

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 (Birnbäum 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 Verklauung 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 mylonitierte 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 Kluftröze 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.

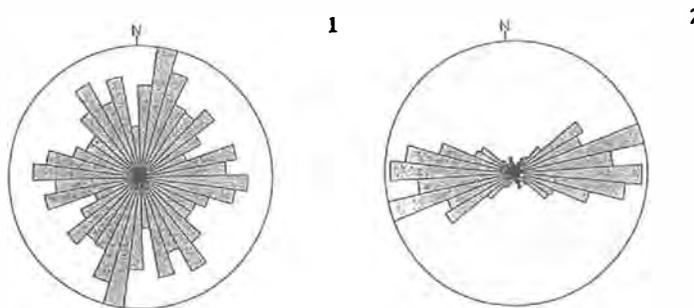


Abb. 1: Streichen von Klüften (1) und Schieferungsflächen (2) im Lesachtal

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 (τ) auch eine Normalspannung (σ) angelegt, sodaß die Richtung der größten Hauptnormalspannung (σ_1) etwa 45° 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.

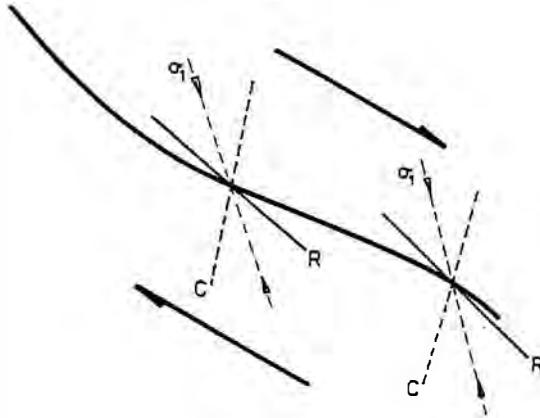


Abb. 2: Konjugierte Coulombsche Bruchflächen in Scherzonen, in denen das Mohr-Coulomb'sche Bruchkriterium erreicht ist; R.....Riedel-Brüche, C.....konjugierte Coulomb'sche Bruchflächen

Gemäß dem Mohr-Coulomb'schen Bruchkriterium ergibt $90^\circ - \alpha$ den Reibungswinkel des Gesteins (φ) zur Zeit der Kluftbildung, wobei α der Winkel zwischen R und C ist. Nimmt man nun den Fallwinkel von K1 mit 250° und den von K2 mit 190° , die Werte sind als Mittelwert aller Messungen zu betrachten, so ergibt sich ein Reibungswinkel von 30° . Ein Finite Differenzen Modell, erbrachte einen Reibungswinkel von etwa 20° für Sackungsmassen in den Karnischen Alpen. Daher erscheint ein Reibungswinkel von 30° , 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 (σ_1) wirkt somit horizontal in der Störung,

während die kleinste Hauptnormalspannung (σ_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 (Böschungunter-schneidung 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).

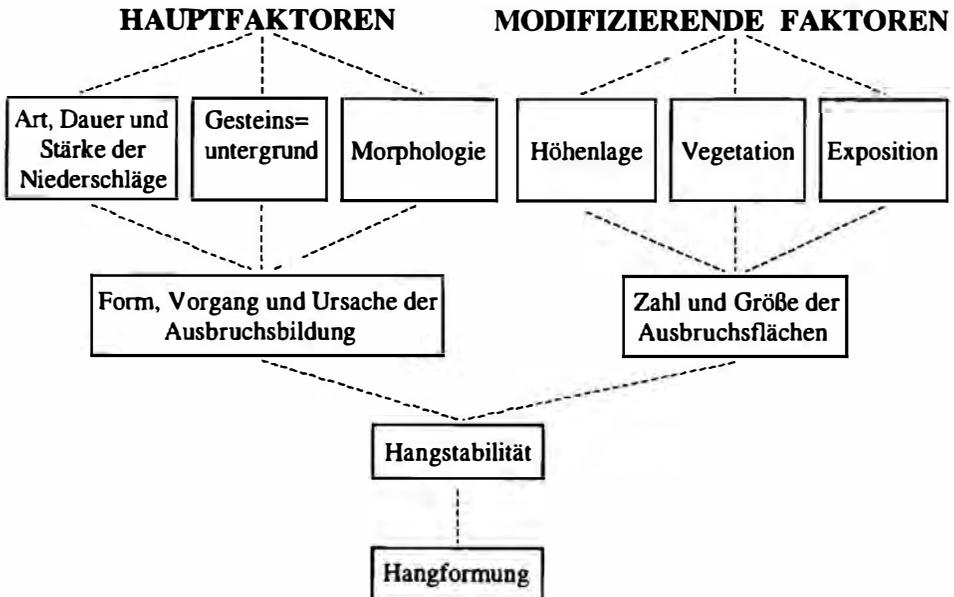
Auch Erdbeben können zur Entfestigung des Materials führen und Anbrüche auslösen. Sie sind gerade im Gailtal, in dem ja die große

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**

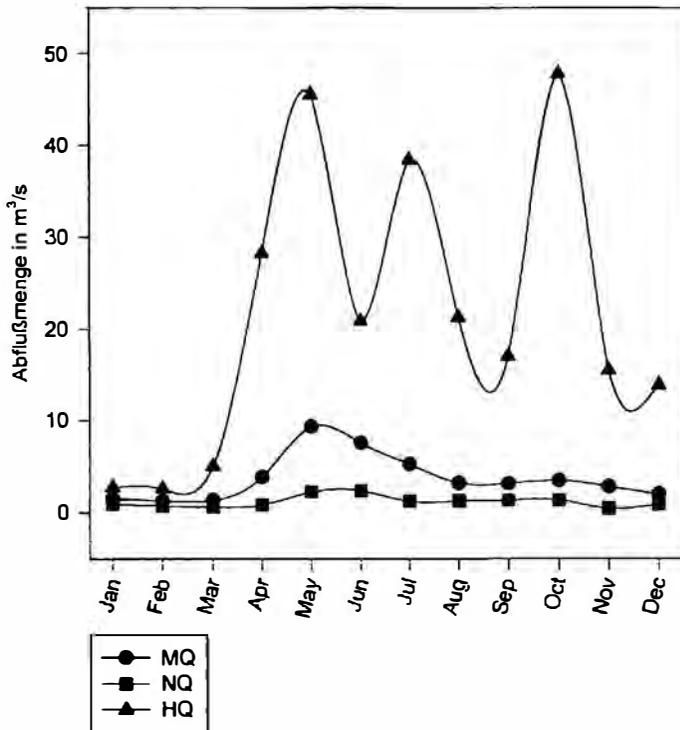


Abb. 3: Abflußganglinie der Gail (Angaben des Amtes für Wasserwirtschaft der Kärntner Landesregierung)

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.

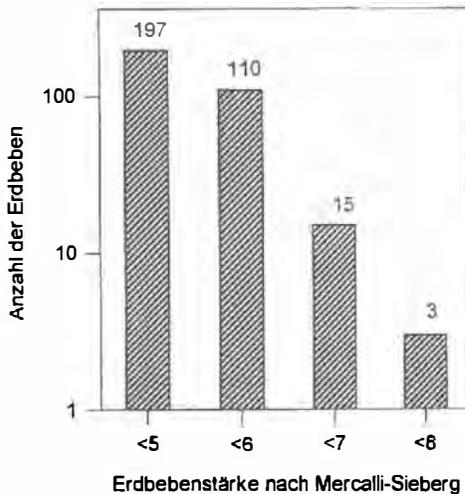


Abb. 4: Spürbare Erdbeben im Gailtal zwischen 1965 und 1985 (nach Angaben des Institutes für Geophysik der Universität Wien)

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 Böschungsstabilität 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 Frostverschleiß Frostaufgang Schneeschnmelze	Defekte in Wasserleitungen oder Kanalisation, gestörte Drainage Aufstau	Konsistenzänderungen Plastifizieren von Kluffüllungen Stönungsdruck Kluftwasserdruck Porenwasserdruck Auftrieb Verwitterung, Hydrolyse
Erschütterungen	Erdbeben	Sprengungen, Ramm- und Bohrarbeiten rollender Verkehr	Porenwasserüberdruck, Thixotropieeffekt, Auflockerungen Spannungsänderungen
Belastungsänderungen	anormale Niederschläge Kippen Schmelzwasser Frostverschleiß	Aufschüttungen, Halden, Bauwerke	Spannungsänderungen
Änderung der äußeren Form	Unterspülung	Hangan- und Hangeinschnitte	Spannungsänderungen Übersteilung

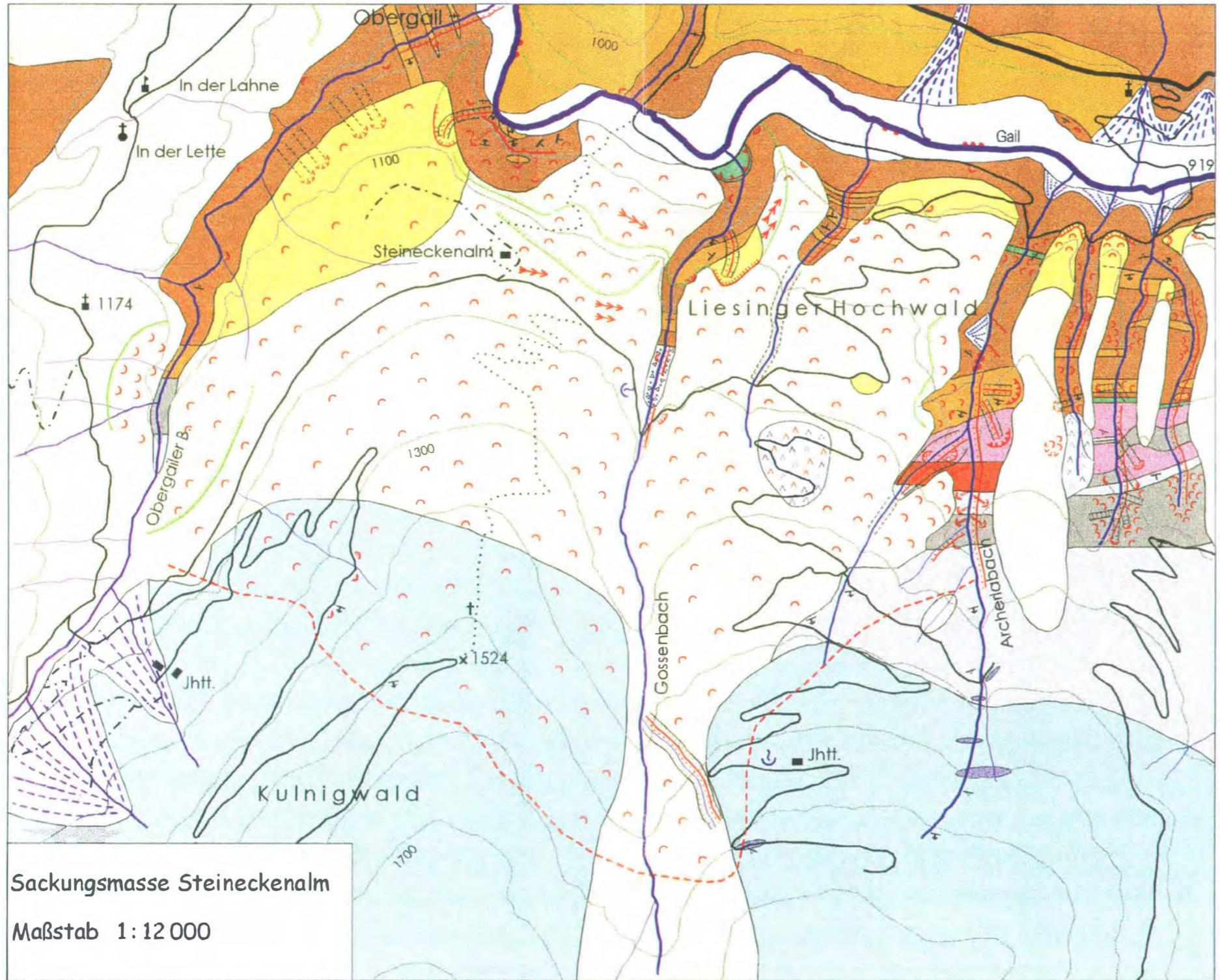
6. SACKUNGSMASSE STEINECKENALM

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**
- + -5° ± -30° ± -60° ± -85° + 90°

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°) gemessen werden konnte als im Westteil (85°). 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 Gefügeflockung 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 Verkläusung 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 ausgediegt.

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 große 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

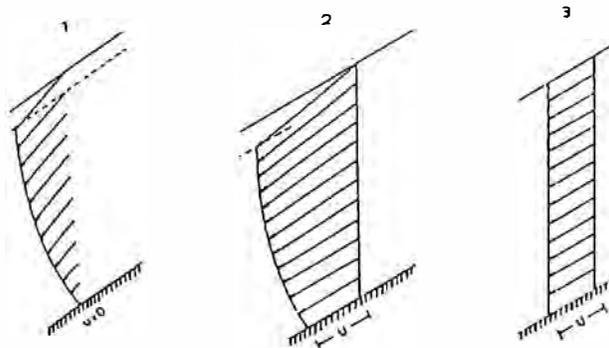


Abb. 5: (1) Kontinuierliches Kriechen, (2) diskontinuierliches Kriechen, (3) translatorisches Gleiten, (u) Geschwindigkeit (R. HÄFELI 1967)

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.

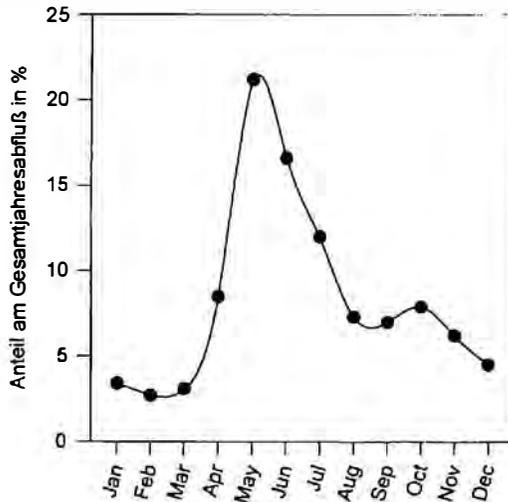


Abb. 6: Abflußverteilung im Lesachtal, Pegel Maria Luggau (Mittelwerte der Jahre 1987 - 1989)

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.

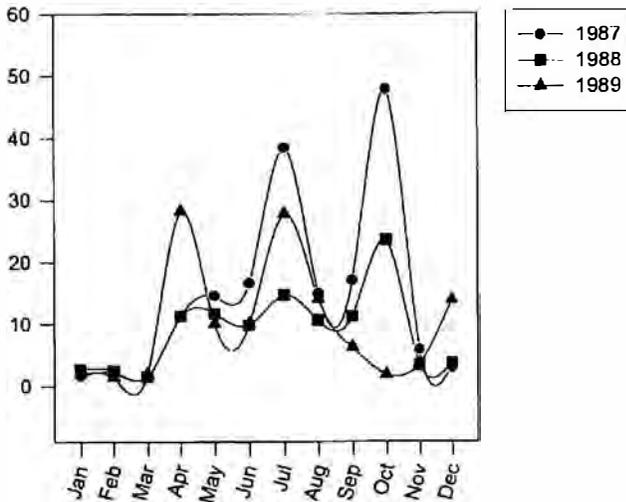


Abb. 7: Hochwasserabflußmengen im Lesachtal, Pegel Maria Luggau

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

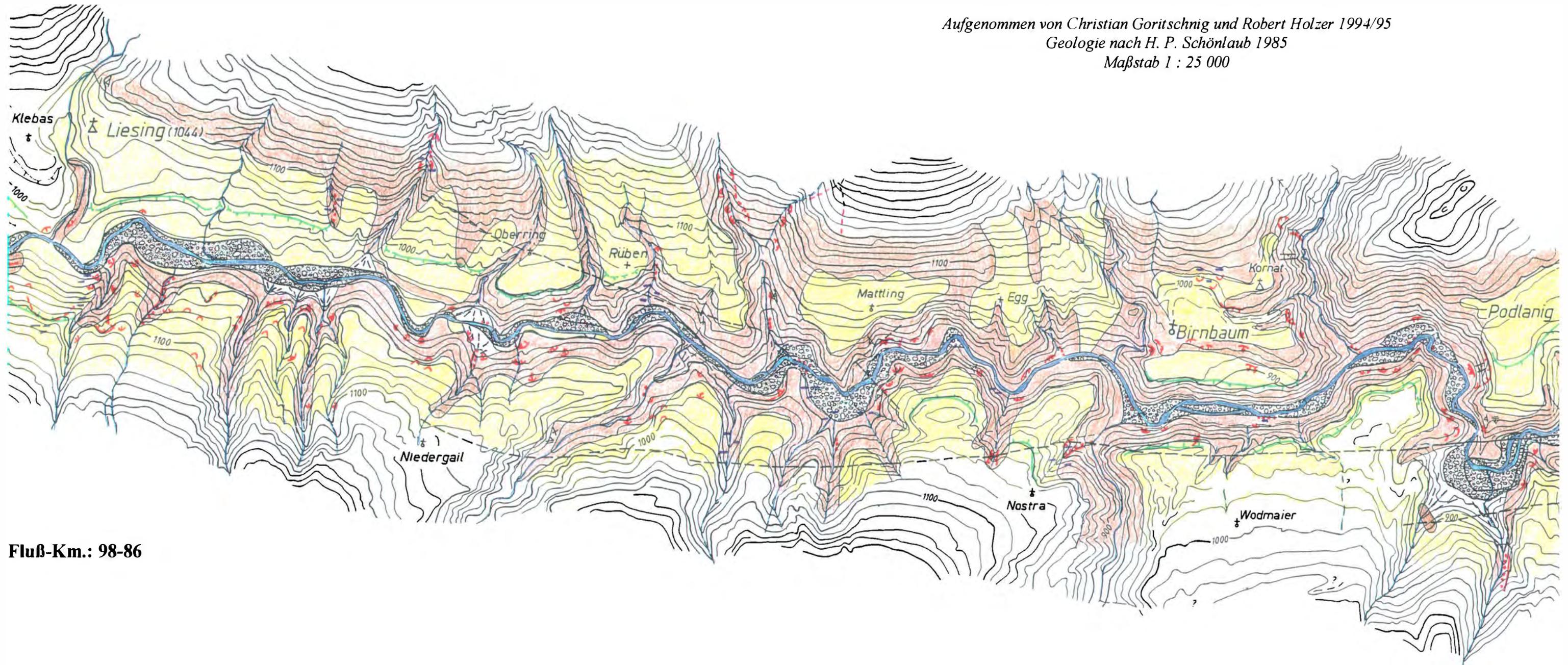
In der vorliegenden Arbeit wurde der Versuch unternommen, durch eine geologisch-geomorphologische Kartierung entlang der Gail im mittleren Lesachtal Bereiche mit geringer Hangstabilität und damit erhöhter Geschiebeherdbildung zu erfassen und von stabilen Bereichen abzugrenzen. Dabei wurden alle Anbrüche, 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

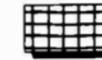
Legende:



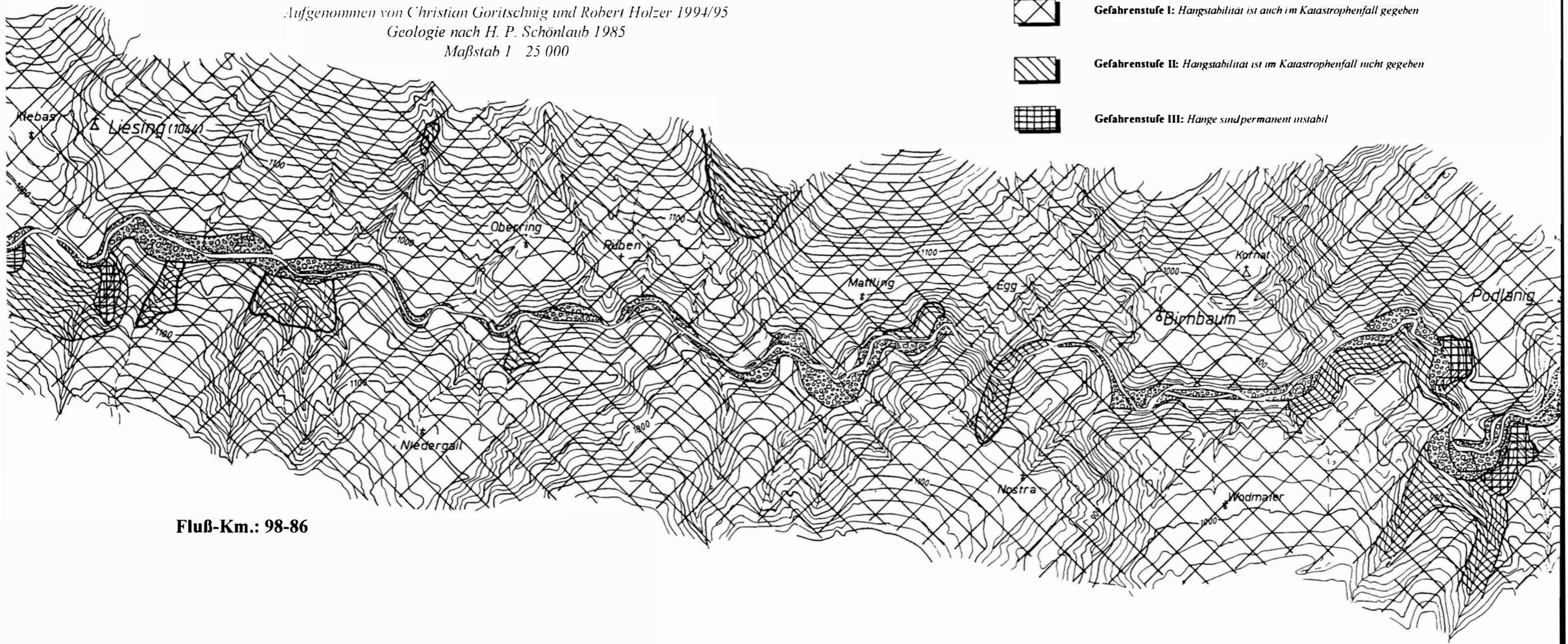
Gefahrenstufe I: Hangstabilität ist auch im Katastrophenfall gegeben



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 Klufkörpern 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., SCHOGER, 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 baugelogischer 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 baueologischen 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