

MITTEILUNGEN IAG - BOKU

Institut für Angewandte Geologie

Universität für Bodenkultur Wien

Reihe: Angewandte Geowissenschaften

Heft 8

The seal of the University of Applied Sciences for Soil Science, Vienna, is a circular emblem. It features a central cross with four quadrants: top-left shows wheat stalks, top-right shows a lightning bolt, bottom-left shows wavy lines representing water, and bottom-right shows a stylized building or structure. The text 'UNIVERSITÄT für BODENKULTUR' is written along the top inner edge of the circle, and 'WIEN' is written at the bottom.

**BAUGEOLOGISCHES  
SEMINAR**

Vorträge 1996/97

Herausgeber:  
B. SCHWAIGHOFER  
H.W. MÜLLER  
J.F. SCHNEIDER

Wien, Nov. 1997

MITTEILUNGEN IAG - BOKU  
Institut für Angewandte Geologie  
Universität für Bodenkultur Wien

---

Reihe: Angewandte Geowissenschaften

Heft 8

# **BAUGEOLOGISCHES SEMINAR**

Vorträge 1996/97

Herausgeber:  
B. SCHWAIGHOFER  
H.W. MÜLLER  
J.F. SCHNEIDER

---

Wien, Nov. 1997

Diese Ausgabe beinhaltet die Vorträge des  
Baugeologischen Seminars des Studienjahres 1996/97

**Herausgeber:**

Univ.Prof.Dr. Bernd SCHWAIGHOFER  
Univ.Doz.DI.Dr. Harald W. MÜLLER  
o.Univ.Prof.Dr. Jean F. SCHNEIDER

**Redaktion:**

Helene HELLER  
Friederike HINTERMÜLLER  
Hannelore KOLM

**IAG - BOKU**

Institut für Angewandte Geologie  
Universität für Bodenkultur Wien  
A-1190 Wien, Peter Jordan-Str. 70  
Tel. ++43-1-47654/5400, Fax /5449  
Geolsek@mail.boku.ac.at

Herstellung: Riegelnik Ges.m.b.H., Wien



# 125 JAHRE BOKU

1872 - 1997

## 125 Jahre BOKU

1997 feiert die Universität für Bodenkultur ihr 125-jähriges Bestehen. Aus diesem Anlaß soll auch die Geschichte unseres Institutes kurz beleuchtet werden, wobei auffallend ist, daß gerade die angewandte Geologie an der BOKU eine bemerkenswert lange Tradition besitzt.

### Die ersten 100 Jahre:

Schon in den ersten Jahren der damaligen Hochschule für Bodenkultur wurden die erdwissenschaftlichen Fachgebiete Geologie, Gesteinskunde und Mineralogie durch exzellente Fachleute auf den jeweiligen Spezialgebieten vertreten.

|           |   |           |                               |
|-----------|---|-----------|-------------------------------|
| 1872-1874 | F. v. Hochstetter   | 1921-1928 | A. Himmelbauer                |
| 1874-1885 | F. Ritter v. Hauer  | 1928-1934 | L. Kölbl                      |
| 1885-1911 | G. A. Koch  | 1934-1939 | A. Till                       |
| 1912-1914 | Supplierung<br>durch A. Till  | 1939-1945 | W. Kubiena                    |
| 1914-1918 | A. Till, W. Graf zu<br>Leiningen-Westerburg                                     | 1945-1951 | A. Till                       |
| 1918-1921 | A. Till für Landwirte,<br>J.E. Hibsich für<br>Kulturtechniker<br>und Forstwirte | 1951-1952 | Supplierung<br>durch J. Fink  |
|           |   | 1952-1967 | H. Franz                      |
|           |   | 1967-1969 | J. Fink                       |
|           |   | 1969-1972 | Supplierung<br>durch H. Franz |

### Ab 1972:

Mit der Berufung von E. H. Weiss auf das neu geschaffene Ordinariat für Baugeologie im Jahre 1972 erfolgte wieder eine entsprechende Berücksichtigung der angewandten Seite innerhalb der Erdwissenschaften. Sie dokumentierte sich bis 1996 auch in folgendem Namen -  
*"Institut für Bodenforschung und Baugeologie"*.

Im Jahre 1996 wurde Österreichs erstes und derzeit einziges  
*"Institut für Angewandte Geologie, IAG"*

(Dzt. Vorstand: B. Schwaighofer; Ordinarius: J.F. Schneider) neu eingerichtet, was einen weiteren Schritt in Richtung praxisrelevante Verknüpfung von Naturwissenschaften und Technik bedeutet. Auch die jüngste Reform der Studienrichtung Kulturtechnik und Wasserwirtschaft, die im Wintersemester 1996/97 wirksam wurde, ist mit dieser Zielrichtung gesetzt worden und unterstreicht die Bedeutung der angewandten Geologie.

B. Schwaighofer  
(Nov. 1997)

Das nachstehende Foto zeigt die derzeitigen, fest angestellten Mitarbeiter des Institutes für Angewandte Geologie.



Stehend v.l.n.r.: B. Schwaighofer, H.W. Müller, F. Ottner, D. Bernhard,  
J.F. Schneider, R. Schwingenschlögl  
Sitzend v.l.n.r.: F. Hintermüller, H. Heller, H. Kolm

**Inhaltsverzeichnis**

|   |     |
|---|-----|
| BILAK, A. ....  | 1   |
| Die geologischen Verhältnisse beim Ersatzstollen<br>Scheibbs für die II. Wr. Hochquellenwasserleitung<br>(Erfahrungen mit der Teilschnittfräse im Flysch) |     |
| ARNDT, R., RÖMER, A., SEIBERL, W. ....  | 23  |
| Geophysikalische Untersuchungen auf Hang-<br>bewegungen, Fallbeispiele aus Österreich   |     |
| BAUMGARTNER, P. ....  | 51  |
| Probleme der technischen Geologie im<br>Salzkammergut (Verkehrswegebau,<br>Flächenwidmungen, Deponiestandorte etc.)                                       |     |
| v. POSCHINGER, A., HAAS, U. ....  | 75  |
| Risiken durch Hangbewegungen in den<br>bayerischen Alpen, Erfahrungen mit dem<br>Projekt GEORISK nach 10 Jahren Praxis                                    |     |
| MADSEN, F.T. ....   | 91  |
| Tonmineralogische Untersuchungen der<br>Bentonite MX-80 und Montigel in Ver-<br>bindung mit der Endlagerung von<br>hochaktiven Nuklear-Abfällen           |     |
| ANGERER, H. ....  | 123 |
| Der Schesatobel - größter Murbruch<br>Mitteleuropas; von der Symptombe-<br>handlung zur ganzheitlichen Sanierung  |     |
| HOLZER, R., GORITSCHNIG, C. ....  | 159 |
| Hanginstabilitäten und Massen-<br>bewegungen im Lesachtal/Kärnten   |     |

# **Die geologischen Verhältnisse beim Ersatzstollen Scheibbs für die II. Wiener Hochquellenwasserleitung**

**(Erfahrungen mit der Teilschnittfräse im Flysch)**

## **A. BILAK**

### **1. Einleitung - Projektsübersicht**

Die von 1901 bis 1910 erbaute rund 170 km lange II. Wiener Hochquellenleitung bringt täglich ca. 230.000 m<sup>3</sup> Hochquellwasser aus dem Hochschwabgebiet nach Wien (siehe Abb. 1).

Die Leitung, die sich aus Stollenstrecken, Hangkanälen, Aquädukten und Dükerleitungen zusammensetzt, verläuft bis Peutenburg in der geologischen Zone der Kalkalpen und in weiterer Folge in der Flysch- und der Molassezone.

Vor allem an den seichtliegenden Bauwerksteilen in der Flysch- und Molassezone kommt es infolge von Hanginstabilitäten, wie Kriechvorgängen und Rutschungen, zu Schäden in Form von Rissen, die laufend Sanierungsmaßnahmen nötig machen (Abb. 2, 3).

So mußten bereits diverse Teilauswechslungen und Verlegungen in den vergangenen Jahren und Jahrzehnten an der Leitung vorgenommen werden.





Abb. 2: Bewegungsfläche aufgrund von Hangkriechen

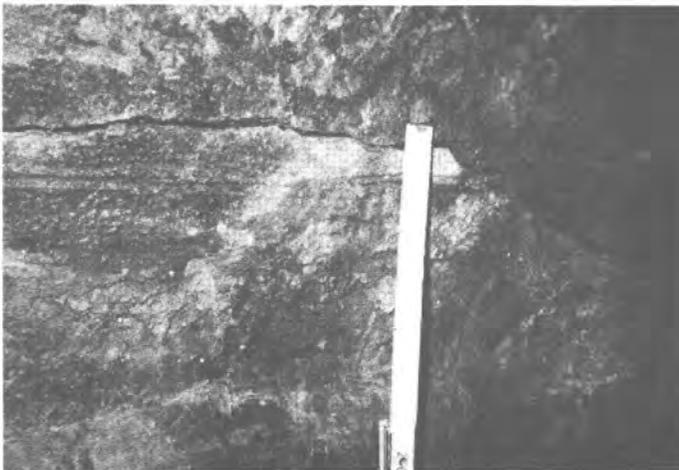


Abb. 3: Rißbildung im Alten sterreicherstollen

Der Abschnitt im Bereich Scheibbs gilt schon lange als sehr problematisch. Bereits kurz nach Fertigstellung der II. Wiener Hochquellenleitung wurde bei Neustift ein Ersatzrinnstollen gebaut und in weiterer Folge noch der Hochphyra-Ersatzstollen und der Neue Österreicherstollen. Zusätzlich wurden in instabilen Hangbereichen umfangreiche Drainagierungsmaßnahmen gesetzt. Im Stadtgebiet von Scheibbs haben auftretende Schäden im Zuge des Baues des Gymnasiums in den 70-er Jahren Sanierungsmaßnahmen nötig gemacht. In diesem Leitungsbereich besteht seither eine andauernde Gefährdung der Leitung. Deshalb wurde auch die Verlegung des gesamten Leitungsabschnittes tiefer in den Berg, nämlich unter den Höhenzug Grainberg - Holzkogel - Blassenstein, in Erwägung gezogen.

Der von der Magistratsabteilung 31 nach langen Voruntersuchungen und Planungen letztlich beschlossene 420 Mill. ÖS teure Bau des Umgehungsstollens Scheibbs setzt sich aus einem bergmännisch vortriebenen Stollen und zwei Leitungskanälen, die durch eine Leitungsbrücke über den Leysbach miteinander verbunden sind, zusammen. Der mit einer Teilschnittfräse aufgefahrene Stollen mit einer Länge von 4.922 m und einem Gefälle von 0,0295 % beginnt im Norden bei der Lokalität Steinhaus und verläuft über drei Bögen und dazwischenliegenden Geraden in Richtung Scheibbs, wo er in den bestehenden Neuen Österreicherstollen bergmännisch eingebunden wird (siehe Abb. 4, Falttafel).

Er weist ein Hufeisenprofil mit einer Ausbruchsquerschnittfläche von ca.  $10 \text{ m}^2$  auf. Die maximale Überlagerung beträgt 235 m. Nach Beendigung der Vortriebsarbeiten und dem Aufbringen des Isolierträgers wird mit dem Betonieren des Innenbetonringes begonnen, wobei der endgültige Rohrdurchmesser eine lichte Weite von 2,40 m bei einer Innenschalenstärke von 30 cm aufweist. Im Norden schließt an den Stollen ein ca. 144 m langer Leitungskanal an. In weiterer Folge wird das Wasser über eine 10 m lange Leitungsbrücke und einen 66 m langen Leitungskanal in die bestehende Wasserleitung geführt.

**LEGENDE:**

**QUARTÄR**

Q Überdeckung,  
Talfüllung

**MOLASSE**

Tonstein,  
Tonmergel,  
Sandstein

**FLYSCHZONE** (und flyschoide  
Gesteine der Molasse)

Tonstein, Mergel  
Sandstein  
Tonstein, stark durchbewegt  
Sandstein karbonatreich

**GRESTENER KLIPPENZONE**

Aptychenkalk  
Buntmergelserie

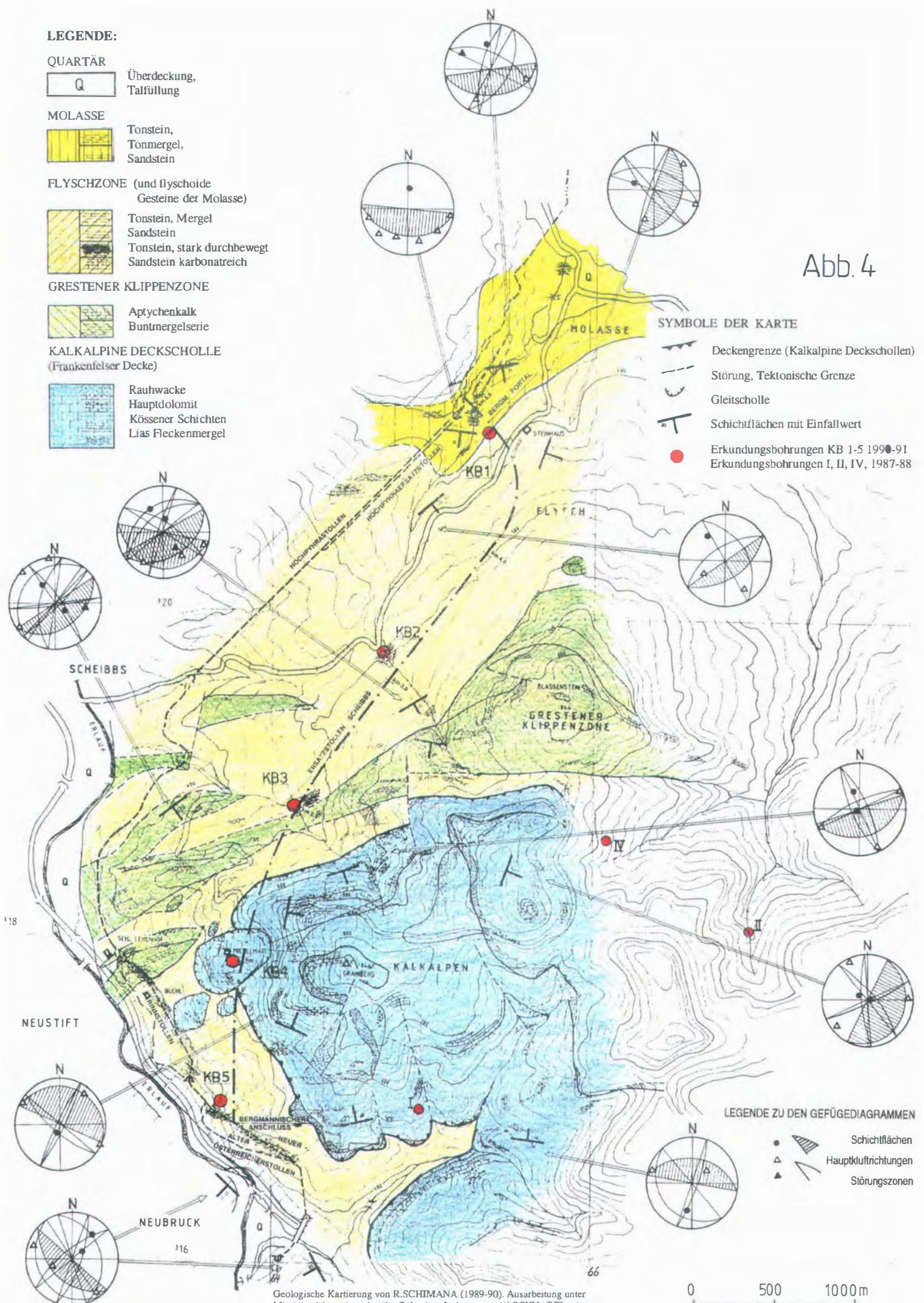
**KALKALPINE DECKSCHOLLE**  
(Frankenfelscher Decke)

Rauhwaacke  
Hauptdolomit  
Kössener Schichten  
Lias Fleckenmergel

**SYMBOLE DER KARTE**

- Deckengrenze (Kalkalpine Deckschollen)
- Störung, Tektonische Grenze
- Gleitscholle
- Schichtflächen mit Einfallwert
- Erkundungsbohrungen KB 1-5 1990-91
- Erkundungsbohrungen I, II, IV, 1987-88

Abb. 4



Geologische Kartierung von R.SCHIMANA (1989-90). Ausarbeitung unter  
Miteinbeziehung bestehender Geländeaufnahmen von W.SCHNABEL, einer  
Stollenaufnahme von I.STTNY sowie einem baugeologischen Bericht

## 2. Geologischer Rahmen

### 2.1. Prognose

#### 2.1.1. Allgemeines

Erstmals wurde seitens des Büros Dr. Nowy 1987 eine geologisch - geotechnische Vorstudie über vier Varianten durchgeführt, wobei davon die längste 14 km betrug. 1989/90 wurde dann eine geologisch - geotechnische Trassenkartierung der II. Wiener Hochquellenleitung erstellt, deren Resultat nach wirtschaftlichen und betriebstechnischen Überlegungen eine kürzere Variante mit sich brachte. Im Jahre 1990 traf man magistratsintern die Entscheidung, eine kürzere Variante in Angriff zu nehmen. Für das Projekt Ersatzstollen Scheibbs wurden anfänglich drei neue Trassenverläufe diskutiert, wobei detailliertere geologisch - geotechnische und hydrogeologische Untersuchungen über das Projektgebiet und planerische Überlegungen in diesen drei neuen Varianten bereits berücksichtigt wurden. Für das wasser-rechtliche Einreichverfahren stand die nun zur Ausführung gelangte Trassenwahl bereits fest.

Die geologisch - geotechnischen Voruntersuchungen basierten auf einer im Maßstab 1:10.000 durchgeführten geologischen Detailkartierung, auf einer hydrogeologischen Grundaufnahme, auf fünf bis in das Stollenniveau abgeteufte Kernbohrungen und auf anhand ausgesuchter Kernproben durchgeführten Laboruntersuchungen, wie Druckfestigkeiten, Spaltzugfestigkeiten, tonmineralogischen Untersuchungen und mikroskopischen Untersuchungen an Gesteinsdünnschliffen.

Die daraus resultierenden Ergebnisse zeigten vor allem, daß mit einem sehr inhomogenen Aufbau des Gebirges zu rechnen ist, welches vor allem durch einen mitunter sehr raschen Wechsel von „harten“ und „weichen“ Gesteinen mit unterschiedlichstem Zerlegungsgrad gekennzeichnet ist.

### 2.1.2. Geologischer - Hydrogeologischer Überblick

Das Projektsgelände befindet sich im Nahbereich der nördlichen Ausläufer der Kalkalpen. Im wesentlichen sind vier geologische Serien anstehend (siehe Abb. 4):

Diese sind vom tektonisch Hangenden zum Liegenden:

- Kalk-Dolomit-Komplex der Frankenfelscher Decke
- Flyschserie
- Gesteine der Grestener Klippenzone
- Molasse

Die Trasse wurde so gewählt, daß eine Berührung der kalkalpinen Deckscholle weitgehend ausgeschlossen werden konnte, da in dieser aufgrund der Charaktereigenschaft der Gesteine mit vermehrter Wasserführung zu rechnen ist (Abb. 5, Falttafel).

Somit werden die Gesteinsserien der Molassezone, der Flysch- und der Klippenzone durchörtert. Aufgrund der Nähe zur Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen sind die Gesteinsserien von einem hohen Tektonisierungsgrad gekennzeichnet, welcher aus der Überschiebung resultiert.

#### *Gesteine der Kalkalpinen Deckscholle*

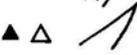
Die triadische Schichtfolge beginnt an der Basis mit einem meist geringmächtigen Rauhwackenhorizont, über dem mit einem mächtigen Schichtpaket der Hauptdolomit folgt, auf dem die Kössener Schichten lagern. Darüber liegen in einzelnen Teilbereichen die jurassischen Allgäuschichten.

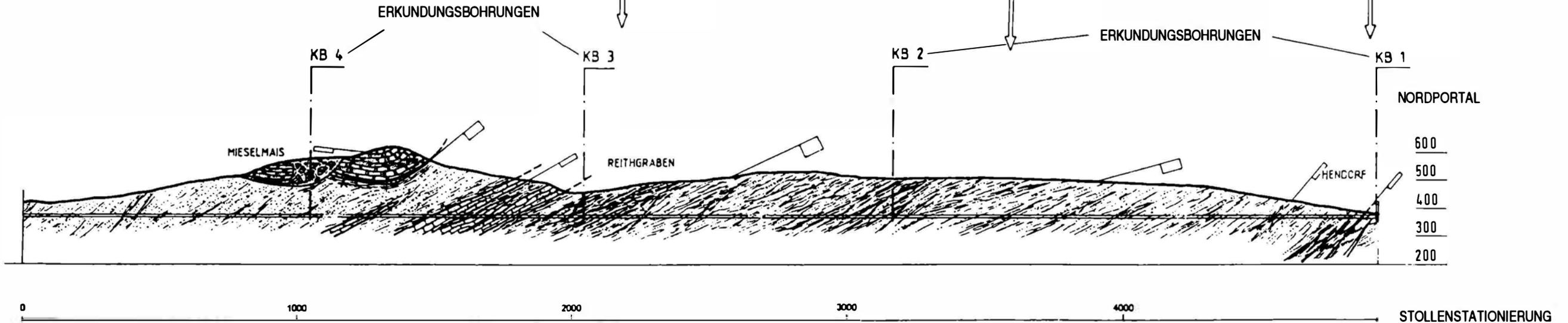
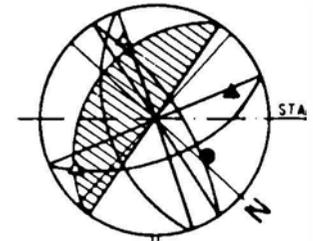
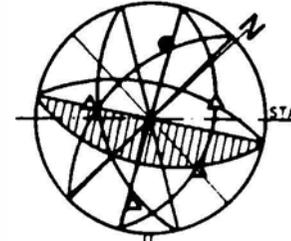
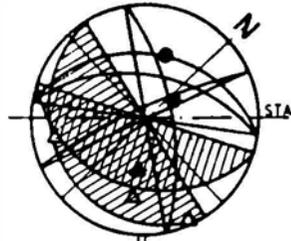
#### *Gesteine der Flyschzone*

Die Gesteine der Flyschserie zeichnen sich durch einen häufigen Wechsel von sandigen und tonigen Ablagerungen aus. Aufgrund der tektonischen Verhältnisse und dem unterschiedlichen Bruchverhalten

Abb. 5

LEGENDE ZU DEN GEFÜGEDIAGRAMMEN

-  Schichtflächen
-  Hauptkluftrichtungen
-  Störungszonen



| FLYSCH   |  | GRESTENER KLIPPENZONE   | FLYSCH  |   |
|--|--|---|---|---|
| SANDSTEINE MIT EINSCHALTUNGEN BZW. ÜBERGÄNGEN ZU TONSTEIN UND MERGEL. SANDSTEINE Z.T. MIT HOHEM QUARZANTEIL (HART).  | SANDSTEIN, TON- BIS KALKMERGEL, EINSCHÜPPUNGEN DER KLIPPENZONE MÖGLICH.                  | MYONENKALK, KIESELIGE UND MERGELIGE KALKE; TONSTEIN- UND MERGELLAGEN.   | WEICHER TONSTEIN U. MERGEL ("TONSCHIEFER"), UNTERGEORDNET SANDSTEIN, EINSCHÜPPUNGEN DER KLIPPENZONE MÖGLICH.  | "HARTE" SANDSTEINE IN WECHSELLAGERUNG MIT "WEICHEN" TONSTEINEN ("TONSCHIEFER") UND TONMERGELN, MERGELN UND KALKMERGELN. SANDSTEINE DOMINIEREND KARBONATISCH VERFESTIGT, Z.T. MIT HOHEM QUARZANTEIL. |
| SANDSTEINE PLATTIG BIS GEBANKT, MITTELSTEILE RAUMSTELLUNG DER $\sigma_3$ -FLÄCHEN, SENKRECHT DAZU GEKLÜFTET; EINFALLEN DER $\sigma_3$ -FLÄCHEN IN VORTRIEBSRICHTUNG. DANEBEN MASSIGE ABSCHNITTE, BLOCKIG ZERLEGT. BEWEGUNGSZONEN MIT HARNISCHFLÄCHEN BEVORZUGT IN TONSTEIN- UND MERGELLAGEN. | KALKE DÜNNBANKIG, WELLI- GE $\sigma_3$ -FLÄCHEN; TONSTEIN UND MERGEL INTENSIV ZERSCHERT. | TEKTONISCH INTENSIV ZERSCHERT, ENGSTÄNDIGE LINSIG VERLAUFENDE HARNISCHFLÄCHEN ("TONSCHIEFER"), Z.T. BIS ZU MYLONITISCH / TONIG AUFGEARBEITET. | MITTELSTEILE RAUMSTELLUNG DER PLATTIG BIS BANKIG AUSGEBILDETEN $\sigma_3$ -FLÄCHEN; TONSTEIN- UND MERGELLAGEN PARALLEL ZUR BANKUNG UNTER AUSBILDUNG VON HARNISCHFLÄCHEN Z.T. INTENSIV ZERSCHERT. IN SANDSTEINDOMINIERTEN ZONEN ABSCHNITTE MIT MASSIGEM HABITUS UND BLOCKIGER ZERLEGUNG. |   |

STOLLENSTATIONIERUNG

GESTEINSVERHÄLTNISSE

GEFÜGEVERHÄLTNISSE

der Gesteine konnte von plastischen und spröd-harten Gesteinsverhältnissen ausgegangen werden. Somit war eine intensive Wechsellagerung aus Tonsteinen, Tonmergeln, Tonmylonit-„schiefern“ und Sandsteinen mit unterschiedlichen Mächtigkeiten zu erwarten.

### *Gesteine der Grestener Klippenzone*

Bei den Gesteinen der Grestener Klippenzone handelt es sich vor allem um Aptychenkalke, die dünnbankig-mergelig an der Oberfläche anstehen und um z.T. verkieselte Kalke sowie Gesteine der Buntmergelserie. Es wurde davon ausgegangen, daß diese Gesteine vor allem als tektonische Schuppen in der Flyschzone vorliegen.

### *Gesteine der Molassezone*

Die Gesteine der Molassezone, die v.a. im Bereich des N-Portals anstehen, zeigen kaum einen geotechnischen Unterschied zu den Gesteinen der Flyschzone. Primär handelt es sich ebenfalls um Tonstein -Sandstein-Abfolgen.

Die hydrogeologische Situation wird durch die unterschiedlichen Gesteinsserien und tektonischen Gegebenheiten bestimmt. Während man in den Gesteinen des Flysches aufgrund des hohen Ton- und Mergelanteils von weitgehend dichten Verhältnissen ausgehen konnte, mußte in der auflagernden Kalkscholle mit sehr guten Wasserwegigkeiten gerechnet werden. Diese sind durch den sehr hohen Zerlegungsgrad des Dolomites, durch Karstphänomene, sowohl in den Kalk- und Dolomitserien, als auch in den basalen Rauhwacken, begründet. An diese sind Quellaustritte mit zum Teil beachtlichen Schüttungsmengen gebunden. Da ein Anschneiden dieser Deckscholle beim Vortrieb mit massiven Wasserzutritten verbunden wäre und ein Trockenfallen der daran gebundenen Quellen eintreten würde, wurde seitens des Büros Nowy eine in Richtung Westen verschwenkte Stollentrasse vorgeschlagen, bei der ein Anschneiden dieser Deckscholle grundsätzlich ausgeschlossen werden konnte.

### 2.1.3. Laboruntersuchungen

An einigen Bohrkernproben wurden felsmechanische Untersuchungen, wie die Ermittlung der einachsialen Druckfestigkeit und der Spaltzugfestigkeit, tonmineralogische Untersuchungen zur Abklärung der Frage nach quellfähigen Tonmineralen und Untersuchungen an Gesteinsdünnschliffen, vor allem aus Sandsteinen, durchgeführt, um nähere Informationen über Mineralbestand, Korngrößen, Kornverband, Schleiffestigkeit etc. zu bekommen.

#### *Einachsiale Druckversuche und Spaltzugversuche*

Die Untersuchungen der Kerne in der Materialprüfanstalt der Tauernkraftwerke/Dr. HUBER ergaben Werte für die einachsialen Druckfestigkeiten in den Sandsteinen zwischen 38,2 und 99,9 N/mm<sup>2</sup>. Die Werte der Spaltzugfestigkeiten lagen zwischen 4,99 und 11,20 N/mm<sup>2</sup>.

Die Werte der Mergel (Tonmergel und Kalkmergel) schwankten bei den einachsialen Druckfestigkeiten zwischen 35,0 - 45,3 N/mm<sup>2</sup> und bei den Spaltzugfestigkeiten zwischen 4,82 und 14,98 N/mm<sup>2</sup>.

Die Untersuchungen an den Tonsteinen und den zerscherten Tonsteinen ("Tonschiefer") ergaben 0,6 N/mm<sup>2</sup> für die Druckfestigkeit und 0,1 - 0,87 N/mm<sup>2</sup> für die Spaltzugfestigkeit.

#### *Tonmineralogische Untersuchungen*

Die an der Universität für Bodenkultur Wien (Institut für Angewandte Geologie / Univ. Prof. Dr. SCHWAIGHOFER) röntgen-diffraktometrisch untersuchten Proben wiesen 23 - 36 % quellfähige Smektitminerale auf sowie 10 - 17 % Mixed - Layer Minerale, in denen ebenfalls quellfähige Substanzen in unterschiedlichem Ausmaß enthalten sein können. Vor allem in tektonisch stark beanspruchten Zonen mußte von einem Vorkommen solcher quellfähiger Gesteine ausgegangen werden.

### *Mikroskopische Untersuchungen an Gesteinsdünnschliffen*

Die an den Dünnschliffen vorgenommenen Untersuchungen ließen erkennen, daß der Gehalt an schleißscharfen Mineralen - bezogen auf Quarz - zwischen 40 - 60 Vol.% liegt.

## **2.2. Angetroffene Geologie im Stollen<sup>1</sup>**

### 2.1.1. Gestein

Aufgrund der schwierigen Aufnahmebedingungen, bedingt durch die durchwegs starke Zerlegung der Gesteine, das sehr ähnliche makroskopische Aussehen und die Ausbildung (vor allem der Flysch- und Molassegesteine) und das, durch das mechanische Lösen stark beeinträchtigte, Aufnahmebild, wird nachfolgend auf eine differenzierte stratigraphische Beschreibung und Unterteilung verzichtet. Grundsätzlich werden mit dem Vortrieb begleitend Proben genommen, die in der Geologischen Bundesanstalt für eine weitere Differenzierung untersucht werden.

Vereinfacht lassen sich die bisher in dem Stollen aufgefahrenen Gesteinsabschnitte in einer Dreigliederung zusammenfassen, nämlich in die von Sandsteinen dominierten Zonen, in die von den stark zerscherten Tonsteinen-Tonmergeln aufgebauten „Tonschieferzonen“ und in die Mergelzonen, die vor allem von Tonmergeln und Kalkmergeln mit unterschiedlichem Sand-Schluffgehalt gebildet wurden (Abb. 6 a, b, c).

<sup>1</sup> Zum Zeitpunkt des Vortrages am 30.10.1996 stand der Vortrieb bei Station 3700.

Abb. 6 a : Stollenbrustaufnahme bei Station 1006,70:

- ① graugrüner, mittelkörniger Sst mit feinen Glimmerbelägen auf d. Schichtflächen
- ② siltig-feinsandige Tonmergel mit feinverteiltem Glimmer auf den Schichtflächen
- ③ von Kalzitadern durchzogener grauer, mittelkörniger Sst.
- ④ im feuchten Zustand braungraue Mergel mit feinen, schwarzen, tonigen Flaserungen // ss

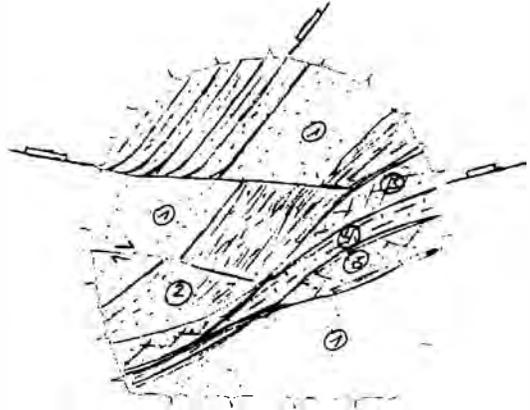
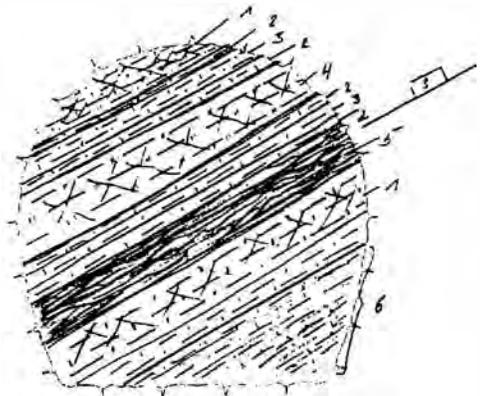


Abb. 6 b: Stollenbrustaufnahme bei Station 1175,70:

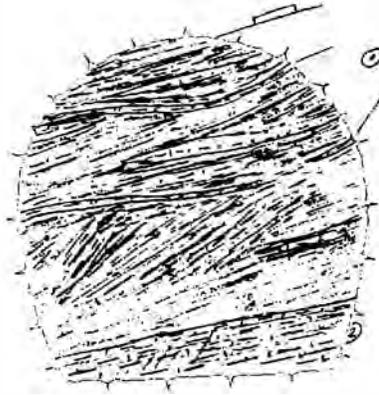
- ① dunkelgraue Mergel mit Kalzitadern
- ② grüne, tw. zerscherte Mergel (-0,1 m)
- ③ hellbraune-ockerfärbige Tonmergel (-0,2 m)
- ④ graue Kalkmergel mit Kalzitadern
- ⑤ schwarzer "Tonschiefer"-horizont, ruschelig aufbearb.
- ⑥ sandig-siltige, graue Mergel, splittrig-linsig brechend



**Abb. 6 c: Stollenbrustaufnahme bei Station 2472,70:**

isolierte Bruchstücke und Lagenreste von Tonstein-(mergel) und Sandsteinen in "Tonschiefermatrix"

- ① 5 cm mächtige graue, siltige Kalkmergellagen
- ② linsig-splittrig zerlegte, sandig-siltige Tonmergel



Nach der Durchörterung einer ca. 40 m langen, durch die Hangtektonik beeinflussten Strecke wurde auf dem ersten Kilometer eine Wechsellagerung von Sandstein und Tonschiefern angetroffen, die nach einem anfänglich häufigen Orientierungswechsel in eine flache bis mittelsteile Lagerung nach SE mit vereinzelt Muldenstrukturen überging.

Bis Stat. 1530 wurden graue, graubraune, grüne und vereinzelt auch rote, unterschiedlich stark tektonisierte Tonmergel und Kalkmergel durchörtert.

Daran anschließend wurde eine, durch teilweise grobschollig zerlegte, teilweise massige Sandsteine charakterisierte, ca. 70 m lange Strecke aufgefahren, an die ein rund 500 m langer, aus linsig-splittrig zerlegten, grauen sandig-siltigen Mergeln aufgebauter Gesteinsabschnitt, in dem auch immer wieder Sandsteinlagen und deren tektonische Reste auftraten, folgte. In diesem Bereich konnten auch eingeschuppte Kalkbrekzienfragmente beobachtet werden. Diese beinhalteten Lithotamnienkalkbruchstücke und Bruchstücke aus einem feinlaminierten, beigen Mergelkalk, die von einer feinkörnigen, dichten grauen Matrix umgeben waren.

Bis Stat. 3180 herrschten „weiche“, graue bis schwarze, von Spiegelharnischen intensiv durchtrennte „Tonschiefer“ vor. Darin isolierte Tonmergel- und Kalkmergelbruchstücke waren keine Seltenheit. Auch kurze, von Sandstein, Kalk- und Tonmergeln dominierte Abschnitte und eine Zunahme an eingeschuppten beige - hellbraunen Kalkschollen und Kalkbrekzien konnten beobachtet werden.

Ab Stat. 3180 trat dann eine "Bunte Entwicklung" aus unterschiedlich stark tektonisierten, geringmächtigen grauen, grünen, schwarzen, mittel - dunkelbraunen Mergellagen und Mergelbrekzien auf, die in weiterer Folge ab Stat. 3570 sich mit grünlichgrauen Fleckenmergeln und roten Tonschiefern abwechselten.

### 2.2.2. Trennflächengefüge

Das Trennflächengefüge in dem bisher aufgefahrenen Stollenabschnitt war durch den unterschiedlichen Tektonisierungsgrad und das unterschiedliche Bruchverhalten der verschiedenen Gesteinsarten geprägt.

Abschnitte mit einem sehr hohen Zerlegungsgrad und einer hohen Teilbeweglichkeit, charakterisiert durch ein sehr engständiges Harnischflächengefüge, wechselten einander mit solchen von nur "hoher" bis "mittlerer" Zerlegung ab. Diese wurden vor allem von den massigeren Sandsteinen, Mergeln und Kalkmergeln gebildet. Die über weite Strecken dominierende sehr hohe Zerlegung resultiert aus einer intensiv linsigen Zerschering der tonreichen Gesteine. Ruschelzonen mit Verknetungen und Spiegelharnischen zeigten sich in diesen Bereichen an der geöffneten Stollenlaibung.

Die härteren Sandstein- und Mergellagen waren meist von mit Kalzit verheilte Bruchstrukturen senkrecht zu den Schichtflächen gekennzeichnet, wobei deren Erstreckung größtenteils auf die Schichtstärke beschränkt war. Die Schichtflächen wiesen häufig spiegelglatte tonige Beläge auf.

Trotz der streckenweise sehr hohen Zerlegung, vor allem in den „Tonschiefern“ und den feinblättrig, ruschelig bis mylonitisch aufgearbeiteten Scherzonen kam es nur selten zu rascheren Entfestigungserscheinungen. Dieses sehr gute Gebirgsverhalten hat seine Gründe in den weitgehend trockenen Gebirgsverhältnissen, dem gebirgschonenden Lösen durch die Teilschnittmaschine und den sehr rasch eingebrachten Stützmitteln, womit dem Gebirge zum Reagieren kaum Zeit gelassen wurde. Das haupttragende Trennflächenelement bildeten die Scherflächen, die über den gesamten aufgefahrenen Bereich das Ausbruchverhalten bestimmten (Abb. 7).

Das flache bis mittelsteile Einfallen der Gesteine in dem aufgefahrenen Abschnitt pendelt zwischen SSW - SSE, wobei lokal auch Einfallen nach SE - E bzw. SW beobachtet werden konnte. Dies führte beim Auftreten von stark durchtrennenden Harnischen in der Firste zu sichelförmige Ablösungen und in Zonen mit gebrächen Gebirgsverhältnissen zu geringen Überprofilen.

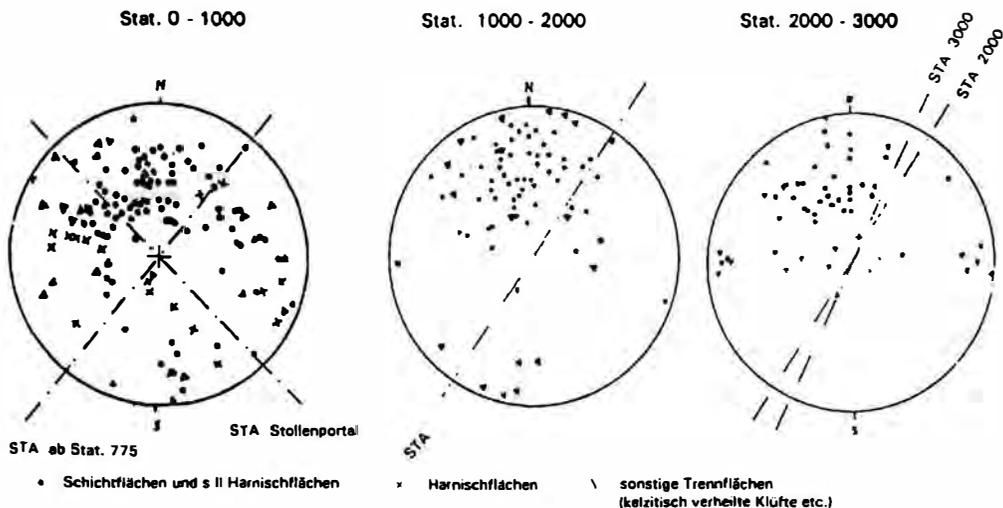


Abb. 7: Polpunktverteilung gemessener Trennflächen

#### 2.2.4. Bergwasserverhältnisse

Entgegen der Annahme der Prognose, wo über große Bereiche doch von bergfeuchten bis leicht tropfenden Verhältnissen ausgegangen wurde, erwies sich der Großteil des bis dato aufgefahrenen Stollens als trocken.

Geringe Wasserzutritte während des Vortriebs beschränkten sich auf die ersten 200 m des Stollens. In dieser Stollenstrecke traten neben einer mehr oder weniger konstanten Bergfeuchte sehr geringe, meist flächenhafte Rinnwasserzutritte, welche nur schwierig zu fassen waren, auf. Diese zeigten einen unmittelbaren Zusammenhang mit den oberflächennahen Hangwässern, welcher sich durch ein rasches Reagieren der Schüttungsmengen bei Niederschlagstätigkeit bemerkbar machte.

Die Wasserempfindlichkeit der Gesteine zeigte sich in ihrer ganzen Deutlichkeit auf den ersten Stollenmetern. Aufgrund auch geringer Wasserzutritte kam es zu raschen Entfestigungserscheinungen, denen nur durch umsichtiges Öffnen des Gebirges und vorausseilende Stützmaßnahmen Einhalt geboten werden konnte.

#### 2.2.5. Grubengas

Erstmalig kam es am 26.10.1995 bei Stat. 350, in einem von einem hell - mittelgrauen, von Kalzitadern und feinen Rißchen durchzogenem Sandstein aufgebauten Abschnitt, zu einem hörbaren Gaszutritt, womit der Vortrieb vorübergehend eingestellt werden mußte, um eine Entgasung abzuwarten und bestimmte Vorsichtsmaßnahmen für den weiteren Vortrieb zu treffen. Eine Messung am 27.10.1995 vor Ort ergab noch immer Methangaskonzentrationen an der Austrittsfläche von max. 17 % der unteren Explosionsgrenze (UEG) und von max. 10 % (UEG) in der Stollenluft.

In weiterer Folge kam es immer wieder zu Gaszutritten unterschiedlichster Konzentration (z.B. Stat.715, Meßergebnis von 6 Proben - Firste max. 45 Vol.%, Bohrloch 20 Vol.%, 4 m hinter der Ortsbrust 15 Vol.% Methan), die primär an Sandsteinhorizonte und Schichtgrenzen von Sandstein zu Tonschiefern beziehungsweise auch an isolierte Sandsteinblöcke gebunden waren. Der Untersuchungsbefund von Proben zeigte eine Zusammensetzung aus Methan, Ethan, Propan Butan, Essigsäuren in Spuren und Schwefelwasserstoff.

Aufgrund des nicht zu unterschätzenden Risikos wurden in weiterer Folge diverse Vorkehrungen zur Hintanhaltung einer möglichen Explosion getroffen. Da die maschinelle Ausrüstung nicht schlagwettergeschützt ausgeführt war, wurden einige Teile, wie die Beleuchtung auf dem Nachläufer, die Beleuchtungskörper im Abbaubereich, etc. ausgetauscht. Zusätzliche einfache Maßnahmen bestanden in Vorbohrungen, Einsatz von Handmeßgeräten zur laufenden Kontrolle an der Ortsbrust, Preßluftleitung zur Verwirbelung der Luft im Abbaubereich, und Vorhaltung von Selbstrettern. Weiters wurde ein Gaswarngerät mit vier Spionen, die an der Maschine, in der Absaugung, auf dem Nachläufer und im Bereich des Stollenportals installiert wurden, eingebaut.

Mit zunehmender Vortriebslänge war jedoch die Tendenz zur Abnahme der Häufigkeit und der Intensität der Gaszutritte erkennbar.

#### 2.2.6. Geotechnische Messungen

Um das Verformungsverhalten des Gebirges zu erkennen, wurden Konvergenz- und Extensometermeßquerschnitte in Abschnitten gesetzt, in denen während des Vortriebs mit stärkeren Auflockerungen zu rechnen war.

Die Meßergebnisse, die sich im Millimeterbereich bewegten, ließen ein gutmütiges Verformungsverhalten des Gebirges erkennen. Das ließ sich einerseits durch die trockenen Gebirgsverhältnisse und der

damit verbundenen, relativ guten Verbandsfestigkeit und andererseits durch den raschen Einbau der Stützmaßnahmen erklären. Zusätzlich diente das durch die Fa. GEODATA installierte Vermessungsnetz im Stollen als Kontrolle für Bewegungen.

Zwischen Stat. 3610 - 3700 kam es aufgrund von in den Ulmen stark durchtrennenden, steilstehenden Scherflächen und damit verbundenen keil- bis schollenförmigen Ablösungen von Tonschiefern zu Rissen in der Spritzbetonschale. Die versetzten Extensometer- und Konvergenzmeßquerschnitte zeigten Entspannungserscheinungen im linken Ulm mit Maximalwerten von 1,5 cm, die sich durch das nachträgliche Versetzen von zusätzlichen Ankern rasch beruhigten.

### 2.2.7. Stützmittelausbau

Je nach Vortriebsklasse und Gebirgstyp waren unterschiedliche Stützmaßnahmen vorgesehen. Diese reichten von vorausseilenden Spießen und 2-lagig bewehrter 20 cm starker Spritzbetonschale mit Stahlbögen und eingebautem Sohlgewölbe in den stark gebrächen Gebirgsabschnitten, die v.a. den vordersten Stollenabschnitt aufbauten, bis zu 5 cm Spritzbetonschale, unbewehrt, mit lokalen Swellex-Ankern nach Erfordernis in den leicht nachbrüchigen Bereichen.

Auf Wunsch der Bauleitung der MA 31 wurde auch in den standfesten bis nachbrüchigen Gesteinsstrecken immer ein 10 cm 1-lagig bewehrter Spritzbetonausbau nach jedem "Abschlag" eingebracht. Die Vorteile sind eine sehr schöne Profilhaltung, Einsparungen beim nachträglichen Aufbringen des Isolierträgers und keine Rißbildungen, wie sie beim Übergang von einer bewehrten zu einer unbewehrten Schale auftreten können.

### **3. Vortrieb**

#### **3.1. Allgemeines**

Der Vortrieb wurde als zyklischer Sprengvortrieb, eventuell kombiniert mit einer Teilschnittmaschine ausgeschrieben. Der Einsatz einer Vollschnittmaschine wurde aufgrund der zu erwartenden geologisch - geotechnischen Verhältnisse von Anfang an ausgeschlossen. Die bauausführende Firma entschloß sich zum gänzlichen Auffahren mittels einer Teilschnittmaschine mit vollmechanisierter Nachläufereinrichtung.

Die Vorteile dieses Systems liegen in der guten Profilhaltung vor allem in den gebrächen Gebirgsabschnitten, dem schonenden Lösen und den damit verbundenen geringeren Auflockerungen, dem geringeren Stützmittelverbrauch und bei günstigen Gesteinsverhältnissen in einem annähernd kontinuierlichen Vortrieb.

Die Nachteile liegen in der hohen Staubbelastung, dem Risiko der Wirtschaftlichkeit beim Auffahren harter Gesteine, den Schwierigkeiten beim Lösen unterhalb der Fahrwerksebene und dem Gewicht der Maschine bei instabilen Sohlenverhältnissen.

#### **3.2. Maschinentechnische Ausrüstung**

Beim Vortrieb kam eine ALPINE WESTFALIA Teilschnittmaschine des Typs WAV 130/160 zum Einsatz. Die mit einem Querschneidkopf ausgerüstete, rund 46 t schwere Maschine hatte eine installierte Antriebsleistung von 160 kW und brachte eine Schneidleistung von 8,0 m<sup>3</sup>/h (Abb. 8).



Abb. 8: Anlieferung der Teilschnittmaschine

Hinter der Maschine folgte ein 126 m langer, eingleisig ausgerüsteter Nachläufer, auf dem die diversen Versorgungseinrichtungen installiert waren. Das Schuttermgut wurde mit SIG ATS 100 Elektroloks und Kippern mit Seitenentleerung zur Kippgrube beim Stollenportal gefördert.

### 3.3. Problematik beim Vortrieb

Nach dem Anfräsen des Stollens am 10. 7.1995 wurde der Vortrieb aufgrund diverser Umbauarbeiten an der Maschine bis Stat. 55 mit einem Stollenbagger durchgeführt. Danach kam zum erstenmal die Maschine zum Einsatz.

In dieser von Bergwasser beeinflussten Strecke und der damit verbundenen Aufweichung der Sohle traten die ersten Probleme auf. Die Teilschnittmaschine grub sich ein und konnte nur mit großem Aufwand wiederum zurückgezogen werden. Die nächsten rund 60 m wurden dann kombiniert mit Bagger- und Sprengvortrieb aufgeföhren.

Ab Stat. 136 kam dann ausschließlich die Teilschnittmaschine zum Einsatz. Das komplette Maschinensystem mit installiertem Nachläufer nahm seine Arbeit ab Stat. 177 auf. Diese Umstellungen der Vortriebsart machten sich in einem vorerst empfindlichen Bauzeitverzug bemerkbar.

Mit fortschreitendem Vortrieb trat die Hauptproblematik immer mehr in den Vordergrund. Diese hatte ihre Ursachen in dem Vorkommen von harten, mächtigen Sandsteinbänken, die lange Schneidzeiten, einen hohen Meißelverschleiß, Schäden an Motor und Getriebe und Defekte an der Elektrik zur Folge hatten. Da eine seriöse Voraussage über Häufigkeit und Mächtigkeit solcher Sandsteinabschnitte über den gesamten Stollen nicht möglich war, führte dies zu einer zunehmenden Nervosität bei der ausführenden Firma.

Die Gedanken einer eventuellen Vortriebskombination mit Sprengen der Sandsteinbänke wurden bald wieder aufgrund der sich ergebenden Problematik mit dem relativ starren Maschinensystem (blockiges scharfkantiges Ausbruchsmaterial, Zurückziehen des Maschinensystems) verworfen. Das Testen verschiedener Meißeltypen, die Optimierung des Kühlsystems und verstärkte Wartungsintervalle waren nur einige der Maßnahmen, um die Vortriebsleistung wieder zu erhöhen.

Mit diesen und einer zunehmend „maschinenfreundlicheren“ Geologie konnte die Vortriebsleistung von Monat zu Monat gesteigert werden und im Juli 1996 ein bis dato Maximum von 445 m, das entspricht ca. 14 m Tagesdurchschnitt, erreicht werden. Dabei betrug die maximale Tagesleistung ca. 20 m. Diese Monatsleistung wurde in einem zum Fräsen günstigen Gesteinsabschnitt aus Tonschiefern und mit Tonschiefermatrix dominierten Gesteinsabschnitten (77 %) und stärker zerlegten mergeligen Gesteinen und Sandsteinen (23 %) erreicht.

Durch die zunehmende Länge des Stollens und den damit verlängerten Rüstzeiten, vermehrtes Auftreten mergeliger Gesteine

und nicht zuletzt wieder durch eine Zunahme der Häufigkeit an Reparaturen (mit z. T. beträchtlichen Stillstandszeiten) fand die im Juli erbrachte Leistung keine Fortsetzung.

#### **4. Vorläufiger Erkenntnisstand**

Die Einsatzkriterien für den Vortrieb mittels einer Teilschnittmaschine sind neben der Maschinengröße und der Leistung vor allem das zu lösende Gestein. Die Druckfestigkeiten, Spaltzugfestigkeiten, Härte der Mineralien, Bindemittel und das Trennflächengefüge sind einige der hauptausschlaggebenden Parameter für den wirtschaftlichen Einsatz einer TSM.

An dem Beispiel des hier angeführten Projektes ist die Gratwanderung zwischen Erfolg und Mißerfolg eines solchen Maschinensystems in stark wechselhaften Gebirge mit höchst unterschiedlichen Gesteinsbedingungen zu erkennen.

Grundsätzlich ist der erfolgreiche Einsatz einer TSM, mehr noch als bei anderen Vortriebsarten, von einer möglichst genauen und detaillierten Erkundung der Geologie abhängig. Gerade in tektonisch verschuppten Bereichen aus Gesteinen stark unterschiedlicher Schneidbarkeit, in denen Mächtigkeiten nur sehr schwer vorauszusagen sind, ist der Einsatz eines solchen Maschinensystems mit einem ungleich höheren Risiko verbunden als der herkömmliche Sprengvortrieb.

Endgültige Aussagen über den Erfolg des Einsatzes der TSM lassen sich erst nach dem Auffahren des gesamten Stollens, dessen Durchschlag im Frühjahr 1997 erwartet wird, machen.

## **5. Verwendete Unterlagen**

Nowy, W. (1993): Ausschreibungsprojekt Ersatzstollen Scheibbs - Ingenieurgeologischer Bericht. - unveröffentlichter Bericht, Wien.

Magistrat der Stadt Wien, MA31- Wasserwerke. (1985): 75 Jahre II. Wiener Hochquellenleitung. - Sonderdruck aus „der aufbau“ 9/85.

Autor:

Dipl.-Ing. Andreas Bilak

Büro Dr. Walter Nowy

Ingenieurkonsulent für Technische Geologie

A-3400 Klosterneuburg, Hermannsstraße 4



## **Geophysikalische Untersuchungen auf Hangbewegungen - Fallbeispiele aus Österreich**

**R. ARNDT, A. RÖMER, W. SEIBERL**

### **Zusammenfassung**

Neben den klassischen Methoden der angewandten Geologie und der geotechnischen Ansprache zur Beurteilung von Massenbewegungen stellen auch die Methoden der Geophysik eine Möglichkeit zur Klärung dieser Fragestellung dar. Durch instrumentelle Weiterentwicklungen und neue methodische Erkenntnisse bietet die Ingenieurgeophysik Werkzeuge zur Kartierung von Massenbewegungen an, um Arbeiten an Detailfragen, z.B. laterale Begrenzung der Rutschung, Lokalisierung von Abrißkanten, Mächtigkeit des Rutschkörpers, Internbau der Rutschmassen, Kartierung von Hangwasserregimen, Relief der autochthonen Basis begleitend zu unterstützen.

Anhand von zwei Fallbeispielen, Klein Sölk (Steiermark) und Naßfeld (Kärnten), werden Ergebnisse aus der Refraktionsseismik und der kartierenden Elektromagnetik vorgestellt.

Das Ergebnis aus den geophysikalischen Meßkampagnien auf Massenbewegungen zeigt, daß nur eine gleichzeitige Anwendung von mindestens zwei verschiedenen Verfahren die nötige Aussagesicherheit erbringt.

## 1. Einleitung

In den letzten Jahren hat sich der Aufgabenschwerpunkt der angewandten Geophysik von der reinen Lagerstättenprospektion zu Anwendungen im Bereich der Geotechnik gewandelt. Gemäß den Fragestellungen in der Ingenieurgeophysik wurden die klassischen Prospektionswerkzeuge der angewandten Geophysik, z.B. Seismik, Elektromagnetik, Gleichstromverfahren, zu hochauflösenden Methoden verfeinert und auf Hangrutschungen von verschiedenen Autoren erfolgreich angewandt: BRÜCKL (1977), BOGOSLOVSKY *et al.* (1977), MUELLER (1977), FIGDOR *et al.* (1990), CARIS & VAN ASCH (1991), COTTON & LAWRENCE, (1991). Als aktuelle Literaturzitate sind die Arbeiten von GOROSABEL & PONSATI (1995) und CAMPAGNOLI & SANTARATO (1995) zu nennen. Neben diesen reinen geophysikalischen Bodenmessungen finden auch die Verfahren der Aeroeophysik - hierbei wird ein Hubschrauber als Geräteträger für verschiedene geophysikalische Instrumente eingesetzt - Anwendung für die Kartierung von Rutschmassen (SEIBERL *et al.*, 1995). Neben diesen Fallstudien wurden die gängigen Methoden der angewandten Geophysik von MCCANN & FORSTER (1990) speziell für Hangrutschungen evaluiert.

Prinzipiell bieten geophysikalische Verfahren die Möglichkeit der „in-situ Interpolation“: Ausgehend von niedergebrachten Bohrungen (eindimensionale Informationen) lassen sich aus geophysikalischen Profilen bzw. Flächenmessungen (zweidimensionale Information) und, unter dem Einsatz ausgesuchter Interpretationswerkzeuge, dreidimensionale Modelle gewinnen. Grundsätzlich unterstützen die Methoden der angewandten Geophysik die Kartierung von Hangrutschungen in folgenden Detailbereichen:

- Laterale Begrenzung der Rutschung,
- Nachweis und Lokalisierung von Abrißkanten,
- Mächtigkeit des Rutschkörpers,
- Internbau der Rutschmassen,

- Hangwasserregime,
- Lage der möglichen bzw. tatsächlichen Gleitflächen,
- Klassifikation Nebenrutschung / Anstehendes,
- Relief der autochthonen Basis.

Anhand von zwei Fallbeispielen aus Österreich soll die Eignung von geophysikalischen Messungen auf Hangbewegung aufgezeigt werden. Die geographische Position der beiden Fallstudien, Klein Sölk (Steiermark) und Naßfeld (Kärnten) ist aus Abb. 1 ersichtlich.



Abb. 1.: Geographische Position der diskutierten Fallstudien Klein Sölk und Naßfeld.

## 2. Geophysikalische Messmethoden

Ziel einer geophysikalischen Messung ist es, das gesuchte Detail der Hangbewegung durch eine geophysikalische Anomalie darzustellen. Die Planung einer geophysikalischen Aufnahme geht immer von einer geologischen Modellvorstellung und den gesteinsphysikalischen Annahmen aus, nach denen sich dann die Wahl des Verfahrens und die Meßstrategie richtet (WALACH & WEBER, 1984). Jede geophysikalische Methode wird, bedingt durch fundamentale physikalische Randbedingungen, durch vier Nebenbedingungen kontrolliert: (1) Eindringteufe, (2) Auflösungsvermögen, (3) Signal / Rausch Abstand und (4) Kontrast der petrophysikalischen Kennwerte. Um eine mögliche Vieldeutigkeit der gewonnenen Ergebnisse zu

verhindern, werden verschiedene geophysikalische Methoden innerhalb einer Meßkampagne in einem Gebiet angewendet - dieses Konzept wird in der Geophysik als „*Komplexe Interpretation*“ bezeichnet. Durch eine geeignete Kombination verschiedener geophysikalischer Messungen können die methodischen Stärken der einzelnen Verfahren für die Lösung der geologischen Fragestellung gebündelt werden. Geophysikalische Messungen dürfen jedoch nie als einzige Informationsquelle gesehen werden - erst in einer gemeinsamen Auswertung mit Ergebnissen aus der geologischen Kartierung, der Ingenieurgeologie und der Bodenmechanik lassen sich verfeinerte Modelle für die untersuchte Massenbewegung ableiten.

Für die Erkundung von Rutschungen in Österreich werden von den Autoren hauptsächlich folgende Verfahren angewendet:

- **Refraktionsseismik**

Durch künstlich Anregung, z.B. durch Hammerschlag, entweder auf eine Metallplatte am Boden oder durch Sprengungen, werden elastische Wellen erzeugt. Beobachtet wird die an physikalischen Unstetigkeit gebrochene Grenzwellen. Die Wellen breiten sich entlang der Schichtgrenzen mit der für das Liegende spezifischen Geschwindigkeit aus. Die Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten lassen sich aus der Wellenankunftszeit an den seismischen Aufnehmern (Geophon) beobachten. In einer nachfolgenden Interpretation werden dann die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten wie auch das Relief der Grenzschichten herausgearbeitet.

- **Elektromagnetische Messungen**

In den Boden werden Wirbelströme eingebracht, deren Ausbreitung vom Primärfeld sowie von den geoelektrischen Bedingungen im Untergrund (z.B. die Verteilung des elektrischen Widerstandes) abhängig ist. Mittels einer Induktionsspule wird dieses Magnetfeld beobachtet und je nach Verzerrung der Amplitude und der Phase kann eine Widerstandsverteilung abgeleitet werden.

- **Geoelektrik**

Der Spannungsabfall zwischen zwei Stromelektroden in einem künstlich erzeugten Gleichstromfeld wird gemessen; dieser ist, basierend auf dem Ohmschen Gesetz, vom Widerstand der Gesteinsschichten abhängig. Durch eine Abstandsvergrößerung bei den Meßeletroden können immer tiefere Schichten in den Meßraum einbezogen werden (elektrische Sondierung). Wird jedoch der Boden mit einer festen Meßgeometrie abgetastet, so wird immer der gleiche Halbraum bestrichen und der Widerstand in einem Schichtpaket mit konstanter Mächtigkeit ermittelt (elektrische Kartierung).

- **Induzierte Polarisation**

Bestimmte Minerale, z.B. Tonminerale, weisen eine spezielle elektrische Ladungsverteilung an ihrer Oberfläche auf. Wird nun ein elektrisches Feld angelegt, so kommt es zu einer ungleichen Ladungsverteilung im Untergrund. Wird der Strom abgeschaltet, klingen die verschiedenen Ladungskonzentrationen innerhalb einer bestimmten Zeit wieder ab und aus den gemessenen Abklingkurven können Rückschlüsse auf Korngröße bzw. Mineralverteilung im Untergrund gezogen werden.

### **3. Fallstudie 1 - Klein Sölk (Steiermark)**

Am NW Hang des Kammes vom Elmegg-Zinken zum Speiereck, im Bereich des Gastingwaldes, unmittelbar südlich des Überleitungstollens zum Stausee Groß Sölk, tritt eine große Hangrutschung auf. Während der letzten Jahre konnten Absenkungen entlang einer Wegtrasse in der Größenordnung von 20 m beobachtet werden.

### 3.1 Geologische Situation

Das gesamte Gebiet des Gastingwaldes, d.h. zwischen Ahornrinne und Gastingrinne, liegt im Bereich des Wölzer Kristallins. Die auftretenden Gesteine sind Glimmerschiefer, teilweise phyllitische Glimmerschiefer mit Einschaltungen von Amphiboliten und Marmoren. Letztere sind im Zusammenhang mit der Rutschung zweifellos zu beachten, da verkarstete Karbonathorizonte zu verstärkter Wasserführung und damit als möglicher Auslöser der Hangrutschung angesprochen werden können. Der gesamte Hang ist tiefgründig verwittert und mit mächtigen Hangschuttlagen überdeckt. Die Blöcke des Hangschuttes können einige Dekam<sup>3</sup> erreichen. Teilweise führen die Klüfte erheblich Wasser.

### 3.2 Geophysik

Zur Erfassung der Hangschuttmassen und zur Kartierung der Gleithorizonte wurden sechs seismische Profile im Rutschungsbereich ausgewählt und mit Refraktionsseismik vermessen. Die Lage aller Profile aus Abb. 2 ersichtlich. Anschließend werden die Profile 2, 4 und 6 diskutiert:

#### • Refraktionsseismikprofil 2/Abb. 3

Dieses Profil verläuft entlang eines Güterweges, der die Rutschmasse etwa in halber Höhe überquert. Entlang dieser Wegtrasse wurden 3 Bohrungen abgeteuft, die eine unmittelbare Kontrolle der seismischen Teufen ermöglichte. Dieses Profil stellt einen typischen seismischen 3-Schichtfall dar und zeichnet sich durch ein ruhiges Relief aus. Das Profil wird durch eine breite Rinne, das Bett des Rutschkörpers, dominiert. Die Geschwindigkeit des ersten Horizontes ist einheitlich  $300 \text{ ms}^{-1}$  und mit einer Mächtigkeit bis zu 3 m kann er als sog. Auflockerungszone angesprochen werden. Die Geschwindigkeit des zweiten Horizontes beträgt  $1400 - 1600 \text{ ms}^{-1}$  und mit bei einer Mächtigkeit bis zu 25 m

repräsentiert er die eigentliche Hangschuttlage. Die geringe Varianz der seismischen Geschwindigkeit in dieser Schicht läßt Schlüsse auf eine weitgehend homogene Internstruktur dieser rutschgefährdeten Masse zu.

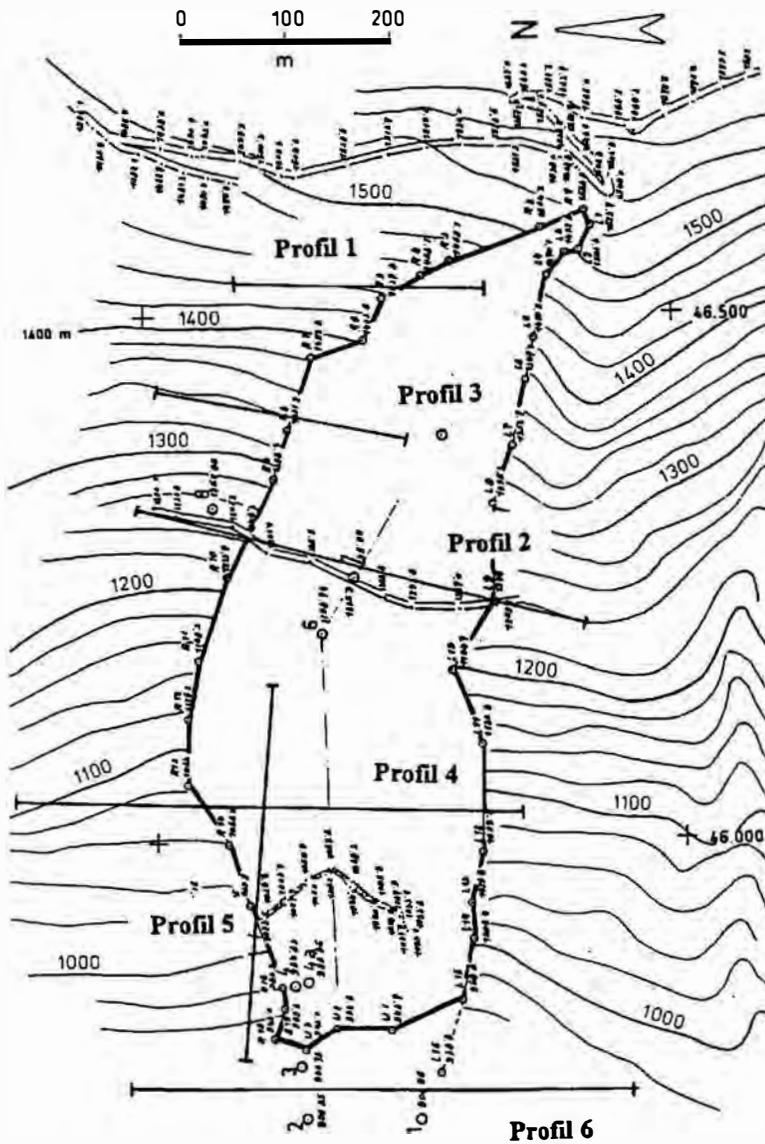
- **Refraktionsseismikprofil 4/Abb. 4**

Der in diesem Profil vorliegende 3-Schichtfall gliedert sich in Auflockerungsschicht,  $250\text{-}600\text{ ms}^{-1}$  mit Mächtigkeit bis ca. 3 m , darunter im Liegenden eine Schicht mit einer Mächtigkeit von ca. 20 m und seismischen Geschwindigkeiten zwischen  $1200$  und  $1400\text{ ms}^{-1}$ , die ebenfalls als Hangschuttlage gedeutet wird und schließlich darunter der unverwitterte, autochthone Untergrund mit einer auffallend hohen seismischen Geschwindigkeit von  $4300\text{-}4400\text{ ms}^{-1}$  ab. Er wird geologisch als unverwitterter Glimmerschiefer angesprochen.

- **Refraktionsseismikprofil 6/Abb. 5**

Durch das Nichterreichen (zu kurze Auslagegeometrie) des unverwitterten Untergrundes liegt hier nur ein seismischer 2-Schicht Fall vor: In beiden Schichten können, verglichen mit den oben besprochenen Profilen, wesentlich höhere Geschwindigkeiten der jeweiligen geologischen Einheit entnommen werden. Diese größere Geschwindigkeiten reflektieren den höheren Anteil an wassergesättigten Feinklasitika am Hangfuß.

Mit der Refraktionsseismik konnte durch eine entsprechende Meßgeometrie (Mehrfachüberdeckung) die Oberfläche des autochthonen Untergrundes sehr gut erfaßt werden.



Plan von Prof. L. BECKER

Abb. 2: Klein Sölk: Schematische Darstellung der Refraktions-seismik-Profile am Rutschhang

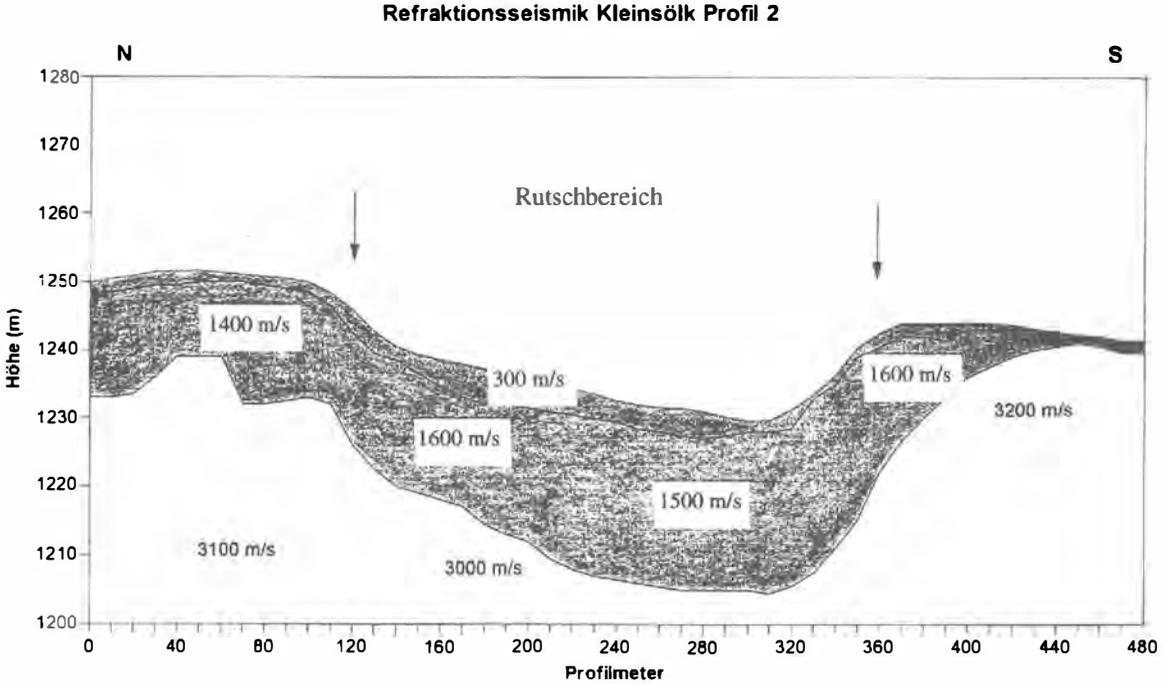


Abb. 3: Klein Sölk: Refraktionsseismikprofil 2

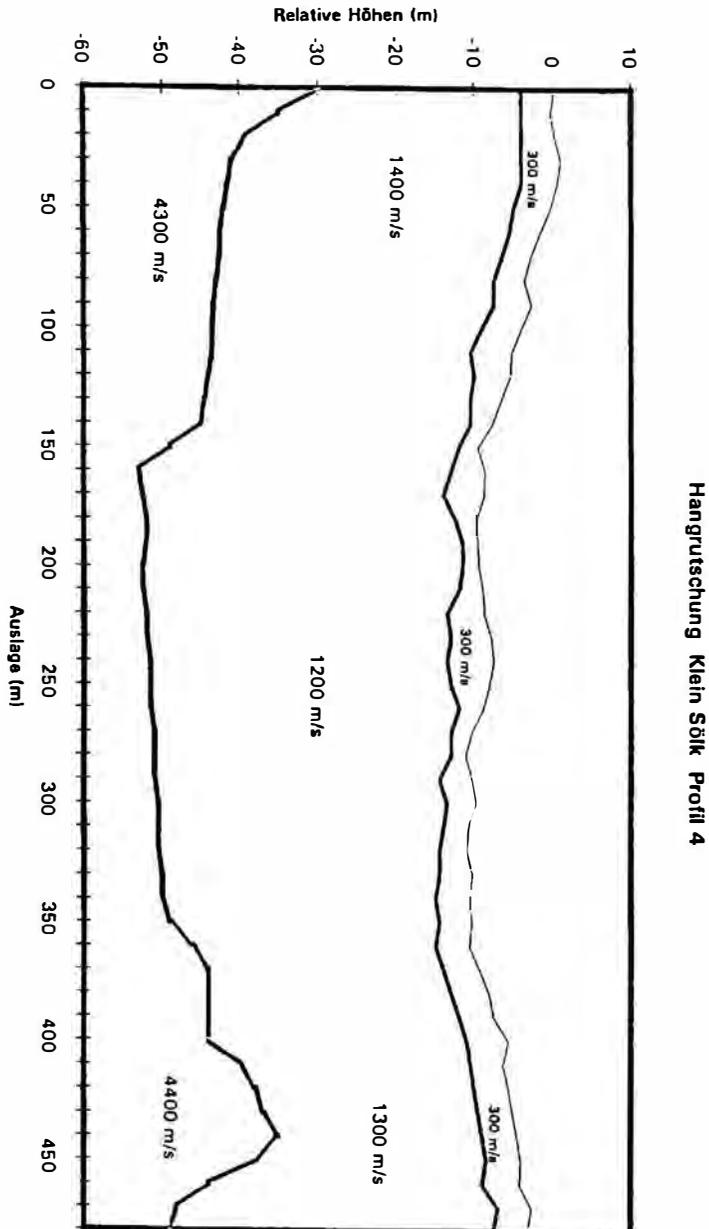


Abb. 4: Klein Sölk: Refraktionsseismikprofil 4

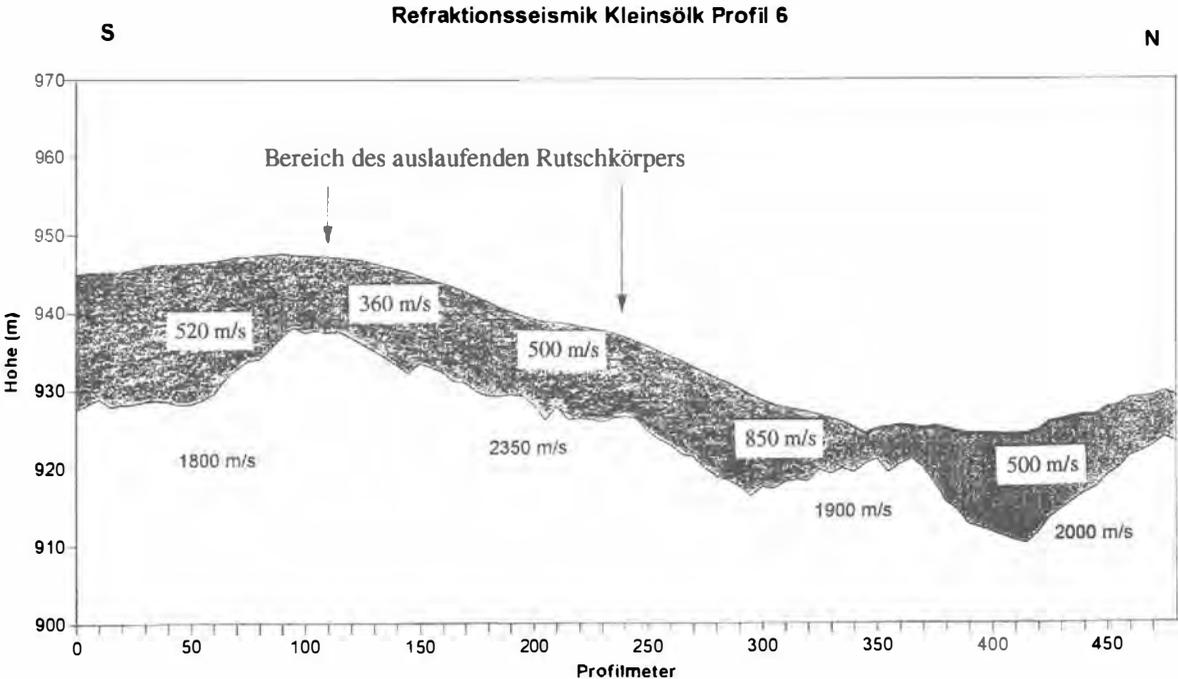


Abb. 5: Klein Sölk: Refraktionsseismikprofil 6

Um eine komplexe Interpretation durchführen zu können, wurde als zweite Methode die Elektromagnetik eingesetzt. Mit einem Instrument der Firma Geonics, Typ EM 31<sup>1</sup>, wurden über 200 Punkte im 10 m Raster vermessen. Abb. 6 zeigt die Leitfähigkeitsverteilung über dem Hangschuttkörper sowie der Lage der elektromagnetischen Meßprofile. Wie aus dieser Abbildung zu ersehen ist, variiert die elektrische Leitfähigkeit zwischen 0.3 und 1.3 mS m<sup>-1</sup>, wobei sich entlang der Rutschung eine Zunahme hangabwärts feststellen läßt. Diese wird mit der Zunahme des Wassergehalts und dem Anteil der Feinklastika im Hangfuß gedeutet. Beachtenswert ist weiterhin, daß auch quer zum Streichen Zonen mit geringerer Leitfähigkeit auftreten - diese werden als größere Inhomogenitäten in der Rutschmasse angesprochen.

Um eine Abschätzung der Mächtigkeit der Rutschmasse zu erhalten, wurde von der Arbeitsgruppe ein neuer Weg der Interpretation beschritten: Mittels konventioneller Methoden der Modellrechnung (MCNEIL, 1979, 1980) wurde zuerst ein Modell der Mächtigkeit entlang eines Referenzprofils (*hier*: Entlang des Güterweges bzw. Refraktionsseismik Profil 2 und in Flucht der drei abgeteufte Bohrungen) ermittelt. Mit diesem Ergebnis wurde ein neuronales Netz trainiert, welches dann in einem zweiten Schritt für die Bearbeitung der anderen Profile herangezogen wurde. Das so entstandene Modell zeigt eine Mächtigkeit der Rutschung bis zu 15 m (Abb. 7). Diese Mächtigkeiten stehen im guten Einklang mit den Ergebnissen in den Bohrungen: Die Verrohrungen der Bohrlöcher sind durch die Massenbewegung in ähnlicher Teufe abgerissen.

---

<sup>1</sup> Das EM 31 Instrument besteht aus einer 3.66 m langen Stange, an deren Enden jeweils die Empfänger- und die Sendespule angebracht sind. Die Arbeitsfrequenz beträgt 9.8 kHz und erlaubt eine Eindringtiefe von ca. 6 m, in günstigen Fällen gar über 10 m. Das Kleingerät wird in Hüfthöhe über das Gelände getragen und erlaubt so bei großen Meßfortschritt eine elektromagnetische Kartierung des Untergrundes.

Leitfähigkeitsverteilung (mS/m) in der Rutschung Kl. Sölkental  
mit Lage der Meßprofile

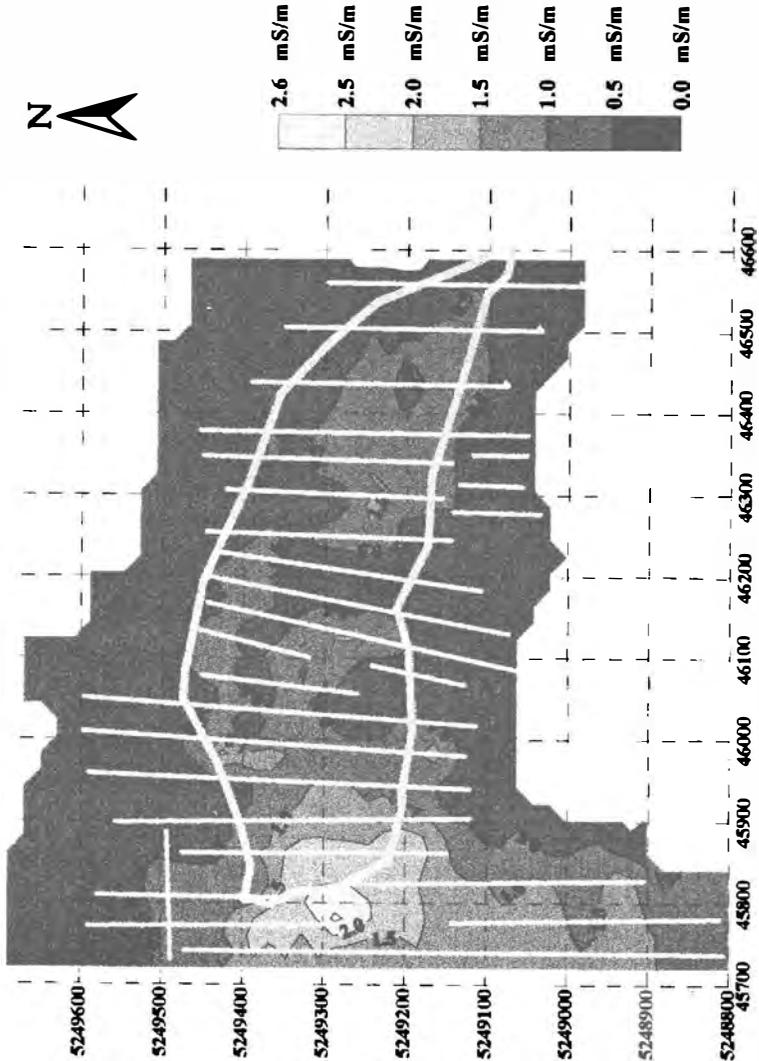


Abb. 6: Klein Sölk: Leitfähigkeitsverteilung über d. Hangschuttmasse

(Die dick gezogene Linie entspricht der Umrandung des Rutschkörpers, welche aus rein geodätischen Messungen abgeleitet wurde. Die dünnen Linien entsprechen der Lage der Meßprofile)

### Rutschungsmächtigkeit (m) / Kl. Söktal

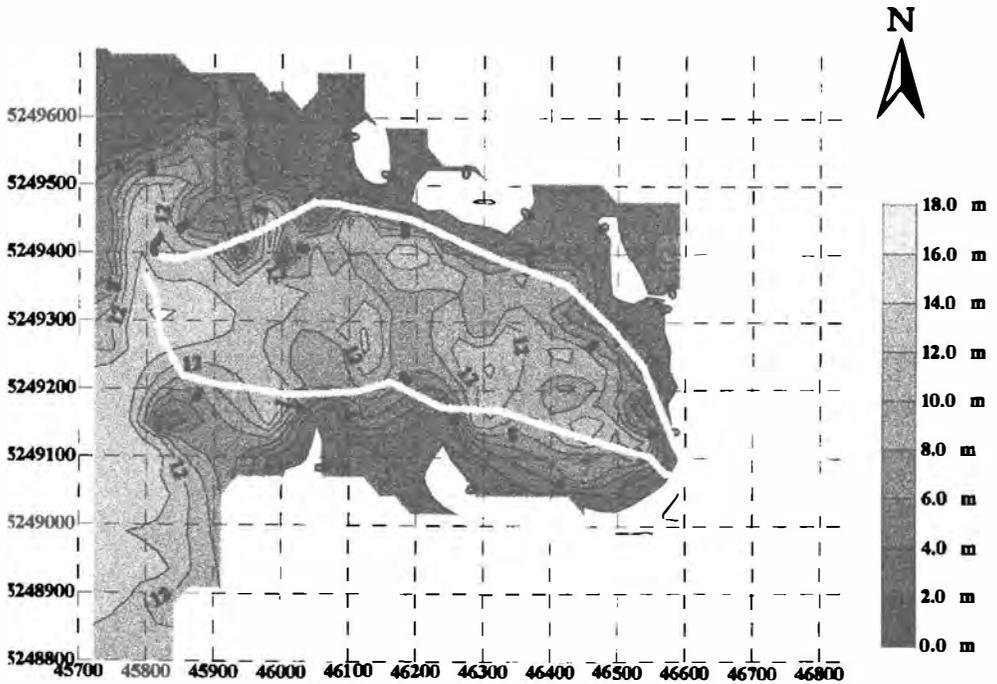


Abb. 7: Klein Sölk: Mächtigkeiten der Hangschuttmasse aus Neuronaler Netz Anwendung

### **3.3 Zusammenfassende Interpretation**

Faßt man die Ergebnisse aus den Bohrungen sowie der geophysikalischen Methoden zusammen, kann folgende zusammenfassende Interpretation vertreten werden:

Die Refraktionsseismik zeigt die ursprünglich angelegte Rinne sehr gut an und dokumentiert, daß das Widerlager des Amphibolitzuges eine ganz entscheidende Rolle bei der Entwicklung der Geometrie des Rutschkörpers spielt. Die Breite des Rutschkörpers, die in der Seismik mit der Oberfläche des autochthonen Untergrundes begrenzt werden kann, läßt sich aus den Ergebnissen der Elektromagnetik gut bestimmen. In den Leitfähigkeitsverfahren erscheint die Hangrutschlage wesentlich breiter, da der klüftige Übergangsbereich von Glimmerschiefer und Amphibolit niederohmig ist und vom Widerstandsbild dem wassergesättigten Randbereich des Rutschkörpers zugerechnet wird. Ein auffallender Widerspruch in der Tiefe zwischen Refraktionsseismik und den geoelektrischen Verfahren ist dadurch erklärbar, daß die Seismik innerhalb des Rutschkörpers keine Grenzflächen erkennen kann (kein signifikanter Dichtekontrast). Aus der Elektromagnetik läßt sich jedoch eine sekundäre Gleitfläche erkennen, welche in der Tiefe von 12 - 14 m durch Einlagerung feinschluffigen Materials ausgebildet wurde und in Verbindung mit einer Felsschwelle im Bereich des Sekundärabrisses das rezente Gleitgeschehen bestimmt. Diese Schwelle ist morphologisch durch eine Verflachung der Hangneigung sowie der Ausbildung sumpfiger Wiesen gut belegt.

## 4. Fallstudie 2 - Naßfeld (Kärnten)

Das Naßfeld mit den Talzuschüben durch die Reppwand- und Schlanitzenalm-Gleitung stellt aufgrund der geologischen Ausbildung der Festgesteine und der hydrographischen Verhältnisse einen Modellfall für verschiedene Formen der Blockdeformation im Festgestein dar - die Palette beinhaltet Großhangbewegungen, großflächige Bergstürze, Bergzerreibungen und kleine Uferanbrüche. Detaillierte Beschreibungen des Naßfeldgebietes unter geologischer bzw. geotechnischer Sicht finden sich bei GLAWE & MOSER (1990) sowie GLAWE *et al.* (1993). Die geologische Kartierung des Gebietes wurde von SCHÖNLAUB *et al.* (1983) durchgeführt.

### 4.1 Geotechnische Situation und Fragestellung

Typisch für das Naßfeld Gebiet ist eine Wechselfolge von Tonschiefen, Sandsteinen und Konglomeraten. Der ursprüngliche Schichtverband der oberkarbonen Auernig-Schichten wird von der klastischen Abfolge aus Sandstein, Schluffen und Schieferthon unterlagert. So entsteht die geotechnischen Konstellation „*Hart auf Weich*“ als Ursache für Bergzerreibung und Blockdeformation. Je nach Position des Blockfeldes und nach Zerlegungsgrad werden am Naßfeld innerhalb der großen Talzuschubmassen von MOSER & GLAWE (1994) folgende Haupttypen der Handbewegung identifiziert:

- Weitgehend noch im Verband befindliches Gebirge
- Grobblockhalden mit Feinanteil
- Feinkörnige Schutthalden der Zuschubstimen

Ziel einer geophysikalischen Kampagne war die Ermittlung der tektonischen Position einzelner Blöcke (anstehend oder bereits im gleitenden Blockfeldverband ?) sowie die Mächtigkeit der Hangschuttmassen.

## 4.2 Geophysik

Basierend auf der oben erwähnten Fragestellung sowie auf durch die Erfahrung von Geologen unterstützten Feldbegehungen wurden die Methoden Refraktionsseismik und Elektromagnetik ausgewählt. Die Positionen der gemessenen Seismikprofile sowie die Lage der flächenhaften Elektromagnetik sind aus Abb. 8 (Falttafel) ersichtlich.

Um der komplizierten Geologie zu genügen, wurden zusätzliche Messungen der Induzierten Polarisation sowie Gleichstromsondierungen, Methode SCHLUMBERGER, im Meßgebiet ausgeführt (WARD, 1990). Beispielhaft werden hier die Ergebnisse der Profile 1 und 4 sowie der Elektromagnetik diskutiert:

### • Refraktionsseismikprofil 4/Abb. 9

Um die Ergebnisse der Seismik geologisch ansprechen zu können, wurde in Rücksprache mit den betreuenden Geologen ein seismisches Referenzprofil mit einer Gesamtlänge von 960 m über autochthone Verhältnisse gelegt und vermessen. Die Geländebeobachtung zu beiden Seiten des Profils, d.h. nach Westen und nach Osten, zeigen mit terrassenförmigen Abtreppungen die allmähliche Auflösung des Gebirgskammes an. Der Untergrund besteht hier aus Schichten des Oberkarbons (Auernig) mit teilweise mächtig eingeschalteten Kalken. Die Aufschlüsse im Kammbereich zeigen auch in diesem Bereich eine starke tektonische Beanspruchung. Das Refraktionsprofil ergibt einen seismischen 3-Schicht Fall: Zu oberst liegt ein dünner Verwitterungsschleier und darunter liegt, erkennbar an seismischen Geschwindigkeiten von  $1000 - 1500 \text{ ms}^{-1}$ , der Hangschuttkörper mit Mächtigkeiten bis zu 15 m. Die kartierten Mächtigkeitsänderungen des Hangschutts korrelieren mit der Lithologie des Liegenden - in Bereichen, wo Phyllite den Aufbau der Auernigschichten dominieren, sind die Mächtigkeiten groß, in Zonen der quarzreichen Konglomerate dagegen gering. Da bis zu einer seismischen Sondierungsteufe von ca. 200 m die ermittelten seismischen Geschwindigkeiten der dritten Schicht kaum variieren, läßt sich die Aussage treffen, daß

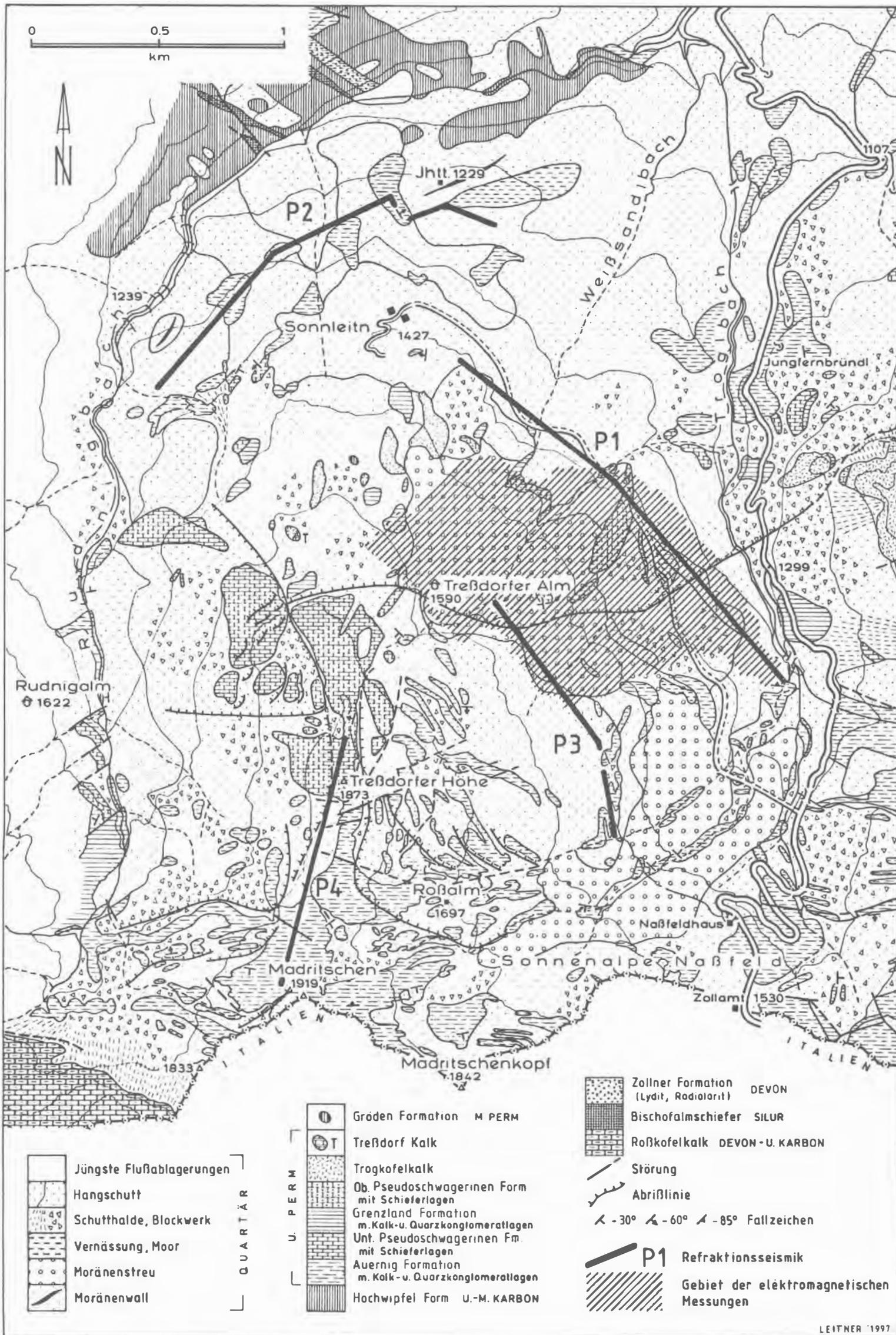
die so kartierten Auernigsschichten tatsächlich als autochthon angesprochen werden können.

- **Refraktionsseismikprofil 1/Abb. 10a, b**

Ausgehend vom Trögelbach, Höhenkote 1300 m, verläuft dieses Profil NNW zur Schlanitzenalm mit einer überdeckten Gesamtlänge von 1560 m. Dieses Profil zeigt einen seismischen 3-Schichtfall. Die oberste Schicht, mit einer seismischen Geschwindigkeit zwischen 300 bis 500  $\text{ms}^{-1}$ , hat eine Mächtigkeit bis zu 3 m und entspricht der Verwitterungsschicht. Darunter befinden sich, ausgezeichnet durch eine seismischen Geschwindigkeit von 1000 bis 2000  $\text{ms}^{-1}$  und einer ungefähren Mächtigkeit von 15 m, die Hangschuttmassen. Die große Streuung dieser seismischen Geschwindigkeit deutet auf weitgehend trockenes Material (Blockfeld) mit Einlagen von wassersaturiertem, feinkörnigem Material hin. Die letzte Schicht, mit einer seismischen Geschwindigkeit zwischen 3500 bis 3800  $\text{ms}^{-1}$ , zeigt die anstehenden Auernigsschichten, Grenzlandschichten sowie die unteren Pseudoschwagerinen Kalke. Die Ergebnisse aus der Refraktionsseismik werden durch die geologische Kartierung von SCHÖNLAUB *et al.* (1983) unterstützt.

- **Elektromagnetische Vermessung/Abb. 11 und 12**

Um eine geophysikalische Komplexinterpretation durchführen zu können, wurde im Bereich der refraktionsseismischen Profile 1 und 3 (Abb. 8) eine elektromagnetische Kartierung durchgeführt. Zur Instrumentierung wurde ein Geonics EM 34 benutzt. Durch eine Veränderung des Spulenabstandes und der Spulenposition konnten pro Meßpunkt verschiedene Eindringteufen erreicht werden. Die Verteilung der Leitfähigkeit zeigt eingebettete Hochzonen mit Werten bis zu 22  $\text{mS m}^{-1}$ . Diese Meßwerte wurden, genau wie in der oben genannten Fallstudie Klein Sölk, verwendet, um ein neuronales Netz für die Ermittlung der Hangschuttmächtigkeit zu trainieren. Abb. 12 zeigt die so ermittelten Ergebnisse - im Zentralbereich des Meßgebietes zeichnen sich Mächtigkeiten über 50 m ab, während im SE



LEITNER 1997

Abb. 8

geringere Mächtigkeiten der Hangschuttmasse ermittelt wurden. Auch diese Beobachtung steht im Einklang mit der geologischen Kartierung von SCHÖNLAUB *et al.* (1983).

Werden die Ergebnisse entlang des seismischen Profils 1 für einen Vergleich mit den Ergebnissen der Elektromagnetik herangezogen, läßt sich eine interessante Anwendung des Prinzips der Komplexinterpretation aufzeigen: Während die Schichtmächtigkeiten, einzig abgeleitet aus der Refraktionsseismik, eher auf eine flachere Lagerung deuten, ergeben die Ergebnisse der Elektromagnetik weit größere Teufen zum Anstehenden. Dieser scheinbare Widerspruch aus geophysikalischen Ergebnissen ist jedoch im Einklang mit der Geologie: Während die Seismik lithologische Grenzen ausweist, wird von der Elektromagnetik die Verteilung der scheinbaren Widerstände kartiert. Diese Verteilung ist u.a. von der wassergesättigten Klüftigkeit des Gebirges abhängig.

## **5. Erfahrung aus den Fallstudien**

Die Anwendung von Refraktionsseismik und Elektromagnetik stellt eine gute Methodenkombination dar, um laterale Abgrenzungen von Massenbewegungen zu kartieren, Mächtigkeiten der Rutschmasse abzuschätzen und Aussagen über das Hangwasserregime zu geben. Es ist jedoch entscheidend, daß alle Ergebnisse aus den verschiedenen geophysikalischen Messungen immer im Zusammenhang mit einer geologischen Kartierung und einer geotechnischen Ansprache des Gebietes zu deuten sind. Die Information aus vorhandenen Bohrlöchern ist unbedingt hinzuzuziehen. Der generelle Schluß der Autoren zum Themenkreis Geophysik / Hangrutschung ist, daß die komplizierte geologische Situation einer Hangrutschung nur durch eine Komplexinterpretation seitens der Geophysik zu bearbeiten ist.

# Refraktion Nassfeld Profil 4 (Kammprofil)

Maßstab: Horizontal: 1:5.000, Vertikal: 1:1.000

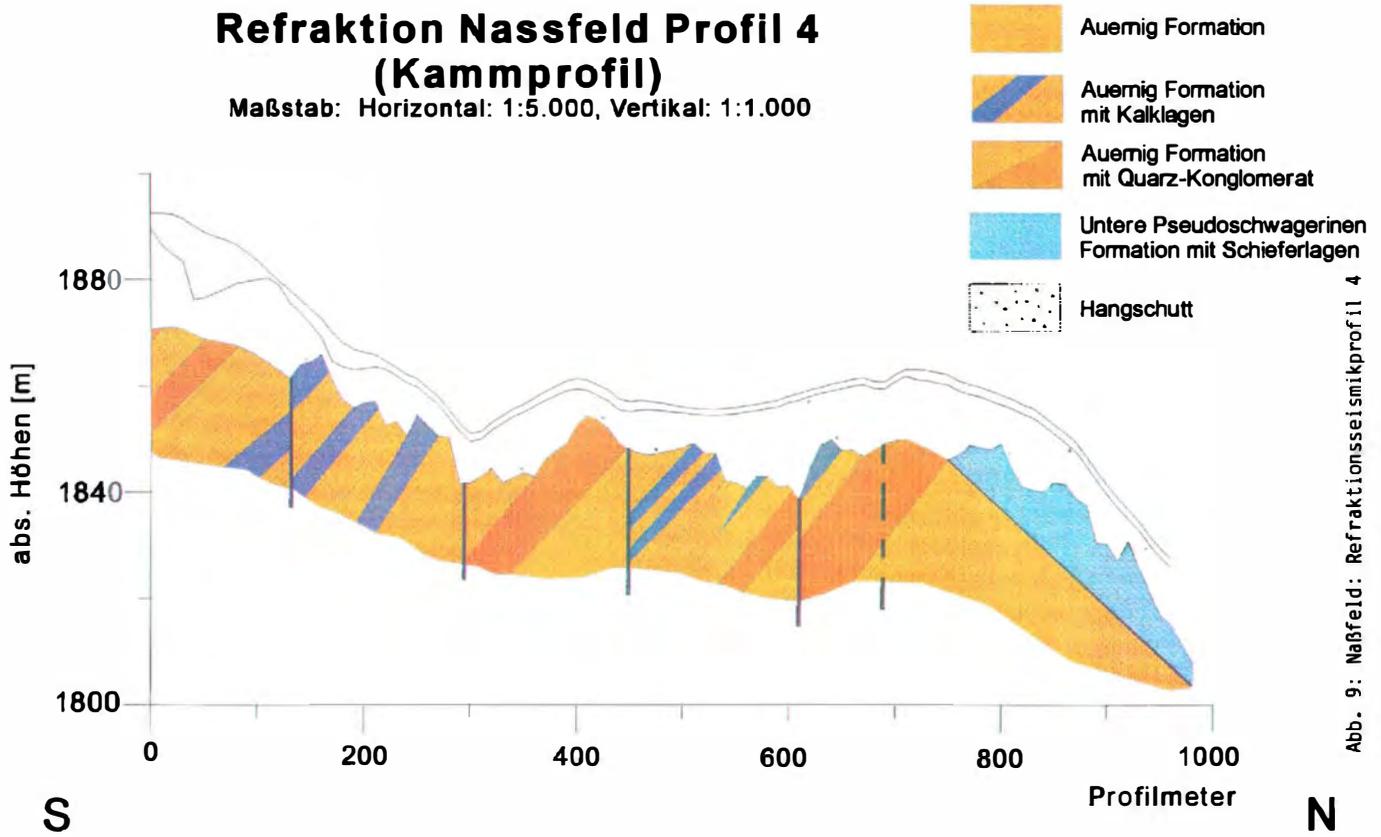


Abb. 9: Nassfeld: Refraktionsseismikprofil 4

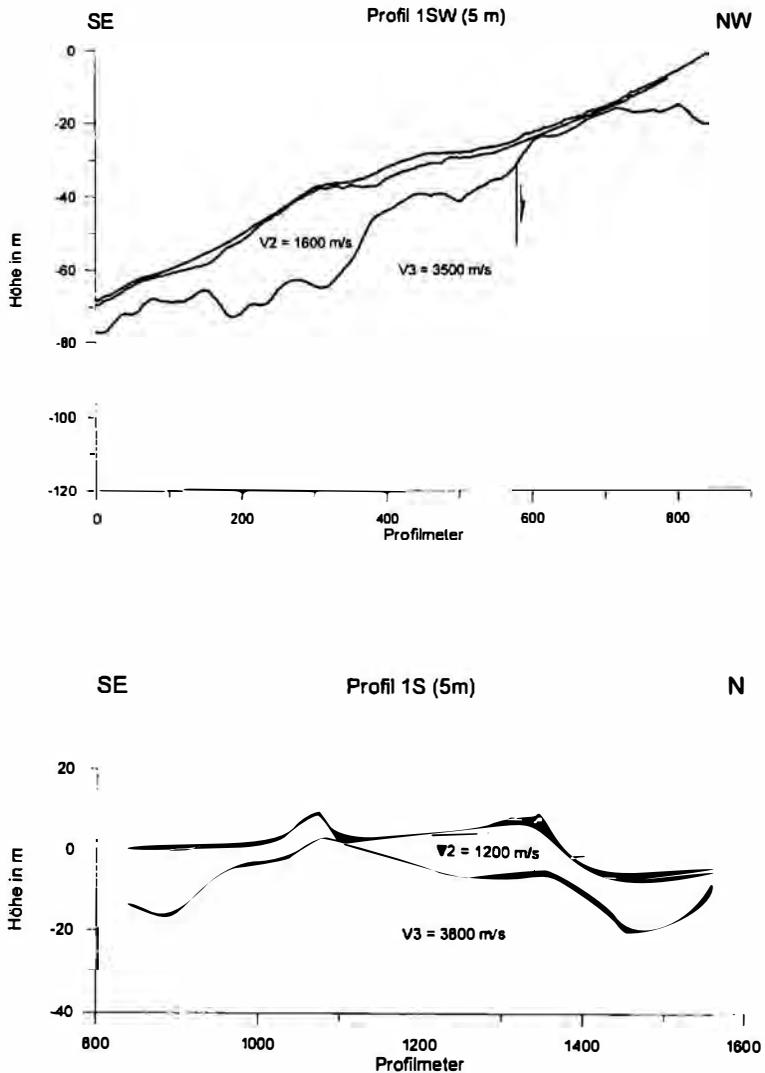


Abb. 10: Naßfeld: Refraktionsseismikprofil 1/  
a: Profilmeter 0-800 (SE Teil); b: 800 - 1600 (NW Teil)

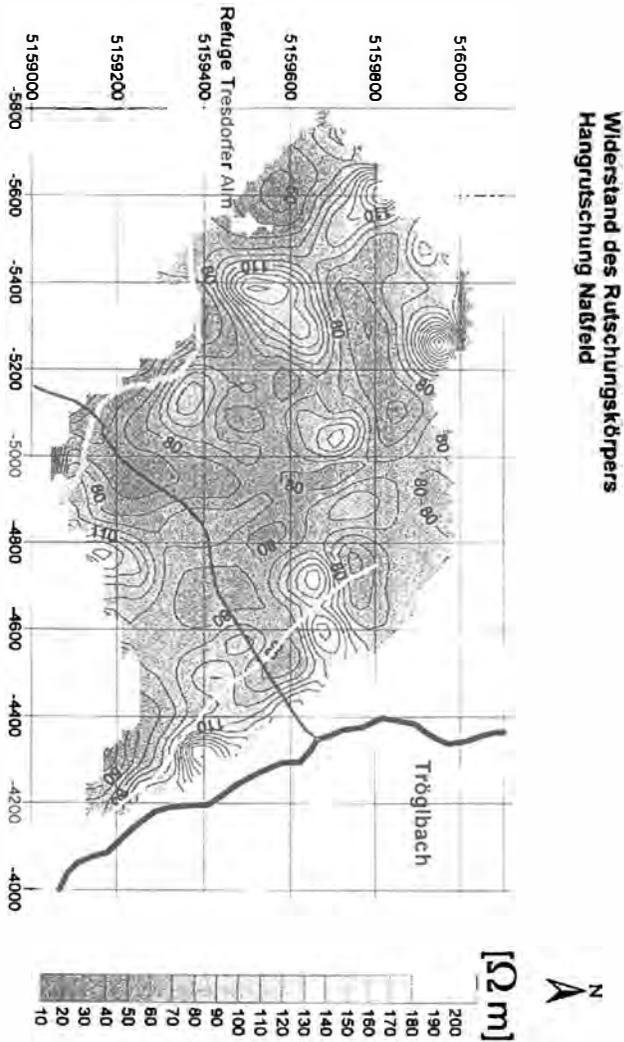


Abb. 11: Naßfeld: Flächendeckende elektromagnetische Vermessung, Darstellung der scheinbaren Widerstände

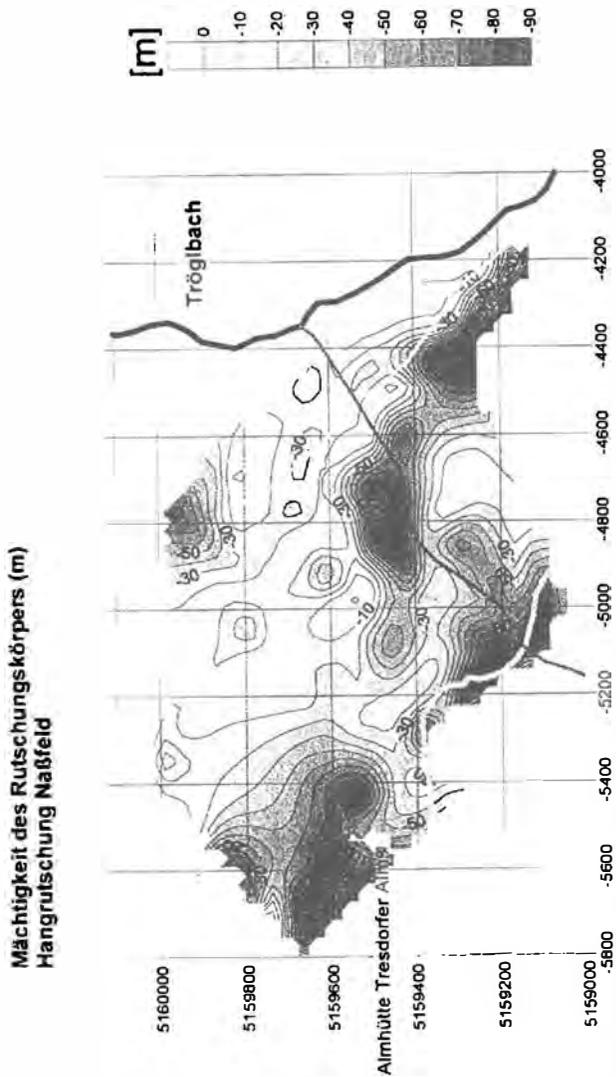


Abb. 12: Naßfeld: Teufenplan abgeleitet aus den scheinbaren Widerständen der flächendeckenden elektromagnetischen Vermessung

## 6. Weitere Forschungsziele

Neben der Erkundung fossiler und rezenter Rutschungen ist eine Überwachung rutschgefährdeter Hänge erforderlich. Dabei liegt die Problematik im frühzeitigen Erkennen sowie in einem quantitativen Erfassen von Gebirgsbewegungen, wobei von den geophysikalischen Untersuchungen eine Aussage erwartet wird, ob die Hänge als stabil, als labil oder als rutschgefährdet anzusprechen sind (MILITZER *et al.*, 1986). Die Arbeitsgruppe wird in den nächsten Jahren die Methoden der Geoakustik (HARDY & KIMLE, 1995) und der elektromagnetischen Emission (KHARKALIS, 1995) zur Beobachtung der dynamischen Parameter von Hangrutschungen wissenschaftlich untersuchen.

## Danksagung

Den Autoren ist es ein wichtiges Anliegen, sich bei den Projektmitarbeitern Prof. Dr. H. J. Mauritsch / Montanuniv. Leoben, Dr. G. Sendlhofer / MU Leoben und Mag. K. Schneiderbauer / MU Leoben für die Mitarbeit und für die Erlaubnis zu dieser Publikation zu bedanken. Dank gilt auch der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, welche dieses Projekt unter „Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren“ finanziell unterstützt hat.

## 7 Literatur

### Zitierte Quellen

- BOGOSLOVSKY, V., A., OGILVY, A., A., STRAKHOVA, N. A., 1977: Magnetometric and electrometric methods for the investigation of the dynamics of landslide processes - Geophysical Prospecting, **25**, 280-291;
- BRÜCKL, E., 1977: Die Erfassung von Hangbewegungen im Fels durch geophysikalische Methoden - Straßenforschung, **82**, Bundesministerium für Bauten und Technik, Wien, 1-78;
- CAMPAGNOLI, I., SANTARATO, G., 1995: Monitoring Creep Movements by Seismic Refraction - 1<sup>st</sup> Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin/Italy, September 25<sup>th</sup>- 27<sup>th</sup>, 1995, Extended Abstracts, 6-9;
- CARIS, J. P. T.; VAN ASCH, T. W. J., 1991: Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps - Engineering-Geology, **31(3-4)**, 249-276;
- COTTON, S. A., LAWRENCE, M., G., 1991: Investigation of a Buried Hillside Using Seismic Refraction - Annual Meeting of The Society of Exploration Geophysicists, Houston / Texas, Extended Abstracts, 522-525;
- FIGDOR, H.; ROCH, K. H.; SCHEIDEGGER, A. E., 1990: Geophysikalische und geodätische Untersuchungen an einer Hangrutschung im Flysch - Österreichische-Zeitschrift-für-Vermessungswesen-und-Photogrammetrie, **78(4)**, 212-220;
- GLAWE, U., MOSER, M., 1990: Geotechnische Untersuchungen an den Großhangbewegungen im hinteren Rudniggraben - Naßfeldgebiet / Kärnten - Carinthia II, **180./100.**, 405-425;
- GLAWE, U.; ZIKA, P.; ZVELEBIL, J.; MOSER, M.; RYBAR, J., 1993: Time prediction of a rock fall in the Carnic Alps. - Quarterly Journal of Engineering Geology, **26(3)**, 185-192;

- GOROSABEL, A. C., PONSATI, A., C., 1995: Determination of Water Flow at the Base of a Large Landslide by Resistivity Methods - 1<sup>st</sup> Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin/Italy, September 25<sup>th</sup>- 27<sup>th</sup>, 1995, Extended Abstracts, 18-22;
- HARDY, H. R., KIMLE, E. J., 1995: Applications of high-frequency AE/MS techniques to rock slope monitoring - 5th Conference on Acoustic Emission / Microseismic Activity in Geological Structures and materials, Trans. Tech. Publ., 457 - 476, Clausthal-Zellerfeld
- KHARKALIS (1995): Manifestation of Natural Electromagnetic Pulse Emission on Landslide Slopes - Geophys. J. **16**, 437-443
- MCCANN, F. M., FORSTER, A., 1990: Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations - Engineering Geology, **29**, 59-78;
- MCNEIL, J.D., 1979: Interpretations aids for use with electromagnetic (non-contacting) ground resistivity mapping - 41<sup>st</sup> European Association of Exploration Geophysicists Meeting, Hamburg
- MCNEILL, J., D., 1980: Electromagnetic Terrain Conductivity Measurements at Low Induction Numbers - Geonic Limited Technical Note, **TN6**, 1-15, Mississauga, Canada
- MILITZER, H., SCHÖN, J., STÖTZNER, U., 1986: Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau, 2. Aufl., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1-419, Leipzig
- MILLS, H., H., 1990: Thickness and character of regolith on mountain slopes in the vicinity of Mountain Lake, Virginia, as indicated by seismic refraction, and implications for hillslope evolution - Geomorphology, **3(2)**, 143-157;
- MOSER, M., GLAWE, U., 1994: Das Naßfeld in Kärnten - geotechnisch betrachtet - Abh. Geol. B.A., **50**, 319-340, Wien

- MUELLER, K., 1977: Geophysical methods in the investigation of slope failures - Bulletin of the International Association of Engineering Geology, **16**, 227-229;
- SCHÖNLAUB H.P.; FENNINGER, A., VENTURINI, C., 1983.  
Geologische Detailkarte des Naßfeld - Gartnerkofel-Gebietes (Neuaufnahme, 1:10 000) (als Beilage zu) SCHÖNLAUB H.P., 1987: **GÖK 198** Weissbriach - Geologische Bundesanstalt, Wien
- SEIBERL, W., ARNDT, R., ROEMER, R., SUPPER, R., OBERLERCHER, G., 1995: Land-Slide Investigations by Helicopter- 1<sup>st</sup> Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin/Italy, September 25<sup>th</sup>- 27<sup>th</sup>, 1995, Extended Abstracts, 514-516;
- WALACH, G., WEBER, F., 1984: Beispiele komplexer gravimetrischer und magnetischer Untersuchungen (in) MILITZER, H., WEBER, F., (Hrsg.)1984: Angewandte Geophysik, **1**, Springer Verlag, 294-345, Wien
- WARD, S. H., (Ed.), 1990: Resistivity and Induced Polarisation Methods - in: Geotechnical and Environmental Geophysics (in) Investigations WARD, S. H., (Ed.), 1990: Geotechnical and Environmental Geophysics (in) Investigations in Geophysics, **5**, 147-189, Tulsa

## 7.2 Verzeichnis der benutzten Jahresendberichte

Der hier veröffentlichte Beitrag basiert auf die innerhalb des Projektes herausgegebenen Jahresberichte. Abbildungen, Textstellen und Ergebnisse wurden diesen Berichten entnommen. Nachfolgend sind diese Quellen pauschal zitiert:

- MAURITSCH, H. J., SCHMÖLLER, R., SEIBERL, W., 1994:  
**Endbericht 1993** - ÖAW Projekt Geophysik der Erdkruste /  
Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren - 1-44;

- MAURITSCH, H. J., SCMÖLLER, R., SEIBERL, W., ARIC, K., 1995:  
**Endbericht 1994** - ÖAW Projekt Geophysik der Erdkruste /  
Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren - 1-59;
- MAURITSCH, H. J., SEIBERL, W., 1996: **Endbericht 1995** - ÖAW  
Projekt Geophysik der Erdkruste / Geophysikalische Erfassung  
geogener Risikofaktoren - 1-33, Wien/Leoben
- MAURITSCH, H. J., SEIBERL, W., 1997: **Jahresbericht 1996** - ÖAW  
Projekt Geophysik der Erdkruste / Beiträge geophysikalischer  
Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von  
Hanginstabilitäten - 1-60;

Autoren:

Univ. Prof. Dr. Wolfgang SEIBERL  
Dipl. Geophys. Dr. Rainier ARNDT  
Mag. Alexander RÖMER

Arbeitsgruppe Montan-  
geophysik, Institute für  
Meteorologie u. Geophysik,  
Nordbergstraße 17  
A-1090 Wien

*bzw.*

Fachabteilung Geophysik,  
Geologische Bundesanstalt,  
Postfach 127  
A - 1031 Wien

## **Probleme der technischen Geologie im Salzkammergut (Verkehrswegebau, Flächenwidmungen, Deponiestandorte, Wasserversorgung)**

**P. BAUMGARTNER**

### **1. Vorwort**

Die nachstehenden Ausführungen entsprechen in stark gekürzter Form einem Vortrag in der Reihe der baugeologischen Seminare des Institutes für Angewandte Geologie an der Universität für Bodenkultur in Wien. Diese Reihe wird gemeinsam mit der Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft abgehalten.

Bei der Vorbereitung der Vortragsunterlagen stellte sich schnell heraus, daß auch nur eine kurze Darstellung der zahlreichen angewandt - geologischen Arbeiten unserer Bürogruppe im Salzkammergut den vorgesehenen Rahmen bei weitem sprengen würde. Die Zusammenarbeit von drei Geologen in der Gruppe "Geologische Büros Traunkirchen" (Dr. Walter FRIEDEL, Mag. Günter MOSER, Dr. Peter BAUMGARTNER) hat in den vergangenen zwanzig Jahren bereits zahlreiche Ebenen für die Anwendung geologischer Informationen und Denkweisen in der Gesellschaft erreichen können.

Ein wesentliches Motiv für das Referat war, aus unserer Sicht einen Einblick zu geben in die vielschichtige Anwendungsmöglichkeit geologischer Arbeits- und Denkweisen. Damit verbunden konnten die "Geologischen Büros Traunkirchen" bis heute eine stabile Auftragslage in einen Bereich festigen, der aus der Sicht mancher

Fachkolleginnen und Kollegen eher als Marktnische gesehen wird. Wir haben aber die Erfahrung gemacht, daß es sich dabei um ein durchaus stabiles und auch ausbaufähiges Marktsegment für Technische Geologie im weitesten Sinn handelt.

Wir möchten mit den vorliegenden Ausführungen gleichzeitig auch den Kolleginnen und Kollegen aus dem Fachgebiet Geologie einige interessante Denkanstöße vermitteln. So könnte auch in anderen geographischen Räumen versucht werden, durch ein geeignetes Preis-Leistungs-Verhältnis geologische Informationen und Denkweisen in technische, (verwaltungs-) rechtliche, vorsorgende, öffentliche und private Entscheidungsprozesse einzubringen.



#### LEGENDE

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
|  | Molasse                        |
|  | Helvetikum und Ultrahelvetikum |
|  | Flysch                         |
|  | Nördliche Kalkalpen            |
|  | Gosau                          |

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte

## 2. Einleitung

Um dem vorgegebenen Thema halbwegs zu entsprechen, möchten wir komprimiert auf angewandt - geologische Arbeiten im gesamten Salzkammergut eingehen.

Nach der raschen Erkenntnis des voraussichtlich zu großen Umfanges wurden die ausgewählten Projekte auf den Traunsee eingegrenzt. Dadurch blieb z.B. eine umfangreiche baugelogische Bearbeitung der sogenannten Stambach-Rutschung in Bad Goisern unberücksichtigt. Die Entstehung von riesigen Erdströmen, die in der mittelalterlichen Geschichte Bad Goiserns als "Lindwürmer" auftauchen, die ganze Ortschaften verschlingen können, wurde in einer Bearbeitung von H. SORDIAN und P. BAUMGARTNER (1982) bereits in seiner schlußendlichen Entwicklung prognostiziert. Die damals erarbeitete baugelogische Karte entstand kurz nach dem Felssturz aus der sogenannten Zwerchwand oberhalb von Bad Goisern, nahe der Hütteneck-Alm. Es gab zu diesem Zeitpunkt erst geringfügige Keime einer Erdstromentwicklung.

Durch die baugelogische Analyse der beobachtbaren Geländeformen konnte eine Prognose erstellt werden, die die Ausbildung größerer Erdströme befürchten ließ. Diese sind tatsächlich eingetreten.

Der Bereich der Kartierung von Geländeformen und deren Interpretation in Richtung Hang- und Baugrundstabilität wird in vielen Gemeinden in Oberösterreich und auch im Salzkammergut von uns laufend umgesetzt. Der Bogen spannt sich von der Beurteilung einzelner Baugründe bis zur flächendeckenden Baugrundrisiko-Kartierung ganzer Gemeinden im Maßstab des Flächenwidmungsplanes (1:5.000). Sowohl bei einzelnen Grundstücken als auch bei flächendeckenden Untersuchungen werden die schwere Rammsonde, Nutsondiergeräte und einfache Labormethoden in den Baugrundgutachten angewendet (Kornverteilung, Durchlässigkeitsbeiwerte, Atterberg'sche Grenzen, grobe mineralogische Zusammensetzungen).

Die Wässer, die bei Rutschungen eine negative Rolle spielen, sind in weiten Bereichen unserer praktischen Tätigkeit genau das, was wir aufsuchen. Von großen ungeschützten Karstquellen bis zu kleinen Wasseraustritten in der Flyschzone, von kleineren unübersichtlichen Talgrundwasserkörpern in den inneren Tälern des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen) bis zu den weitläufigen Grundwasserfeldern in den Sanderschüttungen der Würm- und Reißgletscher (Niederterrasse, Hochterrasse) reichen die Untersuchungsprojekte für Wasserversorgungsanlagen von Privaten, Gemeinden und Landesdienststellen.

Damit verbunden sind vor allem Ausweisungen von Schutz- und Schongebieten, die aufgrund der begrenzten finanziellen Mittel für flächendeckende, geologische Untersuchungen mit viel geologischen Denkweisen, Interpolationen und Informationen aus wissenschaftlichen Veröffentlichungen dimensioniert und mit Auflagen und Maßnahmen belegt werden müssen.

Auf ein spezielles Problem im Raum Pinsdorf, wo die Besiedlung der letzten 20 Jahre bereits zu einer rascheren Ableitung der Niederschlagswässer und damit zu einer Verringerung der Grundwasserneubildung geführt hat, sei deshalb hier hingewiesen, weil dieser bereits kurzfristig merkbare Effekt für uns unerwartet war. Zusammen mit einer zu starken Grundwasserentnahme für eine kommunale Wasserversorgung hat dies zu einer nachweisbaren Tendenz des Absinkens beim Grundwasserspiegel geführt.

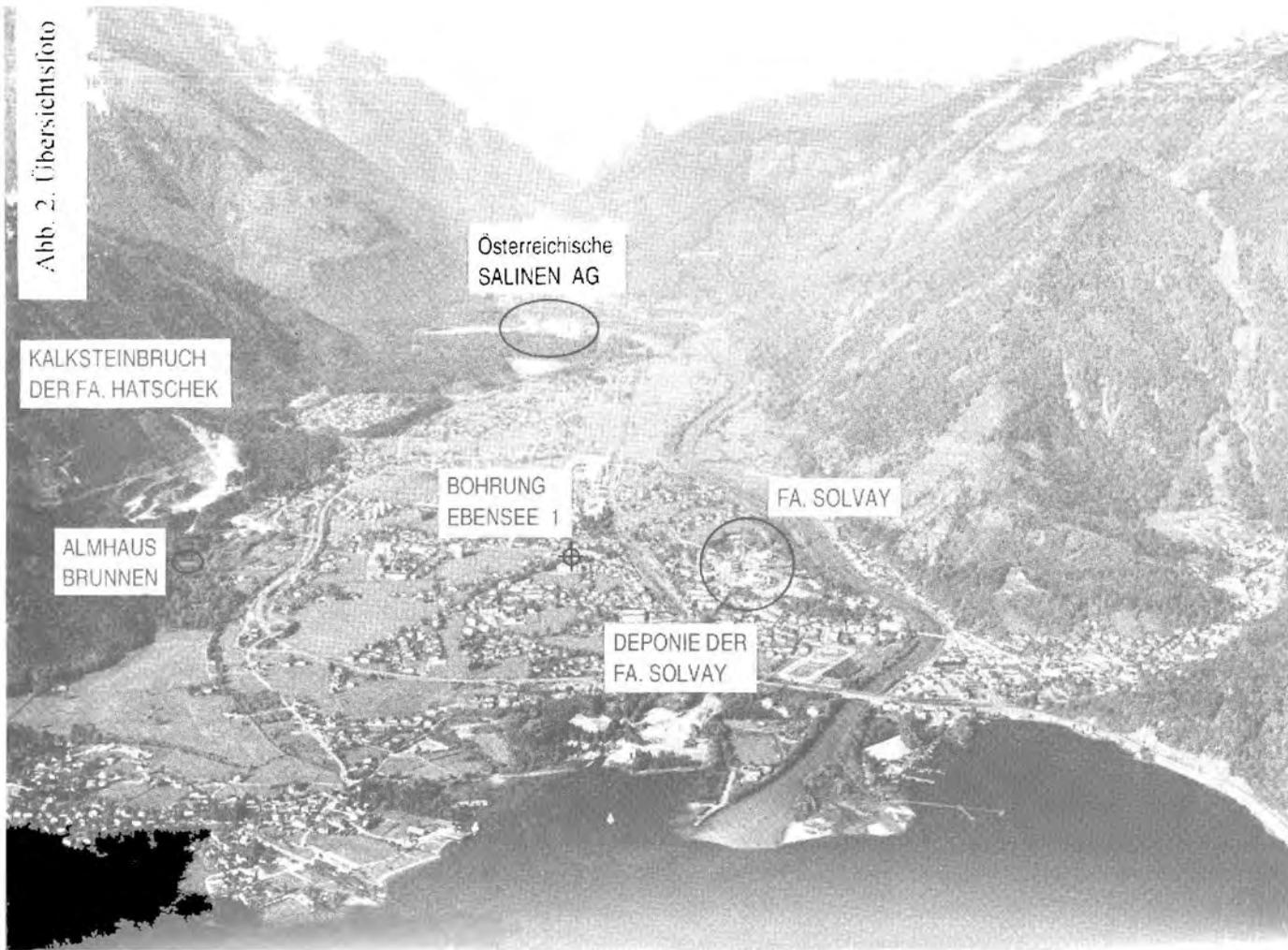
Die bisher in der zweiten Einleitung angeführten, weil in der Folge nicht berücksichtigten, technisch-geologischen Arbeiten und Gesichtspunkte bündeln sich bei der Frage nach bau- und hydrogeologisch geeigneten Deponiestandorten und der Bewertung von Gefahren, die von Altlasten und Altstandorten für Boden und Grundwasser ausgehen. Unsere Bürogruppe konnte für 10 Bezirke in Oberösterreich und auch für den Bezirk Gmunden (Salzkammergut) teils generelle, teils ins Einzelne gehende Standortstudien erstellen.

In einem jüngsten Projekt über eine See-Wasserleitung von einem Brunnen am Fuß des Traunsteins in die Stadt Gmunden am Nordende des Traunsees hat sich der Kreis zwischen den Arbeiten am Beginn unserer Tätigkeit (Dissertation) mit unseren heutigen Projekten geschlossen: die Morphologie der Erdströme, die aus dem helvetischen Fenster am Ostufer des Traunsees bis auf die tiefsten Stellen des heutigen Seebeckens abfließen, bestimmte die Möglichkeit des Verlaufes und einige technische Details der geplanten Seeleitung. Es konnten durch unsere See-Tiefenvermessungen in Zusammenarbeit mit den Universitäten München und Göttingen morphologische Daten über den Seeboden beigelegt werden.

### **3. Untersuchungen zu angewandt - geologischen Projekten im Raum Ebensee**

In der Absicht, dem Thema gerecht zu werden, stellte sich beim Zusammenstellen der Unterlagen über die Projekte im gesamten Salzkammergut heraus, daß auf jeden Fall auf die Projekte im Raum Ebensee eingeeengt werden mußte. So kam es dazu, daß sich die Darstellung angewandt-geologischer Projekte mit einer möglichst großen Bandbreite, die die Tätigkeit eines geologischen Büros umreißen kann, auf den Heimatort des Autors, nämlich Ebensee, beschränken mußte. Doch auch hier waren bald Beispiele für die gesamte Palette der Bau- und Hydrogeologie gefunden, die in der Gruppe der Geologischen Büros Traunkirchen laufend bearbeitet wird. Vielleicht hängt das damit zusammen, daß in dem geologisch und geographisch genau abgrenzbaren, ehemaligen südlichen Becken des Traunsees viele der Aktivitäten versammelt sind, die die übliche menschliche Siedlungstätigkeit im Quartär repräsentieren. Das reicht von chemischen Fabriken über die Siedlungs- und Verkehrstätigkeit bis zur Grundwasservorsorge. Dazu kommen noch Deponien und Steinbrüche und durch die intensive Erforschung der Grundwasserverhältnisse durch das Amt der OÖ Landesregierung auch ein gutes Maß an wissenschaftlich interessanten erdwissenschaftlichen Daten und Informationen.

Abb. 2. Übersichtsfoto



Aus geologischer Sicht handelt es sich beim ehemaligen südlichen Traunseebecken um eine im Holozän (nach Van HUSEN seit ca. 17.000 Jahren) von der Traun mit sandigen Kiesen in Form einer Deltaschüttung aufgefüllte Seewanne.

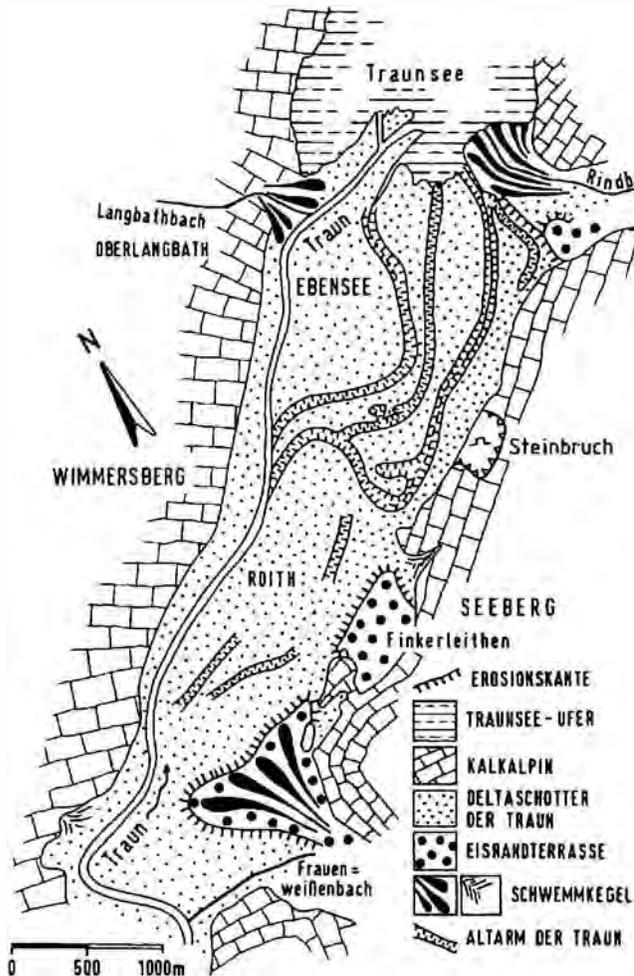


Abb. 3: Geologische Skizze von Ebensee

Wie die Profilabbildung zeigt, beträgt die Mächtigkeit der jüngsten Aufschüttung durch die Traun derzeit etwa im Zentrum der Aufschüttungsfläche 180 m. Darunter folgen Seetone. Wie jüngste geophysikalische Untersuchungen gezeigt haben, dürfte tatsächlich die Seewanne jedoch mindestens ca. 300 m übertieft sein. Unter dem Seeton, der vom Traundelta derzeit überschüttet wird, befinden sich offensichtlich noch quartäre Sedimente, die in den Reflexionsstrukturen ein flaches Delta darstellen könnten. Die Interpretation der geophysikalischen Ergebnisse ist noch nicht ausgereift, da die zweite Hälfte der Untersuchungen noch im Gang ist. Es besteht jedoch die vorläufige Theorie, daß die riß-würm-interglaziale Seebeckenfüllung vom Würmgletscher nicht gänzlich ausgeschürft worden ist und daher unter dem jetzigen Traundelta noch einmal 150 m interglaziale Talfüllungen vorhanden sein könnten. Diese tieferen quartären Sedimente könnten ebenfalls noch Grundwasser, angespeist aus Karstquellen in den kalkalpinen Talflanken (siehe Profil, Abb. 4), enthalten.

Bereits untersucht ist jedoch das sehr mächtige Grundwasservorkommen in den Deltaschottern der Traun. Dieses Grundwasser weist über weite Bereiche des Talbodens nur einen Flurabstand von 1 bis 4 m auf. Es reicht bis zu den Seetonen der Basis der Deltaschüttung und hat daher eine Mächtigkeit von knapp 200 m.

Aus den Daten mehrerer Brunnen und zahlreichen Korngrößenanalysen sind die sehr guten Durchlässigkeiten (Größenordnung  $10^{-3}$  m/s) der Traundeltaschüttung gut bekannt. Aus Kühlwasserprojekten für die Österreichische Salinen AG, am Süd-West-Ende der Deltaschüttung gelegen, ist bekannt, daß bis zu mehrere 100 l/s Grundwasserentnahme aus den sandigen Kiesen der Traun möglich wären. Dies eröffnet natürlich eine große Perspektive für künftige regionale Wasserversorgungsmöglichkeiten.

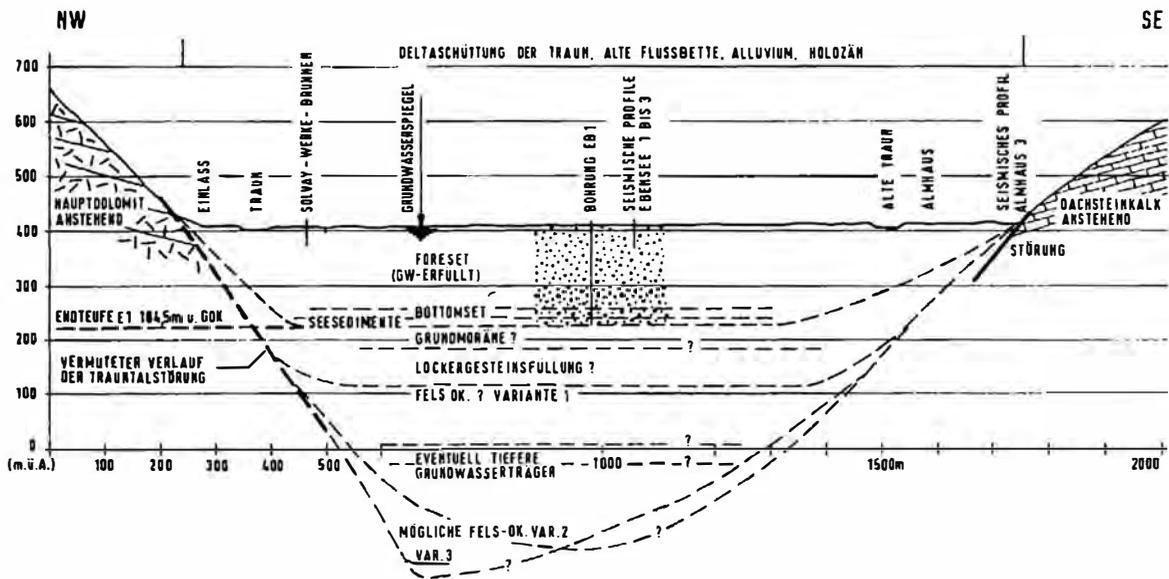


Abb. 4: Talquerprofil auf Höhe der Solvay-Werke

Die Deltaschüttung der Traun wurde bereits in einer 184,5 m tiefen Bohrung erkundet und auch durch geophysikalische Befahrungen in Richtung Durchlässigkeit und Strömungsverhältnisse im Grundwasserkörper getestet. Diese Arbeiten sind Vorbereitungen für mögliche größere Wasserentnahmen aus den Tiefenzonen des 200 m mächtigen Grundwasserkörpers.

Aus Luftbildauswertungen in Richtung historische Geologie sind die zahlreichen alten Flußläufe der Traun, wie sie vor ihrer Regulierung das Delta durchzogen haben und heute noch die Morphologie des Talbodens von Ebensee prägen, bekannt. Diese Morphologie der immer weiter fortschreitenden Deltaschüttung, wie sie an ihrer Oberfläche von den Altarmen geprägt ist, zieht sich mit ihren Auswirkungen bis in die Siedlungsgeographie hinein. Die alten Ebenseer Häuser waren grundsätzlich auf den 1 bis 1,5 m über den Solpunkten der Gerinne liegenden, ehemaligen Sandbänken situiert. Sie genossen daher bei mittleren Hochwässern einen gewissen Schutz. Erst in der letzten Zeit, bedingt durch die Regulierung der Traun und der Fixierung ihres Laufes am nordwestlichen ehemaligen Steilufer des südlichen Traunseebeckens und jetzigen Taleinhänge, hat sich diese dort tiefer eingeschnitten. Dadurch hat sich der Grundwasserspiegel abgesenkt, alte Brunnen hängen mit ihren Holzregenten sozusagen in der Luft. Dadurch ist das Bewußtsein bei den "Häuslbauern" in Vergessenheit geraten, wie schnell der Grundwasserspiegel, vom Traunsee als Vorfluter und von der Traun dirigiert, bei Hochwasser ansteigen kann. Trotz der Regulierung des Seedurchflusses durch das Traunkraftwerk in Gmunden kommt es nun immer häufiger dazu, daß die in tiefere morphologische Zonen gebauten Häuser mit ihren Kellern bei Hochwässern häufiger geflutet werden. Dies hängt auch zusammen mit einer Häufung der Hochwässer in der Traun, die ja von den zahlreichen versiegelten Flächen im Einzugsgebiet im inneren Salzkammergut immer öfter mit stärkeren Wasserwellen angespeist wird.

Zu den hydrogeologischen Daten über den Grundwasserkörper im ehemaligen südlichen Traunseebecken, das heißt in der Talebene von

Ebensee, gehört neben der guten Durchlässigkeit auch ein relativ flaches Spiegelgefälle in der Größenordnung von 0,5 bis ca. 2 ‰. Die Grundwasserströmungsrichtungen folgen der Tallängsachse. Sie werden örtlich von Infiltrationen aus der Traun oder von Seitenbächen verändert und beeinflußt. Die Grundwassertemperaturen laufen bei den seichten Brunnen rasch mit den Außentemperaturen mit.

#### **4. Trinkwasservorsorge in Ebensee**

Neben einer Karstquelle stützt sich die Wasserversorgung von Ebensee vor allem auf Grundwasserbrunnen. Da die alten Brunnen beim Bau der Umfahungstraße in die Nähe des Verkehrsweges zu liegen kamen und daher moderne Schutzgebiete heute kaum mehr zu errichten sind, müssen die bestehenden Wasserversorgungsbrunnen durch einen neuen ersetzt werden. Hier zählt man für die Sicherung der Wasserqualität vor allem auf Entnahmen aus tieferen Grundwasserschichten (siehe Abb. 5).

Bei der Festlegung eines relativ großen, bis zu 600 m langen Grundwasserschutzgebietes an der südöstlichen Talflanke von Ebensee mußten einige Nutzungskonflikte mit dem benachbarten Kalksteinbruch der Fa. HATSCHEK gelöst werden. Zahlreiche geologische Methoden mußten angewendet bzw. Probleme gelöst werden, um einerseits die Ausdehnung des Steinbruches bis in die Hänge über dem Brunnenstandort für die Firma verzichtbar zu machen und andererseits den Steinbruch mit einer neuen Abbaumorphologie so zu organisieren, daß er einerseits dem Grundwasserschutz und andererseits der Verbesserung des Ortsbildes genügen konnte.

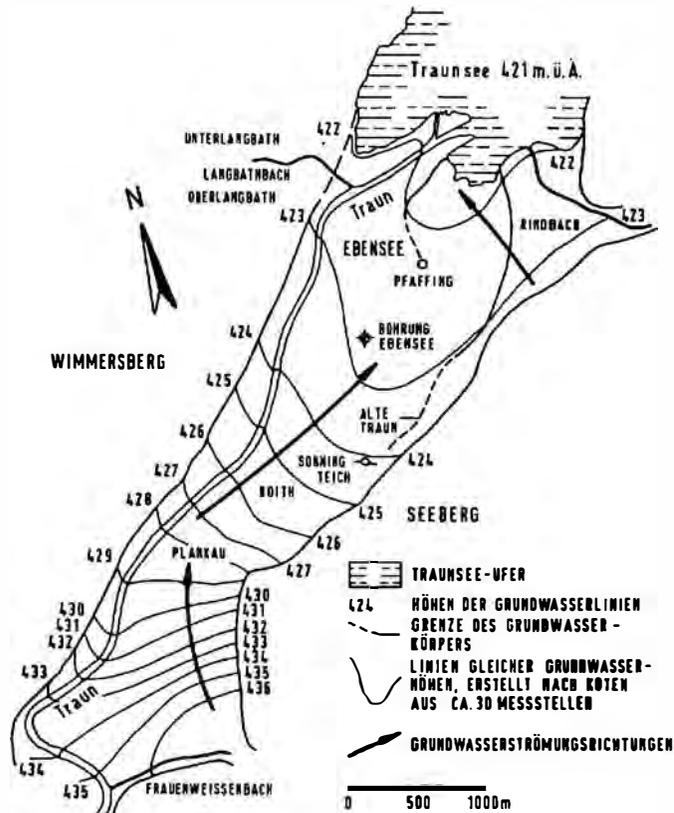


Abb. 5: Grundwasserisohypsenplan

Beim Steinbruch löste man dieses Problem durch einen Abbau von der obersten Etage beginnend mit jeweils einer talseitigen Gesteinskulisse. Die bei der weiteren Absenkung der Abbauetagen entstehenden Bermen werden dann sofort in den verbleibenden bergseitigen Geländekanten mit Schrägschüttungen und einer Bepflanzung rekultiviert. Nach Erreichen der tiefsten Abbauetagen müßte theoretisch ein begrünter und rekultivierter Berghang zurückbleiben. Daß dies funktioniert, konnten der Autor und Gemeindefunktionäre bei einem Steinbruch in der Nähe von Fuschl beobachten.

Der in der Nachbarschaft des Steinbruchs gelegene künftige Entnahmebrunnen der Gemeindewasserversorgung nimmt sein Wasser aus maximal 20 bis 30 m Tiefe. Derzeit sind Arbeiten im Gang, eventuell Tafelwasser für Flaschenabfüllungen aus den tiefsten Bereichen des Deltakörpers von Ebensee aus ca. 150 m Tiefe zu entnehmen. Die Entnahme aus einem tiefen Brunnen würde es erlauben, auch in den verbliebenen restlichen Grünlandgebieten innerhalb der größeren Siedlungsräume Trinkwasser unter genügenden Schutzbedingungen zu entnehmen. Die überlagernden Grundwasserzonen würden eine entsprechende Qualität des Wassers sicherstellen.

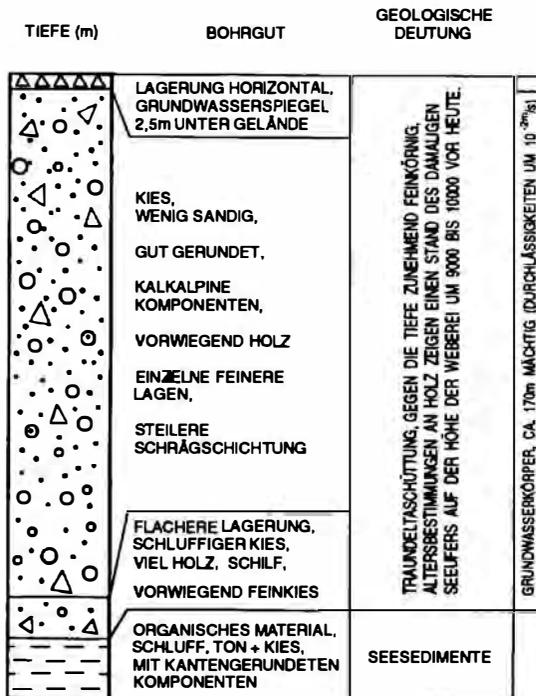


Abb. 6: Profil Ebensee I

## **5. Thermische Einflüsse und thermische Nutzungen im Grundwasserkörper von Ebensee**

Die Österreichische Salinen AG am Südwestende des aufgefüllten ehemaligen Traunseebeckens entnimmt bis zu 100 l/s Kühlwasser aus dem mächtigen Grundwasserkörper. Die Pumpversuche und die Grundwasserbeobachtung zeigen, daß praktisch keine Auswirkungen auf das Grundwasservorkommen zu erkennen sind. Auch thermisch wirkt sich die Entnahme und die Erwärmung des Kühlwassers wenig aus. Es wird einerseits über die Traun zurückgegeben, wobei es eine Angleichung an die Lufttemperatur erfährt und rein mengenmäßig über die Wechselwirkung zwischen Traun und Grundwasser dem Grundwasserkörper wieder zugeführt wird.

Ein thermischer Einfluß ging ungewollt von der Fa. SOLVAY Österreich Werk Ebensee aus. Wässer, die in einer Heizungsanlage nur durch thermische Beeinflussung verändert genutzt worden sind, versickerten im Grundwasser durch undichte Heizungsrohre. Dies konnte bei Untersuchungen festgestellt werden. Jedoch bereits in geringer Entfernung von der Austrittsstelle war keine Temperaturfahne aufgrund der thermischen Erwärmung im Grundwasser mehr erkennbar. Der Umstand, daß sich in diesem mächtigen Grundwasserkörper keine Temperaturfahnen ausbilden und darüber hinaus abgekühlte Wässer aufgrund der Schwerkraft in tiefere Bereich des Grundwasserkörpers absinken, kommt auch der thermischen Nutzung des Grundwassers für Heizzwecke zugute. In Ebensee nutzen bereits zwischen 50 und 100 Grundwasser-Wärmepumpen für Ein- und Zweifamilienhäuser die ergiebigen und stabilen Grundwasserverhältnisse. Bei näheren Beobachtungen läßt sich erkennen, daß sich von den Sickerbrunnen von Hauswärmepumpenanlagen, bei denen das Grundwasser etwa um 4° abgekühlt in den Grundwasserkörper zurückgeleitet wird, praktisch keine Kaltwasserfahnen ausbilden. Das Grundwasser sinkt vielmehr in die tieferen Schichten ab und gleicht sich den dortigen Temperaturen an. Nach den bisherigen Beobachtungen könnte ein großer Teil der Heizenergie für Ebensee aus dem sehr potenten Grundwasser entnommen werden.

## 6. Ein Deponiestandort in der Talfläche von Ebensee

Die Verträglichkeit von Auswirkungen industrieller oder anderer Tätigkeiten der Bevölkerung (Heizung mit Wärmepumpen) zeigt sich nicht nur bei der thermischen Nutzung des Grundwassers, sondern auch im Fall eines Deponiestandortes der Fa. SOLVAY Österreich AG im Talboden von Ebensee in der Ortschaft Rindbach. Das ist in der nordöstlichen Ecke der Talfläche von Ebensee.

Aus dem Sodaerzeugungsprozeß bleiben gröbere und feinere Rückstände (auf die feineren wird noch zurückzukommen sein) übrig. Bereits seit Bestehen der Sodafabrik in Ebensee in den Neunzigerjahren des vorigen Jahrhunderts werden größere Flächen für die Ablagerung dieser Kalkrückstände verschiedener Korngröße, die besonders durch einen hohen ph-Wert gekennzeichnet sind, genutzt. Eine größere Ablagerung in Form einer Deponie existiert, wie erwähnt, in der Ortschaft Rindbach. Die Anlage wird in diesen Jahren im Auftrag der Fa. SOLVAY Österreich AG Werk Ebensee von uns genauer untersucht. Ziel der Untersuchung ist eine Entscheidung darüber, ob die Anlage für relativ geringe Mengen an Kalkablagerungen weiter genutzt oder geschlossen werden soll.

Obwohl es wahrscheinlich nicht einfach und wirtschaftlich auch nicht sinnvoll ist, für eine geringfügige Menge auf dem für die Ablagerung des gegenständlichen Materials günstigen hydrogeologischen Hintergrund den Weiterbetrieb einer Deponie zu organisieren, sind die günstigen Umstände für eine Auflassung der Deponie doch sehr gut nutzbar. Das heißt, als einzige Auswirkung wurde bisher beobachtet, daß Sickerwässer mit hohem ph-Wert, die viel Kalk in Lösung halten, aus der Deponie austreten. Durch die Vermischung mit Wässern, die einen anderen Sauerstoffgehalt aufweisen, sinkt die Kalklösungskapazität stark ab. Es kommt zur Ausfällung von Kalkschlamm. Besonders für die Auflassung der Deponie könnte man von geringfügigen, weiteren Kontrollen der Brunnen in der Umgebung, wie sie auch jetzt schon durchgeführt wurden, als genügende Kontrollmaßnahmen ausgehen. Es ist ja nur zu erwarten,

daß Sickerwässer durch die Ausfällung von Kalkschlamm zu einer Ausfüllung der Poren in den sandigen Kiesen der Deltaschüttung direkt im Deponiebereich führen.

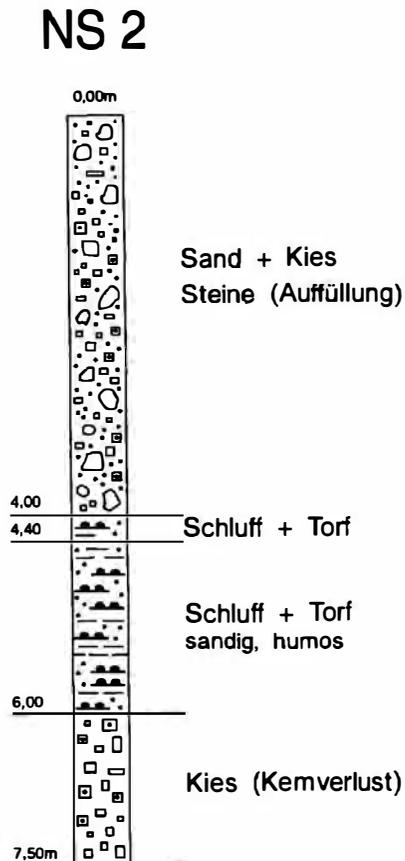


Abb. 7: Profil durch den Deponiekörper Solvay

## 7. Sedimente im Traunseebecken

Die eben erwähnten Schlämme entstehen auch noch in größerer Menge am Ende des Produktionsprozesses der Fa. SOLVAY. Schon seit Jahrzehnten gibt es einen Konsens, der derzeit neu verhandelt wird, diese Schlämme durch bestimmte Einleitungsmechanismen in das Becken des Traunsees einzubringen. Nun werden diese Schlämme mit Hilfe eines Pumpensteiges in der Bucht von Ebensee an der Vorderseite der Deltaschüttung in den Traunsee eingebracht. In dieser Bucht entsteht eine kegelförmige Ansammlung von Feinschlamm, der von Zeit zu Zeit in Form von Unterwasserrutschungen (turbidity currents) in das Traunseebecken abgelenkt. Sie folgen dabei der Morphologie des Seebodens und breiten sich dann etwa auf der Höhe von Traunkirchen auf dem flachen Seebeckentiefsten aus.

Mit Hilfe von Fall-Lotkernen, die bis zu 6 m lang waren, konnte ein schichtweiser Aufbau von Industrieschlämmen und natürlichen Ablagerungen aus Schwebstoffen des Seebeckens erkannt werden. Kurioserweise konnte man auch die erste Phase der Dampfschiffahrt anhand von Schlacken und Kohlenteilen eruieren und in der Stratigraphie genau festlegen.

Weiter oben wurde bereits die Stammach-Rutschung angesprochen. Diese hat in der Diskussion um die Unterwasserrutschungen im Traunseebecken eine große Bedeutung gewonnen, weil der frühere Direktor der Fa. SOLVAY darauf hingewiesen hat, daß die natürlichen Ablagerungen die Industrieschlammablagerungen mit dem hohen ph-Wert weitgehend immer wieder abdecken. Zu Beginn der Achzigerjahre wurde infolge der Erdströme im Stammach in Bad Goisern so viel Schlamm eingetragen, daß eine weitgehende Abdeckung der Industrieschlammausbreitung auf dem Seeboden erfolgt sein muß. Dieser Vorgang wurde in mehreren Jahren nach 1990 untersucht. Es konnte quasi ein Pulsieren der Ausdehnung und Verkleinerung der vom hohen ph-Wert geprägten Industrieschlämme auf dem Seeboden beobachtet werden.

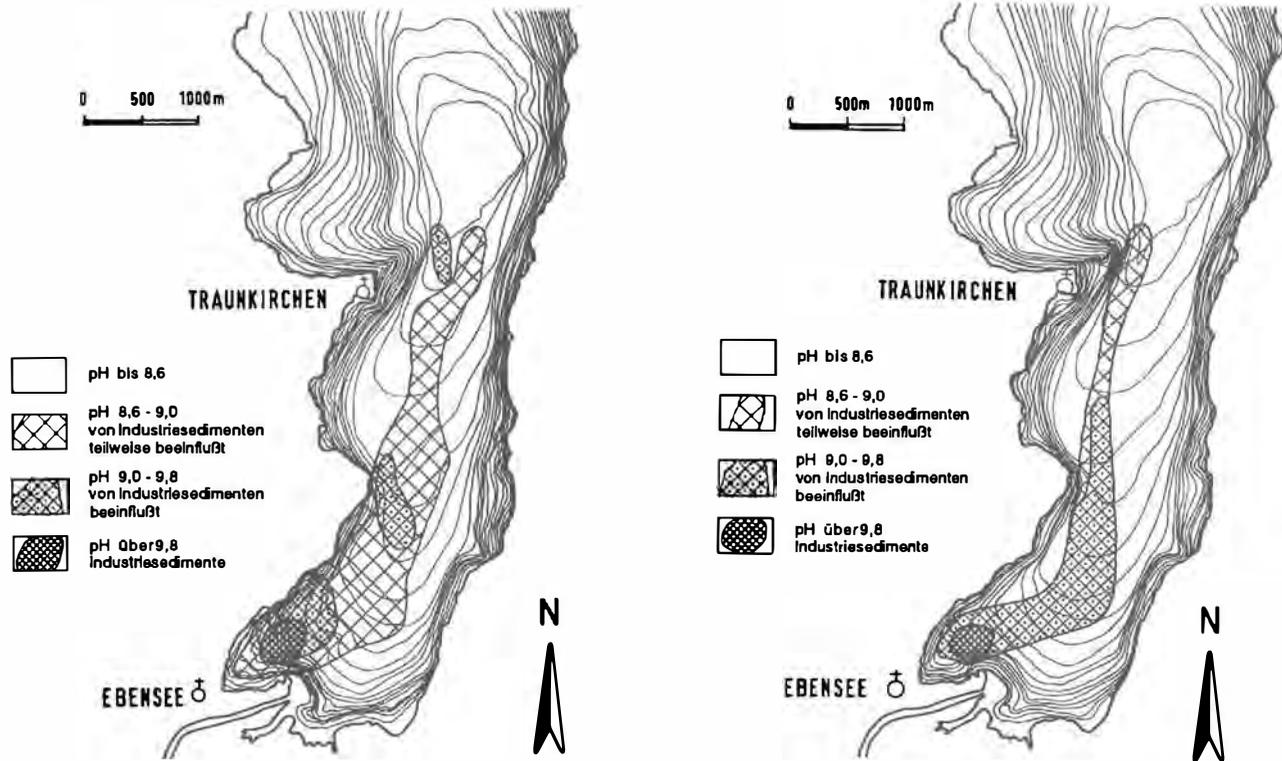


Abb. 8: Ausbreitungsflächen der Industrieschlämme im südl. Traunseebecken

(a) Probenahme 10/1991

(b) Probenahme 9/1996

Jedenfalls kann aus geologisch-historischer Sicht für die Zukunft prognostiziert werden, daß die Gefährlichkeit der Industrieschlammssedimente auf dem Seeboden des Traunsees unter dem Gesichtspunkt gesehen werden kann, daß nach Beendigung der Firmentätigkeit mit Sicherheit durch natürliche Sedimente die Industrieschlämme abgedeckt werden und ein quasi natürlicher Zustand von selbst wieder einkehren wird.

## **8. Sedimentliefernde Prozesse am Traunseeufer**

Der größte Sedimentlieferant ist die Traun, die vom inneren Salzkammergut her das Traunseebecken mit Grob- und Feinstoffen beliefert. Ca. 80.000 m<sup>3</sup> Sand und Kies und etwa gleich viel an Schwebstoffen liefert die Traun pro Jahr. Nun gibt es dazu noch ein paar kleine Zubringer, Flüsse an den Ufern des Traunsees. Abschließend zu den verschiedenen hydro- und baugeologischen Themenstellungen im Raum Ebensee soll jedoch auf einen besonderen sedimentliefernden Prozeß eingegangen werden.

Das südlichere, noch freie Traunseebecken ist von Steilufern gesäumt. Bei den geologischen Untersuchungen für ein Tunnelprojekt am Westufer des Traunsees - an diesem Ufer befindet sich die Verkehrsverbindung zwischen dem Alpenvorland und dem inneren Salzkammergut - wurden auch Bewegungsmessungen an den einzelnen Felspartien durchgeführt. Eine genaue, gefügekundliche Aufnahme des Felsbereiches am Fuße des Sonnsteins, der etwa dreieckförmig in den Traunsee vorspringt, ergab eine große Anzahl von Auflösungsklüften, die mit Tagletten gefüllt waren. Eine morphologische Verteilung des sehr steil in den Traunsee abfallenden, kalkalpinen Ufers und die Stellung und Öffnung der Klüfte legen nahe, daß es sich bei dieser Gebirgspartie um eine sich entspannende kalkalpine Talflanke handelt. Tektonische Vorprägungen und wohl auch eine Beanspruchung durch den Gletscherschurf haben zu Auflockerungen geführt. Nach Wegfall der Eislast, die die Talflanken entsprechend belastet und damit auch stabilisiert hat, haben sich Sackungen und

Gleitungen ergeben. Die Bewegungen und die Morphologie der Talflanke sind im nachstehenden Profil dargestellt. Die Auflockerungen haben weiters zu einem ständigen Prozeß der Ablösung von Gesteinsbrocken, Steinschlag, und damit der Lieferung von Gesteinsblöcken in das Traunseebecken geführt. Dieser Prozeß wurde erst dadurch gestoppt, indem man entsprechende Steinschlagverbauten bei der Eisenbahnerrichtung und der Straßennerrichtung durchführte.

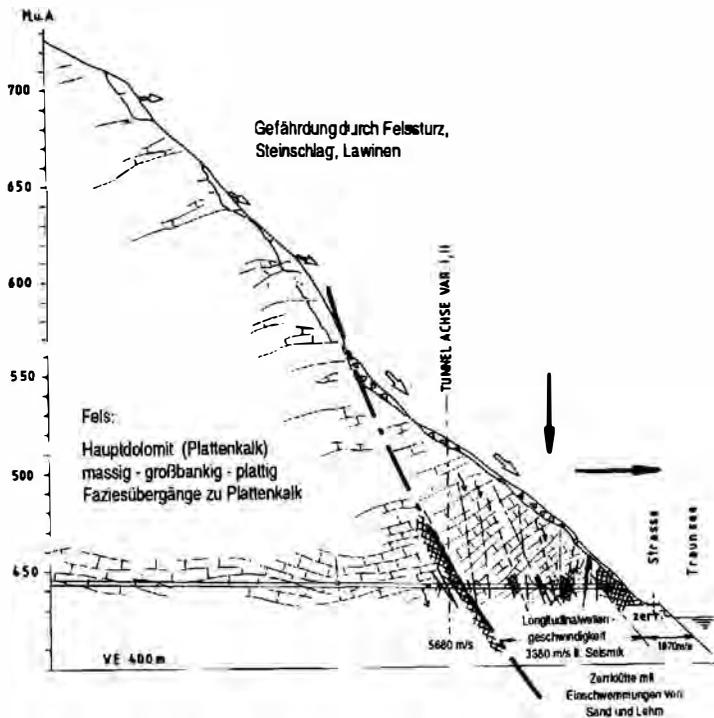


Abb. 9: Talflankenquerschnitt Traunsee-SW-Ufer

## 9. Literatur

- BAUMGARTNER, P. (1962-86): Studien zur Frage von bau- und hydrogeologisch geeigneten Standorten für Mülldeponien in Oberösterreich und Salzburg. - i.A. der OÖ und Sbg. LRG, sowie des BMWF, Archiv Geologische Büros Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. & FÜRLINGER, W. (1986): Erkundung von bau- und hydrogeologisch geeigneten Standorten für Mülldeponien im Bundesland Salzburg (Forschungsbericht SA 20/85). - i.A. des BMWF und des Amtes der Salzburger Landesregierung, Ms., 69 S., Anhang; Salzburg/Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. & FÜRLINGER, W. (1986): Systematische Suche nach bau- und hydrogeologisch geeigneten Deponiestandorten (geowissenschaftliche Kriterien). - Vortrag bei der 7. Bodensee-Tagung für Ingenieurgeologie, 1./8. November 1986 in Bregenz.
- BAUMGARTNER, P. (1980): Bemerkungen aus geologischer Sicht zum natürlichen und anthropogenen Geschiebe- und Schwebstoffeinstoß in das Traunseebecken. - Unveröff. Ms., 11 St., 2 Photos, 6 Beil, im Auftrag der ÖOLR., Hydrogr. Dienst; Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. (1980): Untersuchung der Auswirkung einer Wärmepumpe auf das Grundwasserregime (in Ebensee, Pfaffingsiedlung), Zwischenbericht.-Unveröff.Ms., 2 S., Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. (1982): Grundwasser-Wärmepumpen in Österreich: Bemerkungen aus hydrogeologischer Sicht zu Projektierung, Genehmigung und Einsatzmöglichkeit.-in: Solar-Heizungssysteme 1982 (ASSA), S. 290-304, 4 Abb.; Wien.

- BAUMGARTNER, P. (1982): Hydrogeologische Standortbeurteilungen von Grundwasser-Wärmepumpen in Österreich; Problematik, Hintergrundüberlegungen, Anregungen. - Wiener Mitt. Wasser-Abwasser-Gewässer, ÖWWV-Kurs 3, Aussprachetagung 1983, Thermische Beeinflussung des Grundwassers, Bd. 52, S. 251-268, 1 Tab.; Wien.
- BAUMGARTNER, P. (1985): Geologische Massenbewegungen und deren Auswirkungen auf kleine und mittlere Bauvorhaben. - Felsbau 3 (1985), Nr. 1, S 43-46, 3 Abb.; Verlag Glückauf, Essen.
- BAUMGARTNER, P. (1996): (Hydro)geologische Bewertung von Grundwasserentnahmen und Rückführungen in die Traun und in den Grundwasserkörper durch das Werk SALINE Ebensee; (Hydro)geologisches Gutachten. - GZ:9602301, Archiv Geologische Büros Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. (1997): Geologische und bodenmechanische Stabilität der Industriedimente im Traunsee (OÖ Salzkammergut). - GZ:9705201, Archiv Geolog. Büros Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. (1997): Hydrogeologische Erkundung und Standortbeurteilung der Deponie Rindbach der Solvay Österreich AG. - GZ:9616701, Archiv Geologische Büros Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. (1992): Systematische Standortsuche nach einer Abfalldeponie auf dem Gemeindegebiet von Ebensee; Geologischer Bericht. - GZ:9203701, Archiv Geologische Büros Traunkirchen.
- BAUMGARTNER, P. & SORDIAN, H. (1981): Zur geomorphologischen Karte des Erd- und Schuttströmekegels des Gschliefgrabens bei Gmundn (Oberösterreich) mit 1 geomorphologischen Karte. - in: Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 10, S.259-252, Innsbruck Februar 1981.

- BAUMGARTNER, P. (1981): Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (O.Ö.). Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung. - in: Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud.Österr. 27, S. 19-38, 8 Abb., 5 Beil., Wien 1981.
- EGGER, H. et al: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 66 Gmunden. - Geologische Bundesanstalt.
- FRIEDEL, W. (1995): Steinbruch Karbach - Seestation Rindbach; Baugeologische Beurteilung; Sondierung und Bericht. - GZ:9511601F, Archiv Geologische Büros Traunkirchen.
- HUSEN, D. van (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. - Jb.d.Geol.B.A., Band 120, Heft 1, S. 1-30, 5 Taf., 69 Abb., 1 quartärgeol. Karte 1:50.000, Wien.
- KOHL, H. (1974): Die spätriß- und würmeiszeitlichen Gletscherstände im Traunseebecken und dessen Seestände. - Jahrbuch Musealver., Bd. 121, 1 Kt., 3 Abb., im Text, 10 Abb., Linz 1976.
- LOHBERGER, W. & BAUMGARTNER, P. (1983): Grundsatzkonzept Wasserreserven Oberes Trauntal (Ebensee - Bad Ischl).- Studie für das Amt d. OÖLRG., 7 Beil., davon 1 hydrogeol. Gutachten, 1 Grundwasserschichtenplan 1:5000; Linz.

Autor:

Dr. Peter BAUMGARTNER

Geologische Büros Traunkirchen

A-4801 Traunkirchen, Im Winkel 7



# **Risiken durch Hangbewegungen in den bayerischen Alpen Erfahrungen mit dem Projekt GEORISK nach 10 Jahren Praxis**

**A. v. POSCHINGER & U. HAAS**

## **1. Ausgangslage**

Die Untersuchung von Hangbewegungen in Bayern durch das Geologische Landesamt bzw. durch dessen Vorläuferinstitutionen hat bereits eine lange Tradition. Schon 1850 wurde die "Geognostische Reichsdurchforschung" gegründet, deren Leiter C.W. Gümbel im Sinne der damals üblichen umfassenden Tätigkeit des Geologen auch Gutachten zu Hangbewegungen erstellte. Die gutachterliche Tätigkeit nahm mit der zunehmenden Bedeutung dieser Fragestellungen für die Siedlungsentwicklung und für die Sicherung technischer Bauwerke im Laufe der Zeit zu. Üblicherweise wurden allerdings nur dann Gutachten erstellt, wenn bereits ein Schaden eingetreten war oder wenn eine akute Gefahr drohte. Eine spezielle Risikovorsorge erfolgte somit nur in den seltensten Fällen; meist beschränkten sich die Maßnahmen auf Schadensbegrenzung.

Zur Ausgangslage muß auch der spezielle rechtliche Rahmen bezüglich der Behandlung von Hangbewegungen erwähnt werden. Die Bauleitplanung sieht vor, daß eine Ausweisung von Baugrund u.a. nur für Flächen zulässig ist, die frei von einer Bedrohung durch Naturgefahren sind. Bauleitpläne werden verschiedenen Fachbehörden als "Träger öffentlicher Belange" vorgelegt, die sich zu einem eventuellen Risiko äußern. Ein Schwachpunkt ist darin zu sehen, daß zwar eine eventuelle Gefährdung durch Muren und Hochwasser regelmäßig abgeklärt wird, eine spezielle Betrachtung der Hangstabilitäten jedoch nur in Ausnahmefällen erfolgt.

In Bayern gibt es derzeit keine eigenständige Gefahrenzonenplanung.

Obwohl dieses Planungsinstrument gerade in den letzten Jahren in den benachbarten Alpenländern eine wachsende Bedeutung erfahren hat, wird hier das vorhandene Planungsrecht für ausreichend erachtet. Man muß hierzu auch bedenken, daß Bayern einen zwar sehr dicht besiedelten, aber doch nur kleinen Alpenanteil (ca. 3 %) besitzt, in dem sich auch die Reliefunterschiede im Vergleich zu den Nachbarländern in bescheidenen Grenzen halten.

Die Verantwortlichkeit und somit die Pflicht zur Sanierung von Schäden und zur Stabilisierung von Hangbewegungen durch Sicherungsmaßnahmen sowie weiterer hierzu erforderlicher Untersuchungen liegt für anthropogen ausgelöste Ereignisse eindeutig beim Verursacher. Für natürlich entstandene Hangbewegungen gilt grundsätzlich das "Zustandsstörerprinzip", nach dem ein Grundeigentümer dafür zu sorgen hat, daß von seinem Grundstück keine Gefährdung ausgeht. Ein Bauer, in dessen Bergwald sich eine erkennbare größere Rutschung anbahnt, müßte somit theoretisch für deren Sanierung und entsprechende Sicherungsmaßnahmen sorgen. Der Grundsatz der Verhältnismäßigkeit relativiert dieses Prinzip allerdings wieder.

## **2. Das Projekt GEORISK**

Im Jahr 1987 wurde am Bayerischen Geologischen Landesamt mit dem Aufbau eines Konzeptes zur Erfassung und Untersuchung von Hangbewegungen im Bayerischen Alpenraum (s. v.POSCHINGER 1992:5) begonnen, das den Titel GEORISK erhielt. Grundsätzliches Ziel dieses Projektes ist es, Gefährdungen durch Hangbewegungen im Bayerischen Alpenraum frühzeitig zu erkennen und richtig einzuschätzen. Zu diesem Zweck wurden Informationen aller Art über Massenbewegungen gesammelt und bewertet. Durch die Lokalisierung möglicherweise gefährdeter Bereiche soll sowohl das Gefährdungs- als auch das Schadenspotential verringert werden. Zudem sollen die Kenntnisse über Ursachen und Auslöser sowie Abläufe von Hangbewegungen verbessert werden.

Die personelle Ausstattung des Bayerischen Geologischen Landesamtes für diese Aufgabe bestand aus einem einzigen Geologen,

der zusätzlich noch andere Amtsaufgaben zu erfüllen hatte. Obwohl der flächenmäßige Anteil Bayerns an den Alpen nur gering ist, so ist doch eine Gesamtfläche von ca. 5.500 km<sup>2</sup> zu bearbeiten. Es mußte deshalb ein System geschaffen werden, das bei den finanziellen bzw. personellen Vorgaben in absehbarer Zeit zu einem akzeptablen Ergebnis führen konnte. Das fachliche Anliegen, eine möglichst flächendeckende Kartierung in einem möglichst detaillierten Maßstab durchzuführen, konnte deshalb nicht umgesetzt werden. Das Anliegen von Seiten der Landesplanung, nur eine kleinmaßstäbige flächendeckende Karte ohne fundierte Geländeaufnahme zu erstellen, wurde aus fachlichen Gründen nicht umgesetzt. Die Aussagekraft derartiger Karten für konkrete Probleme wäre zu gering gewesen.

Um dennoch für den gesamten Bayerischen Alpenraum Aussagen treffen zu können, wurde eine Vorgehensweise gewählt, die auf einem Kataster aufbaut und flexibel ausbaufähig ist. Das so entstandene "GEORISK-Konzept" besteht aus verschiedenen Einzelementen, die im folgenden vorgestellt werden sollen.

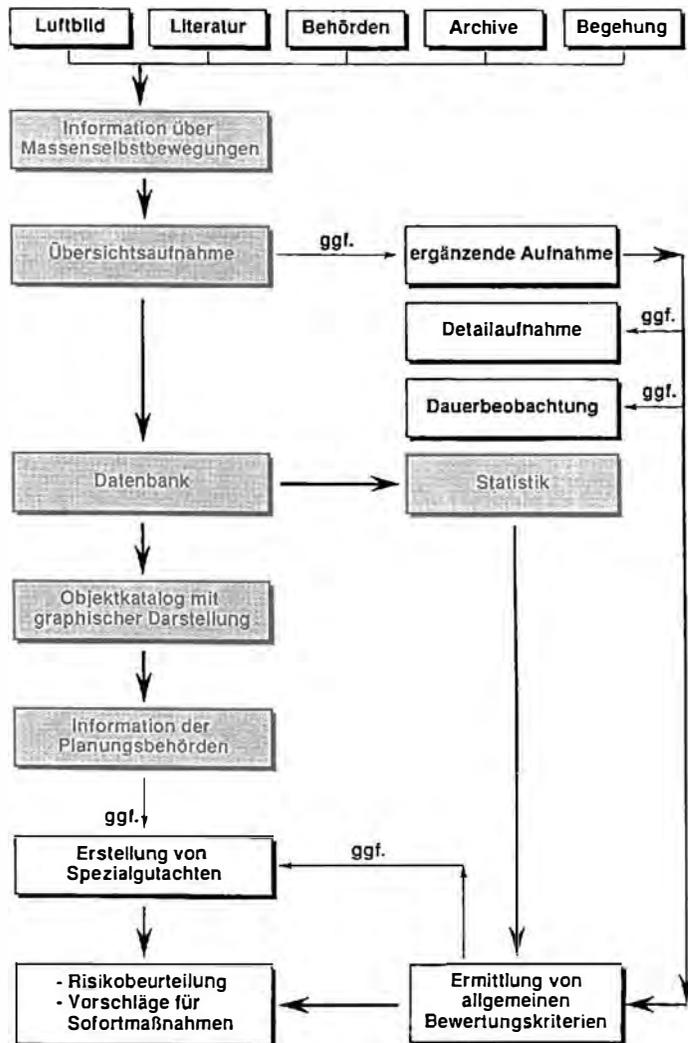


Abb. 1: Flußdiagramm zur Darstellung des GEORISK-Konzeptes

## 2.1 Übersichtserhebungen

In sog. "Übersichtserhebungen" wird zunächst jegliche Information über nennenswerte Hangbewegungen im bayerischen Alpenraum zu einer Art "Rutschungskataster" zusammengetragen. Viele solche Informationen liegen verstreut an einzelnen Ämtern vor oder können aus der Literatur und aus Karten entnommen werden. Weitere Quellen sind Hinweise durch Anwohner und Fachleute oder aber eigene Begehungen.

Die Qualität dieser Informationen schwankt naturgemäß sehr stark. Dennoch sollten auch vage Hinweise berücksichtigt und mit ihrem jeweiligen Informationsgrad dokumentiert werden, solange sie nicht durch nähere Untersuchungen widerlegt oder ergänzt bzw. bestätigt werden können.

Sämtliche Informationen gehen mit ihren Grunddaten in eine Datenbank ein, wo sie jederzeit recherchierbar vorgehalten werden. Zu jedem Objekt wird dabei ein kurzer Beschrieb angefertigt, aus dem die wesentlichen Merkmale wie die Geologie, die Informationsquelle oder eine mögliche weitere Entwicklung des Bewegungsbereiches ersichtlich sind. Dem Planer werden damit alle vorliegenden Informationen an die Hand gegeben, die ihm einen Hinweis auf eventuelle Gefährdungen geben könnten. Es handelt sich somit um eine Art "Gefahrenhinweissystem", bei dem es dem Anwender überlassen bleibt, in Anpassung an seine speziellen Erfordernisse weitergehende Untersuchungen zu veranlassen.

Die Datenbank umfaßt derzeit ca. 1260 Einzelobjekte von bereits abgeschlossenen, noch in Bewegung befindlichen oder sich erkennbar anbahnenden Hangbewegungen. Die Bedeutung eines solchen Katasters für die Praxis wird durch die auch im Rahmen anderer Projekte gewonnene Erkenntnis unterstrichen, daß sich ein Großteil der aktuellen Hangbewegungen an solchen Stellen ereignet, an denen bereits früher ähnliche Ereignisse abgelaufen sind. Nach Abele (1974) bilden nicht einmal Bergstürze eine Ausnahme hierzu, obwohl durch ihren Abgang die Verhältnisse im Anbruchgebiet fundamental verändert werden. Durch die Kontrolle von zahlreichen "alten"

Bewegungsbereichen gelang es bereits häufiger, sich erneut anbahnende bzw. bevorstehende Hangbewegungen durch eindeutige Aktivitätsanzeichen nachzuweisen.

## 2.2 Detailuntersuchungen

Bei entsprechender Bedeutung der erfaßten Objekte wird an die Übersichtserhebung eine Detailuntersuchung angeschlossen. Als eines der Kriterien für eine solche Untersuchung gilt insbesondere ein hohes Gefährdungspotential. Zusätzlich werden aber auch solche Bereiche näher betrachtet, bei denen ein Studium der spezifischen Mechanismen und der relevanten Parameter einen Informationsgewinn für andere Fälle erwarten läßt. Die Detailuntersuchungen erlauben somit auch eine Grundlagenforschung.

Ausgangspunkt der Erhebung ist üblicherweise eine detaillierte Geländeaufnahme, die neben den geologischen auch den geotechnischen, den hydrogeologischen und den morphologischen Aspekten Rechnung tragen muß. Für die großmaßstäbigen Kartierungen wurde in Anpassung an die internationalen Konventionen ein eigener Kartierschlüssel erstellt.

Der Detaillierungsgrad ist letztlich vom vertretbaren Aufwand abhängig. Eine sehr eingehende Untersuchung ist somit auf Ausnahmen beschränkt. In Einzelfällen konnte dann eine geologisch-geotechnische sowie morphologische Aufnahme durch spezielle Geländeauswertungen mittels Luftbildern ergänzt werden. Teilweise konnten auch terrestrische tachymetrische Aufnahmen sowie seismische und geoelektrische Profilaufnahmen durchgeführt sowie Bohrungen abgeteuft und instrumentiert werden.

### 2.3 Dauerbeobachtungen

Während eine Detailaufnahme üblicherweise nur eine Momentaufnahme darstellt, kann häufig erst die Beobachtung über längere Zeiträume eine Aussage über das Gefährdungspotential einer Hangbewegung ermöglichen. Die grundsätzliche, subjektive Fehleinschätzung von Bewegungsraten, die nur nach dem Augenschein veranschlagt werden, ist ein allgemeines Phänomen, das bei den Arbeiten zum Projekt immer wieder aufgetreten ist. Je nach den Anforderungen wurde deshalb ein spezifisches Beobachtungssystem gewählt:

- Klassische Felsspione als Spaltenmeßgeräte
- Einrichtung von Maßbandstrecken
- Messungen mit dem Konvergenzmeßband
- Messungen mit dem Stangenzirkel
- Anlegen von tachymetrischen Meßprofilen
- Einrichtung von geodätischen Meßnetzen
- Anlegen von Präzisionsnivelements
- Einrichtung von GPS-Punkten
- Permanente Aufzeichnung mit Datensammlern an Spaltenmeßgeräten und Drahtextensometern

Die Interpretation der Bewegungen stellt ein besonderes Problem dar. Bereiche mit längerfristigen Ruhephasen können allgemein als weitgehend ungefährlich eingestuft werden, doch darf eine solche Interpretation nicht darüber hinwegtäuschen, daß eine Beschleunigung noch ausstehen kann. Bei bewegten Bereichen stellt sich die Frage nach der weiteren Entwicklung: Kann eine gleichbleibende Bewegungsrate bereits Schaden anrichten oder kann eine Beschleunigung erfolgen? Für diese Fragestellung muß in erster Linie beurteilt werden, ob aus den bisherigen Meßergebnissen eine Tendenz ablesbar ist. Aber selbst bei einer eintretenden Beschleunigung ist oftmals noch keine eindeutige Aussage über einen katastrophalen Zusammenbruch des Systems möglich.

So konnte z.B. in der Brechriesrutschung am Jenbach (siehe Abb. 3) im Frühsommer 1995 nach starken Niederschlägen eine eindeutige Beschleunigung registriert werden, die sich in der Folgezeit aber wieder abschwächte (s. Abb. 2). Der Zusammenbruch des Systems blieb hier zwar aus, hätte aber unter bestimmten Bedingungen stattfinden können. Diese Großhangbewegung kann zwar auch mit enormem, technischem Aufwand kaum gestoppt werden, aber durch eine geeignete Überwachung kann zumindest eine Vorwarnung erfolgen. Erforderlichenfalls sollte dann genügend Zeit bleiben, um das Nötige zu veranlassen.

## Talzus Schub Jenbach

Geodät. Kontrolle des Datensammlers

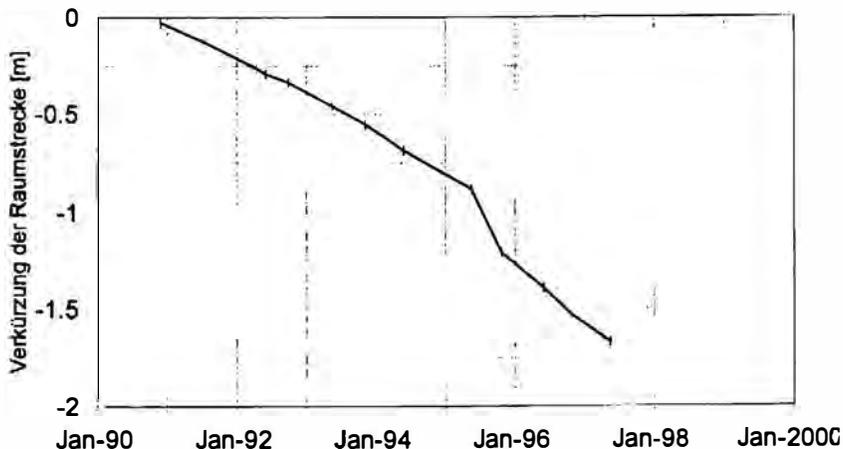


Abb. 2: Entwicklung der Bewegungsbeträge in der Brechriesrutschung am Jenbach von 1991 bis 1997

# JENBACH - BRECHRIES

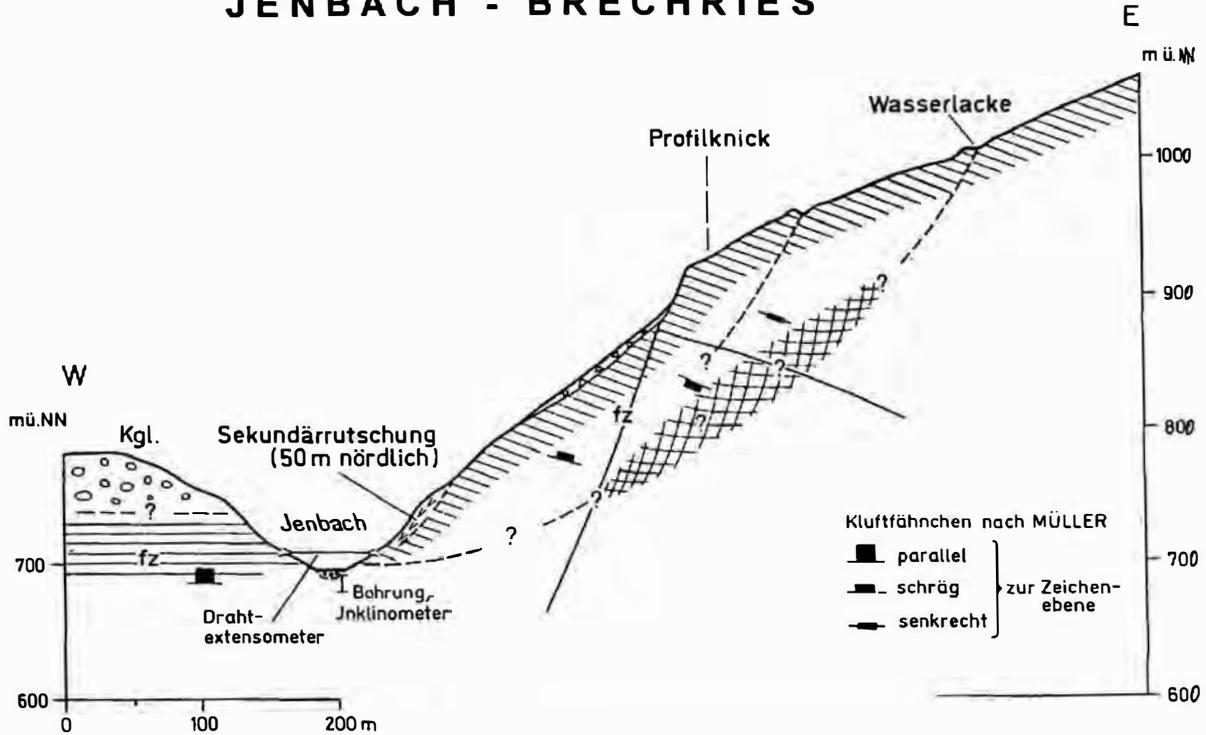


Abb. 3: Profil durch die Brechriesrutschung am Jenbach bei Bad Feilnbach

Die häufig gemachte Äußerung "Messungen können den Berg nicht aufhalten" ist zwar zutreffend, doch sind die Bewegungsraten als der "Pulsschlag" des Berges anzusehen, der uns sehr viele Informationen über den "Gesundheitszustand des Patienten" geben kann. Auch auf die Gefahr hin, daß man angesichts einer bedrohlich erscheinenden Entwicklung der Bewegungsrate zu früh Alarm schlägt oder zu sehr zur Vorsicht mahnt, ist dies einem Negieren der Vorgänge unbedingt vorzuziehen. Die besorgte Reaktion Albert HEIMS (1932; s.a. ZOPFI 1997) auf die Beschleunigung der Bewegungen am Kilchenstock bei Glarus ist ein berühmtes Beispiel. Sie ist auch aus heutiger Sicht noch grundsätzlich gutzuheißen, obwohl der große erwartete Anbruch nicht erfolgt ist.

## 2.4 Flächenhafte Kartierungen

Während bei der ersten Projektkonzeption flächenhafte Kartierungen ausgeschlossen worden waren (s.o.), wurde 1989 ein unterstützendes Projekt begonnen, mit dessen Hilfe Bereiche mit einem besonderen Gefährdungspotential flächenhaft kartiert werden sollten. Die Kartierungen konzentrierten sich dementsprechend auf das Umfeld von Siedlungsgebieten, wo das Schadenspotential eindeutig am höchsten liegt. Beginnend in Ostoberbayern wurden so seither die wesentlichen Hauptsiedlungsgebiete und ihre direkten Einzugsgebiete für Massenbewegungen flächenhaft kartiert. Die Arbeiten sollen mit den Gebieten im westlichen Allgäu bis Jahresende 1997 abgeschlossen werden.

Die Ergebnisse der Geländeaufnahmen werden jeweils in zwei verschiedenen Karten (s. HAAS 1993:45) dargestellt. Zunächst bezieht sich eine Karte der Massenbewegungen auf jederzeit im Gelände nachvollziehbare Fakten. Hier werden offensichtliche Rutschbereiche oder die Lage von Sturzmassen und -blöcken verzeichnet. In einer zweiten Karte, der Karte der Aktivitätsbereiche, erfolgt eine erste Interpretation der Beobachtungen. Es werden allerdings nur Bereiche derzeitiger oder früherer Aktivität dargestellt, eine eventuelle Reichweite eines zukünftigen Ereignisses und damit einhergehend eine mögliche Gefährdung von Objekten geht nicht aus der Karte hervor.

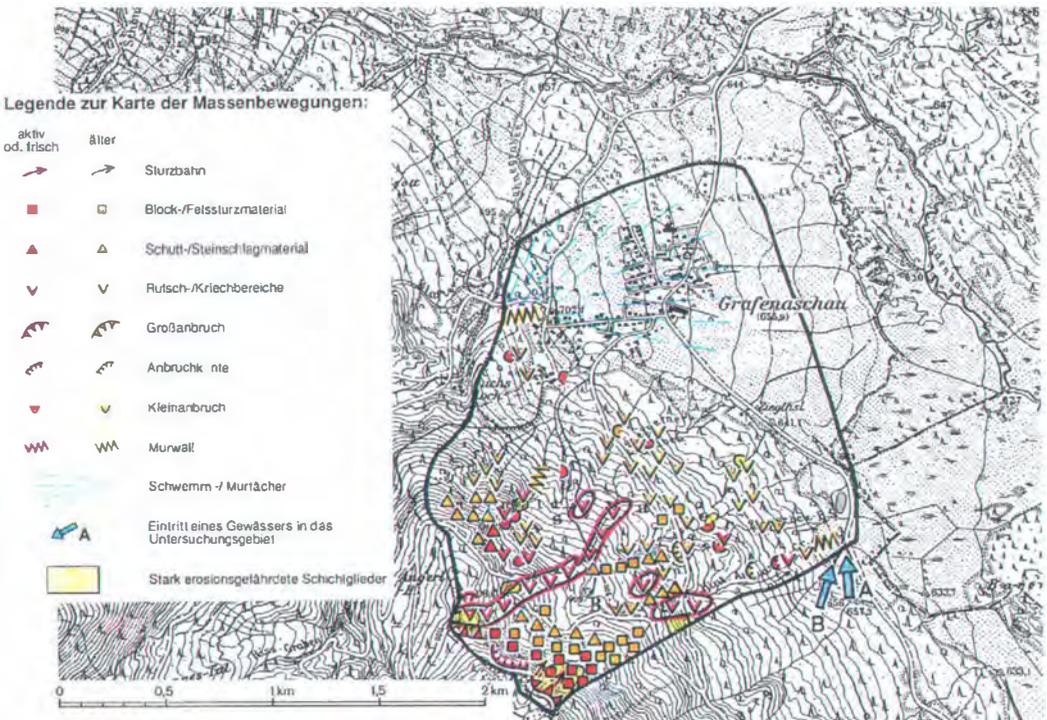


Abb. 4: Ausschnitt aus der Karte der Massenbewegungen bei Grafenastach

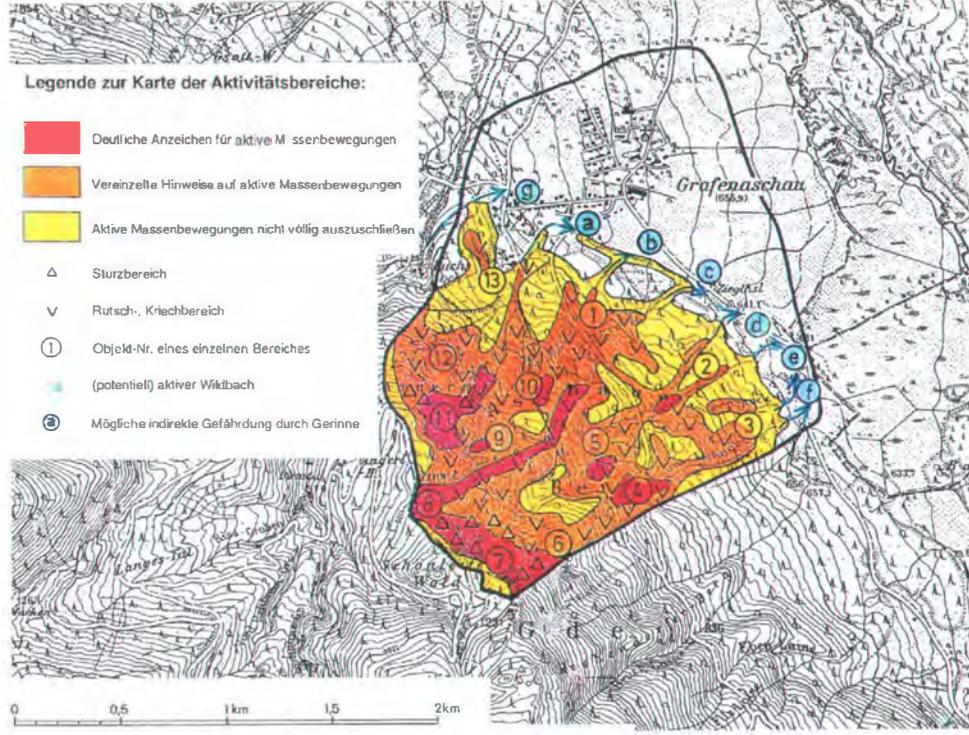


Abb. 5: Ausschnitt aus der Karte der Aktivitätsbereiche bei Grafenasthal

Es handelt sich somit um Gefahrenhinweiskarten, die wiederum eine Grundlage für eine weitergehende Planung liefern. Mehrere Kommunen sind mittlerweile dazu übergegangen, die Hinweise bei ihrer Bauleitplanung als verbindlich zu übernehmen. Meist erfolgt daraufhin eine Anfrage, inwieweit im Einzelfall Untersuchungen bzw. Maßnahmen ergriffen werden müssen. Eine Bebauung in einem Hinweisgebiet erfordert somit ggf. eine spezielle, gutachterliche Untersuchung.

## **2.5 Hangbewegungs-Informationssystem**

Im Jahr 1988 wurde am Bayerischen Geologischen Landesamt die sog. "GEORISK-Datenbank" ins Leben gerufen. Diese bestand zunächst nur aus einer ADABAS-Datenbank, einer reinen Punktdatenbank, in der sämtliche wichtige Informationen jeweils auf ein Objekt bezogen gespeichert werden. Es handelt sich hier vor allem um ortsbezogene Daten sowie Informationen zu Geologie und Tektonik sowie über die Ausmaße der Hangbewegung. Zu jedem einzelnen in der Punktdatenbank gespeicherten Objekt existiert eine Beschreibung, die als Word-Perfect-Text in einem Objektkatalog abgelegt ist. Sowohl dieser als auch die Punktdatenbank werden ständig fortgeschrieben und aktualisiert.

Als weiterer Schritt zu einem Hangbewegungs-Informationssystem wurde eine Literaturdatenbank eingerichtet. In dieser sind inzwischen etwa 2000 beschlagwortete Zitate mit relevanten Artikeln oder Büchern vorhanden. Durch diese Datenbank wird die Recherche über das jeweilige Untersuchungsgebiet wesentlich erleichtert und damit auch beschleunigt. Die Fortschreibung der Literaturdatenbank erfolgt ebenfalls kontinuierlich.

Derzeit ist am Bayerischen Geologischen Landesamt eine Flächendatenbank im Aufbau, in der sämtliche im Rahmen von GEORISK erstellten Karten in digitaler Form abgelegt werden sollen. In einer ersten Versuchsphase wurde dies schon für drei Karten verwirklicht. Eine Bilddatenbank, in der wichtige Detailarbeiten wie z.B. Profilzeichnungen oder auch Photodokumente abgelegt werden

sollen, ist derzeit in Planung. Als GIS-Werkzeug soll zukünftig für alle Daten ARC/INFO eingesetzt werden, die Darstellung erfolgt über ArcView.

Zusätzlich wird ein EDV-Konzept erarbeitet, das es ermöglicht, sämtliche Daten auf einer Workstation online zur Verfügung zu haben und auch weiterverarbeiten zu können. Fehlende Schnittstellen und teilweise nicht kompatible Systeme erschweren dabei bisher noch die EDV-mäßige Umsetzung, insbesondere, da auf dem Weg zu einem umfassenden Hangbewegungsinformationssystem in naher Zukunft auch andere Behörden mit den am Bayerischen Geologischen Landesamt gesammelten und erhobenen Daten online versorgt werden sollen.

### **3. Aufwand**

In den Zeiten knapper Staatshaushalte muß jede Maßnahme auf ihre Kosten/Nutzen Relation hin überprüft werden. Eine exakte Quantifizierung ist hierzu allerdings nicht möglich, da zwar der Aufwand feststeht, nicht jedoch der indirekte Nutzen, wenn größere Schäden durch eine umsichtige Planung verhindert werden konnten. Die Gesamtbilanz für das Projekt dürfte allerdings durchaus positiv ausfallen.

Aufgrund der Tatsache, daß in Bayern keine Gefahrenzonenplanung durchgeführt wird, besteht von seiten der Planungsträger eine Nachfrage nach Gefahrenhinweisen, vor allem in Form von Karten. Eine Notwendigkeit für solche Erhebungen im Rahmen der "Daseinsvorsorge" ist somit eindeutig gegeben.

Der erforderliche Arbeitsaufwand für die allgemeine GEORISK-Erhebung (Übersichtserhebung) ist dauerhaft mit ca. 0,25 Fachkräften anzusetzen. Weitere ca. 0,1 Fachkräfte sind für die Einrichtung und den Betrieb der Datenbank notwendig. Die zusätzlichen Detailuntersuchungen, Dauerbeobachtungen und Auswertungen sind objektbezogen sehr variabel. Die Erstellung von flächenhaften Karten im Umfeld von Hauptsiedlungsgebieten ist insbesondere vom

Detailierungsgrad, aber auch von der Größe und der Begehbarkeit des Untersuchungsgebietes abhängig. Für die bisher bearbeiteten 40 Siedlungsgebiete wurden im Rahmen von Zeitanstellungen 9 Mannjahre aufgewendet.

Die Zuverlässigkeit der Aussagen ist allgemein anerkannt. Soweit keine detaillierten Kenntnisse vorliegen, wird eigens auf eine mögliche Unsicherheit der Ausführungen hingewiesen. Gerade die flächenhaften Begehungen im Umfeld der Siedlungsgebiete durch erfahrene Bearbeiter bringen eine hohe Sicherheit mit sich. Dennoch ist es nicht möglich, eine absolute Sicherheit der Aussagen zu erreichen. Dies ist allein schon dadurch begründet, daß sich alle Äußerungen auf den Zeitpunkt der jeweiligen Aufnahme beziehen, so daß später eintretende Änderungen nicht bzw. erst durch eine Wiederholungsbegehung erfaßt werden können. Die permanente Aktualisierung ist somit neben einer flächendeckenden Aufnahme von Hangbewegungen ein wichtiger Aspekt, der allerdings angesichts des derzeitigen Personalstandes am Geologischen Landesamt nur schrittweise umzusetzen ist.

#### **4. Literaturverzeichnis:**

ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen.- Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 25, 230 S., München.

HAAS, U. (1993): Die Aufnahme von Massenbewegungen im Umfeld von Siedlungsgebieten - Methodik, Ziel und aktueller Stand.- GEOTECHNIK, Sonderheft zur 9. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie, Garmisch-Partenkirchen 12. bis 15. Mai 1993: 43-51, Garmisch-Partenkirchen.

HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben.- Vjschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 77, 218 S., Zürich.

POSCHINGER, A. von (1992): GEORISK - Erfassung und Untersuchung von Massenbewegungen im Bayerischen Alpenraum.- GLA-Fachberichte, 8, 33 S., München.

ZOPFI, E. (1997): Kilchenstock.- 335 S., Zürich.

**Autoren:**

Dr. Andreas von POSCHINGER

Dipl.Geol. Ulrich HAAS

Bayerisches Geologisches Landesamt

D-80797 München, Heßstraße 128

## Tonmineralogische Untersuchungen der Bentonite MX-80 und Montigel in Verbindung mit der Endlagerung von hochaktiven Nuklear-Abfällen

F. T. MADSEN

### Abstract:

Mineralogical and geotechnical investigations on the possible use of compacted bentonite as a buffer material in nuclear waste repositories are reported. The swelling capacity is highly dependent on the density of the compacted bentonite. Swelling pressures  $>30$  MPa were measured for dry densities of about  $2.0 \text{ g/cm}^3$ . Added iron or magnetite powder up to 20 wt% had no influence on the swelling capacity. Compacted mixtures of 20 wt% ground setted cement and bentonite showed higher swelling pressures but lower swelling strain capability than compacted bentonite alone. Steam lowered the swelling pressure of compacted bentonite to about 60% of the original value. The influence was, however, reversible by ultrasonic treatment. The thermal conductivity of saturated compacted bentonite at a density of 2.0 to  $2.1 \text{ g/cm}^3$  is about 1.35 to  $1.45 \text{ W/m}^\circ\text{K}$ . The volumetric heat capacity ranges from  $3.1 \cdot 10^6$  to  $3.4 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$ . The saturated hydraulic conductivity of the compacted bentonite is  $<10^{-12} \text{ m/s}$ . The apparent diffusion coefficients for various ions in compacted bentonite for water contents in the range of 20 to 25 wt% are:  $\text{K}^+$ :  $5 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Cs}^+$ :  $6 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ :  $3 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{UO}_2^{2+}$ :  $<10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Th}^{4+}$ :  $<10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ :  $4 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ :  $4 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $\text{Cl}^-$ :  $1 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ , and  $\text{J}$ :  $1 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ . The "breakthrough time" for an apparent diffusion coefficient of  $10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$  in compacted bentonite one meter thick was estimated to be about 3000 years. The mineralogical longevity was investigated on natural K-bentonites from Kinnekulle, Sweden, and Montana, USA. Although these materials have undergone considerable changes during diagenesis and contain various amounts of mixed-layer illite/smectite, they still have a substantial swelling and adsorption capacity. The investigations demonstrate that although the properties of bentonite to a certain extent are negatively influenced by heat, hot steam, iron, and cement, compacted bentonite is still an optimum choice as buffer material in a nuclear waste repository.

## EINLEITUNG

Die schweizerischen Sicherheitsbehörden haben in ihren Richtlinien die Ziele und Prinzipien formuliert, welche bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle zu beachten sind. Unter anderem wurde folgendes festgehalten (Nagra Report 2/97): *“Die Langzeitsicherheit ist durch gestaffelte passive Sicherheitsbarrieren zu gewährleisten, welche keine nachträgliche Überwachung und Instandhaltung des Endagersystems erfordern. Technische und natürliche Mehrfachbarrieren sorgen für den Einschluss und die Rückhaltung der radioaktiven Stoffe, damit auch eine allfällige Freisetzung an die Erdoberfläche langfristig begrenzt wird”*.

Bis ein Endlager für hochaktive Abfälle (HAA) bereit steht, werden die verglasten HAA 30-40 Jahre in einem Zwischenlager aufbewahrt. Das Zwischenlager wird voraussichtlich 1999 betriebsbereit sein.

Die Sicherheitsbarrieren bestehen unter anderem aus einer Verglasung der Abfälle, speziellen Kanistern, einer Barriere aus verdichtetem Bentonit (Figur 1) und aus dem das Lager umgebenden Fels. Dieser Artikel umfasst die tonmineralogischen und geotechnischen Untersuchungen der Eigenschaften der Bentonitbarriere unter verschiedenen Einflüssen. Folgendes ist dabei von besonderem Interesse:

- Mineralogie
- Wasseradsorption und Quellung
- Selbstheilung der Bentonitbarriere
- Thermische und hydraulische Durchlässigkeit
- Diffusionskoeffizienten und Adsorptionskapazität
- Mineralogische Langzeitbeständigkeit

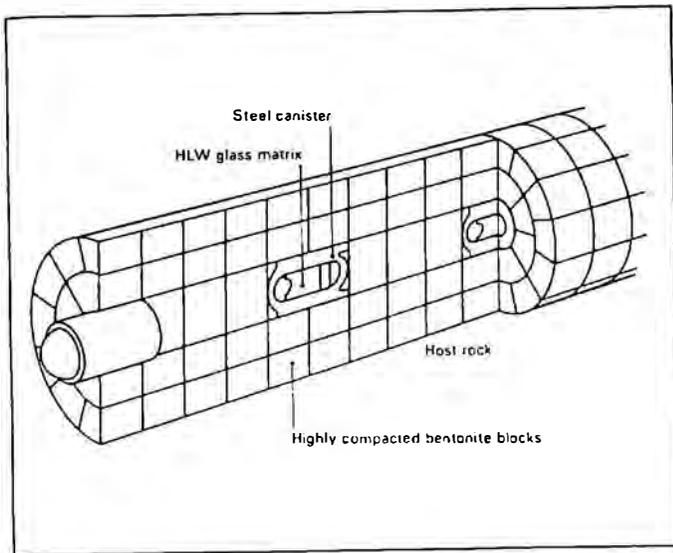


Fig. 1: Das technische Barriersystem für hochaktive Nuklear-Abfälle (Nagra, 1985).  $\varnothing$  Stollen 3,70 m,  $\varnothing$  Kanister 0,94 m, Dicke d. Bentonitpuffer 1,38 m, Abstand zw. Kanistern 5 m.

## MATERIAL

Die Nationale Genossenschaft für die Lagerung Radioaktiver Abfälle (NAGRA) hat den natürlichen Natriumbentonit MX-80, Wyoming (USA) und den natürlichen Kalziumbentonit Montigel (jetzt unter dem Namen Calcigel vertrieben) der Firma Südchemie (Deutschland) für die Untersuchungen ausgewählt. Der Beschluss war von dem schwedischen Programm für die Lagerung radioaktiver Abfälle beeinflusst. Die Verwendung der gleichen Bentonite erlaubte den direkten Vergleich der Untersuchungsergebnisse. Von den Bentoniten wurde je 500 kg homogenisiertes Material in Säcken à 50 kg erworben.

## MINERALOGIE

Das Ziel der mineralogischen Untersuchung war, einerseits eine möglichst genaue Charakterisierung der Bentonite zu erhalten, und andererseits die Homogenität der Proben zu quantifizieren. Die quantitativen mineralogischen Parameter waren notwendig um mögliche Veränderungen der Mineralogie unter verschiedenen chemischen und physikalischen Behandlungen zu verstehen. Detaillierte Beschreibungen der mineralogischen Untersuchungen sind in Müller-Vonmoos & Kahr (1982, 1983), Madsen & Kahr (1993b), Kahr & Madsen (1995) enthalten.

### Kornverteilung und Homogenität

Die Kornverteilung (Tabelle 1) wurde zuerst an je einer 2 kg Bentonitprobe bestimmt. Die Bentonite wurden mittels folgender Behandlung in verschiedene Fraktionen aufgeteilt: Ultraschall 3 min. (20 kHz, Amplitude  $28.2 \cdot 10^{-4} \text{ cm}$ ) in einer 5%igen  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  Lösung, 5 min kochen in der  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  Lösung, gewaschen durch Zentrifugieren, Ultraschall 3 min. in einer 0.01 %igen Polyphosphatlösung (Calgon). Die Fraktion  $>63 \mu\text{m}$  wurde mittels nasser Siebung abgetrennt, die Fraktionen  $63\text{-}20 \mu\text{m}$ ,  $20\text{-}10 \mu\text{m}$ ,  $10\text{-}5 \mu\text{m}$ ,  $<2 \mu\text{m}$  wurden mit der Kopecky Methode (Müller-Vonmoos, 1971), die  $<0.2 \mu\text{m}$  durch Zentrifugieren bei pH 10 bestimmt. Der durch die vielen Manipulationen entstandene Gewichtsverlust belief sich auf 3-7 Gew.%. Die Fraktionen wurden bei  $50^\circ\text{C}$  ofengetrocknet.

Die Kornverteilung wurde auch an zehn 1 kg Proben bestimmt (Tabelle 2). Nach 6 min. Ultraschallbehandlung in Calgon wurde die Fraktion  $> 63 \mu\text{m}$  durch nasse Siebung abgetrennt. Die Fraktionen  $20\text{-}2 \mu\text{m}$  und  $<2 \mu\text{m}$  wurden mit der Andreasen-Pipette (Hsu, 1989) bestimmt. Die Resultate waren denjenigen in der Tabelle 1 ähnlich. Die Bentonite waren demnach homogen.

TABELLE 1: Kornverteilung von MX-80 und Montigel

| Probe    | >63<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | 63 - 20<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | 20 - 10<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | 10 - 5<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | 5 - 2<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | <2<br>$\mu\text{m}$<br>(%) | Total<br>(%) | <0.2<br>$\mu\text{m}$<br>(%) |
|----------|-----------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------------|------------------------------|
| MX-80    | 4.2                         | 4.0                             | 2.4                             | 3.6                            | 5.0                           | 77.6                       | 96.8         | 73.5                         |
| Montigel | 1.3                         | 3.9                             | 3.2                             | 3.3                            | 3.5                           | 77.6                       | 92.8         | 71.3                         |

Angaben in Gewichtsprozent des ofengetrockneten (105°C) Gesamtmaterials.

TABELLE 2: Mittelwert und Standardabweichung der Kornverteilungen von zehn MX-80 und Montigel Proben aus 500 kg Bentonit

| Probe    | >63 $\mu\text{m}$ (%) | 20 - 2 $\mu\text{m}$ (%) | <2 $\mu\text{m}$ (%) |
|----------|-----------------------|--------------------------|----------------------|
| MX-80    | 5.4 $\pm$ 0.4         | 13.1 $\pm$ 0.4           | 76.3 $\pm$ 0.7       |
| Montigel | 2.4 $\pm$ 0.2         | 20.9 $\pm$ 2.4           | 70.0 $\pm$ 2.6       |

Angaben in Gewichtsprozent des ofengetrockneten (105°C) Gesamtmaterials.

## Gehalt an Montmorillonit

Der Montmorillonitgehalt (Tabelle 3) wurde durch Untersuchung der Fraktionen <0.2  $\mu\text{m}$ , 0.2-2  $\mu\text{m}$ , und >2  $\mu\text{m}$  mittels Röntgendiffraktometrie, quantitative Infrarot-Bestimmung von Kaolinit und Quarz, und durch Thermoanalyse mit gekoppeltem Massenspektrometer (TG-MS) bestimmt.

TABELLE 3: Montmorillonitgehalt von MX-80 und Montigel

| MX-80  | Gew<br>% | Montigel   | Gew<br>% |
|--|----------|--|----------|
| Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$                      | 73.5     | Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$                      | 71.3     |
| + Montmorillonit der Fraktion >0.2 $\mu\text{m}$ | 2.0      | + Montmorillonit der Fraktion >0.2 $\mu\text{m}$ | 1.0      |
|  |          | - Kaolinit der Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$       | 2.0      |
| - Quarz der Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$          | 2.0      | - Quarz der Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$          | 1.0      |
|  |          | - Muskovit der Fraktion <0.2 $\mu\text{m}$       | 5.0      |
| + Verlust durch Separieren                       | 2.0      | + Verlust durch Separieren                       | 2.0      |
| Montmorillonitgehalt                             | 75.5     | Montmorillonitgehalt                             | 66.3     |

Angaben in Gewichtsprozent des ofengetrockneten (105°C) Gesamtmaterials.

## Andere Minerale

Der Quarzgehalt (Tabelle 4) wurde mittels Phosphor- und Fluss-Säure (Schmidt, 1954) bestimmt. Der Karbonatgehalt wurde mit der Methode von Hutchinson und MacLennan (Piper, 1944) ermittelt. Die Fraktionen 63-20  $\mu\text{m}$  und 20-10  $\mu\text{m}$  wurden mikroskopisch auf Feldspäte, Zirkone, opake Minerale und Glimmer analysiert. Pyrit und organischer Kohlenstoff wurden mittels TG-MS bestimmt.

TABELLE 4: Andere Minerale

| Probe    | Quarz (%) | Feldspat (%) | Glim. (%) | Chlorit (%) | Karb. (%) | Pyrit (%) | diverse Miner. (%) | Organ. (%) |
|----------|-----------|--------------|-----------|-------------|-----------|-----------|--------------------|------------|
| MX-80    | 15        | 5-8          | <1        | 0           | 1.4       | 0.3       | 2                  | 0.4        |
| Montigel | 8         | 2-4          | 12-15     | <1          | 3.8       | 0         | 2-3                | 0.03       |

Angaben in Gewichtsprozent des ofengetrockneten (105°C) Gesamtmaterials.

Die Figuren 2 und 3 zeigen die Gasanalysen. Die Zersetzungstemperatur von Siderit liegt bei 650°C, von Kalzit bei 720°C. Die Zersetzung von organischer Substanz ist bei 370, 535, 580°C und von Pyrit bei 500, 520°C (nur MX-80) ersichtlich. Die Karbonate in MX-80 sind Kalzit und Siderit (Siderit bestimmt mit TG-MS = 0.7 Gew %). Montigel enthält Kalzit und Dolomit. Die Feldspäte bestehen hauptsächlich aus Plagioklas.

## Kationen-Austausch-Kapazität, Austauschbare Kationen und Ladungsverteilung

Die Kationen-Austausch-Kapazität (CEC) wurde mit der Ammonium-Azetat-Methode (Mackenzie, 1951) bei pH 7 bestimmt (Reinigung durch Zentrifugieren in Ethanol). Die austauschbaren Kationen (Tabelle 5) wurden durch Austausch mit einer alkoholischen  $\text{NH}_4\text{SCN}$  Lösung bestimmt. Die Ladungsverteilung (Figuren 4 und 5) wurde mit der Alkylammonium-Methode (Lagaly & Weiss, 1971) ermittelt.

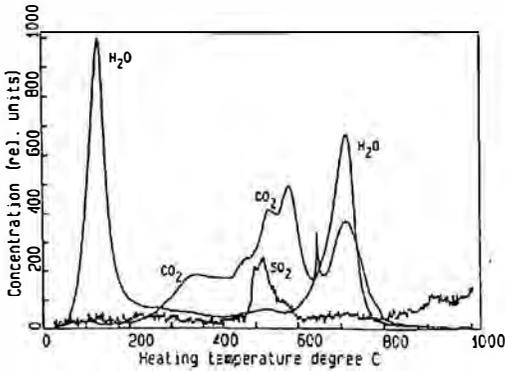


Fig. 2: Gasanalyse von MX-80 in Funktion der Temperatur

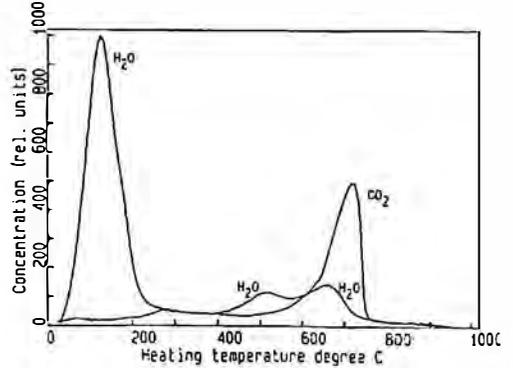


Fig. 3: Gasanalyse von Montigel in Funktion der Temperatur

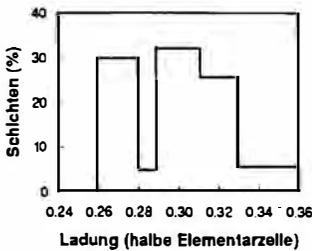


Fig. 4: Ladungsverteilung von MX-80

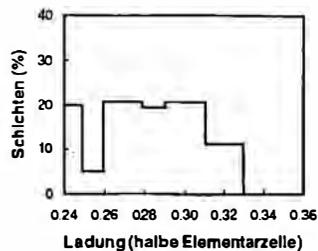


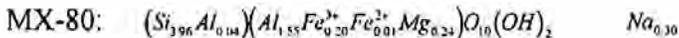
Fig. 5: Ladungsverteilung von Montigel

TABELLE 5: Kationen-Austausch-Kapazität (CEC) und austauschbare Kationen

| Probe    | CEC<br>(mäq/100g) | austauschbare Kationen<br>(mäq/100g) |                |                  |                  |       |
|----------|-------------------|--------------------------------------|----------------|------------------|------------------|-------|
|          |                   | Na <sup>+</sup>                      | K <sup>+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Total |
| MX-80    | 76                | 62.4                                 | 0.2            | 3.0              | 7.4              | 73    |
| Montigel | 62                | 1.8                                  | 0.2            | 22.4             | 37.6             | 62    |

### Mineralformel der Montmorillonite

Die Fraktion <0.2 µm wurde nach Ayranci (1977) analysiert. Die Resultate (Tabelle 6) wurden für Quarz (MX-80) und für Quarz, Kaolinit und Glimmer (Montigel) korrigiert. Der Gehalt an K<sub>2</sub>O in der Gesamtprobe liegt bei 0.60% für MX-80 und 1.62% für Montigel. Die Mineralformel wurde in Anlehnung an die Methoden von Marshall (1935), van Olphen (1977) und Grim & Güven (1978) ermittelt. Es wurde dabei angenommen, dass die austauschbaren Kationen keine Mg-Ionen enthielten. Für die Berechnung der Mineralformel (Köster, 1977) wurde die durchschnittliche Ladung von 0.30 für MX-80 und 0.28 für Montigel verwendet.



Molgewicht 372.60 g

Gewicht der Elementarzelle 745.20 g



Molgewicht 375.04 g

Gewicht der Elementarzelle 750.08 g

TABELLE 6: Resultate der korrigierten chemischen Analyse der Fraktion &lt;0.2 µm

| Probe   | SiO <sub>2</sub><br>(%) | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>(%) | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>(%) | FeO<br>(%) | MgO<br>(%) | CaO<br>(%) | Na <sub>2</sub> O<br>(%) | K <sub>2</sub> O<br>(%) | MnO<br>(%) | TiO <sub>2</sub><br>(%) |
|---------|-------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|------------|------------|------------|--------------------------|-------------------------|------------|-------------------------|
| MX-80   | 60.25                   | 19.61                                 | 3.75                                  | 0.13       | 2.38       | 1.83       | 0.03                     | 0.10                    | 0.001      | Spur.                   |
| Montig. | 58.35                   | 18.52                                 | 5.51                                  | 0.17       | 3.12       | 1.87       | 0.07                     | 0.73                    | 0.02       | Spur.                   |

## Spezifische Oberfläche und spezifisches Gewicht

Die spezifische Oberfläche der Montmorillonite,  $S_{\text{mont}}$ , (Tabelle 7), wurde aus den Dimensionen der Einheitszelle berechnet. Die Dimensionen der Einheitszelle wurden mit der Jagodzinski Kamera-Technik (Hofmann & Jagodzinski, 1955) ermittelt. Die spezifische Oberfläche der Bentonite,  $S_{\text{bent}}$ , wurde dann aus den prozentualen Montmorillonitgehalten der Bentonite berechnet. Die spezifische Dichte der Montmorillonite  $\rho_{\text{smont}}$  wurde aus dem Volumen und der Dichte der Einheitszelle unter der Annahme von  $c_0 = 9.6 \text{ \AA}$  berechnet. Die spezifische Dichte der Bentonite  $\rho_{\text{sbent}}$  wurde mit der Pyknometer-Methode bestimmt.

TABELLE 7: Spezifische Oberfläche und spezifische Dichte der Montmorillonite und Bentonite

| Probe    | $a_0$<br>( $\text{\AA}$ ) | $b_0$<br>( $\text{\AA}$ ) | $S_{\text{mont}}$<br>( $\text{m}^2/\text{g}$ ) | $S_{\text{bent}}$<br>( $\text{m}^2/\text{g}$ ) | $\rho_{\text{smont}}$<br>( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) | $\rho_{\text{sbent}}$<br>( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) |
|----------|---------------------------|---------------------------|--|--|---|---|
| MX-80    | 5.1624                    | 8.9796                    | 749  | 562  | 2.78  | 2.76  |
| Montigel | 5.1716                    | 8.9976                    | 747  | 493  | 2.79  | 2.85  |

## WASSER-ADSORPTION UND QUELLVERMÖGEN

### Wasser-Adsorption

Die Bestimmung der Immersions-Enthalpie für verschiedene Mengen adsorbierten Wassers (Figur 6) und von den Wasserdampf-Adsorptions-Isothermen (Figuren 7-9) erlaubte die Berechnung der Änderungen in der freien Energie, Enthalpie und Entropie des Wassers in den Bentoniten (Figuren 10 und 11). Die Verwendung der Immersions-Kalorimetrie reduzierte den Aufwand der Bestimmungen beträchtlich, wurde dadurch doch die Messung der Adsorptionsisotherme bei verschiedenen Temperaturen überflüssig.

Die Hydratation des Zwischenschichtraumes geschieht stufenweise mit der Einlagerung von einer, zwei, drei bis vier monomolekularen Wasserschichten (Kraehenbuhl et al., 1987, Kahr et al., 1986, 1990). Figur 9 verdeutlicht die Einlagerung der ersten zwei Wasserschichten. Ein Entropieminimum nach der Einlagerung der ersten Wasserschicht (Figur 10) ist ein Zeichen der hohen Ordnung der Wassermoleküle dieser ersten Schicht.

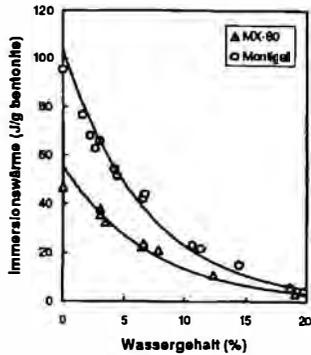
Die relativen Veränderungen in der Energie der Wasseradsorption variieren mit den austauschbaren Kationen der Bentonite.  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  im Montigel haben eine grössere Hydratationsenergie als  $\text{Na}^+$  im MX-80.

Aus der Adsorptionsisotherme kann der Quelldruck (Gleichung 1) der Bentonite (Figur 12) als Funktion des Wassergehaltes berechnet werden (Kahr et al., 1986, 1990). Die Übereinstimmung mit den gemessenen Quelldrücken war für Wassergehalte grösser als 10% zufriedenstellend.

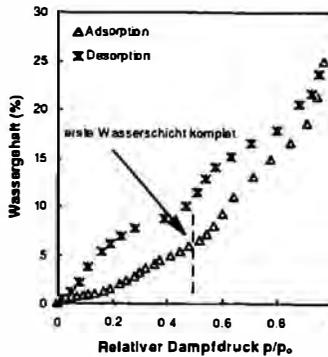
$$P_s = \frac{RT}{M_w \bar{v}} \ln \left( \frac{p}{p_0} \right) \quad (1)$$

- wo  $P_s$  = Quelldruck  
 $R$  = Universelle Gaskonstante  
 $T$  = abs. Temperatur  
 $M_w$  = Molekulargewicht von Wasser  
 $\bar{v}$  = partielles spezifisches Volumen von Wasser  
 $p$  = partieller Wasserdampfdruck im Gleichgewicht mit der Bentonitprobe beim Wassergehalt  $w$  und Temperatur  $T$   
 $p_0$  = Gleichgewichts Wasserdampfdruck von reinem Wasser bei Temperatur  $T$

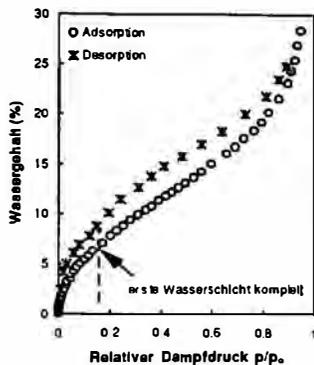
Die Wasseraufnahme von verdichteten, ungesättigten Bentoniten mit Trockendichten  $> 1.7 \text{ g/cm}^3$  kann als Diffusion mit einem Diffusionskoeffizienten für Wasser von  $3 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$  beschrieben werden (Bucher & Müller-Vonmoos, 1989).



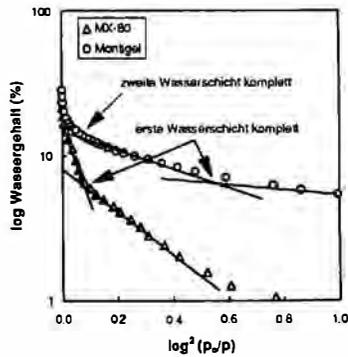
Figur 6. Immersionswärme bei 34°C als Funktion von prä-adsorbiertem Wasser für MX-80 und Montigel.



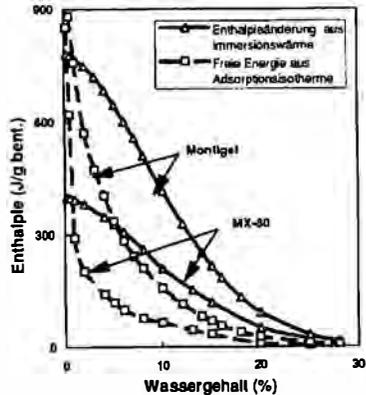
Figur 7. Wasserdampf-Adsorptions und -Desorptions Isothermen von MX-80 bei 20°C



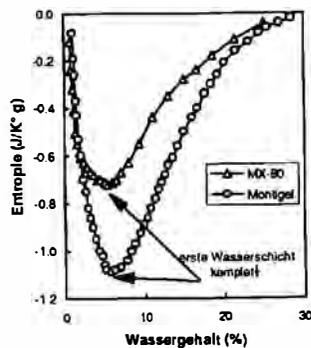
Figur 8. Wasserdampf-Adsorptions und -Desorptions Isothermen von Montigel bei 20°C.



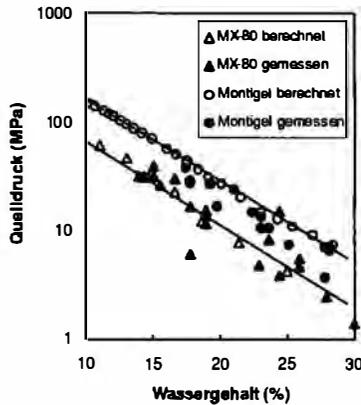
Figur 9. Dubinin-Radushkevich Plot eines Teils der Adsorptionsisothermen von MX-80 und Montigel.



Figur 10. Enthalpie und freie Energie als Funktion des Wassergehaltes.



Figur 11. Entropie (Adsorption) als Funktion des Wassergehaltes.



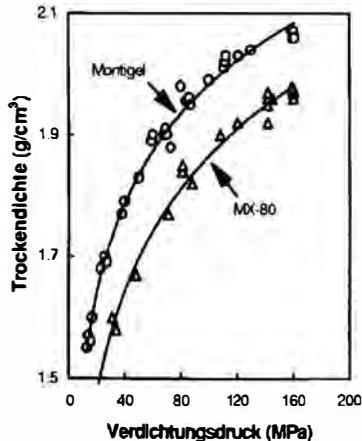
Figur 12. Gemessene und berechnete Quelldrücke (Gleichung 1) von MX-80 und Montigel als Funktion des Wassergehaltes.

## Verdichtungs- und Quellversuche

Ein bedeutender Effekt des Quellpotentials der Bentonite ist die Eigenschaft zu expandieren, Öffnungen zu versiegeln und so einen direkten Kontakt mit dem umschliessenden Fels im Endlager herzustellen. Dieser "Selbsteilungs-Effekt" ist vom Montmorillonitgehalt abhängig. Dieser sollte deshalb so gross wie möglich sein.

Alle Untersuchungen wurden an einaxial, statisch verdichteten Proben mit einem Durchmesser von 56.4 mm und einer Höhe von 25 mm durchgeführt. Das Material wurde luftgetrocknet mit einem Wassergehalt von 8 bis 10% verdichtet (Bucher et al., 1982 und Bucher & Müller-Vonmoos, 1989). Es wurden Trockendichten von bis zu 2 g/cm<sup>3</sup> erreicht. Die Porengrössenverteilung wurde mittels Quecksilber-Druck-Pososimetrie, die Dichteverteilung mit Röntgenstrahlung gemessen. Diese Untersuchungen demonstrierten, dass die verdichteten Proben weitgehend homogen waren.

Figur 13 zeigt die Trockendichten der Bentonite als Funktion des Verdichtungsdruckes bei Wassergehalten von 7-8% für MX-80 und 8-9% für Montigel.



Figur 13. Trockendichte als Funktion des Verdichtungsdruckes.

Die Quellversuche wurden nach Bucher & Spiegel (1984) und Bucher & Müller-Vonmoos (1989) bei verschiedenen Dichten, Temperaturen und Wasserdrücken in speziell hergestellten Apparaturen ausgeführt. Dabei ist der Quelldruck als der maximale, axiale Druck, welcher notwendig ist, um das Probenvolumen konstant zu halten, definiert. Typische Quelldrücke sind in der Figur 14 für Wasserdrücke  $<0.6$  MPa und Temperaturen  $<90^{\circ}\text{C}$  dargestellt. Der Quelldruck ist stark von der Dichte der Probe abhängig. Interessant ist die Tatsache, dass der Ca-Bentonit höhere Quelldrücke als der Na-Bentonit ergab. Der Grund dafür liegt darin, dass bei diesen hohen Dichten der Bentonite nicht der osmotische Quellprozess (Madsen & Müller-Vonmoos, 1989), sondern Quellung als Folge der Hydratation der austauschbaren Kationen massgebend ist.  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$ -Ionen haben höhere Hydratationsenergien als  $\text{Na}^{+}$ -Ionen.

Bei ähnlichen Quellversuchen von Pusch et al. (1994), Pusch (1995) wurde festgestellt, dass für gesättigte Proben mit Dichten  $>1.8$   $\text{g/cm}^3$

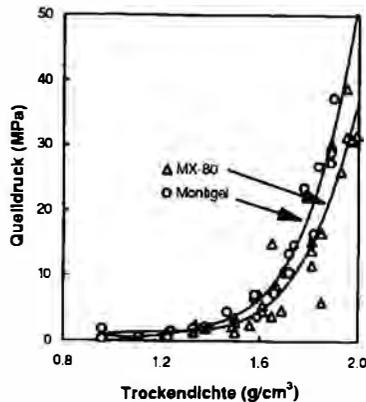
10%-ige NaCl- und CaCl<sub>2</sub>-Lösungen den Quelldruck nicht signifikant beeinflussten.

Müller-Vonmoos et al. (1991b) führten verschiedene Untersuchungen zur Abklärung des Einflusses von Eisen-Ionen auf den Bentonit aus. Die Untersuchungen zeigten, dass das Quellvermögen der Bentonite von Eisen-Ionen nicht negativ beeinflusst wurde.

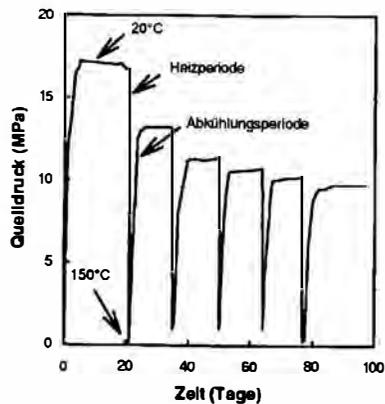
Ebenfalls wurden Quellversuche mit Mischungen von abgebundenem Zement und Bentonit ausgeführt (Bucher et al., 1993). Diese Mischungen zeigten generell höhere Quelldrücke. Entlastete Proben zeigten, im Gegensatz zu reinen Bentonitproben, stark verminderte Quelldrücke. Nach Ausbau waren die Zement/Bentonitproben hart und zeigten viel kleinere, freie Quellhebungen als Bentonitproben. Es wird angenommen, dass die Tonteilchen und die Zementpartikel durch Kalzium-Aluminat-Hydrate verkittet wurden. Die beobachteten Reaktionen von Zement und Bentonit könnten einen negativen Effekt auf eine Stollenverkleidung haben. Es muss aber noch abgeklärt werden, bis zu welchem Umfang die Versuche auf Endlagerbedingungen extrapoliert werden können. Nach Eikenberg (1992) sollten alkalische Zementlösungen nur eine dünne Schicht Bentonit nahe der Bentonit/Zement Grenzfläche beeinflussen. Eine weitere Penetration der Zementlösung in den Bentonit hinein würde durch die veränderte Bentonitschicht verhindert werden.

Im Endlager könnten Temperaturen von bis zu 120°C auf der Oberfläche der Kanister auftreten. Als Resultat könnte sich Wasserdampf bilden. Der Einfluss von heissem Wasserdampf auf verdichteten Bentonit bei Temperaturen zwischen 110 und 150°C wurde von Haas et al. (1994) untersucht. Dabei wurden die Proben zyklisch mit heissem Dampf behandelt. Zwischendurch wurden die Proben bis auf 20°C abgekühlt. Dabei konnten sie auch Wasser aufnehmen. Wie in Figur 15 ersichtlich, wird der Quelldruck stark durch die Dampfbehandlung beeinflusst. Wie mineralogische Untersuchungen zeigten, bleibt der Montmorillonit intakt. Der Einfluss von Dampf auf den Quelldruck konnte zudem mit Ultraschallbehandlung

rückgängig gemacht werden. Es wird deshalb angenommen, dass die kleineren Quelldrücke auf eine Aggregation der Teilchen zurückzuführen sind.



Figur 14. Gemessene Quelldrücke von MX-80 und Montigel als Funktion der Trockendichte nach Versuch. Wasserdruck zwischen 0 und 0,6 MPa, Temperatur zwischen 20 und 90°C.



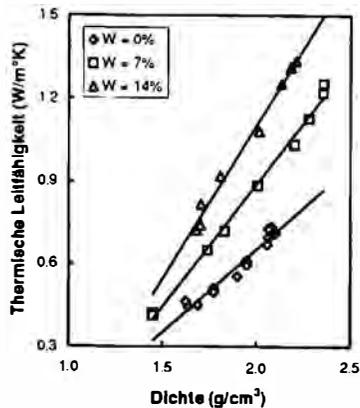
Figur 15. Entwicklung des Quelldrucks von Montigel als Funktion der Zeit und Dampfbehandlung bei 150°C.

## THERMISCHE UND HYDRAULISCHE DURCHLÄSSIGKEIT

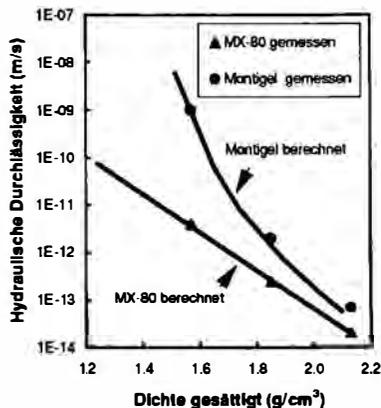
Die Effektivität des Wärmetransportes vom Kanister durch den Bentonit hindurch wird von deren thermischer Leitfähigkeit kontrolliert (Knutsson, 1983; Pusch, 1995). Nebst der thermischen Leitfähigkeit spielt die Wärmekapazität der festen Phase, die Porosität und der Wassergehalt bei den thermischen Eigenschaften eine wichtige Rolle. Es ist deshalb wichtig zu wissen, wie die Eigenschaften sich infolge Wasseraufnahme verändern. Die Untersuchungen von Kahr & Müller-Vonmoos (1982) und Knutsson (1983) zeigten, dass die thermischen Parameter generell mit steigendem Wassergehalt, steigender Dichte und Quelldruck grösser werden. Figur 16 enthält die thermische Leitfähigkeit von MX-80 bei verschiedenen Dichten für  $T = 20^\circ\text{C}$  und Atmosphärendruck (Kahr & Müller-Vonmoos, 1982). Nach Knutsson (1983) ist die thermische Leitfähigkeit von gesättigtem Bentonit bei Dichten zwischen 2.0 und 2.1  $\text{g/cm}^3$  etwa 1.35 bis 1.45  $\text{W/m}^2\text{K}$  bei 293°K. Die thermische Leitfähigkeit vergrössert sich mit etwa 0.1% pro °C. Die volumetrische Wärmekapazität von gesättigtem Bentonit mit Dichten von 2.0 bis 2.1  $\text{g/cm}^3$  wurde auf  $31 \cdot 10^6$  bis  $34 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$  geschätzt. Aus den Untersuchungen ist ersichtlich, dass der Anfangszustand im Endlager der ungünstigste Zustand bezüglich Wärmetransport ist (niedriger Wassergehalt, höchste Temperatur und deshalb kleine thermische Leitfähigkeit).

Die hydraulische Durchlässigkeit nach Darcy wurde von Bucher & Spiegel (1984) an verdichtetem MX-80 bei Trockendichten von 1.75 bis 1.89  $\text{g/cm}^3$  und einen Wasserdruck von 0.6 MPa zu  $1 \cdot 10^{-12}$  bis  $5 \cdot 10^{-14} \text{ m/s}$  gemessen. Pusch (1996) bestimmte die hydraulische Durchlässigkeit von verdichtetem Montigel und MX-80 bei verschiedenen Dichten (Figur 17). Die gemessenen Werte waren in guter Übereinstimmung mit den nach dem Mikrostrukturmodell (Pusch et al., 1994) berechneten Werten. Pusch et al. (1987) untersuchten auch die Durchlässigkeit in Abhängigkeit des Montmorillonitgehaltes für gesättigte Proben mit Dichten  $>2.0 \text{ g/cm}^3$ . Für Montmorillonitgehalte  $>20\%$  wurden Durchlässigkeiten  $<10^{-12}$

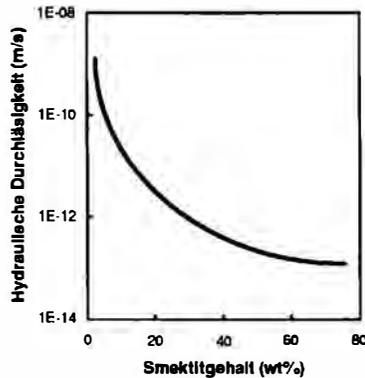
m/s erreicht (Figur 18). Aus der Figur 17 geht hervor, dass die Durchlässigkeit von verdichtetem MX-80 kleiner ist als von verdichtetem Montigel. Nach Pusch (1996) liegt der Grund für dieses Verhalten in der homogeneren Mikrostruktur von Bentonit mit Na-Ionen als austauschbare Ionen. Untersuchungen von Oscarson et al. (1996) zeigten, dass Bentonite fähig sind, Risse durch Quellung auszufüllen. Aus diesen Untersuchungen wurde geschlossen, dass Diffusion der Haupttransport-Mechanismus in verdichtetem Bentonit darstellt.



Figur 16. Thermische Leitfähigkeit als Funktion der Dichte und des Wassergehaltes von MX-80 bei 293°K und Atmosphärendruck.



Figur 17. Gemessene und berechnete hydraulische Durchlässigkeit als Funktion der Dichte (gesättigt).



Figur 18. Hydraulische Durchlässigkeit als Funktion des Smektitgehaltes in verdichtetem Bentonit.

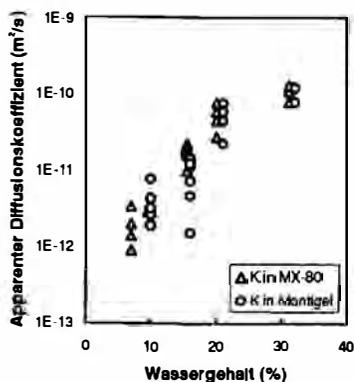
## DIFFUSION

Der diffusive Transport von Ionen aus den in ferner Zukunft korrodierten Kanistern durch den verdichteten Bentonit-Puffer ist von besonderer Wichtigkeit, weil dieser den Haupttransport-Mechanismus darstellt. Dabei ist die Transportzeit von besonderem Interesse. Kahr et al. (1985) und Madsen & Kahr (1991, 1993a) bestimmten die Diffusionskoeffizienten von  $K^+$ ,  $Cs^+$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $UO_2^{2+}$ ,  $Th^{4+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cl^-$  und  $J^-$  als nicht stationäre, apparente Diffusionskoeffizienten unter dynamischen Bedingungen in verdichteten gesättigten Bentonitproben mit Trockendichten von 1.3 bis 2.1  $g/cm^3$  (Tabelle 8).

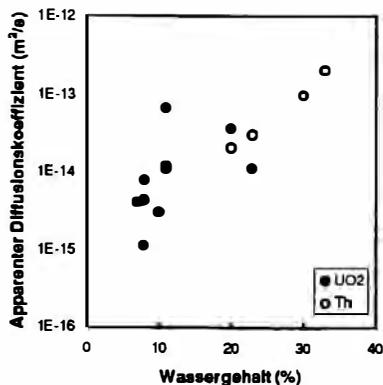
TABELLE 8: Apparente Diffusionskoeffizienten  $D_a$  von Ionen in verdichtetem Bentonit für Wassergehalte zwischen 20 and 25%

|                   |                    |                    |                    |                    |             |
|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------|
| Ion               | $K^+$              | $Cs^+$             | $Sr^{2+}$          | $UO_2^{2+}$        | $Th^{4+}$   |
| $D_a$ ( $m^2/s$ ) | $5 \cdot 10^{-11}$ | $6 \cdot 10^{-12}$ | $3 \cdot 10^{-11}$ | $<10^{-11}$        | $<10^{-13}$ |
| Ion               | $Fe^{2+}$          | $Fe^{3+}$          | $Cl^-$             | $I^-$              |             |
| $D_a$ ( $m^2/s$ ) | $4 \cdot 10^{-11}$ | $4 \cdot 10^{-11}$ | $1 \cdot 10^{-10}$ | $1 \cdot 10^{-10}$ |             |

Der apparente Diffusionskoeffizient (Figuren 19 und 20) ist stark vom Wassergehalt der Probe abhängig. Eine Änderung des Wassergehaltes von 7% auf 25% bedeutet eine Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten um zwei Zehnerpotenzen. Für Wassergehalte grösser 25% - gleich-bedeutend mit etwa 4 Wasserschichten im Zwischenschichttraum des Montmorillonits - ändert sich der Diffusionskoeffizient praktisch nicht mehr, sondern bleibt in der Grössenordnung von etwa  $10^{-10}$  m<sup>2</sup>/s. Dies ist etwa eine Zehnerpotenz kleiner als der Diffusionskoeffizient in reinem Wasser.



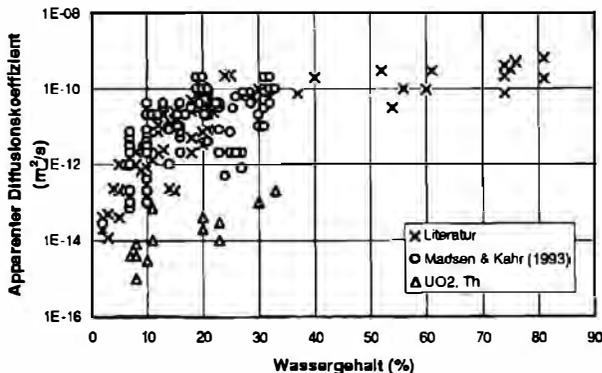
Figur 19. Apparenter Diffusionskoeffizient von K<sup>+</sup> in MX-80 und Montigel als Funktion des Wassergehaltes.



Figur 20. Apparenter Diffusionskoeffizient von UO<sub>2</sub><sup>2+</sup> und Th<sup>4+</sup> als Funktion des Wassergehaltes.

Ionen, welche stark adsorbiert werden, wie z.B.  $\text{Cs}^+$  haben viel kleinere Diffusionskoeffizienten als schwach adsorbierte Ionen wie  $\text{Cl}^-$ . Diffusionsversuche an den natürlichen Bentoniten (Na-MX-80 und Ca-Montigel) und an den gleichen Bentoniten nach einem Ionenaustausch (Ca-MX-80 und Na-Montigel) zeigten, dass die apparenten Diffusionskoeffizienten nicht von den austauschbaren Kationen beeinflusst werden.

Aus der Figur 21 geht hervor, dass die erzielten Resultate in guter Übereinstimmung mit Resultaten aus der Literatur sind. Die Figur 21 enthält auch Daten aus Calvet & Chaussidon (1969), Cho et al. (1993), Eriksen et al. (1981), Gast & Mortland (1971), Neretnieks (1982), Oscarson et al. (1992), Robin et al. (1987), Sawatsky & Oscarson (1991), Scott & Philipps (1973), Torstenfelt et al. (1982, 1986a, 1986b).



Figur 21. Apparente Diffusionskoeffizienten als Funktion des Wassergehaltes in Bentoniten.

Die Gleichung

$$C(x,t) = C_0 \cdot \operatorname{erfc} \frac{x}{\sqrt{4D_a t}} \quad (2)$$

wurde von Madsen & Kahr (1993a) benutzt, um die "Durchbruchzeit" für aus dem korrodierten Kanister durch den Bentonit diffundierende Ionen zu schätzen.

Dabei ist:  $C_0$  = Ionenkonzentration an der Grenzfläche  
Kanister-Bentonit

$C$  = Ionenkonzentration an der Grenzfläche Bentonit-Fels.

Für eine Bentonitschicht von 1 m Dicke ( $x = 1$ ) und einem apparenten Diffusionskoeffizienten von  $10^{-11}$  m<sup>2</sup>/s wird die "Durchbruchzeit" für  $C/C_0 = 0.5$  an der Bentonit-Fels Grenzfläche wie folgt geschätzt:

Für  $z = 0.5$  ist  $\operatorname{erfc}(z)$  auch ungefähr 0.5. Dies bedeutet, dass

$$\frac{x}{\sqrt{D_a t}} = 1 \quad \text{oder} \quad t = \frac{x^2}{D_a} \quad (3)$$

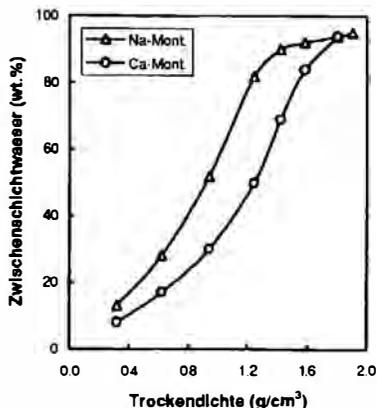
die "Durchbruchzeit" in der Grössenordnung von 3000 Jahren liegt.

Bemerkenswert ist dabei, dass die "diffusive" Transportzeit proportional der Transportdistanz im Quadrat ist, die Transportzeit für einen advektiven Transport aber direkt proportional der Distanz ist.

Der apparente Diffusionskoeffizient  $D_a$  gibt keine Information über den effektiven Diffusionskoeffizienten  $D_e$ . Dieser wird als Diffusionskoeffizient in einem nicht-adsorbierenden Medium oder nach dem alle Adsorptionsplätze besetzt sind verstanden. Die Diffusions-Transportkapazität des Bentonits steht im Zusammenhang mit dem effektiven Diffusionskoeffizienten. Dieser ist wiederum von der aktuellen effektiven Porosität und der Tortuosität des Materials abhängig. Die Porosität ist eine wichtige Grösse, weil die Kationen-Diffusion in unterschiedlicher Weise geschieht; z.B. in wassergefüllten, durchgehenden Poren; entlang exponierten

Oberflächen mit elektrischen Doppelschichten; durch den Zwischenschichtraum der Montmorillonite. Pusch (1996) demonstrierte, dass die Transportkapazität, in Form von effektiver Diffusion ausgedrückt, stark variiert.

Nach Pusch (1996) und Brandberg & Skagius (1991) ist  $D_e$  für Anionen in verdichtetem Bentonit sehr klein. Dies wird mit Anionenexklusion von dem negativ geladenen Zwischenschichtraum erklärt. Die Anionen können somit nur in den "freien" Poren diffundieren. Falls diese sehr klein und ihre Verbindungen wenig signifikant sind, wird der diffusive Transport von z.B.  $I^-$  auch sehr klein. Ist die Sättigungs-Dichte des Bentonits über 2.1 bis 2.2  $g/cm^3$  wird der Anteil an "freien" Poren sehr klein, der Anteil an Zwischenschichtporen sehr gross sein (Figur 22). Die Diffusionskapazität für negativ geladenen Ionen wird deshalb sehr klein sein. Die Kurven in Figur 22 wurden von theoretischen Modellen (Pusch, 1990) abgeleitet.



Figur 22. Zwischenschichtwasser in Montmorillonit als Funktion der Trockendichte.

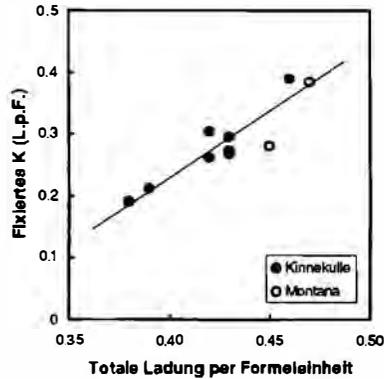
## MINERALOGISCHE LANGZEITBESTÄNDIGKEIT

Der Bentonit im Endlager muss wenigstens einen Teil seiner Eigenschaften (Adsorptionskapazität, Quellfähigkeit) über viele Jahre beibehalten (Nagra, 1985). Unter erhöhter Temperatur und Druck wird der Montmorillonit möglicherweise in einen mixed-layer Illit/Montmorillonit umgewandelt (Müller-Vonmoos et al., 1994; Pusch & Madsen, 1993, 1995). Illit wird als Endzustand dieser Umwandlung betrachtet.

Da das Langzeitverhalten des Bentonits nicht im Labor simuliert werden kann, wurden natürliche Systeme untersucht. Die K-Bentonite in Kinnekulle (Schweden) und Montana (USA) sind, was Diagenese-Temperatur und Dauer der erhöhten Temperatur anbelangt, ähnlich den Bentoniten im Endlager. Deshalb wurden natürliche K-Bentonite und Illite zur Untersuchung der Langzeitstabilität der Bentonite benutzt (Müller-Vonmoos & Kahr, 1985; Müller-Vonmoos et al., 1990, 1991a).

Die Untersuchung der K-Bentonite von Kinnekulle ergab, dass diese nicht in reinen Illit umgewandelt wurden. Dies im Gegenteil zu den von Pusch (1992) untersuchten Proben aus Gotland. Die Umwandlung ist stark von der zur Verfügung stehenden Menge Kaliumionen abhängig. In Kinnekulle war der Umwandlungsgrad deshalb auch von der Distanz des Bentonits zum umgebenden (kaliumhaltigen) Fels abhängig. Die Ladung der K-Bentonite steigt mit steigendem Anteil an fixiertem Kalium (Figur 23). Die Gesamtladung ist  $<0.50$  und dementsprechend immer noch im smektitischen Bereich.

Die Umwandlungszeit der Bentonite im Endlager wurde auf mehrere hunderttausend Jahre geschätzt (Müller-Vonmoos et al., 1991a).



Figur 23. Menge fixierten Kaliums (Ladung per Formeleinheit) als Funktion der totalen Ladung der Illit/Smektit mixed-layer Minerale in Kinnekulle und Montana Proben.

## ZUSAMMENFASSUNG

Geologische, mineralogische, thermodynamische und geotechnische Untersuchungen an den natürlichen Bentoniten MX-80 und Montigel haben viel Einsicht in die quantitative Zusammensetzung und das Verhalten dieser Ton-Wasser-Systeme unter Versuchsbedingungen, ähnlich wie sie in einem Endlager erwartet werden, gegeben. Einige Untersuchungen wurden unter härteren Bedingungen ausgeführt (Dampf und Zement). Die Versuchszeit war, im Vergleich zu der Zeit, während der der Bentonit im Endlager als Barriere dienen soll, sehr kurz. Experimentelle Untersuchungen und geologische Beobachtungen deuten auf eine Langzeitstabilität von Bentonit unter Endlagerbedingungen von mindestens 1 Million Jahre (Nagra, 1985). Der Bentonit gibt eine mechanische, hydraulische und chemische Schutzzone um die Kanister im Endlager. Seine Schutzrolle als Sicherheitsbarriere basiert auf den Eigenschaften der Quellfähigkeit (Selbsteilung) und der kleinen hydraulischen Durchlässigkeit. In der Bentonitschicht wird der Transport von Radionukliden nicht durch Konvektion, sondern durch Diffusion in stagnierendem Porenwasser stattfinden. Der Transport von Grundwasser und korrosiven Substanzen in Richtung Kanister wird verzögert und die Migration von Radionukliden aus dem korrodierten Kanister begrenzt. Bis die

Diffusionsfront durch die Bentonitschicht hindurchdiffundiert ist, werden keine Radionuklide in den umgebenden Fels freigesetzt. Signifikante Konzentrationen von Radionukliden werden erst mehrere zehn oder hunderttausende Jahre nach dem Versagen der Kanister in die Geosphäre eindringen. Selbst langlebige Radionuklide zerfallen, bevor sie aus dem System der technischen Barrieren hindurch sind.

## LITERATUR

- Ayranci, B. (1977) The major-, minor- and trace-element analysis of silicate rocks and minerals from a single sample solution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 57, 299-312.
- Brandberg, F. & Skagius, K. (1991) Porosity, sorption and diffusivity data compiled for the SKB91 study. *SKB Technical Report TR 91-16*, SKB, Stockholm, Sweden.
- Bucher, F., Jeger, P., Kahr, G., & Lehner, J. (1982) Herstellung und Homogenität hochverdichteter Bentonitproben. *NTB 82-05*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Bucher, F., Spiegel, U. (1984) Quelldruck von hochverdichteten Bentoniten. *NTB 84-18*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Bucher, F. & Müller-Vonmoos, M. (1989) Bentonite as a containment barrier for the disposal of highly radioactive waste. *Appl. Clay Sci.* 4, 157-177.
- Bucher, F., Kahr, G., Madsen, F. T. & Mayor, P.-A. (1993) Wechselwirkung von abgebundenem Zement mit verdichtetem Bentonit: Quelldruckversuche mit anschliessenden mineralogischen Untersuchungen. *NTB 93-25*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Calvet, R. & Chaussidon, J. (1969) Diffusion des cations compensateurs dans la montmorillonite aux faibles hydrations. *Proc. Int. Clay Conf., Tokyo*, 635-647.
- Cho, W. J., Oscarson, D. W., Gray, M. N. & Cheung, S. C. H. (1993) Influence of diffusant concentration on diffusion coefficients in clay. *Radiochim. Acta*, 60, 159-163.

- Eikenberg, J. (1992) Geochemische Speziationsrechnungen zur Bentonitdegradation durch Zementporenwässer. *Interner Bericht Paul Scherrer Institut*, TM 41-92-14.
- Eriksen, J., Jacobsson, A. & Pusch, R. (1981) Ion diffusion through highly compacted bentonite. *SKB 81-06*, Stockholm, Sweden.
- Gast, R. G. & Mortland, M. M. (1971) Self diffusion of alkylammonium ions in montmorillonite. *J. Colloid Sci.* 37, 80-92.
- Gerstel, Z. & Banin, A. (1980) Fe<sup>2+</sup> - Fe<sup>3+</sup> transformations in clay and resin ion exchange-system *Clays Clay Miner.* 28, 335-345.
- Grauer, R. (1988) Zum chemischen Verhalten von Montmorillonit in einer Endlagerverfüllung. *NTB 88-24*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Grim, R. E. & Güven N. (1978) *Bentonites*. Elsevier, N.Y.
- Haas, R., Teyssiere, Ph., & Bucher, F. (1994) Einfluss von Wasserdampf auf das Quellpotential von Bentonit. *NTB 94-15*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz, in press.
- Hofmann, E.-G. & Jagodzinski, H. (1955) Eine neue, hochauflösende Röntgenfeinstruktur-Anlage mit verbessertem, fokussierendem Monochromator und Feinfokusröhre. *Zeitschrift für Metallkunde* 46, 601-609.
- Hsu, K. J. (1989) *Physical principles of sedimentology*. Springer Verlag, Berlin.
- Kahr, G. & Müller-Vonmoos, M. (1982) Wärmeleitfähigkeit von Bentonit MX-80 und von Montigel nach der Heizdrahtmethode. *NTB 82-06*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Kahr, G., Hasenpatt, R., & Müller-Vonmoos, M. (1985) Ionendiffusion in hochverdichtetem Bentonit. *NTB 85-23*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Kahr, G., Kraehenbuehl, F., Müller-Vonmoos, M. & Stoeckli, H. F. (1986) Wasseraufnahme und Wasserbewegung in hochverdichtetem Bentonit. *NTB 86-14*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.

- Kahr, G., Kraehenbuehl, F., Stoeckli, H. F., & Müller-Vonmoos, M. (1990) Study of the water-bentonite system by vapour adsorption, immersion calorimetry and X-ray techniques: II. Heats of immersion, swelling pressures and thermodynamic properties. *Clay Miner.* 25, 499-506.
- Kahr, G. & Madsen, F. T. (1995) Determination of the cation exchange capacity and the surface area of bentonite, illite and kaolinite by methylene blue adsorption. *Appl. Clay Sci.* 9, 327-336.
- Knutsson, S. (1983) On the thermal conductivity and thermal diffusivity of highly compacted bentonite. *SKBF Technical KBS Report 83-72*. SKB, Sweden.
- Köster, H. M. (1977) Die Berechnung kristallchemischer Strukturformeln von 2:1-Schichtsilikaten unter Berücksichtigung der gemessenen Zwischenschichtladungen und Kationenaustauschkapazitäten, sowie die Darstellung der Ladungsverteilung in der Struktur mittels Dreieckskoordinaten. *Clay Miner.* 12, 45-54.
- Kraehenbuehl, F., Stoeckli, H. F., Brunner, F., Kahr, G., & Müller-Vonmoos, M. (1987) Study of the water-bentonite system by vapour adsorption, immersion calorimetry and X-ray techniques: I. Micropore volumes and internal surface areas, following Dubinin's theory. *Clay Miner.* 22, 1-9.
- LAGALY, G. & WEISS, A. (1971) Neue Methoden zur Charakterisierung und Identifizierung quellungsfähiger Dreischichttonminerale. *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde* 130, 9-24.
- Mackenzie, R. C. (1951) A micromethod for determination of cation-exchange-capacity of clay. *J. Colloid Sci.* 6, 219-222.
- Madsen, F. T. & Müller-Vonmoos (1989) The swelling behaviour of clays. *Appl. Clay Sci.* 4, 143-156.
- Madsen, F. T. & Kahr, G. (1991) Diffusion von Eisen- und Jodid-Ionen in hochverdichtetem Bentonit. *NTB 91-28*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.

- Madsen, F. T. & Kahr, G. (1993a) Diffusion of ions in compacted bentonite. *Proceedings of the International Conference on Nuclear Waste Management and Environmental Remediation*. Praha, 1993, 239-246.
- Madsen, F. T. & Kahr, G. (1993b) Wasserdampfadsorption und spezifische Oberfläche von Tonen. *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe. Beiträge zur Jahrestagung Hannover*, 9.-11.9.1992. H. Graf v. Reichenbach (Herausgeber), 165-180.
- Marshall, C. E. (1935) Layer lattices and the base-exchange clays. *Z. Krist.* 91 A, 433-449.
- Milodowski, A. E., Huges, C. R., Kemp, S. J. & Pearce, J. M. (1990) Characterisation of bentonite alteration in reacted cement-bentonite blocks from swelling-tests experiments. *British Geological Survey Technical Report*, WG/90/39C.
- Müller-Vonmoos, M. (1971) Zur Korngrößenfraktionierung tonreicher Sedimente. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 51, 245-257.
- Müller-Vonmoos, M. & Kahr, G. (1982) Bereitstellung von Bentoniten für Laboruntersuchungen. *NTB 82-04*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Müller-Vonmoos, M. & Kahr, G. (1983) Mineralogische Untersuchungen von Wyoming Bentonit MX-80 und Montigel. *NTB 83-12*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Müller-Vonmoos, M. & Kahr, G. (1985) Langzeitstabilität von Bentonit unter Endlagerbedingungen. *NTB 85-25*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Müller-Vonmoos, M., Kahr, G., Bucher, F., & Madsen, F. T. (1990) Investigation of Kinnekulle K-bentonite aimed at assessing the long-term stability of bentonites under repository conditions. *Engin. Geol.* 28, 269-280.
- Müller-Vonmoos, M., Bucher, F., Kahr, G., Madsen, F. T., & Mayor, P.-A. (1991a) Wechsellagerungen und Quellverhalten von Kalium-Bentoniten. *NTB 91-13*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.

- Müller-Vonmoos, M., Kahr, G., Bucher, F., Madsen, F. T., & Mayor, P.-A. (1991b) Untersuchungen zum Verhalten von Bentonit in Kontakt mit Magnetit und Eisen unter Endlagerbedingungen. *NTB 91-14*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Müller-Vonmoos, M., Kahr, G., & Madsen, F. T. (1994) Intracrystalline swelling of mixed-layer illite-smectite in K-bentonites. *Clay Miner.* 29, 205-213.
- Nagra (1985) *Project "Gewähr 1985", Feasibility and safety studies for final disposal of radioactive wastes in Switzerland*. Nagra, Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Schweiz.
- Nagra (1997) Nagra report, Nummer 2/97, April-Juni 1997. CH-5430 Wettingen.
- Neretnieks, I. (1982) Diffusivities of some dissolved constituents in compacted wet bentonite clay MX-80 and the impact of radionuclide migration in the buffer. *SKB 82-27*, Stockholm, Sweden.
- Oscarson, D. W., Hume, H. B., Sawatsky, N. G. & Cheung, S. C. H. (1992) Diffusion of Iodide in compacted bentonite. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1400-1406.
- Oscarson, D. W., Dixon, D. A. & Hume, H. B. (1996) Mass transport through defected bentonite plugs. *Appl. Clay Sci.* 11, 127-142.
- Piper, C. S. (1944) *Soil and plant analysis*. Interscience Publishers, N.Y., 130-132.
- Pusch, R., Börgesson, L. & Erlström, M. (1987) Alteration of isolating properties of dense smectite clay in repository environments as examples by seven pre-Quaternary clays. *SKB Technical Report TR 87-29*. SKB, Stockholm, Sweden.
- Pusch, R., Hökmark, H. & Karnland, O. (1990) Microstructural impact on the conductivity of smectite buffer clays. *Proc. 9th. Int. Clay Conf. Strasbourg*, II, 127-137.
- Pusch, R. (1992) Investigations of a clay profile on southern Gotland of presumed value for documentation of smectite/illite conversion. *SKB 92-74*. SKB, Stockholm, Sweden

- Pusch, R. & Madsen, F. T. (1993) Aspects of the illitization of the Kinnekulle bentonites. *SKB Arbetsrapport 93-48*. SKB, Stockholm, Sweden.
- Pusch, R., Börgesson, L. Frederikson, A., Johannesson, L.-E., Hökmark, H., Kamland, O. & Sandén, T. (1994) The buffer and backfill encyclopedia, Part. I. *SKB Technical Report*. SKB, Stockholm, Sweden.
- Pusch, R. & Madsen, F. T. (1995) Aspects of the illitization of the Kinnekulle bentonites. *Clays Clay Miner.* 43, 261-270.
- Pusch, R. (1995) Selection of buffer materials with special respect to their performance in a long-term perspective. *SKB Arbetsrapport 95-21*. SKB, Stockholm, Sweden.
- Pusch, R. (1996) Microstructural modelling of smectitic buffers and backfills. *SKB Progress Report U-96-28*. SKB, Stockholm, Sweden.
- Robin, M. J. L., Gillham, R. W. & Oscarson, D. W. (1987) Diffusion of strontium and chloride in compacted clay-based materials. *Soil Sci.Soc. Am. J.* 51, 1102-1108.
- Sawatsky, N. G. & Oscarson, D. W. (1991) Diffusion of technetium in dense bentonite under oxidizing and reducing conditions. *Soil Sci.Soc. Am. J.* 55, 1261-1267.
- Schmidt, K. G. (1954) Der Phosphorsäureaufschluss zur Bestimmung des Gehaltes an freier Kieselsäure. *Ber. DKG* 31, 402-404.
- Scott, H. D. & Phillips, R. E. (1973) Self diffusion coefficients of selected herbicides in water and estimates of their transportation factors in soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 37, 965-967.
- Torstenfelt, B., Andersson, K., Kipatsi, H., Allard, B. & Olofsson, U. (1982) Diffusion measurements in compacted bentonite. *Scientific Basis for Nuclear Waste Management*. St. V. Topp, ed., Elsevier, 295-302.
- Torstenfelt, B. (1986a) Migration of the fission products Strontium, Technetium, Iodine and Cesium in clay. *Radiochim. Acta* 39, 97-104.

- Torstenfelt, B. (1986b) Migration of the actinides Thorium, Protactinium, Uranium, Neptunium, Plutonium and Americium in clay. *Radiochim. Acta* 39, 105-112.
- van Olphen, H. (1977) *An introduction to clay colloid chemistry*. 2nd ed., Wiley, N.Y.

Autor:  
Dipl.Geol. Dr. Fritz T. MADSEN  
ETH Zürich, Geotechnik  
CH-8092 Zürich, Sonneggstraße 5

## **Der Schesatobel - größter Murbruch Mitteleuropas; von der Symptombehandlung zur ganzheitlichen Sanierung**

**H. ANGERER**

### **1 EINLEITUNG**

Der Schesatobel bei Bludenz in Vorarlberg/Österreich ist einer der auch international bekanntesten Wildbäche in Österreich mit einem Gesamteinzugsgebiet von 14,5 km<sup>2</sup>. Gekennzeichnet wird das Einzugsgebiet von einem ca. 60 ha großen Bruchkessel in der teilweise mehrere 100 m mächtigen Lockermaterialdecke, die auf dem vor- und hochwürmzeitlichen Untergrund überwiegend in der Abschmelzphase nach dem letzten Hochwürmstand abgelagert wurde. Den Felsuntergrund bildet eine weitgespannte, schüsselförmig zur Schesa abtauchende Mulde der kalkalpinen Fundelkopf-Alpilascholle mit einer Schichtfolge vom Alpenen Muschelkalk (Untertrias) bis Kössener Schichten (Rhät). Über dieser Fundelkopf-Alpilascholle liegt mit einer steilen Abscherungs- und Aufgleitungsbahn die ebenfalls kalkalpine Zimba-Schesaplanascholle mit einem Gleitteppich aus überwiegend dünnschiefrigen und tektonisch stark beanspruchten Gesteinen der Arosa Schuppenzone. In diesem Schollenteppich mit unterschiedlichen Gesteinhärten, tektonischen Fugen und Kluftscharen entstand im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Gletscherständen in Haupttal, Seitentälern sowie Karmulden ein ausgeprägtes Erosionsrelief im Felsuntergrund, das mit lokal mehreren 100 m mächtigen Lockermassen sehr unterschiedlicher Entstehung und somit unterschiedlicher Zusammensetzung überdeckt wurde. In Verknüpfung mit dem Zusammenbrechen eines Gipskarstes im Untergrund kam es in historischer Zeit zur Anlage eines Großbruchkessels.



Abb. 1: Übersichtskarte

Heute ist die Schesa gekennzeichnet durch ein sehr starkes Relief und ein sehr heterogenes, geschiebelieferndes Lockergesteinssubstrat einerseits sowie durch eine komplexe Wechselwirkung verschiedenster Erosionsprozesse, wie rückschreitende Gerinne-Erosion, Uferanbrüche, Großhöschungsbrüche, felsrelief- und hangwasserbedingte Kriechgleitungen und Gipskarst-Zusammenbrüche andererseits. Die Entwicklung der Schesa ist seit ihrer Entstehung gut dokumentiert und eine fast 100-jährige, aufwendige technische Verbauung hat bisher weder eine angestrebte Stabilisierung der Bruchkesselwände noch eine Selbstregulierung des Gewässersystems herbeiführen können. Zudem wird seit rd. 20 Jahren von privater Seite und seitens der Landesplanung mit dem Schesatobel die Möglichkeit einer Deckung des bestehenden Baurohstoffmangels an Kiesen in Vorarlberg angestrebt. Zusätzlich unterliegt das Einzugsgebiet der Schesa intensiven und vielfach widersprüchlichen Nutzungsinteressen von Land- (Alp-) und Forstwirtschaft über den Tourismus (Schipisten) bis zum Verkehrswegebau sowie einem stetig steigenden Siedlungsdruck im Mittellauf und am Schwemmkegel.

## 2 EINZUGSGEBIET

Der Schesatobel ist ein linksufriger Zubringer der Ill und befindet sich in den Gemeinden Bürserberg (Oberlauf), Bürs (Unterlauf) und Nüziders (Mündung). Von den 14,5 km<sup>2</sup> des Gesamteinzugsgebietes entfallen auf das Einzugsgebiet des die Landschaft prägenden Bruchkessels (Größe ca. 60 ha) etwa 1,3 km<sup>2</sup>, weitere 0,8 km<sup>2</sup> auf den Bereich vom Bruchkessel bis zur Einmündung des Mühlebaches als linksufrigen Zubringer zum Schesabach. Der Mühlebach weist mit 6,4 km<sup>2</sup> ein deutlich größeres Einzugsgebiet auf als der namensgebende Schesabach. Der am Schwemmkegel einmündende Plattenbach hat ein Einzugsgebiet von 3,7 km<sup>2</sup>. Die Höhenlage reicht von 2150 m (Ailpilakopf) bis 550 m (Mündung) Seehöhe.

Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 1600 mm, für das obere Tobelgebiet etwa 1750 mm. Tagesextreme wurden in Bürs mit 106,2 mm/d und in Brand mit 147,0 mm/d registriert, von Jänner 1965 bis August 1966 fielen 2800 mm Niederschlag.

Die Gesamtlänge des Schesatobels beträgt von der Mündung in die Ill bis zum oberen Bruchkesselrand 4,8 km, bis zum Ursprung 5,9 km. Das Bachgefälle bewegt sich am Schwemmkegel zwischen 7 % und 12 %, das Verlandungsgefälle im Bruchkessel von 12 - 24 %.

An Verkehrswegen befindet sich die A 14 im Bachbereich. Es handelt sich dabei um die wichtige West-Ost-Verbindung und Transitroute Rheintalautobahn-Arlberg-Inntalautobahn. Außerdem führt durch den Schesabereich die L 81, die Zufahrt zum Fremdenverkehrsort Brand und nach Bürserberg.



Abb.2: Bruchkessel des Schesatobels.

Im Hintergrund links Daleu, in der Mitte Klamperaalpe bzw. Klamperasattel, rechts Loischkopf. Links Gaschierakopf mit beginnendem Schotterabbau. Im Vordergrund Brennerbrücke (Straßenquerung über Schesatobel) als talseitige Begrenzung des Bruchkessels.

### 3 EROSIONS- UND VERBAUUNGSGESCHICHTE

Obwohl nach neueren Veröffentlichungen auch aus früheren Zeiten über geschiebeführende Hochwässer vor allem aus dem Mühlebach berichtet wird, kann als einschneidendes Datum für die Schesaentwicklung das Jahr 1796 genannt werden. Damals soll am unteren Ende des heutigen Bruchkessels ein Wald geschlägert und Holz geliefert worden sein.

Im Jahr 1802 (also 6 Jahre später) machte sich der bis dahin meist harmlose Bach aus dem heutigen Bruchkessel zum ersten Male durch ein Mureereignis bemerkbar. 1810 wurde die Parzelle „Außerfeld“ in Bürs zum ersten Male von der Mure aus dem Bruchkessel erreicht. Nach mehreren kleineren Abgängen gab es 1823 einen Murgang, der das ganze 80 ha große Gebiet von Außerfeld einschließlich eines großen Bauernhofes übermurtete. Weitere große Murgänge gab es in den Jahren 1886, 1879, 1880 und das letzte Mal 1885. In diesem Jahr wurde sogar das Bachbett der Ill von den Murmassen der Schesa abgeriegelt, was in der Talandschaft zu großflächigen Überschwemmungen durch die Ill führte.



Abb. 3:  
Hölltobel  
(li. Schesazubringer)  
im Bruchkessel  
vor Verbauung

Mit dem Schesa-Bruchkessel ist also in historischer Zeit (vor ca. 200 Jahren) ein Lockermaterialdepot mobilisiert worden, das bis heute 40 - 50 Mio. m<sup>3</sup> Material in den Talboden und den Vorfluter geliefert hat. Es war damals jener auf Raibler Schichten gelagerte und durch die Gletschertätigkeit verfestigte Steilhang, der parallel zum Haupttal liegt, durchbrochen worden, der viele Millionen m<sup>3</sup> Gletscher-, Fluß- und Wildbachablagerungen zurückgehalten hatte. Der Materialabtransport erfolgte zum Großteil durch Murgänge.

1966 fuhr nach zwei niederschlagsreichen Sommern am orographisch rechten Teil des Bruchkessels die „Rutschung St. Martin“ mit mehr als 500.000 m<sup>3</sup> Material ab, wobei diese Rutschmasse aber im Bruchkessel selbst noch zum Liegen kam. Seit mehreren Jahren sind bergwärts des aktuellen Bruchrandes Risse und Absitzungen zu erkennen, die eine neuerliche Massenbewegung von mehreren Millionen m<sup>3</sup> befürchten lassen.

Die organisierten Arbeiten der Wildbach- und Lawinenverbauung in der Schesa wurden durch den sogenannten „Rheinvertrag“ 1892 begründet. Damals beschlossen die Anrainerstaaten des Rheins, dem unkontrollierten Mäandrieren des Rheins und der weiteren Hebung des Flußbettes über das umgebende Gelände durch eine Verringerung des Geschiebeeintrages der Zubringer zu begegnen - und die Schesa zählte zu den größten Geschiebelieferanten.

Abb.4:  
Alte Verbauung  
(heute eingelandet)  
oberhalb der Bürser-  
bergbrücke am  
Bruchkesselausgang



So wurde in der Schesa ab 1897 mit der Sohlenhebung und Sohlstabilisierung durch Querwerke begonnen. Die Holzstaffelungen in der steilen Erosionsfeile der Grabenstrecke wurden nach deren Verlandung und auf liegengebliebenen Murköpfen von Querwerken in Stein und Beton abgelöst. Insgesamt wurde die Sohle der Schesa im Bruchkessel um durchschnittlich 40 m, an der höchsten Stelle um 70 m angehoben. Dies bewirkte eine wesentliche Verbreiterung des eigentlichen Bachbettes, eine Einlandung des Bruchkessels wurde aber nicht erzielt. Während des ersten Weltkrieges wurde durch russische Kriegsgefangene im Unterlauf der Russendamm errichtet, der den orographisch rechten Teil des Schwemmkegels aus dem Vermurungsbereich der Schesa ausgrenzen sollte. Hier fand auch bald eine rege Siedlungstätigkeit statt.

Um 1970 wurde die Schesa durch den Bau des Larsendamms vom Russendamm weiter nach orographisch links gedrängt, um der ständigen Erosion des alten Dammbauwerkes zu begegnen. Der Larsendamm wurde schlußendlich 1984/85 erhöht. Seither wurden, mit Ausnahme von Erhaltungsarbeiten, durch die Wildbach- und Lawinerverbauung keine weiteren Maßnahmen mehr gesetzt.

Wie sich auch am Beispiel der Schesa zeigt, stoßen die bisher überwiegend linearen Maßnahmensetzungen in den Einzugsgebieten von Wildbächen und Lawinen zunehmend an ihre Grenzen. Die Notwendigkeit integraler, vernetzter Projektierungen und Maßnahmen wird sowohl aus ökologischen als insbesondere auch aus wirtschaftlichen Gründen und Gründen der Nachhaltigkeit und Langfristigkeit von Schutzmaßnahmen zunehmend offenkundig. Daher bemüht sich der Forsttechnische Dienst für Wildbach- und Lawinerverbauung in Form von beispielhaften Pilotprojekten um die Erstellung ganzheitlicher Projektsplanungen. So wurde auch in der Schesa 1991/1992 mit der Erstellung eines Pilotprojektes begonnen. Wenngleich es dabei aufgrund von Finanzierungsproblemen immer wieder zu längeren Unterbrechungen kam, konnten die naturräumlichen Erhebungen weitgehend durchgeführt werden. Der Projektentwurf auf Basis der multidisziplinären Grundlagendaten mit

einigen ergänzenden Untersuchungen, der im Rahmen des Pilotprojektes als sog. Hauptstudie vorgesehen war, harrt der Weiterführung bzw. eines Abschlusses.

#### 4 UNTERSUCHUNGSPROGRAMM

Die geologisch-geomorphologischen Erhebungen wurden im Rahmen des Projektes vom Zivilingenieurbüro DDR. BERTLE durchgeführt. Aufbauend auf bereits vorhandenen Unterlagen des Bearbeiters aus diversen Vorarbeiten wurden geologisch-geotechnische Kartierungen der Einzugsgebiete von Schesatobel und Mühlebach im Maßstab 1:10.000 sowie eine Detailkartierung des Bruchkessels im Maßstab 1:2.000 durchgeführt. Ergänzt wurden die geologischen Aufnahmen durch geophysikalische Meßprofile (Refraktions- und Reflexionsseismik, Geoelektrik) sowie Kernbohrungen mit bohrlochseismischen Tiefenprofilen bis in den Felsuntergrund (Lageplan siehe Abb. 5). Im Rahmen eines Forschungsprojektes der Geologischen Bundesanstalt und des Institutes für Geophysik der Universität Wien (SEIBERL, W. & PIRKL, H.) wurden 1994 aerogeophysikalische Messungen im Bereich des Schesatobels vorgenommen. Sämtliche geophysikalischen Aufnahmen wurden von BRÜCKL & SCHILLER (1996) am Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik der Technischen Universität Wien kompiliert und ein Schichtenplan des Felsoberflächenverlaufes im Bereich des Bruchkessels gerechnet.

Mittels Aufnahmen der Lockermaterial-Bedeckung des Felsuntergrundes im Einzugsgebiet von Schesa- und Mühlebach sowie einer Detailkartierung der Sedimentstrukturen im Schesabruchkessel, dessen Umgebung, im Schesamittel- und Unterlauf im Maßstab 1:2.000 bis 1:1.000 durch BERTLE ergaben sich deutlich abweichende Ergebnisse vom bisher publizierten Kenntnisstand über Aufbau und Genese und im Konnex mit den geohydrologischen Aufnahmen wichtige Erkenntnisse für die Schesabeurteilung hinsichtlich einer Entwicklungsprognose.

Der Kenntnis des Wasserhaushaltes in den Einzugsgebieten des Schesatobels und dessen komplexe Steuerungsmechanismen kam von vornherein eine Schlüsselstellung zum Verständnis der Vorgänge und der weiteren Entwicklung des Anbruchgebietes der Schesa zu. Hierfür wurde von PIRKL, aufbauend auf eine Diplomarbeit von BARTH (1983), eine hydrogeologische Kartierung der oberen Einzugsgebiete des Schesa- und Mühlebaches mit Messungen von chemisch-physikalischen Basisparametern an Quellen und Kleingerinnen durchgeführt sowie mittels Geländeanalytik wichtiger Anionen die Gruppierungen der Quellen nach Einzugsgebietscharakteristika durchgeführt. Die Zusammenschau der geologischen Aufnahmen von BERTLE und der geohydrologischen Kartierungen und Messungen von PIRKL erlaubte die Entwicklung eines schlüssigen und abgesicherten Raumbildes der Berg- und Hangwassersituation für die Einzugsgebiete des Mühlebaches sowie des Schesabaches mit seinen drei Teileinzugsgebieten Hölltobel, Schesahauptbach und Burtschabach. Auch die Gerinneentwicklung und die damit verknüpfte Verschneidung ober-/unterirdischer Abfluß ließ sich in dieses Bild integrieren.

Über Starkregensimulationen mit einer Großregenanlage, Messungen der Bodenfeuchte nach dem TDR-Prinzip und Bestimmung bodenphysikalischer Parameter in Verbindung mit Vegetationsaufnahmen wurden von MARKART, KOHL und ZANETTI die hydrologische Leistungsfähigkeit der Boden-/Vegetationseinheiten für das Einzugsgebiet der Schesa bzw. deren 3 Teileinzugsgebieten oberhalb des derzeitigen Bruchrandes quantitativ erfaßt. Mit 12 Versuchsflächen, ausgewählt aus den vier typischen Nutzungseinheiten Weide, Waldweide, Wald, Feucht- und Naßflächen auf den verschiedenen Untergrundsstraten konnten alle typischen Flächeneinheiten erfaßt und Abflußbeiwertkarten erstellt werden. Unter Berücksichtigung dieser Ergebnisse sowie der geologischen und geohydrologischen Aufnahmen wurde von PIRKL das Einzugsgebiet des Schesa-Bruchkessels in einer Verschneidung der landeskulturellen Nutzung mit dem geologischen Untergrund in 9 typische Teilflächen hinsichtlich der Abflußcharakteristik unterteilt.

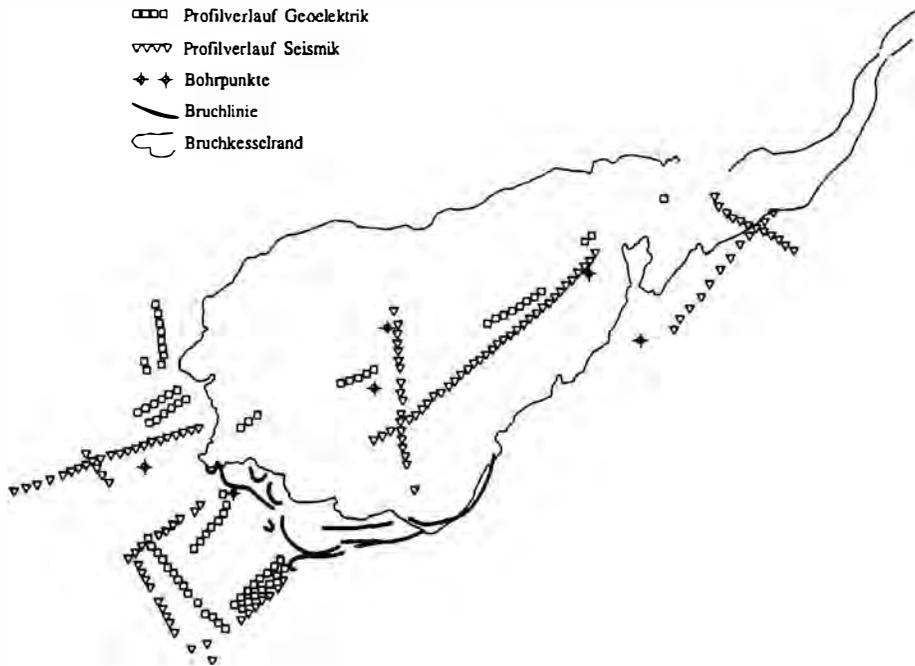


Abb.5: Lageplan der geophysikalischen Meßprofile und Bohrpunkte

## 5 NEUERKENNTNISSE AUS DER GEOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHEN SITUATION

Diese können nach BERTLE folgendermaßen zusammengefaßt werden:

Der Gipskörper der Klamperaalpe-Loischkopf Südseite im obersten Einzugsgebiet der Schesa gehört zur Zimba-Schesaplana-Scholle und ist allseitig, mit Ausnahme einer schmalen Verbindung am Burtschasattel bergseitig des heutigen Bruchrandes zum Hauptdolomit des Daleu (Bergkuppe und orographisch rechte, obere Einzugsgebietsgrenze), in die Arosazone eingemuldet und steht weder über die Burtschaalpe und den obersten Schesakessel noch über

Parpfienz mit den ausgedehnten, der tieferen Fundelkopf-Alpila-Scholle angehörenden Gipskörpern im talwärtigen Abschnitt des Bruchkessels in Verbindung.

Die Schollenüberschiebung der Arosa-Schuppenzone über die kalkalpine Serie der Fundelkopf-Alpinascholle quert von der Einsattelung W des Gaschierakopfes (= orographisch rechte Begrenzung des heutigen Bruchkessels) in den Schesa-Bruchkessel absteigend den Schesabach bei ca. 1140 m und durch den bewaldeten Mittelrücken ansteigend den Hölltobelhauptast (= orographisch linker Seitengraben der Schesabäche in Bruchkessel und Oberhang) und bei ca. 1290 m die Abbruchkante auf den unteren Burtschamähdern bei 1380 m. Sie fällt gegen SW ein. Die Felsoberfläche der bis ca. 400 m Mächtigkeit angeschoppten Arosa Schuppenzone steigt vom Ausstrich der Überschiebungsbahn im Schesakessel aufgrund einer Schurfschlitzfeststellung im Vorfußbereich der Kesselhauptwand sehr steil (40 - 45°) an, verflacht sich im Fußbereich der Wand auf 10 - 15° bis ca. zum unteren Drittel der Wandhöhe und versteilt sich wiederum bis unter die Abbruchkante auf ca. 25°. Im Untergrund der Unteren Burtschamähder wird bis zum freien Ausstreichen der Arosagesteine im Ostabhang des Loischkopfes (= orographisch linke Begrenzung des Einzugsgebietes oberhalb des Bruchkessels) eine Felsoberflächenneigung von 10 - 15° erwartet. Arosazonengesteine nahe der Überschiebungsbahn dürften bereits vor Beginn der Verbauung erosiv freigelegt worden sein.

## 6 MODELLVORSTELLUNG DER SCHESAENTWICKLUNG

Diese wurde im Rahmen des Projektes von BERTLE, aufbauend auf die geologisch-geomorphologischen Aufnahmen sowie unter Heranziehung der historischen Quellenbearbeitung von FICHTNER, erarbeitet und im Bericht 512-5/93 ausgeführt.

Der Felsuntergrund der Schesa wird durch eine schräg von E gegen W die Schesaeinmündung ansteigend querende, kalkalpine Schichtfolge

der zu einem steilen Gewölbe aufgefalteten Fundelkopf-Alpila-Scholle bestimmt, die gegen SW im Hauptkessel von mächtiger, dünnschichtiger Arosa Schuppenzone diskordant abgeschnitten und überschoben ist. Die Arosa Schuppenzone der obersten Schesa sowie die Raibler Schichten und der Gips des Kesselausgangs in den Mittellauf sind weiche, leicht erodierbare Gesteine. Der Gips ist besonders verkarstungsanfällig. Die zwischen diesen weichen Gesteinen anstehenden kalkalpinen Karbonate haben Härtlings- und Stützfunktion.

Während früherer Eiszeiten bzw. Zwischeneiszeiten und im Hochwürm wurde der Felsuntergrund selektiv im Bereich der weichen Gesteine ober- und unterhalb der Härtlingsrippen ausgeschürft. Gleichzeitig wurde aus nicht tektonisch oder lithologisch vorgegebenen Gründen quer über die tektonischen Strukturen und Gesteinsgrenzen in Fallrichtung eine, dem heutigen Schesalauf entsprechende, unten steilwandig enge, oben zweigeteilte (aus Richtung Mühlebach und aus Richtung Klampera-Alvier) ausgeprägte Talfurche angelegt.

In Ansätzen eventuell während des Hochwürms (Grundmoräne), in der Hauptmasse aber während des Eisabbaues im Spätwürm, wurde die ausgeprägte Hohlform stufenweise, dem jeweiligen Illeisstand entsprechend absinkend, von Schmelzwasserabflüssen des Klamperalappens und des Parpfienz-Mühlebachlappens des Alviereisglaciers sowie von Randmoränenschüttungen des Ill-Alviereises zu einem wesentlichen Teil in Randmoränenseen aufgeschüttet. In den tieferen und talnäheren Verfüllungsstufen wurden die Schmelzwassergeschiebe durch Mur- und Bachschüttungen der „Urschesa“ und des „Urmühlebaches“ aus wiedererodierten und abgeglittenen Schottern und Moränen der höheren Verbauungsstufen ersetzt, wozu noch Alvierschotter des vom Illgletscher abgelösten Alviereisglaciers kamen. Die Schesa-Hohlraumfüllung einschließlich der Lockermassen von Mühlebach und des Schesaunterlaufes bestehen daher aus einer engen Verzahnung von fluviatilen und Murfächerschüttungen aus 2-3

Richtungen mit vom Tal (Gletscher) gegen den Hang geschütteten Moränen sowie hangparallelen, durch Kryoturbation, Solifluktion, Gleitungen und Lokalmurstößen entstandenen Übergusschichten. Diese Lockermassen lagerten großteils talseitig abgestützt hinter bzw. oberhalb einer Karbonat-Härtlichrippe, im unteren Schesakessel und im oberen Schesamittelauf auf Gips.

Die noch nicht oder nur fleckenweise von einer Vegetationsschicht abgedeckten Verbauungsschotterstufen sind, wie die lokal über mehrere Stufen hinweg geschütteten „Übergusschichten“ belegen, noch bis gegen den völligen Rückzug des Illeises aus dem Walgau instabil gewesen und als Schuttlieferanten für tiefere Anschüttungen zur Verfügung gestanden. Dabei wurden sowohl die Schesa als auch der Mühlebach als ausgeprägte Talmulden, allerdings im Mittel knapp 100 m über der heutigen Talsohle im Schesakessel, ausgeräumt.

Unter niederschlagsarmen, wärmeren Bedingungen wurde der gesamte Talhang bis über den Loischkopf bewaldet stabilisiert. Die im Mühlebach auf SH = 1490 m freigelegten, in fein gewarvte, schluffig-tonige Stausedimente eingebetteten, mehrhundertjährigen Nadelholz-Stämme ergaben ein C<sup>14</sup>-Alter von 4.810 +/- 70 a BP.

Die Pollenbestimmungen von 4 Proben aus dem kleinen Torfmoor am Abbruchrand des Hölltobels auf den Unteren Burtschamähdern durch Fr. Dr. DRAXLER von der GBA Wien ergeben einen Fichten-Tannenwald der unteren subalpinen Stufe frühestens ab ca. 4000 Jahren vor heute. In den beiden oberen Proben sind bereits Rodungs- und Siedlungsanzeiger (Getreidepollen) enthalten, wobei Walnußpollen in der obersten Lage auf römerzeitliches oder späteres Alter hinweisen. Die Pollendatierung und die Flurnamen sowie der Vergleich mit anderen Alpflächen im südlichen Vorarlberg belegen die flächenhafte Rodung der Waldflächen im Zeitraum Bronzezeit - Römerzeit, also vor mindestens 3000 Jahren. Diese Rodungen der flachen Alpweiden haben offensichtlich keine direkten Auswirkungen auf die Stabilität der Lockermassen gehabt.

Ebenso sind die mittelalterlichen, großen Ausweitungen der Rodung ohne direkte Auswirkungen geblieben. Die steilsten Teile des Nordostabhanges von Gaschiera und Ilmkopf (heute die linke Flankenbegrenzungen des Bruchkessels) sowie der Schesaeinmündung blieben, wie die Waldreste beim Gaschieraköpfe sowie die ältesten Bilder der Wildbach- und Lawinerverbauungen zeigen, bestockt.

Allerdings ist seit der Späteiszeit die Gipsauslaugung im Fußbereich der Lockermassen des Schesakesselausganges kontinuierlich fortgeschritten.

Nach der Gemeindetrennung von Bürserberg und Bürs und der Aufteilung der gemeinsamen Waldungen im Schesabereich können - eventuell auch im Zusammenhang mit Kontributionsverpflichtungen an die Napoleonische und Bayrische Besatzung in Form von Brenn- und Verhüttungsholz - verstärkte Schlägerungen stattgefunden haben, sicher aber keine flächenhaften Großrodungen. Vielleicht hat auch die Holzrückung ohne die sonst vorgeschriebene Mindestschneedecke (Besatzungsdruck!) zu einer verstärkten Bodenverwundung beigetragen. Die Schlägerung und die Bodenverwundung können aber höchstens den geologisch bedingten, unvermeidlichen Systemzusammenbruch etwas beschleunigt haben.

Ursache und eigentlicher Ausbau der Schesa-Murbruchentstehung ist nach allen verfügbaren Unterlagen und Erkenntnissen der Einbruch des Gipskarstes im Fußbereich des Schesakesselausganges und des Steilabfalles von Gaschiera im Bereich der sog. Brennerbrücke. Damit wurde gleichsam der „Stoppel der Schesawanne“ gezogen. Nachsetzungen und Ableitungen der hier mächtigen Lockermassen folgten und die Füllung der Talverengung zwischen Gaschiera und Ilmkopf begann auszurinnen.

Diese Ausräumung steigerte sich sprunghaft in der Folge nach vollständiger Öffnung der Härtlingsverengung und dem Ausgreifen in die breite Schesamulde.

Mit dem Freilegen der Arosazone im Schesahauptbach, der kalkalpinen Karbonate am Nordwestabfall von Gaschiera und im Hölltobel sowie der Rückverlegung der Bruchhauptwand bis auf die Felsoberflächenverflachung der Arosazone wäre geologiebedingt eine Verlangsamung der Mur- und Abgleittätigkeit eingetreten. Tatsächlich haben aber parallel und vorauseilend die Sohlhebungen der WLV die vorläufige Stabilisierung erreicht.

## **7 PROJEKTZIEL UND GRUNDSÄTZLICHE ANSÄTZE**

### **7.1 Projektziel**

Bis 1995 wurde bei gleichzeitigem Anlauf vor allem der geowissenschaftlichen Erkundungen seitens der Projektleitung, federführend durch den Projektleiter ÜBLAGGER, bei kritischer Überprüfung durch die Mitglieder des Projektteams eine Vorstudie erstellt, in der u.a. die grundsätzlichen Überlegungen zum „Pilotprojekt Schesasanieung“ dargelegt wurden.

Ziel des Projektes ist es, das Risiko, das aus dem Gefahrenpotential des Schesatobels erwächst, mit ganzheitlichen Ansätzen entscheidend zu verringern. Dazu soll im schwer gestörten Wildbachgebiet ein weitgehend selbstregelndes und selbstorganisierendes Ökosystem initiiert werden.

### **7.2 Kritikalitätsanalyse**

Das Verständnis der Ursachen des Risikos (also die Kritikalität) ist nicht allein dadurch möglich, daß wir die einzelnen Ursachen (also Risikofaktoren, Systemparameter, Systemvariable) möglichst genau erfassen und schlußendlich versuchen, diese einzelnen Faktoren zu einem Ganzen zusammenzufügen. Deshalb wurden in Bezug auf die

Naturraumanalyse, also zur Vorgangsweise bei der Grundlagenerhebung, folgende Grundsätze aufgestellt:

- Umfassende und flächendeckende Erkundungen und Untersuchungen sind für jene Fachbereiche entbehrlich, die - verglichen mit dem Gewicht der Analyse der das System dominierenden Prozesse - nur geringe Beiträge zur Kritikalitätsanalyse oder Maßnahmenplanung leisten können.
- Umfassende und flächendeckende Erkundungen und Untersuchungen sind für jene Fachbereiche erforderlich, die das Verständnis des dominanten Prozesses erheblich fördern oder die Rahmenbedingungen und Optimierungsaufgaben der Problemlösung entscheidend mitdefinieren (Geowissenschaften). Ihre Bedeutung liegt dementsprechend in der Planungsphase.
- Fachbereiche mit Schwerpunkt ihrer Bedeutung in der Beweissicherung, Feinplanung der Maßnahmen oder deren Nachjustierung (Pedologie, Vegetationskunde, Landeskultur, Hydrologie). Ihre Aufgabe ist nicht die Dokumentation des Zustandes oder der bisherigen Entwicklung, sondern ihr Beitrag liegt in der Beweissicherung, Feinplanung und Nachjustierung. Ihre Bedeutung wächst im Rahmen der begleitenden Kontrolle. Dafür sind Beobachtungs- und Kontrolleinrichtungen für einigermaßen diskrete Domänen zu schaffen
- Die Ansprüche an die einzelnen Fachbereiche können nur gemeinsam mit ihnen in einem interaktiven Prozeß definiert werden.

Als Hilfsmittel zum leichteren Verständnis zerlegten wir das Gesamtsystem der Schesa in verschiedene Domänen (siehe Abb. 6). Als Domänen bezeichnen wir Flächen mit vergleichbarem Beitrag zur Kritikalität, mit vergleichbarem Risiko, mit vergleichbarem Verhalten oder mit vergleichbarer Funktion.

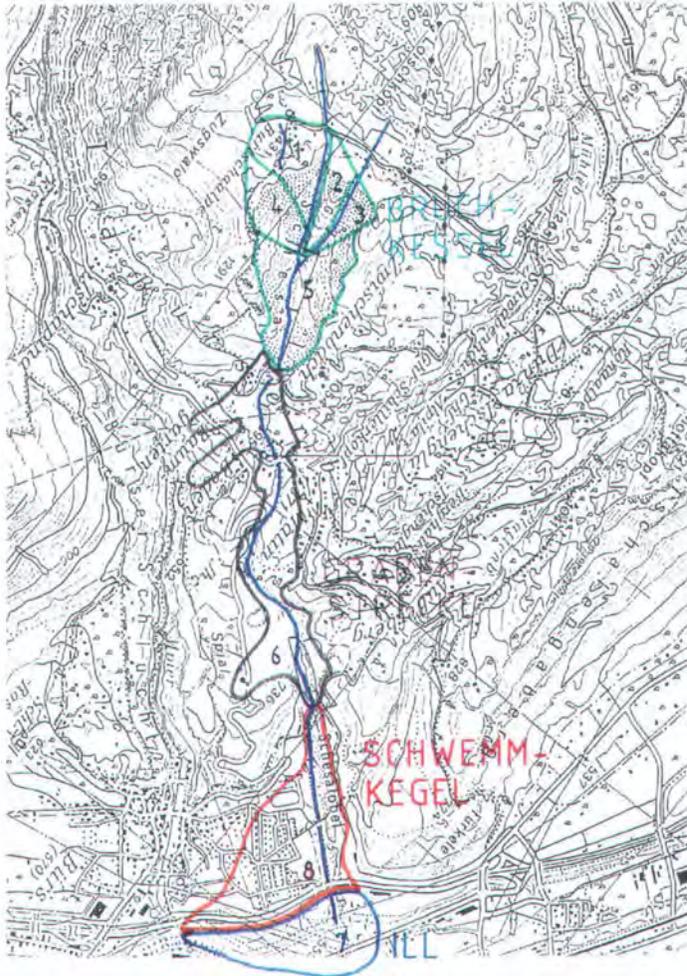


Abb.6: Zerlegung des Gesamtsystems Schesa in Domänen

Bereich der wesentlichen Emissionen (überwiegend die Kritikalität begründend):

Domäne 1 Bruchkesselwand und angenommener Rückböschungsbereich zwischen Burtschaalpsbach und Schesatobel

Domäne 2 Bruchkesselwand und angenommener Rückböschungsbereich zwischen Schesatobel und Hölltobel

Domäne 3 Bruchkesselwand zwischen Hölltobel, nördlichem Bruchkesselrand und angenommenem Rückböschungsbereich

Domäne 4 St. Martina-Gleitung

Domäne 5 übriger Bruchkessel einschließlich Gaschieraköpfe

Bereich der wesentlichen Transmissionen (überwiegend das Risiko begründend):

Domäne 6 Grabenstrecke

Domäne 7 Ill

Domäne 8 Schwimmkegel

Die für einen Wildbach incl. seinem Vorfluter wichtige Frage der Kritikalität seiner Erosionsstrecken wird in der Wildbachkunde allgemein nach dem sog. Modell der Grabenentwicklung verstanden.

Die Hauptrollen spielen dabei:

- Erosionsbasis
- Mächtigkeit der Lockergesteinsüberlagerung
- Hydrologische Parameter

Das Bruchkesselphänomen in der Schesa wird allerdings von zwei sehr unterschiedlichen Erosionsprozessen dominiert:

- Nachböschungsprozeß des Einhanges zum Illtal
- Grabenentwicklung des Schesatobels unter den Bedingungen der Murendynamik

Hierzu kann zur Erklärung das von ÜBLAGGER (1995) am Beispiel der Schesa entwickelte wildbachkundliche Modell der Bruchkesseldynamik dienen:

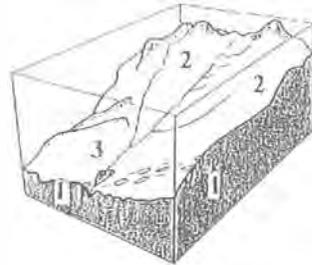
### A) Entstehung des Bruchkessels

Gleitung als Nachböschung zum Illtal nach Zertalung durch Bach und Strukturbruch im Untergrund

Langfristige Ursache: Gips unterlagert Hangfuß (1) Bedeutende Hangneigung zum Illtal Mächtigkeit und Breite der Lockermassen Räumliche Überlagerung mit der Dynamik des Gewässers

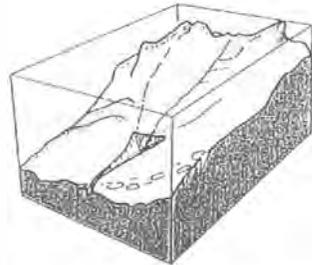
Mittelfristige Ursache: Verschlechterung Waldzustand (2), Schlagerung (3)

Kurzfristige Ursache: Meteorologische Auslösung



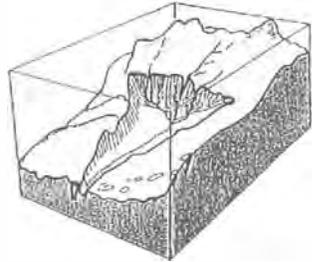
### B) Entwicklung des Bruchkessels

Gleitung entwickelt sich weiter, weil die Gleitmassen durch Überlagerung mit Wildbach als Muren abgehen, und die Entwicklung des Wildbaches beschleunigen. Mit dem Fortschreiten der hinteren Bruchkesselwand hangaufwärts verstärkt sich vorläufig der Anteil der Gleitung an der Kritikalität (Abb. 7). Umgekehrt schwächt der Anteil der Grabenentwicklung in der Bruchkesselwand wegen der Verkleinerung des Einzugsgebietes nachhaltig ab. Ohne Verbauungsmaßnahmen (Sohlenhebung) würde sich auch die Grabenentwicklung im Bruchkessel verstärken.



### C) Zustand des Bruchkessels

Durch Entwicklungscharakteristik und Wildbachverbauungsmaßnahmen verringern sich die Häufigkeit von Großereignissen. Gleichzeitig nähert sich die mögliche Gleitmasse einem Maximum. Die Wand des Bruchkessels nähert sich nämlich einerseits einer weiteren Steilstufe des Geländes und damit einem dramatischen Kritikalitätszuwachs, andererseits nähert sich ihre Breite der seitlichen Begrenzung durch den Felsuntergrund. Ein hydrologischer Grenzwert für die Ausraumung entsteht erst bei Erreichung der Wasserscheide (Abb. 8).



**Abb.7:** Nach Auslösung der Bruchkesseldynamik (Überlagerung von Nachböschungsprozessen zum Illtal und Übergang von der fluviatilen Erosion zur Erosion durch Muren) wuchs die Kritikalität so lange an, als Mächtigkeit und Breite der Lockergesteinsmassen bzw. der geringe Schleppwiderstand dies zuließen. Ein Teil der Entwicklung wurde durch massive Verbauungsmaßnahmen (Sohlenhebung bis 70 m Höhe) gebremst. Die Kritikalität für Großereignisse blieb trotz der Verbauungsmaßnahmen zumindest erhalten.

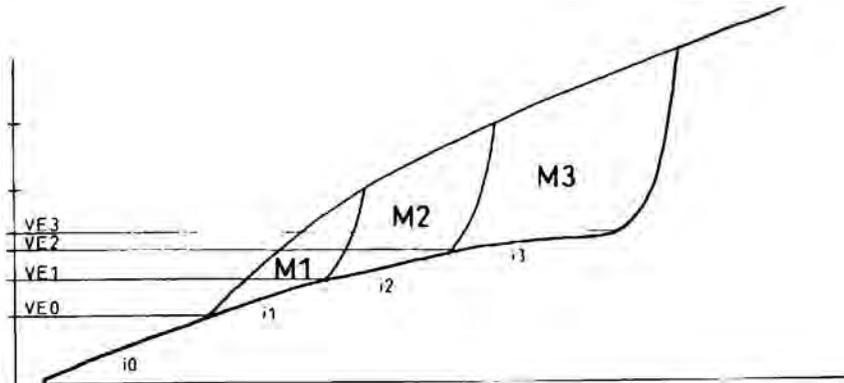


Abb.8: Schema der Entwicklung im Längsschnitt mit Nachböschung zum Illtal.

Die Größenordnung der Veränderung der Schleppspannung  $S \sim \rho \cdot g \cdot t \cdot I$  beim Übergang des Systems Schesa von der fluviatilen zur Murendynamik nach Eintritt der ersten Nachböschung zum Illtal: Dichte  $\rho$  verdoppelt sich, Tiefe  $t$  der Mure mindestens 10 mal größer als die Tiefe des Hochwassers, die Zunahme des Spiegelgefälles  $I$  ist weniger gravierend. Erdbeschleunigung  $g$  gleichbleibend,  $S$  somit etwa verzwanzigfacht. Der Systemparameter  $i$  (Sohlengefälle) ist eine Funktion der Systemvariablen  $S$  (je größer  $S_x$ , desto kleiner  $i_x$ ). Da außerdem die Muren auch das Grobkorn abtransportieren, entfällt die Abpflasterung der Sohle. Daher wachsen die potentiellen Gleitmassen  $M$  progressiv:

$$S_1 < S_2 < S_3 \dots < S_n; \quad i_1 > i_2 > i_3 \dots > i_n; \quad M_1 < M_2 < M_3 \dots < M_n$$

VE sind die Vergleichsebenen willkürlich gewählter Entwicklungsphasen.

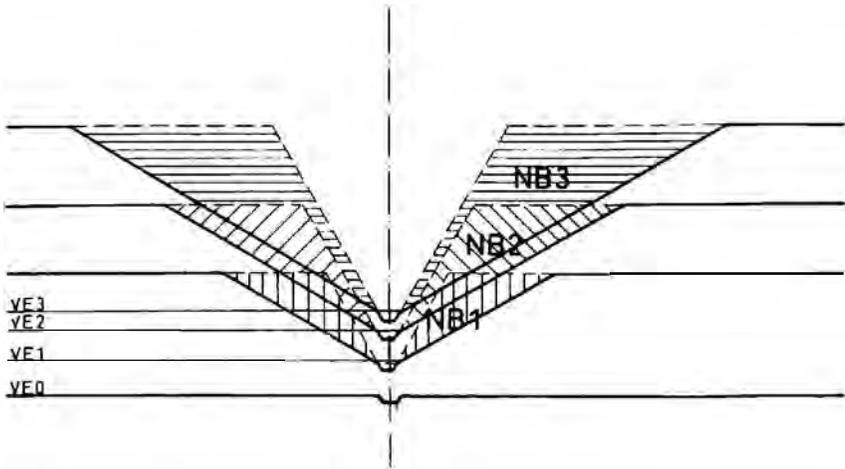


Abb.9: Schema der Entwicklung im Querschnitt mit Nachböschung zum Schesatobel.

Mit der Mächtigkeit der Bruchkesselwand nimmt im Bruchkessel auch das Nachböschungspotential ( $NB_1 \dots n$ ) zum Schesatobel zu. Das nachböschende Material bleibt bis zur nächsten Gleitung in der Bruchkesselwand aufgelockert (festigende sedimentologische Struktur zerstört) und im kritischen Zeitpunkt durchfeuchtet (sedimentologische, ableitende Wasserwege zerstört, rasche Sohlenfluktuation verhindert die Selbstdichtung des Gewässers) als für den Abtransport prädisponierte Grabenfüllung oder Übersteilungsmasse liegen, weil zu seiner fluviatilen Ausräumung die Wassermenge aus dem nur  $1 \text{ km}^2$  großen Einzugsgebietes nicht ausreicht. Wird die Grabenfüllung durch die Gleitung mobilisiert, vermehrt sie die Murmasse und fördert durch den hohen Wassergehalt deren Mobilität wahrscheinlich entscheidend. Der maximale Wassergehalt der Gleitmassen aus der Bruchkesselwand könnte nämlich nach Ansicht der Fachleute knapp unter dem für die Murendynamik erforderlichen Maß liegen.

Zusammenfassend kann für die Bruchkesseldynamik im Schesatobel festgehalten werden:

- Der Nachböschungsprozeß zum Illtal war aller Wahrscheinlichkeit nach durch Auslaugung von den Fuß des Steilhanges unterlagerndem Gips und die verstärkte fluviatile Erosion des Schesatobels durch einen Kahlschlag wesentlich mitbestimmt. Die Erosion des Wildbaches hat durch die Erhöhung der Reliefenergie im Bereich der Rutschungsoberkante, also im Gebiet der späteren Bruchkesselwand, die Nachböschung zum Illtal gefördert. Die Nachböschung verstärkte durch das erstmalige Auftreten von Muren die Erosion im Bruchkessel. Im Gegensatz zur fluviatilen Dynamik, bei der die groben Anteile des erodierten Materials die Sohle aussteifen („natürliche Abpflasterung“) und die Eintiefungstendenz verlangsamen, entfällt bei der Muredynamik diese symmetrische Entwicklung, weil auch das Grobkorn abtransportiert wird.
- Die zwischen den Entladungen des Bruchkessels durch die normale Nachböschung zum Schesatobel entstehenden Talfüllungen erhöhen unter plausiblen hydrologischen Voraussetzungen die Kritikalität. Die Sohlenhebung durch die Wildbachverbauung hat die Aufschaukelung des Prozesses durch die Murenerosion bisher erfolgreich ausgeschaltet, die Kritikalität aus dem Nachböschungsvorgang an der Bruchkesselwand aber selbst kaum verändert.

Es wurde nun versucht, die Erosionsprozesse im Schesatobel zu quantifizieren. Ausgehend von verschiedenen Niederschlagsereignissen (meteorologischen Auslöseereignissen) wurden für verschieden Systemzustände des Bodens die Abflukoeffizienten festgelegt und eine Niederschlags-/Abflußbeziehung aufgestellt. Der Ausgang von einer Niederschlags-/Abflußbeziehung erscheint deshalb erlaubt, weil zur Auslösung von Wildbachkatastrophen nach wie vor ein diskretes meteorologisches Ereignis angenommen wird. Darauf aufbauend, konnten Abfluß-/Schadens- bzw. Wirkungsbeziehungen für den Schesatobel erstellt werden.

**NS Meteorologisches Auslöseereignis**

- A Exzessiver kurzdauernder Starkregen (nahe Wasserdampfsättigung) nach Landregen
- B Exzessiver kurzdauernder Starkregen
- C Standardstarkregen nach Landregen
- D Standardstarkregen
- E Landregen

**SYS Systemzustand**

- 1 Gefrorener Boden und Tauflut
- 2 Gefrorener Boden
- 3 Boden extrem ausgetrocknet
- 4 Standardfeuchter Boden

**Abflußfaktor Abfluß Ereignis „x“ : Abfluß Standardereignis****Quellen Typologie der Geschiebequellen**

- a Grundbruch von Lockergesteinswänden (Domänen 1, 2 und 3)
- b Vorgeformte große Massenbewegungen (Domäne 1)
- c Massenbewegungen (Domäne 5)  
Abtrag abgegangener Rutschungen (Domäne 4)
- d Ausräumung der Füllung von Gräben und Rinnen

**Abkürzungen f. Modellerstellung****Murtypen**

- Muren l Ein markanter, das Ereignis dominierender Murschub
- Muren n Mehrfache Murschübe vergleichbarer Masse
- Muren p Pulsierende Mure

**Systemzustände**

- GO** Gräben und Erosionsrinnen durch aus vorangegangenen Ereignissen bilanzierenden Energieüberschuß offen.  
Wasserwege offen.

- GOV** Gräben und Erosionsrinnen offen, Wasserwege am Fuß der Lockergesteinswände und in den Übersteilungsflächen der Gerinne verschlossen.
- GF** Gräben und Erosionsrinnen durch Ereignisse mit Geschiebeüberschuß mit Füllungen ausgestattet. Wasserwege offen.
- GFV** Gräben und Erosionsrinnen mit Füllung, Wasserwege am Wandfuß verschlossen (z.B. durch Eis oder Ausfällung).

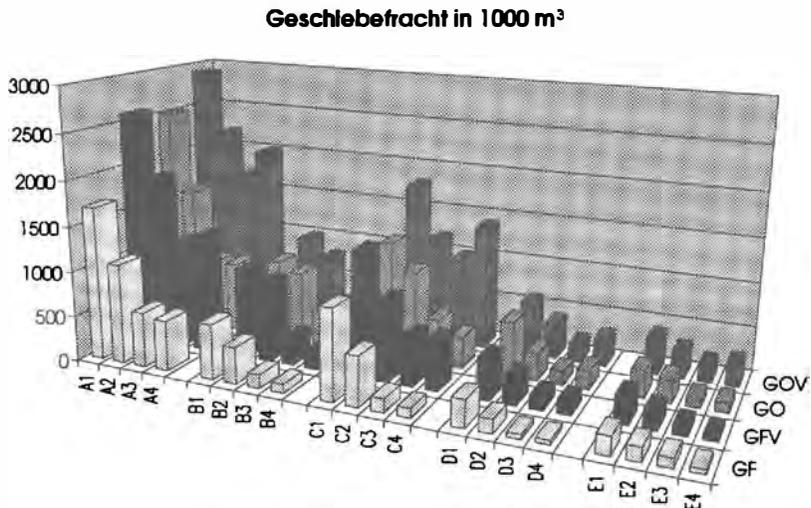


Abb.10: Abfluß- Schadensbezeichnung  
Systemzustände A1, A2, C1 und C2 wurden inzwischen falsifiziert



Die Prognose hängt nun ganz entscheidend davon ab, wie eine weitere Nachböschung der Bruchkesselwand, die sich durch eine Serie von Zug- und Scherspannungsrissen im Gelände deutlich ankündigt, abläuft und wirksam wird.

Ob zusätzlich zu den ohne weiteres vorhersehbaren Murkatastrophen durch die dynamischen Wirkungen eines Absturzes der Wand des Bruchkessels und ihr Zusammentreffen mit anderen kritischen Systemzuständen eine Art Grundbruch oder eine Serie derartiger Prozesse im Bereich der Sohlenhebung ausgelöst werden kann, ist noch zu untersuchen.

Am Fuß der Bruchkesselwand unterlagern nämlich z.T. eine Art Warvensande relativ dichte Felsgleitmassen und damit die Lockergesteinsmassen einschließlich der Bauwerke zur Sohlenhebung. Ob diese Sande fallweise Wasser oder gar gespanntes Wasser führen und damit bei einer entsprechenden dynamischen Beanspruchung zu einem Grundbruch beitragen können, ist noch nicht geklärt. Mit dem Ende der technologischen Standzeit der Bauwerke der Sohlenhebung wird deren Schutzwirkung aber auf alle Fälle verloren gehen. Nur die in der Bruchkesselsohle zu Tage liegenden Bauwerke sind einer Erhaltung zugänglich.

Damit kommt die Frage nach der Nachhaltigkeit der Bruchkesseldynamik ins Spiel. Wie bei der Bruchkesseldynamik gezeigt, ist derzeit eine Zunahme der Kritikalität wahrscheinlich. Das mehrfach gebrauchte Argument, die St. Martina-Rutschung mit 500.000 bis 700.000 m<sup>3</sup> Masse sei mehr oder weniger schadlos liegengeblieben und indiziere dadurch das Ende der Gefährlichkeit der bisherigen Bruchkesseldynamik, ist nicht haltbar. Diese Rutschung hat weder strukturell noch dynamisch mit dem Nachböschungen der Bruchkesselwand viel gemein. Sie ist Teil der Nachböschungsprozesse im Bruchkessel zum Schesatobel und stellt, im Gegensatz zum erwähnten Argument, den aus der Wand abgehenden Muren sogar erhebliche Mengen mobilisierbaren Materials zur Verfügung.

Mit einer Verringerung der Kritikalität ist ohne Schutzmaßnahmen innerhalb vernünftiger Planungshorizonte mit Sicherheit nicht zu rechnen. Als Folge einer „Maßnahmenplanungs-Nullvariante“ entstünde außerdem auf sehr lange Zeit eine devastierte Landschaft.

### **7.3 Risikoeinschätzung**

Schon eine einfache Gegenüberstellung von Kritikalität und Schutzbedarf zeigt die Notwendigkeit von Schutzmaßnahmen. Der Vertrauensbereich der Kritikalitätsanalyse - den wir übrigens für hoch halten - spielt dabei insofern keine ausschlaggebende Rolle, als einerseits die Kritikalität bereits am unteren Ende der Skala die Notwendigkeit von Maßnahmen zeigt, andererseits der aus der Kritikalität resultierende Schutzbedarf die Wirtschaftlichkeit von Schutzmaßnahmen überzeugend belegt. Dabei ist die evaluierte Maßnahmenkombination (siehe Abb. 10) bei einwandfreier Planung ausgesprochen erfolgversprechend und ökonomisch. Zu berücksichtigen ist dabei zudem, daß die verfügbaren Methoden zur Risikoeinschätzung bei feststoffreichen Großmuren nicht sehr ausgereift sind. Dem Vertrauensbereich der Kritikalitätsanalyse ist dabei eine relativ große Bandbreite bei der Risikoeinschätzung gegenüberzustellen.

### **7.4 Auswirkungen der kritischen Prozesse**

Da die Risikoeinschätzung i. S. der Richtlinien der Hinderungsgründe der österreichischen WLW vorrangig auf den Schutz von Gesundheit und Leben der Menschen ausgerichtet ist, wurde bei der Bewertung des Risikos in den einzelnen Domänen konsequenterweise das Überraschungsmoment besonders stark berücksichtigt. Dabei wurden 2 Kriterien herangezogen:

- Die Einschätzung der meteo-hydrologischen Auslösung durch die Bevölkerung ist schwierig (z.B. bei wenig intensiver, aber nachhaltiger Vorbereitung)
- Der Ablauf der Katastrophe ist besonders rasch (z.B. bei der Auslösung von stärker wassergesättigten Muren)

Hierzu kann festgehalten werden:

In der Bruchkesselwand (Domänen 1, 2 und 3) steht die Kritikalität durch die Gestalt des Geländes sowie durch die in den letzten Jahrzehnten beobachteten, bedrohlichen Anzeichen bevorstehender Massenbewegungen außer Frage. Das vorgezeichnete Ausmaß der Massenbewegung liegt bei 1,5 - 2 Mio. m<sup>3</sup>. In der Domäne I sind Ausmaß und Entwicklungsfähigkeit am größten. Diese Aussage bezieht sich auf die Lockergesteinsauflage, nicht jedoch auf den Felsuntergrund. In dieser Hinsicht sind noch Abklärungen notwendig (z.B. Entlastungsphänomene).

Die Murfähigkeit abgehender Massen scheint grundsätzlich historisch belegt, wengleich aufgrund der sedimentologischen Beschaffenheit der Wassergehalt des Abbruchmaterials selbst nur knapp an oder unter die Murfähigkeit zu liegen kommen dürfte. Es besteht allerdings ein sehr hoher Schluffanteil. Inwieweit auch Haftwasser zur Mobilisierung mitwirken kann, wäre noch zu klären. Zu berücksichtigen sind aber auch ein Stau verschlossener Wasserwege am Fuß der Bruchkesselwände, durch Grundbruch und Grabenausräumung gesättigte Lockergesteine, Mitwirkungen des Hochwassers des Mühlebachs etc.

Domäne 4.: Der Bereich der St. Martiner-Gleitung gehört dem Teilphänomen „Nachböschung zum Schesatobel“ an und stellt erhebliche Mengen Geschiebe zur Verfügung. Für die Murendynamik ist dabei von Bedeutung, daß die Gleitung ein Lockergesteinsvolumen von 500.000 bis 700.000 m<sup>3</sup> derart durchbewegt hat, daß die im ursprünglichen Sedimentaufbau vorhandenen Wasserwegigkeiten verloren gingen, ebenso Konsolidierungen und Verkittungen.

In der Domäne 5 gibt es zwei, das Risiko unterschiedlich beeinflussende Geschiebequellen:

- Während eines Ereignisses stattfindende Nachböschungen. Für sie gelten hinsichtlich der Mobilität die vorher getroffenen Aussagen. Die mengenmäßig bedeutendste Quelle ist das Gaschieraköpfel, von wo bis zu 250.000 m<sup>3</sup> bei einem Ereignis zu erwarten sind (bzw. waren - inzwischen wird dieser Teil in Abstimmung mit einer Risikoreduktion für Kiesgewinnung abgebaut). Hier ist (war) aber neben der Menge auch der Ort und die Art der Mobilisierung wichtig. Der Einstoß findet nämlich am talseitigen Ausgang des Bruchkessels statt und kann das Pendeln eines Murschubes bis zum Ausbruch aus dem Graben verstärken.
- Nachböschungen, die vor dem Ereignis die Grabenfüllung gebildet haben. Für sie gelten die Aussagen betreffend die Mobilität der Lockergesteine. Die Menge ist zwar, je nach Systemzustand, nicht sehr bedeutend, der fallweise hohe Sättigungsgrad fördert aber die Mobilität der Gesamtmasse entscheidend.

### 7.5 Vorläufige Quantifizierung des Schutzbedarfes

Die Gefährungsgrade, semiquantitativ ausgeschieden in den einzelnen Domänen mit 3 Gefährungsgraden, ergaben sich aus der Zusammenschau der erweiterten Kritikalitätsanalyse:

- Gefährungsgrad 1 - extrem gefährlich  
Die Gefährdung tritt entweder in der gesamten Domäne oder in einem erheblichen Teil derselben in einem Ausmaß auf, das eine Zuordnung zur Roten Gefahrenzone (RGZ) bedingt. Ist ein erheblicher Teil der Domäne der RGZ zuzuordnen, gehört der Rest der GGZ an.
- Gefährungsgrad 2 - gefährlich  
Die Domänen oder Teile davon werden nicht von den Muren selbst, sondern von deren Folgen zum geringen Teil nach den Kriterien der RGZ, überwiegend aber der Gelben Gefahrenzone (GGZ), getroffen.

- Gefährdungsgrad 3 - weniger gefährlich  
Teile der Domänen werden von den Ereignisfolgen nach den Kriterien der GGZ getroffen.

Tab.2: Dargestellt ist der Transmissions- und Immissionsanteil für den Systemzustand GFV (= Gräben und Erosionsrinnen mit Füllung, Wasserwege am Wandfuß verschlossen)

| GFV | MUREN |   |   | A (SKH)<br>(1000m3)<br>ohne a | A (SKH)<br>(1000m3)<br>mit a | GEFÄHRDUNG ohne a |     |    |    | GEFÄHRDUNG mit a |     |    |    |    |
|-----|-------|---|---|-------------------------------|------------------------------|-------------------|-----|----|----|------------------|-----|----|----|----|
|     | NS-A  | 1 | n | p                             |                              |                   | ILL | SK | GR | BR               | ILL | SK | GR | BR |
| A   | 1     | x |   | x                             | 1000                         | 2000              | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 2     | x |   | x                             | 800                          | 1000              | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 3     | x |   | x                             | 760                          | 1200              | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 4     | x |   | x                             | 500                          | 900               | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
| B   | 1     |   | x | x                             | 1000                         | 1000              | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 2     |   | x | x                             | 900                          | 900               | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 3     |   | x | x                             | 300                          | 300               | 2   | 2  | 2  | 1                | 2   | 2  | 2  | 1  |
|     | 4     |   | x | x                             | 200                          | 200               | 3   | 2  | 2  | 2                | 3   | 2  | 2  | 2  |
| C   | 1     | x |   | x                             | 700                          | 1200              | 1   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 2     | x |   | x                             | 500                          | 900               | 2   | 1  | 1  | 1                | 1   | 1  | 1  | 1  |
|     | 3     |   | x | x                             | 350                          | 550               | 2   | 2  | 2  | 2                | 2   | 1  | 1  | 1  |
|     | 4     |   | x | x                             | 350                          | 550               | 2   | 2  | 2  | 2                | 2   | 1  | 2  | 2  |
| D   | 1     |   | x | x                             | 450                          | 450               | 2   | 2  | 2  | 2                | 2   | 2  | 2  | 2  |
|     | 2     |   | x | x                             | 300                          | 300               | 3   | 2  | 2  | 2                | 3   | 2  | 2  | 2  |
|     | 3     |   | x | x                             | 150                          | 150               | 3   | 3  | 3  | 3                | 3   | 3  | 3  | 3  |
|     | 4     |   | x | x                             | 150                          | 150               | 3   | 3  | 3  | 3                | 3   | 3  | 3  | 3  |
| E   | 1     |   | x |                               | 300                          | 300               | 3   | 2  | 2  | 2                | 3   | 2  | 2  | 2  |
|     | 2     |   | x |                               | 200                          | 200               | 3   | 3  | 3  | 2                | 3   | 3  | 3  | 2  |
|     | 3     |   | x |                               | 100                          | 100               | 3   | 3  | 3  | 3                | 3   | 3  | 3  | 3  |
|     | 4     |   | x |                               | 50                           | 50                | 3   | 3  | 3  | 3                | 3   | 3  | 3  | 3  |

Entsprechend der Kritikalitätsanalyse ist jeder Ereignistyp innerhalb einer 150-jährlichen Wiederkehr zu erwarten. Demgemäß sind folgende Objekte der RGZ zuzuzählen.

|                    |           |
|--------------------|-----------|
| 100 Wohnobjekte    | 400 Mio S |
| 20 Gewerbebetriebe | 200 Mio S |
| 8 Industrieanlagen | 160 Mio S |
| Rheintalautobahn   | 900 Mio S |
| ÖBB-Strecke        | 600 Mio S |

Zusammen mit den übrigen Anlagen samt Folgekosten ergibt sich ein Schutzbedarf von sicher über 2,5 Mrd. S.

Während bei den Wohnobjekten, Gewerbebetrieben und Industrieanlagen nur Anlagenwerte berücksichtigt sind, enthält der Schutzbedarf der Verkehrseinrichtungen auch die volkswirtschaftlichen Einbußen, die die Kosten der Wiederherstellung der Anlagen, der Umleitungen etc. bei weitem übersteigen.

## 7.6 Sanierungsansätze

Einer Vorbeugung kann im Falle des Schesatobels durch die Gegebenheiten aus Besiedlung und Raumnutzung bereits vor einer Gefahrenzonenplanung durch die Wildbach- und Lawinenerverbauung nur mehr in sehr geringen Bereichen wirksam werden. Aus diesem Grund stellen sich nur mehr zwei Fragen:

- Kann der Schutzbedarf durch Absiedelung o.ä. beseitigt werden?
- Können Schutzmaßnahmen getroffen werden, die aus der unbefriedigenden Raumnutzung eine gesetzeskonforme und fachlich reguläre Raumnutzung zulassen?

Die Kritikalitätsanalyse hat für die zweite Frage ein eindeutig positives Ergebnis gebracht. Für die Lösungsansätze ergaben sich folgende Rahmenbedingungen:

- Der Anteil der Wildbacherosion an der Bruckkesseldynamik (Parameter Meteohydrologie und Lageenergie) ist einer menschlicher Beeinflussung nicht bis wenig zugänglich.
- Der Anteil der Wildbacherosion (Erhöhung des Schleppwiderstandes in Gerinnen und Gräben) ist nur unter starken Einschränkungen zugänglich.
- Der Anteil der Nachböschungsprozesse zum Illtal ist vor allem durch außerhalb des Phänomens liegende Bedingungen (Kiesgewinnung) menschlicher Beeinflussung zugänglich.

An allgemeinen und speziellen Lösungsansätzen konnte formuliert werden:

Eine gegebene Aufschaukelung der Bruchkesseldynamik ist derart zu beenden, daß ein neues Fließgleichgewicht des Erosionssystems vorbereitet wird.

Der Steuerung verhältnismäßig leicht zugänglich ist die Teildynamik der Nachböschung zum Illtal. Sie ist durch die Methode der Rückböschung auf ein den Bedingungen des Hanges angemessenes Maß zurückzuführen. Ihre Reaktivierung ist vorausschauend zu verhindern.

Bei der Planung ist nicht die Masse an Lockergestein, sondern jene Gestaltung in den Vordergrund zu stellen, die ein Wiederaufleben der Bruchkesseldynamik durch Entlastungsvorgänge, Wildbacherosion o.ä. unterbindet und gleichzeitig nach der Sanierung eine ausgeglichene Massen-/Energiebilanz ermöglicht.

Die Gestaltung muß auf den Einsatz der Methode der Erhöhung des Schleppwiderstandes in Gerinnen und Gräben so ausgerichtet werden, daß sich die Gerinne und Gräben nach Ausschaltung der Großmuren weitgehend selbsttätig zur relativen Invarianz hin entwickeln.

## 7.7 Grundsätze und Rahmenbedingungen

Unter dem Verständnis, daß der Mensch Teil des Ökosystems und deshalb die Mitwirkung der Bevölkerung, hier insbesondere der bäuerlichen Bevölkerung, unbedingt notwendig ist, wurden folgende Grundsätze formuliert:

### Auf rechtlichem, sozialem und wirtschaftlichem Gebiet

- Integrierung der Bevölkerung in den Planungsprozeß im Wege der Bürgerbeteiligung
- Aufrechterhaltung der Grundstruktur der Raumnutzung, soweit dies ohne Gefährdung des Schutzzieles möglich ist

- Planung und Schutzmaßnahmen sind ökonomisch zu optimieren - ein Vergleich mit der Wirtschaftlichkeit anderer Ansätze ist durchzuführen

#### Grundsätze, durch ökologische Maßnahmen bedingt

- Das Prinzip der permanenten Planung ist anzuwenden (Maßnahmen für begleitende Kontrolle und Nachjustierung der Planung sind sicherzustellen)
- Die weitere Vorgangsweise ist den aus der begleitenden Kontrolle gewonnenen Erfahrungen anzupassen (Nachjustierung der Maßnahmen)

### 7.8 Kombination und Evaluation von Maßnahmen

Die wichtigsten Maßnahmen wurden zu 20 Varianten kombiniert und gruppiert. Eine Beurteilung der Schutzwirkung der Maßnahmenkombination wurde ausführlich diskutiert und in einer Bewertungsmatrix auch mit unterschiedlichen Gewichtungen in den Kennziffern durchkalkuliert, wobei sich aus den unterschiedlichen Gewichtungen keine nennenswerten Verschiebungen ergaben. In der Tabelle 3 finden sich, sehr vereinfacht dargestellt, die Evaluierungen.

Ohne hier auf die einzelnen Details auch dieser Übersichtsdarstellung bzw. den einzelnen Maßnahmenkombinationen bis zum Ranking eingehen zu können, zeigt sich doch sehr deutlich, daß die Variante Rückböschung (mit kombinierten Maßnahmen) der Bruchkesselwand mit Verwertung des Materials die weitaus günstigste darstellt. Die Überlegenheit dieser Variante ist de facto größer, als die ziffernmäßige Bewertung in der Tabelle wiedergibt. Sie bietet alle Vorteile und vermeidet alle Nachteile. Sie ist mit Sicherheit die einzige Variante, die das Risiko optimal mindert und zugleich finanzierbar ist.

Tab.3 Der oberste Teil zeigt die Maßnahmenkombinationen. Im mittleren Teil wird die Schutzwirkung der Varianten analysiert. Im unteren Teil der Tabelle wird die Wertbestimmung (Evaluation) der Varianten vorgenommen und eine Reihenfolge (Ranking) ermittelt.

| VARIANTE                  | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  | 11  | 12  | 13  | 14  | 15 | 16 | 17  | 18 | 19  | 20  |
|---------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|-----|----|-----|-----|
| <b>MASSNAHME</b>          |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Geschiebeenin. SK         | #   | #   | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Dämme ausbauen            |     | #   | #   | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Murbrecher                |     |     | #   | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Geschiebedosierung        |     |     |     |     | #   | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Staffeigung Ausbrüche     |     |     |     |     | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Einböschn BK              |     |     |     |     |     | #   | #   | #   | #   |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Rückb. ohne Verwertg.     |     |     |     |     |     |     |     |     |     | #   | #   |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Rückb. mit Verwertg.      |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     | #   | #   | #   | #  | #  | #   | #  | #   | #   |
| Techn. Hangstabilisg.     |     |     |     |     |     | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #  | #  | #   | #  | #   | #   |
| Biol. Hangstabilisierg.   |     |     |     |     |     | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #  | #  | #   | #  | #   | #   |
| Gräben sichern            |     |     |     |     |     |     | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #   | #  | #  | #   | #  | #   | #   |
| Staffelung fortsetzen     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    | #   | #   |
| BK staffeln               |     |     |     |     |     |     |     |     | #   | #   | #   |     |     |     |    |    | #   | #  |     |     |
| EG>HW-Schutzwald          |     |     |     | #   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| Waldfunktion verbess.     |     |     |     |     |     |     |     |     | #   |     |     |     |     | #   | #  |    |     |    |     | #   |
| Wald-Weideordnung         |     |     |     |     |     |     |     |     | #   |     |     |     |     | #   | #  |    |     |    | #   | #   |
| Uferbegleitgehölze        |     |     |     |     |     |     |     |     | #   |     |     |     |     | #   | #  |    |     | #  | #   | #   |
| <b>Verbl. Risiko ILL</b>  |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| B>0< 5 Jahre F=2          | 6   | 6   | 4   | 4   | 4   | 6   | 6   | 6   | 6   | 4   | 4   | 6   | 6   | 4   | 4  | 4  | 4   | 4  | 6   | 6   |
| 5 - 30 Jahre F=4          | 12  | 12  | 8   | 8   | 8   | 12  | 12  | 12  | 12  | 8   | 8   | 12  | 12  | 8   | 8  | 4  | 8   | 4  | 8   | 8   |
| >30 Jahre F=8             | 24  | 24  | 16  | 16  | 16  | 16  | 24  | 16  | 8   | 8   | 16  | 16  | 8   | 8   | 0  | 0  | 8   | 0  | 8   | 8   |
| <b>Verbleib Risiko SK</b> |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| B>0< 5 Jahre F=3          | 9   | 6   | 6   | 6   | 9   | 9   | 9   | 9   | 9   | 6   | 6   | 9   | 9   | 6   | 6  | 6  | 6   | 6  | 9   | 9   |
| 5 - 30 Jahre F=6          | 18  | 12  | 12  | 12  | 12  | 18  | 12  | 12  | 12  | 12  | 6   | 18  | 18  | 6   | 6  | 6  | 6   | 6  | 18  | 18  |
| >30 Jahre F=12            | 36  | 24  | 24  | 12  | 24  | 36  | 24  | 24  | 12  | 12  | 12  | 12  | 12  | 12  | 12 | 0  | 12  | 0  | 24  | 12  |
| <b>Verbl. Risiko GR</b>   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| B>0< 5 Jahre F=2          | 6   | 6   | 6   | 4   | 2   | 6   | 6   | 6   | 6   | 4   | 4   | 6   | 6   | 4   | 4  | 4  | 4   | 4  | 6   | 6   |
| 5 - 30 Jahre F=3          | 9   | 9   | 9   | 6   | 3   | 9   | 9   | 6   | 6   | 6   | 9   | 9   | 6   | 6   | 6  | 6  | 6   | 6  | 6   | 6   |
| >30 Jahre F=4             | 12  | 12  | 12  | 8   | 4   | 8   | 4   | 4   | 4   | 4   | 8   | 8   | 4   | 4   | 0  | 4  | 0   | 8  | 4   | 4   |
| <b>Verbl. Risiko BR</b>   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| B>0< 5 Jahre F=1          | 3   | 3   | 3   | 3   | 3   | 3   | 3   | 3   | 3   | 2   | 3   | 3   | 2   | 2   | 2  | 2  | 2   | 2  | 3   | 3   |
| 5 - 30 Jahre F=2          | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 4   | 6   | 6   | 4   | 4   | 4  | 4  | 4   | 4  | 6   | 6   |
| >30 Jahre F=4             | 12  | 12  | 12  | 12  | 12  | 12  | 8   | 8   | 12  | 8   | 4   | 12  | 12  | 8   | 8  | 4  | 8   | 4  | 12  | 8   |
| <b>Kosten</b>             |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |    |    |     |    |     |     |
| B>0< 5 Jahre F=15         | 0   | 15  | 30  | 30  | 30  | 30  | 30  | 45  | 30  | 30  | 45  | 0   | 15  | 15  | 15 | 15 | 15  | 15 | 45  | 45  |
| 5 - 30 Jahre F=10         | 0   | 0   | 0   | 10  | 10  | 20  | 20  | 20  | 20  | 20  | 20  | 0   | 10  | 10  | 10 | 10 | 20  | 20 | 20  | 20  |
| >30 Jahre F=5             | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 10  | 10  | 10  | 10  | 15  | 10  | 0   | 5   | 5   | 5  | 5  | 5   | 5  | 10  | 10  |
| <b>Zusammen</b>           | 153 | 147 | 148 | 137 | 143 | 201 | 183 | 187 | 156 | 146 | 143 | 117 | 147 | 102 | 94 | 70 | 112 | 80 | 189 | 169 |
| <b>Diff. vom Min.</b>     | 83  | 77  | 78  | 67  | 73  | 131 | 113 | 117 | 86  | 76  | 73  | 47  | 77  | 32  | 24 | 0  | 42  | 10 | 119 | 99  |
| <b>Rang</b>               | 12  | 10b | 11  | 7   | 8a  | 18  | 15  | 16  | 13  | 9   | 8b  | 6   | 10a | 4   | 3  | 1  | 5   | 2  | 17  | 14  |

## 8 LITERATURVERZEICHNIS

BARTH, D.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Schesatobels (Vorarlberg). Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, 1983

BERTLE, H.: Integrales Pilotprojekt „Schesatobel“. Baugeologische Planungsunterlagen der Einzugsgebiete v. Schesa- und Mühlebach. Unveröffentl. Bericht BMLF GZ 176.000/04-VC6/92 und GZ 177.000/07-VC6/92

BRÜCKL; E. & SCHILLER, A.: Reinterpretation der geophysikalischen Messungen im und um den Schesa Tobel (VLbg.) 1996. Unveröffentl. Bericht an das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft.

FIECHTNER, B.: Endbericht über die chronologischen Erhebungen zum Schesatobel. Unveröffentl. Bericht an das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft 1995

MARKART, G., KOHL, B. und ZANETTI; P.: Beurteilung des Abflußverhaltens von Wildbachcinzugsgebieten anhand boden- und vegetationskundlicher Grundlagen. Ergebnisse der Untersuchungen im Rahmen des Pilotprojektes Schesastudie 1995/1996. Unveröffentl. Bericht an das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft.

PIRKL, H.: Modellvorstellungen zur Abflußentwicklung in den oberen Einzugsgebieten Schesa- und Mühlebach an Hand der hydrogeologischen und geohydrologischen Situation. Unveröffentl. Bericht an das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft GZ 170.000/10 - VC&/1992

PIRKL, H.: Bericht über hydrogeologisch-geohydrologische und geophysikalische Arbeiten im Bereich Schesa-Abbruchkessel für den Zeitraum 1993 - 1994

ÜBLAGGER, G.: Pilotprojekt Schesasanierung (PPSS). Vorstudie (VS) 1995. Unveröffentl. Bericht an das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft.

**Autor:**  
Dr. Hans ANGERER  
Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und  
Lawinverbauung, Geologische Stelle  
A-6010 Innsbruck, Liebeneggstraße 11

## Hanginstabilitäten und Massenbewegungen im Lesachtal / Kärnten

R. HOLZER, C. GORITSCHNIG

### Abstract

The present article should be considered as an attempt to register areas with a low slope stability along the river Gail in the Lesach valley in upper Carinthia (Southern Austria) and to divide them from areas with an increased slope stability. In many cases unstable slopes and the resulting mass movements are a relevant source of debris and might lead subsequently to catastrophic mud flows which endanger villages and agricultural areas quite frequently in alpine regions. For this reason any kind of slope failure, old ones, covered with vegetation, and still active ones, has been mapped.

The classification of slope failures has been done according to M. MOSER (1973):

- Rotational landslides without a preformed sliding plane
- Transitional landslides on a preformed sliding plane
- Erosion by flowing water

The kind of slope failure is mainly determined by the lithological and structural attributes of the rock. In the Lesach valley the silty talus cover, which is particularly thick above the Periadriatic Fault, is very often affected by slope failures and other kinds of mass movements. Apart from that fine foliated crystalline schists, just like mica schists, phyllonites or chloritic schists tend to develop unstable slopes. Also the degree of fracturing by joints and faults plays an important role. Many rocks (especially phyllonites) in the mapped area are ragged along their parting planes, so that they now appear as loose rocks. Slope failures in moraines are not very common, however they can bring huge amounts of debris if they become unstable.

Apart from the geological attributes parameters like precipitation, morphology and exposition of slopes, elevation and even vegetation are very significant for the development of slope failures and mass movements. In addition also man-made alterations of slopes (changing the geometry, hydrology, vegetation, etc.) might result in slope failures.

The last part of this article deals with the detailed mapping of a huge mass movement (Sackungsmasse Steineckental), where various kinds of movements can be observed. Apart from that, great importance has been attached to the incompetent rocks of this area (phyllonites) and the formations of the Periadriatic Fault.

## 1. AUFGABENSTELLUNG

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines Gewässerbetreuungskonzeptes für die Lesachtaler Gail. Ein Teil dieses Konzeptes bestand aus bachökologischen und vegetationskundlichen Studien, die größtenteils vom Landschaftsplanungsbüro Revital in Lienz durchgeführt wurden. Unserer Arbeitsgruppe fiel es zu, geologisch-geotechnische Aufnahmen durchzuführen.

Als Lesachtal bezeichnet man den Oberlauf der Gail zwischen ihrem Ursprung am Kartitscher Sattel (1525m) in Osttirol und der Gemeinde Kötschach-Mauthen (698m) in Oberkärnten.

Da es dort in den letzten 170 Jahren zu rund 25 katastrophalen Hochwässern gekommen ist, erschien es sinnvoll, die Auswirkungen von Starkniederschlägen und den daraus resultierenden Hochwässern auf die Hangstabilität zu untersuchen. Ziel dieser Untersuchungen war es, Geschiebeherde zu lokalisieren, die im Zuge von Elementarereignissen (Starkniederschläge) eine Bedrohung für forstwirtschaftlich genutzte Flächen, Wege und schließlich für die Gail selbst darstellen, um eventuell wasserbauliche Maßnahmen, die ein Abrutschen größerer Hangbereiche und Vermurungen verhindern sollen, setzen zu können. Im Zuge dieser Arbeit wurden alle rezenten und „fossilen“ Hangbewegungsbereiche und Erosionsformen kartiert. Die Tendenz der Hänge, bei elementaren Niederschlägen instabil zu werden, wurde aufgrund geologischer und morphologischer Parameter, weiters aufgrund der Häufigkeit und der Ausbildung von Massenbewegungen und Erosionsformen subjektiv abgeschätzt und in Form von Gefahrenpotentialskarten dargestellt.

Als Grenze des zu kartierenden Bereiches wurde die Terrassenkante herangezogen, da angenommen wurde, daß etwa  $\frac{3}{4}$  aller relevanten Hangbewegungen und Anbrüche unterhalb dieser markanten Geländekante erfolgen. Zwar findet in diesem Bereich eine Vielzahl von Hangbewegungen statt, doch nur wenige Zonen weisen ein erhöhtes Gefährdungspotential auf. Der bei weitem größte

Geschiebeeintrag in die Gail erfolgt nämlich aus den Nebenbächen, die unterhalb der Gipfel der Karnischen Alpen und Lienzer Dolomiten entspringen und im Katastrophenfall große Mengen an Schutt (v.a. Karbonate) mitführen können. Die Bäche südlich der Gail schneiden zusätzlich die Periadriatische Naht, die große Mengen an Feinsediment bereitstellt und damit einen beträchtlichen Murenherd darstellt.

Diesem Aspekt wird in der vorliegenden Arbeit auch durch eine Detailkartierung (Sackungsmasse Steineckenalm) Rechnung getragen.

## **2. GEOMORPHOLOGIE**

Geomorphologisch läßt sich das Lesachtal in 3 Abschnitte gliedern:

- Tiroler Lesachtal (Kartitscher Sattel - Maria Luggau)
- Schluchtstrecke (Maria Luggau - Liesing)
- Unteres Lesachtal (Liesing - Kötschach-Mauthen)

### **2.1. Tiroler Lesachtal (Kartitscher Sattel bis Maria Luggau)**

Die Gail, die am Kartitscher Sattel in einer Höhe von 1525 m entspringt, fließt zunächst mit nur geringem Gefälle und Schlingenbildung ostwärts. Als schwaches Gerinne und kaum eingesenkt fließt sie unauffällig durch Wiesen und sumpfige Gebiete.

Gekennzeichnet ist das Gebiet durch die Tätigkeit der Seitenbäche, die sich in der Ausbildung von Schwemmfächern äußern. Diese Schwemmfächer, besonders hervorzuheben ist jener von Obertilliach, drängen, aus den Lienzer Dolomiten kommend, die Gail an den Südrand der Talung, sodaß sie direkt entlang der Periadriatischen Naht verläuft. Bei Untertilliach rücken Schwemmfächer von Süden her gegen das Gailtal vor und versetzen den Fluß nach Norden, sodaß er ab hier im Gailtalkristallin verläuft.

Erst ab Maria Luggau beginnt sich die Gail in die glazialen Sedimente einzusägen und trennt somit die Talsohle in breite Terrassenflächen. Hier kommt es deshalb nicht zur Ausbildung von Schwemmfächern, da das Wildwasser der Gail in seiner bis zu 100 m tiefen Schlucht jedes zugeführte Material sofort mitreißt. Die zahlreichen Seitentäler münden überwiegend in der Höhe des alten Talbodens.

Ein Großteil der Talflanken der Gail sowie sämtliche Verebnungsflächen der Ansiedlungen südlich und nördlich der Gail bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial.

## **2.2. Schluchtstrecke (Maria Luggau bis Birnbaum)**

Etwas weiter östlich der Ortschaft Maria Luggau verläuft die Gail in einem Kerbtal, eingeschnitten im Gailtalkristallin, etwa 100 m unter dem alten Talboden. Die Eintiefung erfolgte bevorzugt entlang des Störungsverlaufes, da Lösungs- und Ausspülvorgängen an solchen Diskontinuitätsflächen der geringste Widerstand entgegengesetzt werden kann.

Die Ufer werden über weite Strecken von anstehendem Gailtalkristallin eingenommen. Das Flußbett selbst liegt, abgesehen von einer dünnen, lückenhaften Decke junger Schotter, ebenfalls in mehr oder weniger kompaktem Fels. Erst ab Liesing wird das Kristallin vollständig von Schotterkörpern überlagert. In diesem Raum befinden sich auch die ersten größeren Akkumulationen dieser jungen Schotter in Form bewachsener Alluvialterrassen.

Zur Glazialzeit mündeten die Seitenbäche auf der Höhe des alten Talbodens und wurden durch die Eintiefung der Gail gezwungen, tief eingeschnittene Mündungsschluchten auszubilden. An deren Flanken sind oftmals Kriechbewegungen zu beobachten. Aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit in der Schluchtstrecke können die Seitenbäche hier keine Schwemmfächer ausbilden.

### 2.3. Unteres Lesachtal (Birnbaum bis Kötschach-Mauthen)

In diesem Abschnitt wird die Talsohle durch ein breites, im wesentlichen nackt daliegenes Schotterfeld gebildet, in welchem ein unregelmäßiges Geflecht vieler seichter, sich auf- und abwärts verzweigender Rinnen eine Feingliederung hervorruft. Bei Niederwasser sind weite Teile trocken, bei Hochwasser kann das ganze Schotterfeld überströmt sein. Die Gail fließt demnach im unteren Lesachtal in einem Sohllental, dessen Ufer von Podlanig an fast durchgehend von Hochwasserterrassen aus jungen Schottern eingenommen werden. Auch das Flußbett besteht aus einer mächtigen Schicht alluvialer Schotter.

Die Hangneigung in diesem Abschnitt ist generell etwas geringer als in der Schluchtstrecke (25 - 40°). Die Korngröße innerhalb der Schotterterrassen variiert zwischen wenigen Zentimetern und 0,5 m im Durchmesser, wobei normalerweise am Rand einer Schotterbank kleinere Komponenten zu finden sind als im Zentrum. Am Rand der alten, bewachsenen Schotterterrassen finden sich meist auch jüngere, unbewachsene Geschiebeanlandungen, die bei Hochwasser jederzeit mobilisiert werden können. Die getroffenen Aussagen haben für alle Schotterterrassen zwischen Liesing und St. Jakob Gültigkeit.

Bei den Einmündungen der geschiebereichen Seitenbäche treten die Kristallingerölle gegenüber den Karbonat- und Sandstein-komponenten aus den Karnischen Alpen und den Lienzer Dolomiten stark zurück und machen im unteren Lesachtal nur mehr etwa 20 % der Gesamtmasse aus, während sie in der Schluchtstrecke mit etwa 80 % der Komponenten vertreten sind.

Ab St. Jakob können stellenweise drei Generationen von Schotterterrassen unterschieden werden:

- Sehr junge, unbewachsenen Schotteranlandungen
- Hochwasserterrassen aus den Jahren 1966/67 mit einem jungen Grauerlenbestand

- Alte Flußterrassen mit einem alten Baumbestand (z.T. Koniferen)

Die großen Schotterflächen ab St. Jakob erreichen lokal eine Mächtigkeit von über 1 m. Auffallend ist der hohe Gehalt an Feinstoffen in den jungen Anlandungen. Diese Flächen stellen, wie auch die kleineren Schotterbänke im mittleren Lesachtal, einen Geschiebespeicher dar, der im Katastrophenfall mobilisiert werden kann. Auch die bewaldeten Schotterflächen können bei Katastrophenhochwässern Lieferanten für Geschiebe und Pflanzenmaterial sein.

### **3. AUSWIRKUNGEN POSTGLAZIALER VORGÄNGE AUF DIE GESCHIEBEHERDBILDUNG**

Die klimatische Schneegrenze der letzten Hocheiszeit (Würm) lag bei 1500 m und kann am Nordabfall der Karnischen Alpen bis auf 1300 m absinken. Das Lesachtal liegt somit im Nährgebiet des damaligen Gailgletschers, der seine Eismassen aus einem Teil des Pustertalgletschers und des Villgratergletschers (Zentralalpen) bezieht. Der Zusammenfluß dieser beiden Eismassen erfolgte im Stauraum von Sillian, von wo sich der Gailgletscher über den Kartitscher Sattel in das Lesachtal schob (WASSERKRAFTKATASTER 1951).

Aus den Gräben der Lienzer Dolomiten, aber noch mehr aus den Seitentälern der Karnischen Alpen wurden dem Eisstom im Lesachtal große Eismengen zugeführt. Nach dem Eisrückzug zerschnitt die Gail den aus Moränen, Terrassenschottern und -sanden und kleineren Staukörpern (z.B. S St. Jakob) aufgebauten Trogtalboden.

Ein Ergebnis der Eiszeit war die Formung des alten Talbodens aus Moränen und fluviatilen Sanden und Kiesen. Nach dem Abschmelzen des Eises fielen enorme Mengen an Wasser an, das in den zum Großteil vegetationslosen Talboden rasch einschneiden konnte. Durch

die Eintiefung im Kristallin kam es infolge der Druckentlastung zu Spannungsumlagerungen im Gestein, die sich im Aufreißen hangparalleler Klüfte äußerten. Dieses Kluftsystem weist nahe unter der Hangoberfläche verhältnismäßig enge Kluftabstände auf, wird bergwärts weitständiger und klingt in mehreren Metern bis einigen Zehnern von Metern Tiefe schließlich aus. Es macht die Biegung des Tales in dessen Längsrichtung mit (H. LOUIS und K. FISCHER 1979).

Das W-E streichende Hauptkluftsystem ist einerseits das Ergebnis der ebenfalls in dieser Richtung verlaufenden Periadriatischen Naht, andererseits die Folge der postglazialen Eintiefung der Gail. Die durch diese Vorgänge entstandene extreme Auflockerung des Gesteinsverbandes führt natürlich zu einer Erhöhung der Anbruchsneigung und ließ im Zuge der Verwitterung auch eine mehr oder weniger mächtige Hangschuttdecke entstehen, die ebenfalls oftmals von Anbrüchen betroffen ist.

Durch die allgemeine Erwärmung des Klimas trat die physikalische Verwitterung gegenüber der chemischen in den Hintergrund. Dies begünstigte die Bildung von Tonmineralen, die oft als Kluftfüllung im Kristallin dessen Verbandsfestigkeit herabsetzen oder als Bestandteil der Verwitterungsdecke den Aufbau kritischer Porenwasserdrücke ermöglichen.

Darüberhinaus hatte das Abschmelzen des Eises auch zahlreiche Bergstürze in den Bergen zur Folge. Die entstandenen Schutthalden und die teilweise noch immer instabilen Bergflanken stellen im Katastrophenfall über die Seitenbäche ein beträchtliches Gefährdungspotential für die Gail dar.

#### **4. Geologischer Rahmen und Tektonik**

Der kartierte Bereich hat Anteil an 4 geologischen Groseinheiten:

- Permomesozoikum des Drauzuges (Lienzer Dolomiten - Gailtaler Alpen)

- Paläozoikum der Karnischen Alpen

#### **4.1. Auswirkungen der geologischen Voraussetzungen auf die Anbruchsneigung und Geschiebeherdbildung**

Für die Beurteilung von Hangstabilität und Anbruchsneigung ist die Kenntnis geologischer Parameter, wie Lithologie, Trennflächengefüge und Verwitterungsgrad, von eminenter Bedeutung. Es hat sich gezeigt, daß durch die Ausbildung der Fest- und Lockergesteine die Form und der Vorgang der Anbruchsbildung bei gegebenem Niederschlag schon weitgehend festgelegt sind (M. MOSER 1973).

##### 4.1.1. Festgesteine

Eine erhöhte Neigung zur Anbruchsbildung zeigen normalerweise anisotrope, das heißt schiefrige, manchmal sogar blättrige oder schuppig ausgebildete Gesteine. Im Lesachtal sind das vor allem Glimmerschiefer bzw. Phyllonite, schiefrige Paragneise, Chloritschiefer und Graphitschiefer im Gailtalkristallin bzw. Ton- und Siltschiefer der Karnischen Alpen. Die lagenweise Anordnung der Glimmer- und Chloritblättchen ist für eine Entfestigung und damit eine höhere Teilbeweglichkeit entlang der Schieferungsflächen verantwortlich. In den besonders hochteilbeweglichen Phylloniten kann es daher sogar zur Ausbildung von Rotationsrutschungen, eine sonst eher für Lockergesteine typische Anbruchsform, kommen.

Naturgemäß spielt auch das Trennflächengefüge eine wichtige Rolle bei der Anbruchsbildung in Festgesteinen. Engständige Kluftscharen bewirken eine Entfestigung des Gebirgsverbandes und erhöhen somit die Anbruchsneigung. Auch in relativ homogenen Gesteinen können Kluftfüllungen (z.B. Tone, Mylonite, Graphitschiefer) oder Wasser den Scherwiderstand in den Klüften absenken und Anbrüche auslösen. Auch die Lage der Trennflächen ist bei der Beurteilung der Hangstabilität zu beachten. Naturgemäß sind hangauswärts fallende

Trennflächen als besonders gefährlich hinsichtlich der Stabilität des Gebirgsverbandes zu betrachten.

Anbrüche in Festgesteinen treten zwar nicht so häufig auf wie in Lockergesteinen, jedoch übertreffen sie diese in ihrer Größe und Ausdehnung meist um ein Vielfaches. Zu den Festgesteinsanbrüchen gehört auch der wahrscheinlich größte Geschiebelieferant für das Lesachtal, der Eggenanbruch im Einzugsgebiet des Eggenbaches. Die in Quarzglimmerschiefern und Paragneisen eingelagerten Graphitschiefer dienen dort als Gleitfläche und legen den Schluß nahe, daß dieser Anbruch kaum jemals zur Ruhe kommen wird. Massige Gesteine, wie Quarzite, Amphibolite und Augengneise neigen am ehesten zu Blockgleitungen entlang der Verschnittlinien von Trennflächen.

#### 4.1.2. Lockergesteine

Lockergesteine sind bei Elementarereignissen für zahlreiche, sehr oft aber nur kleinräumige Massenbewegungen verantwortlich. Häufig können aber auch kleinere Massenbewegungen bei murenförmigem Abtransport, vornehmlich in steilem Gelände ( $> 30^\circ$ ), zu erheblichen Schäden führen.

Besonders Verwitterungs- und Hangschuttdecken von kristallinen Schiefen, wie sie im Lesachtal vorkommen, sind anbruchsgefährdet. Es sind dies im wesentlichen schwach bindige Mischböden mit geringem Tonanteil und zum Teil erheblichen Durchlässigkeiten. Die Mächtigkeit und der Feinkornanteil sind im Bereich der Periadriatischen Naht besonders hoch. In dieser Zone können sich Kriechhänge ausbilden, in denen sich meist nur sehr kleinräumige, wenig tiefgreifende Muschel- bzw. Blattanbrüche bilden. Insbesondere Hangschuttdecken mit einem hohen Schluffanteil, wie im Bereich der Periadriatischen Naht, sind von Hangbewegungen betroffen. Die Verwitterungsschuttdecken sind in der eigentlichen Schluchtstrecke (Wiesen - Klebas) aufgrund der extremen Steilheit

(> 40°) der Hänge nur sehr geringmächtig ausgebildet (< 2m), sodaß kaum größere Anbrüche und Hangbewegungen beobachtet werden konnten. Generell kann gesagt werden, daß feinkörnige oder inhomogen aufgebaute Sedimente (z.B. Staukörper) eher zu Anbrüchen neigen als mittel- oder grobkörnige oder homogen aufgebaute (z.B. Terrassen), wobei auch diese Sedimente bei ausreichend steiler Hangneigung in Bewegung geraten können.

Moränen bilden im allgemeinen sehr steile Böschungen, jedoch können durch Übersteilung, sei es natürlich durch die Erosion des Hangfußes durch Fließgewässer (z.B. Podlanig- oder Gossenbach), Verlust der Vegetationsdecke oder durch den Forststraßenbau, sehr wohl Anbrüche entstehen.

#### 4.1.3. Störungslinien

Die im Zuge dieser Arbeit durchgeführte Kartierung erbrachte interessante Aufschlüsse der Periadriatischen Naht im Graben des Archerlabaches sowie in seinen Neben- und Seitengräben. Vor allem die Bereiche extremer Kataklyse sind Ausgangspunkt zahlreicher Massenbewegungen. Aufgrund der lockergesteinsähnlichen Ausbildung der Gröden-Formation und des Kataklysites sind diese Gesteine besonders erosionsanfällig. Die fortschreitende Unterschneidung durch die Bäche bedingt übersteilte Uferböschungen, deren Fuß permanenter Erosion unterliegt, sodaß eine Stabilisierung nicht zu erwarten ist. Es kommt somit zur Ausbildung tiefgreifender Anbrüche, die mitunter auch die Entwurzelung großer Bäume verursachen können, was wiederum eine Verkläuserung der Gerinne zur Folge haben kann.

In den erwähnten Gesteinen und in der ebenfalls leicht erodierbaren Meerbach-Formation (basales Schichtglied der Karnischen Alpen) bilden sich tiefeingeschnittene Gräben, deren übersteilte Uferböschungen Ausgangspunkt zahlreicher Anbrüche und Hangbewegungen sind. Diese Tatsache und die enormen Mengen an

Schluff und Ton, die die Periadriatische Naht bereitzustellen vermag, lassen die gesamte Störungszone als potentiellen Murenherd erscheinen.

#### 4.1.4. Geologie und Massenbewegungen im Lesachtal

##### *Permomesozoikum des Drauzugs:*

Durch die Lagerung von harten, spröden Karbonaten über weichen, duktilen Werfener Schichten kommt es in diesem Bereich zu mehr oder weniger starken Auflockerungen der hangenden Karbonate. Dies führt immer wieder zu kleineren und größeren Massenbewegungen (z.B. Reiskofel), die laufend frischen Schutt in die Nebenbäche der Gail nachliefern.

##### *Gailtalkristallin:*

In dieser Zone sind besonders die Phyllonite Ursache und Ausgangspunkt zahlreicher Hangbewegungen. Phyllonite sind dünnblättrige, phyllitähnliche Gesteine aus einer Wechsellagerung von feinschuppigen Chlorit-Serizit-Lagen und Quarzlagen. Sie sind durch Diaphthorese aus Glimmerschiefern hervorgegangen und wurden entlang ihrer Schieferungsflächen stark durchbewegt bzw. zerschert.

Stark entfestigte Glimmerschiefer können ebenfalls Instabilitäten hervorrufen. Bei den anderen Gesteinen dieser Einheit sind vor allem ein hoher Durchtrennungsgrad bei entsprechend engständiger Klüftung und/oder eine im Bezug auf die Hanggeometrie ungünstige Lage der Trennflächen hauptverantwortlich für das Entstehen von Instabilitäten.

##### *Karnische Alpen:*

Der Westabschnitt der Karnischen Alpen zwischen Sillian und der großen N-E gerichteten Bortaglia-Linie (SW Birnbaum), eine jungvariszische, alpidisch reaktivierte Störung, besteht aus altpaläozoischen Schiefen und Bänderkalken der metamorphen

unteren Deckengruppe, besonders der Mooskofeldecke und, entlang des Kontaktes zum Kristallin, der Luggauer Decke.

Über diesem gefalteten altpaläozoischen Unterbau liegen mächtige devonische Riffkalke, die z.B. die Gipfel von Hochweißstein und Porze bilden. Tektonisch zeigt dieser Gebirgsabschnitt einen komplizierten Schuppenbau. Hingegen herrscht östlich der Bordaglia-Störung ein großräumiger variszischer Deckenbau vor, über den die Hochwipfelschichten (Tonschiefer, Silite, Geröllschiefer, Sandsteine) und in weiterer Folge die Auernigschichten (Wechsel von dunklen Kalken und konglomeratischen, sandigen bis tonschiefrigen Lagen) transgredieren.

An die folgende kalkige Entwicklung schließt wiederum eine klastische Sedimentation (Tarviser Brekzie, Grödener Sandstein) an. All diese jungpaläozoischen Schichtglieder sind alpidisch steil gestellt, teilweise sogar überkippt, und zeigen Ansätze eines Deckenbaues.

#### 4.1.5. Periadriatische Naht

Die Periadriatische Naht (Nordrand-Störung) begrenzt als Teil der alpino-dinarischen Grenze die Karnischen Alpen gegen das im Norden vorgelagerte Gailtalkristallin. Man geht davon aus, daß entlang dieses Lineamentes die Nordalpen etwa 150 km nach Westen verschoben wurden. Dabei handelt es sich um eine Großstörung, die bis in die Gegenwart aktiv geblieben ist. Als Beweis dafür seien neben der hohen Seismizität des Gebietes die Verstellungen (bis 30°) der interglazialen Sedimente bei Birnbaum und Feistritz/Gail angeführt.

Die Störungsfläche steht im Lesachtal saiger bzw. fällt steil nach S ein (R. OBERHAUSER, 1980). Sie streicht mit etwa 105° (W-E) und ist meist von glazialen Lockermassen überdeckt. Lediglich in den Gräben, etwa 1 km südlich der Gail, ist sie teilweise aufgeschlossen

und tritt dort in einer zum Teil mehrere Zehnermeter mächtigen Mylonitzone auf (M. MOSER, 1988), in die mylonitisierter Tonalit und andere härtere Gesteine, unter anderen Permoskythsandsteine (Grödener Schichten) des Drauzuges (A. ZANFERRARI, 1976), eingeschuppt sind.

Im oberen Lesachtal (Raum Obertilliach) ist die Periadriatische Naht in Form einer etwa 500 m breiten, nach E hin schmaler werdenden Störungszone aufgeschlossen. Da neben dem erwähnten Tonalit in dieser Zone vor allem mylonitisierte Gesteine auftreten, sind die Hänge in diesem Bereich als besonders labil und rutschanfällig zu betrachten. Diese Mylonite werden vielerorts auch als Kataklasite bezeichnet.

F. NEMES und F. NEUBAUER (1992) führten für die entsprechenden Gesteine dieses Gebietes den Begriff „Fault gouge“ ein, der wohl die vorliegenden Verhältnisse am besten widerspiegelt, da eine Rekristallisation auch im Dünnschliff nicht eindeutig beobachtet werden kann. Bei diesem Gestein handelt es sich um schwarze Tonschiefer mit zum Teil quarzitischem Anteil. Lithologisch kann es kaum vom basalen Schichtglied der Karnischen Alpen, der Meerbach-Formation, unterschieden werden, sodaß eine Abgrenzung nur aufgrund der textuellen Ausbildung vorgenommen wurde. Fault Gouges liegen innerhalb eines weitgehend kohäsionslosen Kluftkörperverbandes (Kluftkörper von max. 5 cm Länge), sodaß von lockergesteinsähnlichen Eigenschaften ausgegangen werden kann, während hingegen die Meerbach-Formation trotz ihrer engständigen Schieferung den Charakter eines Festgesteines aufweist. Die Grenzen zwischen den beiden Formationen verlaufen fließend. Die intensive Verwitterung, die entlang der offenen Schieferungs- und Klufflächen gut angreifen kann, überzieht das Gestein häufig mit einer weißen Verwitterungsschicht.

In der Störungszone tritt auch die eingeschuppte Gröden-Formation auf. Dabei handelt es sich um rote Schluffe und Tone, die das Ausgangsgestein, Sandsteine und Konglomerate, in Form von

Kieskomponenten beinhalten. In diese Gesteinsserien intrudierte in alpidischer Zeit ein Tonalitkörper, der ebenfalls intensiven Katalaseprozessen unterworfen wurde, sodaß er nur selten in massiger Ausbildung vorzufinden ist.

#### 4.2. Bilanz der Gefügemessungen und deren Bezug zur Tektonik

Um ein möglichst vollständiges Bild über die Tektonik des Gailtalkristallins zu bekommen und daraus eventuell anbruchgefährdete Bereiche abzuleiten, wurde versucht, in jedem Aufschluß mit anstehendem Gestein die Lage der Trennflächen zu erfassen. Insgesamt wurden über 1000 Messungen vorgenommen.

Die Schieferungsflächen zeigen größtenteils ein steiles Einfallen nach N oder S, streichen somit W-E. Abweichungen von dieser Streichrichtung treten nur im Bereich der Sackungsmasse Steineckenalm auf und sind auf hangtektonische Prozesse zurückzuführen. Der Fallwinkel beträgt in den meisten Fällen zwischen 75° und 85°, manchmal stehen die Schichten sogar saiger. Entlang von Störungen können sie wesentlich flacher einfallen, die Fallrichtung wird aber größtenteils beibehalten.

Trotz der starken tektonischen Beanspruchung des Gailtalkristallins, die Klüfte in alle Richtungen zur Folge hat, läßt die vorliegende Kluftröse doch 3 Hauptkluftrichtungen erkennen. Deutlich ist ablesbar, daß der überwiegende Anteil der Klufflächen mehr oder weniger SSW-NNE (**K1**) streicht, wobei die Werte von dieser Richtung bis etwa 20° abweichen können. Ein weiteres Klufsystem streicht E-W bzw. ENE-WSW (**K2**) und folgt somit der Periadriatischen Naht. Die 3. Hauptkluftrichtung verläuft NW-SE (**K3**), was den Querstörungen der Periadriatischen Naht entspricht.

Es ist somit sehr wahrscheinlich, daß die Bewegungen entlang der Periadratischen Naht zur Bildung der Hauptkluftrichtungen im Gailtalkristallin führten. Schon A. TOLLMANN (1985) beschrieb die

Klufrichtungen K1 und K2 als gekreuztes Diagonalscherflächensystem der Karnischen Alpen und führt ihre Entstehung auf Lateralbewegungen entlang der Periadriatischen Naht, verbunden mit einer Einengungstektonik normal dazu, zurück.

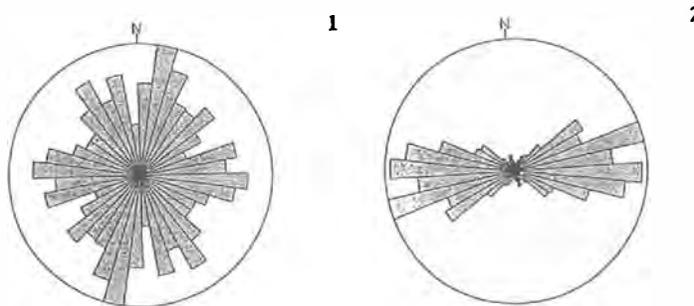


Abb. 1: Streichen von Klüften (1) und Schieferungsflächen (2) im Lesachtal

Betrachtet man das Kluftsystem K1 und K2, so drängt sich ein Vergleich mit dem einschneidigen Scherversuch nach Riedel auf. Bei diesem Versuch wird neben einer Scherspannung ( $\tau$ ) auch eine Normalspannung ( $\sigma$ ) angelegt, sodaß die Richtung der größten Hauptnormalspannung ( $\sigma_1$ ) etwa  $45^\circ$  gegen die Scherrichtung geneigt ist. Die als erste entstehenden Brüche werden Riedel-Brüche (R) genannt. Diese Riedel-Brüche sind leicht gegen die Scherrichtung geneigt und entsprechen in der Natur dem Kluftsystem K2, welches mehr oder weniger mit dem Streichen der Periadriatischen Naht zusammenfällt.

Das Kluftsystem K1 entspricht den konjugierten Coulomb'schen Bruchflächen (C), der zweiten beim Scherversuch entstehenden Trennflächenschar. Die Eintiefung der Seitentäler des Lesachtals erfolgte weitgehend entlang dieser Hauptklufrichtung. Darin ist auch der Grund für das überrepräsentierte Auftreten von K1 zu suchen, da durch Entspannungs- und Entlastungsvorgänge im Zuge der Eintiefung weitere Klüfte in dieser Richtung entstehen konnten.

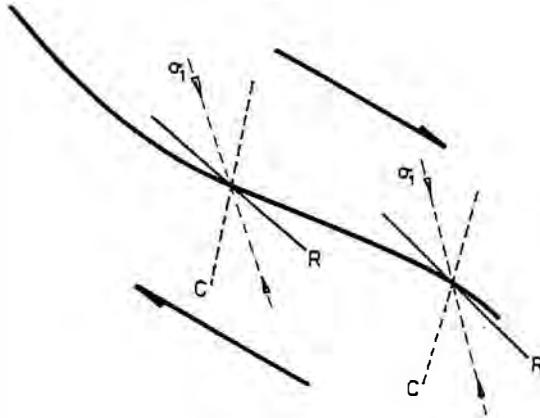


Abb. 2: Konjugierte Coulombsche Bruchflächen in Scherzonen, in denen das Mohr-Coulomb'sche Bruchkriterium erreicht ist; R.....Riedel-Brüche, C.....konjugierte Coulomb'sche Bruchflächen

Gemäß dem Mohr-Coulomb'schen Bruchkriterium ergibt  $90^\circ - \alpha$  den Reibungswinkel des Gesteins ( $\varphi$ ) zur Zeit der Kluftbildung, wobei  $\alpha$  der Winkel zwischen R und C ist. Nimmt man nun den Fallwinkel von K1 mit  $250^\circ$  und den von K2 mit  $190^\circ$ , die Werte sind als Mittelwert aller Messungen zu betrachten, so ergibt sich ein Reibungswinkel von  $30^\circ$ . Ein Finite Differenzen Modell, erbrachte einen Reibungswinkel von etwa  $20^\circ$  für Sackungsmassen in den Karnischen Alpen. Daher erscheint ein Reibungswinkel von  $30^\circ$ , der sich auf das gesamte Gebirge zur Zeit der Kluftbildung bezieht, ein durchaus plausibler Wert zu sein.

Die Hauptkluftrichtung K3 entspricht dem 2. Ast des Diagonalscherflächensystems. Großstörungen wie die Gartnerkofel-Störung und die Tröpolachlinie in den Karnischen Alpen bei Hermagor folgen dieser Richtung.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die Bewegungen entlang der Periadriatischen Naht für die Entstehung der beschriebenen Kluftsysteme verantwortlich waren. Die größte Hauptnormalspannung ( $\sigma_1$ ) wirkt somit horizontal in der Störung,

während die kleinste Hauptnormalspannung ( $\sigma_3$ ) vertikal verläuft. Gemäß der Anderson'schen Bruchklassifizierung handelt es sich bei dieser großtektonischen Situation um eine Aufschiebung

## 5. HANGINSTABILITÄTEN UND MASSENBEWEGUNGEN

### 5.1 Analyse von Hanginstabilitätsfaktoren

Als hauptauslösende Faktoren für Rutschungen kommen neben der hangabwärts gerichteten Schwerkraftkomponente und dem Eigengewicht Strukturänderungen und Spannungsumlagerungen infolge Entspannung bzw. Entlastung in Frage, wobei diese Spannungsumlagerungen z.B. in Festgesteinen zur Entfestigung und zur Neubildung von Klüften und weiters bis zum Rutsch führen können (G. BUNZA et al., 1982). Fels reagiert auf Entlastungen weit empfindlicher als auf Belastungen.

Entlastungen werden durch Abtragungsvorgänge hervorgerufen:

- durch fluviale Talerosion (Böschungsschneidung am Prallhang eines Fließgewässers),
- durch nacheiszeitlichen Gletscherrückzug (Rutschungen im Lesachtal bei Kals/Osttirol, G. BUNZA et al., 1982),
- Abtrag überlagernder Gesteinsmassen (z.B. Steinbrüche, Straßen- und Wegebau)

Während Entlastungsvorgänge nur zu einer einmaligen Spannungsänderung führen, bewirken Temperaturschwankungen im Tages- und Jahresrhythmus einen häufigen Spannungswechsel, der sich besonders an der Oberfläche von Gesteinen durch Ausdehnung und Erzeugung von neuen Klüften und der damit verbundenen Stabilitätsabnahme bemerkbar macht (G. BUNZA et al., 1982).

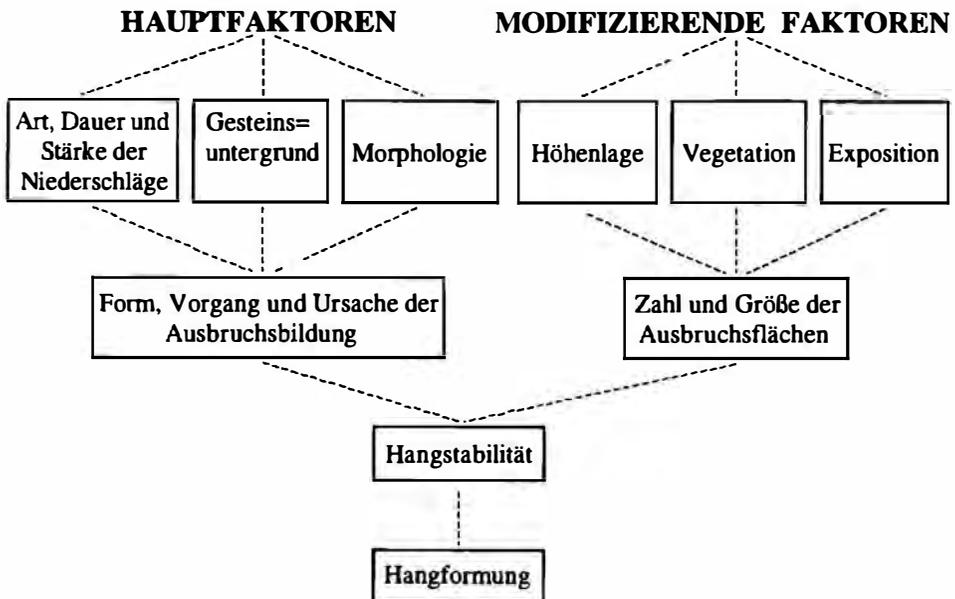
Auch Erdbeben können zur Entfestigung des Materials führen und Anbrüche auslösen. Sie sind gerade im Gailtal, in dem ja die große

Störungszone der Periadriatischen Naht verläuft, ein nicht zu unterschätzender Faktor.

Neben Entlastungen und Entspannungen stellen wohl die Wirkungen des Wassers in Form von Kluft- oder Porenwasserdruck, als Zusatzlast im Hang oder als Schneeauflast, die wichtigsten Auslösefaktoren für Rutschungen dar, wobei die Größe dieser Faktoren vorwiegend durch Niederschläge und Schneeschmelze bestimmt wird. Auch die chemische Verwitterung schafft im Zuge der Bildung von Tonmineralien neue Gleithorizonte (v.a. in Klüften und Störungen) und trägt somit zur Anbruchsbildung bei.

All die erwähnten Faktoren bewirken eine Zunahme der Scherkräfte bei unveränderter Scherfestigkeit und können Anbrüche auslösen.

Tab. I: Faktoren der Anbruchsgefährdung (M. MOSER 1973)



### 5.1.1. Niederschlagscharakteristik

Art, Dauer und Intensität der Niederschläge beeinflussen die Anbruchsbildung. Starkregen hoher Intensität (50-100 mm/h) können ebenso Anbrüche (v.a. Murenabgänge) verursachen wie langandauernde Landregen. Generell kann allerdings festgehalten werden, daß kurze, aber intensive Niederschlagsereignisse bei relativ geringem Wasserabfuhrvermögen der Böden, wie z. B. in den Verwitterungs- und Hangschuttdecken des Lesachtals, auf die Hänge destabilisierender wirken als langandauernde Landregen. So betrug die verheerenden Niederschläge in den Jahren 1965 und 1966, in deren Folge es zu katastrophalen Vermurungen im gesamten Lesachtal kam, fast  $\frac{1}{4}$  des gesamten Jahresniederschlags. Eine Gefährdung der Hangstabilität kann auch von einer raschen Schneeschmelze, die eventuell noch durch starke Niederschläge in ihrer Wirkung intensiviert wird, ausgehen (z.B. Niederschlagsereignisse 1965, 1966, 1975; M. MOSER, 1973).

Die Periodizität von Starkniederschlägen im Lesachtal spiegelt sich auch in der Abflußkurve für die Gail wider. Das Maximum im April ist in erster Linie auf die Schneeschmelze zurückzuführen, deren destabilisierende Wirkung vor allem auf die südseitig gelegenen Hänge im Katastrophenfall durch Niederschläge verstärkt werden kann. Weitere Maxima treten im Sommer (Wolkenbrüche und Gewitter) und im Herbst auf. Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß bei gleichen geologischen Parametern das periodisch wiederkehrende Auftreten von Starkniederschlägen den wichtigsten Einflußfaktor für die Hangstabilität darstellt.

**Niedrigwasser (NQ), Mittelwasser (MQ) und Hochwasser (HQ) im Lesachtal (1981-90)  
Pegel Maria Luggau**

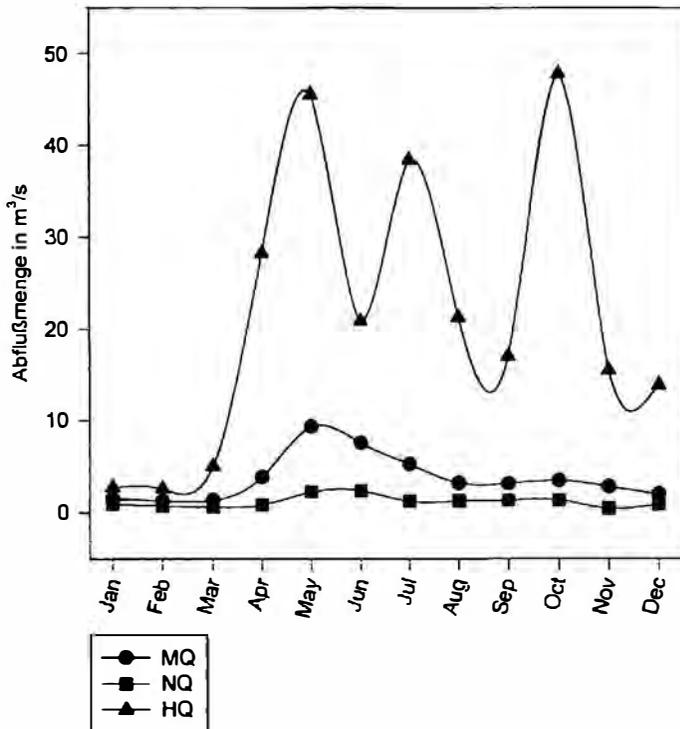


Abb. 3: Abflußganglinie der Gail (Angaben des Amtes für Wasserwirtschaft der Kärntner Landesregierung)

### 5.1.2. Höhenlage

In großen Höhen überwiegt die physikalische Verwitterung gegenüber der chemischen Verwitterung. Das bedeutet, daß in solchen Höhen kaum Schluff gebildet werden kann, der aber wegen seiner Empfindlichkeit gegenüber Wasser eine ausschlaggebende Rolle bei

der Anbruchsbildung spielt. So ist es nicht verwunderlich, daß sich ein großer Teil der Lockergesteinsanbrüche in der lehmig-sandigen Verwitterungs- und Hangschuttdecke mittlerer Höhenlagen (um 1000 m) ereignete, da diese sehr empfindlich auf Änderungen des Wassergehalts reagiert (M. MOSER, 1973).

### 5.1.3. Morphologie

Der überwiegende Teil der Anbrüche hat seinen Ausgangspunkt an den Terrassenkanten. Daneben spielen Hangmulden auch noch eine gewisse Rolle bei der Anbruchsbildung. Ungegliederte Hänge, aber auch Hangrücken erweisen sich als vergleichsweise stabil. M. MOSER (1973) erklärt diese Tatsache damit, daß das Wasser, das auf der Terrasse bzw. in flachen Hangpartien versickert, in der mit einer wesentlich geringer mächtigen Verwitterungs- und Sedimentschicht überdeckten Steilstufe keinen Platz mehr findet. Somit entstehen Wasseraustrittsstellen, die die Hänge destabilisieren und im Katastrophenfall zu sogenannten Hangexplosionen führen.

Ein Maximum der Anbruchsbildung wurde bei einer Hangneigung von 30° - 40° beobachtet. Hänge größerer Neigung sind stabiler, da sich infolge des erhöhten Oberflächenabflusses ein geringerer Porenwasserdruck aufbaut als bei mittleren Hangneigungen, wo zusätzlich auch die Verwitterungsschuttdecke etwas mächtiger ausgebildet ist. An den Einhängen der Gail weist diese eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1-2 m auf, kann aber im Bereich der Periadriatischen Naht wesentlich mächtiger ausgebildet sein (bis zu ca. 10 m). Zwei Drittel aller Hangbewegungen haben ihren Ausgangspunkt 10-150 m oberhalb der lokalen Erosionsbasis, d.h. dem jeweiligen Vorfluter. Der Grund dafür ist, daß oberhalb des angegebenen Bereiches die Böschungsentwicklung schon weiter fortgeschritten ist. Etwaige Massenverlagerungen fanden schon in früherer Zeit, d.h. knapp nach der letzten Eiszeit, statt, sodaß die Hangneigung heute etwas geringer ist als in den darunter liegenden Hangpartien.

#### 5.1.4. Exposition

M. MOSERS (1973) Aufnahmen zeigen, daß besonders nach S, SE und E exponierte Hänge am stärksten anbruchsgefährdet sind. Dies ist auf die intensivere chemische und physikalisch-mechanische Verwitterung in diesen Lagen, ausgelöst durch die höheren Niederschlagsmengen auf dieser Talseite, zurückzuführen. Unter anderem muß in den schwach bindigen Mischböden mit erheblicher Ribbildung und unterirdischer Erosion in den angeführten Expositionen gerechnet werden.

Im Frühjahr führt ein rascheres Abschmelzen der Schneedecke ebenfalls zu einer erhöhten Anbruchsneigung dieser Hanglagen. Dann kann nämlich Schmelzwasser aus höher- und sonnseitig gelegenen Hangteilen in den Boden eindringen und im unteren, schattseitig gelegenen Teil des Hanges, der ja oberflächlich noch gefroren ist, hohe Porenwasserdrücke aufbauen und Rutschungen, Hangexplosionen und sogar Muren auslösen (M. MOSER 1973).

In Festgesteinen führt die hohe Anzahl der Frost-Tau-Wechsel in diesen Hanglagen zu einer Auflockerung des Gebirgsverbandes und damit zu einer erhöhten Anbruchsneigung.

#### 5.1.5. Vegetation

Die Anzahl an kleinräumigen Anbruchsflächen ist auf Freilandböden wesentlich größer. Dagegen weisen die mit Wald bestandenen Lehnen häufig eine größere Gesamtanbruchsfläche auf. Hänge mit Wiesenvegetation sind in jeder Hangneigungsklasse anbruchsgefährdeter als waldbestandene Hänge (M. MOSER und H. SCHÖGER, 1989)

Diverse Autoren sehen in der Gleichartigkeit des Wurzelsystems von Monokulturen, wie etwa reine Fichtenforste, einen wesentlichen Faktor für eine erhöhte Rutschgefahr in Waldbereichen (G. BUNZA et al., 1982). Ein durchgehender Wurzelhorizont bildet eine

Diskontinuitätsfläche im Boden, entlang der es zu Translationsrutschungen kommen kann.

Generell kann gesagt werden, daß menschliche Eingriffe in Vegetation und Wasserhaushalt, wie z.B. die Aufgabe des Weide- und Mähbetriebes, die Überweidung oder der Kahlschlag ohne Aufforstung, immer ein erhöhtes Anbruchsrisko zur Folge haben (G. BUNZA et al., 1982).

### 5.1.5. Erdbeben

Die Lage des Lesachtals im unmittelbaren Einflußbereich der Periadriatischen Naht bedingt die erhöhte Seismizität in diesem Gebiet. So kam es in historischer Zeit immer wieder zu bedeutenden Erdbeben entlang dieser Großstörung, die mitunter auch katastrophale Ausmaße erreichten. Das wohl berühmteste Beben dieser Art ist wahrscheinlich das Beben von Villach im Jahre 1348, das neben der Zerstörung von Villach auch den katastrophalen Bergsturz an der Südflanke des Dobratsch verursachte.

Auch in diesem Jahrhundert sind spürbare Erdbeben im Gailtal keine Seltenheit. So war z.B. das katastrophale Erdbeben von Friaul im Jahre 1976 auch im Lesachtal noch mit einer Stärke von 7,5 nach Mercalli-Sieberg spürbar und verursachte in Kötschach-Mauthen schwere Gebäudeschäden. M.G. ANDERSON und K.S. RICHARDS (1987) geben an, daß an die 250 Massenbewegungen in den Südalpen durch dieses Erdbeben initiiert wurden. Vor allem die Hangschuttdecken waren von Bewegungen und Anbrüchen betroffen, es wurden aber auch alte Rutschmassen reaktiviert und Anbrüche in an sich festem Fels ausgelöst.

Somit liegt der Schluß nahe, daß gerade im Lesachtal das gehäufte Auftreten von Erdbeben einen weiteren Faktor für die Anbruchsneigung darstellt. Insbesondere spontane Bewegungen an übersteilten, instabilen Hängen können im Katastrophenfall auftreten.

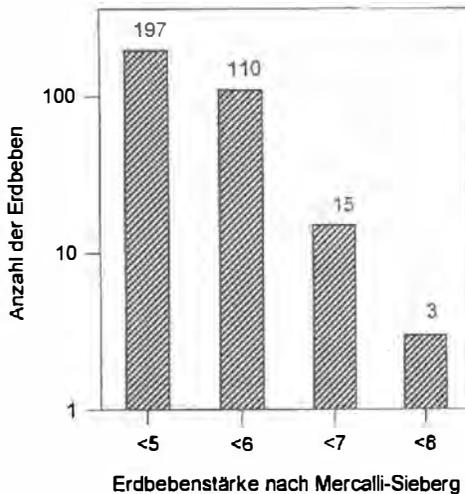


Abb. 4: Spürbare Erdbeben im Gailtal zwischen 1965 und 1985 (nach Angaben des Institutes für Geophysik der Universität Wien)

#### 5.1.6. Anthropogene Parameter

Durch die vermehrte forstwirtschaftliche Nutzung des alpinen Raumes und den wachsenden Bedarf an Siedlungsflächen steigt auch die Zahl an Straßen und Wegen in Hanglagen. Im Zuge dieser Wegebauten kommt es oftmals zur Anlage übersteilter Böschungen, die ohne Stabilisierungsmaßnahmen (Stützmauern, geschlossene Vegetationsdecke, Drainagen) als äußerst labil und anbruchsgefährdet zu betrachten sind. So reicht oft bereits eine geringe Zusatzlast, die in Form von Regen oder Schnee aufgebracht wird, aus, um die Böschung und eventuell auch darüber liegende Hangbereiche instabil werden zu lassen. Besonders Forstwege verhalten sich in Bezug auf die Böschungstabilität problematisch, da sie häufig über keine oder nur mangelhafte Böschungssicherungen verfügen. Aus diesem Grund sollte gerade in geologisch und morphologisch sensiblen Zonen auf ausreichende Sicherungsmaßnahmen geachtet werden. Auch zusätzliche Auflasten durch Uferschutzwerke, künstliche

Aufschüttungen oder schlechte Entwässerungsanlagen können unter Umständen instabile Hänge zur Folge haben.

Die nachstehende Tabelle faßt die wichtigsten bewegungsauslösenden Faktoren zusammen und nennt weitere anthropogene Ursachen für Hanginstabilitäten. Auch hier ist klar ersichtlich, daß die Wirkung des Wassers der bei weitem wichtigste Faktor ist.

Tab. 2: Beispiele für episodisch wirkende, bewegungsauslösende Faktoren (REUTER/KLENGEL/PASEK 1980)

| Faktor   | Ursache  |  | Wirkung   |
|--|--|--|---|
|  | natürlich  | anthropogen  |   |
| Veränderungen des Bergwasserstandes, hohe Durchfeuchtung | anormale Niederschläge<br>Frostverschleiß<br>Frostaufgang<br>Schneeschnmelze | Defekte in Wasserleitungen oder Kanalisation, gestörte Drainage<br>Aufstau | Konsistenzänderungen<br>Plastifizieren von Kluftfüllungen<br>Stönungsdruck<br>Kluftwasserdruck<br>Porenwasserdruck<br>Auftrieb<br>Verwitterung, Hydrolyse |
| Erschütterungen  | Erdbeben   | Sprengungen, Ramm- und Bohrarbeiten<br>rollender Verkehr                   | Porenwasserüberdruck, Thixotropieeffekt, Auflockerungen<br>Spannungsänderungen  |
| Belastungsänderungen                                     | anormale Niederschläge<br>Kippen<br>Schmelzwasser<br>Frostverschleiß         | Aufschüttungen,<br>Halden, Bauwerke  | Spannungsänderungen   |
| Änderung der äußeren Form                                | Unterspülung   | Hangan- und Hangeinschnitte  | Spannungsänderungen<br>Übersteilung   |

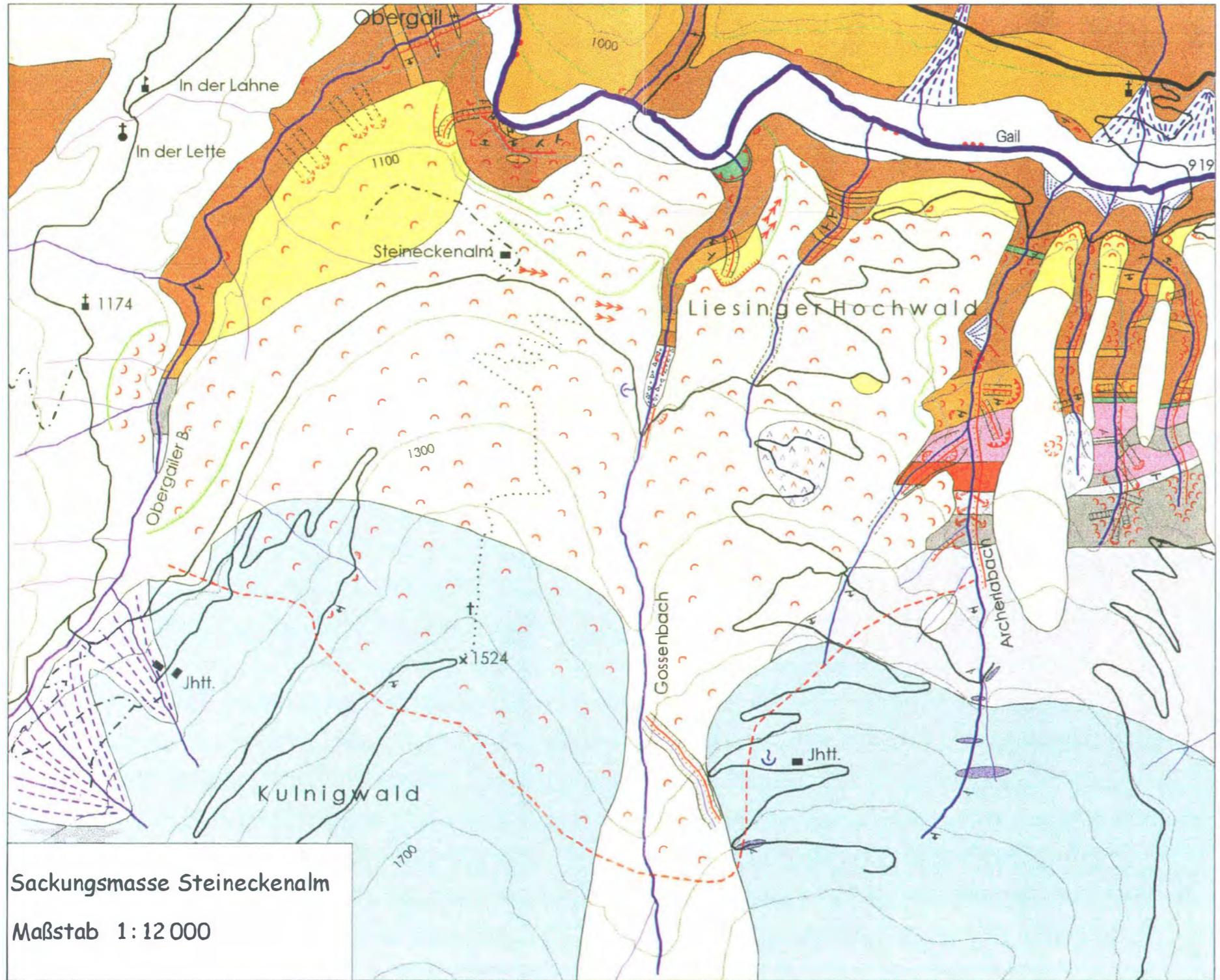
## 6. SACKUNGSMASSE STEINECKENALM

Dieses Kapitel dient zur Erläuterung der „Geomorphologischen Karte des Gebietes zwischen Obergailer Bach und Archerlabach“ und soll einen Überblick über die geologischen Besonderheiten und die angetroffenen Hangbewegungsprozesse geben.

## 6.1. Zielsetzung

Bei der geomorphologischen Kartierung entlang der Gail (1:25.000) fiel besonders der Bereich südlich der Ortschaften Klebas und Liesing auf. An einem Prallhang der Gail wurde eine etwa 200 m breite Anbruchszone festgestellt, die aktiv Schutt in die Gail liefert. Das Gefährdungspotential dieses Hanges wurde bereits früher erkannt, jedoch reichen die gesetzten wasserbaulichen Maßnahmen (Buhnen) nicht aus, um eine fortschreitende Erosion des Hangfußes zu verhindern. Dies zeigte sich zum Beispiel im Zuge des Hochwassers im September 1993, als die Buhnen hinterspült wurden, der Forstweg am Hangfuß weggerissen wurde und durch die Übersteilung der unteren Hangbereiche größere Geschiebemengen in die Gail gelangten. Deren Abfuhrvermögen ist an dieser Stelle relativ groß, sodaß es nur bei elementaren Hangbewegungen zu Verklausungen kommen kann. Außerdem kann der Fluß im Katastrophenfall auf die linksufrige Terrassenfläche ausbrechen, sodaß es wohl kaum zu einem gefährlichen Aufstau der Gail an dieser Stelle kommen kann.

Durch das gehäufte Auftreten von Anbrüchen (Nischen- und Muschelanbrüche) an diesem Hang sowie im Einzugsbereich des benachbarten Gossenbaches mußte dieser Bereich als rote Gefahrenzone klassifiziert werden. Da Zahl und Ausbildung der beobachteten Anbrüche auf eine großräumige Hangbewegung schließen lassen, lag es nahe, eine detaillierte geologisch-geomorphologische Aufnahme durchzuführen. Ziel war es, eine Abgrenzung der bewegten Masse vorzunehmen und besonders das Auftreten inkompetenter Gesteine (Phyllonite, Gesteine der Periadriatischen Naht) zu dokumentieren. Zu diesem Zweck war es notwendig, weit über die postglazial entstandene Terrassenkante hinaus (bis ca. 1700 m) zu kartieren und eine genaue Aufnahme der Seitenbäche in diesem Gebiet vorzunehmen.



Sackungsmasse Steineckenalm

Maßstab 1 : 12 000

### Legende (Sackungsmasse Steineckenalm)

aufgenommen von Robert Holzer  
in den Jahren 1994 - 1996

- Morphologie:**
  - Muschelanbruch (offen/verwachsen)
  - Nischenbruch (offen/verwachsen)
  - Uferbruch
  - Rinnenerosion
  - Schuttrinne bzw. Murenherd (aktiv/verwachsen)
  - Hangbewegung (unruhige Morphologie)
  - markante Nackentalchen
  - vermutete Grenze der bewegten Masse
  - Terrassenkante bzw. markante Geländekante
- Geologie:**
- Quartär:**
  - alluviale Wildbachablagerungen
  - mächtige Hangschuttbedeckung (inkl. umgelagerter Grundmoräne)
  - Blockwerk
  - Terrassenschotter
  - Grundmoräne
  - polymikter Hangschutt (Farben entsprechen den nachstehenden Lithologien)
- Gailkristallin:**
  - (Granat-)Glimmerschiefer, Glimmerquarzit, Paragneis
  - Phyllonit (diaphthoritischer Glimmerschiefer)
  - Amphibolit
- Periadriatische Naht:**
  - Tonalit
  - Gröden-Formation
  - Kataklastit (Fault Gouge)
- Karnische Alpen:**
  - Meerbach-Formation (dunkler, phyllitischer Schiefer)
  - Nostra-Formation (phyllitischer Schiefer, Siltschiefer)
  - Kalk (häufig gebändert)
- Diverse Zeichen:**
  - Störungsfläche (gesichert/vermutet)
  - Streichen und Fallen der Schieferung  
 $\begin{matrix} + & \perp & \perp & \perp & + \\ -5^\circ & -30^\circ & -60^\circ & -85^\circ & 90^\circ \end{matrix}$

## 6.2. Nischenanbrüche

An einem Prallhang der Gail SE von Obergail kommt es zur Ausbildung einer Reihe von Nischenanbrüchen. Das anstehende Kristallin ist durch einen sowohl lateralen als auch vertikalen lithologischen Wechsel im gesamten Anbruchsgebiet gekennzeichnet, wobei die Bandbreite von Glimmerschiefern, Paragneisen und Quarziten bis zu den inkompetenten Phylloniten reicht, deren Auftreten am Hangfuß hauptverantwortlich für die gesamte Hangbewegung ist.

Der Gesteinsverband ist vollkommen entfestigt, wobei die Schieferungsklüfte eine große Öffnungsweite aufweisen. Lokal ist ein kataklastischer Habitus zu beobachten. Das Streichen und Fallen der Schieferungsflächen wechselt innerhalb weniger Meter, wobei im Ostteil des Hanges ein wesentlich flacheres Einfallen ( $15^\circ$ ) gemessen werden konnte als im Westteil ( $85^\circ$ ). Die Orientierung der Schieferungsflächen läßt eine große Streuung erkennen und folgt außerdem kaum dem im Lesachtal vorherrschenden Trend (W-E-Streichen).

Die strukturelle Ausbildung der Gesteine legt den Schluß nahe, daß es sich hierbei um mehrere Kristallinblöcke handelt, die durch Internrotation gegeneinander verstellt wurden. Die Gefügeauflockerung erfolgt durch Gleiten in den Trennflächen.

Der gesamte Steilhang zwischen Terrassenkante und Gail ist permanenten Bewegungen unterworfen, was an der unruhigen Hangmorphologie (Verebnungen, undeutliche Geländekanten) zum Ausdruck kommt. Er weist eine für diese Hangneigung mächtige Hangschuttdecke (bis zu 2 m) auf, wobei die einzelnen Schutthalden durch Rücken aus kompetenterem Gestein voneinander getrennt sind. Diese Schutthalden sind mit Erlen bewachsen, deren Wuchsform („betrunkenen Wald“) auf eine intensive Kriechbewegung schließen läßt. Vereinzelt sind Muschelanbrüche zu beobachten. An Geländekanten und in Anbrüchen treten Hangschuttquellen mit einer

geringen Schüttungsmenge aus. Im Zuge von Starkniederschlägen können diese Quellen allerdings sehr rasch anschwellen und zu lokalen Hangexplosionen führen. Außerdem kommt es bei größerem Wasserandrang zu einem rinnenförmigen Abtrag der Hangschuttdecke, was wiederum zur Entfestigung und zum Nachbrechen des unterlagernden Kristallins beiträgt.

Bei der Mündung des Gossenbaches in die Gail befindet sich an einem weiteren Prallhang des Flusses eine Nischenanbruch im Amphibolit. Das Gefüge ist durch zahlreiche Kluftscharen, die mehr oder weniger den Hauptkluftrichtungen folgen, stark aufgelockert. Durch Spannungsumlagerungen infolge der Unterschneidung durch die Gail und den Gossenbach kam es zur Bildung neuer Trennflächen, was schließlich die hier beobachtbare engständige Klüftung mit einem hohen Durchtrennungsgrad zur Folge hatte und den Anbruch auslöste. Der Anbruch ist unverwittert und weist keinerlei Bewuchs auf, ist also aktiv. Eine Verklauung des Gossenbaches erscheint im Katastrophenfall möglich.

### **6.3. Muschelanbrüche**

Betrachtet man das Kartierungsgebiet vom Gegenhang, so fallen zwei enorme Muschelanbrüche auf, die beide im Katastrophenfall gewaltige Mengen an Geschieben bereitstellen können und auch als potentielle Murenherde bezeichnet werden können.

Der westliche Anbruch bildet den Abschluß der unter Kapitel 6.2. beschriebenen Anbruchszone. Es handelt sich dabei um eine typische Rotationsrutschung in der Grundmoräne. Etwa 40 m unterhalb der Abrißkante, die mit der Terrassenkante ident ist, verengt sich der Anbruch zu einer mit Grauerlen und Buschwerk bewachsenen Rinne, die tief ins anstehende Kristallin eingeschnitten ist. Entlang dieser können im Katastrophenfall die Gleitschollen murenförmig zur Gail abtransportiert werden.

Der östliche Muschelanbruch befindet sich etwa 70 m oberhalb eines Prallhanges des Gossenbaches. Ausgelöst wurde dieser Anbruch durch die Erosion des stark entfestigten, teilweise sogar blättrig ausgebildeten Kristallins an der Basis. Diese Graphitphyllite und Phyllonite unterliegen besonders bei Hochwasser einer überaus starken Erosion, sodaß es in der überlagernden Grundmoräne immer wieder zum Ablösen größerer Gleitschollen kommen kann, die zu einer Verklausung des Gossenbaches führen können.

Die zwei beschriebenen Muschelanbrüche sind bei elementaren Niederschlägen sicherlich als instabil zu bezeichnen und stellen ein erhebliches Gefährdungspotential für die Gail einerseits, insbesondere aber für den Gossenbach andererseits dar. Aus diesem Grund wurden sie auf der beiliegenden Gefahrenpotentialkarte mit Gefahrenstufe III ausgediehung.

#### **6.4. Kriechhänge**

Die Hänge im Bereich der Steineckenalm und des Liesinger Hochwaldes lassen deutlich bruchlose Bewegungsvorgänge erkennen und sind deshalb als Kriechhänge zu bezeichnen. Erkennbar ist dies an der äußerst unruhigen Hangmorphologie, die sich in der Ausbildung von Wülsten und Senken, Verebnungen und Steilabbrüchen und im Auftreten von Nackentälchen manifestiert. Auf der Steineckenalm sind diese Bewegungsanzeichen am deutlichsten ausgebildet, wobei besonders im Bereich des Weges, der an der Hütte vorbeiführt, eine Vielzahl von Nackentälchen beobachtet werden kann, von denen die markantesten in der Karte eingetragen wurden. Am deutlichsten sind die Bewegungsanzeichen im Bereich der Periadriatischen Naht ausgebildet, da in dieser Zone die schluffige Hangschuttdecke ihre größte Mächtigkeit erreicht. Die Bedeutung der Gesteinsformationen der Periadriatischen Naht und anderer inkompetenter Gesteine (Phyllonite) für die Hangstabilität zeigt sich auch an den Uferböschungen des Obergailer Baches und des Gossenbaches, wo sich durch Hangrutschungen und Absackungen in

früherer Zeit markante Geländekanten ausgebildet haben. Während die Hänge des Liesinger Hochwaldes einen Altbestand an Fichten aufweisen, ist die Steineckenalm zur Gänze mit Gräsern und Farnen bedeckt. Auch dies könnte ein Grund für die weniger deutlich ausgeprägten Bewegungsanzeichen im Liesinger Hochwald sein.

Die Kriechbewegungen klingen nach oben hin langsam ab, treten aber auch bei nur geringer Hangschuttüberlagerung in der Nostra-Formation auf. Ab einer Höhe von 1600 m konnten keinerlei Kriechhänge mehr beobachtet werden.

### **6.5. Sackungsmasse Steineckenalm**

Die vorliegende Geologie des Gebietes und das Auftreten einer Vielzahl von verschiedenen Hangbewegungsprozessen, wie sie in den vorangegangenen Kapiteln beschrieben wurden, legen die Vermutung nahe, daß diese Teil einer Großhangbewegung, einer sogenannten "Sackung", sind.

Aufgrund der beobachteten geologischen und geomorphologischen Parameter ergeben sich einige Argumente, die für das Vorliegen einer Sackung im Gebiet zwischen Obergailer Bach und Archerlabach sprechen:

- Betrachtet man die Sackungsmasse vom Gegenhang aus, so fällt die konvexe Ausbildung des Steilhanges unterhalb der Terrassenkante auf. Dieser Hang ist auch lateral durch markante Geländekanten, die in die Terrassenkante übergehen, begrenzt, sodaß offenbar eine riesige, muschelförmige Anbruchzone vorliegt. Die Terrassenkante ist auch Ausgangspunkt der beiden großen Muschelanbrüche sowie alter Nischenanbrüche, die die erlenbestandenen Schutthalden verursachten. Der gesamte Hang bildet eine sekundär entstandene Gleitfläche und ist somit als "aktiver Teil" der Sackungsmasse zu bezeichnen, da in diesem Bereich spontane Rutschungen erfolgen,

aus denen die Gail im Katastrophenfall große Mengen an Geschieben bezieht.

- Der “passive Teil” der Sackungsmasse befindet sich oberhalb der Kante im Bereich der Steineckenalm bzw. des Liesinger Hochwaldes. In diesen Kriechhängen treten keinerlei spontane Rutschungen auf. Die markante Geländekante parallel zur Terrassenkante markiert eine weitere Gleitbahn, an der es heute kaum mehr zu größeren Bewegungen kommt. Auch die zahlreichen Nackentälchen in diesem Bereich markieren das Ausstreichen sekundärer Gleitbahnen.
- Unterschiedliches Einfallen der Kristallinblöcke an der Basis (durch Internrotation).
- Stark aufgelockertes Gefüge durch Gleiten in den Trennflächen (ähnliches Gefüge wie die Phyllite des Talzuschubes Gradenbach im Mölltal).
- Bewegungen klingen nach oben hin langsam aus; eine Abrißkante fehlt

Ausgelöst dürfte die Sackung durch die erosive Kraft der Gail geworden sein, die den Hang an zwei Prallufern unterschneidet. Im Zuge der Eintiefung in den postglazialen Talboden kam es zu bruchlos verlaufenden Kriechbewegungen. Erst als eine kritische Böschungsneigung und -höhe überschritten wurde, konnten sich Gleitbahnen ausbilden, wie man sie heute im “aktiven Teil” der Sackungsmasse beobachten kann. Aufgrund des Auftretens inkompetenter Gesteine (Phyllonite und feinschiefrige Glimmerschiefer) konnte die Erosion sehr rasch erfolgen, was den gesamten Hang unterhalb der Terrassenkante destabilisierte und große Anbrüche auslöste.

In der Sackungsmasse Steineckenalm können demnach 3 Bewegungsmechanismen unterschieden werden:

- Kontinuierliches Kriechen (= Sacken) der Gesamtmasse
- Diskontinuierliches Kriechen (Kriechen und Gleiten) der Hangschuttdecke über den Festgesteinen im Liegenden
- Translatorisches Gleiten (Rotations- und Translationsrutschungen) im "aktiven Teil" der Sackungsmasse

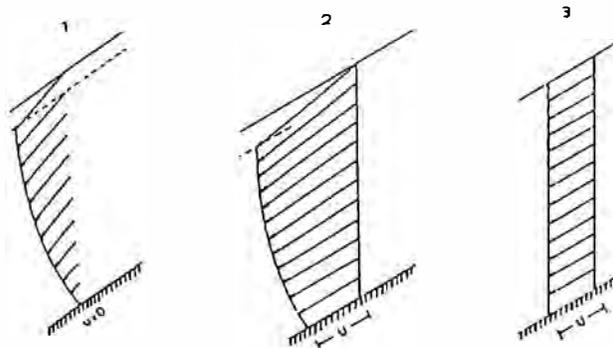


Abb. 5: (1) Kontinuierliches Kriechen, (2) diskontinuierliches Kriechen, (3) translatorisches Gleiten, ( $v$ ) Geschwindigkeit (R. HÄFELI 1967)

Zusammenfassend können drei geologische Parameter für die Entstehung der Sackungsmasse Steineckenalm verantwortlich gemacht werden:

- Hochteilmobile Schiefer (Tonschiefer der Meerbach- und Nostra-Formation, Glimmerschiefer, Phyllonite), die ein Gleiten in den Trennflächen ermöglichen.
- Inkompetente Gesteinslagen (Phyllonite), die insbesondere an Prallhängen stark der Erosion unterliegen und ein rasches Eintiefen des Flußes ermöglichen.
- Die Periadriatische Naht, in der sich die Seitenbäche (z.B. Archerlabach) rasch eintiefen konnten, was wiederum Bewegungen auslöste; sie sorgt auch für mächtige, schluffige Hangschuttdecken, die stark zu Kriechbewegungen neigen.

## 6.6. Inkompetente Gesteine

Im Zuge der Kartierung wurde versucht, eine möglichst lückenlose Aufnahme aller inkompetenten Gesteinslagen vorzunehmen, da diese hauptverantwortlich für instabile Hänge sind. Phyllonite treten im Kartierungsgebiet in Form von Zügen wechselnder Mächtigkeit auf. Meist sind Übergänge zu den benachbarten Glimmerschiefern zu beobachten, sodaß nur selten eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Gesteinen gezogen werden kann. Aufgeschlossen sind diese Phyllonite zumeist nur in den Gräben der Seitenbäche, die in diesem Bereich besonders tief eingeschnitten sind, was instabile Uferböschungen zur Folge hat. Treten zwischen den Phyllonitlagen kompetentere Gesteine auf, so verläuft der Bach zumeist in einem gestuften Bett mit kleineren Wasserfällen.

Dasselbe gilt für die Gesteine der Periadriatischen Naht, die ebenfalls einen raschen Tiefenschurf ermöglichen und verantwortlich für zahlreiche Anbrüche und Hangbewegungen in diesem Bereich sind (z.B. Archerlabach).

## 7. HYDROLOGIE DER GAIL

Im Kärntner Abschnitt der Gail gibt es zwei Pegelstände, einen bei Maria Luggau und einen weiteren bei Kötschach-Mauthen, die seit den 50-er Jahren vom Hydrographischen Dienst des Landes Kärnten systematisch gemessen werden. Erfasst werden dabei die Niedrig-, Mittel- und Hochwässer der Gail.

Die für das Aufnahmegebiet relevanten Abflußmessungen erfolgten am Pegel Maria Luggau. Abfluß und Niederschlag stehen in diesem Gebiet in enger Beziehung zueinander. Man kann eindeutig eine Periodizität der Abflußmenge feststellen, welche sich in ein Sommerwasser und in ein Winterwasser gliedert. Aus den Monatsganglinien kann man erkennen, daß ab April die Wassermenge

stark ansteigt und im Mai ihren Höchstwert erreicht. Dieser Spitzenwert ist vor allem auf die Schneeschmelze zurückzuführen, die in ihrer Wirkung durch Starkniederschläge verstärkt werden kann. Das kleine Maximum im Oktober ist auf die regelmäßig auftretenden herbstlichen Starkniederschläge zurückzuführen.

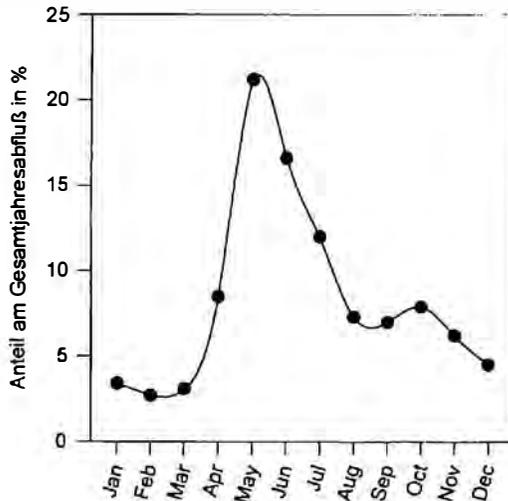


Abb. 6: Abflußverteilung im Lesachtal, Pegel Maria Luggau (Mittelwerte der Jahre 1987 - 1989)

Betrachtet man die Hochwasserabflußkurven, so läßt sich eine große Schwankung in der Hochwasserabflußmenge (HIQ) feststellen. Wie bereits erwähnt, kann es im Laufe eines Jahres zur Ausbildung von drei Hochwasserwellen kommen, wobei diese Periodizität nicht in jedem Jahr beobachtet werden konnte. Generell kann davon ausgegangen werden, daß die plötzlichen Starkniederschläge im Sommer und Herbst, die diese Hochwassermaxima bewirken, bei der Anbruchsbildung eine bedeutendere Rolle spielen, als die zumeist kontinuierlich verlaufende Schneeschmelze im Frühjahr.

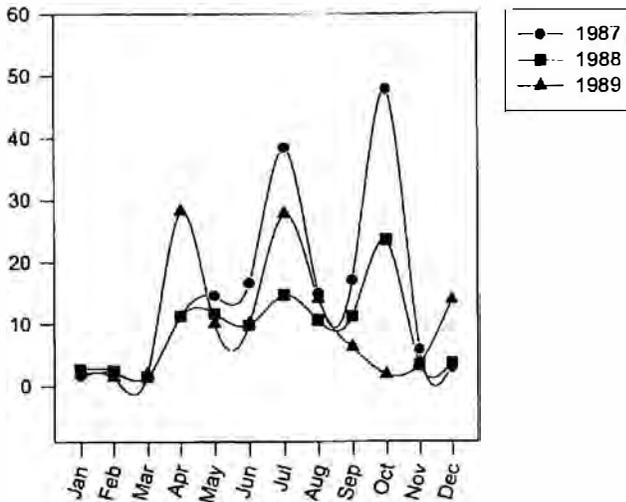


Abb. 7: Hochwasserabflußmengen im Lesachtal, Pegel Maria Luggau

## 8. FESTSTOFFTRANSPORT

Obwohl keine Meßdaten zu Feststofftransportmengen der Gail selbst vorliegen, kann man doch einige grundlegende Aussagen zu diesem Thema treffen. Allgemein unterscheidet man zwischen Geschiebe und Schwebstoffen. Unter Geschiebe versteht man Material, das rollend oder gleitend an der Sohle bewegt wird. Im Zuge des Flußlaufes wird das Geschiebe durch Abrieb zerkleinert und zertrümmert. Die großen Schotterbänke im unteren Teil der Gail zeugen von diesen Vorgängen. Schwebstoffe werden durch Abnahme der Fließgeschwindigkeit abgelagert, bei Zunahme wieder emporgewirbelt und fortgetragen. Die Ursache für die Aufnahmefähigkeit des Wassers für Schwebstoffe ist die bei turbulenter Bewegung auftretende Querbewegung (F. SCHAFFERNAK, 1960).

Die Feststoffe werden größtenteils als Erosionsfracht aus den Seitenbächen eingebracht, wobei zahlreiche Geschiebesperren für einen kontrollierten und kontinuierlichen Eintrag sorgen sollen. Die

Mehrzahl der Bäche ist aber weiterhin in der Lage, große Mengen an Geschieben abzuführen. Große Mengen an Feststoffen können naturgemäß im Zuge eines Hochwasserereignisses abgeführt werden, wobei besonders der Transport an Schwebstoffen in dieser Zeit sein absolutes Maximum erreicht. Weiters tragen Muren, Massenbewegungen und eine überproportionale Erosion, wie im Bereich der Periadriatischen Naht, zu einem vermehrten Transport bei.

Vor allem die Möglichkeit der Verklausung führt zu einem großen Gefahrenpotential, da die Gail nicht in der Lage ist, die nach dem Lösen der Verklausung plötzlich anfallende Wasser- und Geschiebemenge reibungslos abzuführen, wodurch es schon zu größeren Vermurungen oder Hochwasserkatastrophen in diesem Gebiet kam. Zur Erstellung von Gefahrenzonenplänen ist deshalb neben einer fundierten geologisch-geotechnischen Kartierung auch eine Aufnahme der morphologischen Verhältnisse (Gefälle, Querschnitt, Vorhandensein von Retentionsräumen, etc.) unbedingt erforderlich.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß zwar entlang der Gail eine Vielzahl von Massenbewegungen auftreten, der Hauptgeschiebeeintrag allerdings aus den Nebenbächen erfolgt.

## **9. ZUSAMMENFASSUNG**

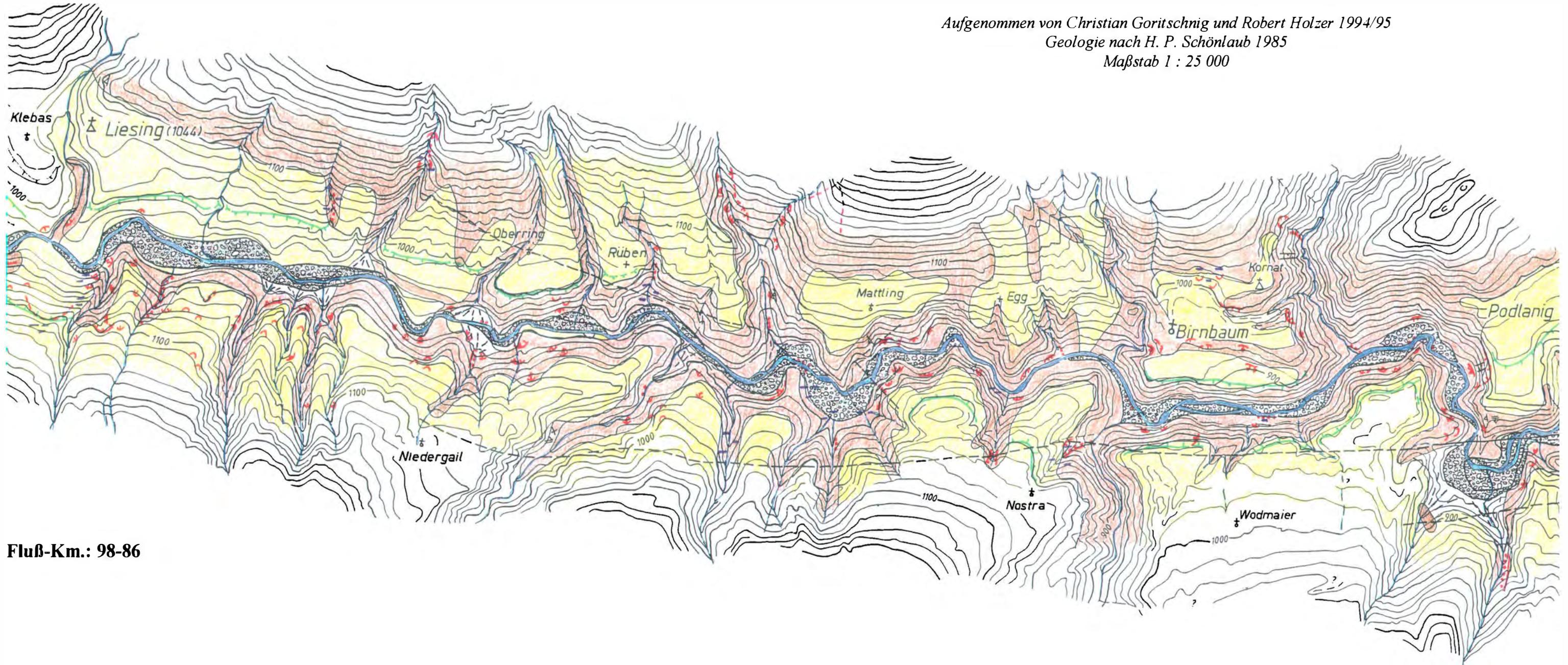
In der vorliegenden Arbeit wurde der Versuch unternommen, durch eine geologisch-geomorphologische Kartierung entlang der Gail im mittleren Lesachtal Bereiche mit geringer Hangstabilität und damit erhöhter Geschiebeherdbildung zu erfassen und von stabilen Bereichen abzugrenzen. Dabei wurden alle Anbrüche, alte und noch aktive, kartenmäßig dargestellt, wobei die wichtigsten in Datenblättern dokumentiert wurden.

# Geologisch - geomorphologische Karte des Gebietes zwischen Klebas und Podlanig

Aufgenommen von Christian Goritschnig und Robert Holzer 1994/95

Geologie nach H. P. Schönlaub 1985

Maßstab 1 : 25 000



Fluß-Km.: 98-86

# Gefahrenpotentialskarte des Gebietes zwischen Klebas und Podlanig

Aufgenommen von Christian Goritschnig und Robert Holzer 1994/95  
Geologie nach H. P. Schönlaub 1985  
Maßstab 1 : 25 000

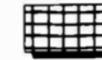
## Legende:



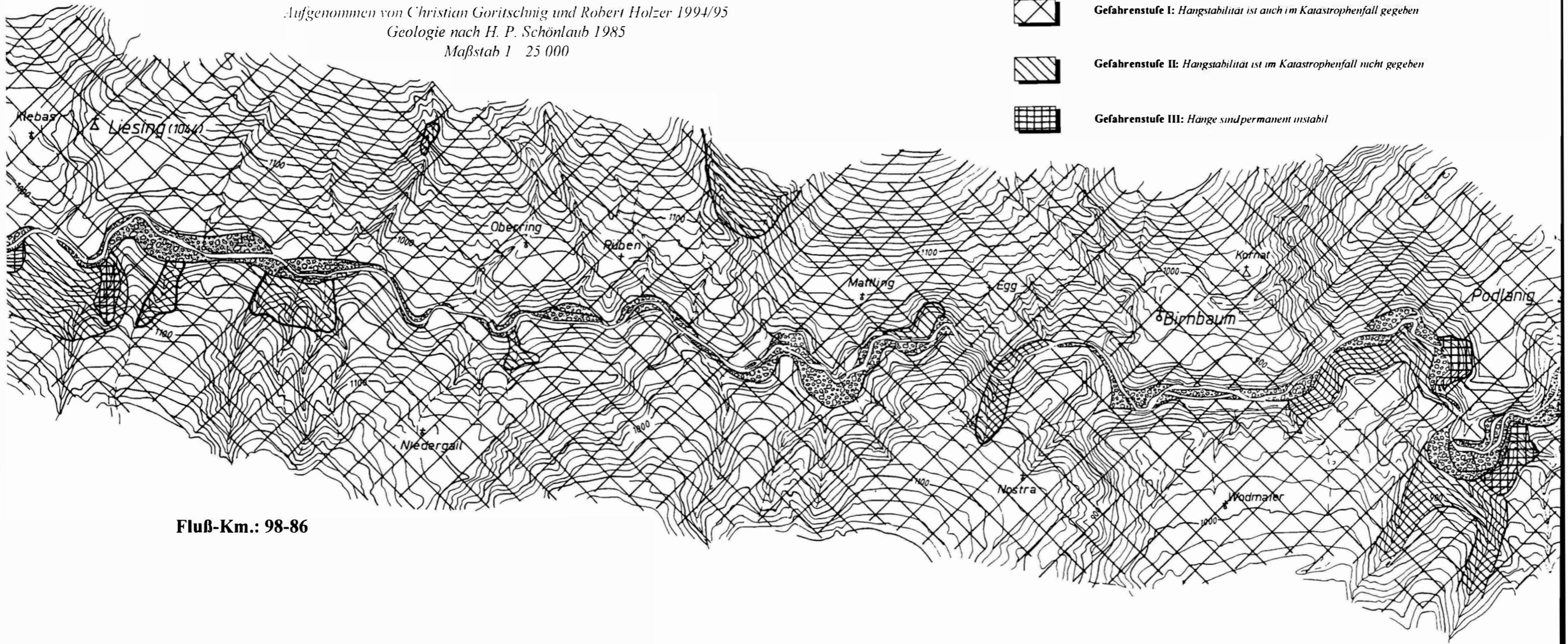
Gefahrenstufe I: Hangstabilität ist auch im Katastrophenfall gegeben



Gefahrenstufe II: Hangstabilität ist im Katastrophenfall nicht gegeben



Gefahrenstufe III: Hänge sind permanent instabil



Fluß-Km.: 98-86

Die Einteilung der Anbrüche erfolgte nach M. MOSER (1973):

Rotationsrutschungen ohne vorgezeichnete Gleitflächen:

- Muschelanbrüche: in Lockergesteinen
- Nischenanbrüche: in Festgesteinen

Translationsrutschungen mit vorgezeichneter Gleitfläche

- Blattanbrüche: Grasnarben- oder Schuttrutschungen
- Blockanbrüche: Gleiten von Kluftkörpern an vorgegebenen Trennflächen

Erosion durch fließendes Wasser

- Rinnenanbrüche: Tiefen- und Seitenschurf der Nebenbäche und kleinerer Gerinne
- Uferanbrüche: Lateralerosion der Gail

Es hat sich gezeigt, daß durch die Ausbildung des Gesteins die Anbruchsform weitgehend festgelegt ist. Neben der im Lesachtal mehr oder weniger mächtigen Hangschutt- und Verwitterungsdecke neigen besonders kristalline Schiefer in feinblättriger oder blättriger Ausbildung, wie z.B. Glimmerschiefer, Phyllonite oder Chloritschiefer, zur Anbruchsbildung. Auch der Zerlegungsgrad durch Klüfte und Störungen spielt bei der Anbruchsneigung eine wesentliche Rolle. Vielerorts sind die erwähnten Gesteine entlang ihrer Trennflächen zerschert, manchmal sogar mylonitisiert, und weisen dadurch Lockergesteinseigenschaften auf, wodurch es zur Ausbildung von Nischenanbrüchen kommen kann. Rotationsrutschungen in Festgesteinen sind ein Spezifikum des Lesachtals. Anbrüche im Moränenmaterial sind nicht sehr zahlreich, können jedoch große Kubaturen bringen.

Neben der geologischen Ausbildung der Gesteine kommt Parametern, wie Niederschlagscharakteristik, Hangmorphologie und -exposition sowie Höhenlage, eine entscheidende Bedeutung zu. Nach M. MOSER (1973) wirkt hingegen die Vegetation nur modifizierend auf Form und Ausmaß der Anbruchsbildung. Darüber hinaus sollte nicht vergessen werden, daß auch anthropogen verursachte

Katastrophenfall erhebliche Geschiebeherde darstellen können. Bei den Aufnahmen hat sich gezeigt, daß nur wenige Bereiche entlang der Gail ein erhöhtes Gefährdungspotential aufweisen. Ihren Hauptgeschiebeeintrag bezieht die Gail aus den Nebenbächen, die in den Bergketten im Norden und Süden des Tales entspringen.

Klimaforschungen gehen davon aus, daß im Bergland in Zukunft mit häufigeren Gewittern zu rechnen sein wird. Eine erhöhte Zahl an Starkregen bedeutet natürlich auch ein erhöhtes Gefährdungspotential, was in diesen Breiten die Hangstabilität betrifft. Auch kann es durch die globale Erwärmung verstärkt zu Murabgängen und Rutschungen in Permafrostgebieten kommen. G. BUNZA (1994) führt dazu Beispiele aus den Permafrostgebieten des Engadins an, wo die jährliche Durchschnittstemperatur in den letzten 20 Jahren überproportional gestiegen ist, sodaß es bereits zu Rutschungen in ehemals stabilen Hanglagen gekommen ist. In gleichem Maß, wie die Hänge im Alpenraum vermehrt instabil zu werden drohen, wächst der Anspruch des Menschen, eben diesen Raum auf verschiedene Weise (Forstwirtschaft, Energiegewinnung, Tourismus etc.) zu nutzen.

Aus diesem Grund sollte und wird dem Geologen in Zukunft bei der Erstellung von Raumordnungsplänen eine wichtige Rolle zukommen.

## 10. LITERATUR

- ANDERSON, M.G., RICHARDS, K.S.: Slope Stability - Geotechnical Engineering and Geomorphology. - Chichester 1987
- BUNZA, G., KARL, J., MANGELSDORF, J.: Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde.- Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 17, München 1982.
- BUNZA, G.: Geogene Faktoren bei der Kausalanalyse dynamischer Hangprozesse. - Mitteilungen des Institutes für Bodenforschung

- und Baugeologie, Reihe: Angewandte Geowissenschaften, Heft 5, Wien 1995
- EPPESTEINER, W.: Geologie der Massenbewegungen. - Skriptum zur Vorlesung, 1994
- FINETTI, I., RUSSI, M., SLEJKO, D.: The Friuli Earthquake (1976-1977). - *Tectonophysics*, 53, S. 261-272, 1977
- FISCHER, A. & KREUZ, P.: Massenbewegungen in den Karnischen Alpen im Raum Obertilliach. - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Wien 1997
- HÄFELI, R.: Zum progressiven Bruch im Schnee, Boden, Fels und Eis. - *Felsmechanik und Ingenieurgeologie*, Vol. V/1, S. 17-88, 19 Abb., 1967
- HEINISCH, H., SCHUH, H., SCHMIDT K.: Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach.- *Jb. Geol. B.A.*, Wien 1984
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen, Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischen Bau.- *Geolog. Inst. Univ. Graz*, Graz 1936
- HERITSCH, H. & PAULITSCH B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Presseger See, Gailtal.- *Jb. Geol. B.A.*, 101, Wien 1958.
- KAHLER, F.: Kurze Einführung in die Geologie des Einzugsgebietes der Gail.- *Der Gailfluß*, Wien 1961.
- LESER H.: Geomorphologie. - Aus der Reihe "Das Geographische Seminar", Braunschweig 1993
- LOUIS, H., FISCHER, K.: Allgemeine Geomorphologie.- *Lehrbuch der allg. Geographie*, Verlag de Gruyter, Berlin/New York 1979
- MOSER, M.: Analyse der Anbruchsbildung bei den Hochwasserkatastrophen der Jahre 1965 und 1966 im mittleren Lesachtal (Kärnten). - *Carinthia* 163/83 Jg., Klagenfurt, 1973.
- MOSER, M.: Analyse der Geschiebeherde bei den Hochwasserkatastrophen der Jahre 1965 und 1966 im mittleren Lesachtal/Kärnten. Form, Vorgang und Ursache der Anbruchsbildung.- *Dissertation*, Technische Universität Karlsruhe 1973

- MOSER, M.: Beurteilung von Wildbächen mit Hilfe von Hanginstabilitäts-Klassifikationen.-Interprävent 1975/2, Klagenfurt 1975.
- MOSER, M.: Ingenieurgeologische Karten für die Gefahrenzonenplanung in Hangbereichen. Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud. Österr., 33, Wien 1986.
- MOSER, M.: Bericht über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach.- Jb. Geol. B.-A., 131, Wien 1988
- MOSER, M.: Bericht über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach.- Jb. Geol. B.-A., 132, Wien 1989
- MOSER, M., HOHENSINN, F.: Geotechnical Aspects of Soil Slips in Alpine Regions - Engineering Geology, 19, Amsterdam 1983.
- MOSER, M., SCHÖGER, H.: Die Analyse der Hangbewegungen im mittleren Inntal anlässlich der Unwetterkatastrophe 1985. - Wildbach- und Lawinenverbau, 53. Jg, H. 110, 1989
- NEMES, F., NEUBAUER, F.: Anatomie einer Störungslinie: Das Archerlabachprofil an der Periadriatischen Naht. - Salzburg 1992
- NOWAK, W.H.: Zur Metamorphose und Struktur des Kristallin im Lesachtal/Kärnten unter besonderer Berücksichtigung baugewissenschafter Gesichtspunkte. - unveröffentlichter Bericht, GBA., Wien 1983.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg): Der geologische Aufbau Österreichs. - GBA., Wien 1980.
- ÖSTERR. WASSERKRAFT-KATASTER: Die Gail.- BM für Handel und Wiederaufbau, Wien 1951
- PAULITSCH, B.: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose.- Verh. GBA., Wien 1960.
- POISEL, R.: Geomechanische Grundlagen der Geologie. - Skriptum zur Vorlesung 1993
- REUTER, F., KLENGEL, J., PASEK, J.: Ingenieurgeologie, Leipzig 1992
- SCHAFFERNAK, F.: Hydrographie. - Graz 1960
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich.- Abh. d. GBA., Bd. 33, S.23-25, Wien 1979.

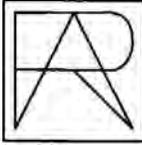
- SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 197 Kötschach. - Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1985
- SPRENGER, W.: Bericht über strukturgeologische Untersuchungen am periadriatischen Lineament auf den Blättern 195 Sillian und 196 Obertilliach.- Jb. Geol. B.A., S493ff, Wien 1987.
- STERN, R.: Hydrogeologische und vegetationskundliche Kartierung im Trattenbach. - Mitt. d.forstl. BVA, Heft 112/1975, 1975
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich., Bd. 2, Verlag Deuticke, Wien 1985.
- VAN HUSEN, D.: Bericht über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 196 Obertilliach. - Jb. Geol.B.-A., Wien 1988.
- VAN HUSEN, D.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach. - Jb. Geol.B.-A., Wien 1988.
- WEISS, E.H.: Bericht, Karten, Profile und Skizzen über die Geländeaufnahmen und baugelologischen Vorarbeiten im Bereich zwischen Wetzmann und Wacht/Lesachtal, Kärnten, hinterlegt bei Abt. TK-Kelag und KLM, 1962.
- ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). - N.Jb. geol. Paläont. Mh. 1976, Stuttgart 1976.
- ZISCHINSKY, U.: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Heft 17, Wien 1966

## Autoren:

Mag. Robert HOLZER  
Geibelgasse 12/12  
1150 Wien

Mag. Christian GORITSCHNIG  
Stockgasse 10  
9020 Klagenfurt





**OFFSET-SCHNELLDRUCK**  
**BUCHBINDEREI**  
**DTP-SATZ**  
**REPRO**

**RIEGLNIK**

Ges.m.b.H.

A-1080 Wien, Piaristengasse 17-19  
Tel. 405 51 53, 405 63 86 · Fax 402 59 56  
ISDN 403 35 90 · E-mail: [riegelnik@mis.magnet.at](mailto:riegelnik@mis.magnet.at)

**Die Gestaltung Ihrer Publikation hat viel Zeit in Anspruch genommen und großen Aufwand erfordert ....**

**JAHRESBERICHTE**  
**FESTSCHRIFTEN**  
**SCHÜLERZEITUNGEN**  
**FACHPUBLIKATIONEN**

**Wir sorgen dafür,  
daß Ihre Mühe nicht umsonst war!**

Neben unseren bewährten Qualitätsmerkmalen wie

**SCHNELL / PREISGÜNSTIG / TERMINSICHER**

werden wir mit neuen Technologien in der Druckvorstufe, neuen Druckmaschinen und erweitertem Dienstleistungsangebot Ihren Ansprüchen in Sachen Druck und Vervielfältigung gerecht.

Wir sind gerne bereit, Ihnen mit Rat & Tat bei der Realisierung Ihrer Druckangelegenheiten zur Seite zu stehen:

**MANUSKRIPTERSTELLUNG / PAPIERAUSWAHL / WAHL DES  
DRUCKVERFAHRENS / ART DER FERTIGSTELLUNG / VERSAND**

