

Michael Ruff

GIS-gestützte Risikoplananalyse für  
Rutschungen und Felsstürze in den  
Ostalpen (Vorarlberg, Österreich)

## ***Georisikokarte***





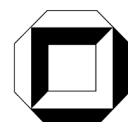
Michael Ruff

**GIS-gestützte Risikoanalyse für Rutschungen  
und Felsstürze in den Ostalpen  
(Vorarlberg, Österreich)**



# **GIS-gestützte Risikoanalyse für Rutschungen und Felsstürze in den Ostalpen (Vorarlberg, Österreich)**

von  
Michael Ruff



---

universitätsverlag karlsruhe

Dissertation genehmigt von der Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und  
Umweltwissenschaften der Universität Fridericiana zu Karlsruhe, 2005  
Referenten: Prof. Dr. Dr. K. Czurda, Prof. Dr.-Ing. G. Schmitt

### **Impressum**

Universitätsverlag Karlsruhe  
c/o Universitätsbibliothek  
Straße am Forum 2  
D-76131 Karlsruhe

[www.uvka.de](http://www.uvka.de)

© Universitätsverlag Karlsruhe 2005  
Print on Demand

ISBN 3-937300-46-5

---

## Danksagung

Diese Dissertation entstand am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität zu Karlsruhe (TH), unter der Leitung von Prof. Dr. Dr. K. Czurda. Ihm möchte ich nicht nur für die Vergabe des Themas danken, sondern auch für den freundschaftlichen Umgang bei der wissenschaftlichen Arbeit.

Herrn Dr. Joachim Rohn danke ich für die konstruktiven Vorschläge bei der Verfassung dieser Arbeit und die sehr gute Zusammenarbeit in Lehre und Forschung während der Zeit am Lehrstuhl.

Natürlich bin ich den unermüdlichen Diplomanden Christian Schanz, Georg Hils, Nadine Hawelka und Marcel Fulde für die Feldarbeiten zu großem Dank verpflichtet. Sie haben einen Teil der Grundlagen für diese Arbeit gelegt.

Herrn Dr. Matthias Auer danke ich für die Hilfe bei der tektonischen Interpretation, auch wenn ich nicht alle Vorschläge berücksichtigen konnte oder wollte.

Auch möchte ich mich bei allen Mit-Doktoranden – besonders Detlev Rettenmaier, Heike Werz, Christoph Neukum, Tanja Liesch und Geeralt van den Ham – bedanken, mit denen die tägliche Arbeit wirklich Spaß gemacht hat.

Prof. G.H. Eisbacher danke ich für seine engagierte Lehre, die mein Interesse an der Geologie während des Studiums immer wieder angestachelt haben.

Frau Stefanie Mohr danke ich nicht nur für die sprachlichen Verbesserungen sondern auch für die Motivation, die Uni ab und zu hinter sich zu lassen. Herrn Thomas Schröder möchte ich für die Geduld danken, die meine schlechte Laune während des Zusammenschreibens gekostet haben muss.

Frau Dr. Margit Schmid und Herrn Dr. Georg Friebe von der INATURA Dornbirn danke ich für die finanzielle Unterstützung des Projektes und die lange fruchtbare Zusammenarbeit. Für die unbürokratische Bereitstellung der notwendigen Daten danke ich dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) sowie dem Landeswasserbauamt und Umweltinstitut Vorarlberg.

Zu guter Letzt gilt ein besonderer Dank noch meinen Eltern, die mir durch ihre finanzielle und moralische Unterstützung ein Studium nach meinen eigenen Vorstellungen ermöglicht haben. Leider konnte meine Mutter den Abschluss ihres letzten Kindes nicht mehr persönlich miterleben.

---

## Kurzfassung

Ziel dieser Arbeit war eine Gefährdungs- und Risikoanalyse von Massenbewegungen mittels GIS in einem regionalen Maßstab. Es sollte eine transparente Methode der Bewertung geologischer Risiken erarbeitet werden, die möglichst vorhandenes Datenmaterial nützt und für größere Regionen der Alpen anwendbar ist. Als Untersuchungsgebiet wurde die Hochtannberg/Arlberg Region in Vorarlberg/Österreich gewählt.

Um die Mechanismen aktiver Massenbewegungen zu erfassen wurden umfangreiche geologische und geotechnische Kartierungen durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet lag innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, die in Vorarlberg aus einer bis zu 3 km mächtigen Abfolge mesozoischer Karbonat- und Tongesteine besteht, welche heute in komplexen Falten- und Überschiebungsstrukturen vorliegen. Dazu besitzen quartäre Lockergesteine wie Hangschutt und Moränenmaterial eine lokale Bedeutung. Die aktiven Massenbewegungen wurden in einer Ereigniskarte gesammelt und mit den Kartierungen in ArcGIS digitalisiert. Die geologischen Formationen wurden für die Analyse nach ihren lithologischen Eigenschaften klassifiziert. Alle Daten wurden als Raster mit einer Zellengröße von 25 Metern verarbeitet.

Eine Gefährdung besteht im Arbeitsgebiet hauptsächlich durch zwei Arten von Massenbewegungen: Rutschungen und Felsstürze. Wegen der unterschiedlichen Mechanik dieser Bewegungsarten musste die Analyse für beide Fälle zunächst getrennt erfolgen. Aufgrund der regionalen Betrachtung wurde die Suszeptibilität für Massenbewegungen in fünf Stufen unterteilt (sehr schwach, schwach, mittel, stark, sehr stark).

Die Rutschungen wurden mit einer Index-Methode bearbeitet. Hierbei wurden die vorbereitenden Faktoren Lithologie, Störungen, Schichtlagerung, Hangneigung, Exposition, Vegetation und Erosion herangezogen. Mit bivariaten statistischen Vergleichen der Ebenen mit der Ereigniskarte wurde die Suszeptibilität bewertet. In einem dreistufigen Verfahren wurden die Ebenen zu einer Suszeptibilitätskarte vereinigt.

Die Gefährdung für Felsstürze bzw. Steinschlag wurde mit einer Kosten-Analyse der rollenden Bewegung eines Körpers realisiert. Potenzielle Abrissbereiche wurden aus dem digitalen Höhenmodell extrahiert. Ein Kostengrid wurde aufgrund der Parameter Hangneigung und Rollreibungskoeffizient erstellt. Daraus wurden die Kosten für alle theoretisch möglichen Trajektorien beginnend von einer Quellzelle berechnet. Die statistische Analyse der Kostenverteilung führte zu der zweiten Suszeptibilitätskarte.

Die Vulnerabilität des Gebietes wurde unter Berücksichtigung der Landnutzung und der Infrastruktur ebenfalls qualitativ in fünf Stufen unterteilt. Die Überlagerung der Suszeptibilität mit der Vulnerabilität ergab eine Risikokarte. Dadurch wurden objektiv



Bereiche mit erhöhtem Risiko regional ausgewiesen. Die so erstellten Karten ermöglichen Personen, die über wenig geologisches Hintergrundwissen verfügen, einen Einblick in die lokale Gefährdung. Damit geben sie eine wertvolle Hilfestellung bei der Raumplanung. Außerdem bieten sie die Möglichkeit, die ansässige Bevölkerung über die Gefahren zu informieren und so langfristig das Risiko zu mindern.

Das Projekt wurde finanziert vom Amt der Vorarlberger Landesregierung und der INATURA Dornbirn.

### **Abstract**

The aim of this studies was hazard and risk assessment using GIS at a regional scale. A transparent method of hazard assessment should be documented, which is using mainly existing data and is applicable at larger regions of the Alps. The Hochtannberg/Arlberg Region in Vorarlberg/Austria was chosen as a representative study area.

Geological and geotechnical maps have been created to identify causes and mechanisms of active mass movements. The study area lies in the Northern Calcareous Alps, which consist in Vorarlberg of a up to 3 km thick succession of Mesozoic carbonatic and pelitic sediments, tectonically divided into complex fold-thrust-structures. Quaternary sediments, like slope debris and moraines, have local importance. The active mass movements were gathered in a landslide inventory and digitised via ArcGIS together with the maps. For the hazard assessment the formations were classified according to their lithological behaviour. All data were analysed as grids with a cell size of 25 meters.

Two types of mass movements imply a geological hazard: sliding and falling. Because of the different mechanical behaviour, both types have to be considered separately at first. In reference to the regional scale, the susceptibility to landslides was divided into five categories (very low, low, medium, high, very high).

The hazard assessment for slides was accomplished using an index method. Comparing the preparatory factors to the landslide inventory with bivariate statistics, susceptibility indices for the layers lithology, bedding, faults, slope angle, aspect, vegetation and erosion were estimated. In a three step iterative method the layers were combined into a susceptibility map.

Hazard areas of rockfalls were estimated with a cost analysis of the movent of rolling rock samples. Potential source areas of falling material were extracted out of the Digital Elevation Model. A cost grid was calculated on the basis of slope angle and

rolling friction. Interpreting the distribution of the cost calculation, a susceptibility map was constructed.

In relation to landuse and infrastructure a vulnerability map was created also according to five different classes. The overlay of susceptibility and vulnerability leads to the risk map. In this map, the areas of increased risk are exposed objectively on a regional scale. The constructed maps give an insight into the hazard situation for users without detailed knowledge about geology. Therefore these maps represent a useful tool for spatial planning. Local population can be informed about geologic hazards of their homelands, leading to a decrease of risk on the long run.

The studies were financed by the Federal Government of Vorarlberg and the INATURA Museum Dornbirn.

## Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
1.1	Was ist ein Georisiko? .....	2
1.2	Ist eine Georisiko-Analyse wirtschaftlich notwendig?.....	3
1.3	Warum sind Georisiken nicht erfasst?.....	4
1.4	Lässt sich das Risiko berechnen?.....	4
1.5	In welchem Maßstab soll gearbeitet werden?.....	5
1.6	Welche Untersuchungsgebiete sind geeignet?.....	5
2	Das Arbeitsgebiet Hochtannberg/Arlberg.....	7
2.1	Geographie .....	7
2.2	Hydrologie.....	8
2.3	Klima.....	10
2.3.1	Klimatographie von Vorarlberg .....	10
2.3.2	Temperaturen im Arbeitsgebiet.....	12
2.3.3	Niederschlag im Arbeitsgebiet .....	13
2.3.4	Starkregen-Ereignis August 2002 .....	13
2.4	Wirtschaft .....	14
2.4.1	Tourismus.....	14
2.4.2	Land- und Alpwirtschaft.....	15
2.4.3	Forstwirtschaft.....	16
2.5	Verkehr .....	16
3	Regionale Geologie .....	17
3.1	Historie - die geologische Erkundung der Alpen .....	17
3.2	Geodynamik der Alpen .....	17
3.3	Tektonik der Ostalpen.....	19
3.3.1	Geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen.....	20
3.3.2	Tektonische Strukturen der Nördlichen Kalkalpen.....	23
4	Formationen im Arbeitsgebiet.....	26
4.1	Silvretta Kristallin.....	26
4.2	Nördliche Kalkalpen.....	27
4.2.1	Muschelkalk Gruppe.....	27
4.2.2	Partnach Formation.....	27
4.2.3	Arlberg Formation .....	28
4.2.4	Raibler Formation.....	28
4.2.5	Hauptdolomit Formation .....	29
4.2.6	Plattenkalk Formation.....	30
4.2.7	Kössener Formation.....	30
4.2.7.1	Kössener Schichten.....	30

---

4.2.7.2	Oberrhätkalk .....	32
4.2.8	Bunte Lias Schwellenkalke (mit Adnet Formation) .....	32
4.2.9	Allgäu Formation .....	33
4.2.9.1	Untere Allgäu Schichten.....	33
4.2.9.2	Mittlere Allgäu Schichten.....	34
4.2.9.3	Obere Allgäu Schichten .....	34
4.2.10	Ruhpolding Formation (Radiolarite) .....	35
4.2.11	Ammergau Formation (Aptychenschichten) .....	35
4.2.12	Lechtal Formation (Kreideschiefer).....	36
4.2.13	Branderfleck Formation .....	36
4.3	Penninikum .....	37
4.3.1	Arosa-Zone .....	37
4.3.2	Rhenodanubischer Flysch (Fanola Formation).....	37
5	Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet .....	38
6	Quartär .....	45
6.1	Allgemeine Entwicklung im Quartär.....	45
6.2	Quartäre Ablagerungen .....	46
6.2.1	Moränenmaterial .....	46
6.2.2	Hangschutt.....	47
6.2.3	Fels-/Bergsturzmaterail .....	47
6.2.4	Postglaziale Schotter.....	48
6.2.5	Schwemmfächer (Murenkegel).....	48
6.2.6	Talfüllung (fluviatile und limnische Ablagerungen).....	49
7	Geotechnik .....	50
7.1	Klassifikation der Gesteine .....	50
7.1.1	Einteilung nach Lithologie.....	50
7.1.2	Einteilung nach Trennflächen .....	53
7.1.3	Chemische Verwitterung .....	54
7.1.4	Physikalische Verwitterung.....	55
7.1.5	Kornbindung/Festigkeit.....	55
7.1.6	Erfassung in einer Datenbank .....	56
7.2	Massenbewegungen.....	57
7.2.1	Die Ereigniskarte.....	57
7.2.2	Stürzen .....	59
7.2.2.1	Felssturz Gehrner Berg.....	59
7.2.2.2	Felsstürze am Älpeli (B198 nördlich Lech).....	60
7.2.2.3	Felsstürze am Auenfeld .....	60
7.2.2.4	Felsstürze Warther Horn Nordflanke .....	61

---

7.2.2.5	Felssturz Zug.....	62
7.2.2.6	Felssturz an der B197 bei Rauz .....	62
7.2.3	Rutschen.....	63
7.2.3.1	Schuttrutschung Galerie Sulztobel .....	63
7.2.3.2	Schulmahd Felsrutschungen .....	64
7.2.3.3	Schuttrutschung Jägeralpe.....	66
7.2.3.4	Felsrutschung Wannenkopf.....	68
7.2.3.5	Felsrutschung Bodenalpe.....	68
7.2.3.6	Felsrutschung bei Zürs.....	70
7.2.3.7	Schuttrutschungen in Lech.....	70
7.2.4	Kippen .....	71
7.2.5	Kriechen.....	72
7.2.6	Fließen.....	73
7.2.7	Die Dolinen von Lech .....	73
8	Analyse der Ereignisse mit dem GIS .....	75
8.1	Verarbeitung der Datenebenen.....	75
8.2	Verteilung der Massenbewegungen .....	76
8.3	Auswertung der Rutschungen.....	77
8.3.1	Anzahl und Fläche der Ereignisse .....	77
8.3.2	Ereignisse nach der beteiligten Lithologie .....	78
8.3.3	Ereignisse nach der Morphologie .....	80
8.4	Auswertung der Felsstürze .....	81
8.4.1	Anzahl und Fläche der Ereignisse .....	82
8.4.2	Verteilung der Abrisskanten nach der Lithologie .....	83
9	Suszeptibilität Rutschungen .....	84
9.1	Methoden für Rutschungen.....	84
9.2	Die Indexmethode .....	87
9.3	Indizierung der Ebenen.....	88
9.3.1	Hangneigung.....	88
9.3.2	Exposition .....	89
9.3.3	Lithologie .....	89
9.3.4	Abstand zu Störungen.....	90
9.3.5	Scheinbares Einfallen.....	90
9.3.6	Vegetation.....	92
9.3.7	Erosion .....	92
9.4	Indizierung innerhalb der Gruppen.....	92
9.4.1	Gruppe Morphologie.....	93
9.4.2	Gruppe Geologie.....	93

9.4.3	Gruppe Umwelt .....	93
9.5	Indizierung der Gruppen .....	93
9.6	Darstellung und Bewertung der Gefährdungskarte .....	94
10	Suszeptibilität Felsstürze .....	97
10.1	Methoden der Felssturz-Analyse.....	99
10.2	Modellierung von Trajektorien mit dem GIS.....	101
10.2.1	Bestimmung des Abbruchgebietes .....	102
10.2.2	Bestimmung der Trajektorien.....	102
10.2.3	Bestimmung des Ablagerungsgebietes.....	102
10.2.4	Fehlerbetrachtung der Modellierung .....	106
11	Vulnerabilität.....	107
11.1	Gefährdete Objekte im Arbeitsgebiet .....	107
11.2	Indizierung und Darstellung der Vulnerabilität .....	109
12	Georisiko .....	111
12.1	Inventarisierung.....	111
12.2	Erstellung der Risikokarten .....	111
12.3	Potenzielle Nutzer der Risikokarten .....	114
12.4	Möglichkeiten der Risiko-Minderung .....	115
12.5	Konzept für die landesweite Ausweitung von Georisiken in Vorarlberg.....	116
12.5.1	Schritt 1: Datenerfassung .....	116
12.5.2	Schritt 2: Erstellung der ersten Risikokarte .....	117
12.5.3	Schritt 3: Erfassung von Detailinformationen .....	117
12.5.4	Schritt 4: Erstellung der detaillierten Risikokarten .....	117
13	Zusammenfassung .....	118
14	Literatur .....	120

## Anhang A: Aufschlussverzeichnis

Karten:	Geologische Karte des Hochtannberg/Arlberg Gebietes
	Geologische Profilkarte des Hochtannberg/Arlberg Gebietes
	Gefährdungskarte Rutschungen des Hochtannberg/Arlberg Gebietes
	Gefährdungskarte Felsstürze des Hochtannberg/Arlberg Gebietes

# 1 Einleitung

Die Alpen sind schön (Werbeslogan Tourismusverband Tirol). Doch gerade in dieser Region führt die wachsende Besiedlungsdichte und die damit verbundene Urbanisierung dafür ungeeigneter Landstriche zu Problemen. So werden die Talschaften Vorarlbergs entlang von Bregenzerache, Lech, Lutz, Alfenz und Ill intensiv als Siedlungs- und Tourismusraum genutzt. Diese Täler sind jedoch durch natürliche Denudationsprozesse gefährdet: Felsstürze, Steinschlag, Rutschungen, Muren und andere Arten von Massenbewegungen werden immer Teil des Lebens in den Alpen sein. Um die bestehenden Siedlungen zu schützen und die Bebauung gefährdeter Bereiche zu verhindern, ist eine räumliche Vorhersage von Massenbewegungen notwendig.

Die Bedeutung der Massenbewegungen wurde in den Alpen bereits in den 40er Jahren erkannt (AMPFERER 1940, STINY 1941). Nach dem zweiten Weltkrieg entstand durch die rapide Entwicklung der Infrastruktur (Straßen, Kraftwerke, Staudämme, Tunnel) vermehrter Untersuchungsbedarf, weil Bereiche besiedelt werden mussten, die bis dahin als unbewohnbar gegolten hatten. Diese Entwicklung hält bis heute an, da der stetig wachsende Transit-Verkehr und der moderne Winter-Tourismus (Seilbahnen, Sessellifte, Hotelanlagen) aufwändige und risikoreiche Projekte erfordern.

Der Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe (AGK) arbeitet in Kooperation mit der INATURA Dornbirn und der Vorarlberger Landesregierung seit 1999 am Projekt „Georisikokarte Vorarlberg“. Ziel des Projektes ist ein flächendeckendes, geowissenschaftliches Kartenwerk der Vorarlberger Talschaften. Es wurden geologische Karten und Gefährdungskarten erarbeitet, die in das geographische Landes-Informationssystem (VoGIS) integriert werden. Das Kartenwerk stellt ein Instrument für die regionale Siedlungs- und Raumplanung dar. Es soll Ingenieuren und Raumplanern – die oft Schwierigkeiten bei der Interpretation geowissenschaftlicher Daten haben – einen ersten objektiven Einblick in die Gefährdungen geben. Eine Abgrenzung sogenannter Gefahrenzonen kann damit unter Berücksichtigung lokaler Untersuchungen erfolgen.

Es werden Naturgefahren betrachtet, die ihren Ursprung in der Geologie des Untergrundes haben. Deshalb kann diese Methode in allen Bereichen vergleichbarer Geologie in den Alpen, aber auch in anderen Gebirgsregionen der Welt, verwendet werden.

Folgende Fragen mussten zu Beginn des Projektes beantwortet werden:

## 1.1 Was ist ein Georisiko?

Da es in der Literatur immer wieder zu Verwechslungen der verschiedenen Begriffe kommt, wurden die Definitionen aus einer Richtlinie der International Union of Geological Sciences (IUGS 1997) übernommen, die auch in der Europäischen Union (EU-MEDIN) verwendet werden (Tab. 1-1):

Tab. 1-1: Definitionen Gefahr, Gefährdung, Vulnerabilität, Risiko (IUGS 1997).

Begriff (dt.)	Begriff (engl.)	Definition
Gefahr	Danger	Der Begriff beschreibt das Phänomen (Ereignis) selbst, also die geometrischen und mechanische Eigenschaften.
Gefährdung	Hazard Susceptibility	Die Wahrscheinlichkeit, mit der eine potenzielle Gefahr zeitlich (hazard) oder räumlich (susceptibility) eintritt.
Wahrscheinlichkeit	Probability	Die Wahrscheinlichkeit eines Ereignisses innerhalb einer bestimmten Zeitspanne.
Intensität	Intensity	Das Ausmaß und die Reichweite des Ereignisses.
Gefährdete Objekte	Elements of risk	Alle Objekte (Gebäude, Straßen, Agrarflächen etc.) oder Personen, die von einer Gefahr bedroht werden.
Vulnerabilität	Vulnerability	Die Verletzbarkeit eines Objektes, d.h. der zu erwartende Schaden in Relation zur Intensität.
Risiko	Risk	Ein Maß für die Wahrscheinlichkeit und die Auswirkungen eines Unglücks auf Gesundheit, Besitz oder Umwelt.

Im Falle der Hangbewegungen besteht die Gefährdung aus räumlichen und zeitlichen Komponenten, die bei der Risikoanalyse zusammen betrachtet werden (DAI et al. 2003, Abb. 1-1). Alle bekannten Massenbewegungen werden in einer Ereigniskarte gesammelt. Die Faktoren, die zu diesen Massenbewegungen geführt haben, werden in vorbereitende Faktoren (z.B. Lithologie) und auslösende Faktoren (z.B. Regen) unterschieden. Im Idealfall lassen sich aus der Ereigniskarte zwei Informationen ableiten: der Ort einer Massenbewegung (Suszeptibilität) und die zeitliche Häufigkeit (Wahrscheinlichkeit) der Ereignisse. Suszeptibilität und Wahrscheinlichkeit ergeben zusammen die Gefährdung. Es muss jedoch angemerkt werden, dass für die Bestimmung der Häufigkeit eine Erfassung der Ereignisse über einen langen Zeitraum notwendig ist. Da solche Zeitreihen in den meisten Fällen nicht existieren, beschränkt man sich oft auf die Bestimmung der Suszeptibilität. Die Art der Landnutzung bestimmt die Zahl und den Wert der Objekte sowie die Zahl der Personen, die durch eine Massenbewegung gefährdet sind. Diese Informationen führen zu der Vulnerabilität eines Gebietes. Der Vergleich von Vulnerabilität und Gefährdung ergibt das Risiko. An Stellen mit erhöhtem Risiko können nach einer wirtschaftlichen Kosten-Nutzen-Abwägung individuelle Maßnahmen geplant und ausgeführt werden.



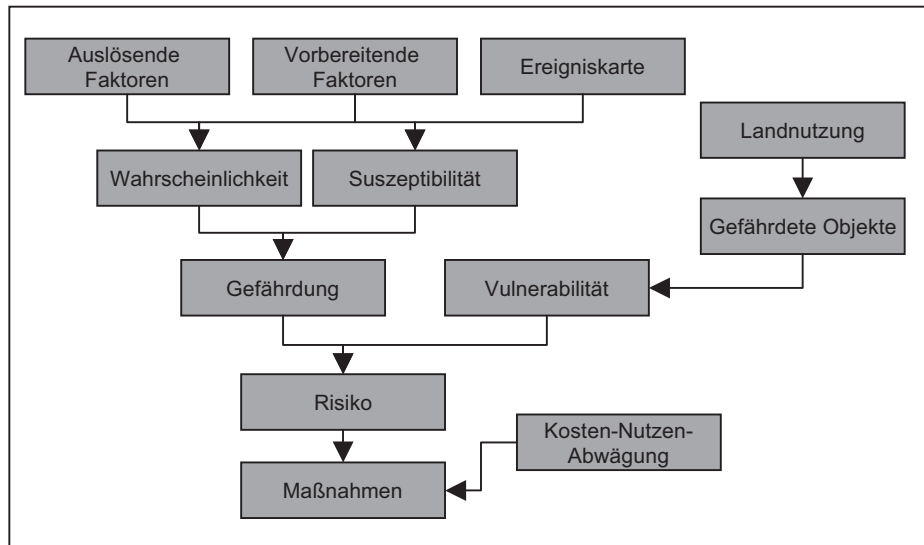


Abb. 1-1: Konzept der Risikobewertung für Hangbewegungen (verändert nach DAI et al. 2003)

Bei einer Risikoanalyse wird also sowohl eine Vorhersage bezüglich der zu erwartenden Ereignisse, als auch eine Vorhersage des zu erwartenden Schadens erarbeitet. Theoretische Ansätze zur Bemessung eines „akzeptablen“ Risiko lieferten FELL (1994) und EINSTEIN (1997).

Die Benennung des Projektes „Georisikokarte Vorarlberg“ erfolgte, unabhängig von der Definition des Wortes „Risiko“, analog zur Benennung des bereits bestehenden Projektes „Georisiken Erfassung“ der Geologischen Bundesanstalt Wien. Ein weiteres Beispiel für ein vergleichbares Projekt ist „GEORISK“ des Bayerischen Geologischen Landesamtes (VON POSCHINGER 1992).

## 1.2 Ist eine Georisiko-Analyse wirtschaftlich notwendig?

Unwetter im August 2002 haben im Alpenraum gezeigt, wie groß die wirtschaftlichen Schäden durch Naturgefahren werden können. So geben HEGG et al. (2002) für die Schweiz in diesem Jahr ein Schadensvolumen von rund 350 Mio. Franken (225 Mio. EUR) durch Murgänge, Erdbeben, Felsstürze und Überschwemmungen an, wobei 190 Mio. Franken (123 Mio. EUR) allein von den Starkregenereignissen im Monat November in den Kantonen Graubünden und Tessin verursacht wurden. Bei diesen Ereignissen starben insgesamt vier Menschen. Im langjährigen Mittel (1972-2002) ergibt sich ein Schaden von ca. 280 Mio. Franken (180 Mio. EUR) pro Jahr. Im Jahr 1999 werden sogar 700 Mio. Franken (450 Mio. EUR) Schaden aufgeführt. In dieser Schadensberechnung nicht enthalten sind indirekte Schäden wie spätere Sanierungsmaßnahmen oder ideelle Schäden an Landschaft oder Kulturgut.

Ähnliche Zahlen treffen auch auf die deutschen und österreichischen Alpenanteile zu. Die Schadensauslöser – Starkregen-Ereignisse und Schneeschmelze – können

nicht verhindert werden, die Auswirkungen der Ereignisse lassen sich jedoch durch eine sinnvolle Raumplanung in Millionenhöhe vermindern.

### **1.3 Warum sind Georisiken nicht erfasst?**

Das Interesse an Georisiken ist in den letzten Jahren stark gestiegen. Dies liegt nach ALEOTTI & CHOWDHURY (1999) vor allem an zwei Gründen:

- ◆ wachsende Beachtung der sozio-ökonomischen Bedeutung
- ◆ erhöhter Druck zur Entwicklung und Besiedlung von Landstrichen

In den Alpen werden zunehmend Landstriche besiedelt, die aus mündlichen Überlieferungen als gefährdet bekannt waren und bisher gemieden worden sind. Weil eine zentrale Inventarisierung dieser Erfahrungen nicht stattfindet, geht solches Wissen zunehmend verloren. Hinzu kommt, dass die langfristige Klimaentwicklung anscheinend zu einer erhöhten Anzahl von Ereignissen geführt hat (z.B. die sog. Jahrhundertfluten 2000 und 2002). Die Abholzung von Schutzwäldern verstärkt die Auswirkungen dieser Ereignisse. Die wachsende Bedeutung von Georisiko-Untersuchungen entsteht also durch die steigende Zahl der Ereignisse, die steigende Zahl der gefährdeten Objekte und die gestiegenen Schadenssummen (ALEOTTI & CHOWDHURY 1999).

### **1.4 Lässt sich das Risiko berechnen?**

Die Analyse von Georisiken kann – analog zu vielen geologischen Arbeiten – nur eine mehr oder weniger genaue Schätzung sein. Um die komplizierten Zusammenhänge zu beschreiben, die in der Natur zur Bildung einer Massenbewegung führen, müssen einige Annahmen getroffen werden (HUTCHINSON 1995):

- ◆ Massenbewegungen ereignen sich immer zu den gleichen geologischen, geomorphologischen, hydrologischen und klimatischen Bedingungen wie die historischen Ereignisse (Aktualitäts-Prinzip)
- ◆ Die wichtigsten Verursacher einer Massenbewegung lassen sich durch physikalische Gesetze beschreiben
- ◆ Der Grad der Gefährdung lässt sich bestimmen
- ◆ Alle Typen von Massenbewegungen können erkannt und klassifiziert werden.

Diese Annahmen sind in der Natur selten verwirklicht, weil sich Ursache und Wirkung nicht immer direkt miteinander verknüpfen lassen. Kommt es an einem Hang zu einer Massenbewegung, muss es unter gleichen Bedingungen an einem benachbarten Hang nicht zu einer Rutschung kommen, da beide Hänge in ihrem Aufbau nicht vollständig identisch sind. Außerdem muss bei auslösenden Faktoren (z.B. Nieder-

schlag) nicht nur die räumliche, sondern auch die zeitliche Verteilung beachtet werden. Je genauer und zahlreicher die betrachteten Parameter sind, desto kleiner wird das Gebiet auf das die Analyse zutrifft.

Im Gegensatz zu anderen Naturwissenschaften fehlen im Falle der Massenbewegungen meist exakte Messreihen in Form lückenloser historischer Aufzeichnungen. Deshalb lässt sich eine Wiederkehr-Frequenz in der Regel nicht bestimmen (ALEOTTI & CHOWDHURY 1999).

Die Risikoanalyse ist also mit Unsicherheiten verbunden. Deshalb muss der Geologe für jede Fragestellung individuell erwägen, welche Faktoren in die Bewertung einbezogen werden können.

### ***1.5 In welchem Maßstab soll gearbeitet werden?***

Jede Studie muss einen Kompromiss zwischen der nötigen Genauigkeit und dem vorhandenen Datenmaterial finden. Vor allem Letzteres bestimmt den Aufwand und die Kosten der Arbeiten, denn die Beschaffung bzw. Kreierung neuer Daten ist der langwierigste Teil der Auswertung. In diesem Projekt wurde ein Maßstab von 1:25.000 gewählt (KASSEBEER & RUFF 2003), obwohl die vorhandenen geologischen Karten z.T. nur im Maßstab 1:100.000 vorlagen. Es waren Revisionskartierungen der Untersuchungsgebiete geplant, um die Qualität der vorhandenen Karten zu untersuchen und zu verbessern. Ein mittlerer Maßstab (1:25.000 oder 1:50.000) hat bei regionalen Arbeiten entscheidende Vorteile:

- ◆ Die meisten geologischen Formationen können berücksichtigt werden
- ◆ Lokale Unterschiede innerhalb einer Formation können vernachlässigt werden
- ◆ In dieser Auflösung gibt es qualitativ gute digitale Geländemodelle
- ◆ In diesem Maßstab werden meist regionale Projekte geplant

### ***1.6 Welche Untersuchungsgebiete sind geeignet?***

Es mussten Arbeitsgebiete festgelegt werden, in denen Methoden der Georisiko-Erfassung erarbeitet und getestet werden konnten. Aufgrund der Fragestellung wurden diese Gebiete an Siedlungen und Infrastruktur orientiert und nicht an den geologischen Einheiten. Im Laufe des Projektes „Georisikokarte Vorarlberg“ wurden so drei Gebiete bearbeitet (Abb. 1-2).

Das Pilotprojekt „Bregenzerwald“ liegt in einem ca. 2 km breiten Streifen entlang der Bregenzerache von Bregenz bis Schoppernau (KASSEBEER 2002). In diesem Projekt wurden die geologischen Einheiten der Molasse, des Helvetikum/Ultrahelvetikum und des Rhenodanubischen Flysch erfasst.

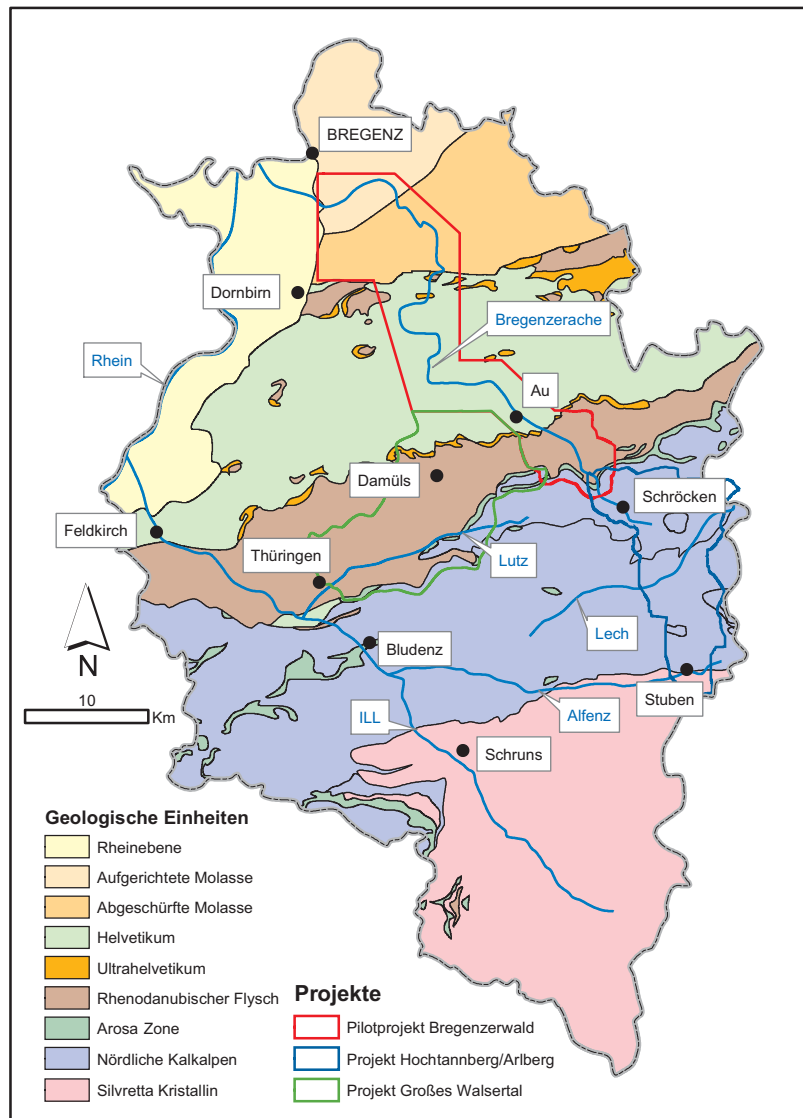


Abb. 1-2: Die geologischen Einheiten in Vorarlberg und die Lage der drei Arbeitsgebiete des Projektes „Georisikokarte Vorarlberg“.

In der zweiten Projektphase wurde die vierte große geologische Einheit in Vorarlberg bearbeitet, die Nördlichen Kalkalpen. Anschließend an das Arbeitsgebiet des Pilotprojektes erstreckt sich das Projekt „Hochtannberg/Arlberg“ entlang der oberen Bregenzerache und des Lech von Schröcken nach Stuben (Abb. 1-2). Ergebnisse dieses Projektes werden im Folgenden dargestellt.

Als drittes Arbeitsgebiet wurde das Projekt „Großes Walsertal“ untersucht. Dieses Arbeitsgebiet schließt westlich an die beiden Vorgänger an und erstreckt sich von Au nach Damüls und über das Faschinajoch in das Große Walsertal bis Thüringen. Ziel dieses Projektes war eine statistische Bearbeitung der Bewegungen innerhalb des Rhenodanubischen Flysch.

## 2 Das Arbeitsgebiet Hochtannberg/Arlberg

### 2.1 Geographie

Das Arbeitsgebiet liegt im Hochtannberg/Arlberg-Gebiet, dem östlichsten Teil des Bundeslandes Vorarlberg in Österreich. Es umfasst eine Gesamtfläche von 115 km<sup>2</sup> und ist unterteilt in die drei Täler der oberen Bregenzerache, des Lech und der Alfenz. Im Arbeitsgebiet liegen die Gemeinden Schröcken, Warth, Lech und Stuben (Abb. 2-1). Die höchsten Gipfel sind von Norden nach Süden Widderstein (2533 mSh), Hochberg (2324 mSh), Karhorn (2416 mSh), Mohnenfluh (2542 mSh), Omeshorn (2557 mSh), Rüfispitze (2632 mSh), Hasenfluh (2534 mSh) und Trittkopf (2720 mSh). Das Tal des Lech im Zentrum des Gebietes reicht bis auf 1265 mSh. Insgesamt bewohnen rund 1900 Menschen dieses Gebiet (Lech 1466, Schröcken 233, Warth 203; STATISTIK AUSTRIA 2002).

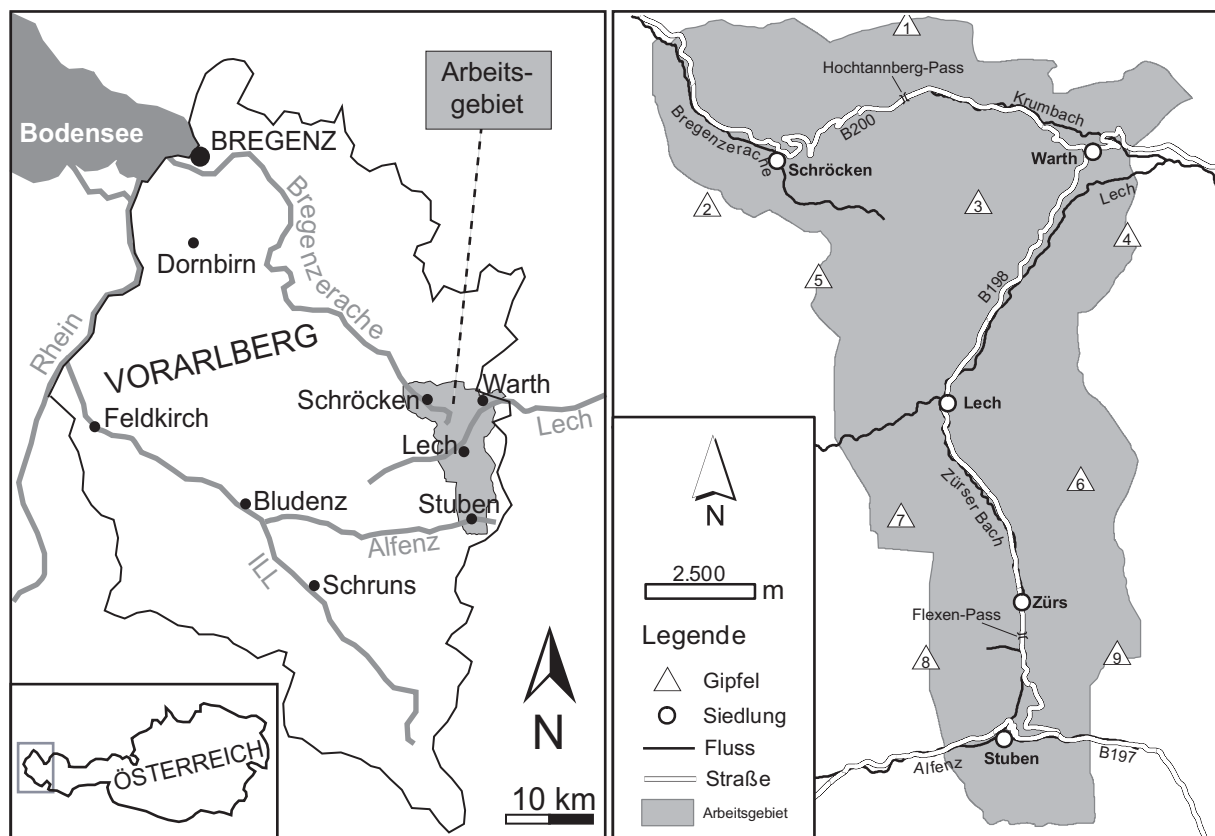


Abb. 2-1: Links: Geographische Lage des Arbeitsgebietes. Rechts: Die wichtigsten Siedlungen, Bundesstraßen, Vorfluter und Gipfel (1=Widderstein, 2=Hochberg, 3=Warther Horn, 4=Mittagsspitze, 5=Mohnenfluh, 6=Rüfispitze, 7=Hasenfluh, 8=Trittkopf, 9=Grubenjoch).

## 2.2 Hydrologie

Das Arbeitsgebiet wird von den drei Vorflutern Lech, Bregenzerache und Alfenz entwässert. Zwischen diesen Tälern liegt in unregelmäßigem Verlauf eine europäische Wasserscheide (Abb. 2-2). Die Bregenzerache entspringt an der Mohnenfluh und entwässert nach Norden über den Bregenzerwald in den Bodensee. Die Alfenz im südlichsten Teil des Gebietes fließt nach Westen über den Ill in den Rhein. Damit münden beide über den Rhein in die Nordsee. Westlich des Arbeitsgebietes entspringt der Lech, der nach Osten über die Donau in das Schwarze Meer entwässert.

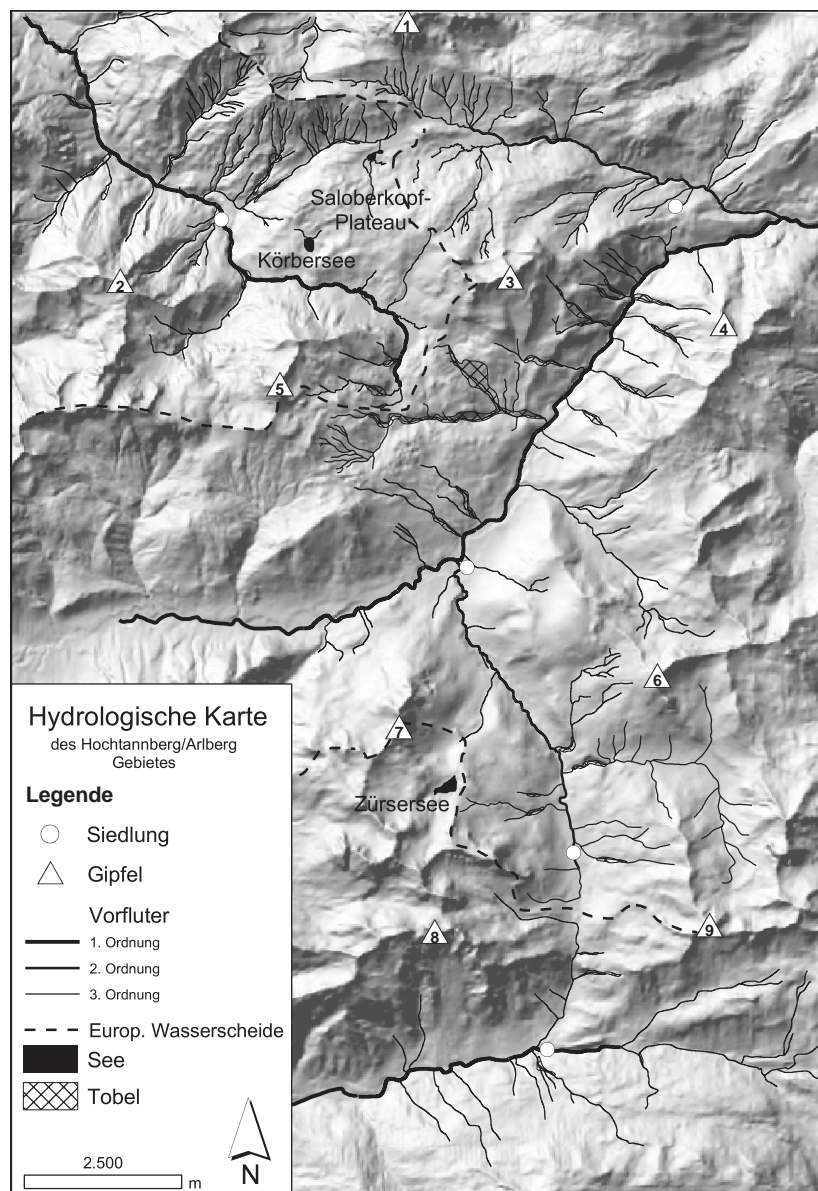


Abb. 2-2: Reliefdarstellung des Arbeitsgebietes mit der Hydrologie. Zur Benennung der Siedlungen und Gipfel siehe Abb. 2-1.

Der Krumbach im Norden des Gebietes und der Zürser Bach im Süden sind untergeordnete Vorfluter. Deren Täler sind durch Seitengletscher entstanden (Kap. 6) und besitzen eine deutliche U-Form. An den Ausstrichen toniger Formationen findet kaum Versickerung der Niederschläge statt. Aufgrund der leichten Erodierbarkeit dieser Gesteine sind für weite Teile des Gebietes dendritische Bachsysteme charakteristisch (Abb. 2-2). Die meisten Bäche sind intermittierend und es kann durch die Sammelwirkung der Seitenbäche bei Regenfällen zur Kanalisierung großer Wassermengen kommen. Dies führt zur Bildung tiefer Einschnitte in den Unterläufen, die in dieser Region als Tobel bezeichnet werden.

Versickerung der Niederschläge findet fast nur in Lockergesteinen statt. So nimmt z.B. Hangschutt aufgrund seiner lockeren Lagerung Regenwasser schnell auf, zeigt aber eine geringe Speicherfunktion. Das Wasser wird schnell hang abwärts weitergeleitet, wo es am Ausstrich von Festgesteinen an Schichtquellen wieder zutage tritt. Glaziale Ablagerungen sind im Allgemeinen dichter gelagert und zeigen durch die Stauwirkung im Arbeitsgebiet Vernässungszonen und Moorbereiche.

An den Ausstrichen reiner Kalksteine sind Verkarstungserscheinungen zu beobachten (Abb. 2-3). Hier endet der Oberflächenabfluss häufig an Schwinden und das Wasser fließt durch Spalten- und Höhlensysteme ab. Trifft es dabei auf mergeligere Schichten oder eine tonige Formation, tritt es in einer Karstquelle wieder aus .

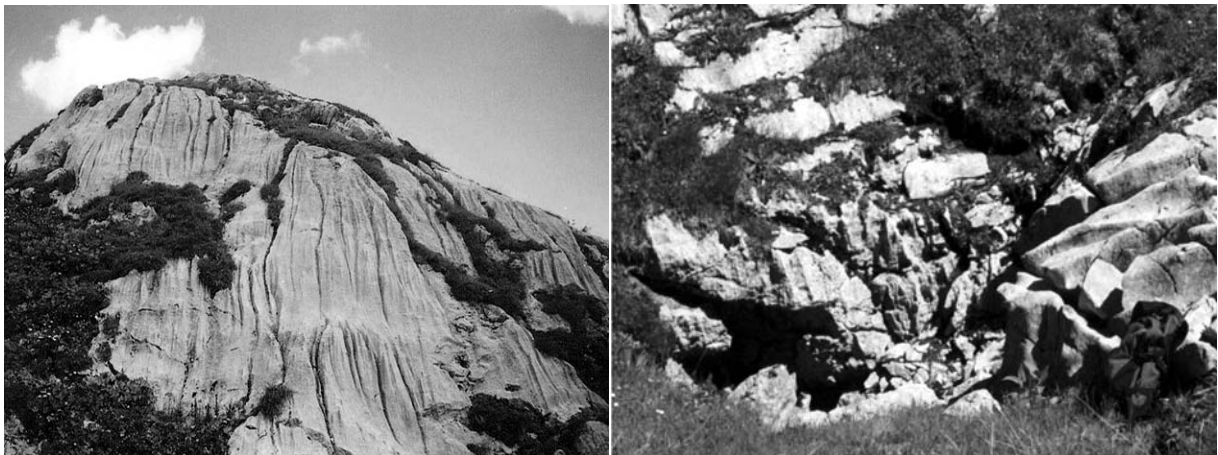


Abb. 2-3: Links: Rinnenkarst in der Plattenkalk Formation am Rüfikopf. Rechts: Schwinde in verkarsteten Oberrhätkalk am Saloberkopf Plateau (Photo Ch. Schanz).

Besonders deutlich ist dies im Bereich des Saloberkopfes zu beobachten. Dort kommen in einer Antiklinal-Struktur verkarstete Kalksteine (Oberrhätkalk) vor, welche zahlreiche Dolinen zeigen. Rund um das Karstplateau treten Schichtquellen an unterliegenden tonigen Schichten auf (Kössener Schichten, Abb. 2-4).



Abb. 2-4: Karstquelle an der Grenze von Oberrhätkalk (oben) zu Kössener Schichten (unten).



Abb. 2-5: Moorlandschaft mit dem Körbersee, Blick nach Nordosten. Im Hintergrund: der Widderstein.

Zwei natürliche Seen befinden sich im Arbeitsgebiet: der Körbersee südwestlich des Hochtannbergpasses und der Zürsersee auf einem Hochplateau nördlich der Hasenfluh (Abb. 2-2). Der Körbersee liegt in einem Mooregebiet in direkter Nähe zu dem Karstplateau des Saloberkopfes (Abb. 2-5). Dieses Areal wurde durch Grundmoräne des Krumbach Gletschers abgedichtet (Kap. 6), so dass sich ein Moor gebildet hat.

## 2.3 Klima

### 2.3.1 Klimatographie von Vorarlberg

Das Umweltinstitut der Landesregierung Vorarlberg hat in Zusammenarbeit mit der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) eine Klimatographie von Vorarlberg ausgearbeitet. Dabei wurden Klimadaten aus der von der World Meteorological Organization (WMO) genormten Standardperiode 1960-1990 regional ausgewertet (AMT DER VORARLBERGER LANDESREGIERUNG 2001). In dieser Arbeit wird das Klima Vorarlbergs in drei Regionen unterteilt:

- ◆ Region 1 (Norden und Westen): Rheintal, Freschenstock, Bregenzerwald, Walserkamm, Gr. Walsertal
- ◆ Region 2 (Süden): Rhätikon, Walgau, Silvretta, Montafon, Verwall



- ◆ Region 3 (Osten): Kl. Walsertal, Allgäuer Alpen, Tannberg, Lechquellengebirge, Klostertal

Diese Unterteilung hat zwei Hauptgründe: Zum einen steigt die Menge des Niederschlages mit der Seehöhe an. Dies führt zu erhöhten Niederschlägen im Osten Vorarlbergs. Zum anderen stehen die Gebirgsregionen des Landes senkrecht zu den Hauptwindrichtungen. Dadurch kommt es bei Nordwind zum Abregnen feuchter Luftmassen im Luv und zu deutlich trockenerem Klima im Lee der Berge. Deshalb fallen im Süden Vorarlbergs nur etwa halb so viele Niederschläge wie im Norden.

Im Allgemeinen zeigen die Niederschläge in Vorarlberg einen Jahresverlauf mit Haupt-Maximum im Juli/August und Neben-Maximum im Januar. Dazwischen liegen Minima im März und Oktober. Während der Sommermonate fallen etwa 35% des Jahresniederschlages. Der wärmste – und zugleich meistbewohnte – Landesteil Region 1 zeigt Jahresmittel zwischen 8 und 9 °C. Das entspricht nach KÖPPEN (1931) einem warm-gemäßigten Feuchtklima mit Ganzjahresniederschlag und einem kühlen Sommer mit zwei Monaten über 10 °C (Kürzel: Cfc).

Den stärksten Einfluss auf die Temperaturverteilung hat die Höhe, welche in Österreich als Meter Seehöhe (mSh) angegeben wird. Es lassen sich drei Temperaturschichten unterteilen (AMT DER VORARLBERGER LANDESREGIERUNG 2001):

- ◆ Grundsicht (400-600 mSh): Temperatur-Gradient ca. 1°C pro 100 m
- ◆ Zwischenschicht (650-1500 mSh): Temperatur-Gradient <0,3°C pro 100 m
- ◆ Oberschicht (1500-3200 mSh), Temperatur-Gradient ca. 0,6° pro 100 m

Wenn sich kalte Luftmassen in Tälern sammeln, ist in der Zwischenschicht eine Temperaturinversion möglich (Gradient negativ).

Innerhalb des Arbeitsgebietes liegen die Klimastationen Schröcken, Warth, Lech, Zürs. Knapp außerhalb des Gebietes, ca. 3 km westlich von Stuben, liegt die Station Langen am Arlberg. Die Station Schröcken gehört nach der Klimatographie noch zu Region 1, während die anderen Stationen der Region 3 zuzuordnen sind. Für die Messstationen Schröcken und Langen bestehen vollständige Messreihen in der Standardperiode, während die Stationen Warth und Lech nicht durchgehend bemessen wurden. Dennoch lassen sich alle vier Messstationen vergleichen.

### 2.3.2 Temperaturen im Arbeitsgebiet

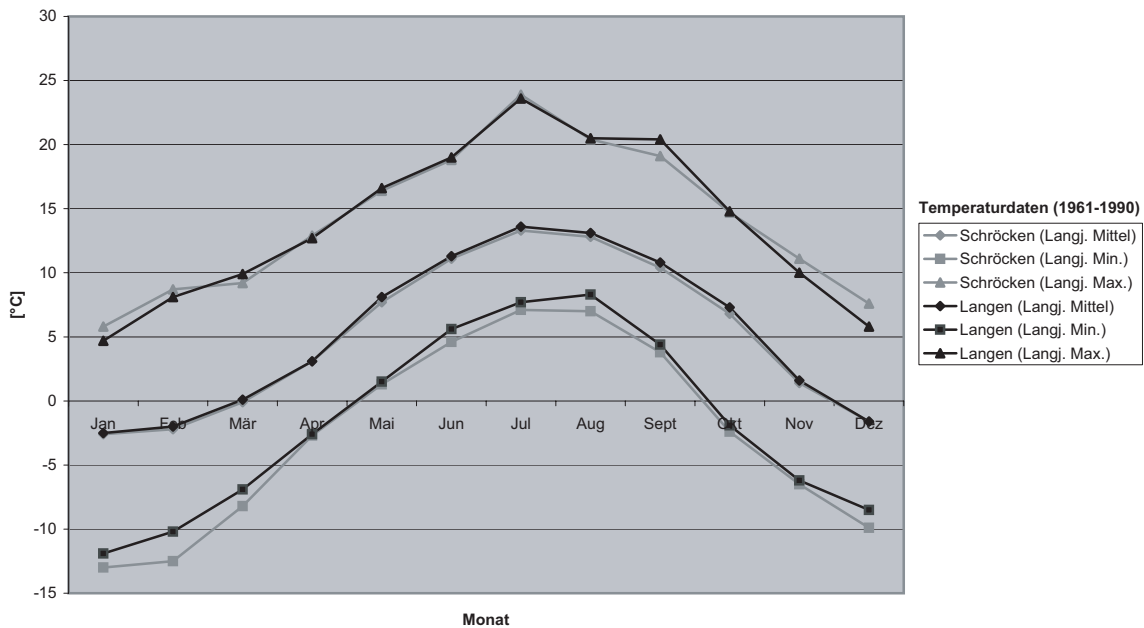


Abb. 2-6: Temperaturdaten der Messstationen Schröcken und Langen in der Standardperiode 1960-1990 (Quelle: ZAMG).

Aufgrund der vergleichbaren Seehöhe der Stationen im Arbeitsgebiet sind kaum Unterschiede in der Temperatur zu erkennen (Abb. 2-6). Das Jahresmittel beträgt 5,2 °C in Langen und 5 °C in Schröcken. Die Temperaturverläufe über das Jahr sind annähernd symmetrisch. Beide Stationen haben ihr langjähriges monatliches Temperatur-Minimum im Januar (-2,6 bzw. -2,5 °C). Analoge Werte zeigt die Station in Warth im Zeitraum 1985 bis 1992. Das langjährige Temperatur-Mittel beträgt 4,8 °C. Das monatliche Maxima von 13,2 liegt im Juli und das monatlichen Minima von -2,7 °C im Januar.

Im gesamten Arbeitsgebiet liegen die Temperaturen innerhalb fünf Monate unter dem Gefrierpunkt (November bis März). Die Zahl der Frosttage\* beträgt in Schröcken durchschnittlich 28,2 und in Langen 26,8 pro Jahr. Im Durchschnitt gibt es in Schröcken jährlich 11,3 und in Langen 10,8 Eistage\*\*.

Die geringen Unterschiede lassen eine räumliche Temperatur-Unterscheidung im Arbeitsgebiet nicht zu. Deshalb wird der Faktor Klima im Folgenden nicht berücksichtigt. Bei einer Anwendung der Ergebnisse auf ganz Vorarlberg könnte die Höhenverteilung wegen der größeren Unterschiede als weiterer Faktor mit einbezogen werden.

\* Frosttag: Tagesminimum liegt unter Null °C

\*\* Eistag: Tagesmaximum liegt unter Null °C

### 2.3.3 Niederschlag im Arbeitsgebiet

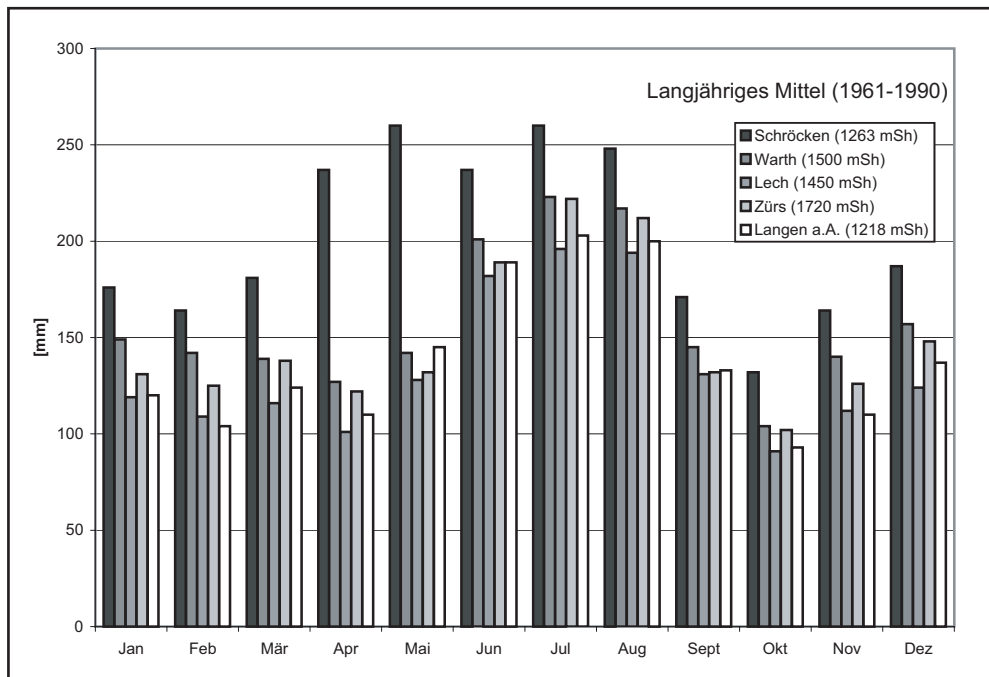


Abb. 2-7: Langjähriges Mittel der Niederschläge aller Klimastationen im Arbeitsgebiet 1960-1990 (Quelle: ZAMG).

Bei den Niederschlägen werden die Unterschiede zwischen Region 1 und 3 deutlich (Abb. 2-7). In Schröcken fielen im Schnitt 2277 mm pro Jahr, während in Warth 1886 mm und in Lech „nur“ 1602 mm Niederschlag gemessen wurden. Der Jahresgang ist in Schröcken in den Frühsommer verschoben, während die übrigen Stationen ähnliche Verläufe mit einem langjährigen monatlichen Maximum im Juli/August zeigen.

Die höchsten monatlichen Niederschläge im langjährigen Mittel betragen in Schröcken 260 mm (Mai), Warth 223 mm, Lech 196 mm, Zürs 222 mm und Langen 203 mm (jeweils im Juli).

### 2.3.4 Starkregen-Ereignis August 2002

Auslöser von Massenbewegungen sind meist kurzfristige Niederschlags-Ereignisse. Häufig werden Bewegungen ausgelöst, wenn im März starke Niederschläge mit der Schneeschmelze zusammenfallen, oder wenn in den Sommermonaten innerhalb weniger Stunden oder Tage große Regenmengen fallen (z.B. Starkregen am 10. August 2001 und am 2. August 2002).

So lagen im August 2002 die Niederschläge 50% über dem langjährigen Mittel. Am 11. und 12. August fielen innerhalb von 36 Stunden 80-170 mm Regen. Dadurch wurde in der Bregenzerache bei Mellau ein 100jähriges Hochwasser verursacht. In

Zürs fiel in diesem Monat mit 271 mm 128% des langjährigen Mittels, in Schoppernau mit 364 mm 161% (Quelle: Hydrologische Charakteristik August 2002 - Landeswasserbaumeister Bregenz). Dieses Ereignis führte im Arbeitsgebiet zu zahlreichen Rutschungen mittlerer Größe (z.B. Rutschung Jägeralpe, Kap. 7.2.3.3.) und im weiteren Verlauf von Lech und Donau zu schweren Überschwemmungen (Jahrhundertflut).

## 2.4 Wirtschaft

### 2.4.1 Tourismus

Seit dem ersten Skifahrer vor ca. 100 Jahren (es handelte sich angeblich um den Pfarrer von Warth) hat sich der Wintersport in dieser Region zu einem wichtigen Wirtschaftszweig entwickelt. 913000 Gäste buchten im Winterhalbjahr 2001/2002 4,5 Mio. Nächtigungen in Vorarlberg (LANDESREGIERUNG VORARLBERG 2002A) und brachten dabei Gesamteinnahmen von rund 1,1 Mio. Euro. Bei einer Gesamtbevölkerung Vorarlbergs von 350000 (STATISTIK AUSTRIA 2002), entspricht das einer Nächtigungsdichte von 1300 Nächtigungen pro 100 Einwohner (LANDESREGIERUNG VORARLBERG 2002A). Dieser Wert wird in Österreich nur von den Bundesländern Tirol und Salzburg übertroffen. Im Sommer 2002 waren die Zahlen etwas geringer. 816000 Gäste besuchten hier Vorarlberg und übernachteten 3,3 Mio. mal.

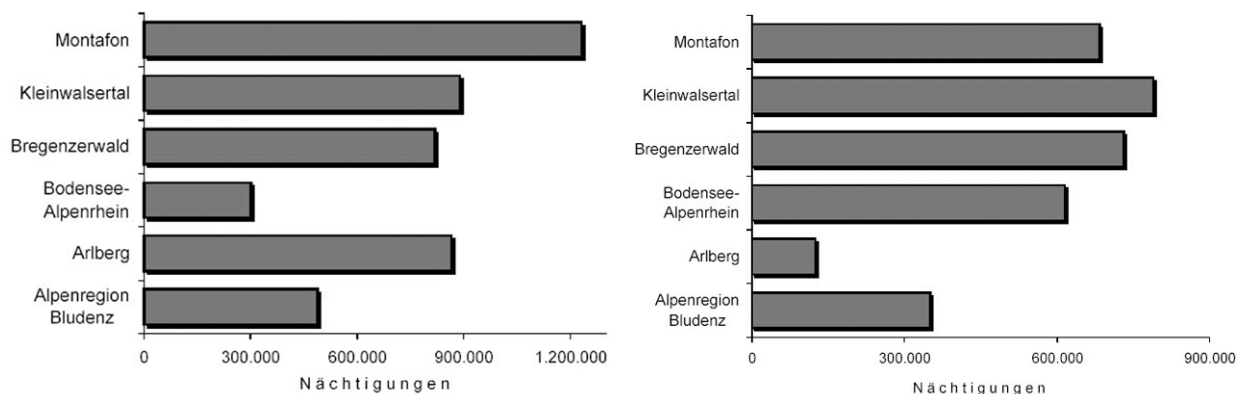


Abb. 2-8: Verteilung der Nächtigungen auf die fünf großen Tourismus Regionen in Vorarlberg. Links: Wintersaison; Rechts: Sommersaison (LANDESREGIERUNG VORARLBERG 2002A).

Innerhalb Vorarlbergs bestehen Unterschiede in der Zahl der Übernachtungen und auch in deren Verteilung auf Winter- und Sommersaison (Abb. 2-8). Die Arlbergregion war im Winter 2001/2002 mit 866000 Übernachtungen die drittstärkste Region im Land (555 Nächtigungen pro Einwohner), während es im Sommer 2002 mit 125000 Nächtigungen auf dem letzten Platz lag.

Aufgrund der idealen geographischen und klimatischen Bedingungen ist das Hochtannberg/Arlberg-Gebiet zu einem Wander- und Wintersport-Zentrum geworden. Es gibt im Skigebiet Warth/Schröcken etwa 66 km Skipisten an 15 Liftanlagen. Im Skigebiet Lech/Zürs am Arlberg bestehen 260 km ausgebauter Piste mit 84 Bergbahnen und Liftanlagen. Für den Winter 2004/2005 ist ein Zusammenschluss der beiden Skigebiete geplant, was die Attraktivität beider Regionen noch steigern wird. Die Bettendichte und der Gewerbeanteil der Luxus-Kategorie (4-5 Sterne Hotels) sind am Arlberg hoch. Es handelt sich hier um einen typischen Ort des modernen und mondänen Wintersport-Tourismus.

## 2.4.2 Land- und Alpwirtschaft

Nach dem Agrarbericht 2001 der Landesstelle für Statistik werden in Vorarlberg 44% der Katasterfläche landwirtschaftlich genutzt. Nur 33% Vorarlbergs sind bewaldet, da ein großer Teil des Landes oberhalb der Baumgrenze liegt oder der Wald in einer frühen Besiedlungsphase abgeholzt wurde. Die restliche Fläche wird nicht zur Produktion genutzt (dazu gehört auch die Fläche der Infrastruktur). Außer der herkömmlichen Viehzucht im Rheintal hat die Milch- und insbesondere die Alpwirtschaft eine große Bedeutung in den höher gelegenen Regionen. Obwohl der Schwerpunkt der Alpen im Bregenzerwald liegt, werden 10% der Rinder des Landes am Arlberg gesömmert. Die Flächennutzung der Gemeinden Schröcken, Warth und Lech verteilt sich nach Abb. 2-9.

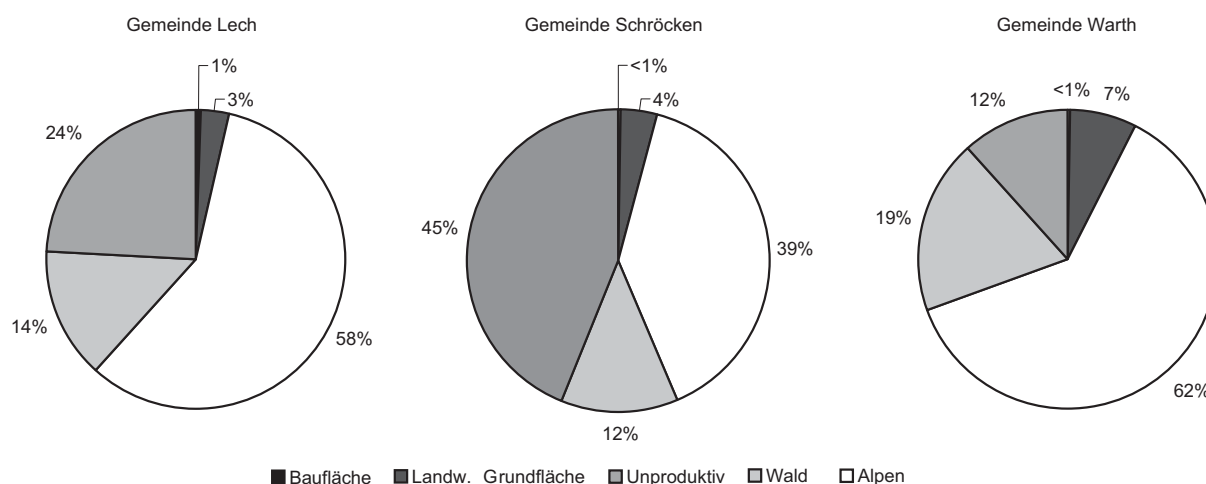


Abb. 2-9: Flächennutzung der Gemeinden Schröcken (2300 ha), Warth (1900 ha) und Lech (9000 ha) (Quelle: LANDESREGIERUNG VORARLBERG 2002B)

Bezogen auf die Flächenausdehnung ist Lech die drittgrößte Alpgemeinde Vorarlbergs. 58% der Gemeinde entfallen hier auf die Alpen. Im Vergleich zu den beiden anderen Gemeinden hat Lech einen zehn mal so hohen Anteil an Bauland (61 ha). Der Anteil an Forstfläche ist in allen Gemeinden vergleichbar und wird durch die

geographischen Lage verursacht. Auffällig ist der hohe Anteil von unproduktiver Fläche in der Gemeinde Schröcken, der durch die Morphologie vorgegeben wird. In der Gemeinde Lech werden 76% und in der Gemeinde Warth 88% der Fläche wirtschaftlich genutzt.

Seit 1995 wird durch Europäische Union, Land und Bund die weitere Erschließung der Alpen intensiv gefördert. So wurden im Jahr 2001 6.9 Mio. Schilling (ca. 1 Mio. Euro) in das Wegenetz investiert. Obwohl diese Wege und Straßen formal zur unproduktiven Fläche zählen, kann eine Massenbewegung hier großen materiellen Schaden verursachen.

### **2.4.3 Forstwirtschaft**

Die Nutzung von Holz hat seit der Besiedlung der Region durch die Walser im 15. Jh. eine lange Tradition. Allerdings ist dieser Wirtschaftszweig starken natürlichen Schwankungen unterworfen, da Windwurf und Schneebruch die Erträge kurzfristig schädigen können. So zerstörte der Orkan Lothar im Dezember 1999 ein Fünftel der Vorarlberger Wälder. Wie es für die gesamten östlichen Alpen typisch ist, stützt sich die Forstwirtschaft hauptsächlich auf Tannen und Fichten. Die Nutzung erfolgt meist in privatem Besitz von geringen Flächen. Die Gewinnung des Holzes mit der sogenannten Seilmethode führt zum Totalschlag von Schneisen senkrecht zur Hangneigung. Feldbeobachtungen haben gezeigt, dass innerhalb dieser Schneisen durch die erhöhte Erosion häufig Massenbewegungen auftreten.

Abfälle der Forstwirtschaft werden in den letzten Jahren verstärkt zur Energiegewinnung in Holzkraftwerken herangezogen (z.B. in Lech). Dies wird den Rohstoff Holz in den nächsten Jahren wieder interessanter machen. In den Statistiken werden zwar nur Schädigungen durch biologische Verursacher erfasst (Verbiss und Borkenkäfer), aber auch Massenbewegungen führen zu finanziellen Verlusten.

## **2.5 Verkehr**

Für die Infrastruktur des Landes hat die Route der B200 über den Hochtannbergpass eine große Bedeutung. Diese trifft in Warth auf die vom Lechtal kommende B198, die weiter über den Flexenpass in das Klostertal führt (Abb. 2-1). Aufgrund der Lawinengefahr wird der Abschnitt der B198 zwischen Warth und Lech in den Wintermonaten gesperrt. Eine Versorgung der beiden Gemeinden ist dann nur noch eingeschränkt möglich. Da auch die Zufahrt nach Lech von Süden im Winter gefährdet ist, wird derzeit an einem Tunnel unter dem Flexenpass geplant (FULDE 2002). Während der Sommermonate werden die beiden Pass-Straßen intensiv von Motorradfahrern und anderen Ausflüglern genutzt. Eine Hangbewegung innerhalb dieser Verkehrswege könnte außer zu einem finanziellen- auch zu einem Personenschaden führen.

## 3 Regionale Geologie

### 3.1 *Historie - die geologische Erkundung der Alpen*

Die Alpen beschäftigen seit mehr als einem Jahrhundert die Geologen aller europäischen Länder. Eine Zusammenfassung der bis heute andauernden, intensiven Forschungsgeschichte gibt HERM (1990): Zum ersten Mal postulierte ROTHPLETZ (1883) den Deckenaufbau der Alpen. BODEN (1916) entdeckte, dass in den Alpen Gesteine gleichen Alters auf engem Raum stark unterschiedliche Ausbildungen zeigen und führte dies auf eine Schwellen- und Beckengliederung zurück. Die genauere Betrachtung von Dünnschliffen der Kalkgesteine durch FABRICIUS (1970) ermöglichte die Bestimmung von Mikrofazies, während die Karten von TOLLMANN (1976) die Tektonik der Kalkalpen erstmals übersichtlich zusammenfassten. Bis heute dauern die Streitgespräche über die Paläogeographie der Alpen an, aus denen auch humorvolle Arbeiten entstanden sind (SENGOR 1985). Die Tiefbohrung Vorderriss I brachte eine Bestätigung für die Theorien der Deckenlehre (BACHMANN & MÜLLER 1981).

Für das Arbeitsgebiet von besonderer Bedeutung sind die Kartierungen von AMPFERER et al. (1932) in den Lechtaler und Kloistertaler Alpen. Obwohl sich die stratigraphische Gliederung und die tektonischen Deutungen seitdem stark verändert haben, sind die Karten detailliert aufgenommen und noch heute gut verwendbar.

### 3.2 *Geodynamik der Alpen*

Die Alpen sind das Ergebnis der Öffnung und Schließung zweier ozeanischer Bereiche, deren Entwicklung durch die Relativbewegung zwischen Afrikanischer und Europäischer Kontinentalplatte gesteuert wurde (z.B. LAUBSCHER & BERNOULLI 1977, FRISCH 1979, TRÜMPY 1981, PFIFFNER 1992, NEUBAUER et al. 1999).

Der erste Ozean war die Tethys, deren Spreizungszentrum sich von Ost nach West ausbreitete und im späten Perm mit zum Zerfall des Großkontinents Pangäa beitrug (FRISCH 1979). Der zweite Ozean war der Penninische Ozean, der in der Folge der Öffnung des Atlantischen Ozeans im Jura als transtensionale Übergangsstruktur zwischen Atlantik und Tethys angelegt wurde (PFIFFNER 1992). In zwei Phasen wurde der Penninische Ozean während der alpinen Orogenese wieder geschlossen: der Eoalpinen Phase in der Kreide und der Meso- oder Neoalpinen Phase im späten Eozän. (RATSCHBACHER et al. 1989, FRISCH et al. 1998, VON EYNATTEN & GAUPP 1999, FRISCH & GAWLICK 2003).

Im paläogeographischen Sinn unterscheidet man bei beiden Ozeanen drei Faziesbereiche: das Helvetikum als nördlich gelegener, europäischer Kontinentalrand; das Penninikum als zentraler, teilweise ozeanischer Beckenbereich und das Austroalpin bzw. das Südalpin als südlicher, afrikanischer Kontinentalrand. Da diese ehemaligen

Faziesbereiche heute verschiedenen tektonischen Stockwerken angehören, verwendet man dieselben Begriffe auch für die entsprechenden tektonischen Einheiten.

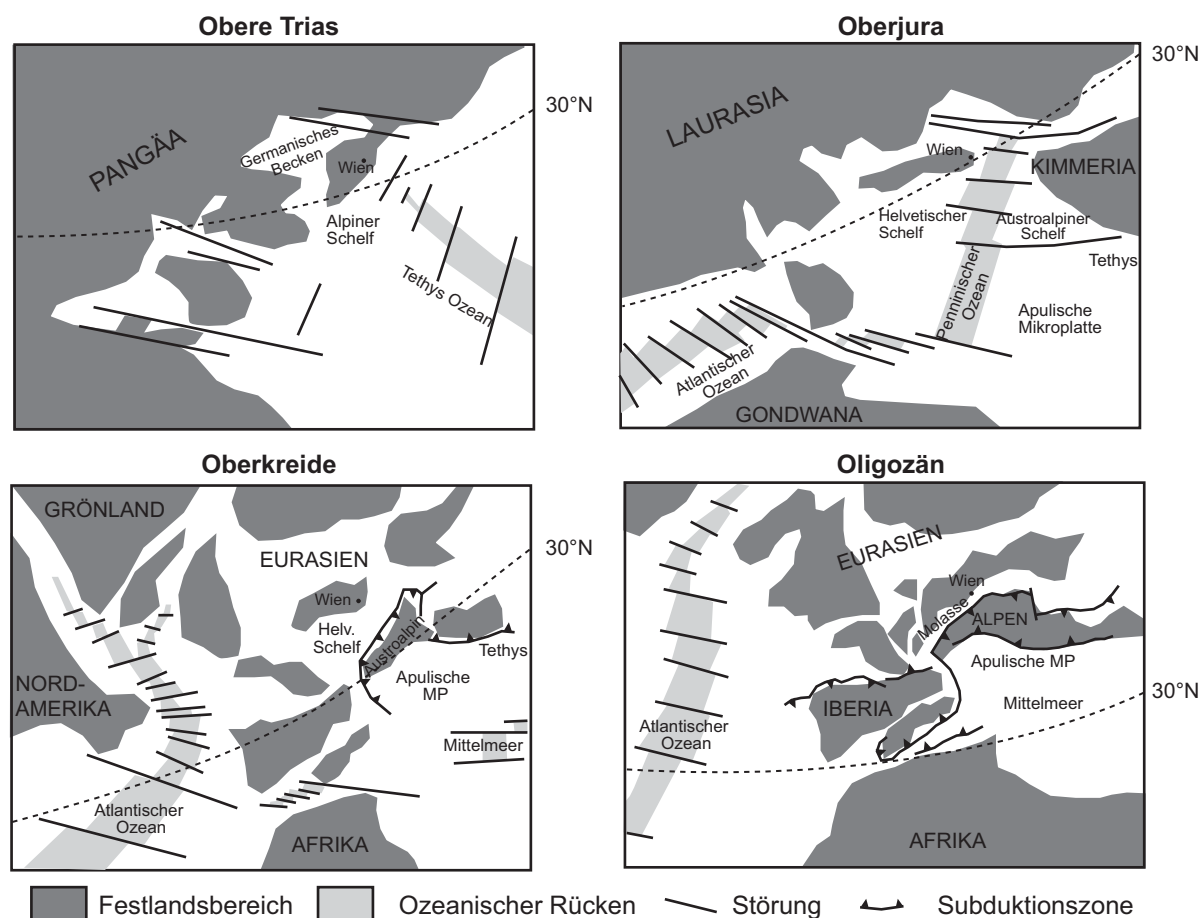


Abb. 3-1: Schematische Übersicht der Entwicklungsgeschichte des alpinen Ablagerungsraumes (verändert nach KRENMAYR 1999).

Die sedimentäre Entwicklung von Helvetikum und Austroalpin innerhalb des alpinen Zyklus begann im späten Perm als lateral kontinuierliche Abfolge am passiven Kontinentalrand der nordwestlichen Tethys (LEIN 1987). Die Sedimentation wurde durch die Subsidenz des nach Osten hin offenen ozeanischen Bereiches gesteuert (Abb. 3-1). Während des Jura kam es zur Öffnung des Penninischen Ozeans als Pull-Apart-Struktur zwischen Tethys und Atlantik (PFIFFNER 1992). Dadurch entstand der neue Sedimentationsraum des Penninikum. Ab diesem Zeitpunkt herrschten in Helvetikum und Austroalpin individuelle Ablagerungsbedingungen. Das Austroalpin (Adriatische Mikroplatte) muss jetzt als unabhängige Mikroplatte am Rand von Apulischer- bzw. Afrikanischer Platte angesehen werden (CHANNELL et al. 1992).

In der Kreide begann sich der Penninische Ozean durch veränderte Relativbewegungen infolge der weiteren Öffnung des Atlantiks wieder zu schließen (PFIFFNER 1992). Dieser Wechsel von Extension zur Kompaktion führte zur alpidischen Orogenese.



nese. Die Deformationsfront progradierte dabei im Laufe der Orogenese nach Norden (FRISCH 1979). Für die Dynamik der Eoalpinen Phase gibt es zahlreiche Modelle (z.B. COWARD & DIETRICH 1989, CHANNELL et al. 1992, NEUBAUER 1994, WINKLER 1996, VON EYNATTEN & GAUPP 1999, FAUPL & WAGREICH 1999). Die Neoalpine Phase ist jedoch weit weniger bekannt, da die Zusammenhänge vor allem durch Blattverschiebungen zerstört wurden (NEUBAUER et al. 1999, FRISCH & GAWLICK 2003).

In der Eoalpinen Phase wurden die Sedimentgesteine des Austroalpin von ihrem Basement abgeschert und als Decken nach Nordwesten verfrachtet (FAUPL & WAGREICH 1999). Der Bereich des Penninikum wurde eingeengt und die ozeanischen Krustenanteile zum größten Teil subduziert. In der Neoalpinen Phase erfolgte die Kontinent-Kontinent-Kollision in der auch die penninischen und helvetischen Einheiten deformiert und nach Norden verfrachtet wurden (COWARD & DIETRICH 1989). Der alpine Deckenstapel wurde über den Meeresspiegel gehoben. Im Norden und im Süden des Orogens entstanden im späten Eozän Molassetröge. Der nördliche Molassetrog wurde im Oligozän von der Einengung betroffen und zusammen mit den Gesteinen des Schweizer Jura deformiert (MÜLLER et al. 1988, PFIFFNER 1992).

### **3.3 Tektonik der Ostalpen**

Betrachtet man die heutige Situation der Alpen, so kann innerhalb des Orogens eine Intern- und eine Externzone unterschieden werden (COWARD & DIETRICH 1989, Abb. 3-2). In der Internzone besitzen die tektonischen Strukturen kretazisches-paläogenes Alter. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Ablagerungen des nordwestlichen Tethys-Schelfbereichs und waren einer Hochdruck/Hochtemperatur-Regional-Metamorphose unterworfen. In den beiden Externzonen nördlich und südlich davon haben die Strukturen oligozäne bis pliozäne Alter. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus schwach bis nicht metamorphen Basement und mesozoischen bis känozoischen Hüllgesteinen, welche zu Falten-Überschiebungs-Gürteln deformiert wurden (COWARD & DIETRICH 1989).

Die sog. Ostalpen sind der zentrale Teil des Alpenbogens zwischen Westalpen, Karpaten und Südalpen (Abb. 3-2). Innerhalb der Ostalpen befindet sich das Austroalpin als Teil der Internzone. Das Austroalpin ist lateral heterogen aufgebaut, d.h. es bestehen Unterschiede in der primären faziellen Ausbildung der Gesteine und in der sekundären tektonischen Entwicklung. Es lassen sich über den gesamten Bereich drei tektonische Stockwerke verfolgen (TOLLMANN 1976, LINZER et al. 1995): Diese werden von der tektonisch tiefsten zur höchsten Einheit Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum genannt. Palinspastische Untersuchungen ergaben, dass die Austroalpinen Decken den Europäischen Kontinent um etwa 200 km nach Nordwesten überführen (COWARD & DIETRICH 1989).

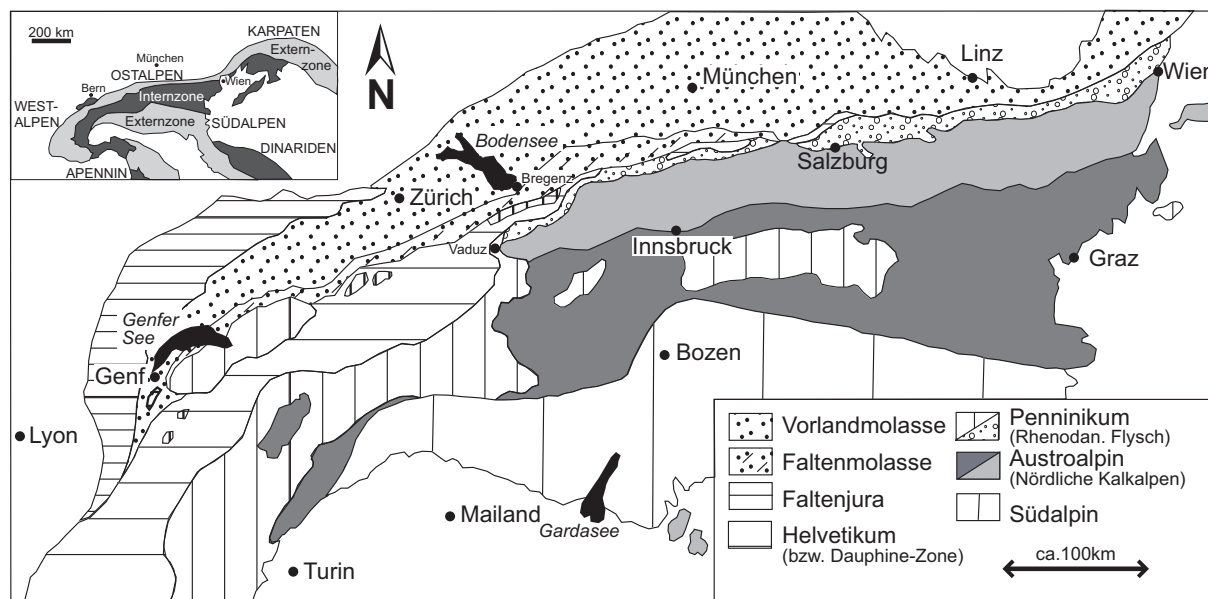


Abb. 3-2: Übersicht der tektonischen Einheiten der Alpen mit der Intern- und Externzone (verändert nach SCHWERD 1996 und COWARD & DIETRICH 1989).

Das Austroalpin besteht aus den Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen (NKA) und ihrem Basement. Die NKA erstrecken sich am nördlichen Rand der Internzone von Vaduz im Westen bis Wien im Osten (Abb. 3-2). Sie werden im Norden von den Penninischen Decken des Rhenodanubischen Flysch begrenzt.

### 3.3.1 Geodynamische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen

Die Sedimentationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen begann am Ende des Perm, analog zu den Bereichen des weiter nördlich gelegenen germanischen Beckens, mit großräumiger Extension und der Bildung isolierter, schnell einsinkender Becken (Basin-and-Range; BRANDNER 1983). Von Beginn der Trias an erfolgte die marine Transgression der Tethys von Südosten und es kam zur Ausbildung eines flachen Schelfs (LEIN 1987). Die Abfolge beginnt klastisch (Buntsandstein Formation), geht in evaporitische Ablagerungen über (Reichenhaller Formation) und endet in Flachwasser-Kalkgesteinen (Muschelkalk Gruppe). Mergelige und pyroklastische Zwischenlagen belegen lokale terrigene bzw. vulkanogene Einflüsse. Durch Grabenbruchtektonik kam es in der späten Trias zur Differenzierung des Schelfs in Schwellen- und Beckenregionen (Arlberg- bzw. Partnach Formation) und zur Bildung von Riffen bei allgemein hohen Subsidenzraten des passiven Kontinentalrandes (LAUBSCHER & BERNOULLI 1977). Während des Karnium erfolgte durch einen Abfall des Meeresspiegels und tektonischer Hebung des Hinterlandes ein verstärkter siliziklastischer Eintrag. Das Relief wurde ausgeglichen (Raibler Formation) und in einem späten Stadium wurden erneut Evaporite gebildet (LEIN 1987). Eine Erhöhung der Subsidenzrate im Norium führte zur Transgression und im Südosten des Ablagerungsraumes zur

Bildung der großen Dachstein-Riffkomplexe (LEIN 1987). In deren Back-Reef-Fazies bildete sich eine großflächige Lagune mit hypersalinen Bedingungen im Supratidal- bis höheren Intertidalbereich aus und es kam zur Fällung von Kalksteinen, die frühdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurden (Hauptdolomit Formation; CZURDA & NICKLAS 1970). In einem späten Stadium wurden im Westteil der Lagune durch zunehmende Wassertiefen auch reine Karbonate abgelagert (Plattenkalk Formation).

Vor Beginn des Jura kam es zu großräumigen Veränderungen. Terrigene klastische Sedimente, die bei zunehmender Wassertiefe konkordant oder an synsedimentären Abschiebungen auf den Kalken bzw. Dolomiten abgelagert wurden (Kössen Formation), deuten auf verstärkte Subsidenz während des Rhätium hin (FABRICIUS 1966, LEIN 1987). An einigen Schwellenregionen und an den Küsten wurden im späten Rhätium erneut Riffe gebildet (Oberrhätkalk). Diese Entwicklung ist im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantischen Ozeans zu sehen, die zur Bildung einer sinistral-extensionalen Übergangszone zwischen Atlantik im Westen und Tethys im Osten führte (FRISCH 1979, PFIFFNER 1992, NEUBAUER et al. 1999). Nordwestlich der Nördlichen Kalkalpen kam es zur Subsidenz und zur Bildung eines Rifts. Die sedimentäre Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen wurde in der Folgezeit nicht mehr von der Entwicklung der Tethys im Südosten, sondern durch die Bildung des Penninischen Ozeans im Nordwesten bestimmt.

Zu Beginn des Jura verstärkte sich die Beckengliederung. Auf den Schwellenregionen kam es zur Bildung von kondensierten Kalken. Aufgrund der langsamen Sedimentationsrate zeigen diese Kalksteine durch die Oxidation von organischem Material und der Bildung von Hämatit eine charakteristische Rotfärbung (Bunte Schwellenkalke; SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974). In den schnell absinkenden Becken wurden kalkig-mergelige Turbidit-Folgen abgelagert (Allgäu Formation), welche das eigentliche Syn-Rift-Stadium repräsentieren (JACOBSHAGEN 1965, EBERLI 1987).

Eine Breakup-Diskordanz mit Tiefsee-Radiolariten (Ruhpolding Formation) markiert den Übergang vom Rift- in das Drift-Stadium des neuen Ozeans im Oxfordium (EBERLI 1987, GAUPP et al. 1997). Während dieser Zeit wurde im Nordwesten neue ozeanische Kruste gebildet (Abb. 3-3). Diese ist heute in Form kleiner Ophiolith-Vorkommen – z.B. in der Arosa-Zone – erhalten (WINKLER 1988). Auf diesem neu entstandenen, nach Nordwesten geöffneten, passiven Kontinentalrand wurden von Kimmeridgium bis Barremium wieder pelagische Kalke sedimentiert (Ammergau Formation). Zum Jüngeren hin sind jedoch zunehmend terrigene Einflüsse zu beobachten (GAUPP et al. 1997).

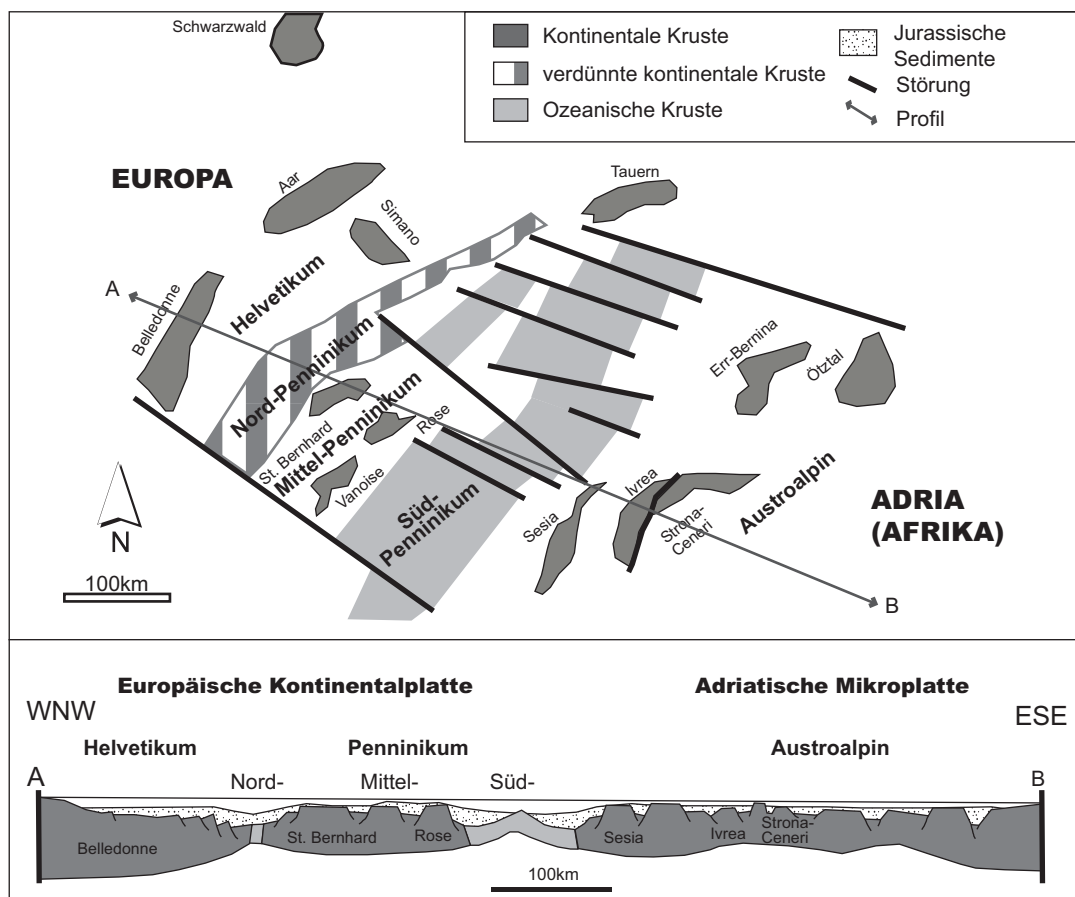


Abb. 3-3: Oben: Paläogeographie während des späten Jura (ca. 150 Ma). Unten: Profil durch den Ablagerungsraum (verändert nach PFIFFNER 1992)

Die Änderung der tektonischen Rahmenbedingungen von Extension zu Kontraktion während der frühen Kreide führte zu geänderten Liefergebieten und verstärkte den terrigenen Eintrag. Es kam zur Ablagerung zuerst kalkiger, dann zunehmend siliziklastischer Turbidite (Lechtal Formation) aus einem Akkretionskeil der im Nordwesten gelegenen Subduktionszone (VON EYNATTEN & GAUPP 1999). An vielen Stellen der Nördlichen Kalkalpen sind größere Olistostrome aus dieser Zeit nachgewiesen (WINKLER 1988, MAY & EISBACHER 1999). Etwa im Turonium endete die Sedimentation vorübergehend in einem Hiatus. Der Penninische Ozean wurde an der Wende der frühen zur späten Kreide vollständig subduziert (PFIFFNER 1992).

Durch die Kollision der Adriatischen Mikroplatte mit dem Europäischen Kontinent wurden die Sedimentabfolgen der NKA abgeschert, gestapelt und gefaltet. Die NKA wurden über den Meeresspiegel gehoben und nach Norden verfrachtet (EISBACHER & BRANDNER 1996, VON EYNATTEN & GAUPP 1999). Insgesamt dokumentieren die NKA also einen vollständigen Wilson-Zyklus. Eine Zusammenfassung und Übersicht der Entwicklung mit den einzelnen stratigraphischen Einheiten gibt Abb. 3-4.

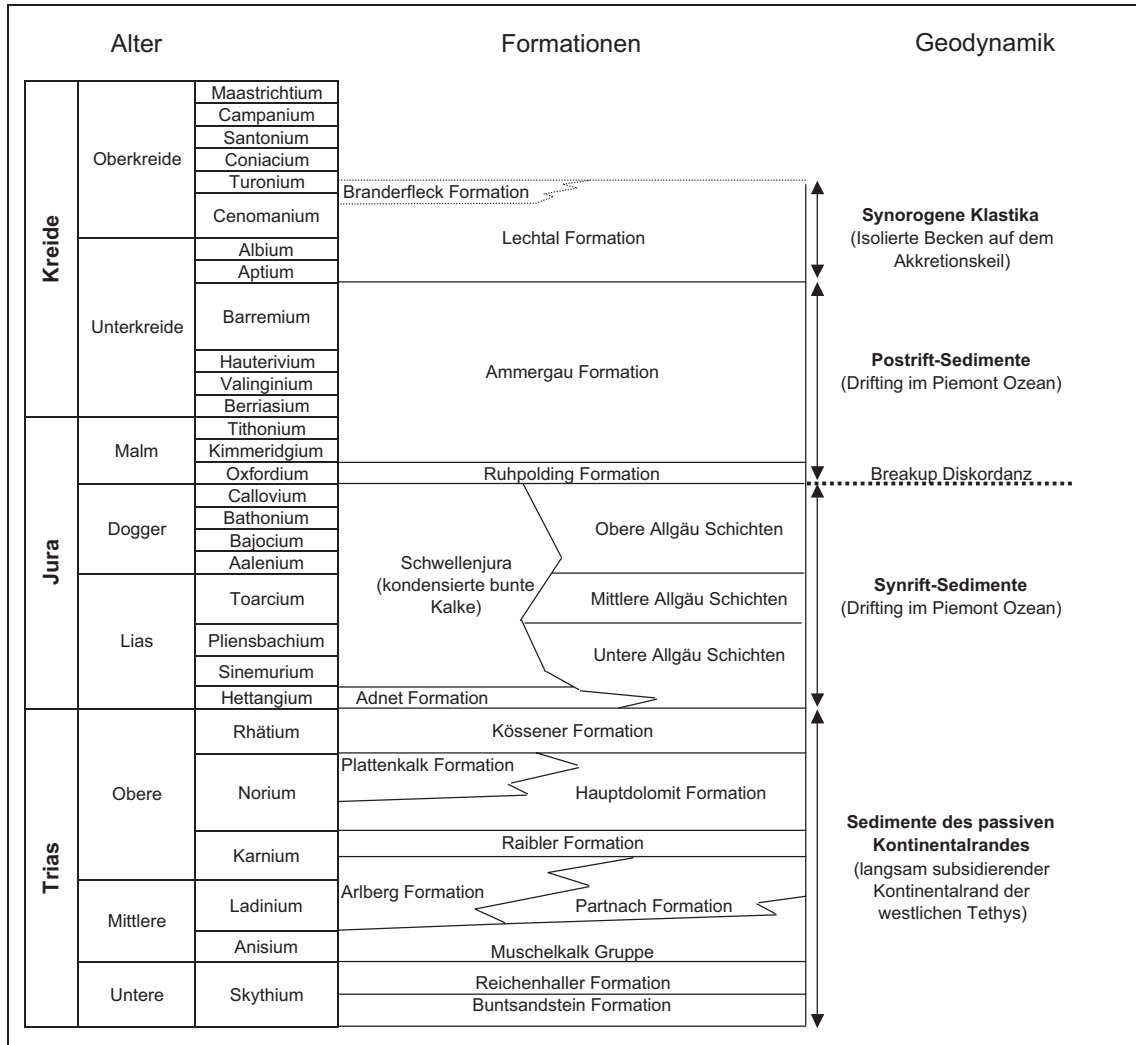


Abb. 3-4: Stratigraphische Tabelle im westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen (zusammengestellt aus TOLLMANN 1976, PLÖCHINGER 1980, LEIN 1987, VON EYNATTEN & GAUPP 1999).

### 3.3.2 Tektonische Strukturen der Nördlichen Kalkalpen

Die NKA bilden eine 3 bis 6 km mächtige Struktureinheit, die in ihren westlichen Teil intern in vier tektonische Decken gegliedert ist. Diese sind vom tektonisch Höchsten zum Tiefsten:

- ◆ Krabachjoch Decke
- ◆ Inntal Decke
- ◆ Lechtal Decke
- ◆ Allgäu Decke

Die südliche Begrenzung der NKA bildet im Untersuchungsgebiet der Silvretta-Komplex (Abb. 3-6). Dieser ist wahrscheinlich ein Teil des kristallinen Sockels der

genannten Decken (LAUBSCHER 1989, EISBACHER et al. 1990). Im Norden liegen die NKA allochthon auf einer Melange (Arosa-Zone) bzw. der penninischen Üntschen Decke des Rhenodanubischen Flysch (EISBACHER et al. 1990).

Die NKA sind von komplexen Strukturen zweier Systeme von Falten-Überschiebungsstrukturen und dazugehöriger steiler Querstörungen durchzogen (EISBACHER et al. 1990). Die Deckenkörper sind charakterisiert durch Biegegleitfalten und zahlreiche out-of-syncline-Überschiebungen (EISBACHER et al. 1990). Rücküberschiebungen und steile Blattverschiebungen treten vereinzelt auf. Oft wurden ehemalige Extensionstrukturen bei der späteren Kompaktion invertiert (MAY & EISBACHER 1999). Die Verkürzung des gesamten Deckenstapels wird mit mindestens 60% angegeben (EISBACHER et al. 1990).

Bei der Deckenbildung wurden die inkompetenten Formationen als Abscherhorizonte genutzt (Abb. 3-5). So bilden Reichenhaller-, Raibler- und Kössen Formation drei Decollement-Horizonte zwischen den dolomitisch-karbonatische Plattform-Abfolgen (TOLLMANN 1976, EISBACHER et al. 1990, LINZER et al. 1995).

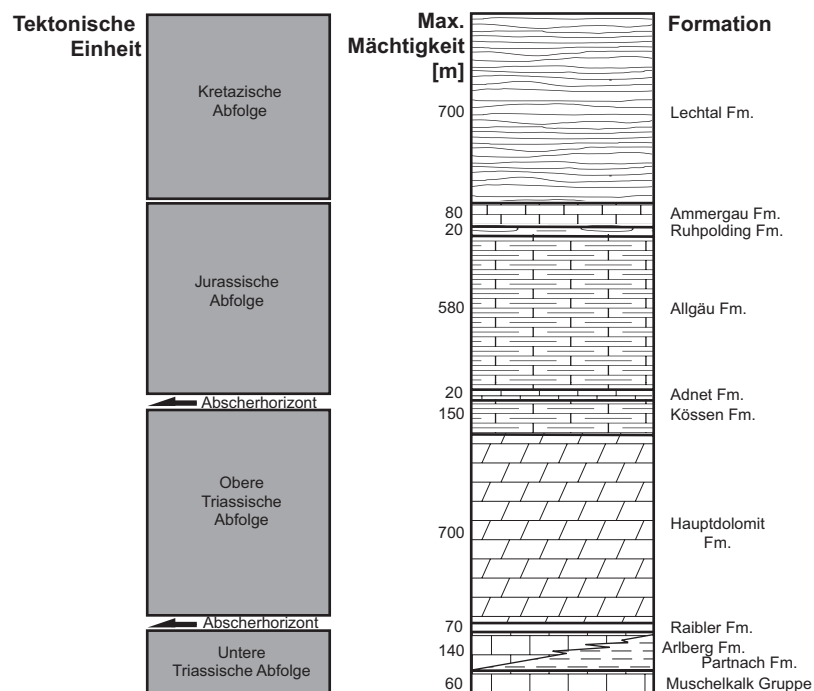


Abb. 3-5: Normalprofil der Nördlichen Kalkalpen im Arbeitsgebiet. Die Formationen können tektonisch in vier Abfolgen mit zwei charakteristischen Abscherhorizonten unterteilt werden.

Aufgrund von Fazieswechseln der Muschelkalk-Wetterstein-Schwellenfazies zur Partnach-Beckenfazies bestehen primäre Mächtigkeitsunterschiede der NKA zwischen 3 km im Nordwesten und 6 km im Südosten. So verdünnt sich die Inntal Decke nach Westen hin und kommt im Arbeitsgebiet nur noch in Resten vor (Abb. 3-6).

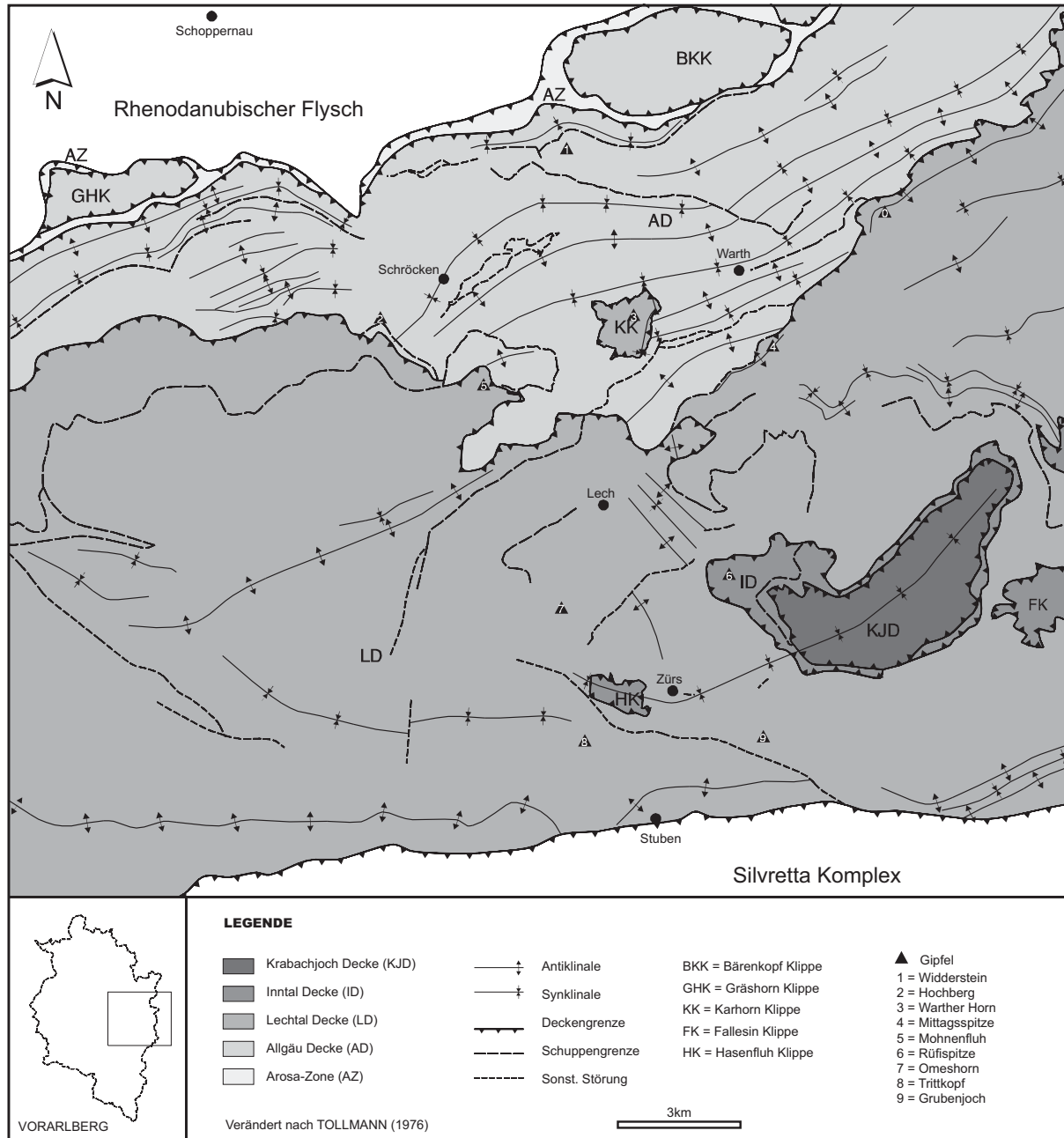


Abb. 3-6: Tektonische Übersichtskarte der Nördlichen Kalkalpen im östlichen Teil Vorarlbergs.

## 4 Formationen im Arbeitsgebiet

Eine Übersicht über die stratigraphischen Einheiten der NKA gibt Abb. 3-4. Im Folgenden werden alle im Arbeitsgebiet ausstreichenden Formationen mit ihren wesentlichen Eigenschaften beschrieben. Die Lage, Beschreibung und Bearbeiter einiger repräsentativer Aufschlüsse ist einer Tabelle im Anhang zu entnehmen. Auf spezielle Aufschlüsse wird mit der Aufschlusnummer verwiesen.

### 4.1 *Silvretta Kristallin*

Ausbildung: Im Arbeitsgebiet kommen ausschließlich silbergraue bis grünliche Chlorit-Biotit-Muskovit-Schiefer vor (FULDE 2002, Abb. 4-1). Akzessorisch sind Granate und Amphibole vorhanden, die Korngrößen bis zu 5 mm erreichen. Orientiert kristallisierte Glimmer definieren i.d.R. eine deutliche Schieferung, die zumeist wellig ausgebildet ist.



Abb. 4-1: Typische Ausbildung des Silvretta Kristallins als Glimmerschiefer (Aufschluss 49).

Alter: Es handelt sich um präpermische, hochgradige Metamorphite, die schon während der kaledonischen

Orogenese metamorphisiert wurden (AMANN 1993, NOWOTNY 1992). Ausgangsgesteine waren wahrscheinlich kambrische klastische Sedimente und Tuffe. Diese wurden variszisch (Amphibolith Fazies) und alpidisch (retrograde Grünschiefer Fazies) metamorphisiert (AMANN 1992). Es wird angenommen, dass sie einen Teil des kristallinen Sockels der Nördlichen Kalkalpen darstellen (LAUBSCHER 1989, EISBACHER et al. 1990).

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet mind. 1500 m.

Vorkommen: Das Silvretta Kristallin bildet den südlichen Abschluss des Arbeitsgebietes. Die Metamorphite streichen südlich von Stuben aus.



## 4.2 Nördliche Kalkalpen

### 4.2.1 Muschelkalk Gruppe

Ausbildung: Die Muschelkalk Gruppe besteht aus einer Wechselfolge von Kalken und Mergeln. Nach FULDE (2002) überwiegen massige, dunkelgraue, mikritische Kalksteine, die auffällig ockerfarben verwittern. Sie sind grob gebankt mit Bankmächtigkeiten bis zu bis 2 m und an den Schichtoberflächen oft knollig ausgebildet (Abb. 4-2). Die Kalke zeigen einen hohen Eisengehalt. Charakteristisch sind Lagen mit Hornsteinen und auffällige schwarze Oxidschichten.

Alter: Anisium bis spätes Ladinium.

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet mind. 50 m (bis 120 m nach RICHTER 1978).

Vorkommen: Nördlich Stuben und westlich von Lech.



Abb. 4-2: Typische Ausbildung der Muschelkalk Gruppe (Aufschluss 27).

### 4.2.2 Partnach Formation

Ausbildung: Die Partnach Formation besteht aus schwarzen Tonsteinen mit hohem Glanz. Sie weisen oft eine Griffelschieferung im cm-Maßstab auf und zeigen bis 10 cm breite, mit Quarz gefüllte Kleinklüfte (Abb. 4-3). Seltener kommen lateral auskeilende Kalk- und Mergelbänke bis 10 cm Mächtigkeit vor. Es bestehen weitläufige Verzahnungen mit der Arlberg Formation.

Alter: Spätes Ladinium bis frühes Karnium.

Mächtigkeit: 50 m im Arbeitsgebiet, bis 200 m außerhalb (TOLLMANN 1976).

Vorkommen: Nördlich Stuben und am südlichen Ortsausgang von Lech.

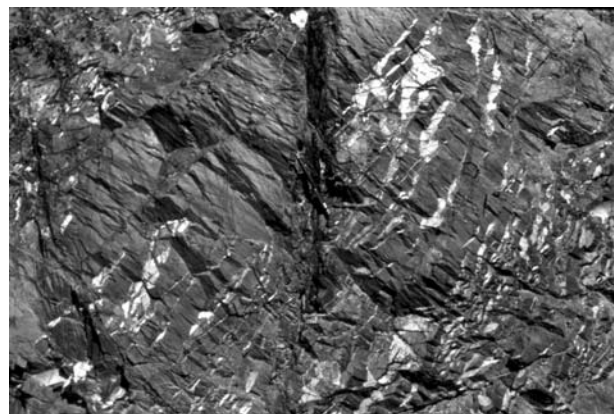


Abb. 4-3: Typische Ausbildung der Partnach Formation (Aufschluss 52).

### 4.2.3 Arlberg Formation

Ausbildung: Die Arlberg Formation besteht aus mittelgrauen, massigen Kalksteinen, die dunkelgrau verwittern (Abb. 4-4). Im Anschlag ist ein leicht bituminöser Geruch auffällig. Partiiell treten auch Dolomit und Zellendolomit auf (z.B. am Kriegerhorn). Selten kommen Mergellagen im cm-Maßstab vor. Am Rüfikopf ist ein ladinischer Riffkomplex aus Korallen und Kalkschwämmen zu finden (RICHTER 1978). Außerdem gibt es am Rüfikopf und am Kriegerhorn Einschaltungen von andesitischen, porphyrische Vulkaniten und Tuffen (Me-



Abb. 4-4: Typische Ausbildung der Arlberg Formation (Aufschluss 47).

laphyre von Lech). Diese wurden in der geologischen Karte nicht ausgewiesen, da sie keine geotechnische Bedeutung besitzen und im Kartenmaßstab schlecht aufzulösen sind. Nach RICHTER (1978) sind die Porphyre bis zu 70 m mächtig, im Feld wurden jedoch nur Lesesteine gefunden.

Alter: Spätes Ladinium bis frühes Karnium.

Mächtigkeit: Schwankend, 200-400 m im Arbeitsgebiet, bis 450 m außerhalb (RICHTER 1978).

Vorkommen: Nördlich von Stuben, Omeshorn, Rüfikopf und Kriegerhorn bei Lech.

### 4.2.4 Raibler Formation

Ausbildung: Die Ausbildung der Raibler Formation ist sehr variabel: an der Basis kommen Quarz-Sandsteine vor, die rötlich und grünlich (Glaukonit) gefärbt sind. Die Komponenten sind meist mittelsandig in einer kalkigen bis tonigen Matrix, so dass die Bänke stark absanden (Abb. 4-5). Auffällig sind orange Verwitterungsfarben. Darüber liegen dunkelgrüne bis dunkelgraue Kalksteine, mit klastischen Verunreinigungen durch Ton und Sand. Die Bänke sind meist massig und besitzen eine raue Oberfläche (FULDE 2002). Darüber folgen meist dunkelgraue Mergel und schwarze Tonsteine, die oft eine Griffelschieferung aufweisen.

Typisch sind auch mächtige Vorkommen von Anhydrit, die durch Zutritt von Wasser meist zu Gips umgewandelt sind. Dieser ist als weißes bis gelbliches, stark verwittertes Gestein gut zu erkennen. Er ist meist als Bändergips ausgebildet und unregelmäßig gefaltet (HAWELKA 2001).

Alter: Mittleres bis spätes Karnium.

Mächtigkeit: Primär wechselnd und tektonisch beeinflusst. Im Arbeitsgebiet bis 200 m, außerhalb bis 400 m (RICHTER 1978, EISBACHER et al. 1990).

Vorkommen: Am Flexenpass und in einer breiten Zone westlich von Lech von Oberlech zum Kriegerhorn (sog. Gipslöcher).

#### 4.2.5 Hauptdolomit Formation

Ausbildung: Die Hauptdolomit Formation beginnt mit einer Basisbrekzie, die sekundär durch Auslaugung der unterlagernden Raibler Formation entstanden ist. Die bis zu 5 cm großen Bruchstücke bestehen meist aus hell- bis mittelgrauen Algenlaminiten und feinkörnigen Kalksandsteinen und werden von hellem Calcit gebunden. Darüber folgen dunkelgraue bis bräunliche, mikrokristalline Dolomite, die meist massig ausgebildet sind, oder grobe Bankung im dm- bis m-Maßstab zeigen (Abb. 4-6). Angewittert zeigen die Dolomite graue, graubraune bis gelbliche Farben. Die Reaktion mit HCl ist schwach bis nicht vorhanden. Beim Anschlagen tritt häufig ein Geruch nach  $H_2S$  auf. Z.T. zeigen die Dolomite ein körniges Gefüge.

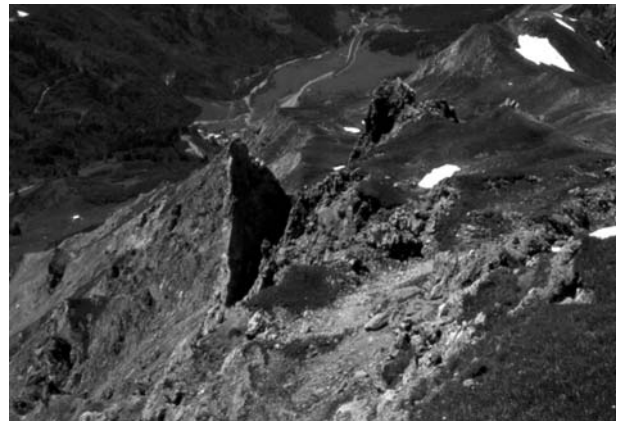


Abb. 4-5: Steil stehende Raibler Formation. Sandstein-Bänke stehen hervor, da die Mergel und Tone stark erodiert sind (Aufschluss 53).



Abb. 4-6: Typische Ausbildung der Hauptdolomit Formation. Die Bankung zeigt am linken Bildrand eine kleinräumige Falte. Aufschlusshöhe ca. 12 m (Aufschluss 2).

Charakteristisch sind diagenetisch entstandene Mikroklüfte, die mit Calcit verfügt sind und dem Gestein z.T. ein brekziöses Aussehen geben. Außerdem sind Stromatolithen aus Matten von Blau- und Grünalgen zu beobachten (CZURDA & NICKLAS 1970). Am Westportal der Lawinengalerie von Warth kommen innerhalb der Hauptdolomit Formation dunkle Tonhorizonte vor (Seefelder Schichten, CZURDA 1972). Durch Abgrusung entstehen unterhalb von Felswänden aus Hautdolomit Formation oft mächtige Schuttfächer (z.B. Rüfikopf).

Alter: Norium.

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet bis 700 m, außerhalb bis 1000 m (TOLLMANN 1976).

Vorkommen: Hauptgipfelbildner der Region: Künzelspitze, Widderstein, Mittagspitze, Karhorn, Mohnenfluh, Rüfikopf, Hasenfluh, Trittkopf.

#### **4.2.6 Plattenkalk Formation**

Ausbildung: Die Hauptdolomit Formation geht vereinzelt in eine Wechselfolge aus dunkelgrauen, gut gebankten, mikritischen Kalken und Dolomiten über. Die Kalken verwittern mit hellgrauer Farbe und zeigen eine sehr gute Bankung im dm-Bereich. Innerhalb der Bänke ist oft Lamination und ein hoher Gehalt an Bitumen zu beobachten (CZURDA & NICKLAS 1970, CZURDA 1978). Charakteristisch sind Verkarsungsspuren mit Rinnenkarren und Dolinenbildung. Häufig sind auch Lagen aus Muschelschill und Ichnofossilien von Schnecken (*Rissoa alpina*) auf den Schichtoberflächen (HILS 2002).

Alter: Spätes Norium.

Mächtigkeit: 100-120 m.

Vorkommen: Nur im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes, an Rüfikopf, Mittagspitze und Mohnenfluh.

#### **4.2.7 Kössener Formation**

Die Kössener Formation zeigt eine verstärkte Gliederung des Ablagerungsraumes in Becken und Schwellen (siehe Kap. 3.3.1). Dies führte zu den zwei unterschiedlichen Faziesausbildungen von Kössener Schichten und Oberrhätkalk.

##### *4.2.7.1 Kössener Schichten*

Ausbildung: Die Kössener Schichten sind eine dünngebankte Wechsellagerung aus Kalken, Mergeln und Tonsteinen. Kalksteine kommen im dm-Maßstab vor und keilen häufig lateral aus. Es dominieren dunkelbraune bis schwarze, pyrithaltige Tone und dunkelgraue Mergel (Halb-Faulschwamm-Fazies nach TOLLMANN 1976). An der Basis

finden sich oft Schilllagen als Tempestitablagerungen (RICHTER 1978). Die Kalke sind dunkelgrau, ebenfalls pyrithaltig und besitzen oft wellige Oberflächen (FULDE 2002).

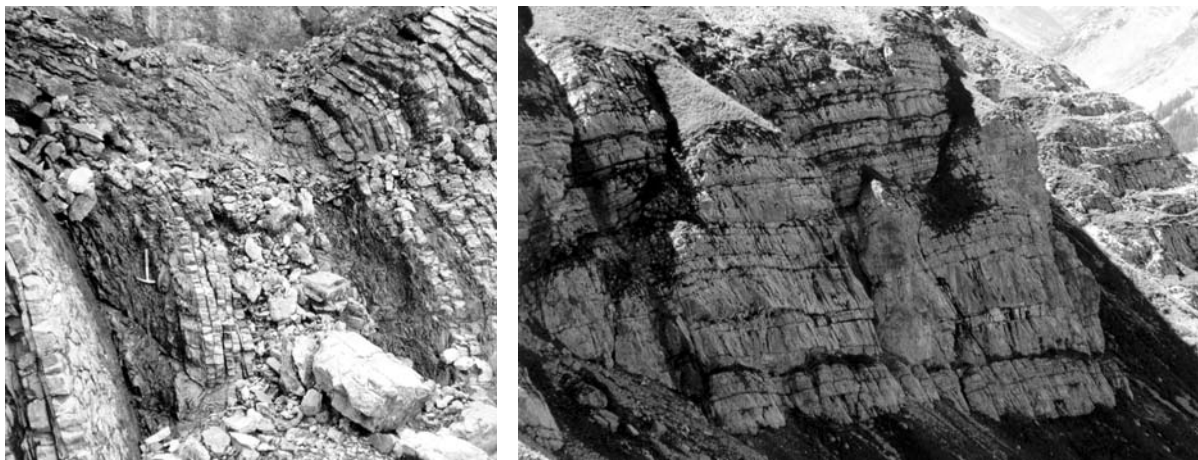


Abb. 4-7: Typische Ausbildungen der Kössener Formation. Links: Kössener Schichten, Beckenfazies (Aufschluss 7). Rechts: Oberrhätalk, Schwellenfazies, Aufschlusshöhe ca. 150 m (Aufschluss 9).

Fossilien sind in Form von Korallenrasen mit Ostrakoden und Gastropoden zu finden (z.B. *Thecosmilia clathrata*, *Zugmeyeria koessenensis*, *Rhaetavikula contorta*; SCHOLZ & SCHOLZ 1995). Die Tonsteine können Mächtigkeiten bis 2 m erreichen, sind stark geschiefert und z.T. auch zerschert. Mit den Oberrhätalken besteht eine weit-räumige Verzahnung. Meist liegen die Kössener Schichten konkordant auf Hauptdolomit Formation. Im Bereich der Mittagspitze liegen sie auf Plattenkalk Formation und können im Norden des Gebietes auch ganz fehlen (SCHANZ 2002). Es bestehen syn-sedimentäre Störungkontakte zur Hauptdolomit Formation (Abb. 4-8).

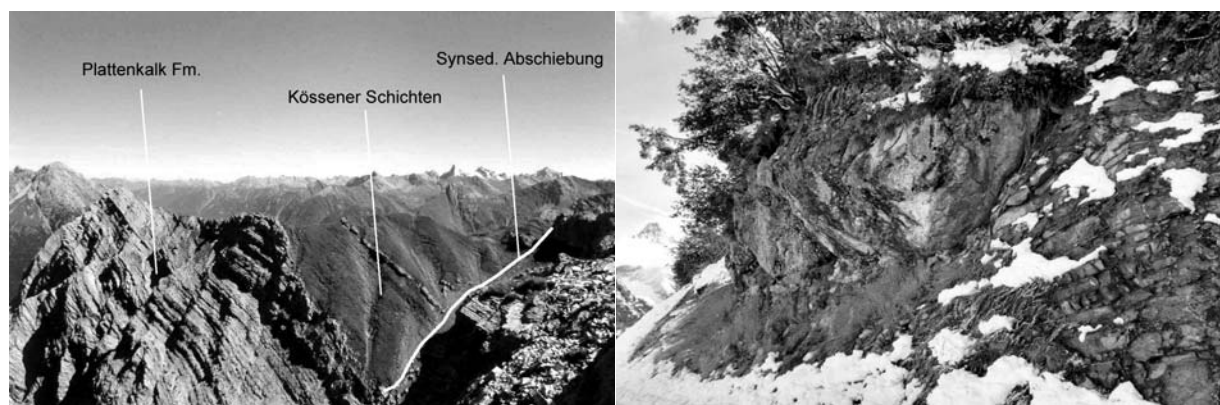


Abb. 4-8: Links: Synsedimentäre Abschiebung zwischen Plattenkalk Formation und Kössener Schichten (Aufschluss 5). Rechts: Olistolith aus Oberrhätalk (Bildmitte) innerhalb Kössener Schichten (Saloberkopf). Bildausschnitt ca. 3 m hoch.

Mächtigkeit: 20-40 m im Arbeitsgebiet, 200 m nach RICHTER (1978) und 600 m nach TOLLMANN (1976).

Alter: Frühes Rhätium.

Vorkommen: Nordwestlich Schröcken, nördlich Warth, sowie an Karhorn, Rüfikopf, Trittkopf.

#### 4.2.7.2 Oberrhätkalk

Ausbildung: Die Schwellen-Fazies der Kössen Formation besteht aus homogenen, massigen, mikritischen Kalksteinen. Die Kalke sind mittelgrau, verwittern aber mit auffälliger nahezu weißer Farbe. Abseits des zentralen Riffbereiches ist hin und wieder eine Bankung im 10 m-Maßstab ausgebildet (Abb. 4-7). Dort finden sich auch zahlreiche Fossilien (Megalodon, Thecosmilia, Thamnasteria; RICHTER 1984). Es kommen Karstformen mit Rinnen- und Trittkarren, sowie Dolinen vor. Lokal sind Kalkbrekzien als Back-Reef-Bildung und Rotsedimente nach Trockenfallen und Bodenbildung zu beobachten. Diese erstrecken sich lateral nur 10 bis 50 Meter. Meist erfolgt ein schneller Fazieswechsel aus den Kössener Schichten heraus, aber der Oberrhätkalk liegt auch direkt auf der Plattenkalk Formation (HILS 2002). Vereinzelt finden sich Olistolithe aus Oberrhätkalk in den Kössener Schichten (Abb. 4-8).

Alter: Oberes Rhätium.

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet bis 150 m, eine Bohrung bei Zürs durchteufte aber auch 320 m (FULDE 2002). Bis 200 m nach RICHTER (1978).

Vorkommen: Nordwestlich Schröcken, Saloberkopf-Plateau, Juppenspitze, Karhorn, Lechschlucht, Omeshorn, Rüfispitze, Flexenpass.

#### 4.2.8 Bunte Lias Schwellenkalke (mit Adnet Formation)

In weiten Bereichen folgt über der Kössener Formation eine bunte Abfolge von Schwellenkalken verschiedenen Alters. Aufgrund der geringen Mächtigkeiten und lateralen Verbreitung wurden diese mit der jüngsten Formation (Adnet Formation) zusammengefasst. Zur Beckenfazies besteht auch eine grobklastische Übergangsfazies (MAY 1998), die im Feld nicht auskartiert wurde.



Abb. 4-9: Typische Ausbildung der Adnet Formation (Aufschluss 10).

Ausbildung: Die Adnet Formation be-

steht aus meist roten Kalksteinen, die bis 10 cm gebankt sind und wellige Schichtoberflächen besitzen (Abb. 4-9). Die gute Bankung wird durch feine Ton-Horizonte von bis zu 2 cm Mächtigkeit gebildet, die als Lösungsrückstände zu deuten sind. Selten finden sich Fossilien in Form von Crinoiden, Belemniten und Ammoniten (*Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*; RICHTER 1984). Auch Brekzien sind zu beobachten. Eine Bohrung bei Zürs zeigte eine laterale Verzahnung mit Oberrhätalkalk (HAWELKA 2001).

Alter: Hettangium-Sinemurium.

Mächtigkeit: Insgesamt bis 20 m.

Vorkommen: Kleine Vorkommen im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes (Weißer Schrofen, Karhorn, Rappenspitze). Sonst hauptsächlich im südlichen Teil (Zürs, Hasenfluh, Trittkopf).

#### 4.2.9 Allgäu Formation

Die Jura Beckenfazies kann in drei Megazyklen gegliedert werden (JACOBSHAGEN 1965). Deren primäre Mächtigkeiten schwanken im Arbeitsgebiet und werden nach Südosten geringer. Die Ablagerung erfolgte in Form von turbiditischen Sedimentationsfächern (EBERLI 1987).

Vorkommen: Hauptsächlich im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes, in der Umgebung von Schröcken und Warth, sonst an Omeshorn und Trittkopf.

##### 4.2.9.1 Untere Allgäu Schichten

Ausbildung: Die unteren Allgäu Schichten bestehen aus einer streng rhythmischen Wechselfolge von im dm-Bereich gebankten Kalksteinen und wenigen cm mächtigen Kalkmergeln (Abb. 4-10). Die Gesteine sind mittel- bis dunkelgrau und verwittern hell- bis gelbbraun (Oxidation von Pyrit, JACOBSHAGEN 1965). Im unteren Teil sind die Kalke reich an Fossilien (*Amaltheus*, *Schlotheimia*, *Arietes*, *Harpoceras*, *Hildoceras*; RICHTER



Abb. 4-10: Typische Ausbildung der unteren Allgäu Schichten (Aufschluss 11).

1984). Die dunkel gefärbten Fressgänge fossiler Würmer brachten diesen Schichten auch den Namen Fukoidenkalke. Der Kieselgehalt nimmt allgemein nach oben hin zu und es treten häufig knollige, hellbraune Hornsteinlagen auf. Dazwischen sind immer wieder tonige Lagen mit Mächtigkeiten bis zu 5 mm ausgebildet. Am östlichen Ufer

der Bregenzerache nördlich von Schröcken kommen auch dunkelgraue, dickbankige Kalke vor („Stufenkalk“; JACOBSHAGEN 1965). Die kieseligen Anteile fallen morphologisch als Härtlinge auf. Die unteren Allgäu Schichten lagern z.T. direkt auf Oberrhätkalk (HILS 2002). Typisch ist auch eine orthogonale Klüftung in Kalken im dm-Abstand, die in den kieseligen Lagen aber unregelmäßiger ausgebildet ist.

Alter: Hettangium bis Sinemurium.

Mächtigkeit: Im Süden bis 100 m, im Norden bis 350 m. Nach RICHTER (1978) bis 1000 m.

#### 4.2.9.2 Mittlere Allgäu Schichten

Ausbildung: Am Übergang von den unteren zu den mittleren Allgäu Schichten ist ein dunkler Tonsteinhorizont ausgebildet, der häufig als Quellhorizont in Erscheinung tritt. Oberhalb dieses basalen Horizontes bestehen die mittleren Allgäu Schichten aus feinlamierten, dunkelbraunen bis schwarzen Mergeln und Tonsteinen (Abb. 4-11). Die Verwitterungsfarbe ist schwarz. Die Tonsteine haben einen geringen Glimmergehalt und zeigen Linsen aus wenigen cm mächtigen Kieselkalken, Quarzsandsteinen und Chertlagen. Die Mergel sind meist bituminös (HILS 2002). Im oberen Teil der Einheit kommen dunkle Tonsteine mit hohen Mangangehalten (bis 20% Mn, „Manganschiefer“) in Form von großen Linsen vor. Deren Ursprung ist vulkanogen, da sie mit Tuffen assoziiert sind (OBERHAUSER 1980). Aufgrund der starken Verwitterung ist die mergelige Abfolge allgemein schlecht aufgeschlossen. Die Kartierung der mittleren Allgäu Schichten erfolgte meist anhand der Morphologie, da deren Auftreten i.d.R. durch Geländedepressionen charakterisiert ist.



Abb. 4-11: Typische Ausbildung der mittleren Allgäu Schichten (Aufschluss 13).

Alter: Frühes bis mittleres Toarcium.

Mächtigkeit: 50 m im Süden des Arbeitsgebietes und bis 250 m im Norden bei Warth. Nach RICHTER (1978) bis 200 m.

#### 4.2.9.3 Obere Allgäu Schichten

Ausbildung: Analog zu den unteren Allgäu Schichten beginnt die Abfolge mit eher kalkigen Sedimenten. Typisch ist eine Wechselfolge aus mittelgrauen, leicht sandigen Kalksteinen und dunkelgrauen Mergeln. Im Gegensatz zu den unteren Allgäu



Schichten ist die Bankung relativ homogen mit Mächtigkeiten von 10 bis 30 cm. Die Verwitterungsfarbe ist grau bis okkerfarben. Durch den höheren Mergelgehalt sind die oberen Allgäu Schichten weniger gut aufgeschlossen als die unteren Allgäu Schichten. Auch in diesem Zyklus nimmt der Kieselgehalt nach oben hin jedoch kontinuierlich zu. Auffällig sind engständige Kleinklüfte, die oft mit Calcit gefüllt sind.

Alter: Spätes Toarcium bis Callovium.

Mächtigkeit: Bis 300 m.

#### 4.2.10 Ruhpolding Formation (Radiolarite)

Ausbildung: Die Ruhpolding Formation besteht aus roten, fein laminierten Radiolariten. Die Bankung ist konstant im 10 cm Bereich, und wird von wenigen mm-mächtigen Tonsteinlagen gebildet (Abb. 4-12). Die Radiolarite sind charakteristisch hart und zeigen muscheligen Bruch. Aufgrund ihrer Härte ist die Formation als Geländestufe gut zu kartieren.

Alter: Oxfordium.

Mächtigkeit: Die Formation ist i.d.R. 10 bis 15 m mächtig. Sie ist allerdings im Arbeitsgebiet nicht überall ausgebildet. Nach RICHTER (1978) werden bis zu 30 m erreicht.

Vorkommen: An Wösterhorn und Mohnenfluh.



Abb. 4-12: Typische Ausbildung der Ruhpolding Formation (Aufschluss 14).

#### 4.2.11 Ammergau Formation (Aptychenschichten)

Ausbildung: Die Ammergau Formation besteht aus hell- bis braungrauen, mikritischen Kalksteinen, die eine auffällig wellige Bankung im dm-Bereich aufweisen. Typisch ist eine hellgraue bis weiße Verwitterungsfarbe. Es treten auch bis zu 5 cm mächtige Hornstein- und Mergellagen auf. Die namensgebenden Aptychen sind makroskopisch nur selten zu erkennen. Dünnschliff-Untersuchungen weisen auf abnehmende Wassertiefen hin (HAWELKA 2001). Allgemein ist die Formation im Norden des Arbeitsgebietes überwiegend turbiditisch gebildet, während im Süden eher pelagische Ablagerungen dominieren. Die Ammergau Formation lagert meist konkordant auf der Ruhpolding Formation.

Alter: Kimmeridgium bis Tithonium.

Mächtigkeit: 3 bis 30 m im Süden des Arbeitsgebietes, bis 70 m im Norden.

Vorkommen: An der Hasenfluh und östlich von Zürs.

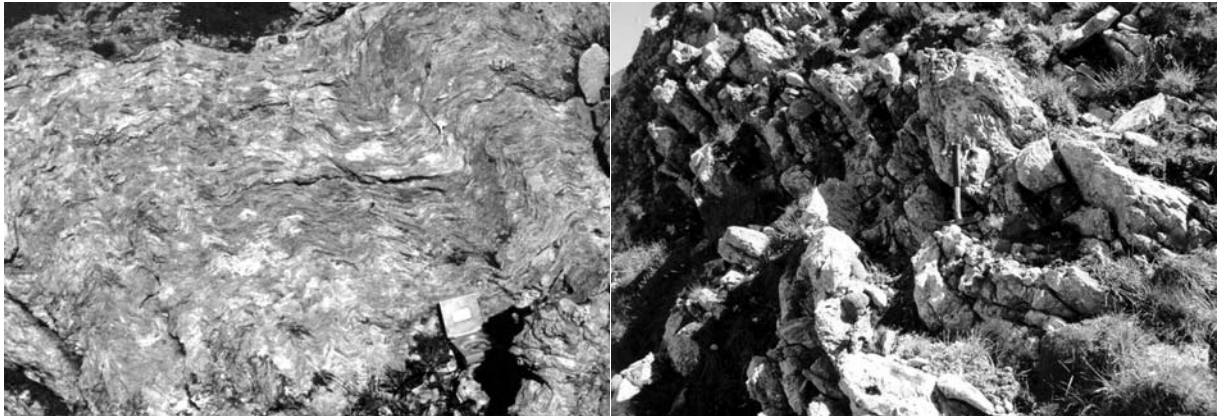


Abb. 4-13: Typische Ausbildung der Ammergau Formation. Links: pelagische Fazies (Aufschluss 61). Rechts: turbiditische Fazies (Aufschluss 16).

#### 4.2.12 Lechtal Formation (Kreideschiefer)

Ausbildung: Die Lechtal Formation besteht zu 80% aus dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen. Dazwischen kommen bis zu 1 m mächtige, mittelgraue Mergel vor, die lateral auskeilen. Vereinzelt treten sandige Bänke auf (Abb. 4-14). Häufig ist in den Tonsteinen eine Schieferung ausgebildet. Die Lech Formation ist nur durch ihren schwachen Quarzgehalt von den mittleren Allgäu Schichten zu unterscheiden. Deshalb ist eine präzise Abgrenzung der beiden Formationen im Gelände oft nicht möglich. Aufgrund des hohen Tonanteils ist die Formation oft durch tektonische Scherzonen deformiert.



Abb. 4-14: Typische Ausbildung der Lechtal Formation (Aufschluss 59).

Alter: Aptium bis oberes Albium, z.T. bis in das Cenomanium

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet bis 500 m, bis 1000 m tektonisch verdickt (RICHTER 1978).

Vorkommen: Nördlich von Oberlech, westlich und östlich von Zürs.

#### 4.2.13 Branderfleck Formation

Ausbildung: Die Branderfleck Formation ist eine grobklastische Weiterentwicklung der Lech Formation. Sie besteht im Arbeitsgebiet aus rötlichen, feingebankten, grob-

körnigen Sandsteinen und Konglomeraten mit dunklen, tonigen Zwischenlagen. An ihrem einzigen Vorkommen im Arbeitsgebiet zeigt diese Formation einen ca. 10 m<sup>3</sup> großen Olistolith aus Kalkstein (GAUPP et al. 1997).

Alter: Cenomanium

Mächtigkeit: Ca. 20 m.

Vorkommen: Mohnenfluh.

### **4.3 Penninikum**

#### **4.3.1 Arosa-Zone**

Ausbildung: Die Arosa-Zone ist eine tektonische Melange aus zerscherten Gesteinen jurassischen bis mittelkretazischen Alters (WINKLER 1996). Auffällig sind v.a. grünrote Tonsteine und Mergel. In dieser Matrix schwimmen Phakoide aus Quarziten und Kalksteinen. Selten sind Ammergau- und Hauptdolomit Formation identifizierbar. Im Bachbett der Bregenzerache südlich von Bad Hopfreen findet sich ein Diabas-Ophiolith (RUFF 2000, SCHWARZ 2001).

Alter: Die Melange entstand nach EGGER (1990) im Rahmen der Akkretionsbildung bei der Subduktion im frühen Tertiär.

Mächtigkeit: Ca. 10 bis 100 m, westlich der Bregenzerache nicht kartierbar.

Vorkommen: Nordwestlicher Abschluss des Arbeitsgebiets am östliches Ufer der Bregenzerach (Plise Tobel).

#### **4.3.2 Rhenodanubischer Flysch (Fanola Formation)**

Ausbildung: Die Fanola Formation besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen, feingeschichteten Quarziten, dunkelgrauen, kalkigen Sandsteinen und Kalksteinen, sowie hellgrauen Mergeln und schwarzen bis grünlichen Tonsteinen. Die Bankung ist im dm- bis m-Maßstab ausgebildet. Die Tonsteine und Mergel sind an vielen Stellen zerschert und zeigen Schieferung. Die Kalksteine fallen durch eine hellgelbe Verwitterungsfarbe auf. Die Sandsteine bröckeln durch Herauslösen der kalkigen Matrix leicht ab (Mürbsandsteine). Durch die zunehmende tektonische Zerschierung in der Nähe der Deckenüberschiebung ist aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten eine genaue Abgrenzung zur Arosa-Zone oft nicht möglich.

Alter: Spätes Maastrichtium.

Mächtigkeit: Im Arbeitsgebiet mindestens 100 m, nördlich davon bis 1000 m (RUFF 2000).

Vorkommen: Am nordwestlichen Rand des Arbeitsgebietes bei Bad Hopfreen.

## 5 Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet wird im Wesentlichen von der Allgäu Decke im Norden und der Lechtal Decke im Süden eingenommen (Abb. 3-6). Die Inntal Decke ist nur als Rest am östlichen Rand erhalten. Die wichtigsten tektonischen Strukturen werden im Folgenden kurz erläutert. Da die meisten Strukturen ein Ost-West-orientiertes Streichen zeigen, werden sie – sofern möglich – in der Reihenfolge von Norden nach Süden beschrieben. Die Benennung erfolgte nach vorhandenen Literaturangaben bzw. nach lokalen Ortsnamen.

Die **Allgäu Überschiebung** bildet die Deckengrenze zu der tektonischen Melange der Arosa-Zone. Die Störungsfläche ist am Plise Tobel am nordwestlichen Rand des Arbeitsgebietes unmittelbar aufgeschlossen. Hier fällt die Fläche zwischen Hauptdolomit Formation und Mergeln der Arosa-Zone steil nach Süden ein (Abb. 5-1). In Richtung Süden ist im Tal der Bregenzerache eine Verflachung der Störungsfläche zu beobachten.



Abb. 5-1: Störungsfläche der Allgäu Überschiebung zwischen Hauptdolomit Formation (rechts) und Arosa-Zone (links) am Plise Tobel (Aufschluss 80).

Die **Allgäu-Decke** wird von einem Nordost-Südwest orientierten Faltenbau dominiert (Abb. 5-2). Die Falten sind überwiegend Nord-vergent, tauchen schwach nach Westen ab und besitzen Wellenlängen von 1000 bis 1500 m (Profile A-B und C-D, Abb. 5-3). Dazu gehören die **Krumbach Syn- und Antiklinale**, die **Warther Syn- und Antiklinale** und die **Bürstegg Synklinale**. Krumbach Syn- und Antiklinale werden im Osten von der **Widderstein Störung** gequert, eine dextrale Blattverschiebung, die durch flache Überschiebungen als Übertritts-Strukturen unterbrochen wird. Die Störungsfläche ist nur selten aufgeschlossen und besteht dann aus einer diskreten, steil stehenden Fläche.

Eine komplexe Struktur ist die **Nesslegg Störungszone** östlich von Schröcken. Hier befindet sich auf dem Nord-Schenkel der Krumbach Antiklinale ein Vorkommen von Hauptdolomit Formation, das bei Kartierung von SCHANZ (2002) als Klippe gedeutet wurde. Die Kartierung von SCHWARZ (2001) und eigene Untersuchungen lassen jedoch auch eine Interpretation als bivergente Überschiebungen (Pop-up) im Kern der Antiklinalen zu (Profil C-D, Abb. 5-3). Die laterale Fortsetzung dieser Struktur ließ sich im Gelände nicht auskartieren. Deshalb konnte nicht abschließend geklärt werden, welche der Theorien zutreffend ist.

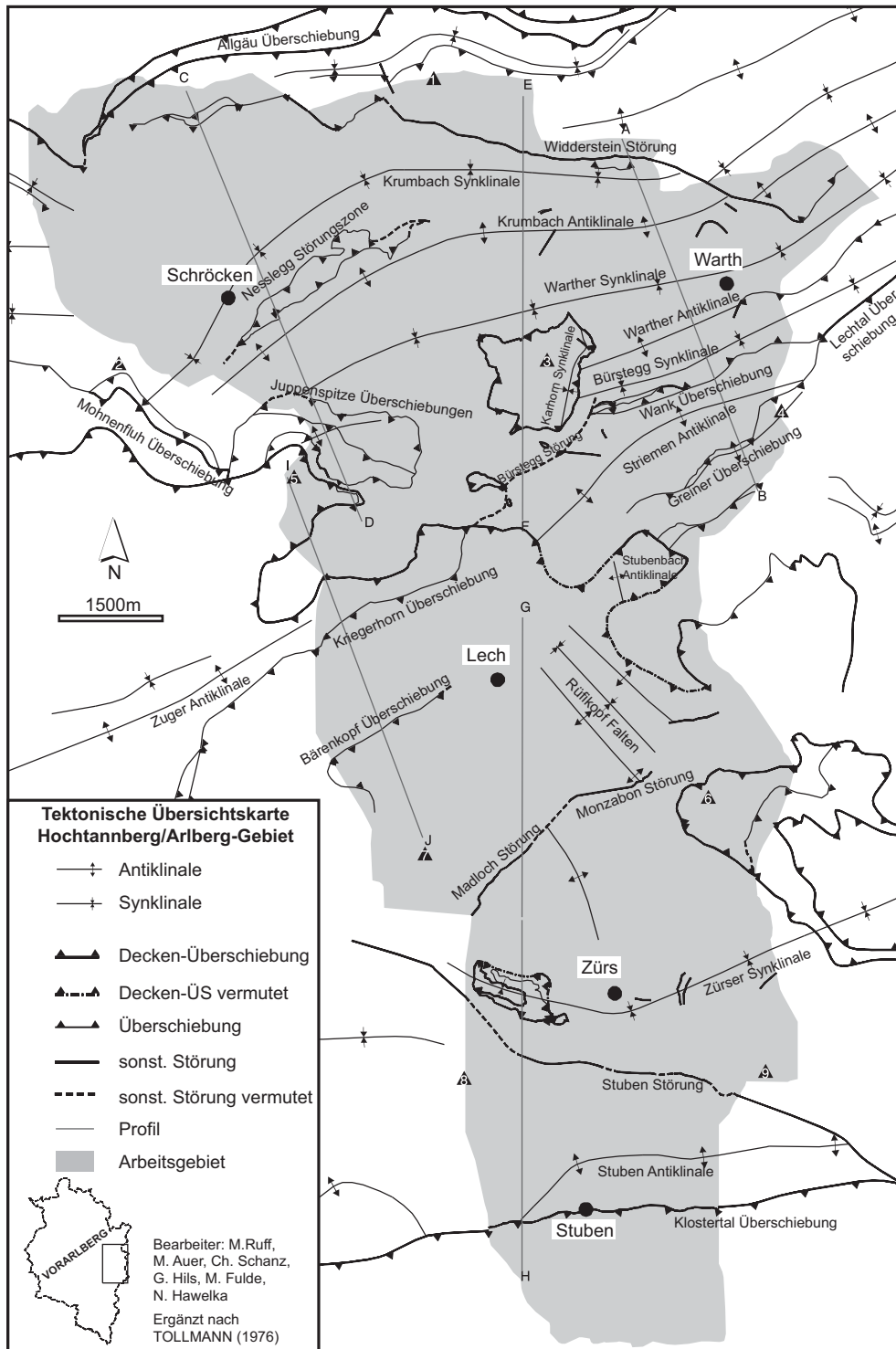


Abb. 5-2: Tektonische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes. Zur Benennung der Gipfel siehe Abb. 2-1. Die Profile sind Abb. 5-3 und Abb. 5-4 zu entnehmen.

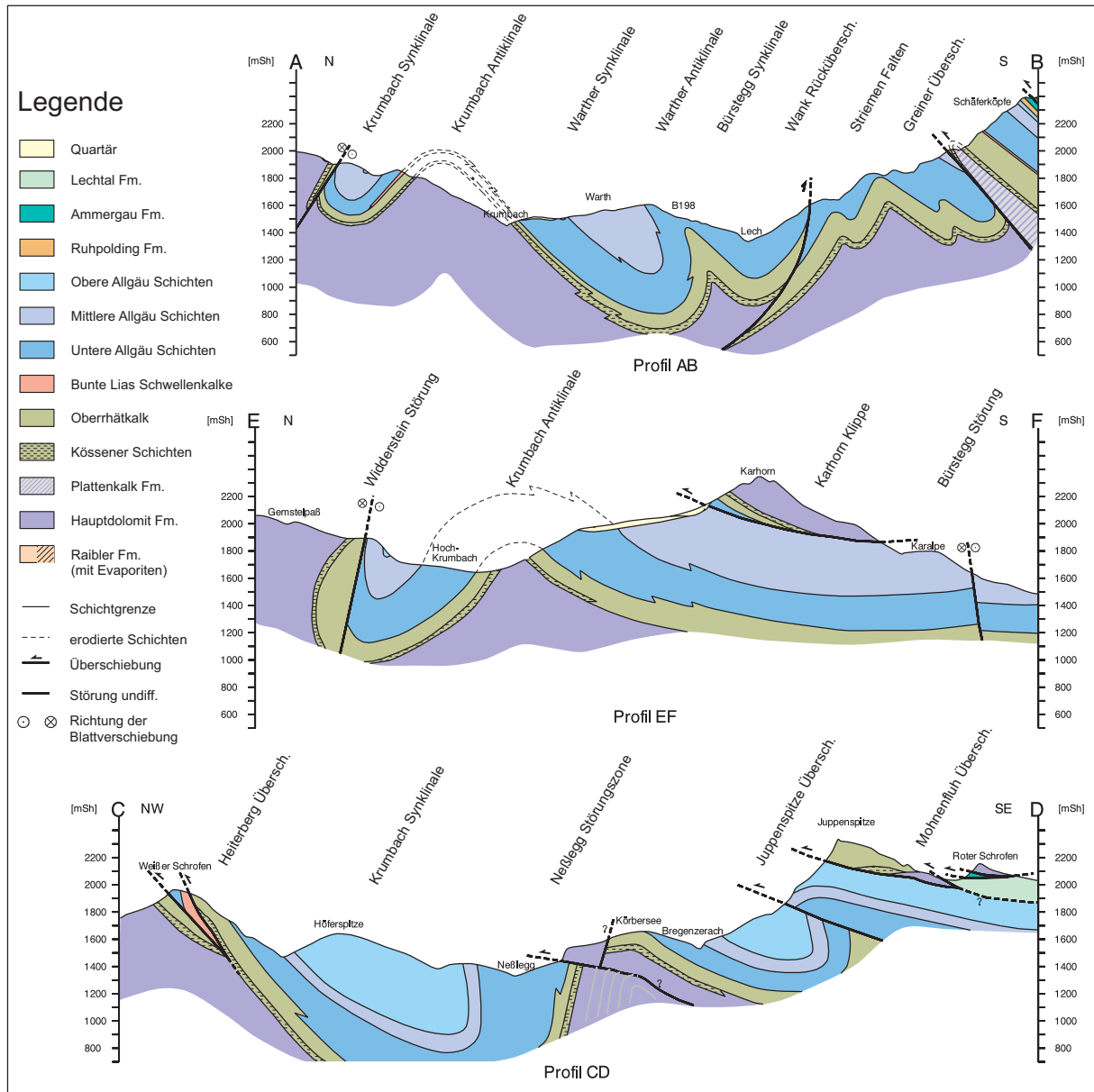


Abb. 5-3: Geologische Profile im Nord-Teil des Arbeitsgebietes. Lage der Profile siehe Abb. 5-2. Alle Profile sind nicht überhöht. Profil A-B verändert nach HILS (2002).

Aus der Bürstegg Synklinale entspringt die **Wank Überschiebung**, eine nach Süden gerichtete Rück-Überschiebung (M. AUER 1998, HILS 2002). Wahrscheinlich steht diese Überschiebung in Zusammenhang mit den **Striemen Falten**, welche sich im Süden anschließen (Profil A-B, Abb. 5-3). Die Striemen Falten sind mehrere symmetrische Syn- und Antiklinalen mit Wellenlängen um die 200 m, welche sich nach Südwesten zu der **Striemen Antiklinale** vereinigen. Im Westen werden die Falten von der **Bürstegg-Störung** begrenzt (Abb. 5-2), einer Blattverschiebung innerhalb der Allgäu Formation (Profil E-F, Abb. 5-3). Sie zeichnet sich am Bürstegg durch eine Nordost-Südwest orientierte morphologische Depression aus und kann im Gaisbach

Tobel und Kitzbach als diffuse Störungszone verfolgt werden. Südlich der Striemen Falten grenzt die **Greiner Überschiebung** an. Diese besteht meist aus einer diskreten, nach Süden einfallenden Störungsfläche, die Plattenkalk- und Kössener Formation auf Allgäu Formation überschiebt. Außerhalb des Arbeitsgebietes geht die Greiner Überschiebung nach Osten hin in die **Lechtal Überschiebung** über. Diese Störungen bilden die Grenze zu der nach Süden anschließenden **Lechtal Decke**. Das System aus Wank Überschiebung, Striemen Falten und Greiner Überschiebung scheint eine Übergangszone von der Lechtal Überschiebung in die nach Westen weiterführende Mohnenfluh Überschiebung zu bilden (MAY & EISBACHER 1999).

Überwiegend aus Hauptdolomit Formation besteht die **Karhorn Klippe** südwestlich von Warth. Am Ostrand der Klippe befindet sich die etwa Nord-Süd-streichende, liegende **Karhorn Synklinale** (Profil E-F, Abb. 5-3). Die Klippe liegt mit einer bis zu 20 m mächtigen Überschiebungszone auf Allgäu Formation.

Die **Mohnenfluh Überschiebung** erreicht noch den westlichen Rand des Arbeitsgebietes (Abb. 5-2). An der Mohnenfluh tritt diese in Form einer bis zu 100 m mächtigen Störungszone mit Hauptdolomit Formation im Hangenden und Lechtal Formation im Liegenden auf (Profil C-D, Abb. 5-3). Dazwischen kommen Schuppen mitgeschleppter, linsenförmiger Körper vor, zu denen auch das Vorkommen von Ammergau Formation am sog. Roten Schrofen östlich der Mohnenfluh gehört.

Die **Juppenspitze Überschiebungen** sind zwei Zweig-Überschiebungen, die an der Nordflanke der Juppenspitze aus der Mohnenfluh Überschiebung entspringen (Abb. 5-2). Die Juppenspitze selbst besteht aus Kössener Formation, die auf einer flachen Störungsfläche auf Allgäu Formation überschoben wurde (Profil C-D, Abb. 5-3). Innerhalb der Allgäu Formation besteht eine weitere Überschiebung, die mit einer Antiklinalen assoziiert ist. Die laterale Verbindung der Überschiebungen ist durch Hangschutt verdeckt. Deshalb kann die Frage, ob die von den Störungen begrenzte Schuppe zur Allgäu oder zur Lechtal Decke gehört, nicht eindeutig beantwortet werden. Die Juppenspitze Überschiebungen sind ähnlich wie die Greiner Überschiebung eine Übergangsstruktur.

Südlich der Mohnenfluh zieht die Mohnenfluh Überschiebung eine Schleife nach Süden und bildet so das Halbfenster der Mohnenmähder, in dem Lechtal Formation der Allgäu Decke aufgeschlossen ist (Profil I-J, Abb. 5-3). Die **Kriegerhorn Überschiebung** scheint ein weiter Zweig dieser Struktur zu sein, die am Kriegerhorn Arlberg Formation auf Raibler Formation überschiebt. Die Raibler Formation bildet im Hangenden der Mohnenfluh Überschiebung die **Zuger Antiklinale** als Rampenfalte. Nach Nordosten vereinigen sich die beiden Störungszweige bei Oberlech (Abb. 5-2) – der weitere Verlauf ist von der Talfüllung des Lechtales verdeckt.

Insgesamt ist die Faltung innerhalb der **Lechtal-Decke** weniger deutlich ausgeprägt (Abb. 5-2). Hier scheint die Verkürzung hauptsächlich entlang staffelförmiger Überschiebungen stattgefunden zu haben.

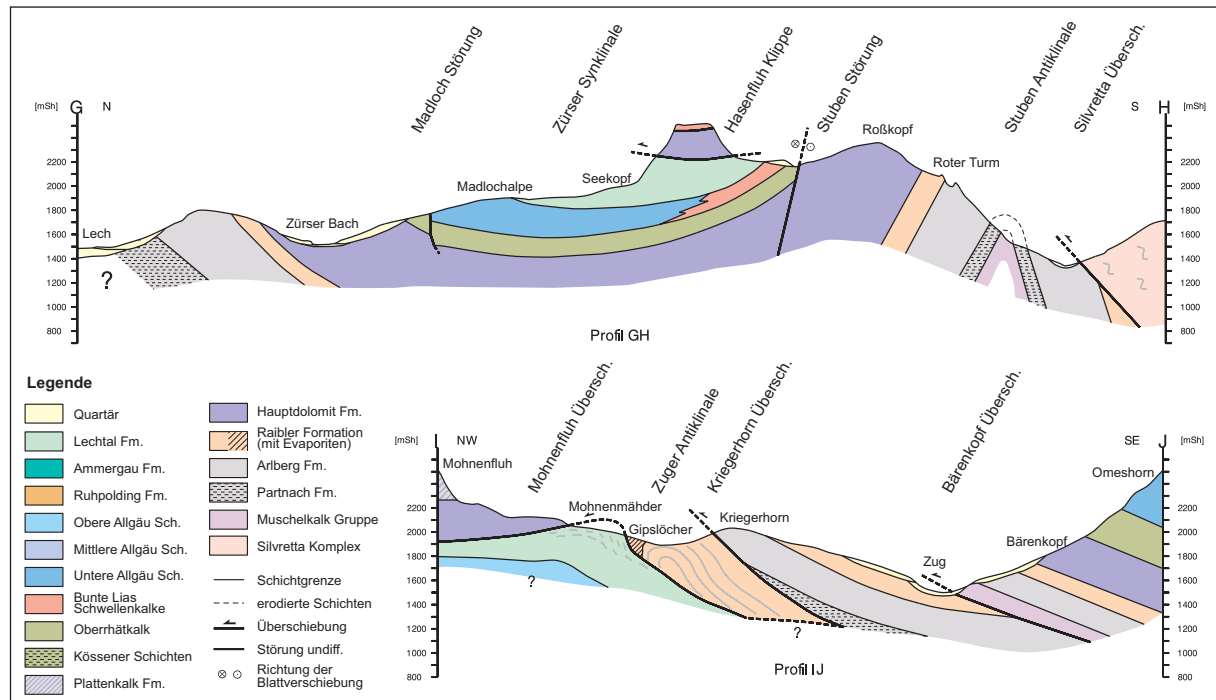


Abb. 5-4: Geologische Profile im Süd-Teil des Arbeitsgebietes. Lage der Profile siehe Abb. 5-2. Die Profile sind nicht überhöht.

Am nordwestlichen Rand der Lechtal Decke befindet sich die **Stubenbach Antiklinale** (Abb. 5-2). Von dieser etwa Nord-Süd-streichenden, nach Süden abtauchenden Antiklinale ist hauptsächlich der steile Ost-Schenkel mit Muschelkalk Gruppe, Partnach-, Arlberg-, und Hauptdolomit Formation aufgeschlossen. Bis auf den südwestlichen Bereich ist die Struktur vollständig von der **Stubenbach Überschiebung** umgeben, welche die älteren Gesteine auf jüngere im Norden geschoben hat.

Die **Rüfikopf Falten** östlich von Lech sind nahezu symmetrische Falten mit fast senkrechten, Nordost-Südwest streichenden Achsenflächen (Abb. 5-2). Die Falten betreffen hauptsächlich Plattenkalk- und Kössener Formation und zeigen Wellenlängen von etwa 750 m.

Westlich von Lech versetzt die **Bärenkopf Überschiebung** Gesteine der Muschelkalk Gruppe auf Raibler Formation (Profil I-J, Abb. 5-4). Die Überschiebungsfläche ist nicht aufgeschlossen, weshalb der Störungsverlauf aus dem Ausbiss der Muschelkalk Gruppe an der Nordflanke des Bärenkopfes konstruiert werden musste. Wahrscheinlich handelt es sich um eine flache, schichtparallele Überschiebungsbahn.



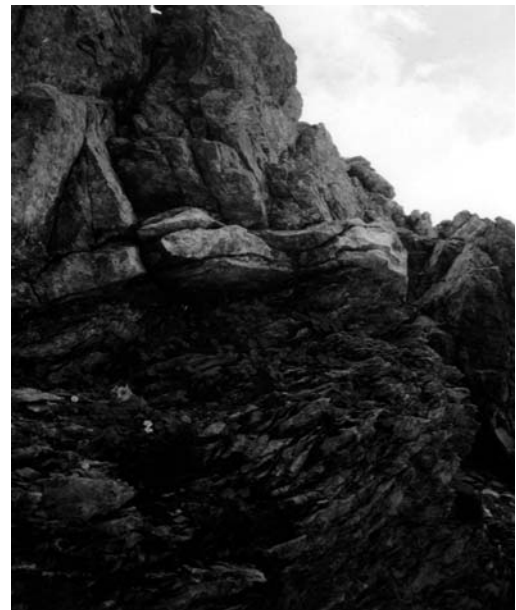
Die **Madloch Störung** südlich von Lech bildet mit der **Monzabon Störung** (Abb. 5-5) eine vermutlich syn-sedimentäre Abschiebung, die bei der späteren Einengung für die Lateralverschiebung genutzt wurde (Profil G-H, Abb. 5-4). Es handelt sich um steil stehende, diskrete Störungsflächen, die in die Hauptdolomit Formation münden. Dort scheinen die Störungen auszulaufen.



Abb. 5-5: Ausbiss der Monzabon Störung am Monzabonsee. Versetzt wird hier Oberrhätalk (helle Fläche) an Lechtal Formation (Vordergrund).

Die **Zürser Synklinale** ist ein Ausläufer eines größeren Synklinoriums im Osten des Arbeitsgebietes (Abb. 5-2), in dessen Kern die Inntal Decke erhalten ist (MAY & EISBACHER 1999). Sie verläuft hier in etwa in Ost-West-Richtung und besteht aus einer offenen, symmetrischen Synklinale, die nach Osten hin abtaucht.

Die **Inntal Decke** kommt somit nur am südöstlichen Rand des Arbeitsgebietes vor. Die Decken-Überschiebung ist meist durch Hangschutt verdeckt, jedoch ist am Weg vom Rüfikopf zur Stuttgarter Hütte die relativ flache Überschiebungsfäche zwischen Hauptdolomit- und Lech Formation gut zu kartieren. Die Störungsfläche ist subhorizontal und zeigt im Liegenden eine etwa 10 bis 20 m mächtige Deformationszone (Abb. 5-6).



Über der Inntal Decke liegt in diesem Bereich auch die **Krabachjoch Decke** (Abb. 5-7). Sie ist aufgrund der guten Aufschlussbedingungen ebenfalls klar abzugrenzen (FULDE 2002, HAWELKA 2001).

Abb. 5-6: Kontakt der Inntal Decke (Hauptdolomit Formation, oben) zur Lechtal Decke (Lechtal Formation, unten) an der Gümple Spitze. Bildausschnitt ca. 40 m hoch (Aufschluss 36).

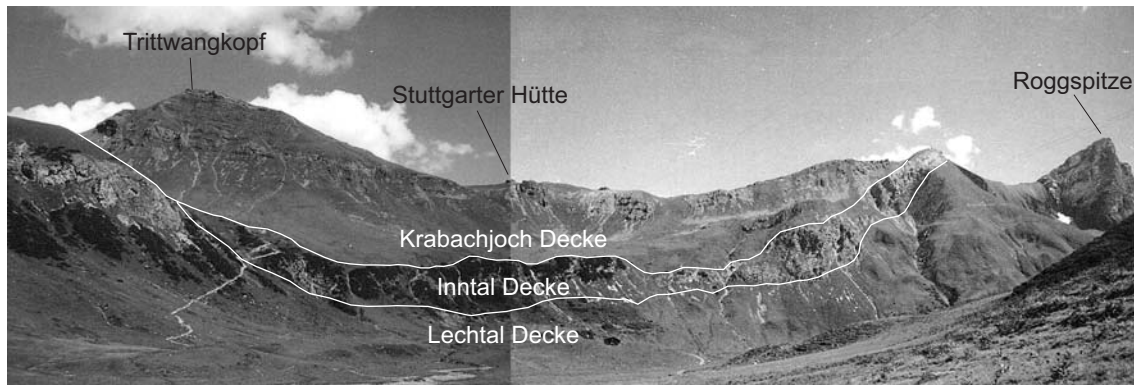


Abb. 5-7: Drei tektonische Decken in der Zürser Synklinale. Blick von der Trittalpe nach Osten.

Die **Hasenfluh Klippe** besteht aus einem isolierten Vorkommen von Hauptdolomit Formation, welches auf der Lechtal Formation liegt (Profil G-H, Abb. 5-4). Auch hier ist aufgrund der Plastizität der pelitischen Gesteine im Liegenden eine breite Störungszone mit 10 bis 20 m Mächtigkeit ausgebildet. Im Gipfelbereich der Hasenfluh befindet sich ein Vorkommen von Adnet Formation, das als Hangendes einer synsedimentären Abschiebung gedeutet wurde.

Die **Stuben Störung** ist eine bedeutende dextrale Blattverschiebung. Sie verläuft in etwa Nordost-Südwest, ist als steilstehende Fläche kartierbar und versetzt Hauptdolomit- gegen Kössener Formation (Profil G-H, Abb. 5-4). An diese Querstörung schließt die **Stuben Antiklinale** an, eine aufrechte, symmetrische Antiklinale am südlichen Rand der Lechtal Decke. Die Antiklinale verläuft etwa in Ost-West Richtung und zeigt in ihrem Kern Partnach Formation und Muschelkalk Gruppe.

Den südlichen Abschluss des Arbeitsgebietes bildet der Silvretta Komplex, der an der **Klostertal Überschiebung** an die Lechtal Decke grenzt (Profil G-H, Abb. 5-4). Nach EISBACHER et al. (1990) handelt es sich um eine Überschiebung mit deutlicher Blattverschiebungskomponente. Im Arbeitsgebiet ist die gesamte Störung von der Talfüllung der Alfenz verdeckt.

## 6 Quartär

### 6.1 Allgemeine Entwicklung im Quartär

Die quartäre Entwicklung in den Alpen ist durch die Eiszeiten geprägt, welche durch PENCK & PRÜCKNER (1909) in die klassischen vier Zyklen von Günz, Mindel, Riss und Würm unterteilt wurden. In den Ostalpen sind im Allgemeinen nur Ablagerungen des Würm erhalten. Als Grund dafür gibt VAN HUSEN (1999) an, dass die hohe Relief-Energie und das lange Interglazial zwischen Mindel und Riß zur vollständigen Abtragung der älteren Sedimente geführt haben. Die Lage der Gletscher in Vorarlberg gibt Abb. 6-1: Der Rhein Gletscher bekam Zufluss vom Ill Gletscher aus dem Silvretta Massiv. Dadurch wurde der Bregenzerache Gletscher nach Nordosten abgedrängt. Der Lech Gletscher reichte vom Lechquellengebirge westlich von Lech bis in das Allgäu. Im Arbeitsgebiet finden sich außerdem Ablagerungen von weiteren Gletscherzweigen: Der erste Zweig verlief vom Lech Gletscher nach Süden in Richtung Zürs, der zweite über das Auenfeld nach Nordosten und der dritte über den Hoch-tannberg (Abb. 6-1). Die Eisdicke betrug bei Lech etwa 700 m (VAN HUSEN 1987).

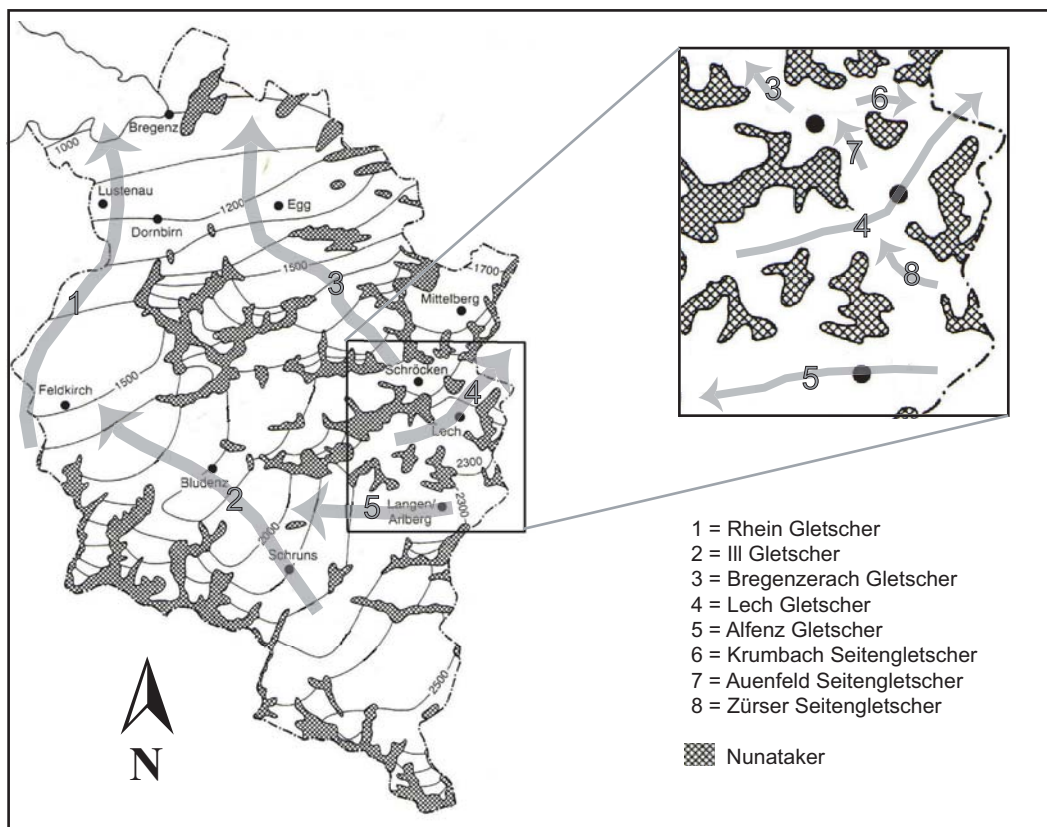


Abb. 6-1: Vereisung Vorarlbergs zur Würm Eiszeit (verändert nach VAN HUSEN 1987).

Nach Rückzug der Gletscher vor ca. 10000 Jahren entwickelte sich das rezente Abflusssystem mit dem Inn als wichtigstem Vorfluter der Ostalpen. Die nunmehr

isolierten Gletscher in den Ostalpen zogen sich bis 1850 während zwei Phasen zurück und blieben danach relativ ortstabil (VAN HUSEN 1999). In den letzten Jahrzehnten ist jedoch aufgrund der Klimaveränderungen wieder ein deutlicher Rückgang der Eismassen zu beobachten.

Nach Abschmelzen der Eismassen blieb ein überhöhtes Relief zurück. Dies führte zur erhöhten fluviatilen Erosion und zur Bildung von großräumigen Massenbewegungen wie Rutschungen und Felsstürzen, welche sich wahrscheinlich zeitnah zu dem Abschmelzen ereigneten (z.B. Bergsturz Köfels vor 8700 Jahren, HEUBERGER 1994). Viele der in dieser Zeit angelegten Rutschmassen sind heute noch aktiv bzw. reaktivierbar. Postglaziale Schwemmfächer, die aufgrund ihrer niedrigen Hangneigung oft zur Bebauung genutzt werden, können durch extreme Wetterbedingungen immer noch als Ablagerungsraum fungieren.

## 6.2 Quartäre Ablagerungen

### 6.2.1 Moränenmaterial

Ausbildung: Die Ablagerungen der Gletscher aus der Würm Periode zeigen variable Ausbildung. Die Grund- und Seitenmoränen besitzen ein matrix-gestütztes, stark mergeliges Gefüge mit Geröllen aus der Kies-Fraktion. Als Gerölle finden sich Kalksteine, Dolomite und Mergel, selten auch Glimmerschiefer. Die Sortierung ist naturgemäß sehr schlecht. Oft sind gekritzte Komponenten zu beobachten. Morphologisch fallen die Seiten-



Abb. 6-2: Bachanschnitt in Moränenmaterial am Zürserbach (Aufschluss 37)

moränen durch sichelförmige Erhebungen auf, wie beispielsweise an der Krumbacher Alpe östlich des Saloberkopfes. Durch den unterschiedlichen Eisdruck sind nur die Grundmoränen in den zentralen Tal-Abschnitten gut verfestigt. Diese wirken oft wasserstauend, was zur Bildung von Feuchtgebieten und Mooren führen kann (z.B. Körpersee und Bürstegg). Die Seitenmoränen an den Tal-Flanken sind weniger kompaktiert und können durch Herauslösung der feinen Komponenten weiter aufgelockert werden.

Mächtigkeit: Variabel, im Arbeitsgebiet meist 2 bis 10 m, aber auch ca. 40 m bei Rauz.

Vorkommen: Gut erhalten in den Hochtälern von Krumbach, Auenfeld und Zürserbach. Selten an Talflanken, wie z.B. in Warth und Schröcken.

### 6.2.2 Hangschutt

Unter Hangschutt versteht man allgemein durch Stürzen, Kriechen oder Solifluktion umgelagertes Verwitterungsmaterial. Die Ausbildung hängt von Art der Ablagerung ab.

Ausbildung: Rein stürzende Ablagerungen sind die Steinschlag-Fächer, die sich hauptsächlich unter den Felswänden der Hauptdolomit Formation ansammeln (Abb. 6-3). Aufgrund der engständigen Klüftung sind diese relativ gut sortiert und zeigen wenig mergelige Matrix. Als Korngrößen dominieren Kies- bis Block-Fraktion. Die Ablagerungen sind schlecht verfestigt und zeigen i.d.R. eine Sortierung der Korngrößen von oben nach unten, wobei nach unten hin größere Blöcke zu finden sind. Innerhalb der Fächer bilden sich oft Rinnen, welche die aktiven Bereiche mit regelmäßigen Ereignissen markieren. Daneben kommen eher diffuse Areale mit umgelagertem Material vor, deren Quellgebiete nicht mehr bestimmbar sind. Aufgrund der Verwitterung dominiert eine schluffige bis sandige Matrix mit vereinzelt auftretenden gröbereren Komponenten. Dieser Hangschutt ist meist mit Gräsern bewachsen und zeigt eine sanfte Morphologie.



Abb. 6-3: Typischer Steinschlag-Fächer unter Hauptdolomit Formation an der Rüfispitze. Blick nach Norden.

Mächtigkeit/Vorkommen: Hangschutt kommt in großen Flächen im gesamten Arbeitsgebiet vor. Die Mächtigkeiten liegen meist von wenigen Metern bis etwa 10 m. Eine Bohrung stellte bei Rauz 70 m fest (FULDE 2002).

### 6.2.3 Fels-/Bergsturzmaterial

Ausbildung: Im Gegensatz zum Hangschutt werden darunter Trümmermassen verstanden, die einem oder mehreren Einzelereignissen zugeordnet werden können. Die Ablagerungen sind immer fächerförmig und zeigen alle Korngrößen, besitzen jedoch einen geringen Feinkornanteil.

Mächtigkeit/Vorkommen: Wenige Meter nordwestlich Schröcken, ca. 20 m am Gehrner Berg, mindestens 40 m bei Zug und ca. 20 m an der Hasenfluh.

### 6.2.4 Postglaziale Schotter

Bei den postglazialen Schottern handelt es sich um fluviatile Ablagerungen, die nach dem Rückzug der Gletscher in mehreren Stadien abgelagert wurden. Die Sedimente sind nur ein Teil des ehemals abgelagerten Materials. Der Lech hat den größten Teil wieder abtransportiert und nur an den Tal-Flanken blieben Terrassen-Ebenen erhalten.

Ausbildung: Die Schotter sind gut geschichtet und haben Hauptkomponenten in Kies- bis Blockfraktion. Die schlecht sortierten, meist kalkigen Gerölle sind gut gerundet und das Gefüge ist korngestützt mit einer sandigen Matrix. Die Ablagerungen sind mittel bis schlecht verfestigt und zeigen Schrägschichtung (Abb. 6-4).

Mächtigkeit/Vorkommen: Es handelt sich um zwei Terrassenebenen in Lech, die 7 bzw. 15 m über dem rezenten Vorflutniveau liegen (HAWELKA 2001). Die Mächtigkeit kann nur durch Bohrungen direkt bestimmt werden, beträgt im Arbeitsgebiet jedoch mindestens 30 m.



Abb. 6-4: Postglaziale Schotter des Lech (Aufschluss 39).

### 6.2.5 Schwemmfächer (Murenkegel)

Als Schwemmfächer werden die Sedimente im Arbeitsgebiet zusammengefasst, die rezent an den Ausgängen der Wildbäche zur Ablagerung kommen. In den z.T. tiefen Bacheinschnitten werden episodisch bei Starkniederschlägen oder einsetzender Schneeschmelze große Wassermengen kanalisiert, die das anstehende Gestein an den Bach-Flanken erodieren und so große Mengen an Gesteins-Material sammeln. Am Ausgang der Tobel wird dieses Material aufgrund der abflauenden Strömungsgeschwindigkeit sedimentiert.

Ausbildung: Ganz allgemein zeigen die Ablagerungen Körngrößen in Sand- bis Kiesfraktion, während tonige und schluffige Komponenten eher weiter transportiert werden. Die Sedimente sind naturgemäß sehr schlecht sortiert und zeigen keine Rundung. Im Arbeitsgebiet sind die Komponenten aufgrund der Ausgangsgesteine meist Kalksteine, Dolomite oder Mergel.

Mächtigkeit/Vorkommen: An zahlreichen Tobel-Ausgängen im Arbeitsgebiet.

So münden z.B. Plise Tobel und Schandels Tobel in die Bregenzerache, Gaisbach Tobel und Schwabwanne Tobel in den Lech. Hier liegen die Mächtigkeiten bei einigen Dezimeter oder Metern. Es kommen auch größere Fächer wie z.B. bei Stuben vor (Abb. 6-5), die 20 bis 30 m Mächtigkeit erreichen. Dazu kommen östlich des Flexenpasses eher weitflächige Ablagerungen, die innerhalb der leicht erodierbaren Lechtal Formation entstanden sind.



Abb. 6-5: Schwemmfächer (schraffierte Fläche) am Ausgang eines Tobels nahe Stuben. Blick nach Süden.

### 6.2.6 Talfüllung (fluviatile und limnische Ablagerungen)

Als Talfüllung werden alle rezenten fluviatilen und limnischen Sedimente verstanden, welche sich in den zentralen Tal-Bereichen gesammelt haben und dort eine relativ ebene, sanfte Morphologie bilden.

Ausbildung: Am Körbersee und Kalbeelsee kommen Auenlehme vor, die aus dunklen Tönen und Schluffen mit hohem organischen Anteil bestehen (Abb. 6-6). In der Umgebung der Seen besteht eine Verzahnung mit organisch gefälltem Kalk der Uferbereiche (Seekreide). Im Bereich mäandrierender Bäche (z.B. der Bregenzerache am Auenfeld und dem Krumbach am Hochtannbergpass) finden sich feingeschichtete Sande und Kiese, mit vereinzelt auftretenden tonigen Zwischenlagen von einigen cm Mächtigkeit.



Abb. 6-6: Tonige Auenlehm-Ablagerungen der Bregenzerache im Bereich des Auenfelds (Photo Ch. Schanz)

Mächtigkeit/Vorkommen: Naturgemäß nehmen die Mächtigkeiten zum Zentrum der Täler hin zu und können von wenigen Metern bis zu 100 m erreichen. Großflächige Vorkommen finden sich entlang der Vorfluter Bregenzerache, Krumbach, Lech, Zürserbach und Alfenz.

## 7 Geotechnik

### 7.1 Klassifikation der Gesteine

Für die weiteren Arbeiten ist es nicht sinnvoll – und auch nicht möglich – alle geologischen Formationen für sich zu betrachten. Deshalb wurden mit Hilfe der lithologischen Ausbildung einige geotechnische Klassen zusammengefasst. In der Literatur gibt es zahlreiche Ansätze zur Klassifizierung von Fest- und Lockergesteinen, die sich je nach Anwendungsgebiet in ihren Parametern grundlegend unterscheiden (z.B. DIN 4022 Baugrund und Grundwasser, DIN EN 14689 Geotechnische Erkundung und Untersuchung). Da für den Fall einer Georisiko-Betrachtung bisher noch keine Klassifikation beschrieben ist, wurde ein neuer Ansatz entwickelt. Die Klassifikation sollte zwei Bedingungen erfüllen:

- ◆ die verwendeten Parameter sollten für ganz Vorarlberg zutreffen
- ◆ die Parameter sollten an jedem Punkt exakt sein

Naturgemäß schließen sich diese beiden Bedingungen jedoch gegenseitig aus. Jede punktuelle Beobachtung in einem Aufschluss gilt aufgrund der faziellen und tektonischen Entwicklung streng genommen nur an dieser Stelle. Es musste also ein Kompromiss zwischen oben genannten Bedingungen gesucht werden. Für die Klassifikation wurden alle vorhandenen Aufschlussbeobachtungen der Kartierungen innerhalb des Projektes und aus der Literatur in einer Datenbank zusammengefasst. Dabei wurden vor allem folgende Parameter qualitativ oder quantitativ untersucht:

- ◆ Lithologie (Struktur und Textur)
- ◆ Trennflächen
- ◆ Physikalische Verwitterung
- ◆ Chemische Verwitterung
- ◆ Kornbindung/Festigkeit

#### 7.1.1 Einteilung nach Lithologie

In Anlehnung an die Klassifikation von MOSER & ÜBLAGGER (1984) wurden die Formationen nach Tab. 7-1 zusammengefasst. **Homogene Festgesteine** zeichnen sich durch annähernd isotropes Verhalten aus, d.h. die Lage der Trennflächen besitzt nur eine untergeordnete Bedeutung. Dagegen zeigen **heterogene Festgesteine** ausgeprägte Anisotropie aufgrund von Materialwechseln durch Schichtung oder Bankung. Dabei spielt vor allem die Ausprägung von tonigen Schichten eine Rolle für das mechanische Verhalten. Deshalb wurden die heterogenen Festgesteine nochmals in kalk- und ton-dominiert unterteilt. Die **wechselfesten Gesteine** verändern ihre me-



chanischen Eigenschaften bei Zugabe von Wasser (DIN 4022), ein Verhalten, das auf die Quellung von Tonmineralen zurückzuführen ist. Diese Gesteine sind für die Geotechnik von entscheidender Bedeutung, da hier nach Regenfällen verstärkt Massenbewegungen auftreten können. Die **Lockergesteine** können aufgrund ihrer Genese weiter unterteilt werden. Ihre Eigenschaften lassen sich nach MOSER & ÜBLAGGER (1984) direkt aus den Ablagerungsbedingungen ableiten.

Tab. 7-1: Lithologische Klassifikation der Gesteine (verändert nach MOSER & ÜBLAGGER 1984).

Klasse	Beschreibung	Formationen
<b>Homogenes Festgestein</b>	Schiefer/Gneise Sandsteine Kalksteine/Dolomite Radiolarite	Ammergau Formation Ruhpolding Formation Adnet Formation Hauptdolomit Formation Arlberg Formation Muschelkalk Gruppe Silvretta Kristallin
<b>Heterogenes Festgestein</b> - kalkdominiert - tondominiert	Wechsellagerungen	Allgäu Formation Kössener Formation Raibler Formation
<b>Wechselfestes Gestein</b>	Mergel oder Tonsteine	Lechtal Formation Partnach Formation
<b>Lockergestein</b>	Erosions- bzw. Verwitterungsprodukte des Anstehenden	Moränenmaterial Glazio-fluviatile Ablagerungen Hangschutt Fels-/Bergsturzmaterial Schwemmfächer Fluviatile Ablagerungen

Die geologischen Kartierungen des Arbeitsgebietes, aufgenommen in einem Maßstab von 1:10000, wurden zu einer Karte im Maßstab 1:25000 zusammengefasst. Die Formationen wurden nach Tab. 7-1 klassifiziert und die neue Karte generalisiert. Die so gewonnene lithologische Karte zeigt Abb. 7-1. Es ist auffällig, dass der Norden des Arbeitsgebietes von den heterogenen Festgesteinen dominiert wird, während im Süden weitflächige Ausstriche von wechselfesten Gesteinen zu finden sind. Dazu treten im gesamten Gebiet homogene Festgesteine auf. Bei den Lockergesteinen sind die großflächigen Vorkommen von Hangschutt und glazio-fluviatilen Ablagerungen in der Umgebung von Lech zu beachten.

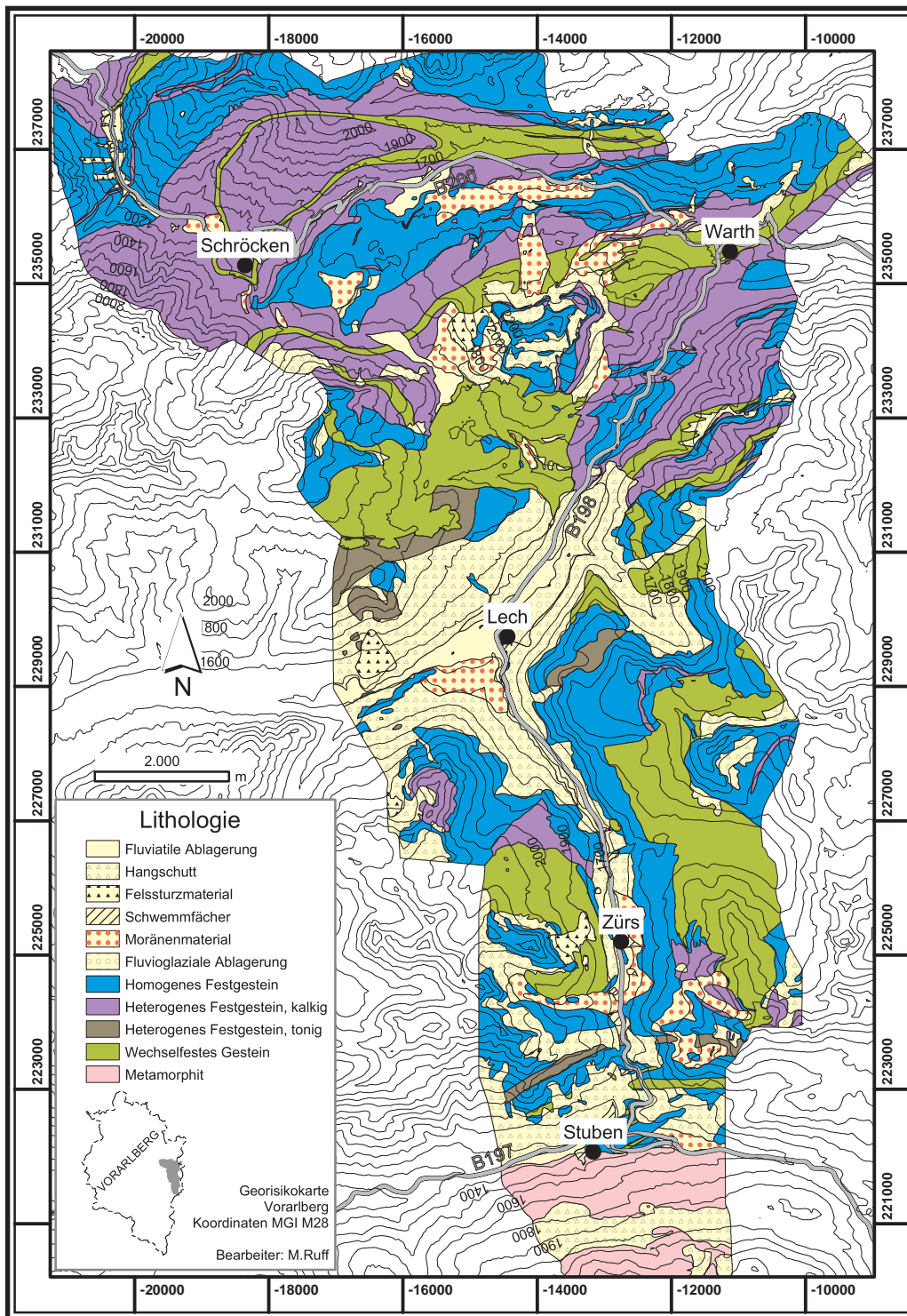


Abb. 7-1: Lithologische Karte des Arbeitsgebietes. Die geologischen Formationen wurden nach Tab. 7-1 zusammengefasst.

### 7.1.2 Einteilung nach Trennflächen

Neben den bereits angesprochenen Schichtflächen kommen Schieferung und Klüftung als Trennflächen vor. Die Raumlage sowie der Abstand der Trennflächen ist ein wichtiger Parameter für die Auflockerung eines Gesteines und damit die Gefährdung für Massenbewegungen. Aufgrund der tektonischen Situation variiert die Orientierung der Trennflächen innerhalb kurzer Distanzen. Abb. 7-2 zeigt die Einfallsrichtung der Flächen an drei repräsentativen Aufschlüssen im Arbeitsgebiet. Aufgrund der Ost-West-streichenden Faltenachsen (Kap. 5) zeigen die Schichtflächen oft nördliche bzw. südliche Einfallsrichtungen. Daneben bestehen wechselnde Klufttrichtungen, die sowohl von dem regionalen Spannungszustand der Konvergenzzone als auch von der lokalen Faltung verursacht werden. Die Hauptklufttrichtungen zeigen im Arbeitsgebiet zwei nahezu senkrecht aufeinander stehende Streichrichtungen Nordwest-Südost bzw. Nordost-Südwest (Abb. 7-2). Die Klufttrichtungen lassen sich nicht auf das gesamte Gebiet verallgemeinern.

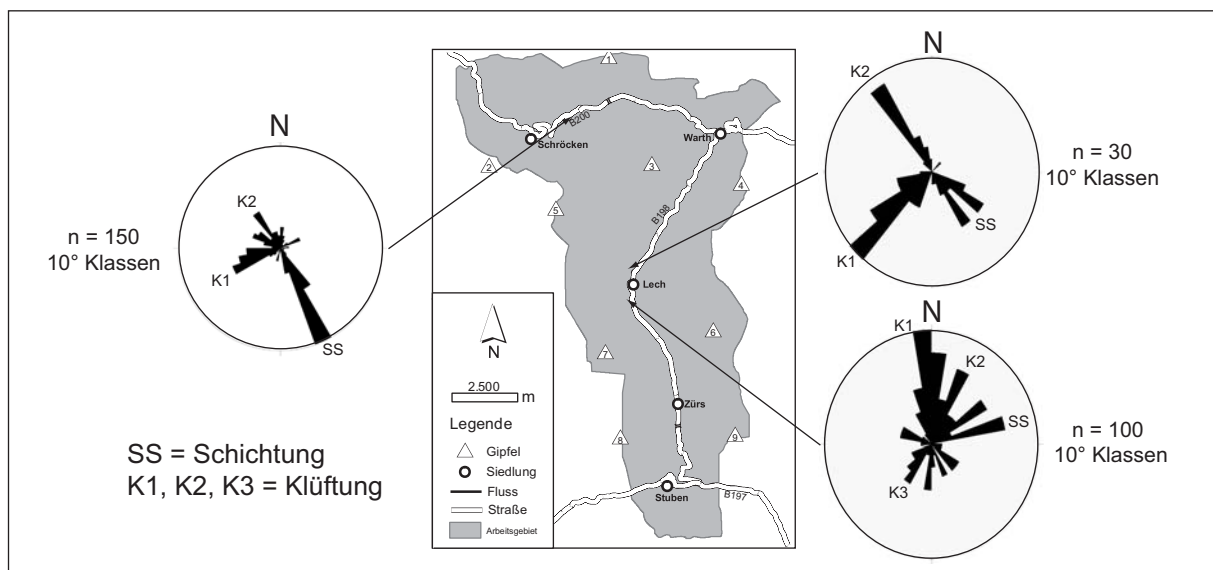


Abb. 7-2 Trennflächen an drei Aufschlüssen im Arbeitsgebiet. Dargestellt wurden die Einfallsrichtungen aller Flächen in asymmetrischen Kluftrosen.

Die Ausbildung der Klüfte in einem Gestein ist von dessen mechanischen Eigenschaften und der Art der tektonischen Beanspruchung abhängig. Nach ihrer lateralen Erstreckung können Groß- und Kleinklüfte unterschieden werden (Kluftfläche größer bzw. kleiner  $10 \text{ m}^2$ ). Kleinklüfte setzen an einer Schichtfläche ab und zeigen im Allgemeinen starke Streuung, während Großklüfte mehrere Schichtflächen durchschlagen und straffer geregelt sind (Abb. 7-3).

Da die Orientierung der Klüfte regional nicht beschrieben werden kann, wurde allein der Abstand der Klüfte als weiterer Parameter herangezogen. Das Verhältnis aus

Kluftabstand und Schichtmächtigkeit ergibt den Durchtrennungsgrad und damit die Auflockerung des Gesteins. Gesteine mit hohem Durchtrennungsgrad sind allgemein anfälliger für Hangbewegungen.



Abb. 7-3: Links: Großkluft in Hauptdolomit Formation (Aufschluss 46). Rechts: Kleinklüfte in Allgäu Formation. Bildausschnitt ca. 1 m hoch (Aufschluss 12).

Schieferung kommt in den metamorphen Gesteinen des Silvretta Kristallins und untergeordnet auch in der Lechtal Formation vor. Innerhalb des Kristallins fallen die Schieferungsflächen im Arbeitsgebiet allgemein nach Norden ein. Die Schieferung der tonigen Lechtal Formation ist durch den Deckentransport verursacht und zeigt deshalb lokal große Streuung.

### 7.1.3 Chemische Verwitterung

Unter der chemischen Verwitterung versteht man die stoffliche Veränderung im Mineralbestand des Gesteins durch Lösung, Hydrolyse, Oxidation oder Komplexbildung (DACHROTH 2002). Dadurch wird an den Oberflächen die Dichte und Festigkeit der Gesteine herabgesetzt. Die chemische Verwitterung hängt von der Lithologie, von der vorhandenen Angriffsfläche (Trennflächen) und den klimatischen Bedingungen ab. Der Verwitterungszustand der Gesteine wurde qualitativ in vier Kategorien eingeteilt (Tab. 7-2).

Tab. 7-2: Qualitative Einteilung des Verwitterungszustandes (aus DACHROTH 2002).

Zustand	Beschreibung
Unverwittert/frisch	Das Gestein hat eine hohe Dichte und beim Anschlagen einen hohen Klang. Der Hammer hinterlässt helle Kratzspuren
Angewittert	Die Oberfläche einzelner Kluftkörper ist verwittert, die Farbe meist verändert. Die Festigkeit ist leicht herabgesetzt.
Verwittert	Minerale sind z.T. umgewandelt oder aufgelöst. Kornbindung und Dichte sind herabgesetzt. Das Gestein hat einen dumpfen Klang.
Zersetzt	Kohäsion kann erhalten sein, aber Kornbindung ist weitgehend aufgehoben. Das Gestein kann abgegraben werden

### 7.1.4 Physikalische Verwitterung

Die physikalische Verwitterung ist die Auflockerung und Zerteilung von Gestein z.B. durch Druck- und Temperaturwechsel, Frostsprengung, Wurzeldruck oder mechanische Beanspruchung (DACHRODT 2002). Die Auflockerung eines Gesteines führt zur verstärkten Abrasion. Als Parameter für die physikalische Verwitterung wird oft die Standzeit einer Böschung herangezogen, d.h. der Zeitabstand zwischen Freilegung und Versagen eines natürlichen oder künstlichen Hanges. Analog zur chemischen Verwitterung wurde für das Projekt eine qualitative Einteilung getroffen (Tab. 7-3).

Tab. 7-3: Qualitative Einteilung der Physikalischen Verwitterung nach der Standfestigkeit.

Verwitterung	Beschreibung
Stark	Die Felswand ist nicht standfest. Viele Blöcke lassen sich mit der Hand herauslösen. An dem Hangfuß hat sich Schuttmaterial gesammelt.
Mittel	Die Felswand ist standfest, zeigt aber an einzelnen Stellen Auflockerung. Kleinere Blöcke lassen sich mit der Hand herauslösen.
Schwach	Die Felswand ist standfest und zeigt kaum Auflockerungserscheinungen.

### 7.1.5 Kornbindung/Festigkeit

Aufgrund der großen Fläche des Arbeitsgebietes wurden im Projekt nur wenige Labormessungen der Dichte bzw. der einachsialen Druckfestigkeit der Gesteine durchgeführt. Es zeigte sich, dass diese Messungen für größere Bereiche nicht repräsentativ und für heterogene Gesteine gar nicht anwendbar sind.

In Anlehnung an die DIN 4022-Teil 1 wurde deshalb eine relative Einteilung der Festigkeit analog zur Mohs'schen Härteskala verwendet (Tab. 7-4). Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass die Einteilung direkt im Gelände mit einfachen Hilfsmitteln vorgenommen werden kann. Im Grunde ist die Festigkeit eine Art Summenparameter aus den Anteilen Lithologie sowie der chemischen und physikalischen Verwitterung.

Tab. 7-4: Qualitative Einteilung der Festigkeit von Fels (verändert nach DIN 4022-Teil 1, Kap. 10-5)

Festigkeit	Beschreibung
sehr hart	Gestein schlägt beim Anschlagen funken. Bruchkante ritzt den Hammer
hart	Gestein lässt sich mit dem Hammer schwer ritzen.
fest	Gestein lässt sich mit dem Hammer leicht ritzen.
absandend	Einzelne Mineralkörner können mit dem Fingernagel gelöst werden.
brüchig-mürb	Gestein lässt sich mit der bloßen Hand zerbrechen.

### 7.1.6 Erfassung in einer Datenbank

Um all diese Informationen der Lithologien besser verwalten zu können, wurde eine ACCESS-Datenbank aller im Projekt bearbeiteten Gesteine angelegt. Diese enthält neben den lithologischen auch stratigraphische Beschreibungen. Mithilfe der Kennzahl „GEOL“ wurde die Datenbank mit dem einem Geographischen Informationssystem (GIS) verknüpft. So sind aus der geologischen Karte durch die Polygon Attribute Table (PAT) alle Werte einer Formation abrufbar. Ziel dieser Verknüpfung war hauptsächlich die weitere Verwendung der gesammelten Informationen im Landes-Informationssystem (VoGIS).

Abb. 7-4: Eingabemaske der Datenbank. Als Beispiel wurde die Hauptdolomit Formation gewählt.

## 7.2 Massenbewegungen

Die Analyse der Gefahren beginnt mit der Erfassung und Beschreibung der aktiven Massenbewegungen. So sollen die vorbereitenden Faktoren erkannt und nach ihrer Bedeutung gewichtet werden. Die Bewegungsarten wurden nach CRUDEN & VARNES (1996) klassifiziert (Tab. 7-5), wobei aufgrund der regionalen Betrachtung zusammengesetzte Mechanismen nach ihrer vorherrschenden Bewegungsart benannt wurden. Das Kriechen als langsamste Bewegungsart wurde von CRUDEN & VARNES (1996) nicht berücksichtigt, kann aber analog benannt werden. Im Folgenden werden einige Fallbeispiele von Massenbewegungen im Arbeitsgebiet erläutert. Einen Sonderfall stellen die Dolinen von Lech dar, welche ebenfalls kurz charakterisiert werden.

Tab. 7-5: Einteilung der Massenbewegungen (verändert nach CRUDEN & VARNES 1996). In dieser Arbeit angesprochene Bewegungsarten wurden übersetzt.

Bewegungsart	Material		
	Rock (Festgestein)	Soil (Lockergestein)	
		Debris (Grobkörnig)	Earth (Feinkörnig)
Falling (Fallen)	Rockfall (Felssturz)	Debris Fall (Steinschlag)	Earth fall
Toppling (Kippen)	Rock topple (Felskippen)	Debris topple	Earth topple
Sliding (Rutschen)	Rock slide (Felsrutschung)	Debris slide (Schuttrutschung)	Earth slide (Erdrutsch)
Spreading (Spreizen)	Rock spreading	Debris spreading	Earth spreading
Flowing (Fließen)	Rock flow	Debris flow (Schuttstrom)	Earth flow (Schlammstrom)
Creeping (Kriechen)	Rock creep	Debris creep (Schuttkriechen)	Earth creep

### 7.2.1 Die Ereigniskarte

Die Massenbewegungen wurden in einer Ereigniskarte gesammelt (Abb. 7-5). Aufgrund des hohen Relief kommen Massenbewegungen im gesamten Arbeitsgebiet vor. Dabei nehmen die stürzenden Ereignisse generell größere Flächen ein als die rutschenden (Kap. 8). Bei den Rutschungen wurden die postglazialen Ereignisse als fossil ausgewiesen, weil sie derzeit keine Aktivität besitzen (vgl. Kap. 7.2.3.4). In der Karte wurden auch Geländekanten ausgewiesen, die keinem Ereignis zugeordnet werden konnten. Es handelt sich um die Oberkanten von Felswänden, die potenzielle Quellen zukünftiger Ereignisse sind. Diese Information wurde aus Beobachtungen im Gelände und dem Vergleich mit Orthophotos gewonnen.

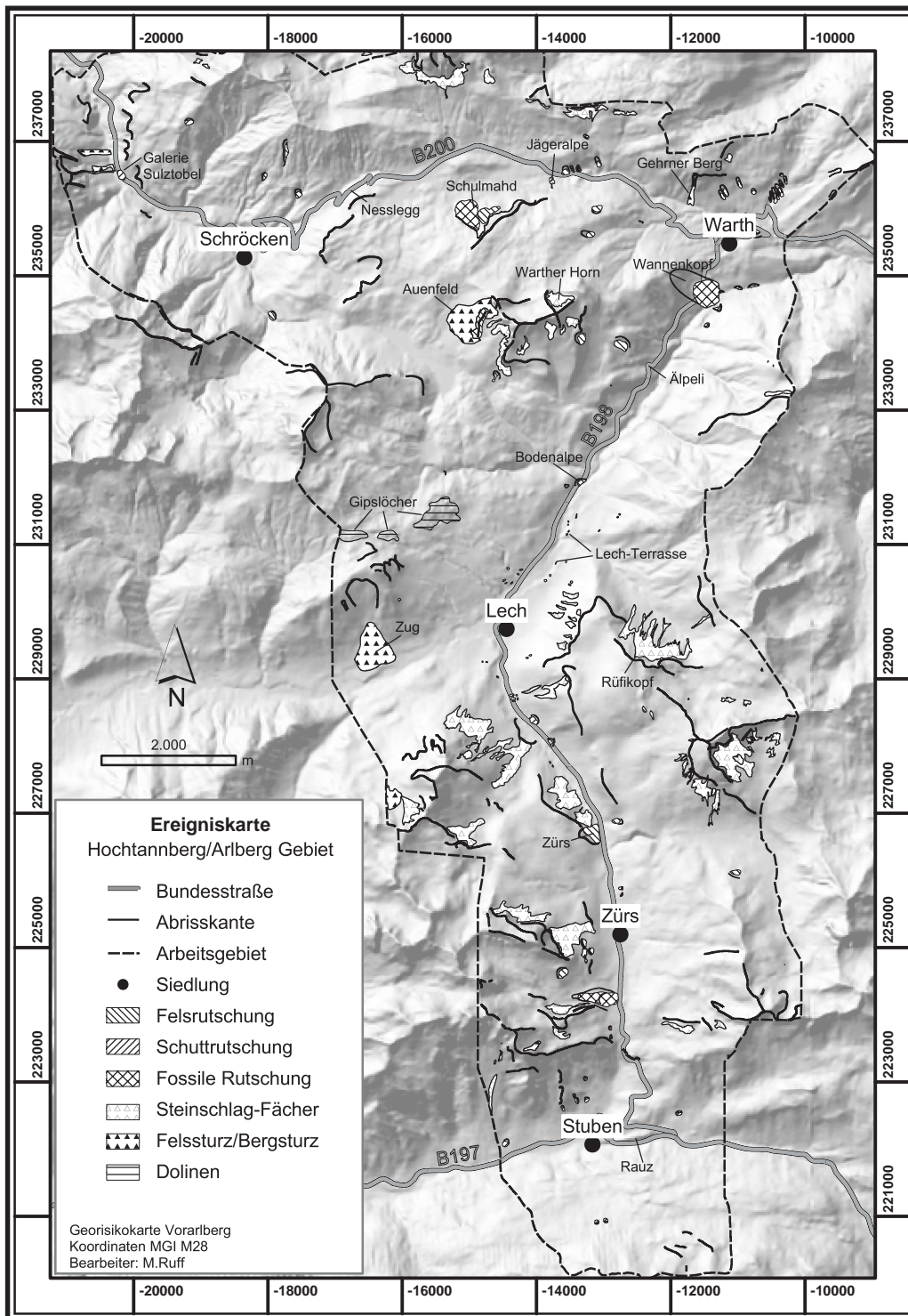


Abb. 7-5: Ereigniskarte des Arbeitsgebietes Hochtannberg/Arlberg. Als Hintergrund wurde die Relief-Darstellung des digitalen Höhenmodells gewählt.



## 7.2.2 Stürzen

### 7.2.2.1 Felssturz Gehrner Berg

Am Gehrner Berg, nördlich von Warth, ereignete sich im Jahr 1840 ein Felssturz (HILS 2002). Grob geschätzt haben sich damals mehrere 10.000 m<sup>3</sup> Felsmaterial gelöst, die heute einen Schuttfächer an der Südflanke des Berges bilden. Die Abrisskante liegt im Bereich einer Antiklinalen und entstand vermutlich aus einer Störung innerhalb des Faltenscharniers. Die ca. 90 bis 110 m hohe Felswand mit der Abrisskante ist auf der rechten Seite der Abb. 7-6 zu erkennen. Die Blöcke der Felssturzmasse sind wegen der geringen Transportweite scharfkantig ausgebildet (HILS 2002). Sie besitzen größtenteils Durchmesser von 6 bis 100 cm, wobei einige Blöcke auch mehrere Kubikmeter erreichen. Der Schuttfächer selbst ist ca. 300 m lang und 90 m breit.



Abb. 7-6: Links: Felssturz am Gehrner Berg bei Warth, Blick von Süden. Rechts: Detailausschnitt der Abrissfläche (Fotos G. Hils).

Der Felssturz ist untypisch, da die Hauptdolomit Formation aufgrund ihrer engständigen Klüftung eher zur stetigen Abgrusung neigt. Eine Kluffläche hat in diesem Fall zur Ablösung eines größeren Felsblockes geführt. Die Vorhersage eines solchen Felssturzes ist kaum möglich, da Daten über die Art und Raumlage aller Trennflächen eines Hanges i.d.R. nicht vorliegen.

### 7.2.2.2 Felsstürze am Äpeli (B198 nördlich Lech)

Am sogenannten Äpeli, direkt neben der B198 zwischen Warth und Lech, ist eine Abrissfläche unterhalb der Strasse zu erkennen (HILS 2002, Abb. 7-7). Aufgrund des Zustands der Abrissfläche kann dieses Felssturz-Ereignis nicht länger als 10 Jahre zurückliegen. Dabei lösten sich ca. 2000 m<sup>3</sup> Fels innerhalb des Oberrhätkalk. Der Felssturz liegt direkt in der Bürstegg Störungszone (Kap. 5). Diese ist hier durch zahlreiche Überschiebungen charakterisiert (HILS 2002). Das Felssturzmaterial stürzte größtenteils in den Rüfi-Tobel, der die kleineren Blöcke bei größerer Wasserführung im Frühjahr in den Lech verfrachtet hat. Ein weiteres Ereignis geschah an gleicher Stelle im Winter 2002/2003. Wahrscheinlich durch Frostsprengung löste sich ein weiterer Teil der alten Abrissfläche ab. Der genaue Zeitpunkt dieses Ereignisses ist nicht bekannt, da diese Straße während der Wintermonate wegen der Lawinengefahr gesperrt ist. Die B198 verläuft etwa 20 m oberhalb der Abrisskante. Obwohl das stürzende Material die Straße nicht direkt bedroht, ist eine Gefährdung durch rückschreitende Abrisse nicht auszuschließen.

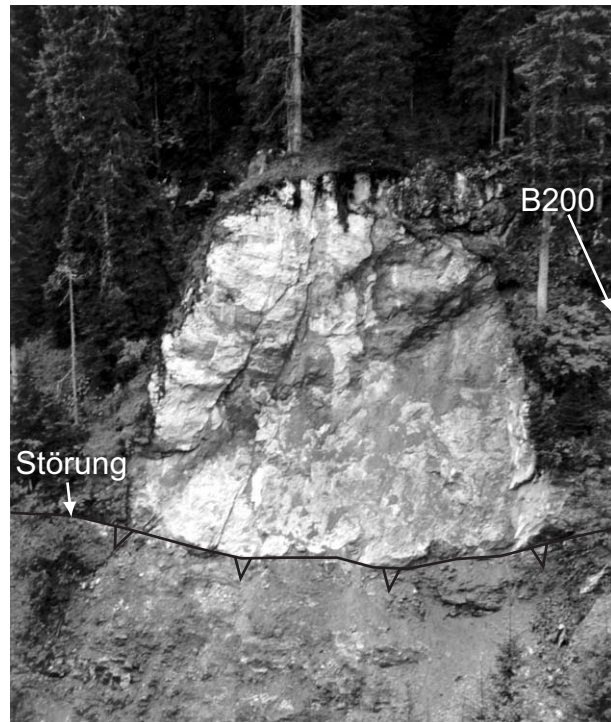


Abb. 7-7: Abrissfläche des Felssturzes am Äpeli. Zu erkennen ist die Abrissfläche (hell) innerhalb des Oberrhätkalk, der hier auf Allgäu Formation (dunkel) überschoben ist.

### 7.2.2.3 Felsstürze am Auenfeld

Ein weiter Bereich mit einzelnen Felssturzblöcken ist am östlichen Auenfeld zu beobachten. Quelle der bis zu 10 m<sup>3</sup> großen Blöcke ist Oberrhätkalk, der ein orthogonales Kluftsystem zeigt. Bei der Geländebegehung wurde festgestellt, dass sich ein größerer Block Oberrhätkalk translativ auf Allgäu Formation bewegt und durch diese Belastung intern zerlegt wird (HILS et al. 2003). Eine entsprechende Abrisskante ist ausgebildet und auf Abb. 7-8 zu erkennen. Durch die Bewegung zerfallen die Kalksteine in kleinere Schollen, die meist nur wenige Meter voneinander getrennt sind. Aus diesen Schollen lösen sich immer wieder kleinere Blöcke und rollen bzw. stürzen zum Talgrund hinab (Abb. 7-8). Die Reichweite der Blöcke hängt stark von der geometrischen Form des Körpers ab. In diesem Bereich sind die Auenfeld Alpe und ein

stark frequentierter Wanderweg gefährdet. Das Risiko ist jedoch eher gering, weil die einzelnen Ereignisse zeitlich weit auseinander liegen.

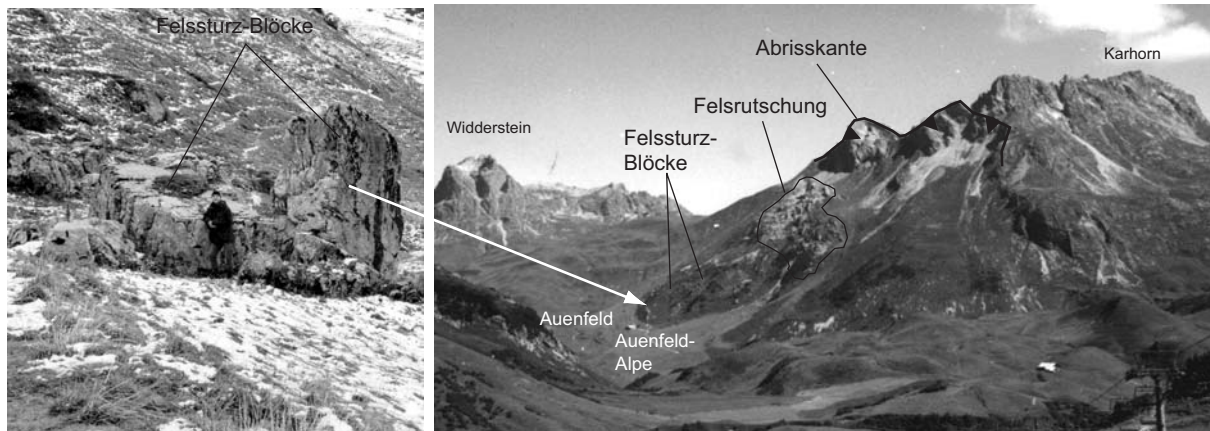


Abb. 7-8: Das Auenfeld, Blick vom Kriegerhorn nach Norden. Aus einer langsamen Felsrutschung (rechts) lösen sich Felssturz-Blöcke (links).

#### 7.2.2.4 Felsstürze Warther Horn Nordflanke

Für die Region typische Felsstürze ereigneten sich an der Nordflanke des Warther Horns südlich von Warth. Die Abrisskante liegt in Hauptdolomit Formation und Oberrhätalkalk, die hier in einer liegenden Antiklinale vorliegen (Kap. 5) und deshalb stark geklüftet sind. Praktisch die gesamte Nordflanke des Warther Horns ist eine Quelle für Steinschläge und deren Nordost-Seite besonders markant. Hier ist eine etwa 300 m breite und 100 m hohe, gebogene Abrissfläche ausgebildet (Abb. 7-9). Die Geometrie der Fläche lässt den Schluss zu, dass sie aus einem größeren Einzelergebnis hervorgegangen ist, das ein erhöhtes Relief hinterlassen hat. Aus dieser Abrissfläche lösten sich später weitere Felsstürze mit geringerem Volumen. Dadurch bildete sich am Fuß der Felswand ein etwa 200 m breiter und 100 m langer Schuttfächer, in dem die Ablagerungen mehrerer Einzelereignisse abgrenzbar sind. Das Material besteht hauptsächlich aus Dolomiten und Kalksteinen mit 10 bis 20 cm Durchmesser. Vereinzelt kommen auch Blöcke mit bis zu 2 m Durchmesser vor (Abb. 7-9). Wegen der hohen Frequenz der Ereignisse wurde ein etwa 2 m hoher Wall am nördlichen Rand des Schuttfächers aufgetürmt, um die nahe Bergstation der Steffisalp-Bahn zu schützen. Trotz dieser Maßnahmen muss das Risiko hier als hoch bezeichnet werden, weil dieser Bereich sowohl im Winter als auch im Sommer von vielen Personen gekreuzt wird.



Abb. 7-9: Felssturzmaterial am Warther Horn. Links: Die Abrissflächen mit mehreren Schuttfächern, Blick nach Südosten. Zum Schutz einer Liftanlage wurde ein Wall aufgetürmt (rechter Bildrand). Rechts: Die Sturzblöcke erreichen Durchmesser bis zu 2 m.

#### 7.2.2.5 Felssturz Zug

Ein postglaziales Ereignis ist der Felssturz von Zug, den schon AMPFERER et al. (1932) als Massenbewegung ausgewiesen haben. Die Sturzmasse scheint aus zwei Einzelereignissen zu bestehen, die eine Fläche von ca. 250000 m<sup>2</sup> bedecken (Abb. 7-5). Die Abrisskante liegt südwestlich des Kriegerhorns in Arlberg Formation und ist zum großen Teil durch Hangschutt verdeckt. Die gesamte Sturzmasse ist heute mehr oder weniger dicht bewachsen und nur aufgrund der Morphologie auszukartieren. Frisches Sturz-Material konnte nur vereinzelt in Form von Blöcken mit wenigen dm Durchmesser beobachtet werden. Der Abrissbereich zeigt keine aktiven Zerr-Strukturen. Obwohl die Ortschaft Zug z.T. direkt auf die alte Sturzmasse gebaut ist, scheint das Risiko aufgrund der geringen Aktivität gering zu sein.

#### 7.2.2.6 Felssturz an der B197 bei Rauz

Die B197 von Rauz nach Stuben wird von ca. 30 m hohen, meist senkrechten Felswänden gesäumt. Es handelt sich weitgehend um einen künstlichen Anschnitt, der schon im 18. Jahrhundert erschlossen und im vergangenen Jahrhundert stark erweitert wurde. Ein Sicherheitsabstand zwischen Straße und Felswand besteht nicht und es wurden vereinzelt Sicherungsmaßnahmen aus Ankerbalken sowie geringmächtigen Spritzbetonhüllen ausgeführt. Die Böschung besteht meist aus Arlberg Formation mit einer hohen Trennflächendichte von bis zu 10 Klüften pro Meter (FULDE 2002). Dabei handelt es sich um Kleinklüfte mit Öffnungsweiten im Millimeterbereich, es können lokal aber auch Großklüfte auftreten (FULDE 2002). Am Freitag, den 10.8.2001, ereignete sich gegen 7 Uhr ein Felssturz mit einem Volumen von 60 bis 70 m<sup>3</sup>, welcher die Straße z.T. bedeckte. Dem Ereignis vorangegangen waren lang-

anhaltende, ergiebige Regenfälle, die den Kluftwasserdruck in der Felswand erhöhten. Bereits im Vorfeld war die Kluft durch ihre große Öffnungsweite deutlich in Erscheinung getreten (Abb. 7-10).



Abb. 7-10: Links: Begehung der frischen Abrissfläche des Felssturzes an der B197. Die Bundesstraße befindet sich direkt unterhalb des Bildausschnittes. Rechts: Ausbiss der Kluftfläche (Pfeil) vor dem Ereignis (Photos M. Fulde).

Das Risiko muss hier als sehr hoch bezeichnet werden. An den zahlreichen Klüften kann sich jederzeit wieder ein Felssturz ablösen und die Straße ist stark frequentiert, da sie die einzige Verbindung zum Flexen- und Arlbergpass darstellt.

### 7.2.3 Rutschen

#### 7.2.3.1 Schuttrutschung Galerie Sulztobel

An der Strecke zwischen Bad Hopfreen und Schröcken/Unterboden ist die gesamte B200 durch die 130 bis 210 m hohe Felswand der Westflanke des Heiterberges durch Steinschlag gefährdet (MEYER 1997). Bereits in den siebziger und achtziger Jahren wurden Teile der Straße durch Galerien vor Lawinenabgängen und Steinschlägen gesichert (SCHANZ 2002). Im Sommer 2000 wurden zwei weitere Galerien (Plattensteg- und Schrofen Galerie) fertiggestellt und als letztes Projekt dieses Abschnittes im Jahr 2002 die Sulztobel Galerie errichtet.

Die Felswände bestehen aus Hauptdolomit Formation in grobbankiger Ausbildung mit einzelnen mergeligen Zwischenlagen. Die Schichtflächen des Anstehenden fallen mit 5 bis 10° nach Südsüdost ein (Abb. 7-11, SCHANZ 2002). Entlang des Streckenabschnittes wird der Hauptdolomit von einem bis zu 13 m mächtigen Schuttfächer überlagert. Dieser Fächer wird zum Großteil von fein- bis grobkörnigem Hangschutt und abschnittsweise von Felssturz-Blockwerk aufgebaut (M. OBERHAUSER 1998, SCHANZ 2002).

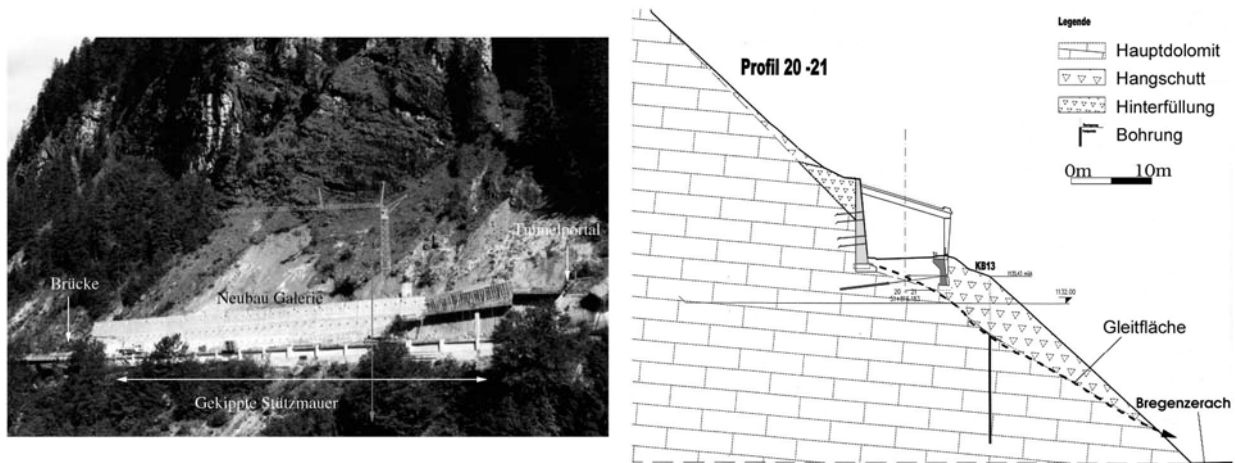


Abb. 7-11: Links: Die Sulztobel Galerie zwischen Hopfreben und Schröcken (Photo Ch. Schanz). Rechts: Geotechnisches Profil der Rutschung (verändert nach M. OBERHAUSER 1998)

Das Tunnelportal des Sulztobel-Tunnels ist auf Bohrpfehlen gegründet, die bis zum anstehenden Hauptdolomit reichen (SCHANZ 2002). Die alte Stützmauer hingegen wurde auf einfachen Streifenfundamenten im Hangschutt gegründet. Seit ihrem Bau im Jahre 1983 hat sich die Stützmauer gegenüber dem festen Tunnelportal um 6 cm nach hangauswärts und 4 bis 5 cm nach unten bewegt (M. OBERHAUSER 1998). Bevor in der neuen Ausbaustufe die zusätzliche Last der Galerie auf die Stützmauer aufgebracht werden konnte, musste diese durch 200 Litzenanker mit bis zu 40 m Länge gesichert werden (Abb. 7-11). Beim Setzen der Anker traten hohe Verluste an Zementsuspension auf, die auf Großklüfte im Gestein zurückgeführt wurden.

Aus den Daten der Bohrung und der Bewegungsrichtung wurde geschlossen, dass sich innerhalb des Hangschuttes eine Schuttrutschung gebildet hat (Abb. 7-11). Die Bildung der Gleitfläche zwischen Festgestein und Schuttfächer wurde durch die Auflast der Verbauungen ausgelöst. Diese Situation kann an vielen Stellen der Region auftreten, da sich unter den Felswänden große Flächen mit Hangschutt gebildet haben, die z.T. bebaut wurden. Die wesentlichen Faktoren für die Stabilität dieser Schuttkörper sind die Hangneigung (die vom inneren Reibungswinkel des Materials abhängt), die Kompaktion (die mit den Alter zunimmt), der Wassergehalt und die Mächtigkeit. Da außer der Hangneigung diese Informationen im regionalen Maßstab nicht vorhanden sind, lässt sich die Gefährdung einzelner Schuttfächer nicht bewerten. Dennoch müssen die Schuttfächer generell als gefährdet für Rutschungen eingestuft werden, wenn ihr natürliches Gleichgewicht gestört wird.

### 7.2.3.2 Schulmahd Felsrutschungen

An der Nordwest-Flanke des Saloberkopfes, nahe des Hochtannbergpasses, wurden mehrere Rutschungen kartiert (Abb. 7-12). Die westlichste Rutschmasse ist ca. 450

bis 500 m lang, bis zu 300 m breit und maximal ca. 30 m mächtig (HILS et al. 2003). Sie besteht aus Kalk-Felsblöcken mit Durchmessern zwischen 10 und 100 cm in einer feikörnigen Matrix. Einige Blöcke erreichen auch Volumina zwischen 10 und 70 m<sup>3</sup>.

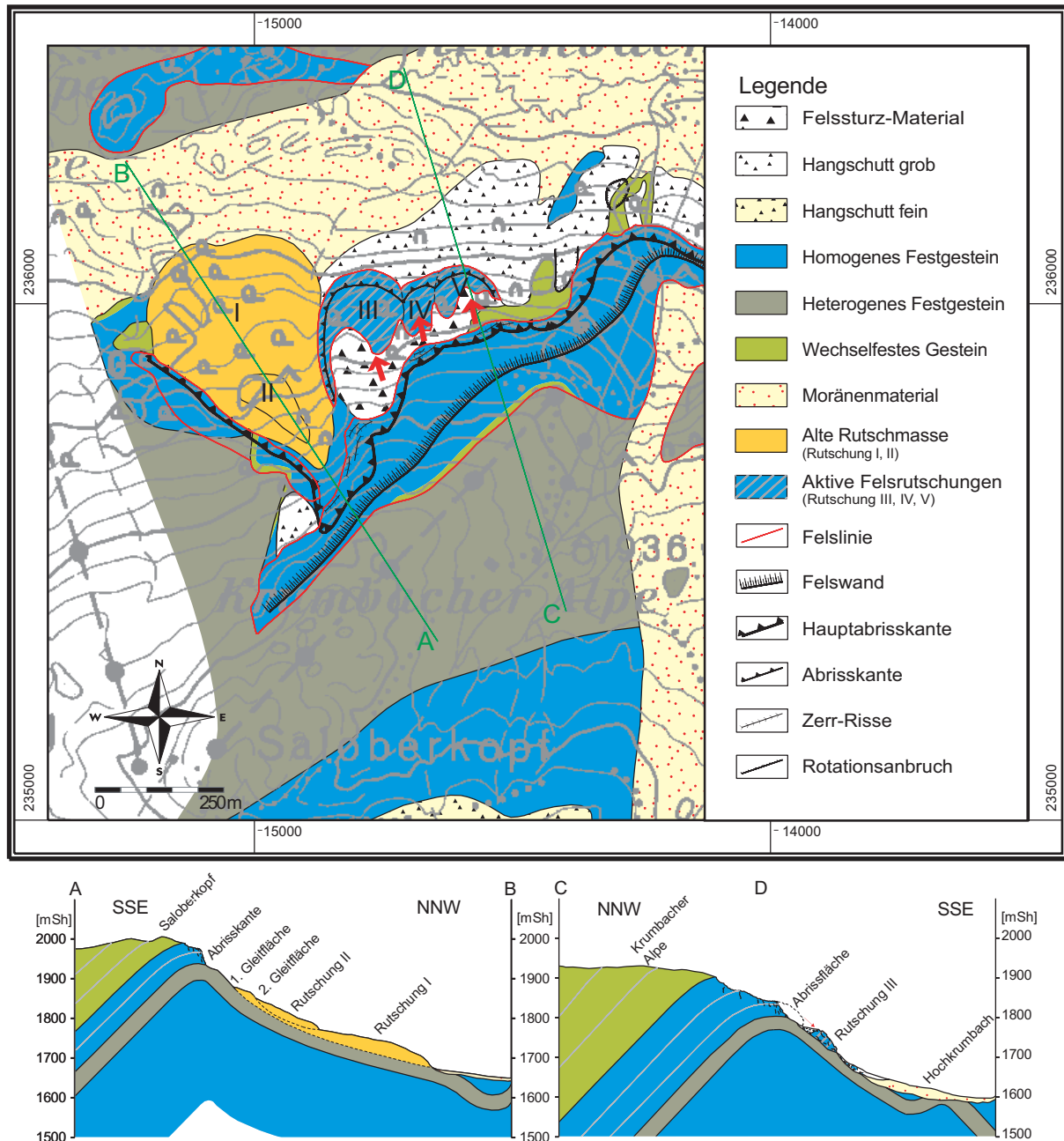


Abb. 7-12: Geotechnische Karte der Massenbewegungen am Saloberkopf mit zwei geotechnischen Profilen (verändert nach HILS et al. 2003).

Die Rutschung lässt sich in zwei Rutschkörper unterteilen, die zeitlich getrennten Ereignissen entsprechen (I-II, Abb. 7-12). Die jüngere Rutschmasse ist ca. 200 bis 250 m lang, 100 m breit und 15 m tief und deutlich kleiner als die unterliegende,

ältere Masse (HILS et al. 2003). Der Zeitpunkt der Ereignisse ist unbekannt und es zeigen sich kaum aktuelle Hinweise auf rezente Bewegung. Lediglich kriechende Vorgänge sind durch die Rutschkügel auf der Rutschmasse und vereinzelt auftretende Zerr-Risse parallel der Abrisskante zu beobachten. Die Risse sind mit Erdmaterial verfüllt und scheinen derzeit nicht aktiv zu sein.

Im Bereich des Saloberkopfes streichen heterogene Festgesteine (Kössener Schichten) und homogene Festgesteine (Oberrhätalk) aus. Wie in den Profilen von Abb. 7-12 zu erkennen ist, verläuft hier die etwa Ost-West streichende Krumbach Antiklinale im Bereich der Abrisskante. Die Schichten fallen im Bereich der Rutschung hangparallel flach nach Nordnordwest ein. Die Hangneigung beträgt dabei unterhalb der Abrisskante bis zu  $45^\circ$ . Diese ungünstigen Lagerungsverhältnisse sind die Hauptursache für die Bildung der Rutschungen. Die gleiche Situation führte noch zu drei weiteren Bewegungen größerer Felsmassen östlich der beschriebenen Rutschungen (III-IV, Abb. 7-12), die sich eher kriechend bewegen, aber trotzdem deutliche Aktivität zeigen.

Als Auslöser dieser Ereignisse spielte die Wirkung der Kössener Schichten als Wasserstauer eine wichtige Rolle. Die Kalksteine des Oberrhätalk sind verkarstet und bilden am Saloberkopf ein Karstplateau mit zahlreichen Dolinen, die als Schwinden wirksam sind (Kap. 2). Das Niederschlagswasser wird durch Spalten- und Röhrensysteme schnell abgeleitet, bis es auf die wasserundurchlässigen Lagen der Kössener Schichten trifft. So kommt es im Bereich der Antiklinal-Schenkel bei langandauernden Regenfällen zu erhöhten Wasserdrücken.

Bei der Auswertung mit dem GIS tritt hier das Problem auf, dass für die Gefährdung nicht das anstehende Gestein der Oberfläche (Oberrhätalk), sondern das unterliegende Gestein (Kössener Schichten) und die Lagerungsverhältnisse verantwortlich sind. Da mit dem GIS die unterlagernden Gesteine nicht ausgewiesen werden können, muss die Gefährdung durch die Analyse der Lagerungsverhältnisse festgestellt werden.

Auch wenn die Rutschmassen momentan eine stabile Lage besitzen, könnten Teile der Massen durch die regen Baumaßnahmen an den Pisten oder Liftanlagen des Saloberkopfes reaktiviert werden. So gab es nach Auskunft eines Arbeiters Probleme mit dem Fundament einer Liftstütze, das sich langsam talwärts bewegt. Das Risiko kann aufgrund der niedrigen Bewegungsraten als mittel eingestuft werden.

### 7.2.3.3 Schuttrutschung Jägeralpe

Südöstlich des Gasthofs Jägeralpe am Hochtannbergpass ereignete sich am 11. August 2002 eine Schuttrutschung in Moränenmaterial und Talfüllung. Auslöser für die Rutschung waren langanhaltende, ergiebige Niederschläge (Kap. 2). Verstärkend



kam hinzu, dass der unterhalb des Hanges fließende Krumbach den Hangfuß erodiert und so den Gegendruck vermindert hat. An der Bachflanke ist zu erkennen, dass die Talfüllung mehrere tonige Horizonte aufweist, die vermutlich als Gleitfläche genutzt wurden. Auf Abb. 7-13 sind die frischen, dunkelgrauen Abrisskanten zu erkennen, die einen Versatz von ca. 1,5 m zeigen. Insgesamt ist die Rutschung ca. 100 m lang, 50 m breit und bis zu 2 m tief. Dieses aktuelle Ereignis ist Teil eines älteren, wesentlich größeren Systems (Abb. 7-13).

Die Hangneigung von weniger als  $10^\circ$  ist für eine Rutschung aufgrund der beteiligten Tonhorizonte innerhalb der Talfüllung sehr gering. Die ältere Großstruktur weist jedoch darauf hin, dass eine Gefährdung auch von dem Moränenmaterial an den steileren Hangbereichen ausgeht. Dieses wurde durch starke Regenfälle destabilisiert. Wegen des niedrigen Relief haben Rutschungen in diesem Bereich nur geringe Reichweiten. Deshalb ist das Risiko insgesamt als schwach zu bezeichnen.

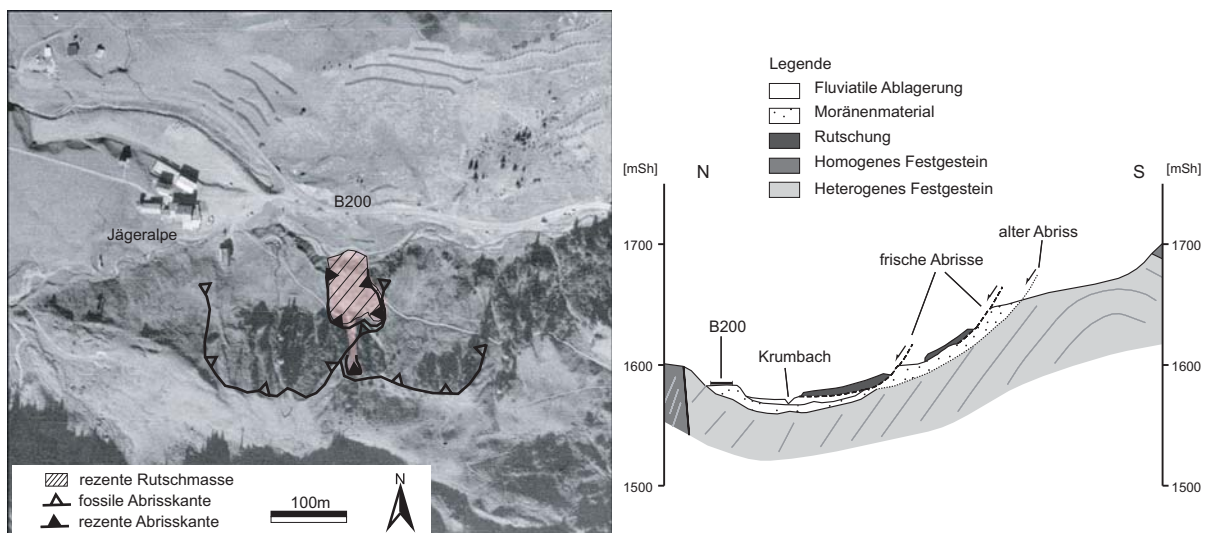
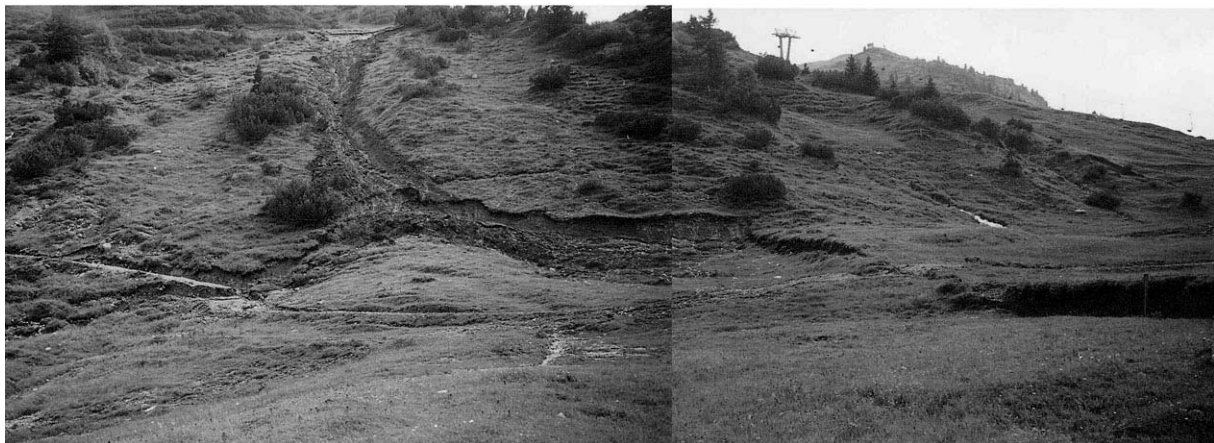


Abb. 7-13: Schuttrutschung an der Jägeralpe. Oben: Ein Tag nach dem Ereignis, Blick nach Süden. Links: Luftbild mit der Großstruktur. Rechts: Schematisches N-S-Profil durch die Rutschmasse.

#### 7.2.3.4 Felsrutschung Wannenkopf

An der Ostflanke des Wannenkopfs südlich von Warth ist ca. 50 bis 70 m unterhalb des Gipfels eine große Felsrutschung innerhalb der unteren Allgäu Schichten ausgebildet (HILS et al. 2003).

Die Felsrutschung liegt etwa 100 m nach dem südlichen Ortsausgang von Warth und quert die B198. Sie besteht aus einer etwa 400 m langen, bis zu 350 m breiten und vermutlich 40 m tiefen Rutschmasse. Die Abrisskante in den braunen Kalken der unteren Allgäu Schichten ist deutlich erkennbar (Abb. 7-14). In diesem Bereich treten zahlreiche Kleinfalten mit Wellenlängen im 10 bis 100 m-Bereich auf, deren Faltenachsenflächen mit 30 bis 40° in östliche Richtung einfallen (HILS et al. 2003). Damit verbunden sind zahlreiche Nord-Süd-streichende Schieferungs- und Klufflächen, von denen eine als Gleitfläche genutzt wurde. Diese Rutschung ereignete sich ebenfalls postglazial und befindet sich heute in einer stabilen Lage.

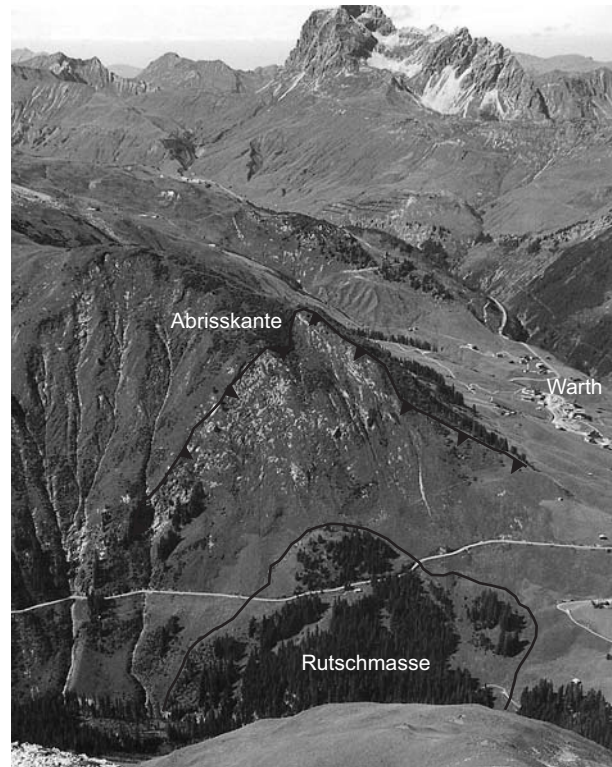


Abb. 7-14: Die Wannenkopf-Rutschung. Blick nach Nordwesten (Photo G. Hils).

Die Bäume auf der Rutschmasse zeigen keinen Sichelwuchs und auch die B198 weist keine Schäden auf, die auf rezente Bewegungen schließen lassen (HILS et al. 2003). Das Risiko ist als gering anzusehen, solange das bestehende Gleichgewicht nicht durch eine Baumaßnahme gestört wird.

#### 7.2.3.5 Felsrutschung Bodenalpe

Es handelt sich hierbei um die Straßenböschung am nördlichen Ortsausgang von Lech. In diesem Bereich streichen heterogene Festgesteine (untere Allgäu Schichten) aus, welche parallel zur Hangrichtung einfallen (HAWELKA 2001). Durch eine nahezu orthogonale Klüftung (Kap. 7.1.2), kommt es parallel zur Schichtung zum Abgleiten tafelliger Gesteinsblöcke. Um die Straße zu schützen wurden Sicherungsmaßnahmen mit Maschendraht und Ankern durchgeführt. Es ist an mehreren Stellen zu beobachten, dass einzelne Schichtpakete von einer Größe bis 1,5 m Durchmesser komplett aus dem Gesteinsverband herausgelöst sind und lose in den Netzen hängen, bzw. das Netz durchgerissen haben (HAWELKA 2001, Abb. 7-15). Das Ge-

stein weist bei Regen starke Wasserführung auf. Es handelt sich augenscheinlich um Hangwasser, das auf den Lockergesteinsauflagen im oberen Hangbereich gesammelt und dann an den tonigen Lagen gestaut wird (Abb. 7-15). Somit steigt der Kluftwasserschub bei erhöhtem Niederschlag – und bei Frost – an und es werden neue Schollen gelöst. An einer tiefer liegenden Gleitfläche hat sich ein etwa 100 m langer und 350 m breiter Bereich unter der Bundesstraße bewegt, der deutliche Schäden am Straßenbelag in Form von Rissen verursacht hat. Deshalb wurden im Jahr 2003 unterhalb der Straße Sicherungsmaßnahmen mit einer Stützmauer und einigen Anker durchgeführt (Abb. 7-15).

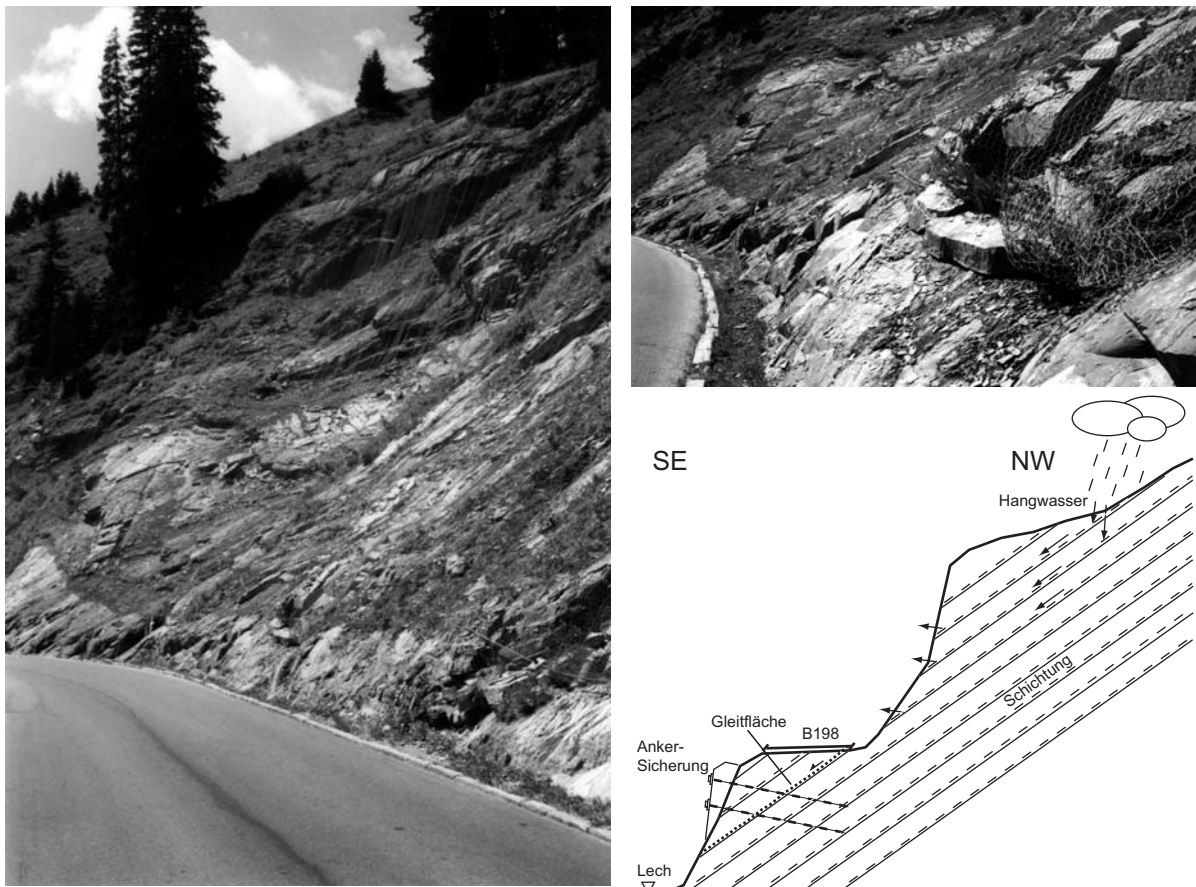


Abb. 7-15: Die Felsrutschung Bodenlpe am nördlichen Ortsausgang von Lech. Links: Die Böschung von Norden aus gesehen. Rechts oben: Detailausschnitt der Böschungs-Sicherung (Photos N. Hawelka). Rechts unten: Profilskizze der Situation.

Diese Situation ist ganz typisch für die gut gebankten Wechselfolgen der Allgäu Formation und andere heterogene Festgesteine. Die auslösenden Faktoren sind die Lithologie mit einem Wechsel von harten und weichen Lagen und die relative Lage von Schichtung und Hang. Das Risiko ist hier als hoch anzugeben, da auch kleinere Blöcke auf der stark befahrenen Straße zu Unfällen führen können.

### 7.2.3.6 Felsrutschung bei Zürs

An der westlichen Talflanke des Zürser Bachs streicht gebankte Hauptdolomit Formation aus, die parallel der Böschung zur Straße hin einfällt. Nördlich des Zürser Hofs sind einzelne Hauptdolomitrippen zu finden, zwischen denen tiefe Spalten klaffen. Diese Spalten sind ca. 30 cm breit und 40 bis 100 cm tief. Oft sind gespannte Wurzeln zu beobachten. Die Raumlage der Spalten weist darauf hin, dass es sich auch hier um eine großräumige Hangbewegung handelt. Das geotechnische Profil (Abb. 7-16) verdeutlicht den steilen Böschungswinkel und die Schichtlagerung. Als Gleitfläche fungieren mergelige Zwischenlagen innerhalb des Hauptdolomit, die an einzelnen Stellen in der Nähe aufgeschlossen sind.

Weil die meisten Zerr-Risse mit frischem Lockermaterial verfüllt sind, scheint die Rutschung nur periodisch aktiv zu sein. Der Ausbiss der Gleitfläche ist durch das Moränenmaterial verdeckt, lässt sich aber mit einer markanten Geländestufe verbinden. In diesem Fall sind wieder die Schichtlagerung und das Relief die wichtigsten Auslöser der Bewegung. Die langsame Geschwindigkeit der Bewegung einerseits und die Nähe zur Bundesstraße andererseits, führen zu einem mittleren Risiko.

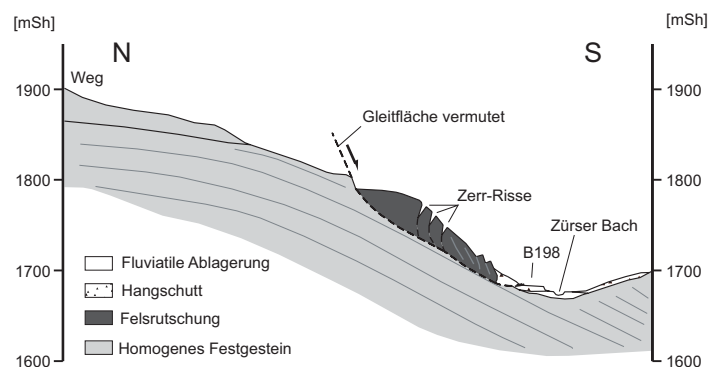


Abb. 7-16: Geotechnisches Profil der Felsrutschung bei Zürs.

### 7.2.3.7 Schuttrutschungen in Lech

In der Umgebung von Lech ist das Lechtal relativ breit ausgebildet und es bestehen großflächige Vorkommen von Lockermaterial (Kap. 6). Es handelt sich dabei um Hangschuttmassen, Moränenmaterial und postglaziale Schotter. Es ist auffällig, wie viele flachgründige Schuttrutschungen in diesem Bereich auftreten. Dies sind zum einen Rutschungen innerhalb der Seitenmoränen, die vor allem unterhalb von Oberlech in steilem Gelände vorkommen. Durch Erosion wird das an sich dichte Gefüge der Moränen gelockert und es kommt bei Starkregen zum Abgleiten von Rutschmassen bis etwa  $10 \text{ m}^3$ . Zum anderen treten Rutschungen an den Terrassenkanten der postglazialen Schotter auf. Die Schichtung der schlecht verfestigten Schotter scheint im beobachteten Gebiet keine Rolle zu spielen, entscheidend ist das hohe Relief.

Auch in den von Hangschutt bedeckten Bereichen kommt es hier zu flachgründigen Muschelanbrüchen. Diese zeigen sich vor allem an der nordwestlichen Talflanke zwischen Lech und Oberlech. Zusätzlich weisen zahlreiche Risse in der Straße hinter dem „Hotel Omesberg“ auf flachgründige Kriechbewegungen hin. Diese kleinräumigen Rutschungen stellen ein erhöhtes Risiko dar, weil dieser Bereich dicht besiedelt ist. Vor allem die Schotterterrassen werden derzeit an mehreren Stellen neu bebaut.



Abb. 7-17: Schuttrutschungen an der Terrassenkante im nordöstlichen Ortsteil von Lech (Photo N. Hawelka).

#### 7.2.4 Kippen

Zwischen Schröcken und Warth kommt es bei Nesslegg zu Bewegungen an der B200, die hier auf einer Stützmauer vor einer Felswand verläuft (Abb. 7-18). Die Felswand besteht aus unteren Allgäu Schichten, die mit  $70^\circ$  in den Hang einfallen. Seit 1998 wird die Mauer durch das Landesvermessungsamt in Feldkirch jährlich geodätisch vermessen, um die absolute Bewegung der Mauer zu erfassen (SCHANZ 2002). Insgesamt wurden 34 Messpunkte eingerichtet, davon befinden sich 15 im anstehenden Gestein und 19 an der talseitigen Stützmauer (MITTELBERGER 2001). Die 15 Messpunkte im Fels können als unbeweglich angenommen werden, da die Messergebnisse über einen Zeitraum von bisher vier Jahren innerhalb der Messgenauigkeitsgrenze von 2,5 mm Abweichung liegen. Die Bewegungen spielen sich daher nur im System Straße/Stützmauer ab. Die Messungen zeigten, dass es innerhalb der Mauer an zwei Stellen zu Bewegungen kommt. Innerhalb von vier Jahren summierten sich die Bewegungen zu etwa 11 mm in vertikaler und 31 mm in horizontaler Richtung (SCHANZ 2002). Durch diese Bewegungen kam es bereits zu Beschädigungen an der Mauer, welche hier an der Oberkante nach außen rotiert. (Abb. 7-18).

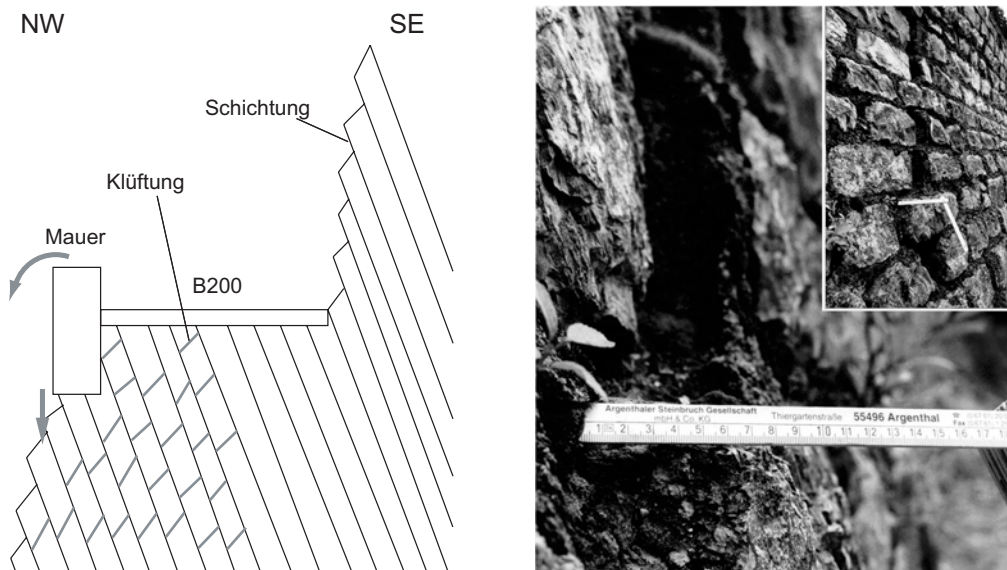


Abb. 7-18: Schematisches Profil und Bewegungsspuren an der Befestigungsmauer der B200 bei Nesslegg (Photo Ch. Schanz). Die Lagerung der geklüfteten und gebankten Gesteine führt zu einer Kipp-Bewegung.

Durch die relative Lage von Schichtung und Klüftung entsteht an dieser Stelle eine Kipp-Bewegung. Um die Gefährdung zu beurteilen, wäre die Kenntnis der Raumlage aller Trennflächen notwendig – Informationen, die nur lokal aufgenommen werden können (siehe Kap. 7.1.2). Das Risiko ist aufgrund der kleinen Bewegungsraten gering.

### 7.2.5 Kriechen

Zahlreiche Hänge im Arbeitsgebiet zeigen Anzeichen für Kriechbewegungen. Verursacht durch Frost-Tau-Wechsel oder Stauschichten im Untergrund sind die langsamen Bewegungen an den unregelmäßig gewellten Oberflächenformen (Rutschbuckel) zu erkennen. Meist sind davon Hänge mit Hangschutt oder Moränenmaterial betroffen, wie z.B. in Oberboden bei Schröcken (Abb. 7-19). Eine Kriechbewegung leitet häufig eine Rutschung ein, so dass Kriechhänge eine potenzielle Gefahr darstellen.



Abb. 7-19: Kriechhang Oberboden bei Schröcken, Blick nach Osten (Photo Ch. Schanz).

Um die Gefährdung bewerten zu können, wären Informationen über die Mächtigkeit des bewegten Lockermaterials notwendig. So könnten potenzielle Volumen und Reichweiten von Rutschmassen abgeschätzt werden. Auch diese Information kann regional nicht beschafft, sondern muss im Einzelfall durch Sondierungen bestimmt werden.

### 7.2.6 Fließen

Die typischen Murenfächer im Arbeitsgebiet wurden bereits in Kap. 6.2.5 beschrieben. Sie treten an fast allen Bächen mehr oder weniger ausgeprägt auf, sind aber besonders am Ausgang der tieferen Bachanschnitte (Tobel) gut zu kartieren. Für die Bildung der Tobel ist zum einen die gesammelte Wassermenge – also das Einzugsgebiet und die Menge der Niederschläge – und zum anderen der Erosionswiderstand des Untergrundes verantwortlich. Aus der Untersuchung des Höhenmodells ergab sich, dass sich die Tobel im Arbeitsgebiet hauptsächlich an der Fläche des Einzugsgebietes orientieren. Die Unterschiede der regionalen Niederschlagsverteilung sind auf so geringen Distanzen nicht auszuwerten und die Formationen sind bis auf die Kalksteine und Dolomite alle eher erosionsanfällig. Deshalb wurde das Einzugsgebiet auch als Kriterium für die Erosionskraft herangezogen (Kap. 8).

### 7.2.7 Die Dolinen von Lech

Westlich der Gemeinde Oberlech befindet sich eine auffällige Dolinenlandschaft, die sog. Gipslöcher von Lech. Es handelt sich um Einsturzdolinen, die durch die Auslaugung der Anhydrit-führenden Raibler Formation entstanden sind.

Dringt Oberflächenwasser in die Lagerstätte ein, nimmt der Anhydrit Wasser auf und es entsteht Gips ( $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ). Dabei erfolgt eine Volumenzunahme von bis zu 60% und an der Oberfläche entstehen deutlich sichtbare Geländekuppen. Das Wasser löst einen Teil des Gipses und fließt unterirdisch in Spalten- und Röhrensystemen ab. Dadurch entstehen größere Hohlräume, die bei einem Nachbrechen an der Oberfläche tiefe Dolinen verursachen (Abb. 7-20).

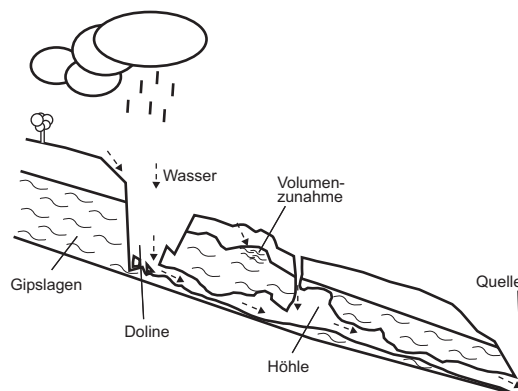


Abb. 7-20: Schema der Dolinenbildung durch die Auslaugung Gips-führender Schichten.

Wie für Karstgebiete typisch, ist das Areal nahezu frei von Oberflächengewässern. Durch die Lösung des Gips wird  $\text{Ca}^{2+}$  in den Boden freigesetzt, so dass sich hier

besonders kalkliebende Pflanzen angesiedelt haben (HAWELKA 2001). Das unterirdisch abfließende Wasser führt Lösungsrückstände mit sich und tritt an der Oberfläche als auffällig trübes Wasser aus („Trübbach“ oder „Tränenbach“). Aufgrund der erhöhten Wasserwegsamkeiten erfolgt die Dolinenbildung bevorzugt entlang von Klüften. Die größten Dolinen haben einen Durchmesser von 100 m und eine Tiefe von bis zu 35 m (Abb. 7-21).



Abb. 7-21: Links: Die gewellte Geländeoberfläche rund um Oberlech (rechter Pfeil) rührt von der Anhydritquellung im Untergrund her. Das Dolinenfeld ist z.T. dicht bewachsen (linker Pfeil). Blick vom Kriegerhorn nach Nordosten. Rechts: Eine der größten Dolinen der Gipslöcher ist ca. 35 m tief (Photo N. Hawelka).



## 8 Analyse der Ereignisse mit dem GIS

Als Informationen für die Risiko-Analyse lagen analoge und digitale Daten vor (Abb. 8-1). Alle im Gelände gesammelten Informationen (Geologie, Ereignisse, etc.) wurden mit dem Geographischen Informations System ArcGIS 8.2 digitalisiert. Ausschnitte kleinmaßstäblicher Karten wurden zum Vergleich ebenfalls mit dem GIS registriert. Dazu kamen Literaturangaben, die zusammen mit den Aufschlussbeschreibungen in einer Datenbank gesammelt wurden. Bereits digital wurden von dem Landesvermessungsamt Orthophotos, die topographische Karte und ein Höhenmodell mit einer Zellengröße von 25 m zur Verfügung gestellt. Der Vergleich der Ereignisse mit anderen Datenebenen mittels bivariaten Statistiken gab Hinweise auf die beteiligten vorbereitenden Faktoren.

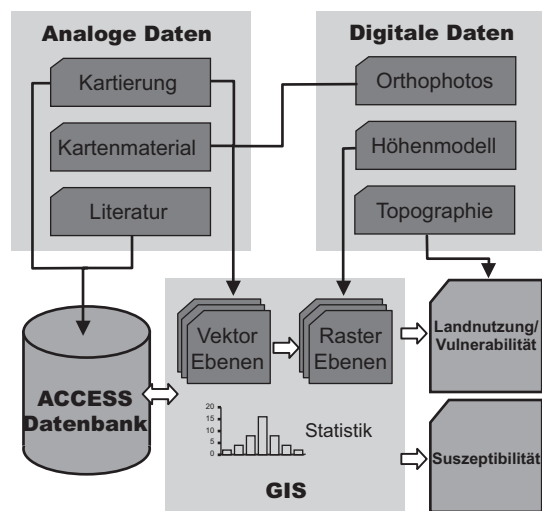


Abb. 8-1: Konzept der Datenverarbeitung mit dem GIS aus analogen und digitalen Ausgangsinformationen.

### 8.1 Verarbeitung der Datenebenen

Die Kartierungen wurden zunächst im Vektorformat digitalisiert. Frühere Arbeiten innerhalb des Projektes haben jedoch gezeigt, dass die Arbeit mit Rastern für einen regionalen Maßstab geeigneter ist (KASSEBEER & RUFF 2003). Deshalb wurden auch die Vektordaten in Raster mit 25 m Zellengröße konvertiert. Aufgrund der höheren Genauigkeit wurden die Ereignisse jedoch z.T. mit Vektordaten ausgewertet.

Die geologischen Formationen wurden nach Kap. 7 in lithologische Klassen zusammengefasst. Die lithologische Karte wurde generalisiert (Flächen gleicher Klasse wurden vereinigt) und in ein Raster konvertiert.

Um die Linien-Information der tektonischen Störungen in eine Flächen-Information umzuwandeln, wurden die Störungen mit drei unterschiedlich großen Pufferzonen

umgeben, zu einer Ebene vereinigt und danach gerastert. Die Größe der Pufferzonen ist abhängig von der Art der Störung und folgte aus der Geländebobachtung (Kap. 9).

Als Punkt-Koordinaten lagen Messungen der räumlichen Lage der Schichtflächen vor, die durch die Einfallrichtung und den Einfallswinkel der Flächen beschrieben wird. Obwohl viele Messwerte im Arbeitsgebiet aufgenommen wurden, ist es unmöglich – im Gegensatz z.B. zu einer Grundwasseroberfläche – diese über die gesamte Fläche zu interpolieren. Dies hat zwei Gründe: Erstens ist das Arbeitsgebiet von zahlreichen Störungen durchzogen, an denen eine Interpolation nicht möglich ist; Zweitens sind die Messwerte nur an den zugänglichen Aufschlüssen aufgenommen worden. Die Werte sind also heterogen über das Gebiet verteilt. Um eine grobe Einschätzung machen zu können, wurden „per Hand“ Homogenbereiche des Einfallens konstruiert, wobei eine Genauigkeit von Klassen zu  $15^\circ$  noch zu vertreten war.

## 8.2 Verteilung der Massenbewegungen

Bezogen auf die Gesamtfläche des Gebietes mit  $114,5 \text{ km}^2$  ergaben die Feldarbeiten, dass 33% des Arbeitsgebietes von ausstreichendem Fels eingenommen wird (Abb. 8-2), der aufgrund des hohen Relief und der Steinschlaggefahr nur eingeschränkt genutzt werden kann. Etwa die gleiche Fläche (31%) ist durch drei unterschiedliche Arten von Massenbewegungen betroffen: Auf etwa 27% der Fläche tritt flachgründiges Kriechen auf, das die Nutzungsmöglichkeiten zumindest einschränkt. 3% sind direkt von Felssturz-Ereignissen oder Steinschlag betroffen und 1,2% (das entspricht einer Fläche von  $1,4 \text{ km}^2$ ) sind abgeglitten. Das bedeutet, dass nur etwa 36% der Fläche rezent nicht von Massenbewegungen betroffen sind.

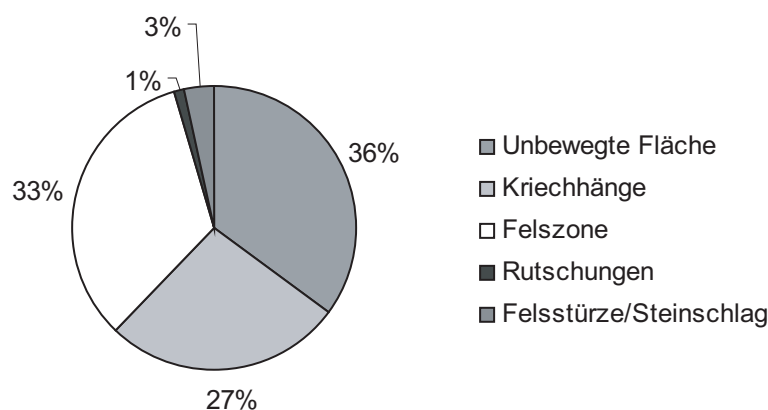


Abb. 8-2: Verteilung der bewegten und unbewegten Flächen im Arbeitsgebiet.

Von den 36% unbewegter Fläche sind nicht alle Bereiche nutzbar. Es gehen solche Flächen ab, die zu steil sind, oder zu weit entfernt von der Infrastruktur liegen. Hier

wäre eine Erschließung zu teuer. Hinzu kommen die Gefahren von Lawinen, die im Winter auftreten können. Diese quantitativ oberflächliche Einteilung zeigt bereits die Bedeutung einer regionalen Raumplanung bei der Siedlungsentwicklung in einer alpinen Landschaft.

### 8.3 Auswertung der Rutschungen

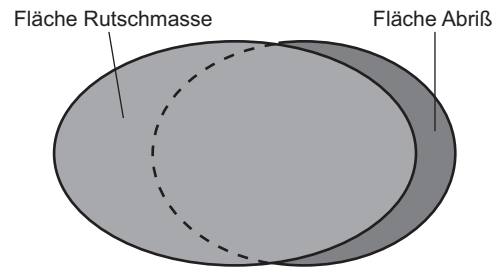
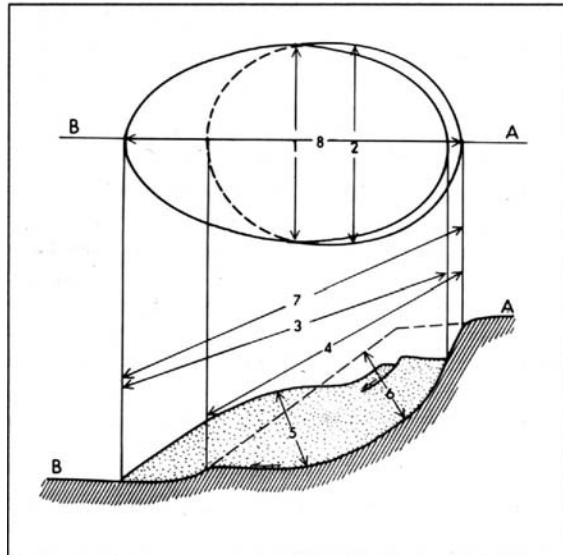


Abb. 8-3: Nomenklatur einer Rutschung (verändert nach IAEG 1990). 1=Breite der Rutschmasse, 2=Breite des Abrisses, 3=Länge der Rutschmasse, 4=Länge des Abrisses, 5=Tiefe der Rutschmasse, 6=Tiefe des Abrisses, 7=Absolute Länge, 8=Horizontale Länge.

Da ein GIS nur mit Flächendaten arbeitet, müssen die dreidimensionalen Hangbewegungen auf die Oberfläche projiziert werden. In dieser Arbeit wurden die auf Abb. 8-3 gezeigten Parameter einer Rutschung noch im Vektorformat ausgewertet.

Die Tiefe der Rutschmasse und damit die Länge des Abrisses kann im GIS nicht konstruiert werden. Deshalb wird zur Beschreibung der Rutschungen die (horizontale) Fläche der Rutschmasse und des Abrisses herangezogen (Abb. 8-3). Beide Flächen zusammen ergeben die Gesamtfläche der Rutschung. Bei kleinräumigen Rutschungen ist die Gesamtfläche annähernd identisch mit der Fläche der Rutschmasse. Bei den folgenden Auswertungen werden immer die Anteile des untersuchten Parameters in Bezug auf die Abriss- bzw. Gesamtflächen der Rutschungen (Prozent Rutschungen) und der Fläche des Arbeitsgebietes (Prozent Arbeitsgebiet) angegeben.

#### 8.3.1 Anzahl und Fläche der Ereignisse

Es wurden insgesamt 111 Rutschungs-Ereignisse in den Jahren 2001 und 2002 auskartiert. Tab. 8-1 und Abb. 8-4 geben die Lage und Eckwerte über Größe und Art der Rutschmassen.

Tab. 8-1: Eckwerte der Rutschungs-Ereignisse über die kartierten Rutschungen im Arbeitsgebiet (Vektordaten).

Rutschung	Lockergestein	Festgestein	Fossil
Anzahl	71	37	3
Max. Fläche [m <sup>2</sup> ]	1.400	87.600	267.000
Min. Fläche [m <sup>2</sup> ]	150	240	116.600
Mittelwert [m <sup>2</sup> ]	2.400	14.200	171.000
Summe [m <sup>2</sup> ]	171.800	526.500	513.000

Drei großflächige Rutschungen (z.B. Wannenkopf Rutschung, Kap 7.2.3.4) haben ein Alter von über 1000 Jahren und wurden als fossil (postglazial, derzeit inaktiv) bewertet. Sie sind wahrscheinlich relativ zeitnah nach dem Abschmelzen der Gletscher der letzten Eiszeit entstanden, als das Relief durch die Gletschertätigkeit übersteilt war und das Fehlen des Gegendrucks durch das Eis zu großräumigen Massenbewegungen im ganzen Alpenraum führte (Kap. 6). Da das Relief heute eingeebnet wurde und deshalb so große Rutschungen nicht mehr charakteristisch sind, wurden diese nicht in die weiteren Analysen miteinbezogen.

### 8.3.2 Ereignisse nach der beteiligten Lithologie

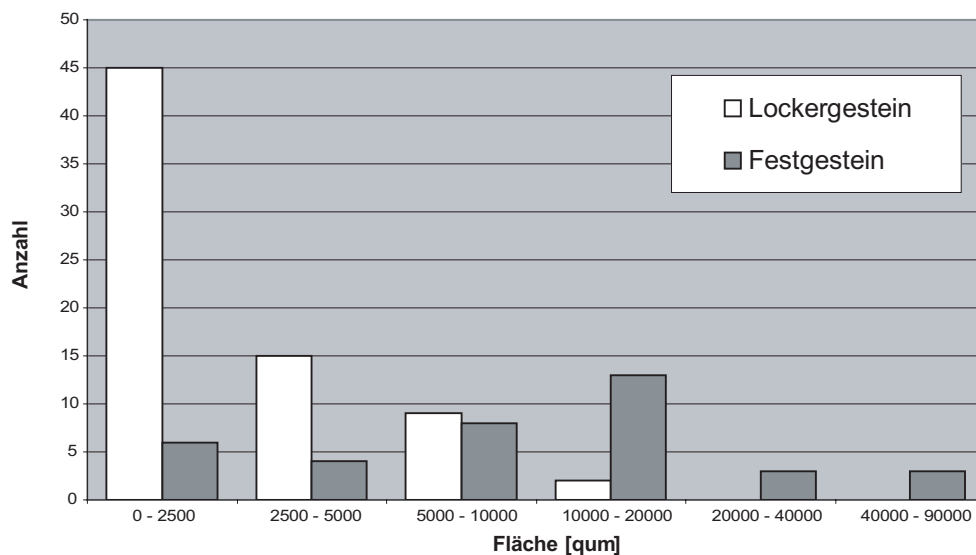


Abb. 8-4: Verteilung der Rutschungen in Fest- und Lockergestein nach ihrer Gesamtfläche (Vektordaten).

In Abb. 8-4 ist die Verteilung der Rutschungen nach Anzahl und Gesamtfläche aufgetragen. Die Anzahl der Rutschungen im Lockergestein ist zwar doppelt so groß wie

die im Festgestein, jedoch sind die Gesamtflächen der Einzelereignisse deutlich kleiner. Fast zwei Drittel der Rutschungen im Lockergestein sind kleiner als  $2500 \text{ m}^2$ , keine ist größer als  $20000 \text{ m}^2$ . Währenddessen zeigen die Rutschungen im Festgestein einen leichte Tendenz zu Flächen von  $10000$  bis  $20000 \text{ m}^2$  und erreichen Größen bis zu  $90000 \text{ m}^2$ . Von den aktiven Rutschungen im Festgestein lagen 9 in homogenem Festgestein (max. Gesamtfläche:  $87600 \text{ m}^2$ ), 11 in wechselfesten Gestein (max. Gesamtfläche:  $20500 \text{ m}^2$ ) und 17 in heterogenem Festgestein (max. Gesamtfläche:  $36000 \text{ m}^2$ ).

Die Rutschungen verteilen sich nach Abb. 8-5 auf die verschiedenen lithologischen Klassen. Hierbei kommt es zum einen darauf an, wie viele Rutschungen in einer Formation vorkommen und zum anderen, wie häufig diese Formation im Arbeitsgebiet ausstreicht. Außerdem handelt sich um mechanisch unterschiedliche Rutschungsformen, die auch unterschiedliche Größen erreichen können. Die anfälligsten Lithologien sind die heterogenen Festgesteine, der Hangschutt und das Moränenmaterial. Das homogene Festgestein ist in der Statistik überbewertet, da die Rutschungen in dieser Klasse durch unterliegendes wechselfestes Gestein verursacht werden (Kap. 7.2.3.2).

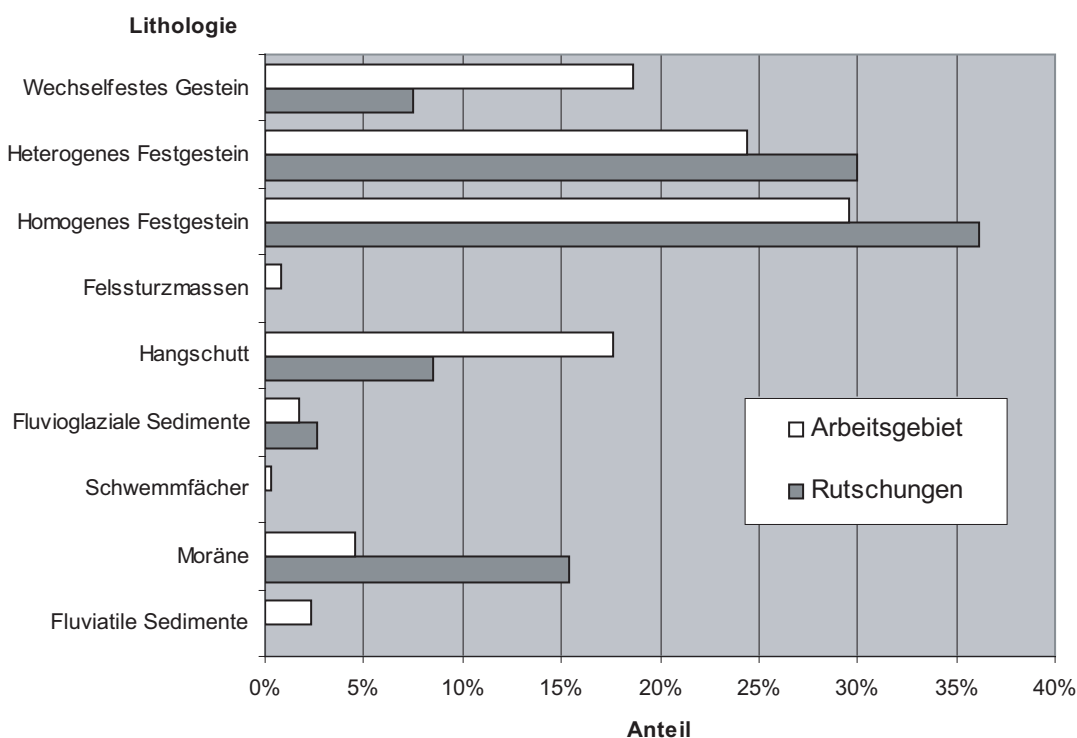


Abb. 8-5: Histogramm der Gesamtfläche der Rutschungen nach den beteiligten Lithologien (Rasterdaten).

### 8.3.3 Ereignisse nach der Morphologie

Die Abrissflächen der Rutschungen verteilen sich nach Abb. 8-6 auf die Hangneigung (aus dem Höhenmodell errechnet), wobei zur besseren Übersicht 10°-Klassen gebildet wurden. Erwartungsgemäß kommen die meisten Rutschungen bei Hangneigungen zwischen 20 und 40° vor. Der überraschend hohe Anteil der Rutschungen bei 10-20° geht auf die Rutschungen in den Terrassenschottern bei Lech zurück, deren Geländekanten im Höhenmodell abgeflacht sind.

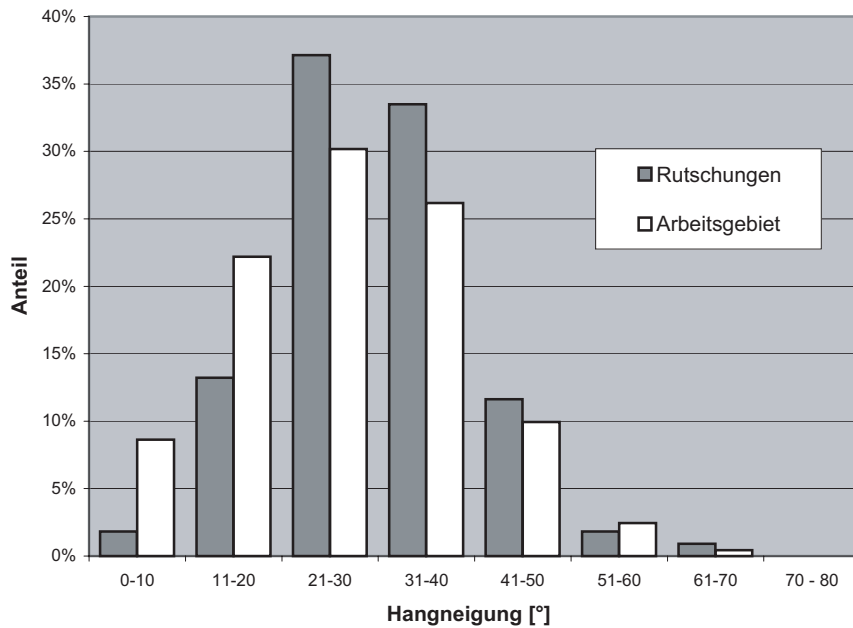


Abb. 8-6: Histogramm der Abrissfläche nach der Hangneigung (Rasterdaten).

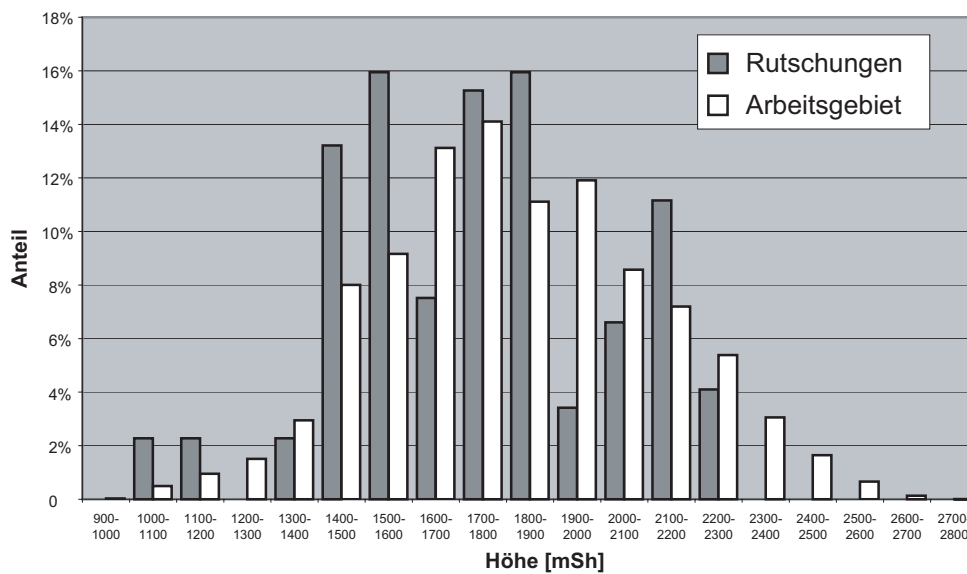


Abb. 8-7: Histogramm der Gesamtfläche nach der geographischen Höhe (Rasterdaten).

Die Verteilung der Rutschungen auf die geographische Höhe ist in Abb. 8-7 aufgetragen. Hierbei ist auffällig, dass 29% der Rutschungen zwischen 1400 und 1600 mSh vorkommen, während nur 10% zwischen 1900 und 2100 mSh auftreten. Ein Zusammenhang mit dem Auftreten der anfälligen Lithologien ist nicht nachweisbar und auch die Höhenabhängigkeit der Niederschläge ist als Ursache fraglich und im Arbeitsgebiet statistisch nicht belegbar. Deshalb wurde der Parameter Höhe in der vorliegenden Analyse (Kap. 9) nicht berücksichtigt, sollte aber bei einer Betrachtung größerer Gebiete mit einbezogen werden.

Das Ergebnis der Untersuchung nach der Exposition der Hangfläche zeigt Abb. 8-8. Die Hänge des Arbeitsgebietes sind nicht signifikant auf eine oder mehrere Richtungen konzentriert. Betrachtet man die Rutschungen nach dem beteiligten Material, so zeigen sich in Lockergesteinen deutlich mehr Rutschungen an den südlichen Hangrichtungen. Dies kann mit der Sonneneinstrahlung und damit mit den häufigen Frost-Tau-Wechseln begründet werden. In den Festgesteinen kommen viele Rutschungen in nördlicher und südlicher Richtung vor. Der Grund hierfür liegt in der Orientierung der Trennflächen. Da die Faltenachsen im Arbeitsgebiet in Ost-West-Richtung orientiert sind, befinden sich an beiden Schenkeln potenzielle Gleitflächen entlang der Schichtung. Die Gefährdung ist also in südlichen Richtungen erhöht.

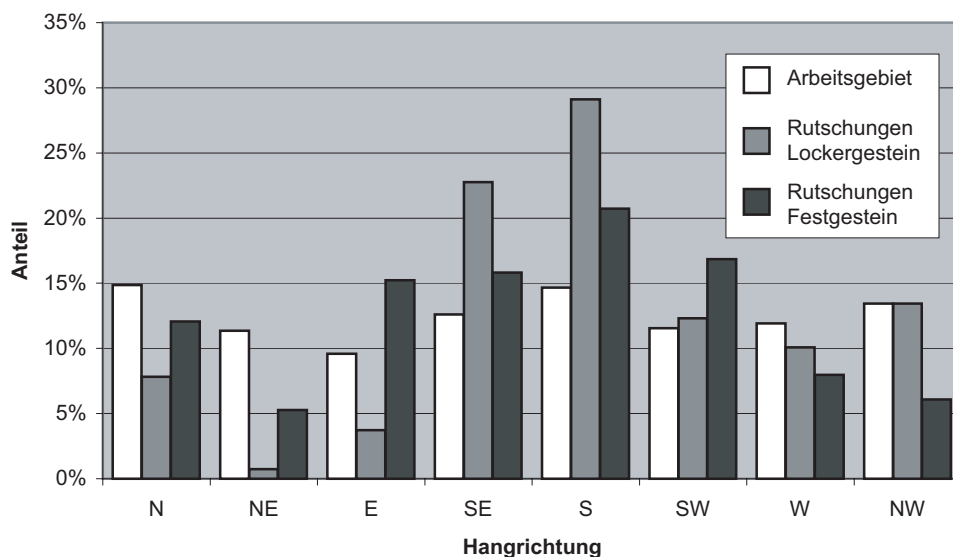


Abb. 8-8: Histogramm der Gesamtfläche nach der Exposition (Rasterdaten).

#### 8.4 Auswertung der Felsstürze

Betrachtet werden nicht die großflächigen Vorkommen von Hangschutt, sondern nur die Steinschlag- oder Felssturz-Fächer, die einem Quellgebiet eindeutig zugeordnet

werden können. Die höchste Kante einer Felswand wurde als Abrisskante im Feld auskartiert.

### 8.4.1 Anzahl und Fläche der Ereignisse

Ebenfalls in den Jahren 2001 und 2002 wurden 108 Flächen auskartiert, die einem Felssturz-Ereignis oder Steinschlag-Fächern entsprechen. Die Eckwerte über Größe und Art dieser Ereignisse geben Tab. 8-2 und Abb. 8-9.

Tab. 8-2: Einige Eckwerte der stürzender Ereignisse im Arbeitsgebiet (Vektordaten).

Ereignis	Felsstürze	Steinschlag-Fächer
Anzahl	7	101
Max. Fläche [m <sup>2</sup> ]	264.000	273.000
Min. Fläche [m <sup>2</sup> ]	10.600	570
Mittelwert [m <sup>2</sup> ]	90.600	41.600
Summe [m <sup>2</sup> ]	634.000	4.160.000

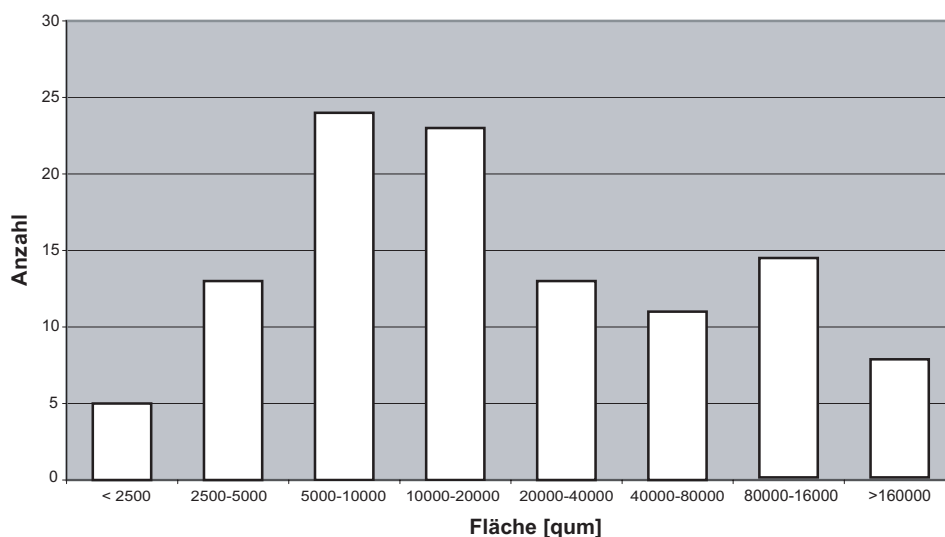


Abb. 8-9: Verteilung der stürzenden Ereignisse nach ihrer Gesamtfläche (Vektordaten).

Der Vergleich von Abb. 8-4 und Abb. 8-9 zeigt, dass die Flächen der stürzenden Bewegungen erheblich größer sind als die der Rutschungen. Es besteht eine leichte Häufung der Flächen zwischen 5000 und 20000 m<sup>2</sup>, 20 Flächen sind sogar größer als 80000 m<sup>2</sup>. Eine Gefährdungseinschätzung für stürzende Ereignisse sollte den großen beteiligten Flächen Rechnung tragen und die Gefahrenzonen relativ großzügig bemessen.



### 8.4.2 Verteilung der Abrisskanten nach der Lithologie

Die Verteilung stürzender Ereignisse nach der ausstreichenden Lithologie gibt Abb. 8-10. Hierbei wurden Abrisskanten verwendet, die im Gelände aufgenommen und mit der Hilfe von Orthophotos überprüft wurden. Diese Abrisskanten sind ebenfalls der Ereigniskarte zu entnehmen (Abb. 7-5). Die Auswertung bestätigt, dass die Quellgebiete für Sturzbewegungen hauptsächlich in den homogenen Festgesteinen zu finden sind. Dazu kommen einige höhere Felswände in kalkdominierten, heterogenen Festgesteinen.

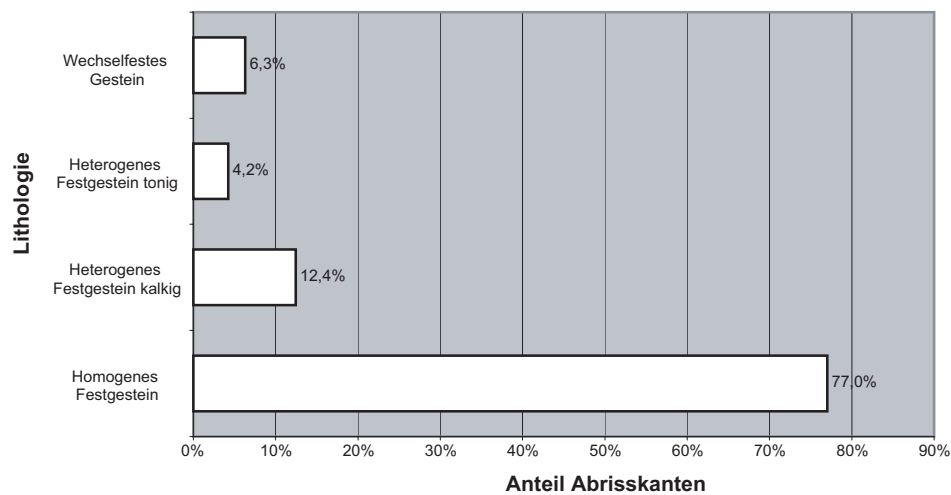


Abb. 8-10: Histogramm der Abrisskanten stürzender Ereignisse nach der Lithologie (Rasterdaten).

## 9 Suszeptibilität Rutschungen

Aufgrund der grundlegend unterschiedlichen Mechanismen muss die Suszeptibilität durch Rutschungen und Felsstürze zunächst getrennt bewertet werden. Danach erfolgt die Georisiko-Erfassung durch die Überlagerung dieser Informationen mit der Landnutzung (Kap. 11).

### 9.1 Methoden für Rutschungen

Nach ALEOTTI & CHOWDHURY (1999) werden qualitative und quantitative Ansätze unterschieden. Welche Methode angewandt werden kann, ist unter anderem von den vorhandenen Daten, dem betrachteten Maßstab und der Art der Rutschungen abhängig. Tab. 9-1 gibt eine Übersicht über die unterschiedlichen Methoden und einige Beispiele aus der Literatur.

In einer **geomorphologischen Feldanalyse** werden die Gefahrenzonen direkt im Feld vom kartierenden Geologen festgelegt. Dieser Ansatz ist abhängig von der Erfahrung des jeweiligen Bearbeiters. Deshalb ist eine Vergleichbarkeit unterschiedlicher Arbeiten oft nicht gegeben. Feldanalysen wurden vor allem in den 70er und 80er Jahren angewandt, sind jedoch relativ zeit- und personalintensiv. Ein praktisches Beispiel für die Anwendung und Dokumentation innerhalb eines Forstmanagements erfolgte durch das MINISTRY OF FOREST BRITISH COLUMBIA (1999). Die Methode dient hier als erste Stufe eines Planungsprozesses.

Zu den **Parameterkarten und Indexmethoden** gibt es zahlreiche Beispiele. Dabei werden die zu Rutschungen führenden Faktoren getrennt aufgenommen und ihre Bedeutung gewichtet. Bei diesen Methoden ist eine standardisierte Datenerhebung möglich, was für eine bessere Vergleichbarkeit der Arbeiten sorgt. Für die Überlagerungen der einzelnen Faktoren müssen Homogenbereiche definiert werden, in denen die Parameter als konstant angesehen werden können. Diese Bereiche können sowohl Quadrate als auch unregelmäßige Polygone sein. Mit Hilfe von GIS ist eine Automation der Verarbeitung möglich. Da die Gewichtung der einzelnen Faktoren weiterhin von einem Experten getroffen wird, sind Index-Methoden zu einem gewissen Grad noch subjektiv.

**Logische analytische Modelle** beruhen auf exakten Beobachtungen einzelner Rutschungen. Die Faktoren einer Bewegung werden getrennt aufgenommen und so die Ausprägung der Gesamtbewegung vorhergesagt. Ein Vergleich mit den tatsächlichen, im Feld gemessenen, Bewegungsraten ergibt dann iterativ eine Gewichtung der Faktoren. Diese Methode ist nur auf gut bekannte und sehr ähnliche Hänge anwendbar und benötigt einen hohen Messaufwand.

Tab. 9-1: Die unterschiedlichen Analysemethoden nach ALEOTTI & CHOWDHURY (1999) und einige Anwendungsbeispiele.

Ansatz	Methode	Autoren	Anwendungsgebiet
Qualitativ	Geomorphologische Feldanalyse	CARRARA & MERENDA 1978 SEIJMONSBERGEN & VAN WESTEN 1978 RUPKE et al. 1988 BARREDO et al. 2000	Calabrien, Italien Vorarlberg, Österreich Schweiz Gran Canaria, Spanien
	Parameterkarten	HOEXTER et al. 1978 RAETZO et al. 2002 THIERRY & VINET 2003 PALLAS et al. 2004	San Francisco Bay, Californien Schweiz Lyon, Frankreich Nicaragua
	Indexmethode	STEVENSON 1977 ANBALAGAN & SING 1996 GUPTA & ANBALAGAN 1997 REITERER 2000 KASSEBEER & RUFF 2003	USA Kumaun Himalaya, Indien Tehri, Indien Salzkammergut, Österreich Vorarlberg, Österreich
	Logische Analyse	TURRINI & VISINTAINER 1998	Dolomiten, Italien
Quantitativ	Bivariate Statistik	NIELSEN et al. 1979 JUANG et al. 1992 JÄGER & WIECZOREK 1994 NARANJO et al. 1994 IRIGARAY et al. 1996 UROMEIH & MAHDAVIFAR 2000 DONATI & TURRINI 2002 LEE & MIN 2001	San Francisco Bay, Californien, USA Taiwan Tully Valley, New York State, USA Kolumbien Granada Becken, Spanien Khorsroostam, Iran Appenin, Italien Yongin, Korea
	Multivariate Statistik	CARRARA 1983 CARRARA et al. 1995 CHUNG et al. 1995 BAEZA & COROMINAS 1996 WIEGAND 1996 BRAUNER et al. 2000 OHLMACHER & DAVIS 2003,	Calabrien, Italien Umbrien, Italien Anden, Kolumbien Pyrenäen, Spanien Schwäbische Alb, Deutschland Vorarlberg, Österreich Kansas, USA
	Deterministisch	TERLIEN et al. 1995 GÖKCEOGLU & AKSOY 1996 LIENER et al. 1996b VAN WESTEN & TERLIEN 1996	Puriscal, Costa Rica Mengen, Türkei Schweiz Manizales, Kolumbien
	Probabilistisch	ZHOU et al. 2003 PARK & WEST 2001	Sasebo, Japan North Carolina, USA
	Neuronale Netze	FERNANDEZ-STEEGER et al. 2003 LEE et al. 2004	Salzkammergut, Österreich Korea

**Statistische Analysen** vergleichen das Vorkommen aktiver Rutschungen mit beliebigen räumlichen Faktoren. Durch die Analyse möglichst vieler Faktoren können auch versteckte Zusammenhänge erkannt werden. Die Ergebnisse eines Trainingsgebietes werden dann auf bisher unbewegte Gebiete (Testgebiet) angewandt. Ein Problem dieser Methode ist die Auswahl der beteiligten Parameter, denn nicht alle gefundenen Zusammenhänge sind in der Natur auch sinnvoll. Deshalb sollte eine Endkontrolle der Statistik durch Experten erfolgen (ALEOTTI & CHOWDHURY 1999). Allgemein sind statistische Methoden gut durch eine Verknüpfung von GIS- und Statistik-Software zu bearbeiten und es gab hierzu in den letzten Jahren zahlreiche

Arbeiten. Aus Gründen der Speicher-Kapazität werden meistens quadratische Homogenbereiche verwendet. Die Analyse erfolgt entweder **bivariat**, d.h. jeder Faktor wird einzeln betrachtet, oder als **multivariates** System. Die Gefährdung wird durch die Dichte aktiver Rutschungen eines Homogenbereichs berechnet. Die Übertragung auf die Testgebiete erfolgt mit diskriminanter Analyse, regressiver multipler Analyse oder Fuzzy-Logic-Ansätzen.

**Deterministische Ansätze** sind die klassischen Berechnungen der Sicherheitsfaktoren nach physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Dazu sind genaue Kenntnisse der beteiligten Parameter (Kohesion, Scherwinkel, undrainierte Scherfestigkeit, etc.) notwendig. Deshalb ist dieser Ansatz nicht auf größere Bereiche anwendbar. Die einzelnen Modelle sind im Ansatz unterschiedlich (z.B. „Janbu“ und „Bishop“) und hängen von dem Mechanismus der Rutschung ab. In einem **probabilistischen Ansatz** werden die Unsicherheiten der Parameter und weiterer Faktoren (Mächtigkeiten, Messfehler, etc.) miteinbezogen. Berechnet wird dabei die Wahrscheinlichkeit, dass es zu einem Versagen des Untergrundes kommt ( $F < 1$ ).

Auch **Neuronale Netze** finden in den letzten Jahren verstärkt Anwendung. Hierbei wird die Gewichtung der einzelnen Faktoren vollkommen in die Hand des Rechners gelegt. Die Neuronen setzen die Gewichtung und die Auswahl der Faktoren iterativ selbst fest.

Tab. 9-2 gibt eine Aufstellung über die Verwendbarkeit der Methoden und deren Vor- und Nachteile nach ALEOTTI & CHOWDHURY (1999).

Tab. 9-2: Maßstäbe und Verwendbarkeit der Methoden nach ALEOTTI & CHOWDHURY (1999).

Methode	Vorteile	Nachteile	Maßstab		
			Groß (1.000-10.000)	Mittel (25.000-50.000)	Klein (100.000-500.000)
Geomorphologische Feldanalyse	Analyse vieler Parameter, detailliert	sehr subjektiv und zeitaufwändig	+	+	-
Indexmethode	Automation, Standardisierung	Subjektiv bei der Indizierung	+	+	-
Logische Analyse	Vergleich mehrerer Hänge, mathematisch korrekt	Benötigt viele Daten (Monitoring)	+	-	-
Statistik	Objektiv, automatisiert, standardisiert	Aufwändige Datensammlung und -bearbeitung	-	+	+
Deterministisch	Objektiv, quantitativ	Sehr genaue Kenntnis des Gebietes notwendig	+	-	-
Probabilistisch	Objektiv, Unsicherheiten können betrachtet werden	Wahrscheinlichkeiten der Ereignisse schwierig zu bestimmen	-	-	+
Neuronale Netze	Objektiv, Fachwissen über Zusammenhänge nicht notwendig	Ergebnisse schwierig nachzuvollziehen und zu bewerten	+	+	-

Nach dieser Aufstellung sind Index- und statistische Methoden am Besten für Einschätzungen in mittlerem Maßstab geeignet. Im Projekt „Georisikokarte Vorarlberg“ wurde eine Indexmethode angewandt, weil die geringe Anzahl der Ereignisse und die schwierige tektonische Situation einen statistischen Ansatz unmöglich machten (KASSEBEER & RUFF 2003).

### 9.2 Die Indexmethode

In einer Indexmethode wird die Suszeptibilität qualitativ von schwach bis stark eingeteilt. Um eine bessere Vergleichbarkeit der einzelnen Faktoren zu erreichen, wird sie mit Hilfe eines Index in fünf Stufen unterteilt (Tab. 9-3).

Tab. 9-3: Die qualitative Einteilung der Suszeptibilität in 5 Stufen und deren Indizes.

Suszeptibilität				
Schwach			Stark	
Sehr schwach	Schwach	Mittel	Stark	Sehr stark
0 – 0,2	0,2 – 0,4	0,4 – 0,6	0,6 – 0,8	0,8 – 1

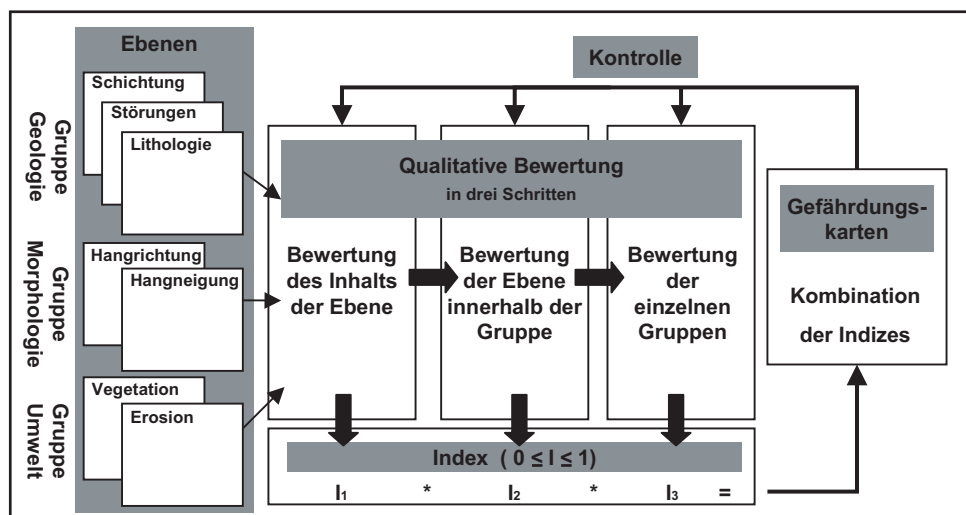


Abb. 9-1: Konzept der Indexmethode mit einer Indizierung in drei Schritten nach JUANG et al. (1992).

Die Analyse erfolgt in einen dreiteiligen Entscheidungsbaum nach JUANG et al. (1992) (Abb. 9-1). Dabei werden die untersuchten Faktoren zuerst in getrennten Ebenen erfasst und einzeln nach ihrer Gefährdung beurteilt (I<sub>1</sub>). Dabei hilft der Vergleich der Ebene mit der Ereigniskarte. Danach werden die Ebenen in Gruppen zusammengefasst und mit einem zweiten Index (I<sub>2</sub>) nach ihrer Bedeutung innerhalb der Gruppe gewichtet. Die Summe dieser Indizes muss je Gruppe wieder Eins ergeben. Als letzten Schritt werden dann die Gruppen untereinander mit einem dritten Index (I<sub>3</sub>) gewichtet und zur Gesamtgefährdung addiert. Dieses Ergebnis wird dann mit der Er-

eigniskarte verglichen und die Indizes  $I_2$  und  $I_3$  iterativ so lange angepasst, bis eine optimale Übereinstimmung mit der realen Situation erreicht ist.

Rechnerisch ergibt sich die Suszeptibilität  $S_{\text{Ebene}}$  einer Faktoren-Ebene als Multiplikation der drei Indizes:

$$S_{\text{Ebene}} = I_1 * I_2 * I_3$$

Die Suszeptibilität jeder Zelle (Homogenbereich) des Arbeitsgebietes  $S_{\text{Gesamt}}$  ergibt sich dann aus der Addition der einzelnen Faktoren-Ebenen:

$$S_{\text{Gesamt}} = S_{\text{Ebene1}} + S_{\text{Ebene2}} + S_{\text{Ebene3}} + \dots$$

Die Zahl und Art der verwendeten Parameter hängt vom Maßstab, der Genauigkeit und der Verfügbarkeit der Daten ab. Nach den Feldbeobachtungen und in Anlehnung an vorhandene Arbeiten in den Alpen (z.B. TURRINI & VISINTAINER 1998, REITERER 2000) wurden folgende vorbereitende Faktoren betrachtet, die zur Bildung einer Rutschung führen können:

- ◆ Hangneigung
- ◆ Exposition
- ◆ Lithologie
- ◆ Abstand zu Störungen
- ◆ Scheinbares Einfallen
- ◆ Vegetation
- ◆ Erosion

Auslösende Faktoren wie z.B. Niederschlagsverteilung, Erdbeben etc. wurden aufgrund fehlender Zeitreihen nicht analysiert.

## **9.3 Indizierung der Ebenen**

### **9.3.1 Hangneigung**

Für das Arbeitsgebiet wurde aus dem Höhenmodell flächig die Hangneigung errechnet. Die Einzelwerte wurden in 7 Klassen zu je  $10^\circ$  zusammengefasst und nach Abb. 8-6 nach ihrer Suszeptibilität bewertet. Stark gefährdet sind Hangneigungen zwischen  $20$  und  $40^\circ$ , geringere Hangneigungen sind mittel bis schwach gefährdet (Tab. 9-4). Der Bereich von  $60$  bis  $90$  Grad wurde als gering gefährdet eingestuft, weil hier Stürzen die vorherrschende Bewegungsart ist.

Tab. 9-4: Indizes für die Hangneigung.

Hangneigung	I <sub>1</sub>
0-10	0,1
11-20	0,4
21-30	0,8
31-40	1
41-50	0,6
51-60	0,2
61-90	0,1

### 9.3.2 Exposition

Auch die Hangrichtung hat nach Abb 8-8 einen Einfluss auf die Suszeptibilität. Da die Trennflächen der Festgesteine gesondert bewertet werden, müssen in dieser Ebene nur die Lockergesteine betrachtet werden. Die höchste Gefährdung wird der südlichen Richtung zugeteilt und an die anderen Richtungen symmetrisch niedrigere Werte vergeben (Tab. 9-5).

Tab. 9-5: Indizes für die Exposition.

Hangrichtung	I <sub>1</sub>
Nord	0,2
Nordost	0,4
Ost	0,6
Südost	0,8
Süd	1
Südwest	0,8
West	0,6
Nordwest	0,4

### 9.3.3 Lithologie

Es wurde versucht, Indizes für die allgemeine Anfälligkeit der Lithologien nach Abb. 8-5 zu bestimmen (Tab. 9-6). Obwohl im Arbeitsgebiet nur wenige Rutschungen in diesen Einheiten gefunden wurden, sind die tektonische Melange der Arosa-Zone und die wechselfesten Gesteine wegen des Tongehaltes sehr stark gefährdet. Stark gefährdet sind wegen der vielen potenziellen Gleitflächen die heterogenen Festgesteine und der Hangschutt aufgrund seiner Verbreitung

Tab. 9-6: Indizes für die Lithologie.

Lithologie	I <sub>1</sub>
Fluviatile Ablagerungen	0,1
Schwemmfächer	0,2
Hangschutt	0,7
Felssturzmaterial	0,3
Moränenmaterial	0,6
Glaziofluviatile Ablagerungen	0,4
Homogenes Festgestein	0,5
Inhomogenes Festgestein, kalkdominiert	0,7
Inhomogenes Festgestein, tondominiert	0,8
Wechselfestes Gestein	0,9
Tektonische Melange	1

und schlechter Kompaktion (siehe Kap. 6). Mittlere Indizes werden den homogenen Festgesteinen, Moränen und Terrassenschottern zugeordnet. Als schwach gefährdet werden fluviatile Ablagerungen, Felssturzmaterial und Schwemmfächer eingestuft.

### 9.3.4 Abstand zu Störungen

Zahlreiche tektonische Störungen durchziehen das Arbeitsgebiet (Kap. 5), die je nach Bildungsregime eine unterschiedliche Ausbildung zeigen. Zwischen den zwei Deckenkörper der Allgäu- und Lechtal Decke befinden sich Überschiebungen mit zahlreichen Zweig-Störungen, die den Gesteinsverband in bis zu 100 m mächtigen Zonen vollständig zerstört haben. Dazu kommen geringmächtigere Überschiebungszonen, welche die Decken in Schuppen unterteilen. Eine eher klar definierte Störungsfläche besitzen die Blattverschiebungen, welche die laterale Komponente der schrägen Konvergenz beitragen. Im Bereich der Störungen ist das umgebende Gestein aufgelockert. Die Störungsflächen bilden Wasserwegsamkeiten. Mergelige Zerreibsel zwischen den Flächen können als Wasserstauer wirksam werden und es können sich erhöhte Porendrücke bilden. Dadurch besteht in der Umgebung einer Störung eine erhöhte Gefährdung für Rutschungen. Als Kriterium für die Suszeptibilität wurde der Abstand zu einer Störung herangezogen, wobei mit wachsendem Abstand zur Störungsfläche die Gefährdung abnimmt. (Tab. 9-7). Die Begrenzung von drei Pufferzonen um die Störungen wurde aus den Erfahrungen im Gelände festgelegt (Kap. 5).

Tab. 9-7: Indizes für den Abstand zu Störungen.

Pufferzone	1	2	3
Abstand zu Decken-Überschiebungen [m]	30	100	200
Abstand zu Überschiebungen [m]	20	100	200
Abstand zu Blattverschiebungen [m]	20	50	100
$I_1$	1	0,8	0,5

### 9.3.5 Scheinbares Einfallen

Die Werte für Einfallsrichtung und Einfallswinkel wurden in zwei getrennten Ebenen erfasst. Für die Stabilität eines Hanges ist das scheinbare Einfallen – der Einfallswinkel der Schichtung in Hangrichtung – von Bedeutung. Das scheinbare Einfallen wurde aus Abb. 9-2 und Formel (I) konstruiert (GWINNER 1965).

$$\tan \varphi' = \tan \varphi * \cos \beta \tag{I}$$

$\varphi'$  : scheinbarer Einfallswinkel,  $\varphi$  : wahrer Einfallswinkel

$\beta$  : Winkel zwischen Einfallsrichtung und Hangrichtung



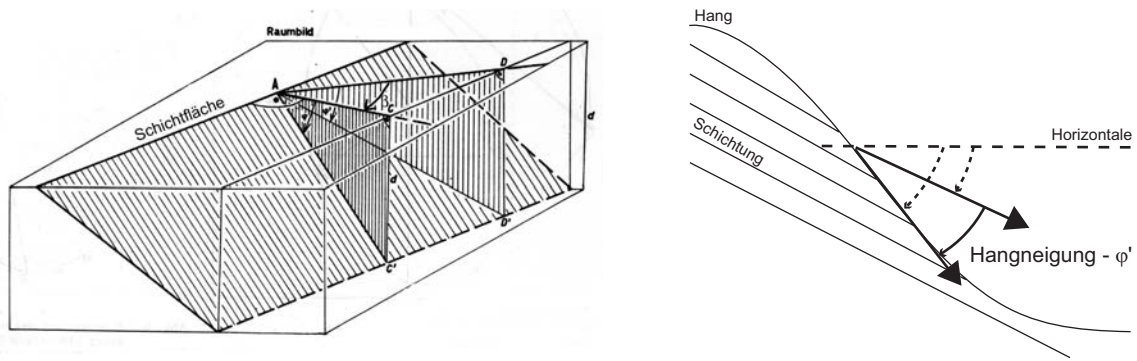


Abb. 9-2: Links: Geometrie von wahrem und scheinbarem Einfallen einer Schichtfläche (verändert nach GWINNER 1965). Rechts: Berechnung der Differenz von Hangneigung und scheinbarem Einfallen  $\varphi'$ .

Ein Hang wird meist als instabil angenommen, wenn das scheinbare Einfallen  $10-15^\circ$  geringer als die Hangneigung ist (z.B. TURRINI & VISINTAINER 1998). Hierbei muss beachtet werden, dass im Datensatz „Einfallswinkel“ nicht unterschieden werden kann, ob das Einfallen mit oder entgegen der Hangrichtung orientiert ist. Diese Fälle können mithilfe des Cosinus unterschieden werden, denn es gilt

$\cos \beta > 0$  für Einfallsrichtung in Hangrichtung

$\cos \beta < 0$  für Einfallsrichtung entgegen Hangrichtung

Da der zweite Fall als relativ stabil angesehen werden kann, wird diesen Zellen der Wert Null (Differenz =  $90^\circ$ ) nachträglich zugeordnet. Mit diesem neuen Datensatz kann die Differenz zur Hangneigung berechnet und nach Tab. 9-8 indiziert werden. Aufgrund der Ungenauigkeit der Ausgangsdaten, wurde der Differenz bis  $-15^\circ$  ebenfalls eine hohe Suszeptibilität zugeordnet.

Tab. 9-8: Indizes für die Differenz von Hangneigung und scheinbarem Einfallen.

Differenz Hangneigung - $\varphi'$	$I_1$
-90 - -15	0,2
-15 - 0	0,6
0	0,2
0 - 15	1
15 - 30	0,8
30 - 45	0,6
45 - 90	0,4

An sich gelten diese Werte nur für die Bereiche, in denen Festgestein ausstreicht. Sie sind aber auch für die anderen Gebiete nützlich, weil tiefgründige Rutschungen in Lockergesteinen auch das unterliegende Festgestein betreffen können.

### 9.3.6 Vegetation

Der Wurzelraum von Bäumen wirkt sich bei flachgründigen Rutschungen stabilisierend aus. Einen Effekt hat auch das Rückhaltevermögen von Niederschlägen in der Baumkrone und somit der Schutz vor Erosion (z.B. RICKLI et al. 2001). Deshalb ist die Gefährdung in bewaldeten Gebieten geringer als in unbewaldeten.

Im Bereich von Wiesen (meist mit Almwirtschaft) kommt es durch Wegarbeiten, Traktoren und Kühe zur Kompaktion der Oberfläche. Diese Stellen sind oft Ausgangspunkt einer flachgründigen Rutschung. Insgesamt wurde die Vegetation in vier Arten unterteilt und bewertet (Tab. 9-9).

Tab. 9-9: Indizes für die Vegetation.

Vegetation	I <sub>1</sub>
Wald	0,2
Wiese	0,6
Felszone (keine Vegetation)	0,8
Siedlung	0,4

### 9.3.7 Erosion

Flüsse und Bäche bewirken die Erosion und damit die Destabilisierung der Oberfläche. Für die Erosionswirkung eines Baches sind das Einzugsgebiet, die Hangneigung und der Untergrund von Bedeutung. Mithilfe des Höhenmodells wurden die Einzugsgebiete der Bäche abgegrenzt und die Sammelwirkung (Akkumulation) eines Bachabschnittes berechnet (FAIRFIELD & LEYMARIE 1991). Je größer das Einzugsgebiet, desto höher die Erosion und desto höher die Suszeptibilität. So konnte ein objektives Kriterium für die Erosionswirkung gefunden werden, das im Vergleich mit den kartierten Tobeln eine gute Übereinstimmung zeigt. Um die Erosionswirkung nicht auf das Bachbett zu beschränken, wurde das Raster mit der Akkumulation mit einer Nachbarschaftsanalyse in eine flächigere Information umgewandelt.

Aufgrund der hohen Streuung der Ergebnisse aus der Akkumulations-Berechnung wurde die Klassifikation an Sprüngen (natural breaks) in deren Verteilung orientiert. Dadurch ergaben sich sechs Gefährdungsklassen (Tab. 9-10).

Tab. 9-10: Indizes für die Erosionswirkung von Bächen anhand ihres Einzugsgebietes.

Einzugsgebiet [m <sup>2</sup> ]	I <sub>1</sub>
<30.000	0,2
30.000 – 160.000	0,4
160.000 – 600.000	0,6
600.000 – 3.100.000	0,8
3.100.000 – 5.460.000	1

## 9.4 Indizierung innerhalb der Gruppen

Da nicht jede Ebene gleich bedeutend zur Bildung einer Rutschung ist, werden die einzelnen Ebenen mithilfe des zweiten Indizes (I<sub>2</sub>) in Gruppen zusammengefasst und

gewichtet. Der Index reicht erneut von 0 bis 1, wobei die Summe der Indizes innerhalb einer Gruppe 1 ergeben muss. Die Indizes werden durch den Vergleich der Gruppe mit der Ereigniskarte iterativ angepasst.

#### **9.4.1 Gruppe Morphologie**

Zur Gruppe Morphologie gehören die Ebenen Hangneigung und Hangrichtung. Die Hangneigung wird stärker bewertet, weil die Hangrichtung nur ein indirektes Kriterium darstellt. Ein Vergleich der Gruppe mit der Ereigniskarte stützt diese Annahme.

#### **9.4.2 Gruppe Geologie**

Die drei Ebenen Störungen, Schichtlagerung und Lithologie werden in eine Gruppe kombiniert. Dabei wird die Lithologie als die wichtigste Ebene angenommen und deshalb mit dem höchsten Index bewertet. Der Vergleich dieser Gruppe mit der Ereigniskarte zeigte, dass die Störungen nur eine untergeordnete Bedeutung für die Rutschungen haben. Trotzdem sollte diese Ebene aus den Geländebeobachtungen nicht vernachlässigt werden.

#### **9.4.3 Gruppe Umwelt**

Zur Gruppe Umwelt werden die beiden Ebenen Vegetation und Erosion zusammengefasst. Die Vegetation ist ein stabilisierender Faktor, die Erosion hingegen ein destabilisierender. Deshalb wird die Erosion stärker gewichtet. Das Ergebnis dieser Gruppe kann mit der Ereigniskarte nicht sinnvoll verglichen werden. Trotzdem macht die Betrachtung dieser Information als Ergänzung einer regionalen Betrachtung Sinn.

### **9.5 Indizierung der Gruppen**

Die Gewichtung der drei Gruppen Umwelt, Morphologie und Geologie durch den dritten Index ( $I_3$ ) erfolgt iterativ. Die beste Übereinstimmung der Suszeptibilität mit der Ereigniskarte wurde erreicht, wenn Gruppen Geologie und Morphologie in etwa gleich gewichtet wurden. Aufgrund der vielen geologisch induzierten Rutschungen im Arbeitsgebiet wurde die Gruppe Geologie am höchsten gewichtet. Die Gruppe Umwelt spielt nur eine ergänzende Rolle. Eine Zusammenfassung der einzelnen Indizes gibt Tab. 9-11. Eine gute Übersicht über die Bedeutung der einzelnen Ebenen ergibt sich durch die Kombination  $I_G = I_2 * I_3$ . Demnach sind Lithologie und Hangneigung die wichtigsten Faktoren zur Bildung der Rutschungen. Danach folgen Hangrichtung und Schichtlagerung. Eine untergeordnete Rolle spielen Störungen, Erosion und Vegetation.

Tab. 9-11: Aufstellung der Indizes zur Gewichtung der Ebenen.

Ebene	Gruppe	Bewertung Ebene (I <sub>2</sub> )	Bewertung Gruppe (I <sub>3</sub> )	Gesamtindex (I <sub>G</sub> = I <sub>2</sub> * I <sub>3</sub> )
Hangneigung	Morphologie	0,6	0,4	0,24
Exposition		0,4		0,16
Lithologie	Geologie	0,6	0,5	0,30
Scheinbares Einfallen		0,3		0,15
Anstand zu Störungen		0,1		0,05
Erosion	Umwelt	0,6	0,1	0,06
Vegetation		0,4		0,04
Je Gruppe Σ = 1			Σ = 1	Σ = 1

Die Suszeptibilität für jede Zelle des Gebietes errechnet sich durch die Addition der einzelnen Ebenen:

$$\text{Suszeptibilität} = S_{\text{Hangneigung}} + S_{\text{Exposition}} + S_{\text{Lithologie}} + S_{\text{Einfallen}} + S_{\text{Störungen}} + S_{\text{Erosion}} + S_{\text{Vegetation}}$$

Das Ergebnis dieser Berechnungen ist ein Raster mit einer weiten Streuung von Gefährdungswerten. Abb. 9-3 gibt ein Histogramm des Endergebnisses.

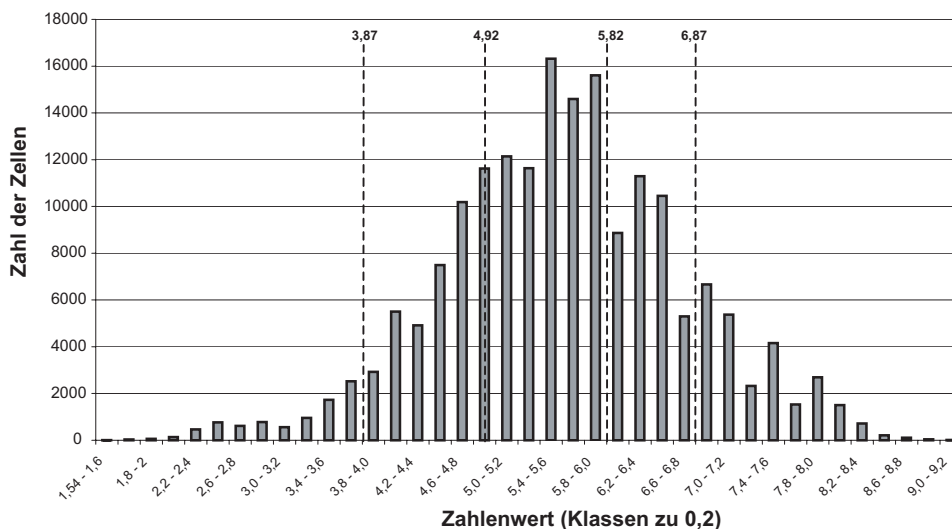


Abb. 9-3: Histogramm der Ergebnisse der Einzelzellen nach der Gefährdungsanalyse (Einteilung in gleich große Klassen) mit den statistischen Wendepunkten (Jenks Algorithmus).

### 9.6 Darstellung und Bewertung der Gefährdungskarte

Für die Darstellung und Bewertung ist es sinnvoll, an der fünf-stufigen Gefährdungseinteilung festzuhalten. Um das Ergebnis zu verdeutlichen müssen jedoch die Wertebereiche der Stufen angepasst werden. Nach Abb. 9-3 sind die Wertebereiche 0-0,2 und 0,8-1 im Ergebnis unterrepräsentiert. Die Einteilung der fünf Stufen erfolgte

deshalb nach Wendepunkten (Jenks Algorithmus) in der statistischen Verteilung. Für die Kartendarstellung wurden die Stufen in einer Farbfolge von Grün über Gelb nach Rot ausgewiesen (Tab. 9-12).

Tab. 9-12: Klassifizierung des Endergebnisses der Suszeptibilität nach statistischen Wendepunkten.

Suszeptibilität	Wertebereich	Farbe
Sehr schwach	1,45 – 3,87	Dunkelgrün
Schwach	3,87 – 4,92	Helgrün
Mittel	4,92 – 5,82	Gelb
Stark	5,82 – 6,87	Hellrot
Sehr stark	6,87 – 9,2	Dunkelrot

Den Vergleich der aktiven Rutschungen aus der Ereigniskarte mit der Gefährdungsanalyse gibt Abb. 9-4. Von den ca. 430 Zellen, die ein Abrissgebiet einer Rutschung definieren, liegen etwa 270 in einem Bereich, der mit der verwendeten Methode als stark bis sehr stark gefährdet eingeschätzt wurde. Zieht man die starken Vereinfachungen in Betracht, ist dies eine Bestätigung für die verwendete Methode. Eine rein statistische Bewertung der Faktoren hätte zwar für die bekannten Rutschungen zu einem deutlicheren Ergebnis geführt, jedoch viele andere Fälle unberücksichtigt gelassen. Die vorliegende Methode kann als realistische Umsetzung angesehen werden.

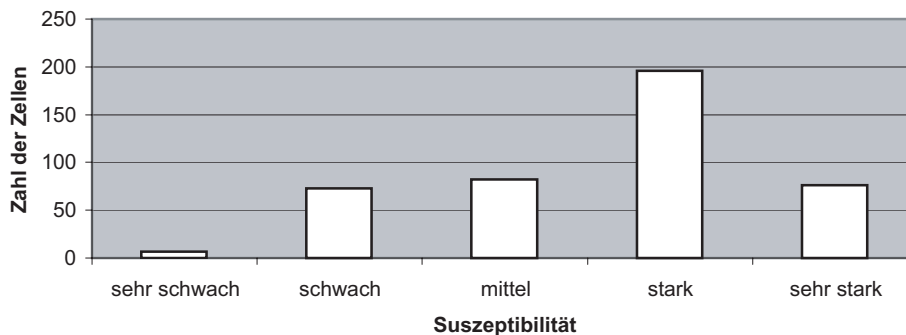


Abb. 9-4: Vergleich der aktiven Rutschungen mit der Gefährdungskarte. Aufgetragen wurde die Zahl der Zellen des Abrissgebietes aller aktiven Rutschungen nach dem Ergebnis der Analyse.

Abb. 9-5 gibt das Endergebnis der Gefährdungsanalyse in Flächendarstellung wieder. Mithilfe einer weiteren Nachbarschaftsanalyse (Generalisierung, Majorityfilter) könnte die Darstellung noch übersichtlicher gestaltet werden. Die Darstellung des „Roh-Ergebnisses“ zeigt, dass die Einschätzung nicht isolierte Punkte ausweist, sondern ganze Regionen mit ähnlicher Suszeptibilität.

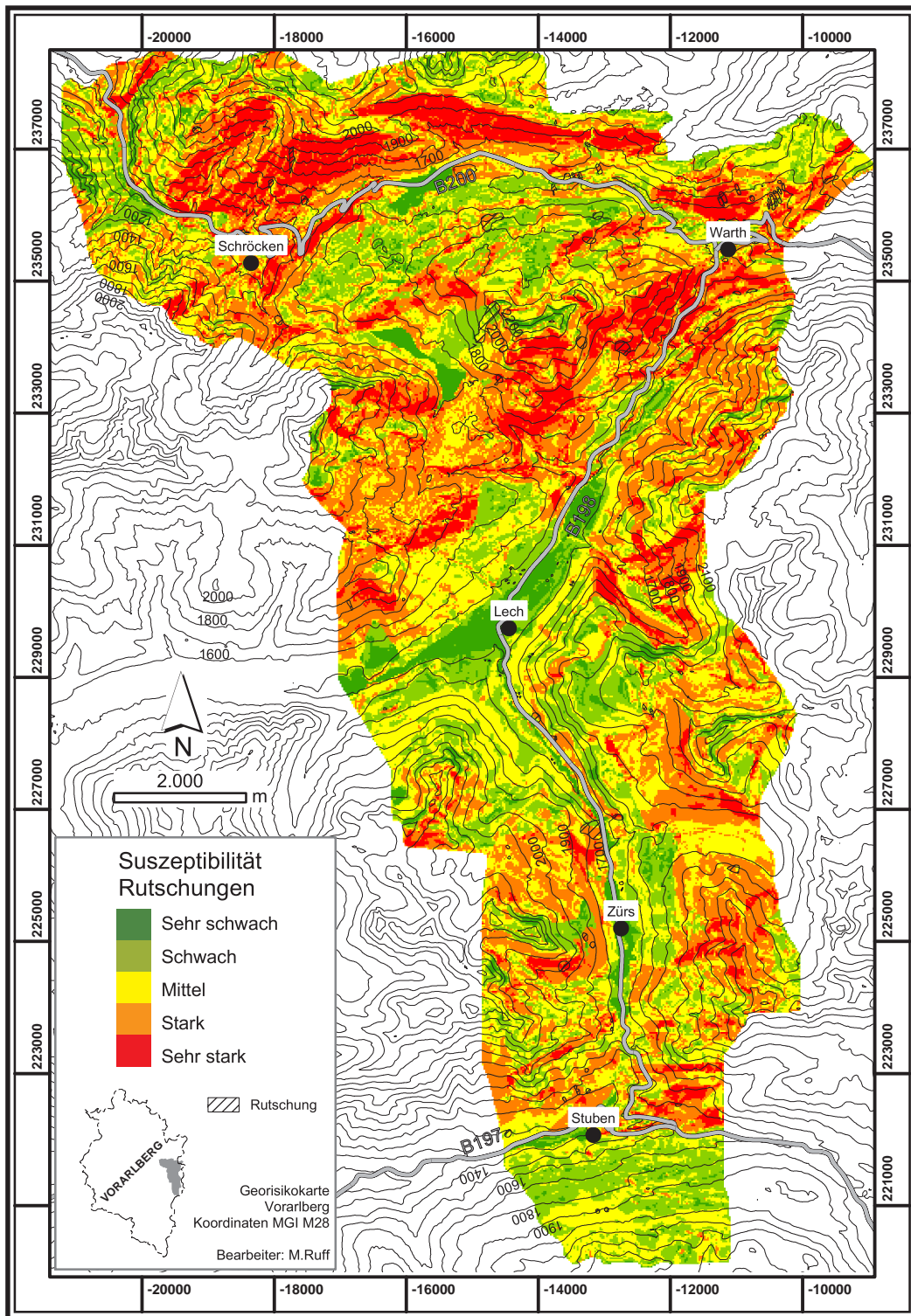


Abb. 9-5: Gefährdungskarte Rutschungen für das Arbeitsgebiet.

## 10 Suszeptibilität Felsstürze

Die Mechanik der fallenden Bewegungen Steinschlag und Felssturz sind grundsätzlich unterschiedlich von den Gleitbewegungen. Deshalb muss diese Gefährdung mit einer anderen Methode analysiert werden. Das Stürzen eines Blockes besteht aus mehreren Bewegungsphasen:

- ◆ Gleiten/Kippen
- ◆ Fallen
- ◆ Springen
- ◆ Rollen/Gleiten
- ◆ Stoppen

Für alle Bewegungsphasen gelten unterschiedliche physikalische Gesetze, die in das Modell eines Sturz-Ereignisses einfließen (SCHEIDEGGER 1975): Durch den freien Fall nimmt der Sturzkörper kinetische Energie auf, die nach dem Aufprall auf den Hangfuß nach und nach in Stoß- bzw. Reibungsenergie umgewandelt wird. Beim Auftreffen des Körpers auf den Hang geht etwa 75% der Energie durch den Stoß (plastische Verformung des Untergrundes und des Körpers) verloren (MEIBL 1998). Ob der Körper auf dem Untergrund springt oder rollt, hängt von seiner Geometrie, der Hangneigung und der Oberfläche des Hanges ab (AZZONI et al. 1991). Sturz-Versuche haben gezeigt, dass bei Hangneigungen größer  $45^\circ$  das Springen die vorherrschende Bewegungsart ist, während bei geringeren Hangneigungen das Rollen überwiegt (HUNGR & EVANS 1988, CRUDEN & VARNES 1996).

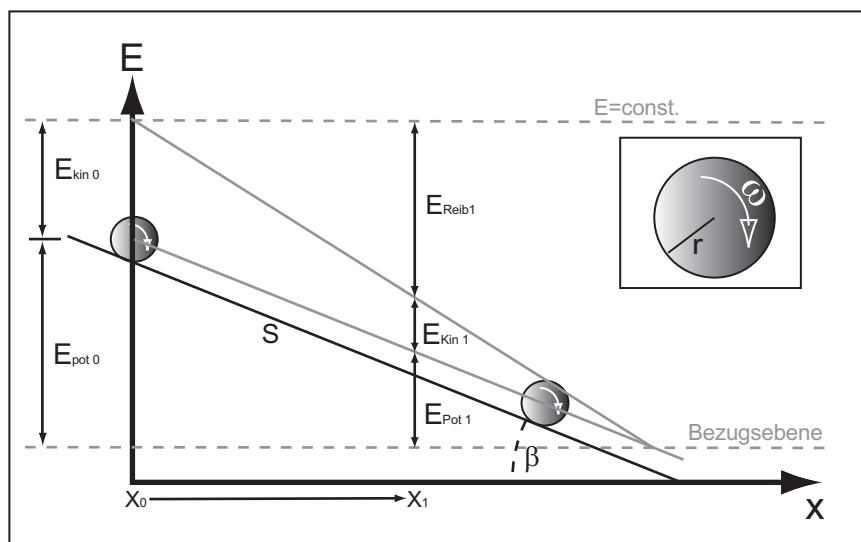


Abb. 10-1: Ansatz zur Erklärung der Energieumwandlung bei rollenden Bewegungen (verändert nach MEIBL 1998)

Rollen tritt vor allem an Hängen auf, die eine feinkörnige Schuttauflage besitzen und eine relative ebene Oberfläche zeigen. Um die maximale Reichweite eines stürzenden Körpers abzuschätzen, kann die ungünstige Geometrie eines Sturzkörpers bei der reibungsärmsten Bewegungsart herangezogen werden. Dieser „worst case“ wäre ein kugelförmiger Körper in einer rollenden Bewegung, denn in diesem Fall treten die niedrigsten Reibungsenergien auf (SCHEIDEGGER 1975). Die bei einer rollenden Bewegung auftretenden Energien zeigt Abb. 10-1.

Unter Vernachlässigung des Luftwiderstands kann ein Energieerhaltungssatz angewendet werden. Der Sturzkörper besitzt an einer beliebigen Stelle des Hanges  $x_0$  eine initiale Geschwindigkeit. Bis zu einem Punkt  $x_1$  wird ein Teil dieser Energie in Reibungsenergie umgewandelt:

$$E_{Pot0} + E_{Kin0} = E_{Pot1} + E_{Kin1} + E_{Reib1} \quad (II)$$

mit  $E_{Pot}$  = Potenzielle Energie,  $E_{Kin}$  = Kinetische Energie,  $E_{Reib}$  = Reibungsenergie

Die kinetische Energie des rollenden Körpers hat eine translative und eine rotative Komponente (SCHEIDEGGER 1975).

$$E_{Kin} = \frac{1}{2}mv^2 + \frac{1}{2}I\omega^2 \quad (III)$$

mit:  $m$  = Masse,  $v$  = Translative Geschwindigkeit,  $I$  = Trägheitsmoment,  $\omega$  = Rotative Geschwindigkeit

Im Fall einer Kugel ergeben sich

$$I = \frac{2}{5}r^2m \quad \text{und} \quad \omega = \frac{v}{r}$$

mit:  $m$  = Masse,  $r$  = Radius der Kugel,  $v$  = Translative Geschwindigkeit

Somit ergibt sich für die kinetische Energie

$$E_{Kin} = \frac{1}{2}mv^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{2}{5}r^2m\right)\left(\frac{v}{r}\right)^2 = \frac{7}{10}mv^2 \quad (IV)$$

mit  $m$  = Masse,  $r$  = Radius und  $v$  = Translative Geschwindigkeit

Die potenzielle Energie ist

$$E_{Pot} = mgh = mgs \sin \beta \quad (V)$$

mit  $m$  = Masse,  $g$  = Erdbeschleunigung und  $h$  = Höhe über einem Bezugsniveau,  $\beta$  = Hangneigung



Die Reibungsenergie ist gegeben durch

$$E_{\text{Reib}} = \mu_R F_N s = \mu_R (mg \cos \beta) s \quad (\text{VI})$$

mit  $\mu_R$  = Rollreibungskoeffizient,  $F_N$  = Normalkraft,  $m$  = Masse,  $g$  = Erdbeschleunigung,  $s$  = zurückgelegte Wegstrecke,  $\beta$  = Hangneigung

Die Geschwindigkeit am Ablagerungspunkt ist Null. Setzt man die Formeln (IV – VI) in (II) mit  $v_1 = 0$ , dann ergibt sich für die zurückgelegte Wegstrecke  $s$

$$s = \frac{7v_0^2}{10g(\mu_R \cos \beta + \sin \beta)} \quad (\text{VII})$$

Die wesentlichen Einflussgrößen auf die Reichweite eines kugelförmigen Sturzkörpers sind also die Anfangsgeschwindigkeit, die Hangneigung und der Rollreibungskoeffizient. Letzterer kann nur durch Fallversuche ortsspezifisch erfasst werden. Er ist materialabhängig und kann nach SCHEIDEGGER (1975) aus dem inneren Reibungswinkel des Hangschutt-Materials abgeleitet werden.

### 10.1 Methoden der Felssturz-Analyse

Analog zu den Rutschungen gibt es qualitative und quantitative Ansätze der Analyse sturzgefährdeter Bereiche. Einige Beispiele aus der Literatur gibt Tab. 10-1. Um den Rechenaufwand für die Analysen möglichst gering zu halten, wird diese meist in drei Schritte aufgeteilt (HEGG & KIENHOLZ 1995):

- ◆ Bestimmung des Abbruch- oder Quellgebietes (Dispositionsmodell)
- ◆ Bestimmung des Sturzweges (Trajektorienmodell)
- ◆ Bestimmung des Ablagerungsgebietes

Tab. 10-1: Methoden zur Bestimmung der Gefährdung für Steinschlag-Ereignisse

Ansatz	Methode	Autor
Qualitativ	Geotechnische Kartierung	WIECZOREK et al. 1999 FENTI et al. 1979
	Schattenwinkel	HUNGR & EVANS 1988
Quantitativ	2-D Trajektorienmodell	SPANG & SOENSER 1995 SCHWEIGL et al. 2003
	3-D Trajektorienmodell	VAN DIJKE & VAN WESTEN 1990 MEIBL 1998 HEGG & KIENHOLZ 1995 DORREN 2002 CROSTA & AGLIARDI 2003
	Numerische Modellierung	ROTH et al. 2002

In einer klassischen **geotechnischen Kartierung** werden die Abbruchgebiete durch Untersuchung der lokalen geologischen Situation ermittelt. Hierbei werden Parameter wie Lithologie, Trennflächen, Hangneigung und Standsicherheit der Felswände im Gelände aufgenommen und bewertet. Passive und aktive Schutzmaßnahmen werden vor Ort geplant. Diese Methode ist analog zu den Kartierungen für Rutschungen detailliert, aber abhängig von der Erfahrung der Bearbeiter. Die Gefährdung wird lokal ermittelt und ist für andere Arbeitsgebiete nicht anwendbar.

Aus Geländebeobachtungen aktiver Felsstürze ist die Methode des **Schattenwinkels** hervorgegangen. Empirische Untersuchungen zeigten, dass der am weitesten entfernte Block eines Schuttfächers immer einen bestimmten Winkel mit der Unterkante der Felswand einnimmt (Abb. 10-2). EVANS & HUNGR (1988) setzten für diesen Winkel ( $\beta$ ) den Namen „shadowangle“ fest. Die Bearbeiter fanden im Gelände keinen Winkel, der geringer als  $27,5^\circ$  war. Dieser Winkel kann als der empirische Winkel der Gefährdungzone verwendet werden. Dieser Ansatz hat den Vorteil, dass er ohne Betrachtung der lokalen Geologie eine Gefährdungseinschätzung ermöglicht und für größere Bereiche anwendbar ist.

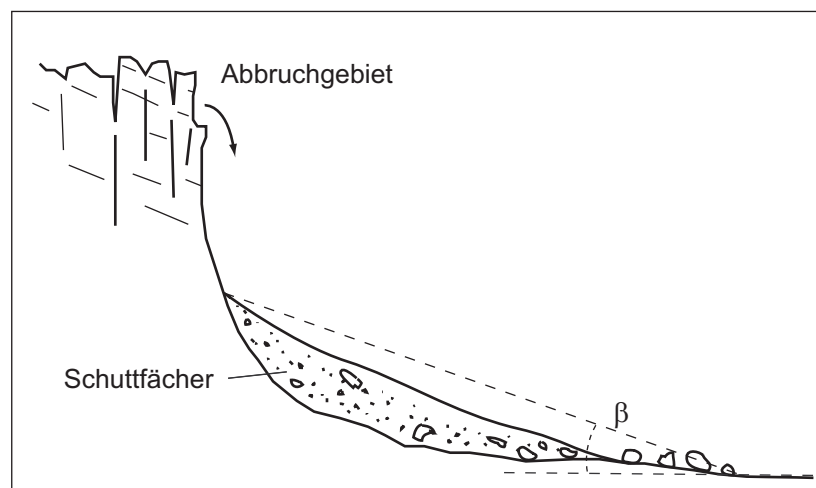


Abb. 10-2: Prinzip der Methode Schattenwinkel ( $\beta$ ) nach EVANS & HUNGR 1988

Die Bestimmung von Trajektorien erfolgt mit quantitativen Modellen. So wurde z.B. das **2-D-Trajektorienmodell ROCKFALL 6.1** entwickelt, um die Energie von Steinschlag-Körpern für eine Dimensionierung von Fangzäunen zu berechnen (SPANG & SOENSER 1995). Mithilfe eines solchen Programms ist es möglich, an bekannten Geländeprofilen die Bewegung eines rollenden oder springenden Steinschlag-Blocks zu simulieren. Das Verfahren arbeitet mit dem Stoßprinzip und es werden als Vereinfachung kugel- oder zylinderförmige Sturzkörper angenommen. Der Körper bewegt sich mit einer angenommenen Geschwindigkeit und Richtung (Schritt 1 auf Abb. 10-3 z.B. freier Fall von einer Felswand oder Rollen). Danach trifft er auf den Untergrund auf und tritt mit ihm in Wechselwirkung (Stoß), d.h. es wirken

auf und tritt mit ihm in Wechselwirkung (Stoß), d.h. es wirken Elastizitätsgesetz, Reibung, Impuls etc..

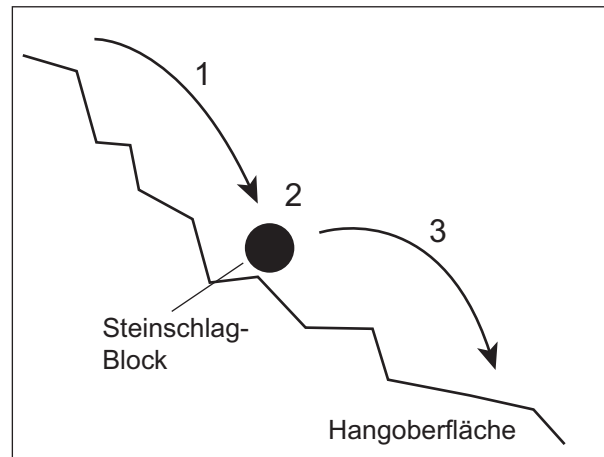


Abb. 10-3: Stoßprinzip eines Steinschlag-Körpers: 1=Rollen oder Springen, 2=Wechselwirkung mit dem Untergrund, 3=Rollen, Springen (oder Stoppen).

Es wird die Geschwindigkeit und Richtung nach der Wechselwirkung (Schritt 3 Abb. 10-3) berechnet und beim nächsten Stoß wieder bei Schritt 1 begonnen. Die Berechnung erfolgt so lange, bis der Sturzblock an einer Stelle des Hanges liegen bleibt. Auch diese Methode kann nur lokal angewandt werden, da detaillierte Geländebegehungen notwendig sind.

Die Berechnung der Sturzwege kann auch in **3-D-Trajektorienmodellen** erfolgen. Hierbei unterscheiden sich die verwendeten Modelle in der Art der Berechnung und in der verwendeten Oberflächen-Information. Meist wird die Verknüpfung eines digitalen Geländemodells innerhalb eines GIS mit einem externen Berechnungs-Modul zur Realisierung gewählt (z.B. DORREN 2002). Je nach verwendeten Parametern sind diese Methoden gut für regionale Betrachtungen geeignet.

**Numerische Modelle** machen es möglich, nicht nur isolierte Steinschlag-Körper zu betrachten, sondern auch das Zerbrechen eines Blocks beim Aufprall oder die Interaktion mehrerer Blöcke mit einzubeziehen. Diese Berechnungen benötigen jedoch detaillierte Eingangs-Informationen und einen erheblich Rechenaufwand. Deshalb werden solche Modelle nur lokal eingesetzt, wie z.B. an einem aktuellen Felssturz am Eiblschrofen/Österreich (ROTH et. al. 2003).

## 10.2 Modellierung von Trajektorien mit dem GIS

Von entscheidender Bedeutung für die 3-dimensionale Modellierung ist die Oberflächenform des Untersuchungsgebietes. Hier wird je nach Fragestellung mit hochauflösenden GRIDs oder TINs gearbeitet, auf denen die möglichen Trajektorien berechnet werden. Bei den vorliegenden Untersuchungen wurde mit dem 25 m Gelände-

modell gearbeitet. Obwohl inzwischen landesdeckend für Vorarlberg ein 10 m Raster vorhanden ist, wurde dessen Qualität bisher nicht ausreichend getestet.

### 10.2.1 Bestimmung des Abbruchgebietes

Analog zu den Rutschungen kann das Dispositionsmodell aus wenigen Informations-Ebenen entwickelt werden. So hat Abb. 8-10 gezeigt, dass die Abrisskanten für Felsstürze auf bestimmte Lithologien beschränkt sind. Als zweiter Faktor für die Bildung eines Sturz-Ereignisses ist die Hangneigung zu betrachten. Aufgrund der Geometrie kann eine anfangs gleitende oder kippende Bewegung nur in ein Fallen oder Rollen übergehen, wenn die Hangneigung mindestens  $45^\circ$  beträgt. Somit wurden die Abbruchgebiete aus den Datenebenen Lithologie und Hangneigung mit der Verknüpfung von zwei Bedingungen konstruiert:

$$\begin{array}{l} \text{Abbruchgebiet} = \text{Hangneigung} > 45 \quad \text{UND} \quad \text{Lithologie} = \text{Festgestein} \\ \text{ODER} \quad \text{Lithologie} = \text{Het. Festgestein kalkig} \end{array}$$

Sowohl die kartierten Abrisskanten (schwarze Linien), als auch die berechneten Abbruchzellen (blaue Zellen) sind in Abb. 10-5 eingezeichnet. Der Vergleich zeigt, dass ein großer Teil der Abrisskanten durch das Modell erkannt wurde.

### 10.2.2 Bestimmung der Trajektorien

Die Ermittlung der Trajektorien erfolgt aus dem Geländemodell mit einer **Nachbarschafts-Analyse**. Mithilfe der fokalen Funktion „Aspect“ kann für jede Zelle aus dem Geländemodell die Richtung zu der Zelle errechnet werden, welche am niedrigsten liegt. (lowest neighbour algorithm, JENSON & DOMINGUE 1988). Diese Funktion führt zu den Datenebenen Hangrichtung und Hangneigung in Kap. 9. Beginnend von einer bestimmten Zelle kann so ein Weg über die jeweiligen niedrigsten Nachbarn hang abwärts berechnet werden. Die Berechnung stoppt erst, wenn keine niedrigere Zelle mehr in der Umgebung ist. Mit dieser Methode können sich unnatürlich lange Trajektorien ergeben, wenn der Weg z.B. in einen Vorfluter führt, der immer eine geringe Hangneigung aufweist. Deshalb wurde die Berechnung an einer Grenzbedingung abgebrochen (Hangneigung  $< 20^\circ$ ). Die Trajektorien sind aber nicht zwingend die einzigen gefährdeten Bereiche. Sie geben nur einen Eindruck, in welche Richtung sich ein rollender Block wahrscheinlich bewegen würde.

### 10.2.3 Bestimmung des Ablagerungsgebietes

Ausgehend von einer Abbruchzelle sind mehrere Wege hang abwärts möglich. Die Trajektorie gibt den Weg an, der insgesamt die größte Hangneigung aufweist. Für

eine Bewertung der übrigen Wege – und damit der Suszeptibilität – kann eine sog. **Kosten-Analyse** verwendet werden, die auch für Routenplaner eingesetzt wird.

Kosten-Analysen in einem Grid haben die Aufgabe, von jeder Zelle des Rasters den „billigsten“ Weg hin zu einer bestimmten Position zu finden. Dafür werden in einem Kostengrid für jede Zelle ein „Preis“ definiert, den die Durchquerung jeder Zelle kostet. Der Preis wird dabei auf die Distanz umgerechnet (z.B. 5 pro Meter). Die Kosten für eine Trajektorie ergeben sich als Summe der Einzelkosten jeder Zelle (Abb. 10-4).

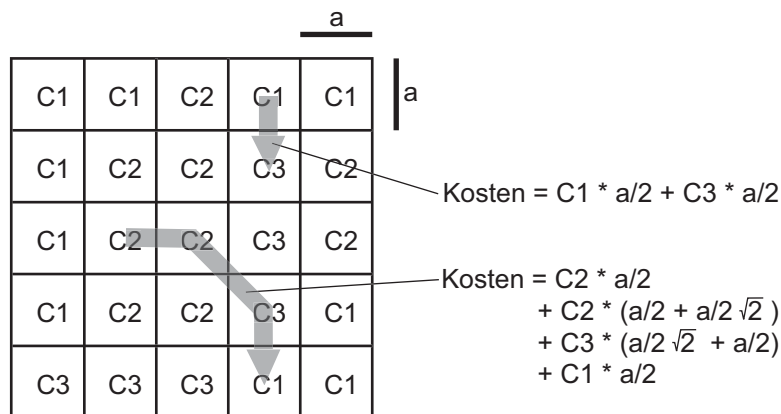


Abb. 10-4: Konzept der Kostenberechnung von Trajektorien mit einem Kostengrid.

Im Fall der rollenden Bewegung kann Formel (VII) für die Kosten eines bestimmten Weges  $s$  herangezogen werden. Da die Anfangsgeschwindigkeit des Körpers nicht bekannt ist, muss als Annäherung angesetzt werden, dass der zurückgelegte Weg indirekt proportional zum Nenner der Formel ist.

$$s = \frac{7v_0^2}{10g(\mu_R \cos \beta + \sin \beta)} \Rightarrow s \approx \frac{1}{(\mu_R \cos \beta + \sin \beta)} \tag{VIII}$$

mit  $s$  = zurückgelegte Wegstrecke,  $\mu_R$  = Rollreibungskoeffizient,  $\beta$  = Hangneigungswinkel

Die Hangneigung wurde für jede Zelle aus dem Geländemodell errechnet, Informationen über die Rollreibungskoeffizienten fehlen jedoch. In der Literatur werden aus Sturzversuchen für die Rollreibung die in Tab. 10-2 gezeigten Werte angegeben. Diese geben gute Hinweise über die Größenordnung der Koeffizienten, spezifisch für den Versuchsort.

Tab. 10-2: Rollreibungskoeffizienten aus Sturz-Versuchen (verändert nach AZZONI et. al. 1991).

Lithologische Klasse im Sturzversuch	Rollreibungskoeffizient
Fels	1.31 ± 0.2
Fels mit geringer Hanglehmdecke	0.97 ± 0.2
Grobkörniger Hangschutt	0.88 ± 0.2
Feinkörniger Hangschutt	0.75 ± 0.2
Feinkörniges Material mit Bodenbildung	0.39 ± 0.2

Anlehnend an diese Literaturwerte wurden für die Klassen der lithologischen Karte als Größenordnung die Werte von Tab. 10-3 angesetzt. Die Berechnungen können keine absoluten Reichweiten von rollenden Körpern ergeben. Es sollen lediglich relative Kosten abgeschätzt werden.

Tab. 10-3: Geschätzte Rollreibungskoeffizienten für die lithologischen Klassen im Arbeitsgebiet.

Lithologische Klasse	Rollreibungskoeffizient geschätzt
Homogenes Festgestein	1.2
Heterogenes Festgestein	1
Wechselfestes Gestein	0.9
Felssturzmaterial	0.8
Hangschutt	0.7
Moräne	0.6
Fluviatile Ablagerung	0.5

Mit der Hangneigung und den geschätzten Rollreibungskoeffizienten wurde nach Formel (VIII) ein **Kostengrid** errechnet. Es gibt geringe Kosten für Zellen an, die eine große Hangneigung und/oder eine geringe Rollreibung aufweisen. Hohe Kosten haben Zellen mit geringer Hangneigung und/oder hoher Rollreibung.

Die Berechnung der Gesamtkosten erfolgt nun mit der „Pathdistance“-Funktion. Dieser Befehl errechnet die potenziellen Kosten für jede Zelle des Grids, um zu der nächstgelegenen Abbruchzelle zu gelangen. Dabei werden außer dem Kostengrid noch die Datenebenen geographische Höhe und Exposition verwendet, um die betrachtete Zelle der richtigen Abbruchzelle zuzuordnen. Das Ergebnis dieser Berechnung zeigt Abb. 10-5. Analog zu den Rutschungen (Kap. 9.6) wurde das rechnerische Ergebnis der Kostenberechnung nach Wendepunkten (Jenks Algorithmus) in der statistischen Verteilung in fünf Suszeptibilitäts-Klassen unterteilt. Die Farbgebung der Klassen wurde ebenfalls beibehalten.

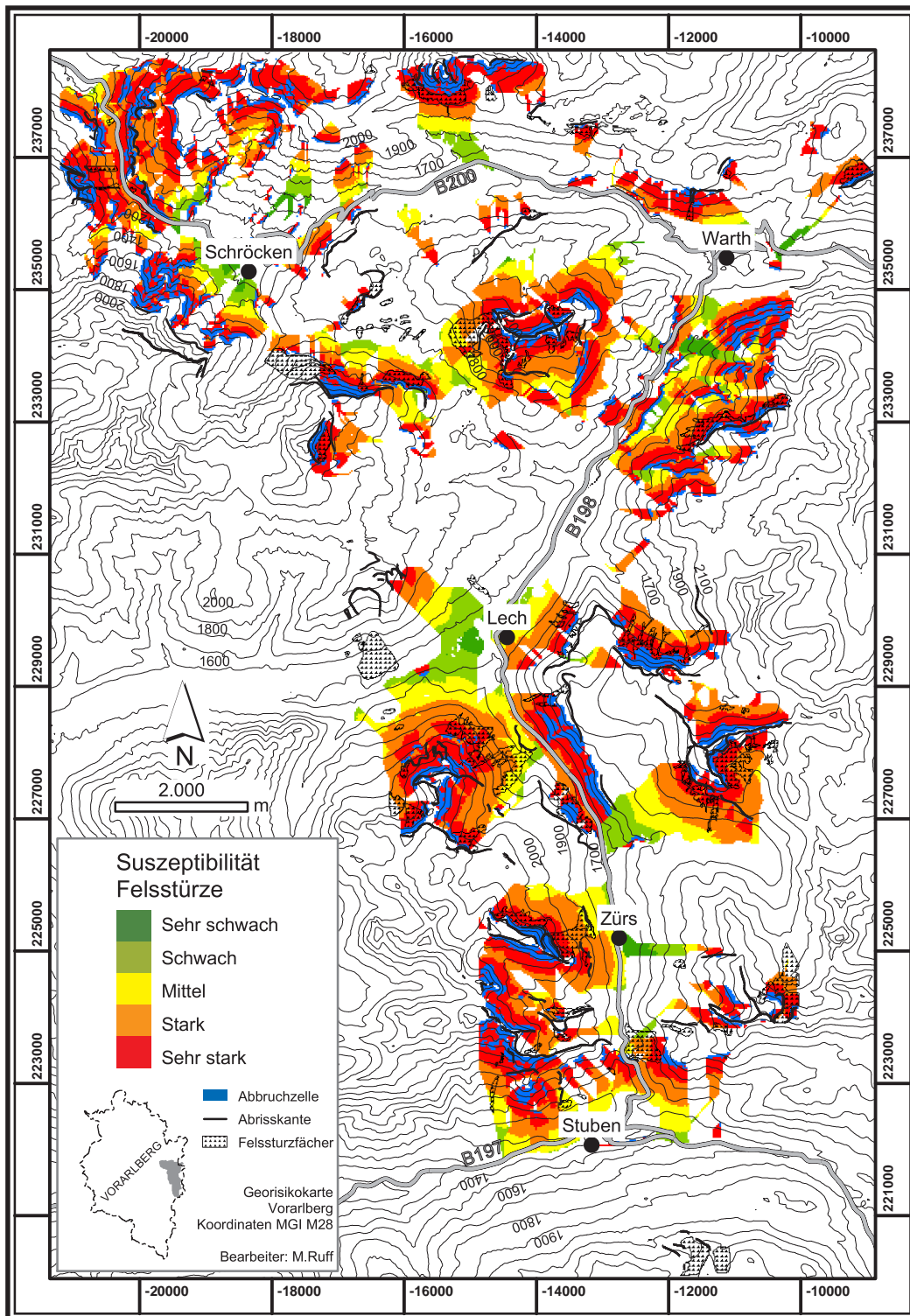


Abb. 10-5: Gefährdungskarte Felsstürze für das Arbeitsgebiet.

Der Vergleich der Gefährdungskarte mit den kartierten Ereignissen zeigt optisch die gute Übereinstimmung mit der Realität. Dies kann durch eine zonale Statistik noch

untermauert werden (Abb. 10-6). Der Anteil der nicht erfassten Zellen geht zum größten Teil auf den Bergsturz von Zug zurück, dessen Abrisskante aufgrund der Überprägung nicht erkannt werden konnte.

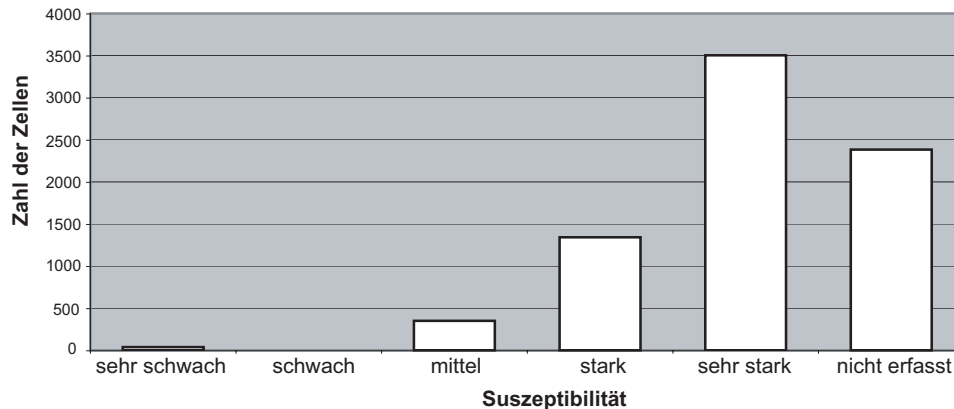


Abb. 10-6: Vergleich der aktiven Felssturz-Fächer mit der Gefährdungskarte (Rasterdaten).

Wie in Kap. 8.4.1 angesprochen, sollte die Gefährdungskarte für stürzende Ereignisse nicht zu kleinräumige Flächen ausweisen, um die natürlichen Unsicherheiten der Analyse nicht zu verstecken. Die Klassifikation der Kostenberechnung kann aber bei Bedarf auch detaillierter vorgenommen werden.

#### 10.2.4 Fehlerbetrachtung der Modellierung

Bei jeder Modellierung sollte auf die Unsicherheiten in der Datengrundlage eingegangen werden. In diesem Fall bestehen die Fehler aus der Qualität des Geländemodells und der groben Abschätzung der Rollreibungskoeffizienten.

Nach Angaben des Landesvermessungsamtes (BEV) hat das Geländemodell in der Vertikalen eine Genauigkeit von 1 bis 2 m in flachem und 5 bis 10 m in steilem Gelände. Es wurde aus Vermessungspunkten und charakteristischen morphologischen Linien erstellt. Die Untersuchungen innerhalb des Projektes ergaben, dass trotz des hohen Reliefs nur wenige Fehler in dem Geländemodell erkannt werden konnten, d.h. die Qualität des Modells ist im Vergleich zu anderen Ländern sehr gut. Trotzdem sind morphologische Kanten mit einer Höhe unter 10 m (z.B. die Terrassen von Lech) nicht ausreichend aufgelöst. Hier könnte bei weiteren Arbeiten das neue Geländemodell mit einer Rasterweite von 10 m verwendet werden.

Die Angabe von Rollreibungskoeffizienten ist physikalisch nicht exakt möglich, da diese durch Fallversuche indirekt bestimmt werden müssen. Allerdings haben die Fehler bei der Angabe aufgrund der relativen Kostenberechnung nur eine geringe Auswirkung auf das Endergebnis. Ein um 20% falsch angegebener Reibungskoeffizient verursacht nach Formel VII einen Fehler von 7% im Endergebnis.



## 11 Vulnerabilität

Die Verletzbarkeit eines Gebietes durch eine Hangbewegung hängt von zwei Faktoren ab: zum einen die Zahl und Art der gefährdeten Objekte (elements at risk) und zum anderen der zu erwartende Schaden, also das Maß der Zerstörung (intensity). Die gefährdeten Objekte bestehen nicht nur aus Gebäuden und anderen Konstruktionen, sondern auch aus der dort ansässigen Bevölkerung, öffentlichen Einrichtungen (z.B. Sportplätze, Naherholungsgebiete) und der Infrastruktur. Sofern solche Informationen vorliegen, können die Objekte z.B. nach der Zahl der Personen gewichtet werden, die ein Gebäude bewohnen, oder die eine bestimmte Straße pro Tag befahren. Die Schäden an einem Objekt hängen nicht nur von Volumen und Reichweite einer Massenbewegung ab, sondern auch von dessen Geschwindigkeit. Steinschläge kleinerer Blöcke können Personen aufgrund der fehlenden Vorwarnzeit töten, während großräumige Kriechbewegungen rechtzeitig erkannt werden und oft durch geeignete Maßnahmen weitere Schäden verhindert werden können.

Viele Informationen der Landnutzung werden von den Behörden in digitaler Form verarbeitet (z.B. Katasterpläne) und könnten zu detaillierten Vulnerabilitätskarten zusammengefasst werden.

### 11.1 *Gefährdete Objekte im Arbeitsgebiet*

Gebäude sind aufgrund ihres finanziellen Wertes und der Zahl der darin befindlichen Personen die wichtigsten Objekte. Wie bereits in Kap. 2 erwähnt, ist das Arbeitsgebiet spärlich besiedelt und die Bevölkerung ist im Wesentlichen auf vier Siedlungen konzentriert. Außer den Wohnhäusern gibt es zahlreiche Hotels, von denen in Lech die meisten der gehobenen Kategorie angehören. Die Zahl der Personen in den Gebäuden steigt in der Wintersaison beträchtlich (Kap. 2.4.1), wobei auch viele private Ferienwohnungen in Betracht gezogen werden müssen. Während des Sommers ist die Zahl der Personen deutlich geringer und der Ort Zürs ist in dieser Zeit so gut wie nicht bewohnt. Betrachtet man die Niederschläge als Auslöser von Hangbewegungen, so sollten diese hauptsächlich im Frühling und Herbst auftreten. In diesen Monaten ist die Zahl der Touristen in den Alpen eher gering. Die Starkniederschläge des August 2002 haben jedoch gezeigt, dass Rutschungen natürlich auch während der Hauptsaison auftreten können. Ohne genauere Informationen über die Häufigkeit der Ereignisse ist also zunächst nur eine Unterscheidung nach der Zahl der durchschnittlich in dem Gebäude anwesenden Personen möglich. Demnach wären z.B. ein Hotel hoch, ein Einfamilienhaus mittel und eine Jagdhütte schwach vulnerabel.

Ebenfalls wichtige Objekte sind die Bundestrassen B200, B198 und B197 (Kap. 2.5). Außer für die Versorgung der Anwohner werden diese Straßen intensiv als Transitroute und für Motorrad-Ausflüge genutzt. Während der Tourismus-Saison verbinden zusätzlich zu den regionalen Busverbindungen (Landbus) noch Busse im 20 Minuten Takt die Ausflugspunkte zwischen Schröcken und Lech (Blauer Bus). Während der Sommermonate ist das Verkehrsaufkommen auf diesen Bundesstraßen deshalb mit denen einer Stadt vergleichbar und die Vulnerabilität entlang der Straßen als sehr hoch zu bezeichnen. Auch langsame Bewegungen verursachen große finanzielle Schäden, da der Verkehr auf jeden Fall aufrecht erhalten werden muss. Schnelle Bewegungen können mit hoher Wahrscheinlichkeit Personenschäden zur Folge haben.

Die zahlreichen Forstwege, welche die Waldbestände und die Alpen mit den Siedlungen verbinden, besitzen eine mittlere Vulnerabilität. Das Verkehrsaufkommen für die Versorgung der Alpen oder durch Wanderer ist eher gering. Obwohl auch diese Wege z.B. für den Holztransport unerlässlich sind, können Schäden an den geschotterten Wegen verhältnismäßig leicht behoben werden.

Vor allem im Winter haben die zahlreichen Liftanlagen des Arbeitsgebietes eine Bedeutung. Abgesehen von dem finanziellen Wert der inzwischen hochtechnologischen Anlagen werden diese Bereiche während der Ferienzeit von Tausenden von Skifahrern und untergeordnet im Sommer auch von Wanderern genutzt. Da sich die Lifte mit Ausnahme der Seilbahn am Rüfikopf meist auf offenem Gelände befinden, werden sie hauptsächlich von langsamen Bewegungen gefährdet. Die Bedrohung betrifft also mehr die Technik als die Personen. Deshalb sind die Anlagen als mittel vulnerabel einzustufen.

Außer den oben genannten punktuellen oder linearen Objekten verbleibt noch die eher flächige Landnutzung. Dazu gehören die befestigten Skipisten der beiden Skigebiete Warth/Schröcken und Lech/Zürs, die an einzelnen Stellen mit schwerem Gerät in steilem Gelände angelegt wurden. Dieser anthropogene Eingriff verstärkt die Gefährdung einer Hangbewegung, weil das ehemalige Gleichgewicht gestört wurde. Außerdem verdichten die Pistenfahrzeuge die obersten Bodenschichten, was die Versickerung von Niederschlägen verhindert und zu erhöhter Erosion führt. Hier müssten Hangbewegungen teuer saniert werden, um die weitere Gefährdung der Besucher auszuschließen. Deshalb ist die Vulnerabilität innerhalb der Pistenstrecken als schwach bis mittel zu bezeichnen.

Etwa ein Sechstel der Gemeindeflächen im Arbeitsgebiet sind bewaldet (Abb. 2-10). Obwohl die Beforstung dieser Baumbestände nur eine geringe wirtschaftliche Bedeutung hat, kann eine Hangbewegung einen finanziellen Schaden verursachen. Umgestürzte Bäume müssen relativ rasch aus dem Forst entfernt werden, um einen

Schädlingsbefall zu verhindern. Dieser sekundäre Effekt einer Hangbewegung führt innerhalb der Wälder zu einer schwachen Vulnerabilität.

Ähnlich wie bei den Wäldern verhält es sich mit den Wiesen und Weiden der Alpwirtschaft. Hier ist zum einen die direkte Bedrohung der Tiere (Kühe, Schafe oder Pferde) zu nennen und zum anderen die Behinderung der Milchwirtschaft, z.B. durch eine Blockierung der Versorgungswege. Während der Geländearbeiten wurde z.B. beobachtet, wie der Bau eines schmalen Zugangs zu einer entfernten Alphütte die Bildung einer Rutschung auslöste, die den soeben angelegten Weg komplett zerstörte. Ähnliches kann durch die Nutzung von größeren Maschinen bei der Mahd der Futterwiesen verursacht werden. Aus diesem Grund müssen die Almbereiche ebenfalls als schwach vulnerabel bezeichnet werden.

Damit verbleibt der Bereich, der nicht genutzt wird. Weil eine Hangbewegung in diesem Bereich keinen Schaden verursachen würde ist die Vulnerabilität hier sehr gering.

### **11.2 Indizierung und Darstellung der Vulnerabilität**

Analog zu der Beschreibung der Gefährdung wurde die Vulnerabilität qualitativ in fünf Stufen unterteilt. Damit diese Information direkt mit den Gefährdungskarten überlagert werden kann, wurden ebenfalls Indizes von 0 bis 1 vergeben (Tab. 11-1). Innerhalb des Projektes lagen keine Informationen über den Wert einzelner Gebäude oder die Zahl deren Bewohner bzw. Besucher vor. Deshalb wurde als Maß der Vulnerabilität zunächst nur deren Lage und Art der Nutzung verwendet. Bei den Bundesstraßen wurden solche Bereiche unterschieden, die bereits baulich durch Galerien oder Tunnel gesichert sind. Die punktuellen und linearen Objekte wurden mit einem Puffer umgeben, um Sie in eine Flächeninformation zu verwandeln. Um einzeln stehende Gebäude und Liftanlagen wurde ein Puffer von 40 m gelegt, um Forstwege 50 m, um Bundestrassen 100 m und um die eher weitläufigen Skipisten 200 m.

Tab. 11-1: Qualitative Einteilung der Vulnerabilität nach der Landnutzung mit einem Index.

Landnutzung	Index Vulnerabilität
Siedlung (Alle Wohnhäuser, Hotels und Alphäuser)	0,9
Bundesstraße unbefestigt	0,8
Bundestrasse befestigt (Tunnel oder Galerien)	0,6
Forstwege	0,7
Liftanlagen	0,5
Skipisten	0,4
Forst	0,3
Wiesen und Alpfächen	0,3
Felszone und ungenutzter Bereich	0,1

Abb. 11-1 zeigt die Kartendarstellung der Vulnerabilität. Zur optischen Abgrenzung von den Gefährdungskarten wurde eine andere Farb-Codierung gewählt.

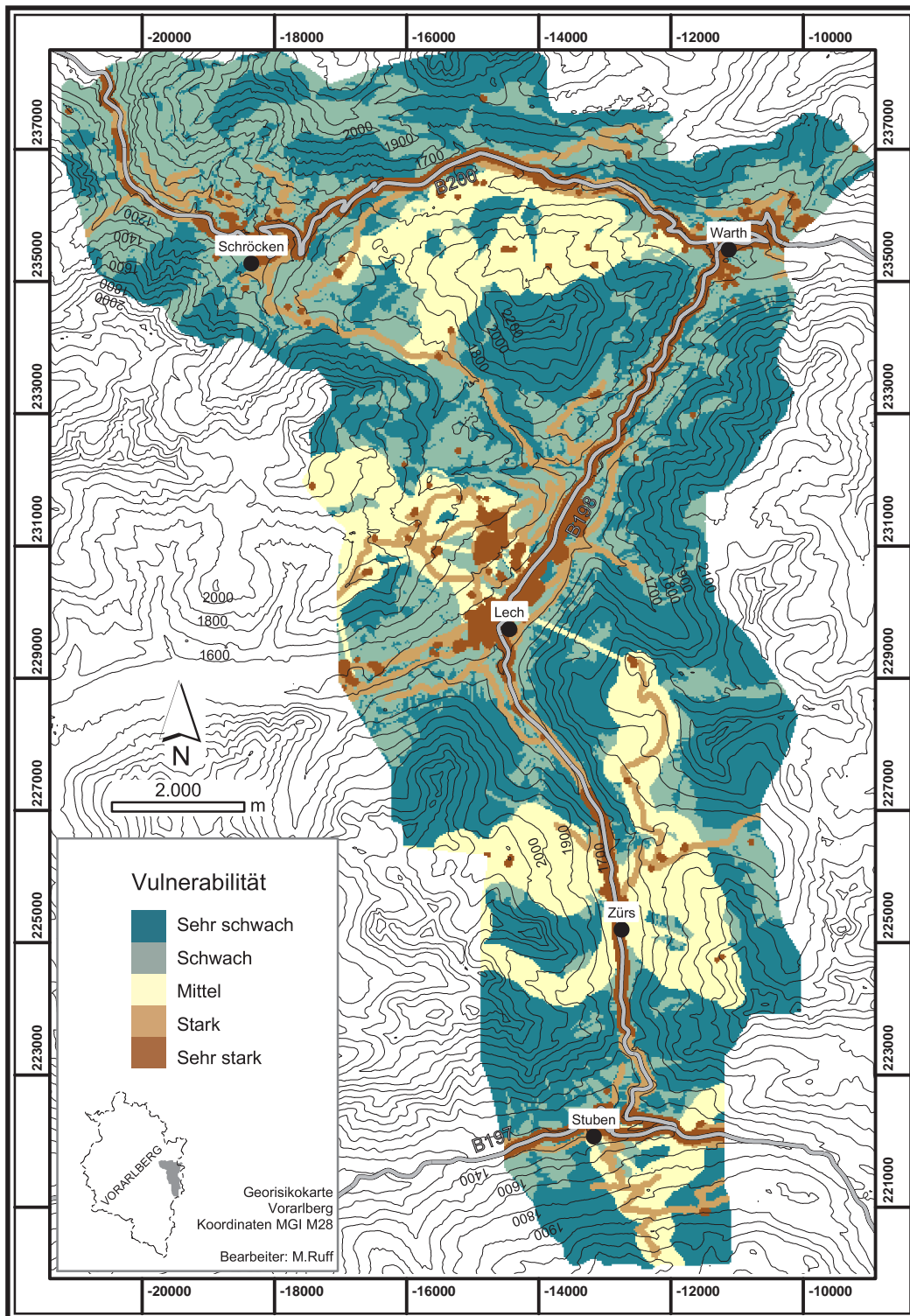


Abb. 11-1: Vulnerabilitätskarte für das Arbeitsgebiet. Als Objekte wurden Siedlungen, Bundesstraßen, Forstwege, Lifتانlagen, sowie Forst- und Weideflächen einbezogen.

## 12 Georisiko

Im Allgemeinen wird unter dem Begriff Risiko die Wahrscheinlichkeit und die Heftigkeit eines Unglücks auf Gesundheit, Besitz oder Umwelt verstanden (Kap. 1). Im Fall der Hangbewegungen ist das Risiko die Synthese aus der Art der Gefahr, der Art und Anzahl der potenziell betroffenen Gebäude bzw. Personen und das Ausmaß des potenziellen Schadens. Es handelt sich also um die Bewertung der Gefahr und der daraus entstehenden Konsequenzen. Dies wird oft mit folgender Formel beschrieben:

$$\text{Risiko} = \text{Suszeptibilität} \times \text{Wahrscheinlichkeit} \times \text{Intensität} \times \text{Gefährdete Objekte}$$

Das Risiko-Management für Massenbewegungen sollte aus drei Schritten bestehen:

- ◆ Datensammlung, Bewertung und Inventarisierung bekannter Bewegungen
- ◆ Ausweisung der Risiko-Zonen
- ◆ Bereitstellung verschiedener Informations-Ebenen für die Nutzung

### 12.1 Inventarisierung

Die zentrale Erfassung von Massenbewegungen in Vorarlberg ist innerhalb des Projektes begonnen worden. Es bestehen GIS-basierte Ereigniskarten des Bregenzerwaldes, des Hochtannberg/Arlberg-Gebietes und des Großen Walsertales, die in das Landes-GIS aufgenommen werden können. In einer Datenbank sind weitere Informationen über die Ereignisse (Profile, Photos, etc.) erfasst. Diese Struktur könnte ausgebaut und durch Landesbeauftragte stetig ergänzt werden. Ganz wichtig für eine sinnvolle Auswertung dieser Ereignisse ist eine standardisierte Datenerfassung. Hierzu wäre eine Art Task-Force um den Landesgeologen denkbar, ein oder zwei Ansprechpartner pro größerer Gemeinde, die aktuelle Hangbewegungen möglichst kurz nach dem Ereignis dokumentieren.

Es gibt auch die Möglichkeit, die Datenbank über eine Internet-Anwendung für Laien zu öffnen. Ein Beispiel für einen allgemeinverständlichen Fragebogen zu Massenbewegungen geben KOLLARTIS et. al. (2004). So wären für Vorarlberg nach wenigen Jahren sinnvolle Zeitreihen gegeben, welche die Basis für Schutzmaßnahmen – z.B. durch Frühwarnsysteme – geben könnten.

### 12.2 Erstellung der Risikokarten

Je nach Fragestellung und Maßstab muss entschieden werden, welche Informationen für die Risiko-Bewertung vorliegen und ausgewertet werden können. Innerhalb der Alpen gibt es dafür unterschiedliche Konzepte (z.B. WATTERSON 1991, ZISCHG et al. 2002). In der Schweiz stützt man sich auf die Informationen Wahrscheinlichkeit

und Intensität, welche vor Ort durch Kartierungen bewertet werden (RAETZO et al. 2002). Dieser Ansatz hat den Nachteil, dass die einzelnen Karten je nach Bearbeiter unterschiedlich ausfallen und deshalb nur schwer vergleichbar sind. Da innerhalb des Projektes dieses Problem vermieden werden sollte, wurde der Faktor Wahrscheinlichkeit aufgrund fehlender Datengrundlage ausgeklammert. Die Intensität und die gefährdeten Objekte wurden als Vulnerabilität zusammen betrachtet. So vereinfacht sich das Risiko zu:

$$\text{Risiko} = \text{Suszeptibilität} \times \text{Vulnerabilität}$$

In diesem Sinn kann aus den Datenebenen der Kapitel 10 und 11 eine Risikokarte konstruiert werden (Abb. 12-1).

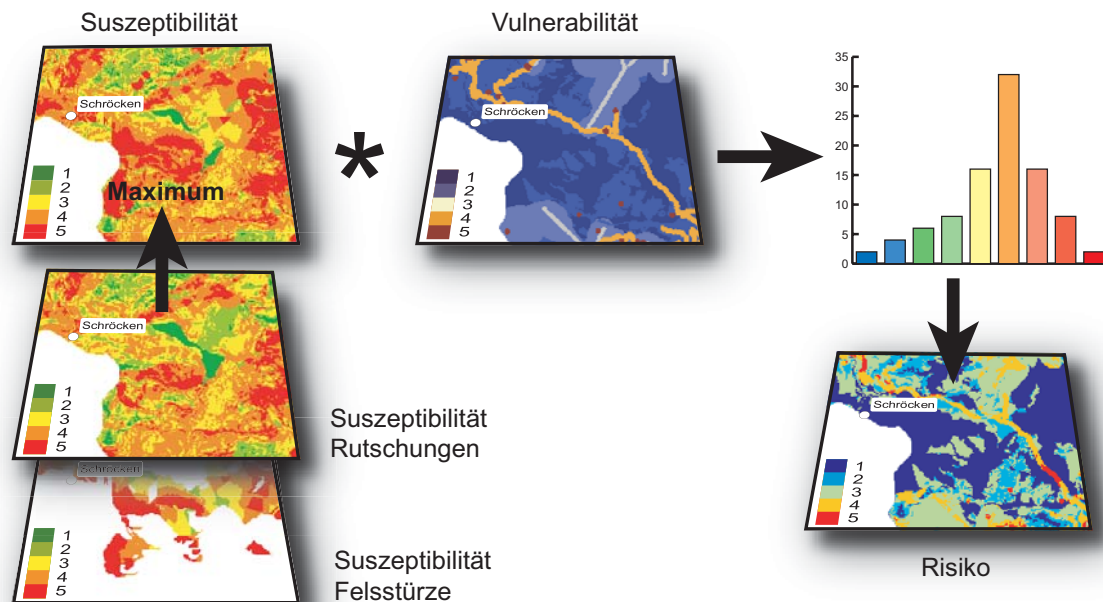


Abb. 12-1: Schema zur Erstellung der Risikokarte aus den Datenebenen Suszeptibilität Rutschungen, Suszeptibilität Steinschlag und Vulnerabilität.

Zunächst müssen die Gefährdungskarten für Rutschungen und für Felsstürze vereinigt werden. Dafür werden beide Ebenen in die Suszeptibilitäts-Stufen 1-5 reklassifiziert und so vereinigt, dass für jede Zelle der Maximalwert aus beiden Ebenen herangezogen wird (Funktion „Maximum“). Danach wird diese Ebene mit dem Raster der Vulnerabilität multipliziert und das Endergebnis wiederum in fünf Klassen unterteilt. Die Kartendarstellung des so erhaltenen Risikos (Abb. 12-2) weist Bereiche aus, in denen durch eine Massenbewegung ein erheblicher materieller oder personeller Schaden entstehen könnte („Hot Spots“). Damit ist der Risiko-Ist-Zustand des Arbeitsgebietes objektiv und regional erfasst.

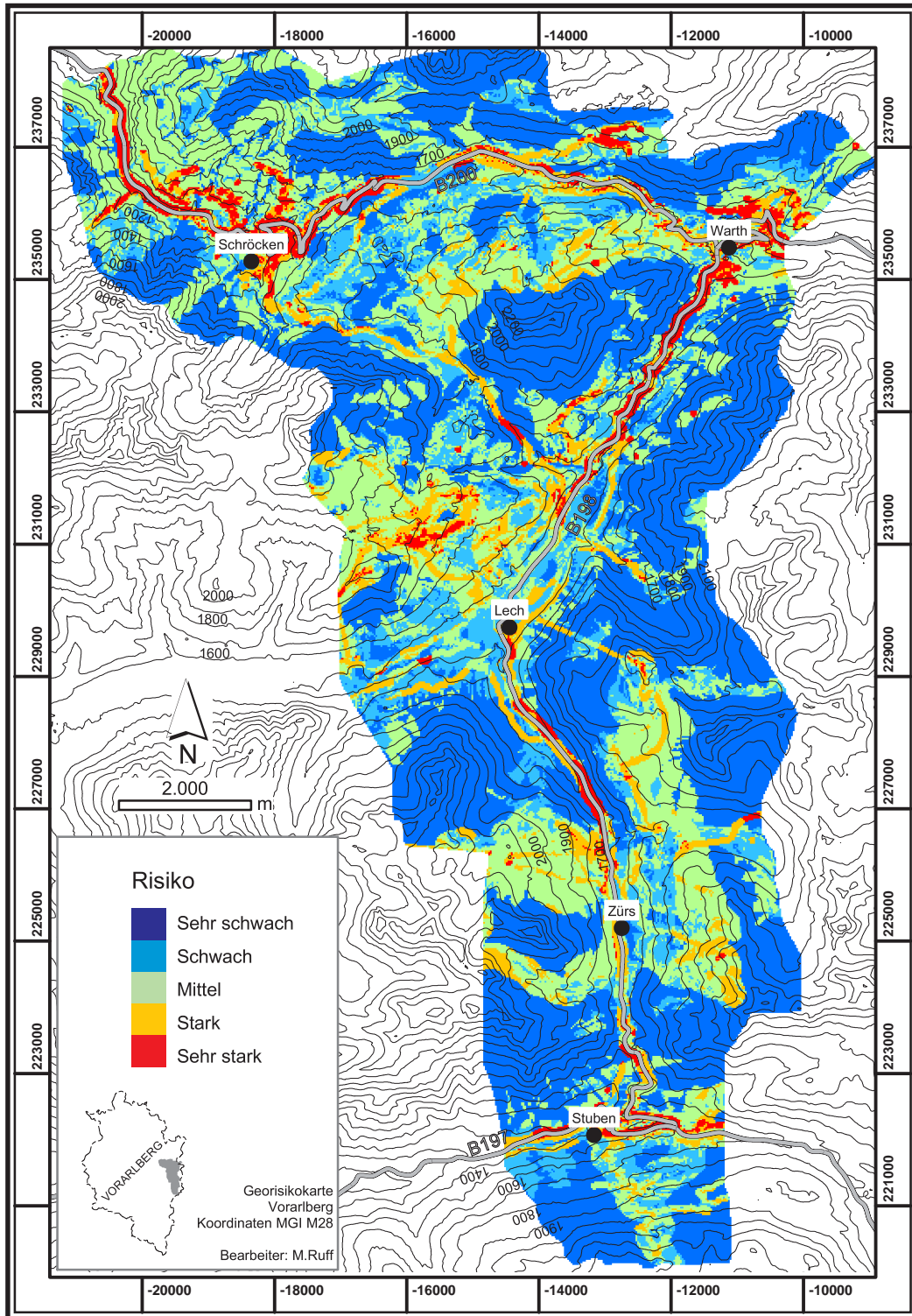


Abb. 12-2: Risikokarte für das Arbeitsgebiet.

Als letzten Schritt muss nun getestet werden, ob die „Hot Spots“ aus der Geländekartierung durch die Methode richtig erkannt wurden. Tab. 12-1 gibt den Vergleich der Risikokarte mit den Überlegungen von Kap. 7.2.

Tab. 12-1: Vergleich der Risikokarte mit den Überlegungen aus den Fallbeispielen.

Fallbeispiel	Risiko geschätzt	Risikokarte
7.2.2.3. Auenfeld	Gering	Schwach
7.2.2.4. Warther Horn	Hoch	Stark
7.2.2.5. Zug	Gering	Schwach bis sehr schwach
7.2.2.6. Rauz	Sehr hoch	Sehr stark
7.2.3.2 Schulmahd	Mittel	Mittel bis schwach
7.2.3.3. Jägeralpe	Gering	Mittel
7.2.3.5. Bodenalpe	Hoch	Sehr stark
7.2.3.6. Zürs	Mittel	Mittel bis stark
7.2.3.7. Lech Terrassen	Hoch	Mittel bis stark
7.2.4. Nesslegg	Gering	Stark

Fast alle Fallbeispiele wurden in der Risikokarte korrekt eingeteilt. Ein Raumplaner kann also mit dieser relativ einfachen Anwendung mit dem GIS schon einen guten ersten Eindruck über die Risiken eines Gebietes bekommen.

### **12.3 Potenzielle Nutzer der Risikokarten**

Je nach Vorwissen und Art der Verwendung ist der Grad der nützlichen Georisiko-Information unterschiedlich. Deshalb sollten die Daten für die Nutzer unterschiedlich aufbereitet werden. Die potenziellen Nutzer von Gefährdungs- und Risikokarten gibt Tab. 12-2.

**Private Nutzer** sind zumeist nur am Endergebnis interessiert, da die Zusammenhänge von ihnen nicht beurteilt werden können. Hier haben sich in vielen Anwendungen die Farbfolgen Grün-Gelb-Rot und Blau-Gelb-Rot bewährt. Diese sind für private Nutzer besonders eingängig, weil sie aus dem alltäglichen Leben vertraut sind. Hier wäre eine Veröffentlichung von Übersichtskarten via Internet möglich und sinnvoll. **Kommunale Nutzer** benötigen meist einige Spezialkarten für ihre jeweiligen Anwendungen. Die Suszeptibilitäts-Karten können für diese Anwender für die Planung zukünftiger Bauvorhaben eine Hilfestellung geben und je nach Nachfrage können noch weitere Spezialkarten erstellt werden. **Öffentliche Nutzer** sollten vollständigen Zugriff auf alle Rohdaten bekommen. Dazu könnten alle Informations-Ebenen in das Landes-GIS eingegliedert werden.

Insgesamt gilt, dass nur bekannte Daten genutzt werden können. Die Karten sollten also möglichst vielen Nutzern vorgestellt und öffentlich vorgeführt werden.



Tab. 12-2: Potenzielle Nutzer der Gefährdungs- und Risikokarten.

<b>Private Nutzer</b>	Betroffene Bürger (Anwohner, Bauherren, Grundbesitzer) Freiwilligen Verbände (z.B. Naturschützer) Baufirmen/Ingenieurbüros Konzerne/Großfirmen Versicherungen Medien
<b>Kommunale Nutzer</b>	Bürgermeister, Ortsvorstände, Planungsausschüsse Öffentliche Berater und Planer (z.B. ARGES) Schulen/Universitäten Wildbach- und Lawinerverbauung Tourismus-Büros
<b>Öffentliche Nutzer</b>	Wasserbauamt Umweltamt Raumplanung/Straßenbau Katastrophenschutz Geologisches Landesamt/Bundesanstalt

## 12.4 Möglichkeiten der Risiko-Minderung

Die Bereiche mit erhöhtem Risiko (Stufe 4 und 5) können auf verschiedene Arten geschützt werden:

- ◆ Eine Bebauung wird ganz untersagt
- ◆ Es wird nur eine bestimmte Dichte von Gebäuden zugelassen, d.h. das Risiko wird verteilt
- ◆ Bei einer Bebauung wird eine bestimmte Anzahl von Voruntersuchungen/Gutachten und ggf. Sicherungsmaßnahmen vorgeschrieben
- ◆ Die Risikokarten werden öffentlich gemacht und die Bauherren entscheiden selbst
- ◆ Es werden langfristige Untersuchungen aller Gefahren und bekannter Bewegungen flächendeckend in Auftrag gegeben
- ◆ Evakuierungspläne werden erarbeitet

Wie bereits erwähnt, ist eine entscheidende Maßnahme der Risiko-Minderung die Information der Bevölkerung. Aber auch innerhalb der Landesregierung könnte die Objektivität der Planungen durch solche landesweiten Kartenwerke verbessert werden. Davon würden letztendlich auch die Bürger profitieren.

## 12.5 Konzept für die landesweite Ausweitung von Georisiken in Vorarlberg

Aufgrund der großen Fläche Vorarlbergs und der Komplexität der Geologie und der damit verbundenen Massenbewegungen, kann eine landesweite Untersuchung nur die wichtigsten Faktoren berücksichtigen. Die effektivste Möglichkeit der Datenauswertung ist meist ein stufenweises Vorgehen von groben zu feinen Informationen. Deshalb wird ein Vorgehen in vier Schritten vorgeschlagen (Abb. 12-3):

### 12.5.1 Schritt 1: Datenerfassung

Die wichtigsten Faktoren als Verursacher von Massenbewegungen im Alpenraum sind die Geologie des Untergrundes und die Hangneigung (z.B. RUFF et al. 2001). Dazu kommt untergeordnet noch die Tektonik, also die Lage der Störungszonen. Diese Informationen lassen sich relativ schnell für ganz Vorarlberg aus einer geologischen Übersichtskarte und dem digitalen Geländemodell extrahieren.

Dazu werden Informationen über die Landnutzung benötigt. Da die meisten Daten innerhalb der Behörden schon in digitaler Form vorliegen, können diese ebenfalls unkompliziert in eine Flächenkarte vereinigt werden. In dieser Vulnerabilitätskarte sollten alle Verkehrswege, Industrie- und Siedlungsflächen sowie Forst- und Agrargebiete unterschieden werden.

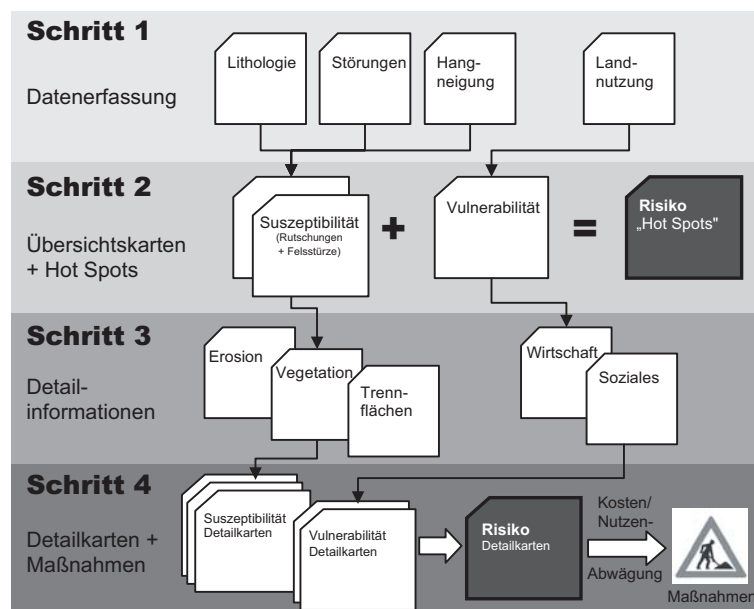


Abb. 12-3: Konzept der landesweiten Risikoanalyse in vier Schritten.

### **12.5.2 Schritt 2: Erstellung der ersten Risikokarte**

Aus den Daten des ersten Schrittes wird eine Risikokarte konstruiert, in dem die Datenebenen Suszeptibilität Rutschungen und Suszeptibilität Felsstürze mit der Vulnerabilität verglichen werden. Die Risiko-„Hot Spots“ werden somit erfasst.

### **12.5.3 Schritt 3: Erfassung von Detailinformationen**

An den „Hot Spots“ werden detailliertere Informationen ausgewertet. Hierzu zählen genauere geologische Karten und die Erfassung der Raumlage Trennflächen (v.a. Schichtung), aber auch weitere Faktoren wie die Erosion durch Wildbäche oder die stabilisierende Wirkung der Vegetation.

Dazu sollten die gefährdeten Objekte (z.B. Wohngebäude, Hotels, Straßen, etc.) nach ihrer wirtschaftlichen und sozialen Nutzung unterschieden werden (z. B. Hotel contra Jagdhütte).

### **12.5.4 Schritt 4: Erstellung der detaillierten Risikokarten**

Aus diesen zusätzlichen Informationen können dann Risikokarten in größeren Maßstäben (bis 1:5.000) konstruiert werden. Die Landesregierung kann nun zusammen mit den örtlichen Behörden prüfen, ob an den einzelnen Stellen aktive oder passive Sicherungsmaßnahmen ausgeführt werden müssen.

## 13 Zusammenfassung

Ziel der Untersuchung war eine Risikoanalyse für Steinschlag und Rutschungen für alpine Talschaften einem regionalen Maßstab. Grundlage der Arbeiten waren dabei geologische und geotechnische Kartierungen eines ausgewählten Untersuchungsgebietes und ein digitales Geländemodell.

Das Arbeitsgebiet befand sich in der Hochtannberg/Arlberg-Region im Osten des österreichischen Bundeslandes Vorarlberg. Innerhalb des Gebietes lagen die Siedlungen Schröcken, Warth, Lech, Zürs und Stuben mit einer Gesamtbevölkerung von ca. 1900 Personen.

Das Arbeitsgebiet lag innerhalb der Nördlichen Kalkalpen und bestand aus einer bis zu 2,5 km mächtigen Abfolge aus triassischen bis kretazischen, marinen Sedimenten. Diese wurden im Wesentlichen von homogenen Kalkgesteinen, heterogenen Kalk-Mergel-Wechselfolgen und synorogenen, feinkörnigen Klastika aufgebaut. Während der Alpenen Orogenese wurde der Sedimentstapel großräumig gefaltet und durch Überschiebungen in Decken und Schuppen unterteilt. Neben den teilweise 100 m mächtigen Überschiebungszonen kommen zahlreiche Blattverschiebungen vor. Als quartäre Lockergesteine treten hauptsächlich geringmächtige Vorkommen von Moränen, Felssturz-Fächern, Hangschutt und fluviatilen Sedimenten auf.

Die geologischen Formationen wurden anhand ihrer lithologischen Eigenschaften klassifiziert. Die im Arbeitsgebiet auftretenden Massenbewegungen wurden in einer Ereigniskarte gesammelt und nach ihrem Bewegungsmechanismus charakterisiert. Alle im Gelände gesammelten Informationen wurden mit ArcGIS digitalisiert und mit einem digitalen Geländemodell ergänzt. Aufgrund des regionalen Maßstabes und der Vielzahl der Informationen wurde mit Rasterdaten einer Zellengröße von 25 m gearbeitet. Mittels bivariaten statistischen Vergleichen der Datenebenen mit der Ereigniskarte wurden die wesentlichen vorbereitenden Faktoren für Massenbewegungen erfasst.

Die Suszeptibilität für Rutschungen wurde mit einer Index-Methode analysiert. Dabei wurden die Faktoren-Ebenen Lithologie, tektonische Störungen, scheinbares Einfallen, Hangneigung, Exposition, Vegetation und Erosion analysiert. In einem dreistufigen Prozess wurden die Faktoren mittels qualitativer Indizes nach ihrer Gefährdung eingeteilt. Die Suszeptibilität wurde in fünf Klassen unterteilt und als Karte dargestellt.

Die Suszeptibilität für Felsstürze wurde mit einer Trajektorien-Modellierung abgeschätzt. Zuerst wurden potenzielle Quellgebiete durch die Analyse von Lithologie und Hangneigung identifiziert. Von diesen Quellen ausgehend wurden Trajektorien hangabwärts betrachtet. Mittels einer Kosten-Analyse, basierend auf den physikalischen

Gesetzmäßigkeiten von Hangneigung und Rollreibung, wurden alle theoretisch möglichen Trajektorien nach ihrer Gefährdung beurteilt. Erneut wurden fünf Suszeptibilitäts-Klassen definiert und als Karte dargestellt.

Die beiden Suszeptibilitäts-Karten wurden vereinigt und mit der Vulnerabilität des Gebietes in Form der Landnutzung verglichen. Dadurch entstand eine Risikokarte, die objektiv auf Bereiche mit erhöhtem Risiko („Hot Spots“) durch Rutschungen oder Felsstürze hinweist.

Grundsätzlich erwiesen sich die verwendeten Methoden als geeignet, einen regionalen Überblick über die Gefährdung zu geben. Für das Land Vorarlberg wurde eine Georisiko-Analyse in vier Schritten vorgeschlagen. Potenzielle Nutzer der Risikokarten wurden vorgestellt und Möglichkeiten der Information der Bevölkerung und der Risikominderung aufgezeigt.

Landesweite Suszeptibilitäts-Karten können bei zukünftigen Projekten eine wertvolle Hilfestellung geben, denn sie ermöglichen einen Einblick der Situation auch ohne geologisches Hintergrundwissen. Die Risikokarten ermöglichen eine objektivere Raumplanung und eine Sensibilisierung der Bevölkerung für Naturgefahren.

## 14 Literatur

- ALEOTTI, P. & CHOWDHURY, R. (1999): Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. – Bull. Eng. Geol. Env., **58**: 21-44; Springer Verlag
- AMMAN, A. (1992): Metamorphoseuntersuchung im nördlichen Silvrettakristallin mit Berücksichtigung der Phyllitgneiszone. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Schwerpunkt Blatt Landeck, 113-119
- AMPFERER, O., BENZINGER, TH. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Klostertaler Alpen 1:25.000 – Geol. B.-A.; Wien
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Arlberggebiet 1:25.000 – Geol. B.-A.; Wien
- AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreissungen. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. Abt. I, **149**: 52-70
- AMT DER VORARLBERGER LANDESREGIERUNG (HRSG.) (2001): Klima von Vorarlberg. Eine anwendungsorientierte Klimatographie. – Band I - III; Bregenz
- ANBALAGAN, R. & SING, B. (1996): Landslide hazard and risk assessment mapping in mountainous terrains – a case study from Kumaun Himalaya, India. – Eng. Geol. **43**: 237-246; Elsevier
- AUER, I. (1998): Die zeitliche und räumliche Struktur der Niederschläge in Vorarlberg. – Reticus, Jg. 20, Heft 2: 123-134; Feldkirch
- AUER, M. (1998): Geologie der Nördlichen Kalkalpen zwischen Stubenbach und Warth, Vorarlberg (Österreich) – 91 S., Unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- AZZONI, A., ROSSI, P.P., DRIGO, E., GIANI, G.P., ZANINETTI, A. (1991): In situ observation of rockfall analysis parameters. – in: BELL, H. (Hrsg.): Landslides, Proceedings of the 6<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides in Christchurch, New Zealand, Bd. 1, S. 307-314; Balkema
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriss 1 (Kalkalpen/Bayern). – Geol. Bavarica, **81**: 17-53
- BAEZA, C. & COROMINAS, J. (1996): Assessment of shallow landslide susceptibility by means of statistical techniques. – in: SENNESET, K. (ed.): Landslides, Proc. 7<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides in Trondheim, Bd. 1, S. 147-152; Balkema
- BARREDO, J.I., BENAVIDES, A., HERVAS, J & VAN WESTEN, C.J. (2000): Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. – Int. Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 2, Nr. 1: 9-23

- BODEN, K. (1916): Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lengries. – Geogn. Jh. **28**: 195-236
- BRANDNER, R. (1983): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. Geol. B.-A. 126/4: 435-474
- BRAUNER, M., GANAHL, E. & HÜBL, J. (2000). Ein GIS-basiertes Expertensystem zur Risikobewertung von Hanggleitungen in Wildbacheinzugsgebieten. – in: STROBL, J. BLASCHKE, TH. & GRIESEBNER, G. (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XII; Beiträge zum AGIT-Symposium 2000; [http://www.agit.at/papers/2000/brauner\\_FP\\_11.pdf](http://www.agit.at/papers/2000/brauner_FP_11.pdf)
- CARRARA, A. & MERENDA, L. (1976): Landslide inventory in northern Calabria, southern Italy. – Geol. Soc. Am. Bull. **87**: 1153-1162
- CARRARA, A. (1983): Multivariate methods for landslide hazard evaluation. – Mathematical Geology **15**: 403-426
- CARRARA, A., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., & REICHENBACH, P. (1995): GIS-technology in mapping landslide hazards. – in: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (eds.): Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards; S. 135-176; Kluwer
- CHANNELL, J.E.T., & KOZUR, H.W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos Oceans in the Mesozoic Alpine paleogeography. – Geology **25**: 183-186
- CHANELL, J.E.T., BRANDNER, R. SPIELER, A., STONER, J. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics **11**: 792-810
- CHUNG, CH, FABBRI, A.G. & VAN WESTEN, C.J. (1995): Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. – in: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (eds.): Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards, S. 107-133; Kluwer
- COWARD, M. & DIETRICH, D. (1989): Alpine Tectonics – an overview – in: COWARD, DIETRICH & PARK (eds.): Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub. No. 45, S. 1-29
- CROSTA, G.B. & AGLIARDI, F. (2003): A methodology for physically based rockfall hazard assessment. – Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 3, No. 5: 407-422
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide types and processes. – in: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (eds.): Landslides: Investigation and Mitigation. Special Report 257, Transportation Research Board, National Research Council, S. 36-75; National Academic Press
- CZURDA, K. (1972): Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21: 235-250

- CZURDA, K. (1978): Paläographische Entwicklung der Gesteine der Klostertaler Alpen. – Jb. Vorarlberger Landesmuseumsverein; Bregenz
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg) – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S. 165-253; Innsbruck
- DACHROTH, W. (2002): Handbuch der Baugeologie und Geotechnik. – 681 S.; Berlin (Springer)
- DAI, F.C., LEE, C.F. & NGAI, Y.Y. (2002): Landslide risk assessment and management: an overview. – Eng. Geol. **64**: 65-87; Elsevier
- DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic Nappes, North and South Penninic Flysch, and the Northern Calcareous Alps).- Tectonophysics **223**: 291-312
- DEHN, M. & BOUMA, J. (1999): Modelling future landslide activity based on general circulation models. – Geomorphology **30**: 175-187; Elsevier
- DEWEY, J.F., PITMAN III, W.C. & RYAN, W.B. & BONON, J. (1973): Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. – Geol. Soc. Amer. Bull. **84**: 3137-3180
- DONATI, L., TURRINI, M.C. (2002): An objective method to rank the importance of the factors predisposing landslides with the GIS methodology – application to an area of the Apennines (Valneria; Perugia, Italy). – Eng. Geol. **63**: 277-290
- DORREN, L.K.A. (2002): Mountain Geoecosystems. GIS Modelling of Rockfall and Protection Forest Structure. - 162 S., Thesis Universiteit van Amsterdam; Amsterdam
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys-Ocean (Eastern Alps, Switzerland). – Sedimentology **34**: 363-388
- EGGER, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – Jb. Geol.B.-A. **133**: 147-155
- EINSTEIN, H.H. (1997): Landslide risk - Systematic approaches to assessment and mangement. – in: CRUDEN, D.M. & FELL, R. (eds.): Landslide Risk Assessment, Proc. Int. Ws. Landslide Risk Assessment Honolulu, USA; S. 25-50
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Apls of western Tirol. – Ecl. Geol. Helv, **83/3**: 711-725
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – Ecl. Geol. Helv. **89/1**: 553-571



- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Nordtiroler Kalkalpen. – Intern. Sedimentary Petrographical Series **IX**: 1-143
- FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H., & JACOBSHAGEN, V. (1970): Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. – Geol. Rdsch. **68**: 93-120
- FAIRFIELD, J. & LEYMARIE, P. (1991): Drainage networks from grid digital elevation models. – Water Resources Research, **27/5**: 709-771
- FALL, M. & AZZAM, R. (2001): A multi-disziplinary approach for the risk evaluation of landslides – a case study of Dakar coast, Senegal - in: KÜHNE, M., EINSTEIN, H.H., KRAUTER, E., KLAPPERICH, H. & PÖTTLER, R. (eds.): Landslides - Causes, Impacts Countermeasures. – Proc. Int. Conf. on Landslides; Davos, June 2001, S. 45-54; Glückauf
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1999): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps - Mitt. Österr. Geol. Ges. **92**: 79-94
- FENTI, V., SILVANO, S. & SPAGNA, V. (1979): Methodological proposal for an engineering geomorphological map. Forecasting rockfalls in the Alps. – Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., **19**: 134-138
- FELL, R. (1994): Landslide risk assessment and acceptable risk. – Can. Geotech. J. **31**: 261-272
- FERNANDEZ-STEGER, T.M., ROHN, J. & CZURDA, K. (2003): The usage of the multi-task learning concept in landslide recognition with artificial neural nets. – in: NATAU, O., FECKER, E. & PIMENTEL, E. (eds.): Geotechnical Measurements and Modelling, S. 273-278; Lisse
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. – 329 S.; München
- FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. – Tectonophysics **60**: 121-139
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – Tectonophysics, **297**: 1-15
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rdsch.) **92**: 712-717

- FULDE, M. (2001): Geologische und geotechnische Kartierung im Bereich Zürs am Flexenpass (Österreich). – 98 S., unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der Kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana* **8**: 33-72
- GAUPP, R., VON EYNATTEN, H., ORTNER, H. & SANDERS, D. (1997): From passive to active margin; Cretaceous synorogenic deposition in the Northern Calcareous Alps. – *Gaea Heidelbergensis* **4**: 53-77
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A. STEIGER, T & BÖHM, F. (1999): The Change from Rifting to Thrusting in the Northern Calcareous Alps as Recorded in Jurassic Sediments. – *Geol. Rdsch.*, **87**: 644-657
- GÖKCEOGLU, C.& AKSOY, H. (1996): Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses an image processing techniques. – *Eng. Geol.* **44**: 147-161
- GUPTA, P. & ANBALAGAN, R. (1997): Slope stability of Tehri Dam Reservoir Area, India, using landslide hazard zonation (LHZ) mapping. – *Quart. Jour. Eng. Geol.* **30** : 27-36
- GWINNER, M.P. (1965): Geometrische Grundlagen der Geologie. – 154 S.; Schweizerbart
- HAWELKA, N. (2001): Geologische und geotechnische Risikokartierung in den Nördlichen Kalkalpen, Vorarlberg, Österreich (Blatt Lech). - 90 S.; unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- HEGG, CH. & KIENHOLZ, H. (1995): Determing paths of gravity-driven slope processes: the ‚Vector Tree Model‘. – in: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (eds.): *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, S. 79-92; Kluwer
- HEGG, C.; FRAEFEL, M.; FRICK, E.; SCHMID, F.; BADOUX, A. (2003): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2002. - *Wasser Energie Luft* **95**, 3/4: 63-70; [http://www.wsl.ch/hazards/images/wel\\_02.pdf](http://www.wsl.ch/hazards/images/wel_02.pdf).
- HERM, D. (1999): Bayern und Österreich – 150 Jahre Geologische Forschung im gemeinsamen Alpenstreifen. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/1**: 29-44
- HEUBERGER, H. (1994): The giant landslide of Köfels, Ötztal, Tyrol. – *Mountain Research and Development*, **14**, No. 4: 290-294
- HILS, G. (2002): Geologische und Geotechnische Kartierung des Hochtannberggebiets (Warth am Arlberg). - 112 S.; unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- HILS, G., RUFF, M. & CZURDA, K. (2003): Massenbewegungen im Hochtannberg-Gebiet - Geologie, Ursachen, Beispiele. – *Vorarlberger Naturschau* **12**: 31-52

- HOEXTER, D.F., HOLZHAUSEN, G. & SOTO, A.E. (1978): A method of evaluating the relative stability of ground for hillside development. – Eng. Geol. **12**: 319-336
- HUNGR, O., EVANS, S.G. (1988): Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards. – in: BONNARD, CH. (Hrsg.): Landslides, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Landslides in Lausanne, Bd. 1, S. 685-690; Balkema
- HUTCHINSON, J.N. (1995): Landslide Risk Assessment. – in: BELL, H. (ed.): Landslides, Proc. 6<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides in Christchurch, New Zealand, Vol. 3, S. 1805-1841
- IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990): Suggested Nomenclature for Landslides. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol. **41**: 13-16
- IRIGARAY, C., FERNANDEZ, T. & CHACON, J (1996): Inventory and Analysis of determining factors by a GIS in the northern edge of the Granada Basin (Spain) – in: SENNESET, K. (ed.): Landslides, Proc. 7<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides in Trondheim, Bd. 3, S. 1915-1921; Balkema
- IUGS WORKING GROUP ON LANDSLIDES, COMMITTEE ON RISK ASSESSMENT (1997): Quantitative risk assessment for slopes and landslides - the state of the art. – in: CRUDEN, D.M. & FELL, R. (eds.): Landslide Risk Assessment, Proc. Int. Ws. Landslide Risk Assessment Honolulu, USA; S. 3-12
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A. **108**: 1-114
- JÄGER, S. & WIECZOREK, G.F. (1994): Landslide susceptibility in the Tully Valley area, Finger Lakes region, New York. – US Geol. Survey Open-File-Report 94-615
- JENSON, S.K. & DOMINGUE, J.O. (1988): Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. – Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, **54**, Nr. 11: 1593-1600
- JUANG, C. H., LEE, D. H. SCHEU, C. (1992): Mapping slope failure potential using fuzzy sets. – J. Geot. Eng. **118**: 475-494
- KASSEBEER (2002): Georisikokarte Vorarlberg – Pilotprojekt Bregenzer Wald. GIS-gestützte Gefährdungskartierung einer alpinen Region. - Dissertation Lehrstuhl Angew. Geologie; Universität Karlsruhe (TH)
- KASSEBEER, W. & RUFF, M (2003): Georisikokarte Vorarlberg – Analyse geogener Gefährdungen mit GIS im regionalen Maßstab. – in: STROBL, J., BLASCHKE, TH. & GRIESEBNER, G. (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XV; Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 2003: 186-195; Wichmann <http://www.agit.at/papers/2003/1559.pdf>

- KOLLARTIS, S., SCHEIDL, CH., SCHNETZER, I. & SIEGEL, H. (2004): Fachthesaurus und Wissensdatenbanken - Fragestellungen, Wissensstrukturen und Implementierung am Beispiel von alpinen Naturkatastrophen. – in: STROBL, J., BLASCHKE, TH. & GRIESEBNER, G. (Hrsg.): Angewandte Geoinformatik 2004; Beiträge zum 16. AGIT-Symposium Salzburg: S. 365-370; Wichmann
- KÖPPEN, W. (1931): Grundriss der Klimakunde. – 388 S.; De Gruyter
- KRENMAYR, H.G. (Red.)(1999): Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 63 S., Geol. B.-A.; Wien
- LANDESREGIERUNG VORARLBERG (2002A): Tourismus Statistik 2001/2002. – [http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/land\\_politik/land/statistik/daten\\_fakten/kurzbericht\\_epdf/uebersichtberichte.htm](http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/land_politik/land/statistik/daten_fakten/kurzbericht_epdf/uebersichtberichte.htm)
- LANDESREGIERUNG VORARLBERG (2002B): Agrarbericht 2001/2002. – [http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/landwirtschaft\\_forst/landwirtschaft/landwirtschaft/weitereinformationen/agrarbericht2002.htm](http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/landwirtschaft_forst/landwirtschaft/landwirtschaft/weitereinformationen/agrarbericht2002.htm)
- LATELIN, O., BOLLINGER, D., HEGG, CH. & KREUSEN, H.-R. (2001): The analysis of the 1999 landslides in Switzerland. – in: KÜHNE, M., EINSTEIN, H.H., KRAUTER, E., KLAPPERICH, H. & PÖTTLER, R. (eds.): Landslides - Causes, Impacts, Counter-measures. – Proc. Int. Conf. Landslides; Davos, June 2001, S. 159-167; Glückauf
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and Tethys. – in: NAIRN, A.E.M, KANES, W.H. & STEHLI, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins, Vol 4A, The Eastern Mediterranean: S. 1-28, Plenum
- LAUBSCHER, H. (1989): The tectonics of the Southern Alps and the Austro-Alpine nappes: a comparison. – in: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub. No. 45, S. 229-241
- LEE, S. & MIN, K. (2001): Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. – *Env. Geol.* **40**: 1095-1113
- LEE, S., RYU, J.-H., WON, J.-S. & PARK, H.-J. (2004): Determination and application of the weights for landslide susceptibility mapping using an artificial neural network. – *Eng. Geol.* **71**: 289-302
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps in Triassic times. – in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, S. 85-102; Deuticke
- LIENER, S., LINIGER, M., KRUMMENACHER, B. & KIENHOLZ, H. (1996a): Abgrenzung rutschgefährdeter Gebiete - Entwicklung eines Dispositionsmodells. – Int. Symp. Interpraevent Garmisch-Partenkirchen, Band III:151-160

- LIENER, S., LINIGER, M., KRUMMENACHER, B. & KIENHOLZ, H. (1996b): SLIDISP – A procedure to locate landslide prone areas. - in: SENNESET, K. (ed.): Landslides, Proc. 7<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides in Trondheim, Bd. 1, S. 279-284; Balkema
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps – *Tectonophysics* **242**: 41 – 61
- MAY, T. (1998): Kinematik der Krabach-Klippen und des Kreideschieferbeckens, Tirol, Österreich. – 126 S., Dissertation Lehrstuhl Reg. Geologie; Univ. Karlsruhe (TH)
- MAY, T. & EISBACHER, G.H. (1999): Tectonics of the synorogenic „Kreideschiefer basin“, northwestern Calcareous Alps, Austria – *Ecl. geol. Helv.* 92: 307-320
- MEIßL, G. (1998): Modellierung der Reichweite von Felsstürzen, Fallbeispiele zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayerischen und Tiroler Alpenraum. – *Innsbrucker Geogr. Studien* **28**, 249 S.; Innsbruck
- MEYER, D. (1997): B200 Bregenzerwald Straße, Baulos: Schrofengalerie Verlängerung; Technischer Bericht – Amt der Vorarlberger Landesregierung, Bundesstraßenverwaltung.
- MINISTRY OF FOREST BRITISH COLUMBIA (1999): Mapping and Assessing Terrain Stability Guidebook, Second Edition,  
<http://www.for.gov.bc.ca/tasb/legsregs/fpc/fpcguide/terrain/index.htm>
- MITTELBERGER, M. (2001): Technischer Bericht: B200 Bregenzerwaldstraße, Stützmauer zwischen Neßlegg und Hochkrumbach. – Landesvermessungsamt Feldkirch
- MOSER, M. & ÜBLAGGER, G. (1984): Vorschläge zur Erstellung von geotechnischen Karten und Erhebungen im Rahmen von Gefahrenzonenplänen in Hangbereichen. – *Int. Symp. Interpraevent Villach, Band II*: 275-287
- MÜLLER-WOLFSKEIL, P. (1986): Neue Ergebnisse zum Bau der Vilser, Tannheimer, Allgäuer und angrenzenden Lechtaler Alpen. – Dissertation Lehrstuhl f. Allg., Angew. und Ing.-Geologie; TU München
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F., WANNINGER, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – *Geol. Rdsch.*, **77/3**: 797-814
- NARANJO, J.L., VAN WESTEN, C.J & SOETERS, R. (1994): Evaluation the use of training areas in bivariate statistical landslide hazard analysis – a case study in Colombia. – *ITC Journal* 1994-3: 292-300

- NEUBAUER, F. (1994): Kontinent-Kollision in den Ostalpen. – *Geowissenschaften* **12**: 136-140
- NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1999): Aspects of Geology in Austria and Adjoining Areas: Introduction – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **92**: 7-14
- NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (1999): Variscan Orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massiv: How do these units correlate? – in: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): *Aspects of Geology in Austria*; *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **92**: 117-134
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (1999): The Eastern Alps: result of a two stage collision process. – in: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): *Aspects of Geology in Austria*; *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **92**: 117-134
- NIELSEN, T.H., WRIGHT, R.H., VLASIC, T.C. & SPANGLE, W.E. (1979): Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay region, California. – *US Geol. Surv. Prof. Paper* 944
- OBERHAUSER, M. (1998): Baugeologisches Gutachten Plattensteggalerie, B200 Bregenzerwald Straße, km 51,281 - km 51,387. – Amt der Vorarlberger Landesregierung, Bundesstraßenverwaltung
- OBERHAUSER, M. (2000): Baugeologisches Gutachten Lawinengalerie Sulztobel, B200 Bregenzerwald Straße, km 51,6 - km 51,8. – Amt der Vorarlberger Landesregierung, Bundesstraßenverwaltung
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs* – Geol. B.-A.; Springer
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän-, und Eozänzeit. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138**: 369-432
- OBERHAUSER, R. (1998): *Geologisch Tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000*; mit Erläuterungen. – Geol. B.-A.; Wien
- OHLMACHER, G.C. & DAVIS, J. (2003): Using Multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. – *Eng. Geol.* **69**: 331-343
- PALLAS, R., VILAPLANA, J.M., GUINAU, M., FALGAS, E., ALEMANY, X., & MUNOZ, A. (2004): A pragmatic approach to debris flow hazard mapping in areas affected by Hurricane Mitch: example from NW Nicaragua. – *Eng. Geol.* **72**: 57-72
- PARK, H. & WEST, T.R. (2001): Development of a probabilistic approach for rock wedge failure. – *Eng. Geol.* **59**: 233-251
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 1199 S.

- PIFFNER, A. (1992): Alpine orogeny – in: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. (eds.): *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. – S 180-190; Camb. Univ. Press
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – in: OBERHAUSER, R. (Hrsg.) *Der Geologische Aufbau Österreichs*; S. 218-264; Springer
- RAETZO, H., LATELTIN, O., BOLLINGER, D. & TRIPET, J.P. (2002): Hazard assessment in Switzerland – Codes of Practice for mass movements. – *Bull. Eng. Geol. Env.* **61**: 263-268
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps. – *Geology*, **17**: 404-407
- REITERER, I. (2001): Gefahrenbeurteilung von Rutschungsbereichen; Versuch der Ausweisung rutschungsgefährdeter Bereiche im südlichen Salzkammergut mittels Geographischer Informationssysteme (GIS). – in: STROBL, J., BLASCHKE, TH. & GRIESEBNER, G. (Hrsg.): *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XIII; Beiträge zum AGIT-Symposium 2001*: S. 387-399; Wichmann
- RICHTER, M. (1978): Die Vorarlberger Alpen – Sammlung geol. Führer 49, 171 S.; Borntraeger
- RICHTER, D. (1984): Allgäuer Alpen – Sammlung geol. Führer 77, 253 S.; Borntraeger
- RICKLI, CH., ZIMMERLI, P. & BÖLL, A. (2001): Effects of vegetation on shallow landslides: an analysis of the events of August 1997 in Sachseln, Switzerland. – in: KÜHNE, M., EINSTEIN, H.H., KRAUTER, E., KLAPPERICH, H. & PÖTTLER, R. (eds.): *Landslides - Causes, Impacts, Countermeasures*. – *Proc. Int. Conf. on Landslides*; Davos, June 2001, S. 575-584; Glückauf
- ROTH, W., PREH, A., POISEL, R., HOFMANN, R. & SAUERMODER, S. (2002): Numerische Modellierung von Felsmassenstürzen am Beispiel der Schutzdämme Eiblschrofen. – *Felsbau* **20**, Nr. 5: 179-187
- ROTHPLETZ, A. (1883): Zum Bau Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. – *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 1883: 401-470
- RUFF, M. (2000): Geologische und geotechnische Kartierung in der Südlichen Vorarlberger Flyschzone 1:10.000 (Bregenzer Ach / Schoppernaut). – 96 S.; unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- RUFF, M., KASSEBEER, W. & CZURDA (2001): Die Geologie in der Umgebung von Schoppernaut und ihre Bedeutung bei der Entstehung von Hangbewegungen. – *Vorarlberger Naturschau* **11**: 59-72

- RUFF, M. & CZURDA, K. (2003): GIS-based geological hazard assessment at the Northern Calcareous Alps, Austria. – Proc. 4<sup>th</sup> Europ. Cong. on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems Bologna, Vol. I: 319-320
- RUFF, M. & CZURDA, K. (2003): Georisikokarte Hochtannberg/Arlberg - Analyse der Rutschungsgefährdung mit GIS. – Rheticus Jg. 25, Heft 3: 61-66
- RUFF, M. & CZURDA, K. (2004): Konzept für eine landesweite Ausweisung von Georisiken. – Rheticus Jg. 26, Heft 3, 59-64
- RUPKE, J., CAMMERAAT, E., SEIJMONSBERGEN, A.C., & VAN WESTEN, C.J. (1988): Engineering geomorphology of Widentobel Catchement, Appenzell and Sankt Gallen, Switzerland: a geomorphological inventory system applied to geotechnical appraisal of slope stability. – Eng. Geol. **26**: 33-68
- SCHANZ, CH. (2002): Geologische und geotechnische Kartierung im Hinteren Bregenzerwald (Schröcken, Österreich) und GIS-gestützte Modellierung potenzieller Stein Schlagwege. - 88 S.; unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- SCHEIDEGGER, E.(1975): Physical Aspects of Natural Catastrophes. – 289 S.; Elsevier
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in den Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien **66/67**: 165-193
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 305 S.; Schweizerbart
- SCHWARZ, M. (2001): Geologie und Tektonik der Allgäudecke zwischen Schröcken und Mittelberg, Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg (Österreich). – 99 S., unveröff. Diplomarbeit; Univ. Karlsruhe (TH)
- SCHWEIGL, J., FERRETTI, C. & NÖSSING, L. (2003): Geotechnical characterization and rockfall simulation of a slope: a practical case study from South Tyrol (Italy). – Eng. Geol. **67**: 281-296
- SENGOR, A.M. (1985): The story of Tethys; how many wives did Okeanos have? – Episodes, **8**, no.1: 3-12
- SEIJMONSBERGEN & VAN WESTEN (1978): Geomorphical-, Geotechnical-, and Natural Hazard maps of the „Hintere Bregenzerwald“ Area (Vorarlberg/Austria). – 176 + 132 S.; Univ. Amsterdam
- SPANG, R.M. & SOENSER, T. (1995): Optimized rockfall protection by "ROCKFALL". – Proc. 8<sup>th</sup> Congress Int. Soc. Rock Mechanics, Vol. 3: 1233-1242
- STATISTIK AUSTRIA (2002): Volkszählung 2001, Hauptergebnisse I - Vorarlberg. – [www.volkszaehlung.at](http://www.volkszaehlung.at)



- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1961): Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg) – Zt. dt. Geol. Ges. **113**: 535-556
- STEVENSON, P.C. (1977): An empirical method for the evaluation of relative landslide risk. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **16**: 69-72
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie Bauwesen **13**: 49-71
- TERLIEN, M.T.J., VAN ASCH, TH.W.J. & VAN WESTEN, C.J. (1995): Deterministic modelling in GIS-based landslide hazard assessment. – in: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (eds.): Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards, S. 57-77; Kluwer
- THIERRY, P. & VINET, L. (2003): Mapping an urban area prone to slope instability: Greater Lyons – Bull. Env. Geol. Env. **62**: 135-143
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S. + Tafelband; Deutsche
- TRÜMPY, R. (1998): Die Entwicklung der Alpen: Eine kurze Übersicht. – Z. dt. Geol. Ges., **149/2**: 165-182
- TURRINI, M.C. & VISINTAINER, P. (1998): Proposal of method to define areas of landslide hazard and application to an area of the Dolomites, Italy. – Eng. Geol., **49**: 255-265
- UROMEIH, A. & MAHDAVIFAR, M.R. (2000): Landslide hazard zonation of the Khorshrostan area, Iran. – Bull. Eng. Geol. Env. **58**: 207-213
- VAN DIJKE, J.J. & VAN WESTEN, C.J. (1990): Rockfall Hazard: a geomorphical application of neighbourhood analysis with ILWIS – ITC Journal 1990/1: 40-44
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten – Populärwiss. Veröff. Geol. B.-A.; Wien
- VAN HUSEN, D. (1999): Geological Processes during the Quaternary. - Mitt. Österr. Geol. Ges. **92**: 135-156
- VAN WESTEN, C.J., & TERLIEN, M.T.J. (1996): Deterministic landslide hazard analysis in GIS. A case study from Manizales (Colombia). – Earth Surface Processes and Landforms **21**: 835-868
- VON EYNATTEN, H. & GAUPP, R. (1999); Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. – Sediment. Geol. **124**: 81–111
- VON POSCHINGER, A. (1992): GEORISK, Erfassung und Untersuchung von Massenbewegungen im Bayerischen Alpenraum, GLA-Fachberichte **8**: 33 S.; München

WATTERSON, B. (1991): Scientific Progress goes „Boink“ - A Calvin & Hobbes Collection: S. 52

WIEGAND, TH. (1996): Modellierung von Massenverlagerungen und ihre Darstellung in Gefährdungskarten auf Blatt 7719 Balingen mit Hilfe von Geoinformationssystemen (GIS). – in: DOLLINGER, F. & STROBL, J. (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung VII; Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 1996 <http://www.agit.at/papers/1996/twiegan.pdf>

WIECZOREK, G.F., MORRISSEY, M.M., IOVINE, G. & GODT, J. (1999): Rock-fall Potential in the Yosemite Valley, California. – USGS Open-File Report 99-578 <http://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0578/>

WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late-Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Paleotectonic Implications. – Jb. Geol. B.-A. **131**: 341-389

WINKLER, W. (1996): The tectono-metamorphic evolution of the Cretaceous northern Adriatic margin as recorded by sedimentary series (western part of the Eastern Alps). – Ecl. Geol. Helv. **89**/1: 527-551

ZHOU, G., ESAKI, T., MITANI, M. XIE, M. & MORI, J. (2003): Spatial probabilistic modelling of slope failure using integrated GIS Monet Carlo simulation approach. – Eng. Geol. **68**, 373-386: Elsevier

ZISCHG, A.: KEILER, M., FUCHS, S. & MEIBL, G. (2002): Konzept zur flächendeckenden Risikoanalyse für Naturgefahren im regionalen Maßstab. - in: STROBL, J., BLASCHKE, TH. & GRIESEBNER, G. (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XIV; Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 2002: S. 607-615; Wichmann

ZYLKA, R. & JACOBSHAGEN, V. (1980): Das Karhorn bei Lech/Vorarlberg – eine Deck-scholle. – Ann. Naturhist. Mus. Wien **83**, 387-398

## Aufschlussverzeichnis

Nummer	Rechtswert	Hochwert	Bearbeiter	Beschreibung
1	-12778	235912	Hils (2002)	Verkarstungserscheinungne in Form von Rillenkarren in Oberrhätkalk
2	-12837	237504	Hils (2002)	Graubraune, gut gebankte Hauptdolomit Fm. am Koblat auf ca. 1900 mSh..
3	-13403	234643	Hils (2002)	Rhythmisch gebankte und leicht gefaltete Hauptdolomit Fm. im Bereich des Karhorns.
4	-10976	233098	Hils (2002)	Gut gebankte Plattenkalk Fm. etwa 200 m südwestlich des Striemen Tobels. Faltenscharnier.
5	-10147	233335	Hils (2002)	Gut gebankte Plattenkalk Fm. der Höllenspitze.
6	-14730	234443	Hils(2002)	Sekundär mit Calcit verfüllte Megalodonte im Oberrhätkalk.
7	-14253	236199	Hils (2002)	Gefaltete und gut gebankte Kössener Schichten.
8	-14234	236228	Hils (2002)	Tempestitablagerung der Kössener Schichten. Hauptsächlich Schill aus Muscheln in einer mikritischen Kalkmatrix.
9	-10365	233216	Hils (2002)	Gut gebankter Oberrhätkalk unterhalb der Rappenspitze.
10	-14658	234710	Hils (2002)	Deutlich rot gefärbte Kalke der Adnet-Formation nördlich des Auenfelder Horns.
11	-12855	232403	Hils (2002)	Gut gebankte Kalke der Unteren Allgäu Schichten.
12	-11315	235241	Hils (2002)	Kieselige Lagen innerhalb der Unteren Allgäu Schichten mit deutlich ausgebildeten Klüften.
13	-12022	232629	Hils (2002)	Wechselagerung von graubraunen Kalken und dunkelbraunen Mergeln der Mittleren Allgäu Schichten.
14	-10771	232219	Hils (2002)	Intensiv rot gefärbte und gut gebankte Kiesellagen der Ruhpolding Fm..
15	-10472	232716	Hils (2002)	Gut gebankte und leicht gefaltete Ruhpolding Fm. der Rappenspitze.
16	-10696	232340	Hils (2002)	Gut gebankte, im m-Bereich gefaltete, helle Kalke der Ammergau Fm..
17	-12742	237154	Hils (2002)	Stark kieselige Brekzie der Ammergau Fm..
18	-11064	234795	Hils (2002)	Ablagerungen von Wildbachschutt des Lechs.
19	-11651	236449	Hils (2002)	Felssturz Gehrner Berg
20	-11963	234031	Hils (2002)	Felssturz Älpeli
21	-14988	235942	Hils (2002)	Schulmahd-Rutschung
22	-15075	236043	Hils (2002)	Rutschmasse Schulmahd
23	-11888	234922	Hils (2002)	Wannenkopf-Rutschung
24	-13568	236600	Hils (2002)	Blockgleitung Jägeralpe
25	-14827	234462	Hils (2002)	Blockgleitung Auenfelder Horn
26	-15326	234293	Hils (2002)	Felssturzblick am Auenfelder Horn
27	-15785	229226	Hawelka (2001)	Gebankter, verwitterter Kalkstein der Muschelkalk Gruppe.
28	-16370	229005	Hawelka (2001)	Schichtstufe innerhalb der Muschelkalk Gruppe.
29	-14449	229332	Hawelka (2001)	Fazielle Verzahnung von Arlberg mit Partnach Fm..
30	-12758	226549	Hawelka (2001)	Synklinale in gut gebankter Plattenkalk Fm..
31	-12635	229323	Hawelka (2001)	Plateau aus Plattenkalk Fm. am Rüfikopf.
32	-12306	228748	Hawelka (2001)	Bank mit Belemnitenschill innerhalb des Oberrhätkalks.
33	-13408	226830	Hawelka (2001)	Brekziös ausgebildeter Oberrhätkalk.
34	-12318	228638	Hawelka (2001)	Brekzie in der Adnet Formation.
35	-13150	225988	Hawelka (2001)	Geschichtete Radiolarite der Ruhpolding Fm..
36	-10160	228434	Hawelka (2001)	Störungszone am Kontakt der Hauptdolomit zu Lech Formation (Gümplespitze)
37	-14461	228699	Hawelka (2001)	Moräne am Omeshorn, angeschnitten durch den Zürser Bach.
38	-13305	227090	Hawelka (2001)	Mächtiger Schuttfächer der Hauptdolomit Fm..
39	-15843	229391	Hawelka (2001)	Verfestigte, überwiegend aus kalkigen Komponenten aufgebaute Flussschotter.
40	-15278	231586	Hawelka (2001)	Die größte Doline der großen Gipslöcher nahe Oberlech.

## Anhang A

---

41	-15158	231365	Hawelka (2001) Der sog. Tränenbach, welcher das Gipskarst-Plateau entwässert.
42	-13362	231957	Hawelka (2001) Translations-Rutschungen innerhalb der unteren Allgäu Schichten.
43	-13251	232037	Hawelka (2001) Aktive Risse im Straßenbelag der B198 nahe der Bodenalpe.
44	-14429	228580	Hawelka (2001) Felssturzmasse im Zürser Bach.
45	-13010	226480	Hawelka (2001) Hauptdolomit Formation mit Zerr-Rissen.
46	-12975	226535	Hawelka (2001) Großkluft in der Hauptdolomit Fm..
47	-14453	229373	Hawelka (2001) Arlberg Formation. Ein instabiler Felsblock ist mit Seilen gesichert.
48	-14400	230443	Hawelka (2001) Holzkasten-Sicherung im Quartär am Nordhang in Lech.
49	-11508	220233	Fulde (2001) Knickfalten in den Schiefen des Silvretta Komplexes.
50	-10313	227485	Fulde (2001) Gebankte, dunkelgraue Kalksteinbänke der Muschelkalk Gruppe.
51	-12671	223428	Fulde (2001) Gebankte, bituminöse Kalksteine derArlberg Fm.
52	-12688	222107	Fulde (2001) Dunkle Tonschiefer der Partnach Fm. mit Quarzadern.
53	-11040	223489	Fulde (2001) Formenreiche Ausbildung der Raibler Fm. .
54	-11080	223760	Fulde (2001) Kalk-Mergel-Wechselagerung der Kössener Schichten.
55	-12049	226654	Fulde (2001) Massig ausgebildeter Oberrhätalk.
56	-13492	225054	Fulde (2001) Moränenwall südöstlich der Hasenfluh.
57	-11347	221055	Fulde (2001) Vernässungszone im Bereich des Silvretta Komplexes.
58	-11619	219988	Fulde (2001) Schwemmfächer eines Wildbaches.
62	-12919	225456	Fulde (2001) Einzelner Felssturz-Block vor einem Hotel in Zürs.
63	-13285	225064	Fulde (2001) Felssturm an einer Abrisskante oberhalb der B198.
64	-12336	222159	Fulde (2001) Felssturz auf die B197 bei Rauz am 10.8.2001.
65	-12728	222126	Fulde (2001) Gesicherte Felsböschung der B197.
66	-11980	222284	Fulde (2001) Kleiner Steinbruch an der B198 bei Rauz.
67	-13040	224252	Fulde (2001) Fossile Rutschung am Flexenpass.
68	-13095	220889	Fulde (2001) Abrissbereich eines Schlammstromes.
69	-13361	222019	Fulde (2001) Schwemmfächer eines Tobels nahe Stuben.
70	-12868	223015	Fulde (2001) Bohrung KL02.
71	-15396	238465	Schanz (2002) Hauptdolomit Formation am Gipfel des Widdersteins.
72	-16681	235857	Schanz (2002) Hauptdolomit Formation.
73	-16482	235250	Schanz (2002) Ockerfarbene Schilllagen innerhalb der Kössener Schichten.
74	-16684	235392	Schanz (2002) Grobe Brekzie in der Adnet Formation.
75	-17842	235603	Schanz (2002) Untere Allgäu Schichten mit gut gebankten Kalken und Mergeln.
76	-18602	235758	Schanz (2002) Mittlere Allgäu Schichten mit dunklen, geschieferten Mergeln und dunklen Kalkbänken.
77	-18079	236101	Schanz (2002) Die oberen Allgäu Schichten.
78	-19745	236407	Schanz (2002) Übergang von der Ruhpolding Fm. in die Ammergau Fm. .
79	-17834	237895	Schanz (2002) Steil stehender, gebankter Oberrhätalk.
80	-20184	237702	Schanz (2002) Kontakt von Hauptdolomit Fm. (rechts) mit der Arosa-Zone.
81	-20479	237899	Schanz (2002) Wasserfall auf Schichten der oberen Fanola Formation.
82	-17861	234542	Schanz (2002) Moränenmaterial an der Batzenalpe.
83	-16719	236381	Schanz (2002) Bachschutt der Bregenzerach östlich von Nesslegg.
84	-18297	234850	Schanz (2002) Sichelförmiger Moränenwall an der Fellalpe.
85	-20021	238361	Schanz (2002) Rückschreitende Abrisse am Trei-Tobel.
86	-17926	237299	Schanz (2002) Rinnenbildung durch Erosion.
87	-15709	233699	Schanz (2002) Felssturz am Nordhang der Juppenspitze.
88	-19598	236056	Schanz (2002) Ankerwand der Sulztobel-Galerie an der B200.
89	-20344	237364	Schanz (2002) Steinschlag-Block auf der Galerie Hummelwanne, B200.
90	-16813	236254	Schanz (2002) Meßpunkte an einer Mauerbefestigung an der B200.
107	-23745	238114	Ruff (2000) Aufschluß der oberen Fanola Fm. an der Gautalpe.
108	-20376	238329	Ruff (2000) Störungszone innerhalb der oberen Fanola Fm. .Phakoide aus aus Kalkstein in einer tonig-mergeligen Matrix.
110	-20170	237666	Ruff (2000) Aufschluß der Arosa-Zone am Plise Tobel.
111	-14368	233413	Ruff (2002) Braune bis graue Mergelsteine mit Kalkbänken der Mittleren Allgäu Schichten.
112	-13813	231418	Ruff (2002) Gut gebankte Kalk-Mergel-Wechselfolge der Muschelkalk Gruppe.
113	-15902	232640	Ruff (2002) Grob gebankte, bräunliche Hauptdolomit Fm..
114	-16741	230980	Ruff (2002) Gebänderte und gefaltete, gelbliche Gipslagen in der Raibler Fm..

## Anhang A

---

115	-16549	230861	Ruff (2002)	Rotgefärbte, kieselige Feinsandsteine der Raibler Fm..
116	-16771	230595	Ruff (2002)	Gebankte dunkelgraue Kalksteine im Wechsel mit rötlichen Feinsandsteinen, Raibler Fm..
117	-16342	230586	Ruff (2002)	Hellgraue bis weisse Zellendolomite der Arlberg Fm..
118	-16576	228875	Ruff (2002)	Gut gebankte mittelgraue Kalksteine und Mergel der Muschelkalk Gruppe.
119	-12239	226359	Ruff (2002)	Rotgefärbte, linsenförmige Kalkbrekzie innerhalb des Oberrhätalk.
120	-12358	226237	Ruff (2002)	Hellgrauer, grob gebankter Oberrhätalk.
121	-12558	228935	Ruff (2002)	Gut gebankte, hellgraue Kalksteine der Plattenkalk Fm..

- Quartär**
- Tafelfüllung  
Variable fluviatile Sedimente
  - Schwammfächer  
Wäldchen-Ablagerungen, meist kalkige Komponenten, Schluff bis Grobkiesfraktion, schlecht sortiert
  - Hangschutt  
Umgelagertes Verwitterungsmaterial, Komponenten je nach Ausgangsgestein, meist Kies bis Blöcke, Matrix schluffig bis sandig, schlecht verfestigt
  - Bergsturzmaterial  
Trümmereisen aus unsortierten Festgesteinen, alle Korngrößen, geringer Feinkornanteil
  - Postglaziale Schotter  
Gut gesortete Ablagerungen, Hauptkomponenten in Kies- bis Steinfraktion, komgestülztes Gefüge, Matrix sandig, mittel bis schlecht verfestigt
  - Grund-Säulenmoräne  
Variable Ablagerung, meist Matrix-gestützt, Matrix mergelig mit Geröll in Kies-Fraktion aus Kalk, Dolomit, Mergel und Tonstein, selten Schiefer

- Permianum**
- Fanola Formation  
Großbankige Wechselfolge aus dunkelgrauen, glimmerhaltigen Feinsandsteinen, hellbraunen Mergeln, dunklen Tonsteinen, hellgrauen feinkörnigen Kalksteinen, kalkigen Sandsteinen und dunkelgrauen, kalkigen Feinbrekzien und Grobsandsteinen ("Märisandstein"); Oberes Maastrium; >1000m
  - Arosa-Zone  
Tektonische Melange mit einer Matrix aus schwarzgrauen Tonmergeln und Fraktionen aus roten und grünen Mergeln, Armargau Fm., Couches Rouges, Quarziten und Hauptdolomit Fm.; bis zu 100m

- Alpidische Kalkalpen**
- Brandelfeck- und Lech Formation  
Röche, längsbankige, grobkörnige Sandsteine mit dunklen, tonigen Zwischenlagen, kontinuierlicher Übergang aus Lechtal Fm.; Oberes Alpidium; ca. 20m (nur Moienfluh)
  - Lech Formation (Kraidschiefer)  
90% mittelgraue, grünliche oder schwarze Tonmergesteine, geschiefert, mit inersförmigen Einschaltungen von Quarzareniten, Kalken und Kieselkalken; Apulum bis oberes Alpidium; bis 1000m
  - Ammergau Formationen (Aptychenschichten)  
An Basis rotgefärbte Kalksteine, anschließend pelagische, hell-braungraue, mikritische, massive Kalksteine mit weißer Bankung; Kimmridgium - Titikum; bis 70m
  - Rüppolding Formation (Radkalksteine)  
Feinbankige, kristalline Radkalksteine mit feinen Tonlagen, Farbfolge grau-grün-rot von älter nach jünger; Oxfordium; 10-15m

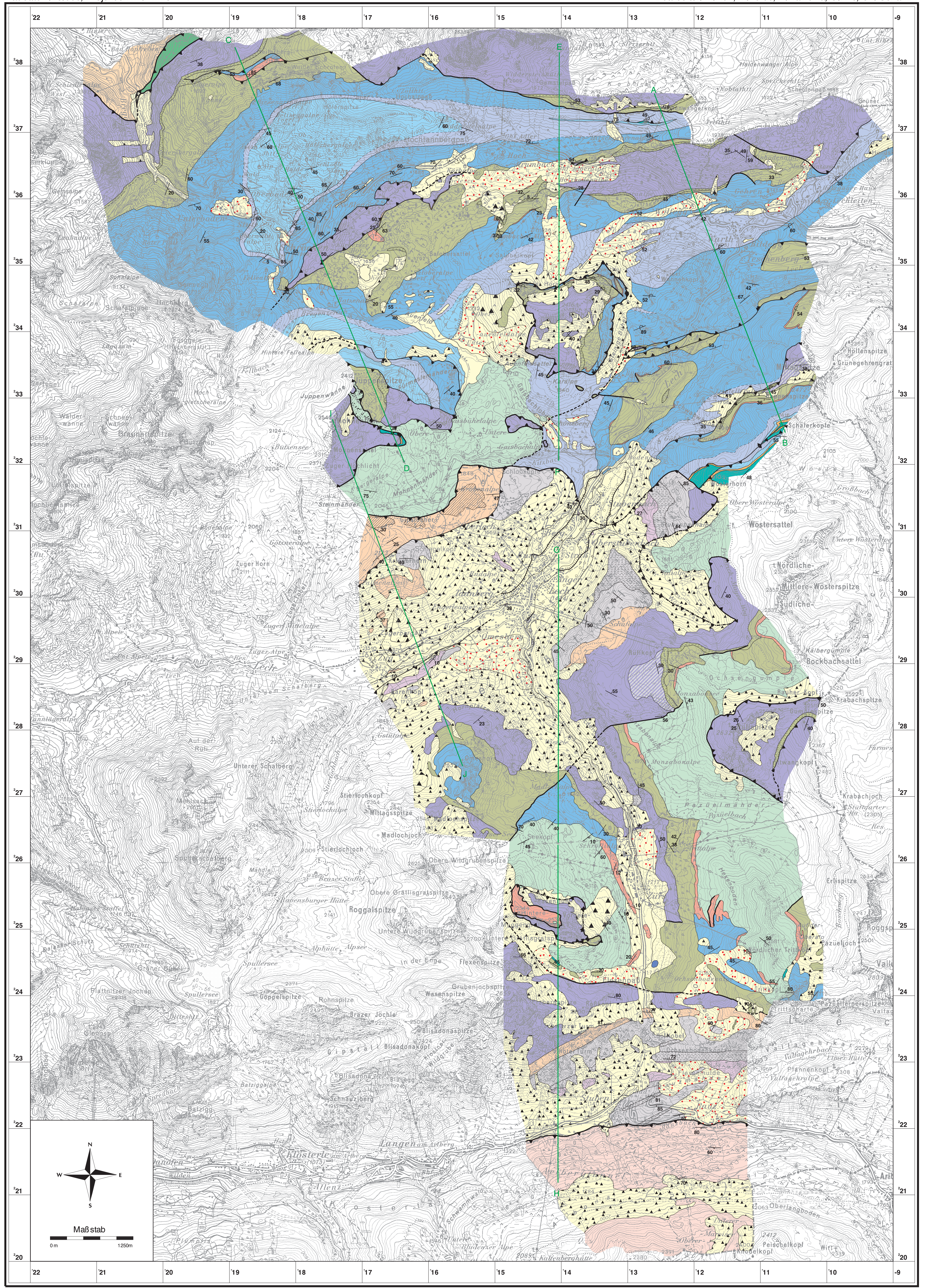
- Alpidische Kalkalpen (Jura Beckenkalke)**
- Oberes Alpidium  
Mittelbankige Wechselfolge aus dunkelgrauen, Kalken und Mergeln, mit dunklen Fossilspuren (Fukoiden), z.T. schwarze Chertlagen mit 10-50cm Mächtigkeit; Oberes Toarcium - Callovium; bis 60m
  - Mittleres Alpidium  
Dunkelgraue, grobkörnige, schwarze Tone und Tonmergel, z.T. glimmer-, mangan- und pyrithaltig; Kalkalpen und Chertlagen bis 20cm; unteres - mittleres Toarcium; 50-200m (Maximum bei Warth)
  - Unteres Alpidium  
Mittelbankige Wechselfolge aus hellgrauen Kalken, Kalkmergeln, Mergeln, Kalkbrekzien und Kieselkalken. Zum Jüngeren kontinuierliche Zunahme des Kieselgehaltes, Spurenschichten (Fukoiden), Makrotrilobiten (Bellerophon, Anmoniten); Hettangium bis Sinemurium; bis 100-350m

- Nördliche Kalkalpen**
- Kondensierte bunte Kalksteine (mit Achn Formation)  
Jura Schwellenfazies, längsbankig, bunte, mikritische Kalksteine, feine Tonsteinlagen, knollige Ausbildung durch Subskalation, Vereinzelt Bellerophon und Anmoniten; Hettangium - Sinemurium; 20m

- Köessener Formation**
- Obermätkalke  
Schwellenfazies; massive, mittelgraue, mikritische Kalksteine, nahezu weiß verwitternd, häufig verkarrt (Rinnenkarren); Fossilreich (Megalodonten und Korallen); Oberes Rhätium; bis 300m
  - Köessener Schichten  
Beckenfazies; Wechselfolge von dunkelgrauen bis schwarzen, pyritreichen Tonmergeln mit dunklen, bituminösen, pyritreichen Kalken. Auch homogene schwarze Tonsteine, Schlagen (Tempestite); Rhätium; 20-40m
  - Plattkalk Formation  
Streng grobkörnige, dunkelgraue bis blaugraue, mikritische Kalksteine, leicht bituminöse, z.T. Abgrenzung, kontinuierlicher Übergang aus Hauptdolomit Fm.; Oberes Norium; 100-120m
  - Hauptdolomit Formation  
Mäßig bis gut gebankte, braune bis graue mikrokristalline Dolomite, An Basis sekundäre Dolomitbreccie, Lokal Alpidium, Schichtenkontext (Geokline Schichten), Fein gedübelt; Norium; 700m
  - Rablier Formation (mit Evasporiten)  
Stark variable Wechselfolge aus orangebraunen Ton-Sandstein-Serie, darüber braune bis graue Zeilendolomite, Am Top evasporischer Anhydrit (sekundär zu Gips umgewandelt); Mittleres - oberes Karium; bis 200m
  - Arlberg Formation  
Massive, hell- bis dunkelgraue, mikritische, leicht bituminöse Kalksteine und (Zeilen-)Dolomite, Laterale Verzahnung mit Parthach Fm., Seltene Fossilien (Korallen); Oberes Ladinium - unteres Karium; bis 200-400m
  - Parthach Formation  
Schwarze bis dunkelbraune Tone und Tonmergel, Einschaltungen von Insenförmigen Kalkblöcken bis 20cm, Laterale Verzahnung mit Arlberg Fm., Meist stark zerschert; Oberes Ladinium - unteres Karium; 50m
  - Muschalkalk Gruppe  
Großbankige, blühende, schwarzgraue, mikritische Kalksteine mit mergeligen und pyroklastischen Zwischenlagen, Schichtoberflächen knollig mit blauschwarzer Oxidschicht; Anisium bis oberes Ladinium; >50m

- Kristallin ungebildet (Silvretta Komplex)**  
Silbergrauer Chloritisch-Muskovitschiefer, Akzessorisch mit Granaten und Amphibolen, Prä-permisches Ausgangsgestein (klastische Sedimente); kaledonisch metamorphisiert, variszisch und alpidisch übersteigt; >1500m

- Linien-Signaturen**
- Formationsgrenze
  - Formationsgrenze vermutet
  - Decken-Überschiebung
  - Decken-Überschiebung vermutet bzw. unter quartärer Bedeckung
  - Überschiebung
  - Süßung undifferenziert
  - Profilinie
  - Gefügewert Schichtung
  - Gefügewert Inverse Schichtung
  - Gefügewert Schieferung

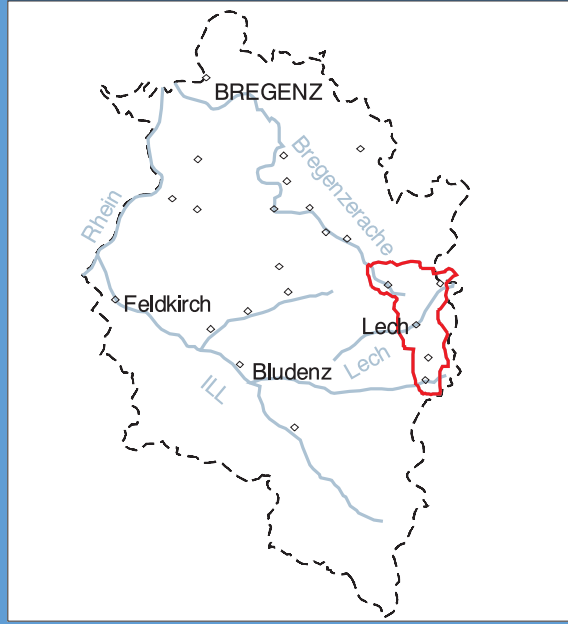


## Geologische Karte

Blatt Hochtannberg/Arlberg

Maßstab 1 : 25.000

Bearbeiter: M.Ruff



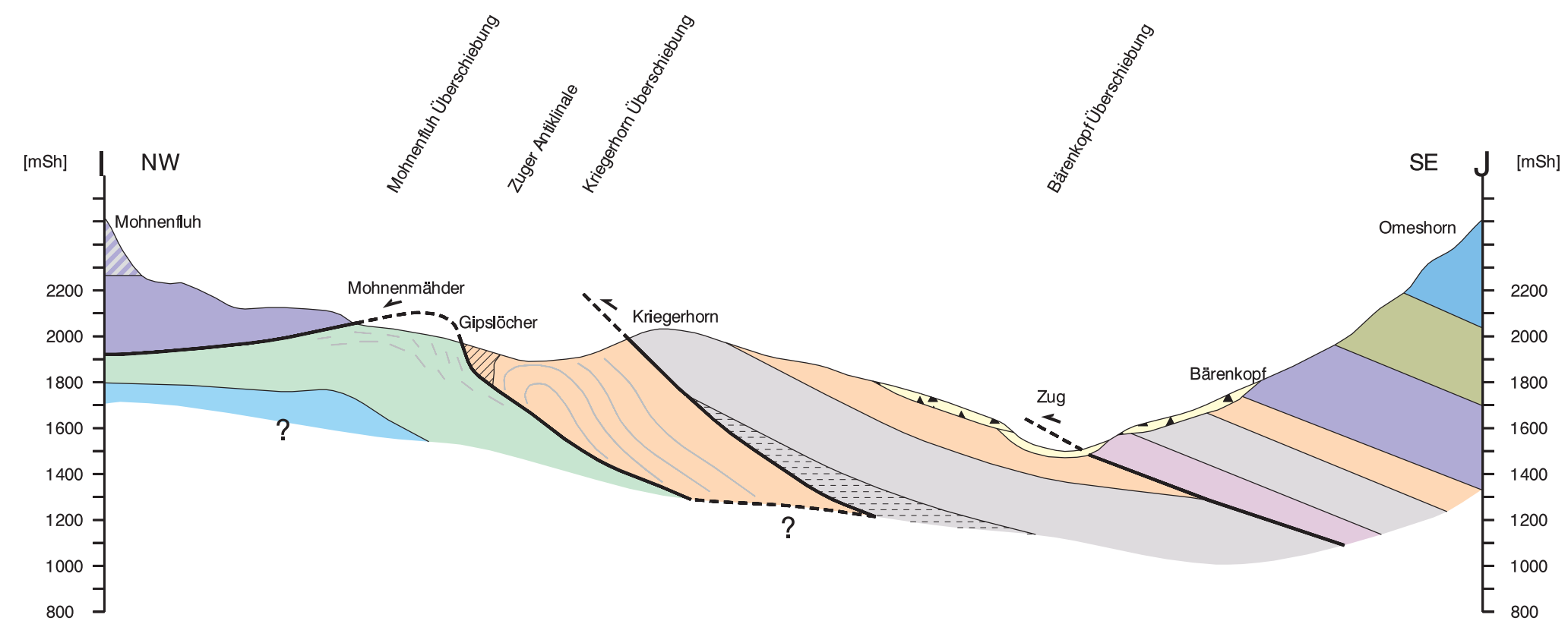
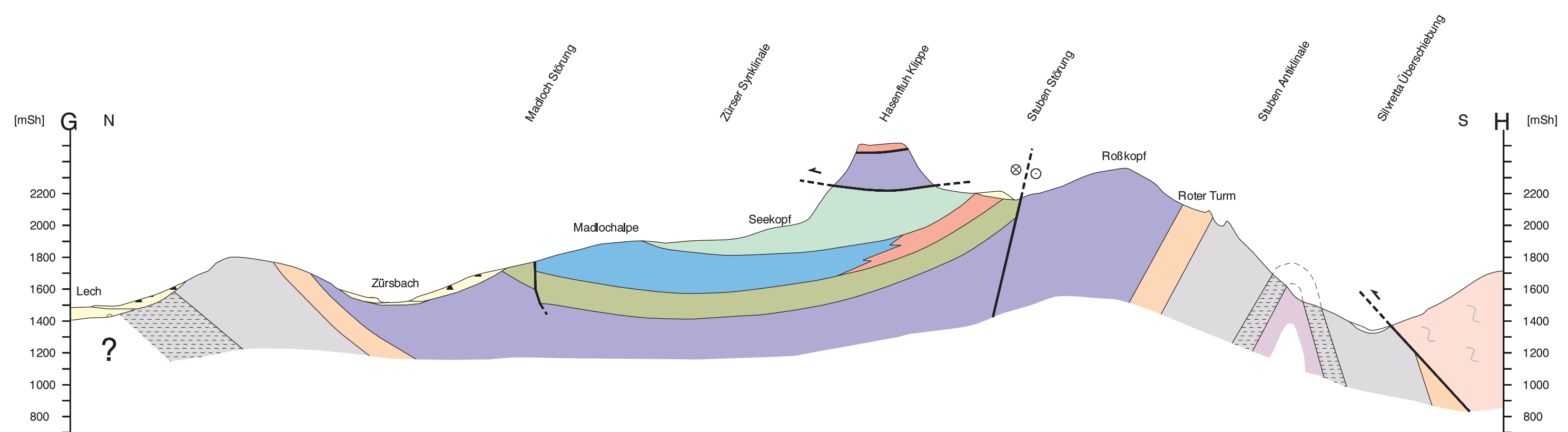
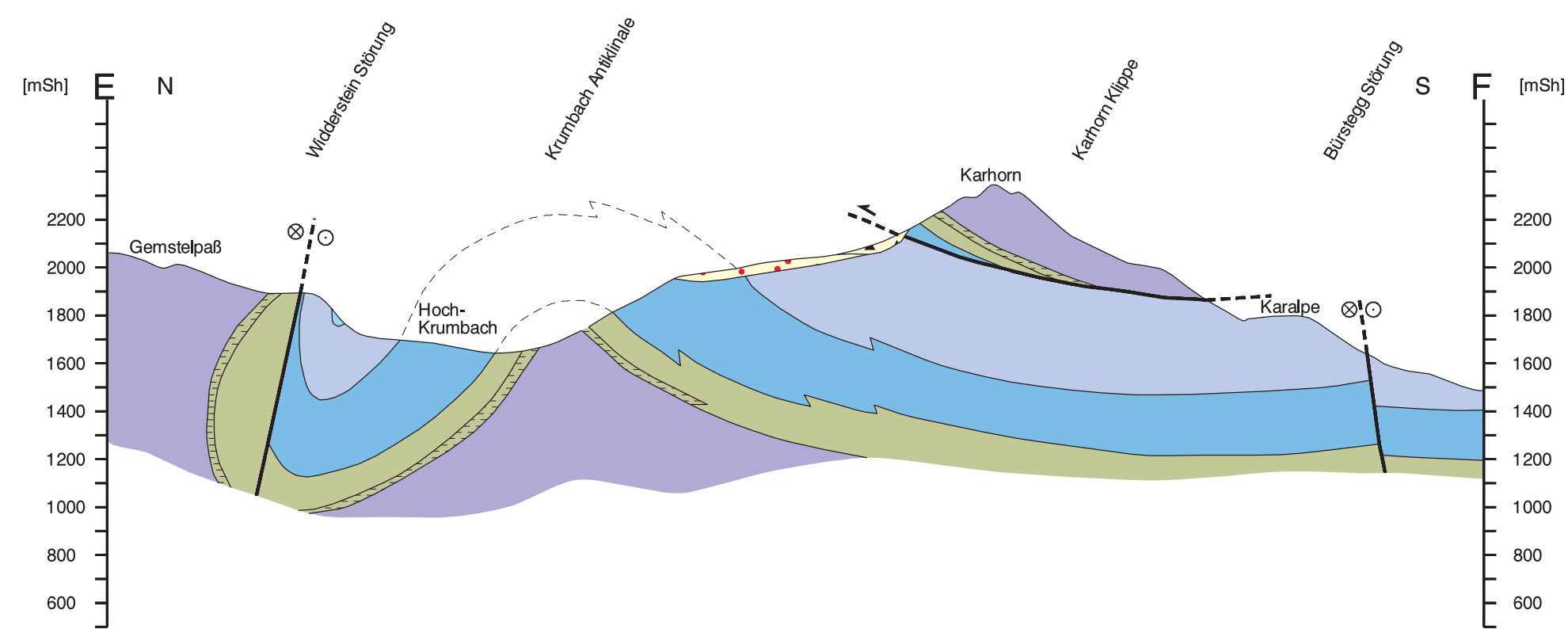
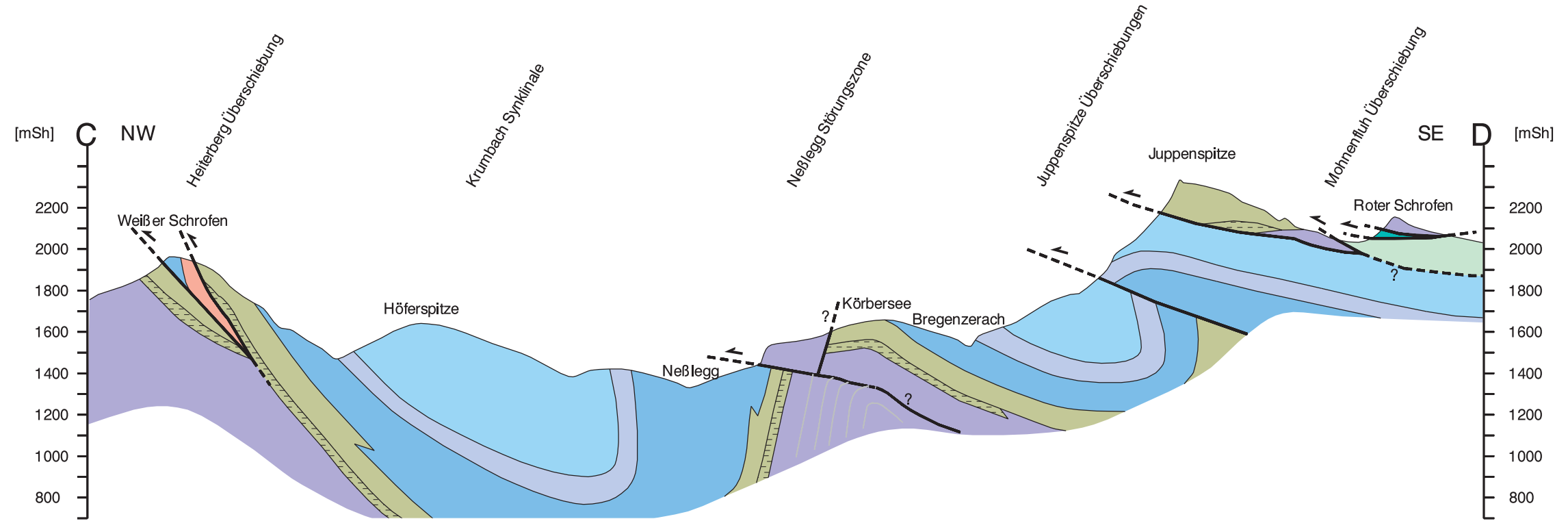
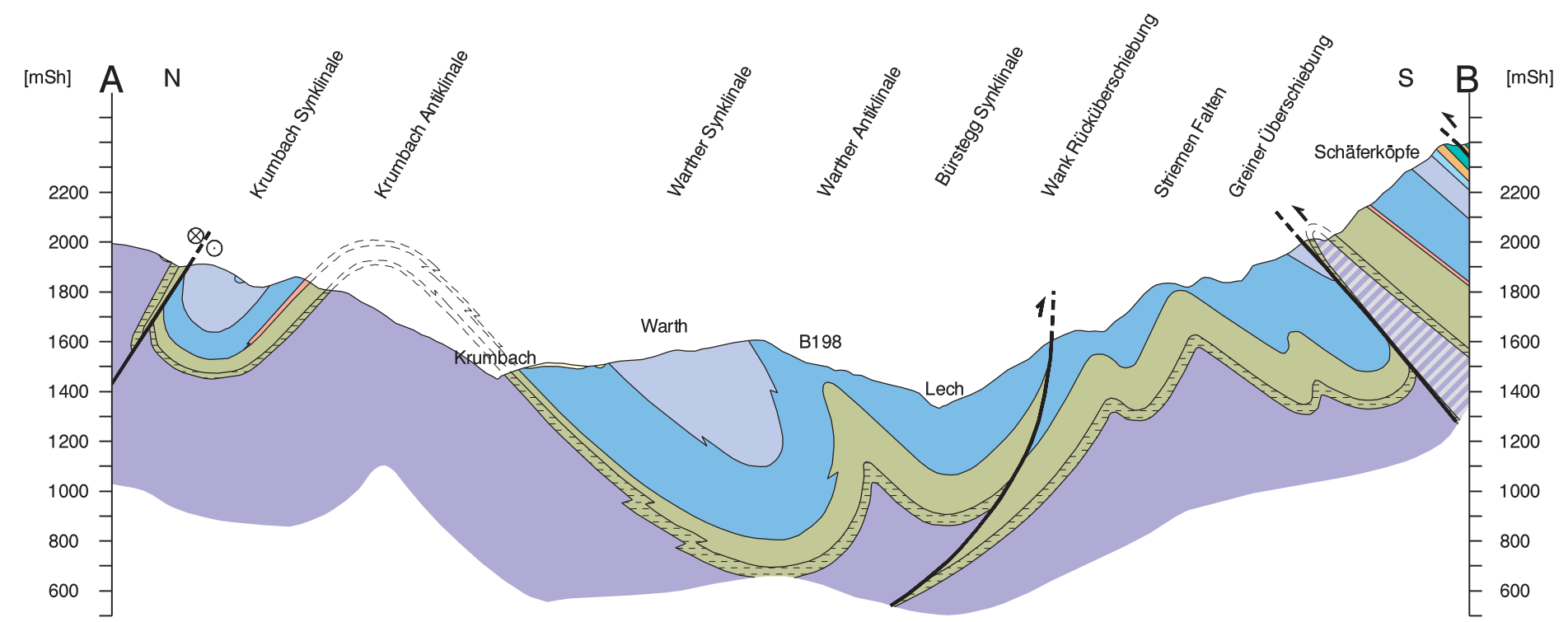
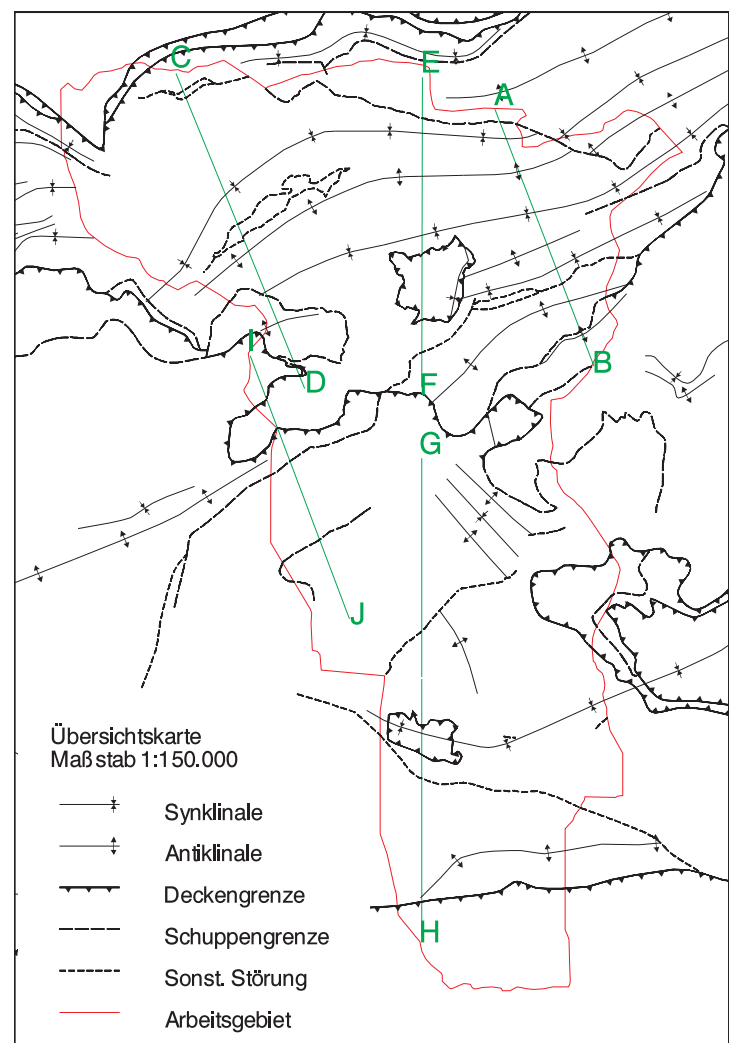
Georisikokarte Vorarlberg

## Legende

- |  |   |
|--|---|
| <p><b>Quartär</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #ffffcc; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Talfüllung</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff2cc; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Hangschutt</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff2cc; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Postglaziale Schotter</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff2cc; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Grund-/Seitenmoräne</li> </ul> | <p><b>Nördliche Kalkalpen</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Lech Formation (Kreideschiefer)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #00bcd4; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Ammergau Formation (Aptychenschichten)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #ffcc80; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Ruhpolding Formation (Radiolarite)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #bbdefb; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Obere Allgäu Schichten</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #cfe2f3; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Mittlere Allgäu Schichten</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #90caf9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Untere Allgäu Schichten</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #ffcdd2; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Kondensierte bunte Kalke (mit Adnet Formation)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Oberrhalkalke</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Kössener Schichten</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Plattenkalk Formation</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Hauptdolomit Formation</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Raibler Formation (mit Evaporiten)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Arlberg Formation</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Partnach Formation</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Muschelkalk Gruppe</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #c8e6c9; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Kristallin ungegliedert (Silvretta Komplex)</li> </ul> |
|--|---|

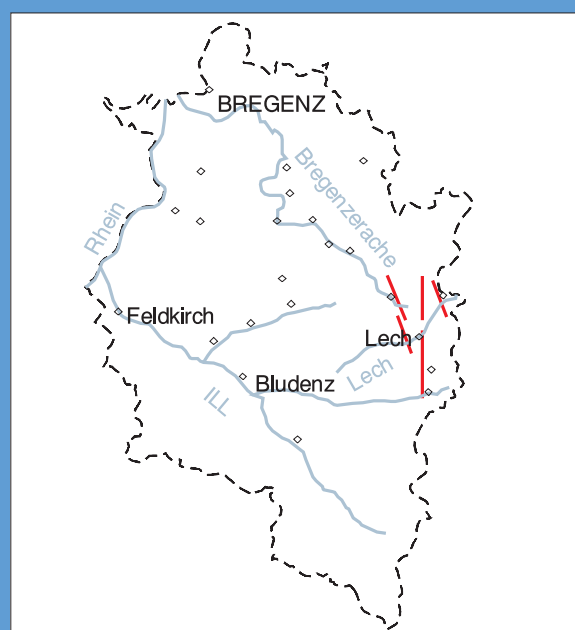
## Linien- signaturen

- Formationsgrenze
- Extrapolierte Formationsgrenze (oberhalb des Erosionsniveaus)
- Angedeutete Schichtung oder Schieferung
- Überschiebung (mit Bewegungsrichtung)
- Störung undifferenziert
- Richtung einer Blattverschiebung (sinistral)



## Geologische Karte -Profile- Blatt Hochtannberg/Arlberg Maßstab 1 : 25.000

Bearbeiter: M.Ruff



Georisikokarte  
Vorarlberg

# Gefährdungskarte Rutschungen

Blatt Hochtannberg/Arlberg

Bearbeiter M.Ruff

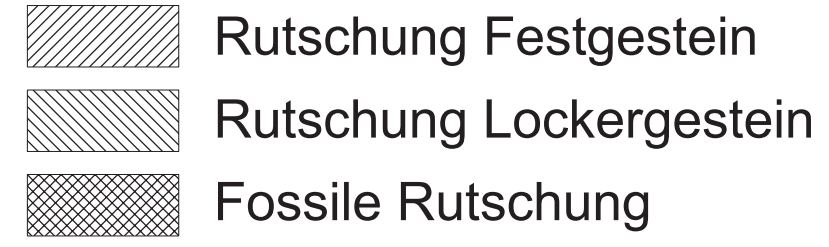
Maßstab 1:25.000

## Legende

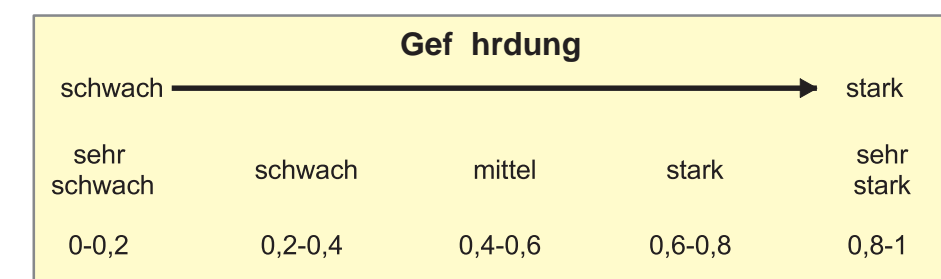
### Suszeptibilität Rutschungen



### Ereignisse



### Qualitative Beschreibung der Gefährdung mit Indizes

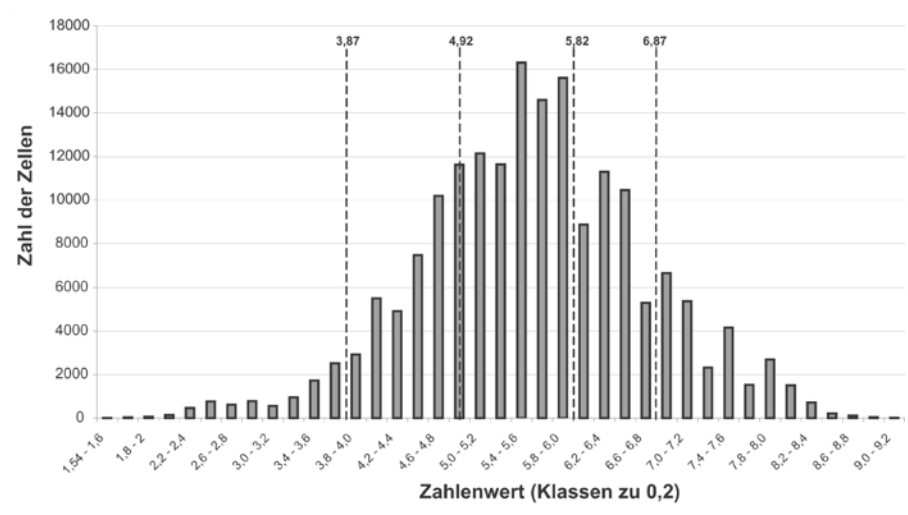


### Gewichtung der Faktoren in drei Schritten

Ebene	Gruppe	Bewertung der Ebene (a)	Bewertung der Gruppe (b)	Gesamtindex (a * b = I <sub>g</sub> * I <sub>g</sub> )
Hangneigung	Morphologie	0,6	0,4	0,24
	Exposition	0,4		0,16
Lithologie	Geologie	0,6		0,30
	Schichtlagerung	0,3	0,5	0,15
Störungen		0,1		0,05
	Erosion	0,6	0,1	0,06
Vegetation	Umwelt	0,4		0,04
Je Gruppe Σ = 1			Σ = 1	Σ = 1

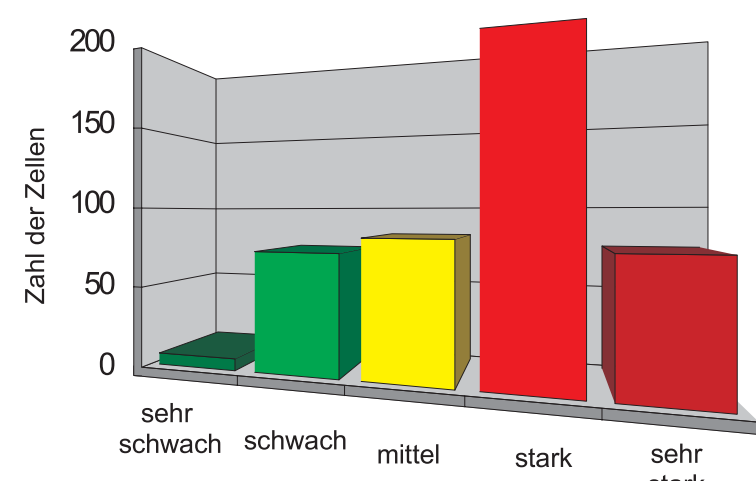
I1 für den Inhalt der Ebene (siehe kleine Karten)  
I2 für die die Gewichtung der Ebene innerhalb der Gruppe  
I3 für die die Gewichtung der Gruppe  
Alle Indizes reichen von 0 (schwache Gefährdung) bis 1 (starke Gefährdung).

### Darstellung des Ergebnisses



Das mathematische Ergebnis der Berechnung zeigt eine annähernd symmetrische Verteilung. Die Einteilung von fünf Gefährdungsklassen wurde anhand von Wendepunkten (Jenks) vorgenommen.

### Kontrolle der Darstellung



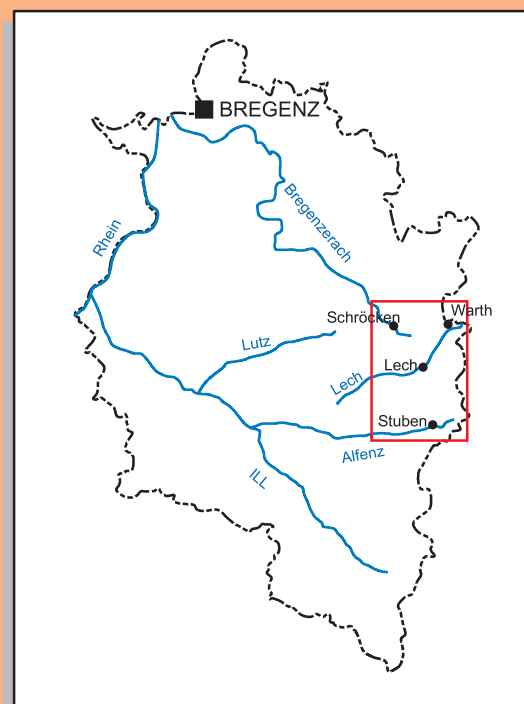
Als Endkontrolle der Karte wurden die Zellen der Ereigniskarte analysiert, die den Abrissflächen der aktiven Rutschungen entsprechen. Diese fallen in die oben gezeigten Gefährdungsklassen.

Karte erstellt mit ArcGIS 8.2  
Koordinaten MGI M28  
Topographische Grundlage: ÖK 50 (BEV)  
Karlsruhe, 2004

## Gefährdungskarte Rutschungen

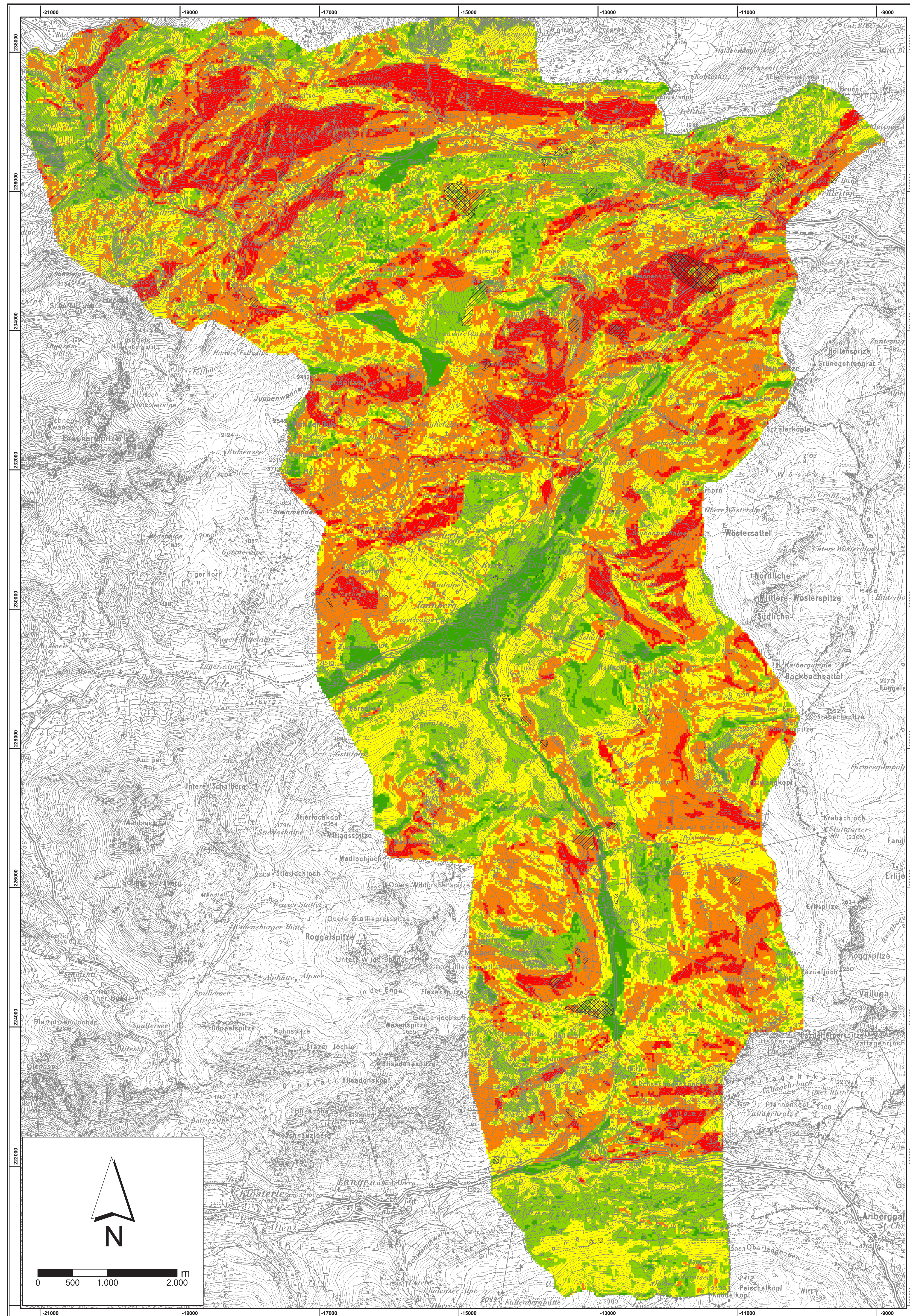
Blatt Hochtannberg/Arlberg  
Maßstab 1:25.000

Bearbeiter: M. Ruff

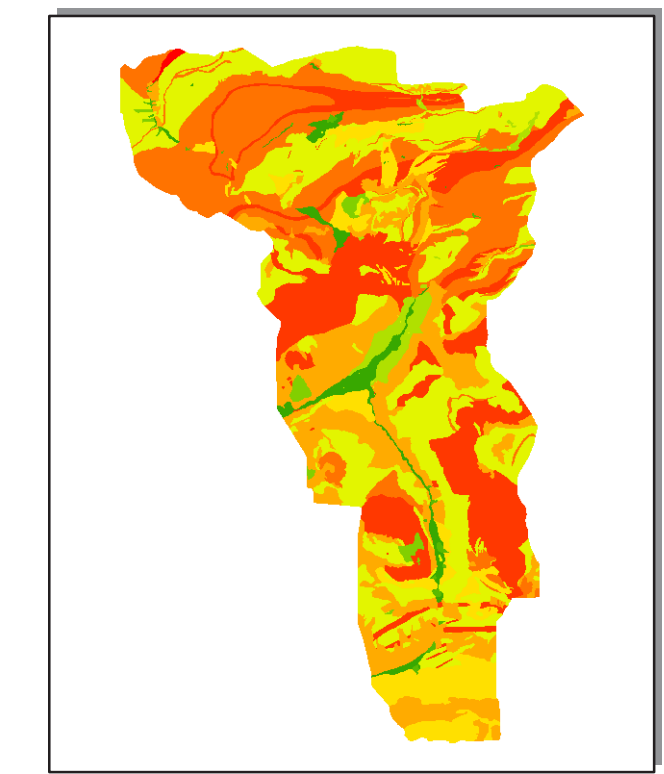


Georisikokarte  
Vorarlberg

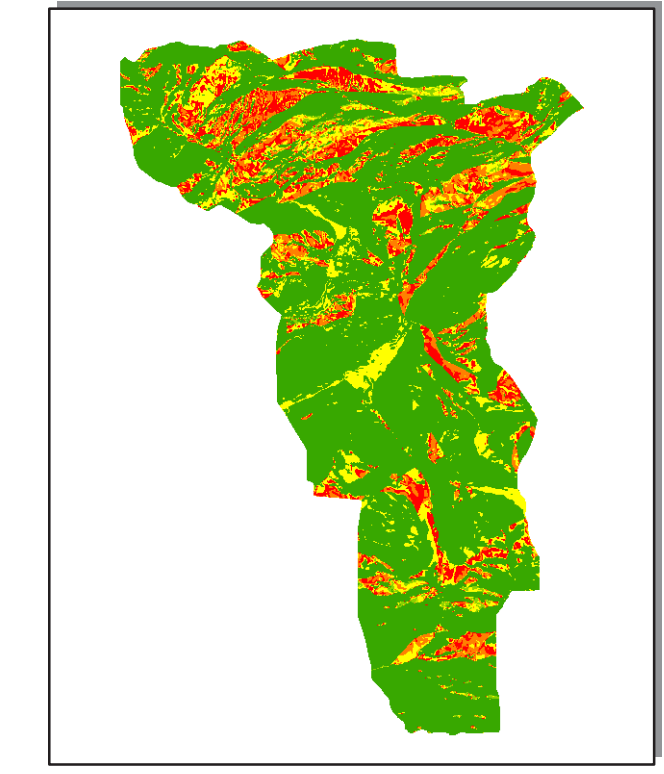
Universität Karlsruhe (TH)  
AGK Institut für Angewandte Geologie



## Vorbereitende Faktoren



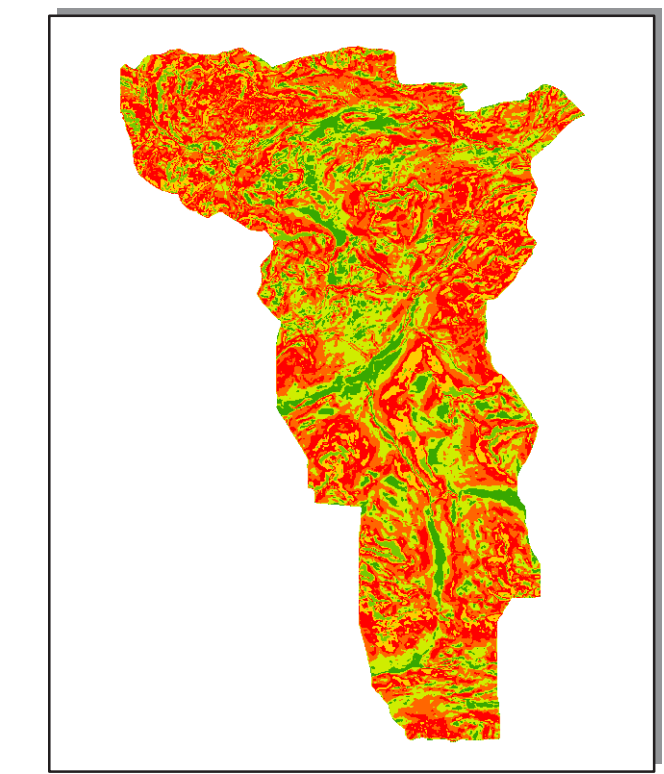
**Lithologie**  
Lithologische Klasse  
Fluviale Sedimente  
Wülbachschutt  
Felssturz-Material  
Glazifluviale Sedimente  
Homogenes Festgestein  
Heterogenes Festgestein kalkig  
Hangschut. het. Festgestein tonig  
Heterogenes Festgestein, tonig  
Wechselfestes Gestein  
Tektonische Melange



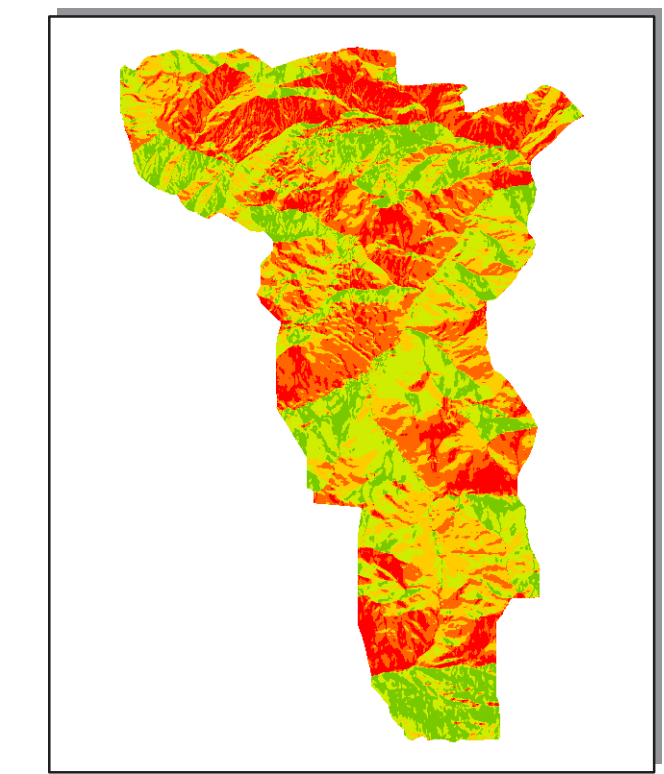
**Relative Lagerung**  
Hangneigung - phi'  
-90 bis -15, 0  
45 bis 90  
-15 bis 0, 30 bis 45,  
15 bis 30  
0 bis 15



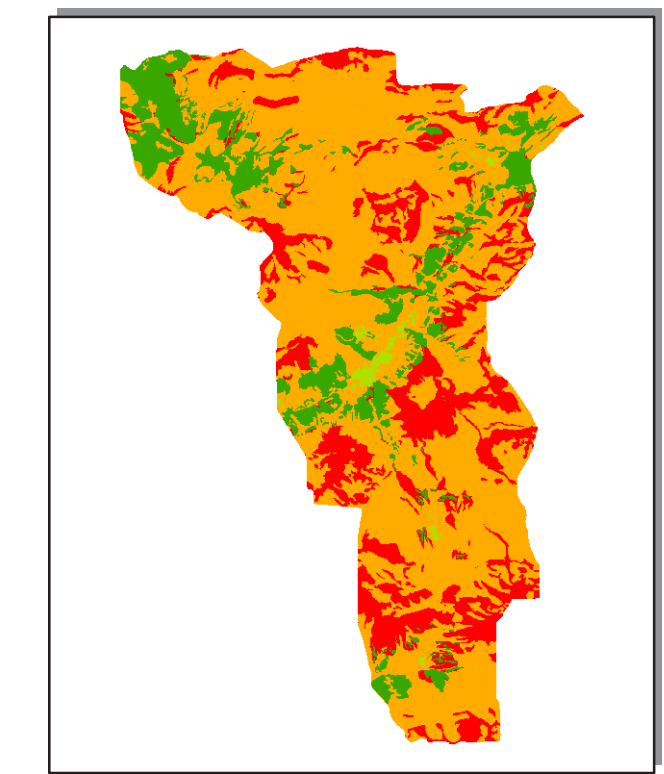
**Tektonische Störungen**  
Abstand zu Störungen [m]  
≥200  
Blattversch. <100, Übersch. <200  
Blattversch. <50, Übersch. <100  
Blattversch. <20, Übersch. <30



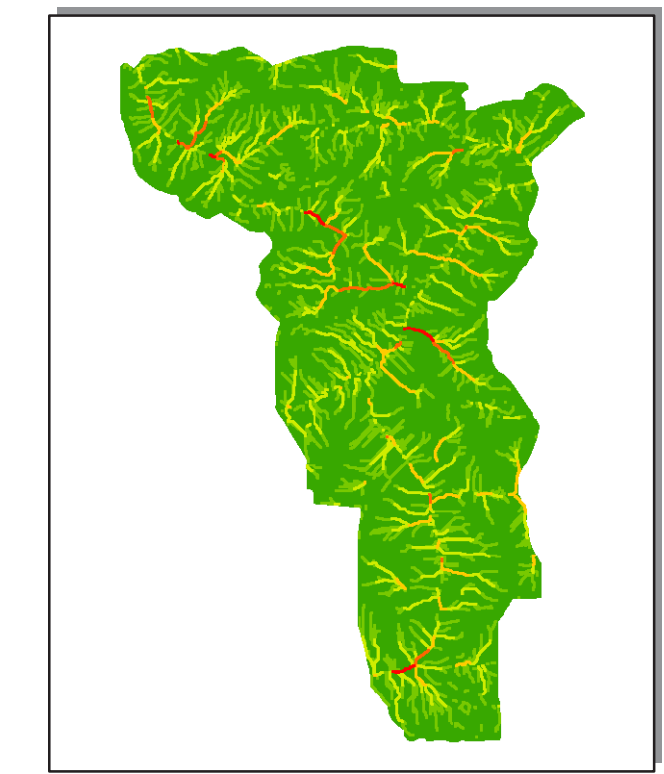
**Hangneigung**  
Neigungswinkel [°]  
0-10, 61-90  
51-60  
11-20  
41-50  
21-30  
31-40



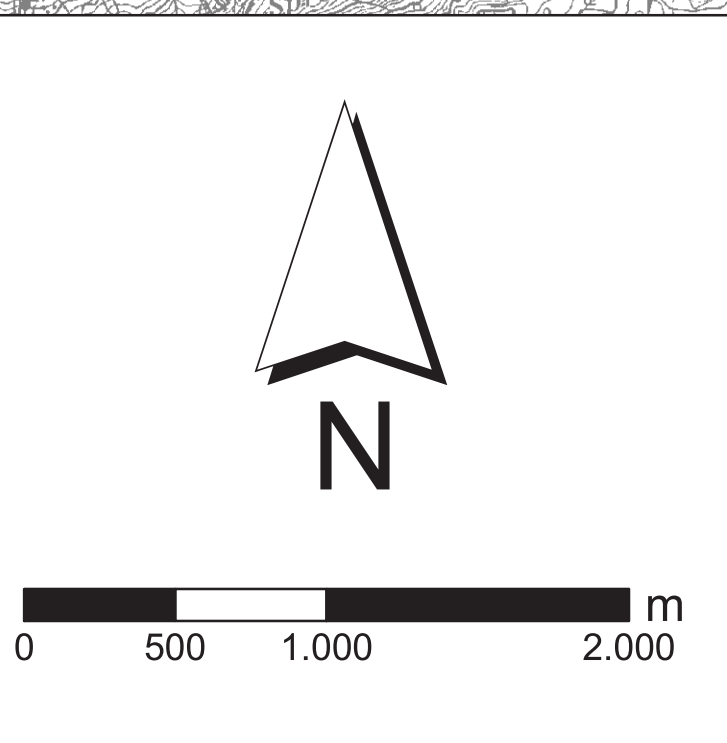
**Hangrichtung**  
Exposition  
Flach  
N  
NW, NE  
W, E  
SW, SE  
S



**Vegetation**  
Bewuchs  
Bewaldet  
Siedlung  
Wiesenfläche  
Felszone (ohne Bewuchs)



**Erosion**  
Einzugsgebiete [1000 qum]  
<10  
10-30  
30-160  
160-600  
600-3100  
3100-5460



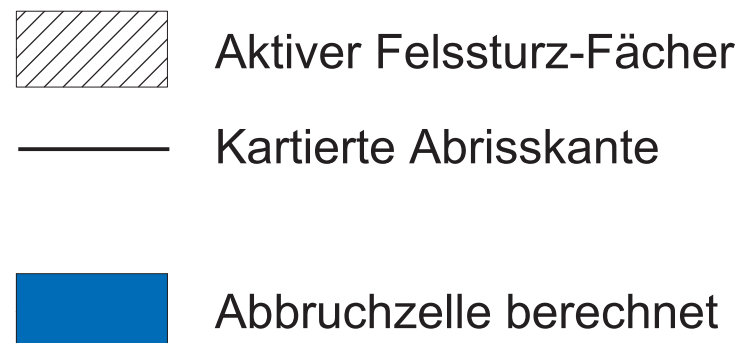


# Legende

## Suszeptibilität Felsstürze



## Ereignisse

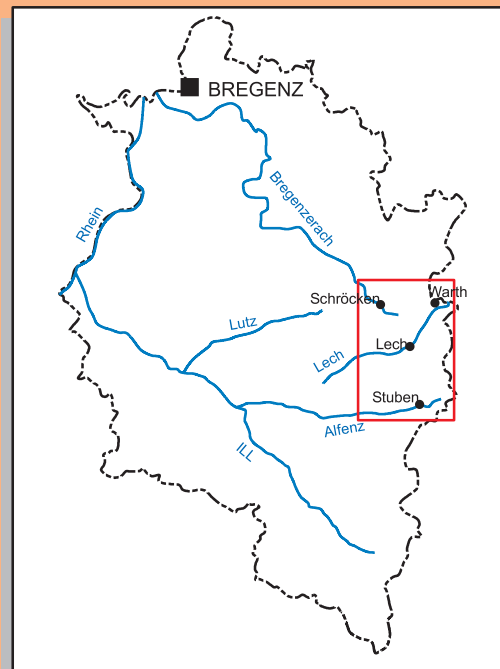


Karte erstellt mit ArcGIS 8.2  
 Koordinaten MGI M28  
 Topographische Grundlage: ÖK 50 (BEV)

# Gefährdungskarte Steinschlag

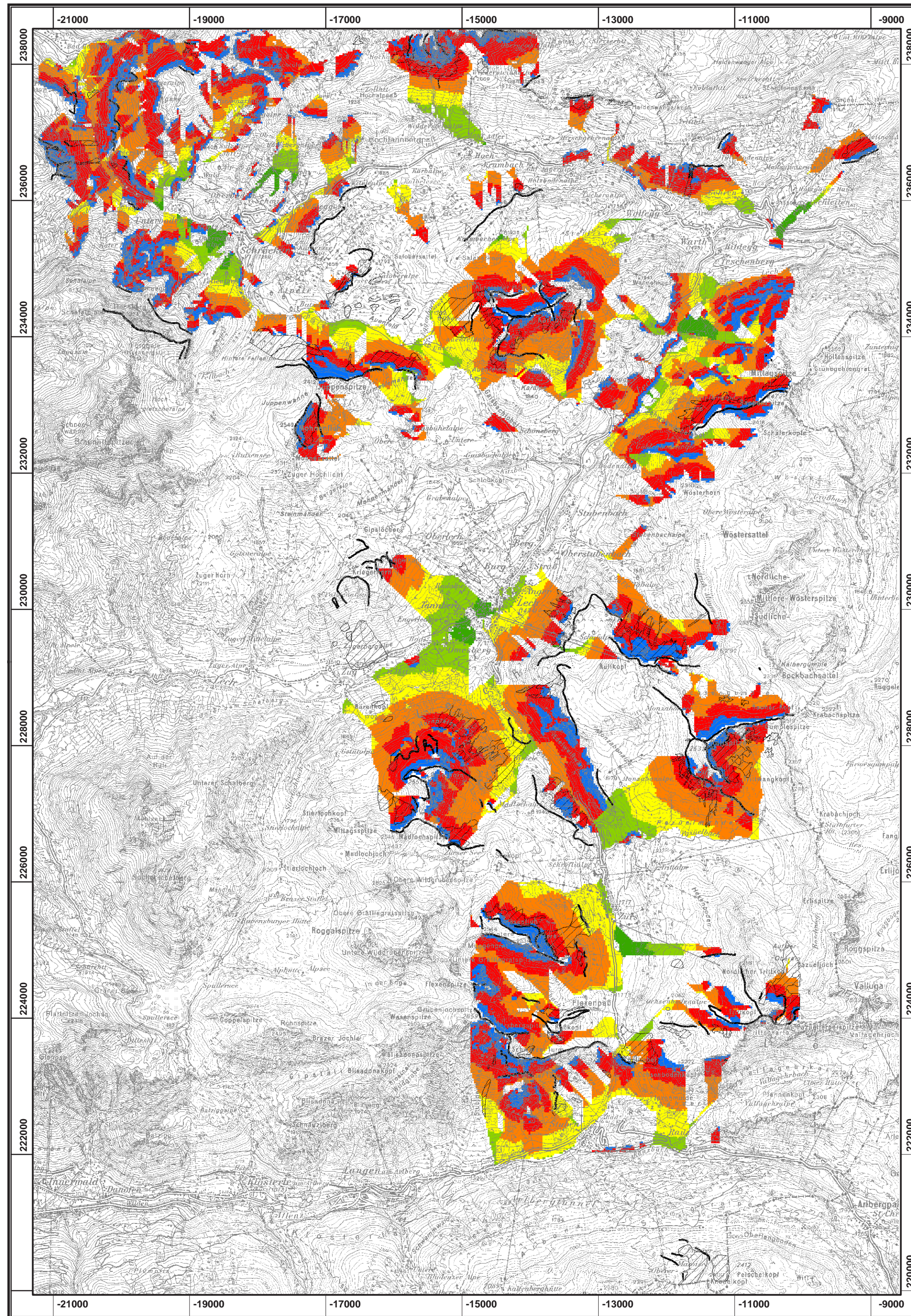
Blatt Hochtannberg/Arberg

Bearbeiter: M. Ruff



Universität Karlsruhe (TH)

AGK Institut für Angewandte Geologie



# Berechnung der Gefährdung in 3 Schritten:

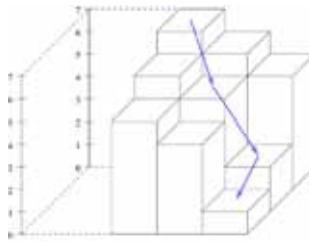
## 1. Berechnung der Abbruchzellen

Die potenziellen Abrissbereiche für Sturz-Ereignisse werden aus den Datenebenen Hangneigung und Lithologie mit zwei Bedingungen extrahiert:

- Hangneigung > 50° UND
- Lithologie = Homogenes Festgestein ODER
- Lithologie = Het. Festgestein, kalkig

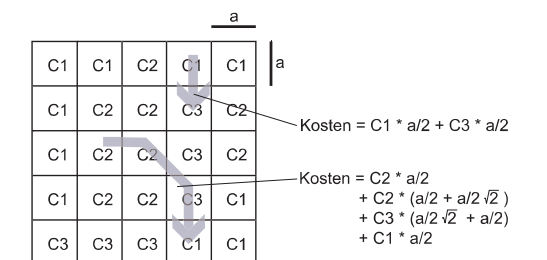
## 2. Berechnung der Trajektorien

Die Trajektorien werden aus dem Höhenmodell berechnet. Mithilfe des "lowest neighbour algorithm" wird für jede Zelle der am niedrigsten gelegene Nachbar festgelegt. So kann der steilste Weg von einer Quellzelle hangabwärts berechnet werden.



## 3. Berechnung der Reichweite

Von einer Quellzelle sind mehrere Wege hangabwärts möglich. Zur Gewichtung der potenziellen Trajektorien wurde eine "Kostenanalyse" verwendet. Für den Weg von jeder Zelle des Grids zu einer potenziellen Quellzelle werden die "Kosten" in Relation zu der Wegstrecke berechnet.



Wird als physikalische Grundlage die Bewegung eines rollenden Körpers herangezogen, so ist der zurückgelegte Weg proportional zur Hangneigung und der Rollreibung des Untergrundes (nach SCHEIDEGGER 1975).

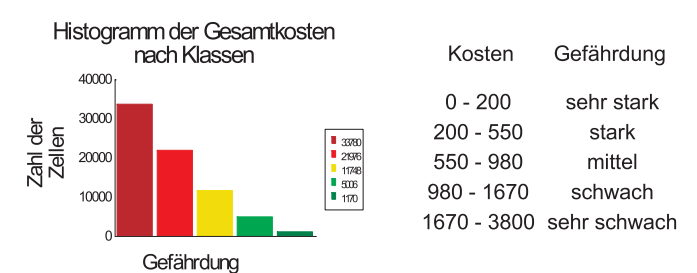
$$s = \frac{7v_0^2}{10g(\mu_r \cos \beta + \sin \beta)} \Rightarrow s \approx \frac{1}{(\mu_r \cos \beta + \sin \beta)} \quad \text{(VIII)}$$

mit s = zur ckelegte Wegstrecke,  $\mu_r$  = Rollreibungskoeffizient,  $\beta$  = Hangneigungswinkel

Deshalb wurde ein Kostengrid aufgrund der Datenebenen Hangneigung und Rollreibungskoeffizient erstellt. Ein Wert für die Rollreibung wurde mit der lithologischen Karte und einigen Eckwerten abgeschätzt.

Lithologische Klasse	Rollreibungskoeffizient geschätzt
Homogenes Festgestein	1.2
Heterogenes Festgestein	1
Wechsellastiges Gestein	0.9
Felsmaterial	0.8
Hangschutt	0.7
Moos	0.6
Fluviatile Ablagerung	0.5

Das nach Formel VIII errechnete Kostengrid wurde für die Berechnung aller potenziellen Trajektorien verwendet. Die Gefährdung kann jetzt aufgrund der Gesamtkosten der Trajektorien in 5 Klassen unterteilt werden.



Je geringer die potenziellen Kosten, desto höher die Gefährdung. Zellen, die von keiner Abbruchzelle direkt erreicht werden können, werden nicht bewertet. Die Abgrenzung der Klassen orientierte sich an der statistischen Verteilung (jenks).