Fallrichtung der Flanke orientierte Brüche

Die schematische Darstellung und Zusammenfassung der Bruchstrukturen (Abb. 6-11) zeigt, dass primär der südliche beziehungsweise östliche Abschnitt der Aktivitätszone 2 von diesen Deformationsstrukturen geprägt ist.

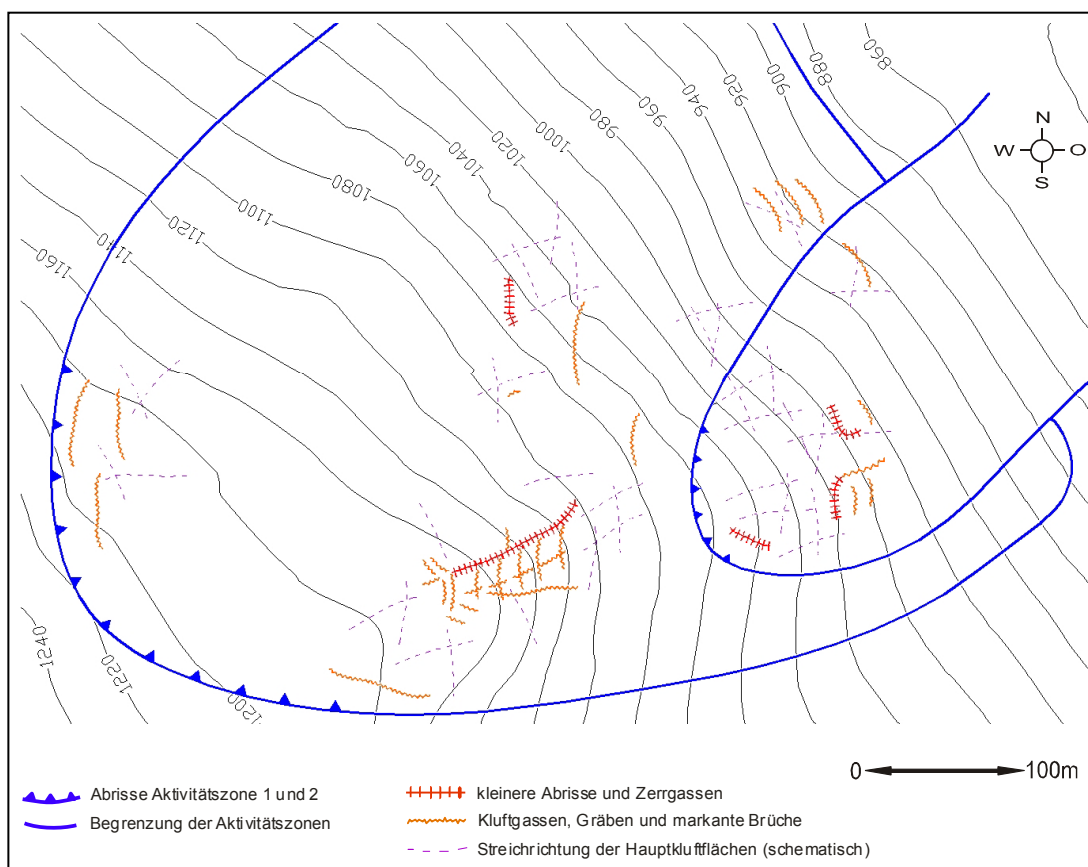


Abb. 6-11: Schematische Zusammenfassung der Bruchstrukturen in den Aktivitätszonen 1 und 2.

In der phyllitischen Abfolge der Aktivitätszone 2 (Aufschlussbereich B) treten mehrere hangeinwärts gerichtete Nackentäler auf. Diese „Uphills“ und die entsprechende Orientierung der Schieferungsflächen werden als Abschiebungssystem interpretiert (Abb. 6-12) und geben wichtige Hinweise über die räumliche Erstreckung der kriechenden Hangdeformation (Aktivitätszone 2). Basierend auf den ermittelten Bewegungsmessungen und den struktureologischen Daten wurde dieser Bereich der Aktivitätszone 2 zugeordnet. Es lässt sich also ableiten, dass die kriechende Hangdeformation den phyllitischen Sockel der Talflanke bis an den Hangfuß erfasst (ANGERER et al. 2005).

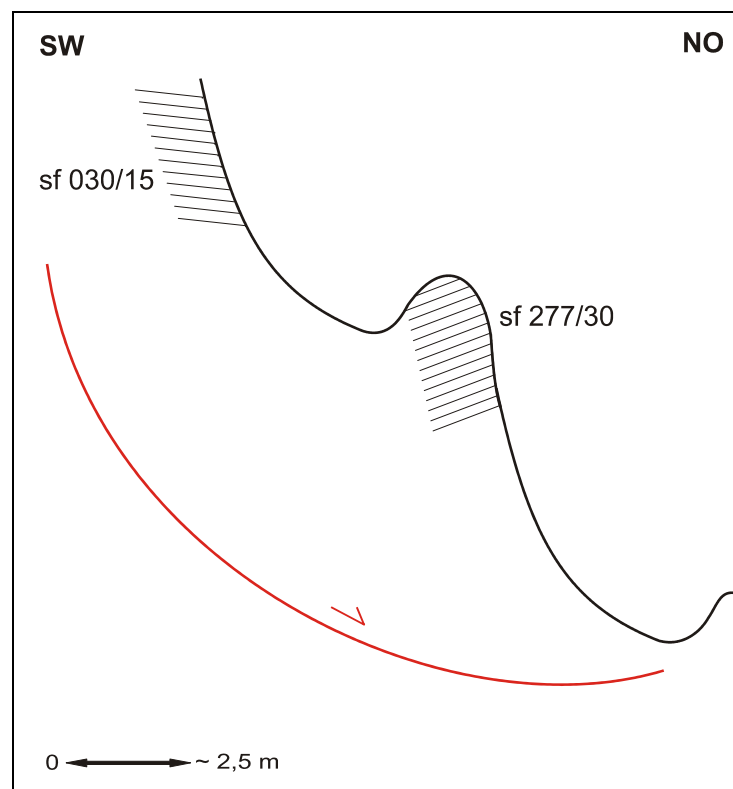


Abb. 6-12: Schematisches Profil der „Uphills“ in Aufschlussbereich B.

6.2 Bewegungsabläufe

Aufgrund der verstärkten Steinschläge und Felsstürze im Frühjahr 2001 wurden im Sommer des gleichen Jahres Seilextensiometer im Abrissbereich der Aktivitätszone 1 installiert. Weiters wurde mit der Aufzeichnung der Niederschlagsmengen, der Quellschüttungen und der Lufttemperatur begonnen.

Die Installation von Seilextensiomern im Bereich der weniger aktiven Spaltenbildung (Abrisszone und Bereich der große Kluftgasse in Aktivitätszone 2) wurde im Frühjahr 2002 durchgeführt. Ein vollautomatischer Servotheodolit am Gegenhang und entsprechende Reflektoren in allen drei Aktivitätszonen komplettierten die Methoden des Beobachtungsprogramms.

Sämtliche Angaben und Interpretationen von Messergebnissen in dieser Arbeit stützen sich auf die Erkenntnisse des Überwachungs- und Untersuchungsprogramms des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, Fachabteilung 19B und die entsprechenden Publikationen von ANGERER et al. (2003 und 2005), POISEL et al. (2003) und HERMANN & LOIZENBAUER (2004).

Die Messungen mittels Seilextensiometer ergaben einen deutlichen Unterschied der Öffnungsgeschwindigkeiten der einzelnen Aktivitätszonen. Es zeigte sich, dass sich die Hauptabrissspalte der Aktivitätszone 1 mit ungefähr 30 cm pro Jahr öffnet.

Im Beobachtungszeitraum erfolgte der Großteil der Verschiebung in der zweiten Jahreshälfte (**Abb. 6-13**). Die deutlich geringeren Öffnungsgeschwindigkeiten im Bereich der Aktivitätszone 2 (**Abb. 6-14**) unterstreichen die Ergebnisse der ingenieurgeologischen Kartierung und weisen diesen Bereichen eine deutlich geringere Aktivität zu.

Die seit Sommer 2002 durchgeführten Messungen mittels Servotheodolit zeigen noch kein homogenes Bewegungsverhalten an. Die Trends der Verschiebungsvektoren bestätigen jedoch die Ergebnisse der Geländebeobachtungen und der Messungen mittels Seilextensiometer.

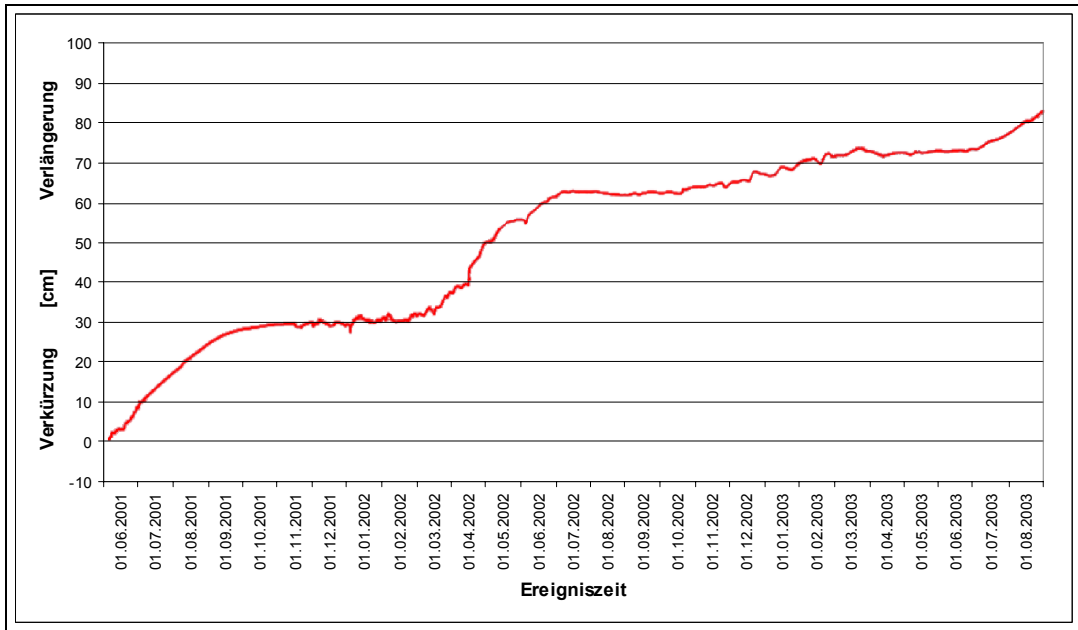


Abb. 6-13: Zeitlicher Verlauf der beobachteten Öffnungsweiten von Seilextensiomter 10 (Hauptabrisspalte der Aktivitätszonen 1). (ANGERER et al., 2005)

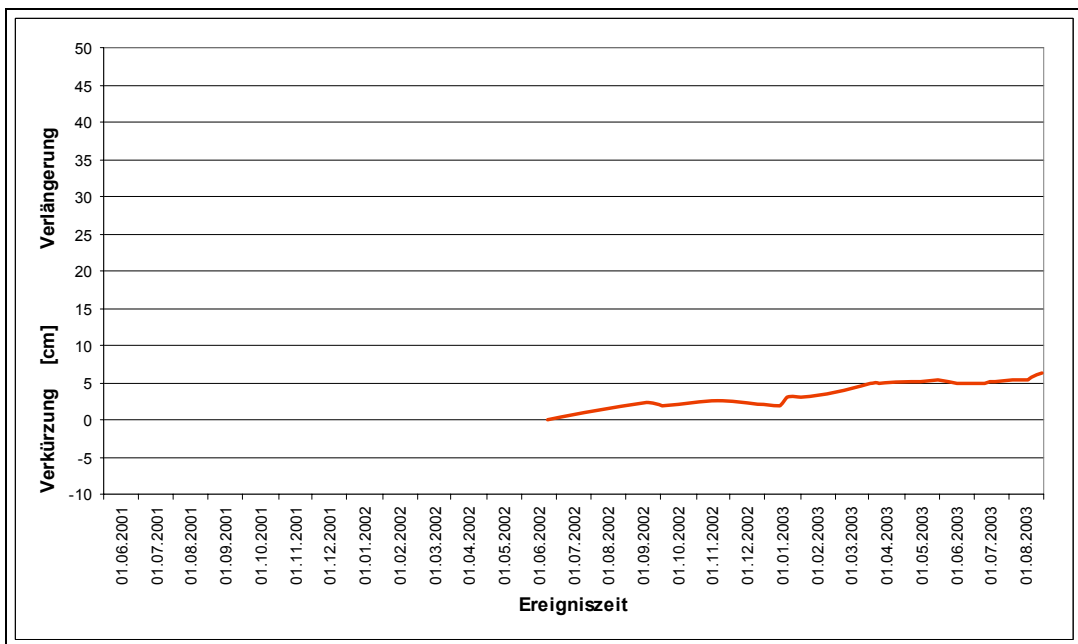


Abb. 6-14: Zeitlicher Verlauf der beobachteten Öffnungsweiten von Seilextensiomter O8 (Zerrgraben in Aktivitätszonen 2). (verändert nach ANGERER et al., 2005)

Vergleichbare Systeme und die Gegenüberstellung der Niederschlagsmengen, der Quellschüttungen und der Bewegungsgeschwindigkeiten lassen auf einen

Zusammenhang zwischen den Veränderungen des Bergwasserspiegel (BWS) und der zeitlichen Verteilung der Bewegungen schließen.

Die großen Verschiebungen in der zweiten Jahreshälfte werden mit einem Wieder-Anstieg des Bergwasserspiegels zufolge der Niederschläge in der ersten Jahreshälfte erklärt. Erreicht der BWS ein bestimmtes Niveau ist eine direkte Reaktion der Bewegungen auf Niederschläge gegeben. Statistische Auswertungen zeigten, dass ein besonders starker Zusammenhang zwischen den Verschiebungen und der Quellschüttung besteht. Daraus kann gefolgert werden, dass die Höhe des BWS Einfluss auf die Quellschüttung nimmt und diese daher als Indikator für die Höhe des BWS von Bedeutung ist (ANGERER et al. 2005).

Trotz eines geringeren Wertes für das Bestimmtheitsmaß kann im Fall des Hauptabbrisses der Aktivitätszone 1 das Einsetzen größerer Verschiebungen bei starken Niederschlägen über einen Zeitraum von 2 Wochen mit einer Zeitverzögerung von circa 4 Wochen beobachtet werden.

Neben der Gesamtniederschlagsmenge stellt offensichtlich die zeitliche Verteilung einen wichtigen Faktor dar. Es hat sich gezeigt, dass besonders die Niederschlagsmengen zwischen Anfang Jänner und Ende April großen Einfluss auf das Bewegungsverhalten des jeweiligen Kalenderjahres ausüben (Abb. 6-15).

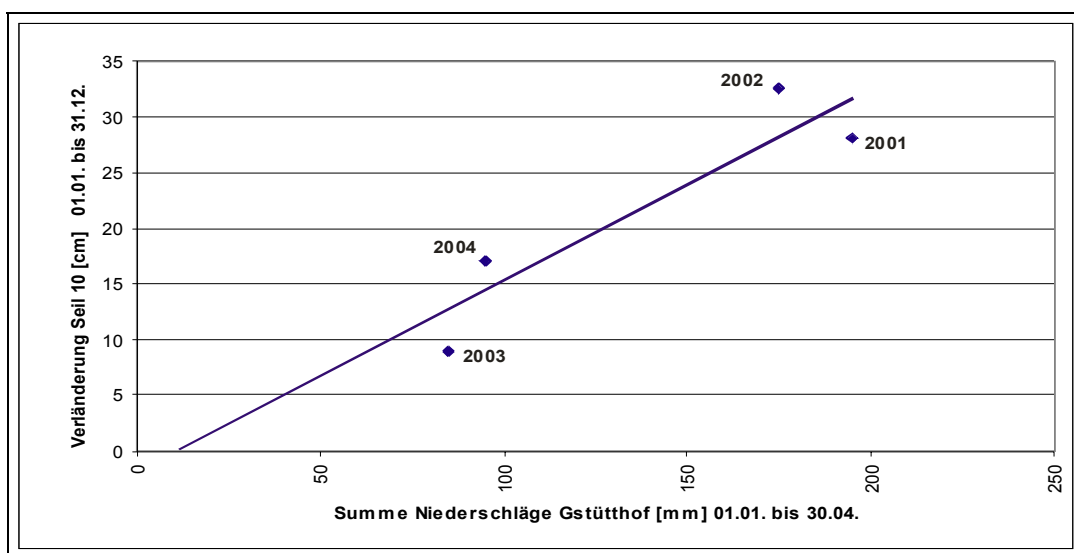


Abb. 6-15: Verhältnis der Summe der Niederschläge zwischen 1.1. und 30.4. der Jahre 2001 bis 2004 und der Verlängerung des Seilextensiometers 10 (Hauptabbrisspalte der Aktivitätszonen 1) in den entsprechenden Kalenderjahren. (ANGERER et al., 2005)

6.2.1 Modell der Bewegungsabläufe

Die übergeordnete Sackungsmasse (Aktivitätszone 3) kann als weitgehend ruhend angesehen werden. Messpunkte zwischen der Aktivitätszone 2 und dem Brandstättereck zeigen jedoch Verschiebungsgeschwindigkeiten von wenigen Zentimetern pro Jahr an.

Die Summe der Geländebeobachtungen und Messergebnisse, wie Öffnungs- und Versatzgeschwindigkeiten, Verwitterungserscheinungen und morphologische Merkmale, klassifizieren die Aktivitätszone 2 als kriechende Hangdeformation, welche bis in den phyllitischen Sockel der Talflanke reicht.

Gestützt auf die Versatzrichtungen der Messpunkte und den struktureologischen Parametern wird die Aktivitätszone 1 als Rotationsrutschkörper mit hoher rezenter Aktivität ausgewiesen. Besonders im zentralen Teil dieser Zone unterstreichen die bis zu 30° hangeinwärts fallenden Schieferungsflächen diese Annahme. Steile Versatzvektoren im oberen Hangbereich, welche im mittleren Bereich ungefähr der Hangneigung folgen und flache Vektoren im Hangfuß weisen ebenfalls auf eine Rotationsbewegung der Felsmassen hin.

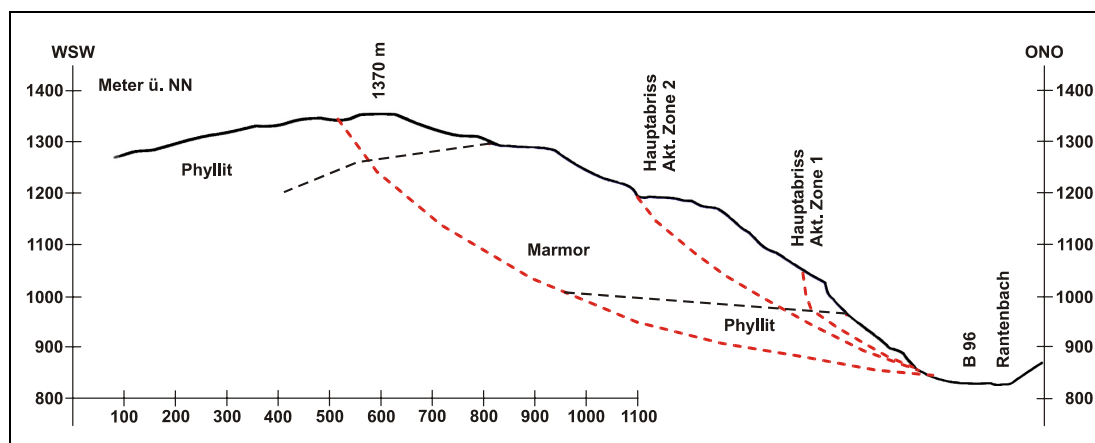


Abb. 6-16: Profil durch den zentralen Bereich der Massenbewegung Lärchberg-Galgenwald mit angedeuteter Lage der basalen Gleitflächen.

Die Untersuchungsergebnisse der Bewegungsabläufe der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald sind in allen Aktivitätszonen gut korrelierbar. Dadurch wird einerseits die Einteilung in Zonen unterschiedlicher rezenter Aktivität unterstrichen,

andererseits ist ein Zusammenhang der Aktivitätsbereiche durch ähnliche Trends erklärbar. Da die gesamte Massenbewegung Lärchberg-Galgenwald ein System von zwei beziehungsweise drei rezent unterschiedlich aktiven Bereichen darstellt, sind sämtliche Wechselwirkungen, besonders zwischen den Aktivitätszonen 1 und 2, zu berücksichtigen.

Mehrere Parameter weisen dieser Massenbewegung das System „Hart auf Weich“ nach POISEL & EPPENSTEINER (1988, 1989) zu. Grundlegende Eigenschaften, wie mindestens ein freies Vorland des Sockels, Schichtmächtigkeiten der beteiligten Gesteine von über 100 Metern und eine horizontale oder flache Grenzfläche zwischen „Hart“ und „Weich“, werden in diesem Fall erfüllt.

Aufgrund der vorgegebenen Trennflächen kommt es nur untergeordnet zu den von POISEL & EPPENSTEINER beschriebenen Neubildungen von randparallelen und normal zum Rand streichenden, steilen Trennflächen.

Die durch das Auspressen des Sockelmaterials entstehenden Spannungen werden vornehmlich durch Teilbewegungen entlang vorhandener Trennflächen abgebaut. Zugbeanspruchungen in Fallrichtung der Flanke generieren die bereits beschriebenen N-S streichenden Bruchstrukturen. Hangparallele Spannungen zeigen sich besonders im Bereich unterhalb der Verebnung in der Aktivitätszone 2 für die Ausbildung der großen Zerrgasse und ähnlich orientierter Bruchstrukturen verantwortlich (siehe Kapitel 6.1). Daraus resultiert eine Zerlegung der Marmorabfolge in Großblöcke. Diese Großluftkörper zeigen ein grundsätzliches Bewegungsverhalten des Falles „2“ (siehe **Abb. 2-14**) nach POISEL & EPPENSTEINER (1989). Damit ist das primäre Verhalten durch einen Muschelbruch im Sockel und ein Absacken beziehungsweise eine Rotationsgleitung der Großluftkörper beschrieben.

Dieses Bewegungsmuster wird neben den Geländebeobachtungen und Messergebnissen auch von numerischen Modellierungen mittel FLAC⁵ untermauert. Die Bewegungs- und Versagensmechanismen werden von Zerrspalten in den Marmoren und von Scherzonen im phyllitischen Sockel bestimmt (**Abb. 6-17**). Die Messergebnisse und numerischen Modelle zeigen, dass die Bewegungen im derzeitigen Stadium hauptsächlich den Bereich der Aktivitätszone 1 erfassen. Ein kontinuierliches Übergreifen auf die Aktivitätszone 2 und zunehmende

⁵ “Fast Lagrangian Analyses of Continua”, ITASCA Consulting Group

Öffnungsbewegungen in diesem Bereich gehen mit einer Abnahme der Öffnungsgeschwindigkeit in Aktivitätszone 1 einher.

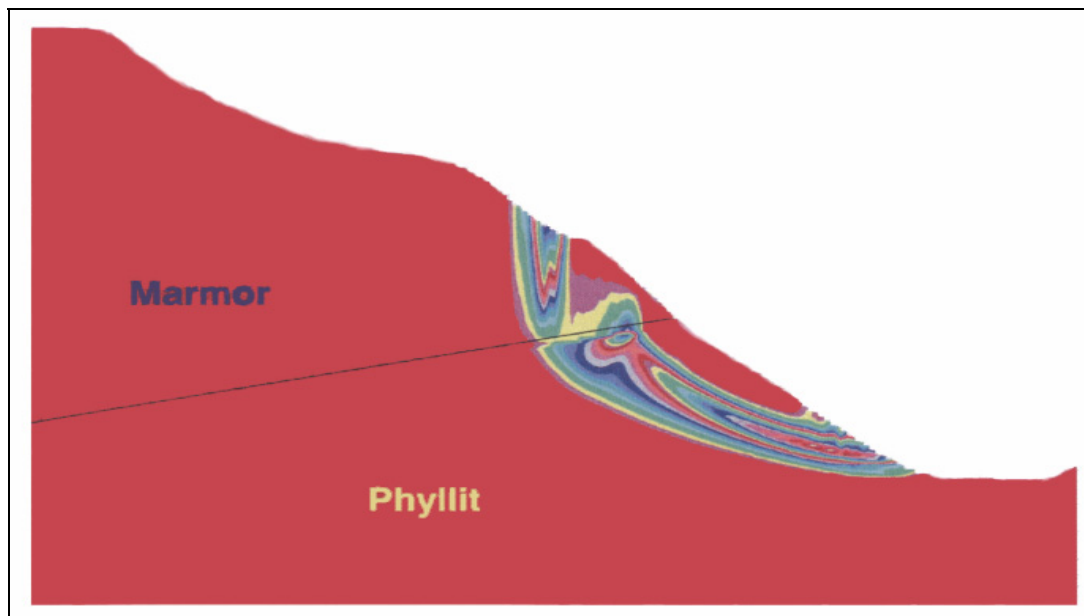


Abb. 6-17: Mittel FLAC ermittelte Zonen gleicher Schubverzerrungsgeschwindigkeiten. (verändert nach ANGERER et al., 2005)

6.3 Bilanzierung der Bewegungserscheinungen

Im Fall der vorliegenden Massenbewegung wird die (Rück-)Bilanzierung der Bewegungserscheinungen besonders auf die Aktivitätszonen 1 und 2 und deren Abrissbereiche fokussiert. Die gegenwärtig circa 10 Meter geöffnete Abrisspalte auf 1060 Meter ü. NN zeigte im Untersuchungszeitraum durchschnittliche Öffnungsraten von 30 Zentimeter pro Jahr. Angaben ortskundiger Personen zufolge waren Anfang der Siebzigerjahre des 20. Jahrhunderts noch keine geöffneten Abrisspalten im Bereich unter dem Forstweg auf 1060 Meter ü. NN entwickelt. Es zeigten sich jedoch bereits morphologische Anzeichen von Abschiebungsbewegungen dieser Zone. Bereits ein Jahrzehnt später gaben deutlich geöffnete Abrisspalten Anlass zu den ersten ausführlichen Untersuchungen dieser Massenbewegung durch

POHL (1983). Demzufolge kann auf eine Öffnungsrate von ungefähr 3 Metern pro Jahrzehnt geschlossen werden. Dieser Trend liegt folglich im Einklang mit den seit 2001 durchgeführten Bewegungsmessungen.

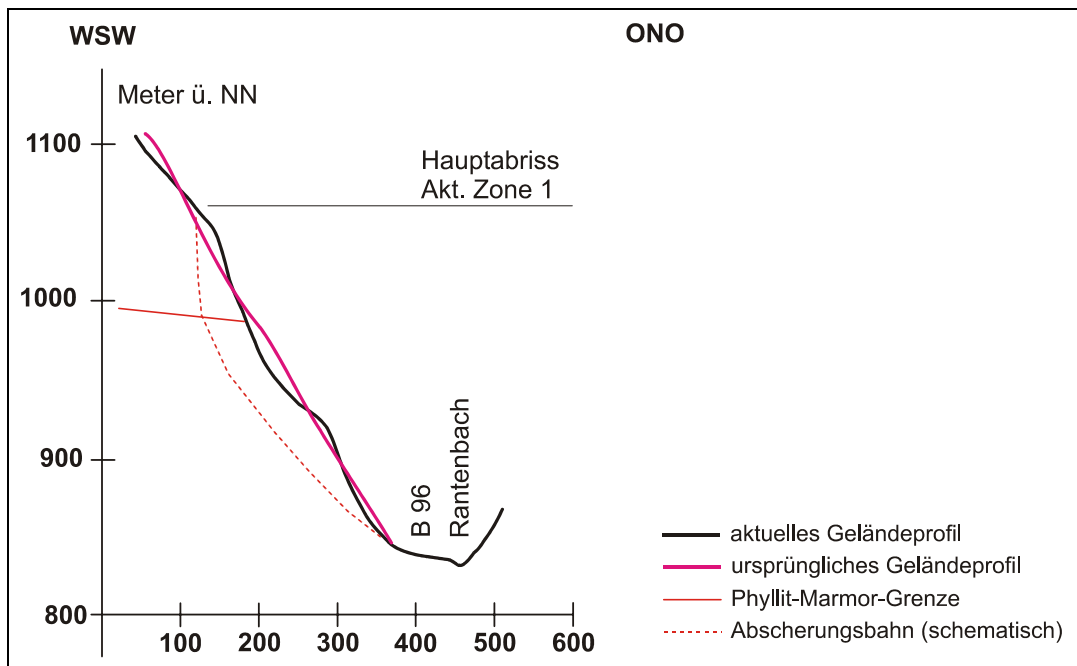


Abb. 6-18: Profil durch den zentralen Bereich der Aktivitätszone 1 (zweifach überhöht) mit angenommenem Verlauf des ursprünglichen Geländeprofiles

Die übergeordnete, kriechende Hangdeformation (Aktivitätszone 2) zeigt aktuell relativ kleine Öffnungsgeschwindigkeiten von wenigen Zentimetern pro Jahr an. Die rezenten Bewegungstrends zeugen bei Versatzbeträgen von 15 Metern im Abrissbereich und bei der mehrere Meter geöffnete Kluftgasse von einer bereits lange andauernden Deformation dieser Zone. Eine genauere zeitliche Eingrenzung ist jedoch schwierig, da es in diesem Fall fraglich ist, ob der aktuelle Trend für einen dermaßen großen Zeitraum repräsentativ ist.

Mangels detaillierter Kenntnisse über die Untergrundverhältnisse wird die Tiefenlage des Abscherungshorizonts der kriechenden Hangdeformation über die planimetrisch ermittelte Fläche der neu entstandenen Hohlform abgeschätzt (Abb. 6-19). In einem Profil durch den zentralen Bereich der rezent aktiven Hangdeformation wird von

einer Äquivalenz der ermittelten Fläche F1 ($\sim 15.000\text{m}^2$) zur Fläche der erfassten Hangdeformation (F2) ausgegangen. Bei einer Profillänge von circa 500 Metern ergibt sich somit eine durchschnittliche Tiefenlage des Abscherhorizonts von rund 30 Metern. Umgerechnet auf die Gesamtfläche der Aktivitätszone 2 ($\sim 250.000\text{m}^2$) kann das Gesamtvolumen in einer Größenordnung von circa $7,5 \times 10^6\text{m}^3$ abgeschätzt werden.

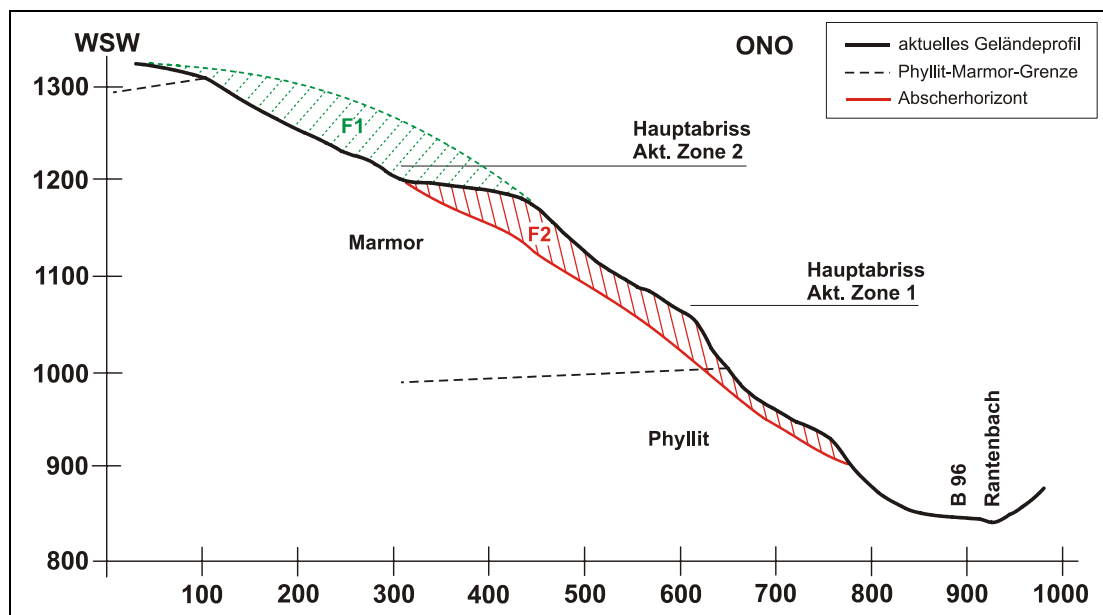


Abb. 6-19: Profil durch den zentralen Bereich der rezent aktiven Hangdeformation mit planimetrisch ermittelter Lage des Abscherhorizonts der Aktivitätszone 2. (Höhenangaben in Meter ü. NN, Längen in Meter)

Im Bereich der Aktivitätszone 1 wurde der ursprüngliche Verlauf der Phyllit-Marmor-Grenze unter Annahme einer rotationalen Bewegung rekonstruiert. Aus der graphischen Rückbilanzierung ergibt sich eine horizontale Bewegungskomponente von circa 30 Metern bei einem vertikalen Versatz von rund 25 Metern (**Abb. 6-20**).

Die Rotation des Punktes P1 zu P1', bezogen auf die Orientierung der Schieferungsflächen (ursprüngliche Lagerung: 020/30; rotierte Lagerung: 220/25), schreitet einen idealisierten Kreisbogen auf einer Länge von circa 50 Metern ab. Dieses Teilstück repräsentiert den Mindestversatz innerhalb dieses Bereichs und zeigt eine Tiefenlage von rund 10 Metern an. Werden diese Annahmen auf die gesamte Aktivitätszone 1 ausgeweitet, ergibt sich eine kreisförmige Bewegungsbahn

mit einer Bogenlänge von circa 280 Metern und einer durchschnittlichen Tiefe von rund 30 Metern (**Abb. 6-21**).

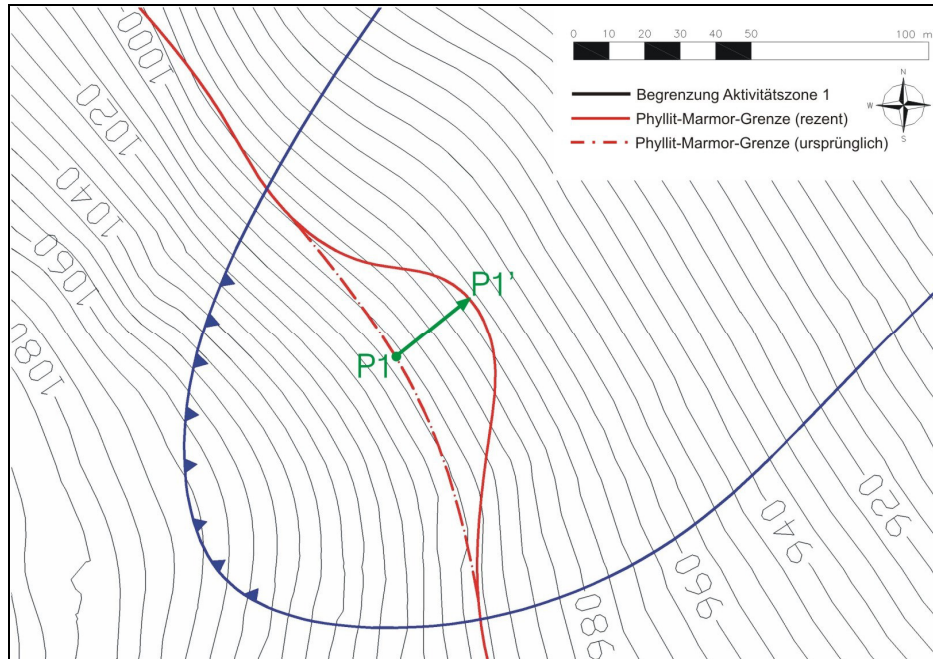


Abb. 6-20: Lageplan des ursprünglichen Verlaufs der Phyllit-Marmor-Grenze im Bereich der Aktivitätszone 1 mit horizontalem Versatzvektor.

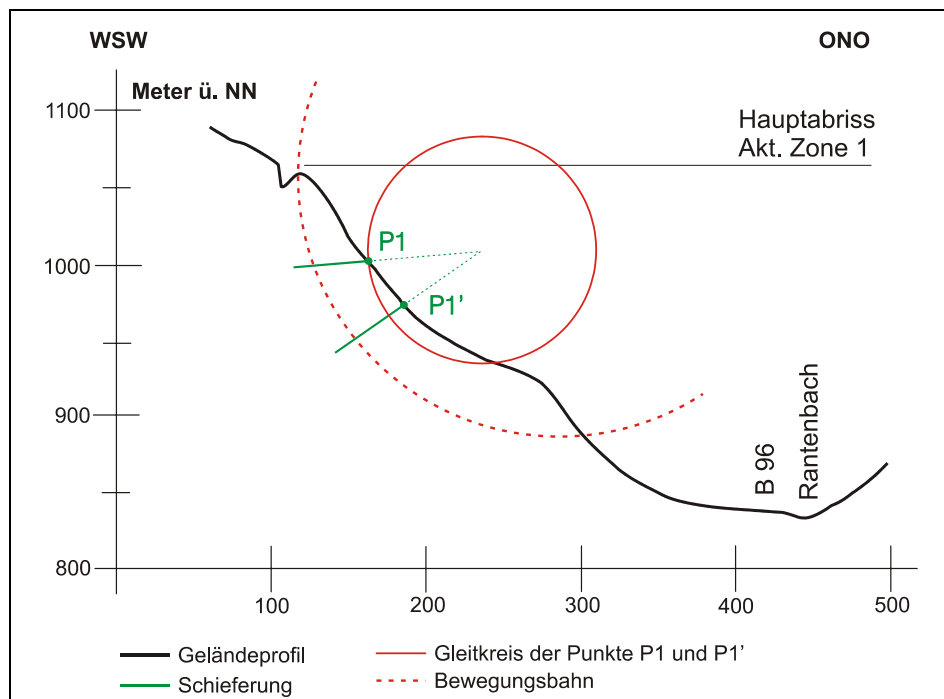


Abb. 6-21: Profil durch den zentralen Bereich der Aktivitätszone 1 mit graphisch ermittelter Lage der basalen Bewegungsbahn und des Versatzsegments zwischen den Punkten P1 und P1'.

Diese Ergebnisse werden sowohl von den Messdaten der Seilextensiometer und des Servotheodolits, wie auch von den bereits angeführten Modellierungsversuchen (**Abb. 6-17**) unterstützt. Die ermittelte Lage und angenäherte Form der Bewegungsbahn wird durch die vertikal dominierten Bewegungsvektoren im Abrissbereich und die geringeren, horizontalen Versatzbewegungen im Hangfuß nachgezeichnet.

Die Modellvorstellung einer durchgehenden, rotationalen Gleitzone würde jedoch einen vollkommen abgelösten Sackungskörper generieren. Vertikale Versatzvektoren im oberen Hangbereich machen zwar eine listrische Basalbewegung möglich, Extensionsstrukturen wie Blockwandern und Kluftgassen zeigen jedoch eine horizontale Translationsbewegung an (HERMANN, 1997). Folglich wird im oberen Hangbereich eine Bewegungsbahn, welche aus rotationalen und translatorischen Segmenten zusammengesetzt ist, angenommen. Basierend auf dem Bruchverhalten des inkompetenten Sockelmaterials ist in diesem Teil der Bewegungsmasse mit einer bruchmuschelartigen Gleitbahn zu rechnen.

In der Klassifikation tiefreichender Hangdeformationen nach HERMANN (1996) ist der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald ein initiales bis entwickeltes Stadium zuzuschreiben. Obwohl eine durchgehende Abrisszone, markante Bereiche der Bergzerreißung (Aktivitätszone 2) und eine Segmentierung des Hanges durch sekundäre Abrisse (Aktivitätszone 1) entwickelt ist, sind klassische Talzuschubstrukturen nur in Ansätzen erkennbar.

7 GEOGENES GEFAHRENPOTENTIAL

Reliktische Blöcke mit Kubaturen von bis zu 40m^3 , die Absturzmassen des Felssturzereignisses im April 2001 und unregelmäßige Block- und Hangschuttrutschungen geben eindeutige Hinweise auf das rezente Gefahrenpotential der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald.

Im Rahmen des Überwachungs- und Untersuchungsprogramms der Steiermärkischen Landesregierung, Fachabteilung 19B, wurde eine Modellierung beziehungsweise Simulation von Absturzereignissen und eine umfassende Risikobewertung dieser Massenbewegung durchgeführt.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen aus dem zusammenfassenden Schlussbericht des Felssturzes Lärchberg-Galgenwald (ANGERER et al., 2005) werden hier zusammengefasst und ergänzt.

7.1 Gefahrenszenarien

Es werden grundsätzlich 4 Gefahrenszenarien als möglich betrachtet und gründen auf die geologisch-geotechnische Geländeaufnahme und die darauf basierenden Modellierungen nach ANGERER et al. (2005):

- 1) Steinschlagereignisse und Kleinfelsstürze beziehungsweise abrollende Blöcke
- 2) Felsmassenstürze bis zu 50.000 m^3
- 3) Abgehen der Aktivitätszone 1 in Form eines Talzuschubs (geschätztes Volumen bis 900.000 m^3)
- 4) Abgehen der Aktivitätszone 2 in Form eines Talzuschubs (geschätztes Volumen bis zu $10 \times 10^6\text{ m}^3$)

ad 1) Alimentationsgebiet von Steinschlag- beziehungsweise Kleinfelssturzereignissen ist primär die gesamte Aktivitätszone 1 und angrenzende Bereiche (Aufschlusszonen A0 und B). Steinschlagprozesse und kleinere

Blockabstürze beziehungsweise abrollende Blöcke und oberflächliche Hangschuttbewegungen können in unterschiedlichem, meist kleinerem Ausmaß häufig beobachtet werden und treten ohne Vorwarnung ein.

Abrollende Blöcke im zentralen und südöstlichen Bereich der Aktivitätszone 1 erreichen laut Simulation nicht den Schutzdamm an der Bundesstraße B96. Diese Erkenntnisse decken sich auch mit den Beobachtungen in der Natur. Die Reichweite der abrollenden Blöcke beträgt maximal 25 bis 30 Meter in den Talboden.

In den nordwestlichen Abschnitten der von Steinschlag betroffenen Gebiete zeigt sich jedoch eine potenzielle Gefährdung des Gehöfts Fritz durch Absturzbereiche der Aktivitätszone 1 und 2. Es wird auch als möglich erachtet, dass der Schutzdamm in diesem Bereich von abstürzenden und abrollenden Blöcken erreicht wird. Die stark vernässte und flache Wiese im Vorfeld des Dammes zeigt jedoch sehr gute Dämpfungseigenschaften und reduziert die Sprunghöhe potenzieller Sturzblöcke gegen Null.

ad 2) Felsmassenstürze mit einem Volumen bis 50.000 m³ sind durch den Abbruch einer oder mehrerer Aufschlussbereiche möglich. Es werden die Bereiche IIIa und IIIb (Szenario 1) sowie die Bereiche II und IV (Szenario 2) und Bereich B (Szenario 3) zusammengefasst.

Aufgrund der Lithologie und der Kluftkörperfazies bedingt ein Absturz des Aufschlussbereiches B nur eine geringe Gefährdung unterhalb des potenziellen Absturzbereiches. Die kleinblockigen bis kleinblättrigen Kluftkörper des phyllitischen Sockels werden beim Absturz rasch zerkleinert. Es wird mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen, dass der Großteil der Sturzmasse bereits im Wald liegen bleibt und lediglich einzelne Blöcke mit geringer Geschwindigkeit bis auf die Wiese über dem Gehöft Fritz rollen können.

Eine Steinschlagsimulation ergab bei einem Abgang der Felsmassen nach Szenario 1 und 2, dass keine Blöcke den Schutzdamm überqueren. Somit besteht im zentralen Bereich keine akute Gefahr der Bundesstraße und des Rantenbachs. Das Gehöft Fritz und der Bereich nordwestlich des Schutzdammes sind bei einem Felsmassensturz jedoch von Einzellblöcken gefährdet. Da diese Szenarien wahrscheinlich ohne deutliche Vorwarnung eintreten, bergen solche oder ähnliche Abstürze ein bedeutendes Gefahrenpotential für das Gehöft und die Bundesstraße.

ad 3) Als Vorwarnung des Abgehens der gesamten Aktivitätszone 1 wird eine Intensivierung von Blockabstürzen und von Trends abweichende Messergebnisse erwartet.

Numerische Modellierungen haben ergeben, dass der Abgang der Aktivitätszone 1 in Form eines langsamen Zuschiebens des Tales erfolgen wird. Im zentralen Bereich können die Gesteinsmassen auf einer Breite von circa 250 Metern den Rantenbach erreichen und eine gering mächtige Verschüttung verursachen. Es ist zwar mit keinem bedeutenden Aufstauen und Murenereignissen zu rechnen, von einer Verschüttung beziehungsweise Zerstörung der Bundesstrasse kann bei diesem Szenario aber ausgegangen werden.

ad 4) Das Abgehen der Aktivitätszone 2 beziehungsweise eines Teiles dieser Zone lässt wie in Punkt 3) eine Vorwarnung in Form einer Intensivierung der Blockabstürze und Änderung beziehungsweise markante Beschleunigung der Bewegungen erwarten.

Das größte Gefahrenpotential eines Abgangs der Aktivitätszone 2 liegt in einem dammartigen Verschluss des Rantentals auf einer Breite von circa 500 Metern. Die Höhe des Talzuschubkegels wird mit bis zu 15 Metern prognostiziert. Ein Aufbeziehungsweise Rückstauen des Rantenbachs wird erwartet, wobei die Gefahr des Durchbrechens der abgelagerten Massen eine Flutwelle beziehungsweise ein Großmurenereignis auslösen kann.

7.1.1 Eintrittswahrscheinlichkeit

Steinschlagereignisse, abrollende Blöcke und Hangschuttbewegungen sind in unterschiedlichem Ausmaß häufig zu beobachten und können jederzeit auftreten.

Die Eintrittswahrscheinlichkeit von Felsmassenstürzen nach Gefährdungsszenario 2 ist aufgrund der nicht zu erwartenden Vorwarnung entsprechend schwierig einzuschätzen.

Die Abrisspalte der Aktivitätszone 1 zeigt eine durchschnittliche Öffnungsrate von ungefähr 30 cm pro Jahr. Bei einem Anhalten dieses Trends ist in den nächsten 100

Jahren mit einer Öffnungsweite von über 30 Metern zu rechnen. Eine derartige Verschiebung macht die Ausbildung einer durchgehenden Bruchfläche im phyllitischen Sockel und den Abgang der Aktivitätszone 1 wahrscheinlich.

Dieser grob abgeschätzte Eintrittszeitpunkt kann für den Abgang der Aktivitätszone 2 auf ein Vielfaches erhöht werden.

Die Eintrittswahrscheinlichkeit des Abganges von Aktivitätszone 1 oder 2 im Falle eines Erdbebens ist ebenfalls zu berücksichtigen. Untersuchungen nach KEEFER (2000; aus ANGERER et al., 2005) weisen Beben, die zum Abgang der Aktivitätszone 1 führen können, mit einer Wiederkehrperiode von etwa 170 Jahren aus. Der Abgang der Aktivitätszone 2 kann von Beben mit einer Wiederkehrdauer von etwa 1000 Jahren ausgelöst werden.

Es muss festgehalten werden, dass diese Abschätzungen nur einen groben Ansatz über den zeitlichen Rahmen der unterschiedlichen Gefährdungsszenarien geben. Da die Bewegungsmessungen erst einen sehr kurzen Zeitraum abdecken, ist es fraglich ob die bisher erhobenen Daten auch weiterhin diesen Entwicklungen folgen und den tatsächlichen Bewegungstrends entsprechen. Das Fehlen detaillierter Kenntnisse des Untergrundes (Kernbohrungen wurden nicht abgeteuft) unterstreicht die zum Teil spekulativen Abschätzungen der Eintrittszeiträume und Volumina von potenziellen Felsmassenstürzen und Talzuschubsprozessen.

7.2 Schutzmaßnahmen und Risikominderung

Aufgrund des vorhandenen Gefahrenpotentials der Massenbewegung Lärchberg-Galgenwald ist die Ausarbeitung von Schutzmaßnahmen und Maßnahmen zur Risikominderung unumgänglich. In **Tab. 7-1** werden die mit geotechnisch vertretbarem Aufwand durchführbaren Maßnahmen nach ANGERER et al. (2005) zusammengefasst.

Die Verlängerung des Schutzdammes im Bereich des Gehöft Fritz (Maßnahme 1) wird dringend empfohlen, da bei plötzlich eintretenden Felsmassenstürzen ein bedeutendes Sicherheitsdefizit besteht.

Die Verringerung des Wassereintrages in den Untergrund (Maßnahmen 2 und 3) soll eine Verringerung der Verschiebungsgeschwindigkeiten führen und werden ebenfalls dringend empfohlen.

Die weiteren Maßnahmen sollen die Hangstabilität erhöhen (Maßnahme 6) beziehungsweise stellen Sicherheitsmaßnahmen bei einem möglichen Abgang größerer Massen dar.

	Maßnahmen	Art der Wirkung	geschätzte Gesamtkosten
1.	Verlängerung des Schutzdammes	Schutz der B96 im Bereich des Gehöftes Fritz	je nach Ausführung
2.	Versiegelung der Fortstraßen, Drainage entlang der Forststraßen und Einleitung in seitliche Gräben	Abfangen von Oberflächenwässern, Unterbindung der Einleitung in das Bergwassersystem	~ € 100.000.-
3.	Ingenieurbioologische Maßnahmen im gesamten Einzugsgebiet und Unterbindung von Wildverbiss	Reduzierung des Versickerungsanteiles aus Niederschlag, Erhöhen der Evapotranspiration	Bepflanzung: ~ € 176.000.-
4.	Entwässerungsstollen	Drainagierung des untersten Bereiches des Hanges (Phyllitsockel), Erhöhung der widerstehenden Kräfte (Wirkung wird als gering eingeschätzt)	~ € 2 Mio.
5.	Umleitungsstollen für den Rantenbach durch den Gegenhang	Verhinderung eines Rückstaues zufolge Zuschieben des Tales	€ 7 – 8 Mio.
6.	Vorschüttung im Fußbereich und Einhausung des Rantenbaches	Erhöhung der widerstehenden Kräfte und Leitung des Rantenbaches durch einen Tunnel	Vorschüttung ~ € 11 Mio. Einhausung ~ € 7 – 8 Mio.

Tab. 7-1: Mit geotechnisch vertretbarem Aufwand durchführbare Maßnahmen zur Risikominderung (ANGERER et al., 2005)

Da die Beobachtungen der komplexen Verhältnisse der Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald erst einen relativ kurzen Zeitraum abdecken, ist ein Fortführen der Bewegungsmessungen und periodische Untersuchungen und Neueinschätzungen der gegebenen Verhältnisse unumgänglich.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- AGLIARDI F., CROSTA, G. & ZANCHI A. (2001): Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. –Engineering Geology 59 (2001), 83-102
- AMPFERER O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreißung. –Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Band 148, 1-14
- ANGERER H., BECKER L., GILLARDUZZI K., HERMANN S., KALCHER T., KITTL H., MÖLK M., PÖLLINGER M & POISEL R. (2005): Felssturz Lärchberg-Galgenwald bei Murau: Zusammenfassender Schlussbericht, Datenstand September 2004. –Unveröffentlichter Bericht
- ANGERER H., HERMANN S., KITTL H., POISEL R. & ROTH W. (2003): Monitoring, mechanics and risk assessment of the Lärchberg-Galgenwald (Austria). – Rock Mechanics, Proceedings, 6 pp.
- BARLA G. & CHIRIOTTI E. (1995): Insights into the Behavior of the Large Deep Seated Gravitational Slope Deformation of Rosone, in the Piemont Region (Italy). –Felsbau 13, Nr. 6, 425-432
- BROMHEAD E. N. (1986): The Stability of Slopes. –Surrey University Press, Glasgow, 374 S.
- BRÜCKL E. (2001): Cause-Effect Models of Large Landslides. –Natural Hazards 23, 291-314
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994): Deep-seated gravitational slope deformation, related landslides and tectonics. –Engineering Geology 38, 231-243
- EDER N. & NEUBAUER F. (2000): On the edge of the extruding wedge: Neogene kinematics and geomorphology along the southern Niedere Tauern, Eastern Alps. –Eclogae geol. Helv. 93 (2000), 81-92

- EGGER P. (1996): Bergsturz und Steinschlag. Sturzbahnsimulation mit dem Computer. –Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse, Birkhäuser Verlag, Basel, 227-236
- FAHRNBERGER W., BECKER L. P. & HERMANN S. (2001): Einige Bemerkungen zur Verbreitung tiefreichender Hangdeformationen im Paltental der Oberstiermark, Österreich. –Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Band 131, 19-22
- FERRUCCI F., AMELIO M., SORRISO-VALVO M. & TANSI C. (2000): Seismic prospection of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy. –Engineering Geology 57, 53-64
- FLÜGEL H.W. & NEUBAUER F. (1984): STEIERMARK – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. –Geologische Bundesanstalt Wien 1984, 127 S.
- HEIM A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. –Vierteljahresschrift der Naturforscher Gesellschaft Zürich, 228pp
- HERMANN S. (1997): Tiefreichende Hangdeformationen im Kristallind der Niederen Tauern. –Unveröff. Diss., Naturwiss.Fak. Univ. Graz
- HERMANN S., MADRITSCH G., RAUTH H. & BECKER L. P. (2000): Modes and Structural Conditions of Large Scale Mass Movements (Sackungen) on Crystalline Basement Units of the Eastern Alps (Niedere Tauern, Austria). –Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Band 130, 31-42
- HERMANN S. & LOIZENBAUER J. (2004): Felssturz Lärchberg / Galgenwald – Grundlagenerhebung für Steinschlagsimulation. –Geotechnischer Bericht im Auftrag des Fortsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbau, Geologische Stelle, Innsbruck, 34 S.
- HUTCHINSON, J. N. (1988): General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. –5th Int. Symp Landslides, Vol. 1 (1988), 3-35

- KALCHER Th. & PÖLLINGER M. (2003): Schätzung des Schadens zufolge einer durch die Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald ausgelösten Flut- und Großmureneignisses. –Unveröffentlichter Bericht
- KOLLMANN H. A. & STROBL K. (1994): Landschaften-Steiermark. –Ferdinand Berger und Söhne, Wien, 64 S.
- KOROKNAI B., NEUBAUER F., GENSER J. & TOPA D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. –Schweiz. Minerl. Petrogr. Mitteilungen 79 (1999), 277-295
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G. MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2003): Structural control on mass-movement evolution: A case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps. –Eclogae geol. Helv. 96, 85-98
- MOSER M. (1986): Ingenieurgeologische Karte für die Gefahrenzonenplanung in Hangbereichen. –Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 33 (1986), 57-76
- NEMCOK A., PAZEK J. & RYBAR (1972): Classification of landslides and other mass movements. –Rock Mechanics, Vol. 4/2, 71-78
- NEUBAUER F., (1980): Geologische Übersichtskarte des Murauer Paläozoikums. – Zusammengestellt auf der Basis der geologischen Karte von THURNER A., 1958 und 1978, unter Benützung der Aufnahmen verschiedener Autoren und eigener Beobachtungen
- NEUBAUER F., KORKONAI B., GENSER J., HANDLER R. & TOPA D. (1998): Middle und Upper Austroalpine units of the Gurrktal Mountains / Nock region. –Field Guide “Transsect through central Eastern Alps”, Carpathian-Balkan Geological Association, XVI. Congress, Wien-Salzburg 1998, 85-101
- POHL W. (1983): Ingenieurgeologisches Gutachten über einen instabilen Hang im Rantengraben bei Murau/Steiermark. –Unveröffentlichter Bericht

- POISEL R. & EPPENSTEINER W. (1988): Gang und Gehweg einer Massenbewegung, Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau 6 (1988) Nr.4, 189-194
- POISEL R. & EPPENSTEINER W. (1989): Gang und Gehweg einer Massenbewegung, Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. –Felsbau 7 (1989) Nr.1, 16-20
- POISEL R. , HERMANN S., KITTL H. & PREH A. (2003): Die Großhangbewegung Lärchberg-Galgenwald bei Murau. –Felsbau 21 (2003) NR.5, 110-119
- RIZZO V. & LEGGERI M. (2004): Slope instability and sagging reactivation at Maratea (Potenza, Basilicata, Italy). –Engineering Geology 71, 181-198
- STINI J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. –Geologie und Bauwesen 13, 71-79
- SORRISO-VALVO M., GULLA G., ANTRONICO L., TANSI C. & AMELIO M. (1999): Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto-Greci slope (Calabria, Italy). –Geomorphology 30, 147-163
- TOLLMANN A. (1986): Geologie von Österreich - Band III: Gesamtübersicht. – Franz Deuticke, Wien, 718 S.
- VARNES D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. –Landslides-Analysis and Control. Special Report 176, 11-33
- WEIDNER S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrologischen Verhältnisse. –Unveröff. Diss., Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen-Nürnberg
- ZISCHINSKY, U. (1966): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. –Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1967), 127-168
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Sackungen. –Rock Mechanics., 1, 30-52

9 ANHANG



Abb. 9-1: Ansicht vom Schutzdamm der Aktivitätszone 1 und des Aufschlussbereichs A0 (rechter Bildrand).



Abb. 9-2: Westlicher Bereich der Verebnungsfläche unterhalb des Hauptabrisses der Aktivitätszone 2.



Abb. 9-3: Hauptabrissspalte der Aktivitätszone 1, zentraler Bereich.



Abb. 9-4: Hauptabrissspalte der Aktivitätszone 1, östlicher Bereich.



Abb. 9-5: Faltendetail im Aufschlussbereich A0.



Abb. 9-6: Faltendetail im Aufschlussbereich I.



Abb. 9-7: Zerrgasse und Blockhalde im Aufschlussbereich I der Aktivitätszone 1. (September 2005)



Abb. 9-8: Quarzlinse in phyllitischen Lagen. Aufschlussbereich IIIb.