

Ursachenanalyse der Erosionsprozesse in einem kalkalpinen Einzugsgebiet (Holzäpfeltal bei Wildalpen, Steiermark)

Herwig PROSKE

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft (Forsttechnischer Dienst der Wildbach- und Lawinenverbauung) wurden in den Jahren 1996/97 grundlegende Untersuchungen zur Geschiebeproblematik im Holzäpfeltal bei Wildalpen durchgeführt. Unter Einbeziehung klimatologischer sowie geo- und biowissenschaftlicher Daten konnte geklärt werden, welche Faktoren für die großflächigen Materialverlagerungen verantwortlich sind. Die entscheidende geogene Voraussetzung für die Erosionsprozesse ist das Vorhandensein mächtiger pleistozäner Hangschuttdecken am NW-Abfall des Kräuterinmassivs. Die Auslösung von Muren steht in praktisch allen Fällen im Zusammenhang mit Niederschlagsereignissen, die aufgrund ihrer hohen Intensität zu einem großen Wasserüberschuß im betroffenen Einzugsgebiet führen. Eine Reihe von Einflußfaktoren aus dem Bereich der Komplexe Boden/Wald und Wald/Wild sowie von Wechselwirkungen mit historischen Nutzungsformen tragen dazu bei, den laufenden degradativen Entwicklungsprozeß in Gang zu halten. Für die Planung erosionsmindernder Maßnahmen spielt die Vegetation eine zentrale Rolle, weil hier mit relativ geringem Aufwand ein großer Nutzen zu erzielen ist. Ziel ist die Schaffung möglichst stabiler Waldbestände, die auf eine Verhinderung von Erosionsinitialen aller Art ausgerichtet sind.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Erfassung sensibler Einzugsgebiete in der Steiermark durch den Forsttechnischen Dienst der Wildbach- und Lawinenverbauung wurde von der Gebietsbauleitung Unteres Ennstal und Salzatal das Holzäpfeltal bei Wildalpen als eines der vordringlich zu bearbeitenden Gebiete angeführt. Das Ziel der daraufhin in den Jahren 1996/97 durchgeführten

Untersuchungen bestand darin, Entscheidungshilfen für die weitere Maßnahmensetzung durch die WLW zu liefern (PROSKE et al. 1997).

Die interdisziplinär ausgerichtete Bearbeitung umfaßte die folgenden Untersuchungsschritte:

- Sammlung vorhandenen Datenmaterials
- Erhebung der aktuellen und potentiellen Geschiebeherde im Einzugsgebiet
- Untersuchung der langfristigen Dynamik in der Geschiebeerzeugung
- Quantifizierung des Erosionspotentials
- Analyse des anthropogenen Einflusses - Nutzungsentwicklung
- Untersuchung der Waldökosysteme
- Analyse der Schutzwirksamkeit und Stabilität der Vegetationsdecke in Risikobereichen
- Beurteilung des Wildbestandes im Hinblick auf Verbißschäden
- Interdisziplinäre Ursachenanalyse der Erosionsprozesse

Im vorliegenden Bericht werden in erster Linie die geologischen Ergebnisse der Bearbeitung präsentiert.

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des steirischen Anteiles der Nördlichen Kalkalpen im Gemeindegebiet von Wildalpen und umfaßt das gesamte Einzugsgebiet des Holzäpfeltalbaches. Seine Ausdehnung beträgt 22,74 km². Die höchste Erhebung ist der Hochstadel (1.919 m), die Mündung des Holzäpfeltalbaches in die Salza liegt auf ca. 590 m SH.

Der Holzäpfeltalbach entspringt am Nordwestabhang des Kräuterinmassivs und mündet nach einer Gesamtlauflänge von 8,4 km bei Wildalpen rechtsufrig in die Salza. Sein bedeutendster Zubringer ist der Hopfgartenbach, der bei Hm 6,60 rechtsufrig in den Holzäpfeltalbach mündet. Als weiterer bedeutender rechtsufriger Zufluß ist der Ennsleitengraben zu erwähnen, der bei Hm 62,50 in den Holzäpfeltalbach einmündet. Weniger für die Wasserführung, entscheidend aber für die Geschiebeführung sind die linksufrig aus dem Bereich des Nordwestabfalles des Kräuterinmassivs etwa ab Hm 42 in den Holzäpfeltalbach einmündenden Seitengräben.

Das gesamte Einzugsgebiet wird von der Wildbachverbauung betreut und liegt im Zuständigkeitsbereich der Gebietsbauleitung Admont / Unteres Ennstal und Salzatal.



Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes in der Steiermark

3. Anthropogener Einfluß und Nutzungsentwicklung

Als der Aufschwung der Eisenindustrie um den Steirischen Erzberg die Erschließung immer weiterer Holzkohlenversorgungsgebiete notwendig machte, richtete sich das Interesse auch auf die Wälder im Salzatal. Der große Kohlenbedarf der Hammer- und Blahwerke ließ Köhler und Holzknechte immer weiter in die entlegenen Wälder vordringen (GRUBER 1965).

Historische Unterlagen, die Hinweise auf die Entwicklung des Untersuchungsgebietes geben, beziehen sich in erster Linie auf die forstliche Nutzung im Zusammenhang mit der Kohlholzerzeugung für die Eisenverhüttung.

Erste Berichte über Waldverwüstungen im Raum Wildalpen stammen bereits aus dem Jahr 1627. Nach ausgedehnten Schlägerungen vor der Übernahme der Wälder durch die Forstverwaltung Wildalpen im Jahr 1889 handelte es sich in erster Linie um jahrzehntelang unbestockte oder nur spärlich bestockte Großkahlschläge. Aushagerung des Bodens, schlechtes Wachstum, ungünstige Bestandesverhältnisse und verbreitete Erosionsvorgänge kennzeichneten die Flächen (HAFNER 1979).

Nach Unterlagen der Wildbach- und Lawinerverbauung (FORSTTECHNISCHE ABTEILUNG FÜR WILDBACHVERBAUUNG 1911) war der Talboden bereits im Jahr

1903 fast vollständig verschottert. Die am weitesten taleinwärts gelegenen kleinbäuerlichen Höfe mußten infolge der zunehmenden Verschotterung bereits etwa um 1930 geräumt und ihre Bewohner ausgesiedelt werden. Die seit dem Jahr 1952 errichteten Verbauungswerke bewirkten zumindest vorübergehend eine Stabilisierung und weitgehende Eintiefung des Gerinnes. Eine in den Jahren 1952 bis 1954 errichtete Geschiebestausperre (Christerbauersperre) war allerdings bereits 1960 vollständig verlandet. Durch die anschließende Erhöhung der Sperre wurde das Fassungsvermögen des Stauraumes von 350.000 m³ auf ca. 430.000 m³ vermehrt. Eine zweite Sperre, deren Stauraum ein Fassungsvermögen von 160.000 m³ aufweist und deren Verlandungszeitraum mit 5,5 Jahren berechnet wurde, wurde schließlich noch oberhalb der ersten Sperre errichtet (FORST-TECHNISCHE ABTEILUNG FÜR WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1960). Die Sanierungsstrategie sah neben der Zurückhaltung der Geschiebmassen durch Stausperren und der Gerinnebildung durch Eintiefen des Bachlaufes auch forstlich-biologische Maßnahmen im Bereich der Geschiebeherde im Einzugsgebiet vor. Diese Bemühungen wurden durch eine Windwurfkatastrophe im Jahr 1966, die große Waldflächen im Einzugsgebiet des Holzäpfelalbaches zerstörte, entscheidend zurückgeworfen. Nach einer Verschlimmerung der Geschiebeproblematik infolge dieses Ereignisses kam es trotz einer allgemeinen Verbesserung des Waldzustandes nicht mehr zu der erwarteten Stabilisierung bzw. Normalisierung der Situation.



Abb. 2: Der vollständig verschotterte Talboden des Holzäpfeltales im Bereich des ehemaligen Christerbauern

4. Geologische Verhältnisse

Das Arbeitsgebiet wird zur Gänze von der Göller Decke, einer Teildecke des kalkalpinen Ötcher-Deckensystems, aufgebaut. Im Süden wird diese Decke durch ein WSW-ENE-verlaufendes System teils steil stehender Störungen begrenzt ("SEMP"-Linie = Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg - Linie).

4.1. Grundgebirge

Das präquartäre Grundgebirge wird fast ausschließlich von Gesteinen der Mittel- und Obertrias aufgebaut. Lediglich am Südrand des Einzugsgebietes findet man auch tertiäre Konglomerate und Sandsteine (PAVLIK 1995). Vom lithologischen Gesichtspunkt betrachtet dominieren Dolomite bei weitem. Dolomit neigt bekanntermaßen generell zu starker Schuttbildung. Seine oft endogen brekziöse Ausbildung infolge diagenetischer Umwandlungsprozesse begünstigt den Zerfall zu einem feinen, polygonalen Grus mit einem deutlichen Maximum innerhalb der Sand- und Kiesfraktion. Größere Steine und Blöcke sind im Vergleich zu Kalkschutt selten. Der Ton-/Schluffgehalt ist stark von der tektonischen Beanspruchung abhängig. Vor allem im Nahbereich tektonischer Linien und Störungen sind die Dolomite des Untersuchungsgebietes durchwegs engständig geklüftet. Größere Störungen werden häufig von Mylonitbildungen begleitet, in denen das Gestein zu einer feinkrekziösen oder schluffig-sandigen Masse zerrieben ist. Das Korngrößenspektrum von Hangschutt aus solchen Zonen weist eine deutliche Schwerpunktverschiebung in Richtung höherer Feinanteile auf.

Als tiefstes Schichtglied nehmen Wettersteindolomite große Bereiche im Nordteil des Untersuchungsgebietes ein. Darüber liegen die sehr charakteristisch ausgeprägten, geringmächtigen karnischen Reingrabener Schiefer. Es handelt sich um weiche schwarze Schiefer, die häufig horizontweise Sphaerosideritknollen mit Durchmessern bis etwa 20 cm führen. Die Reingrabener Schiefer verwittern sehr leicht zu schluffig-tonigem Lockermaterial. Aufgrund dieser leichten Verwitterbarkeit sind im Gelände oft markante Stufen ausgebildet, die bereits einen deutlichen Hinweis auf das Vorhandensein von Schiefen im Untergrund geben. Anstehende Schiefer findet man dagegen meist nur in frischen Anrissen im Bereich der Gräben. Die Mächtigkeit des Schieferbandes beträgt im allgemeinen zwischen etwa 10 m und 30 m. Da die Gesteine bei tektonischer Beanspruchung jedoch mehr oder weniger plastisch reagieren, können sie bereichsweise auch völlig fehlen oder aber wesentlich größere Mächtigkeiten erreichen. Die Schiefer begünstigen aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung die Ausbildung tiefgründiger Hangbewegungen. Besonders jene Flächen, in denen sie eine mehr oder weniger hangparallele Lagerung aufweisen, neigen verstärkt zu Rutschungen. Im

Hangenden folgt der mächtig entwickelte Hauptdolomit, der im Südteil des Einzugsgebietes dominiert und durch Einschaltung kalkiger Bänke im Gipfelbereich des Kräuterinmassivs allmählich in Dachsteinkalk übergeht.

Das Schichtfallen ist generell recht einheitlich, wobei im gesamten Arbeitsgebiet südliche Richtungen dominieren. Die Einfallwinkel liegen überwiegend zwischen 25° und 45°. Nur im Nahbereich größerer tektonischer Linien gibt es stärker abweichende Lagerungsverhältnisse.

4.2. Quartäre Deckschichten

Während der würmzeitlichen Vereisung waren zwar das Hochschwabplateau und die südostexponierten Kare des Kräuterinmassivs vergletschert, der Raum zwischen dem Kräuterinmassiv und den Göstlinger Alpen blieb jedoch eisfrei. Mehrere Kargletscher aus dem Bereich des Hochschwabmassivs (Siebenseetal, Brunntal, Bärnbachtal) vereinigten sich im Salztal zu einem kurzen Talgletscher, dessen Ende sich vermutlich etwa 3 km westlich von Wildalpen befand (FRITSCH 1993). Präwürmzeitliche Lockersedimente sind allerdings fast im gesamten Untersuchungsgebiet vertreten. Während der Reißvereisung lag wahrscheinlich der größte Teil der Hochschwab-Nordabdachung, das Salztal und das gesamte Lassingbachtal unter Eisbedeckung. Es entwickelte sich ein geschlossenes Eisstromnetz, dessen Eisflüsse sich im Salzgletscher vereinigten, der schließlich bei Großreifling in den Enns-gletscher mündete (FRITSCH 1993). Größere zusammenhängende Moränenreste treten vor allem in flacheren und damit vor der Erosion geschützten Bereichen nordwestlich des Holzäpfeltales auf.

Von entscheidender Bedeutung für die abnorm hohe Geschiebeproduktion ist aber die Remobilisierung alter Schutthalden, die am NW-Abfall des Kräuterinmassivs große Verbreitung besitzen. Diese Bildungen liegen heute als teils stark kompaktierte, teils bankweise zu Gehängebrekzien verkittete Schuttmassen von bis über 30 m Mächtigkeit vor.

Unter Gehängebrekzien versteht man einen durch ein meist kalkiges, löchriges Bindemittel unvollkommen verkitteten Gehängeschutt (SPENGLER & STINY 1926). Dieser Definition genügen die Schuttvorkommen des Kräuterinmassivs zwar, wobei jedoch für große Bereiche durch das weitgehende Fehlen eines kalkigen Bindemittels die Verkittung der Komponenten so schwach ist, daß der Begriff "Brekzie" nicht ganz zutreffend erscheint.

Charakteristische Merkmale sind:

- Sie treten ausschließlich im Hauptdolomit des NW-Abfalles des Kräuterinmassivs in Höhenlagen zwischen 860 m und 1.550 m auf.

- Sie bestehen ganz überwiegend aus kantigen Hauptdolomit- und Dachsteinkalkbruchstücken mit Korngrößen meist zwischen 1 cm und 10 cm. Man findet aber auch Blöcke bis m^3 -Größe eingestreut, die meistens kantengerundet sind.
- Sie weisen darüber hinaus einen hohen Feinkornanteil - überwiegend im Schluffbereich - auf.
- Häufig ist eine undeutliche hangparallele Schichtung erkennbar.
- Die Hangneigungen liegen überwiegend zwischen 27° und 32° .

Im Zuge der Geländeaufnahme wurden an den Flanken der heute weitgehend ausgeräumten Gräben immer wieder Reste entsprechender Ablagerungen gefunden. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß diese in der Vergangenheit eine noch wesentlich größere Ausdehnung besessen haben müssen.

In Hinblick auf den Entstehungszeitraum ist eine exakte Einstufung für die gegenständliche Fragestellung zwar nicht relevant, die Analyse der zur Entstehungszeit herrschenden Umfeldbedingungen (Klima, Vegetation, Topographie, Erosionsdynamik, ...) kann jedoch wertvolle Anhaltspunkte für die Identifizierung schlecht aufgeschlossener Schuttmassen und für verschiedene Materialparameter, die für die interdisziplinäre Ursachenanalyse der Erosionsproblematik wesentlich sind, liefern.

Pleistozäne Gehängebrekzien sind aus den Ostalpen seit langem bekannt. In vielen Fällen sind auch die Steinschlagwände, aus deren Verwitterung sie hervorgegangen sind, noch vorhanden (WICHE 1953). Die meisten Autoren interpretieren die Brekzien als Zeugen einer stark gesteigerten Wandverwitterung während eines gegenüber der Gegenwart wärmeren Interglazials (z.B. AMPFERER 1907, 1935; BAUER & TRIMMEL 1955; CORNELIUS 1938; WICHE 1953). Als eindeutige Hinweise auf die Entstehung der Gehängebrekzien während eines Interglazials findet man einerseits relativ häufig deren Überlagerung durch Würmmoränen oder aufgearbeitete Brekzienreste in denselben, andererseits glazial überprägte Komponenten in der Brekzie.

Für die Schuttmassen des Kräuterinmassivs kann der Nachweis eines interglazialen Bildungszeitraumes nicht erbracht werden. Der Grund dafür ist, daß das Untersuchungsgebiet während der Würmvereisung keine Gletscher aufgewiesen hat und daß daher letzteiszeitliche Moränenablagerungen, die eine Einstufung erlauben würden, fehlen. Mehrere Gründe sprechen ganz im Gegenteil eher für eine spät- oder sogar postpleistozäne Entstehungszeit. Beobachtungen hinsichtlich einer beträchtlich gesteigerten Verwitterung in einer kühleren und feuchteren Periode gegen Ende der Würmvereisung wurden von WICHE (1949) aus dem oberösterreichischen Salzkammergut beschrieben. Dabei handelt es sich um Hänge aus Hauptdolomit, aus denen relativ kleine Gräben nach dem Abschmelzen des würmzeitlichen

Ferneises ausgedehnte Schwemmkegel in die Täler eingeschüttet haben. Die Mächtigkeit dieser heute zerschnittenen Schuttmassen beträgt bis zu 70 m. Unter den heutigen Klimaverhältnissen können die Bäche das anfallende Geschiebe bewältigen. Die seinerzeitige Überladung der Bäche mit Dolomitgrus wird auf die intensive Frostverwitterung während des Spätglazials zurückgeführt. Eine rasche Veränderung der Oberflächenformen nach dem Höhepunkt der Würm-Vereisung unter periglazialen Klimabedingungen konnte für zahlreiche weitere alpine und randalpine Bereiche vor allem im bayerischen Raum nachgewiesen werden (KARL & DANZ 1969; BECHT 1989). Während dieser Phase vollzog sich der Übergang von einem glazial/periglazial geprägten System zu einer durch fluviale Prozesse dominierten Morphodynamik. Zur Zeit der Entstehung der Schuttdecke am Nordwestabfall des Kräuterinmassivs müssen diese Bereiche weitgehend vegetationsfrei gewesen sein. Beobachtungen an rezenten Schutthalden in den triadischen Karbonaten der Karawanken bestätigen, daß die Entstehung großer Halden auf Bereiche oberhalb der Waldgrenze beschränkt ist. Durch Bewaldung wird die Ausbildung von aktiven Schutthalden in der Regel verhindert. Wo sich lokal trotzdem Schutthalden bilden konnten, ist dies auf tektonische Auflockerung bzw. Massenbewegungen zurückzuführen (FELLNER 1992 in: SCHÄFFER 1994). Die geringe Höhenlage der meisten Vorkommen, deren Hauptmasse zwischen 900 m und 1.200 m SH liegt, gibt daher bereits einen ersten Hinweis auf eine abgesenkte Vegetationsgrenze und damit ein niedriges Temperaturniveau.

Ein zweites Argument, das in engem Zusammenhang mit der jetzigen Erosionsproblematik zu sehen ist, spricht noch deutlicher gegen einen interglazialen Entstehungszeitraum: Da es sich zum überwiegenden Teil um Dolomitrekzien bzw. kompaktierten Dolomitschutt handelt, ist die Verkittung des Materials bei weitem nicht so stark wie in reinen Kalkbrekzien. Eine Verkittung tritt nur bei jenen Brekzienvorkommen auf, deren Herkunftsgebiet bis in den Dachsteinkalk im Gipfelbereich des Kräuterinmassivs reicht. Auch dann ist diese Verkittung auf einzelne kalkreichere Bänke beschränkt, während die Hauptmasse als stark kompaktiertes Lockermaterial anzusprechen ist. Der überwiegende Teil der mächtigen Hangverkleidung befindet sich bei Hangneigungen um 30° für ein feinkornreiches Lockergestein in einer äußerst labilen Position. Es ist daher sehr unwahrscheinlich, daß der kompaktierte Hangschutt über einen Zeitraum von zumindest 70.000 Jahren (Ende des Riß-Würm-Interglazials) stabil geblieben wäre. Darüber hinaus ist zu bedenken, daß während der würmzeitlichen Kaltphasen in diesen Höhenlagen selbstverständlich weitgehende Vegetationsfreiheit herrschte.

Schließlich sind auch die Steinschlagwände, aus deren Verwitterung die Schutthalden hervorgegangen sind, im Kräuteringebiet noch überall – zumindest als Relikte – vorhanden. Im Falle älterer (interglazialer) Gehängebrekzien sind dagegen die Herkunftsgebiete vielfach zur Gänze abgetragen

und so die Reliefverhältnisse völlig umgestaltet worden (z.B. AMPFERER 1935; FRITSCH 1993; WEHRLI 1928).

Erst mit der endgültigen Erwärmung zu Beginn des Präboreals (vor etwa 7000 bis 8000 Jahren) begannen auf den Schuttflächen Wälder zu wachsen, die den Vorgang der Stabilisierung unterstützten.

5. Ursachen und Auslöser der Geschiebeproduktion

Die folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf Vorgänge im Zusammenhang mit der Abtragung der oben beschriebenen (pleistozänen) Hangschuttdecke, da diese den ausschlaggebenden Faktor für die Geschiebeproblematik im Holzäpfeltal darstellt.

Die entscheidende geogene Voraussetzung für die derzeitige Entwicklung ist ohne Zweifel mit dem Vorhandensein eines großen Lockergesteinspotentials in einer äußerst abtragsgefährdeten Position gegeben. Die Ursache dafür ist in der quartärgeologischen Entwicklung zu finden, die zur Akkumulation der großen Lockergesteinsmassen geführt hat. Hauptvoraussetzungen und -ursachen für eine derartige Entwicklung waren ein entsprechendes Relief, stark zur Verwitterung neigende Gesteine, die zur Entstehungszeit herrschenden klimatischen Verhältnisse sowie das Fehlen einer stabilisierenden Vegetationsdecke. Die Vorgänge und Prozesse, die zur Entstehung des Lockergesteinspotentials beigetragen haben, sind damit auf veränderte Umfeldbedingungen zurückzuführen, die zumindest im Arbeitsgebiet heute nicht mehr wirksam sind.

Neben der überwiegend geologisch-morphologisch bedingten Prädisposition besteht eine Reihe weiterer Einflußfaktoren, deren Auswirkungen vor allem darin bestehen, den degradativen Entwicklungsprozeß in Gang zu halten bzw. eine Stabilisierung zu verhindern. In dieser Hinsicht sind vorrangig die Komplexe

- Boden - Wald
- Wald - Wild

zu berücksichtigen.

Auslösende Faktoren für die Erosionsprozesse sind bei weitem schwieriger zu bestimmen, da die entscheidenden Materialumlagerungen relativ selten und dann in sehr kurzer Zeit ablaufen und Indizien, die die Frage nach dem Auslösefaktor beantworten helfen könnten, oft bereits im Zuge des Ereignisses wieder zerstört werden. Die Thematik kann in zwei Problemkreise differenziert werden:

- Erstens geht es um jene Ereignisse oder Prozesse, die die derzeitige Entwicklung in Gang gesetzt haben, d.h., die eine wesentliche Beschleunigung der Erosionsdynamik ausgelöst haben.
- Zweitens soll analysiert werden, wodurch große Feststoffumlagerungen innerhalb des derzeit herrschenden Systemzustandes der beschleunigten Erosion in den Teileinzugsgebieten ausgelöst werden (- und wodurch nicht).

5.1. Auslösefaktoren für die Beschleunigung der Erosionsdynamik

Vorauszuschicken ist, daß die Beantwortung dieses Fragenkomplexes größere Unsicherheiten beinhaltet, die auf die spärlichen Unterlagen aus dem in Frage kommenden Zeitraum (wahrscheinlich in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts) zurückzuführen sind.

Auszugehen ist von einem Zustand, in dem episodische Ereignisse mit erhöhten Feststoffumlagerungen zwar gleichfalls ihren Platz hatten, ohne allerdings schwerwiegende dauerhafte Veränderungen wie die derzeitige flächendeckende Einschotterung des gesamten Talbodens zur Folge zu haben.

Als einer der möglichen Auslöser sowohl für tiefgreifende morphologische Umgestaltungen als auch für isolierte Massenbewegungen kommen Erdbeben in Frage. Aus dem in Frage kommenden Zeitraum gibt es allerdings keine Aufzeichnungen über ein Beben größerer Intensität im Nahbereich (SCHÄFFER 1994), auch sind typische Formen erdbebenbedingter Massenverlagerungen eher Sturzprozesse und Rutschungen, nicht aber die im Untersuchungsgebiet auftretenden Erosionserscheinungen.

Eine signifikante Veränderung der Niederschlagsstruktur als weiterer potentieller Auslösefaktor ist aufgrund fehlender diesbezüglicher Aufzeichnungen für den Zeitraum der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts rein spekulativ, im Zusammenhang mit der Deutung bestehender Erosionsmuster aber auch nicht völlig auszuschließen.

Eine Veränderung "innerer" physikalisch-chemischer Eigenschaften der Hangschuttmassen, die eine zunehmende Destabilisierung zur Folge hatten, ist gleichfalls nicht nachweisbar. Eine Veränderung bodenphysikalischer Eigenschaften ist am ehesten dadurch gegeben, daß es durch die Verwitterung zu einer allmählichen Feinkornanreicherung in tieferen Horizonten kommt. Damit in Zusammenhang steht eine Veränderung der Durchlässigkeits- und Druckverhältnisse mit der Ausbildung von Stauhohizonten, die bei einer

entsprechend hohen Versickerungsrate bei Starkniederschlägen eine Erhöhung der Abtragswahrscheinlichkeit bewirken können.

Am naheliegendsten ist es, als ausschlaggebende Störgröße den Einfluß der forstlichen Nutzung seit Beginn der Neuzeit in den Mittelpunkt der Überlegungen zu stellen. Eindeutige Auswirkungen des negativen Einflusses auf erosionsrelevante Parameter sind im Zustand der Vegetation und des Bodens unschwer zu finden. Allerdings geht es nicht nur um flächenhaften Bodenabtrag und die Verarmung und Umgestaltung der Pflanzenassoziationen in den talnahen Bereichen, sondern auch um tiefgreifende Veränderungen in Zonen, die aufgrund ihrer Lage nur mit großen Schwierigkeiten für eine forstliche Nutzung erschließbar waren. Wie historische Aufzeichnungen (STABILER ODER FRANZISCEISCHER KATASTER 1824) und die gegenwärtigen Vegetationsmuster belegen, wurden zur damaligen Zeit tatsächlich auch bereits schwer zugängliche Waldflächen an extremen Standorten geschlägert. Eine Analyse aktueller Erosionsinitialen zeigt, daß unter ungünstigen Rahmenbedingungen oft geringfügige Bodenverletzungen ausreichen, um Erosionsrinnen entstehen zu lassen. Damit kommt neben Bodenverwundungen durch die Holzschlägerung und -bringung auch Viehtritt in ehemaligen Waldweidegebieten als erosionsfördernder Prozeß in Frage.

5.2. Auslösefaktoren für Einzelereignisse

Für das Holzäpfeltal ist nachweisbar, daß langanhaltende Landregen, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen in Zusammenhang mit Staulagen häufig auftreten (z.B. 3./4.9.1996) oder die Schneeschmelze auch bei großer Schneerücklage und plötzlichem Temperaturanstieg (z.B. Mai 1996) nicht als Auslöser für größere Massenumlagerungen in den Altschuttgebieten fungieren. Umlagerungen beschränken sich bei derartigen Rahmenbedingungen auf kleine und kleinste Rutschungen auf den vegetationslosen Anbrüchen. Damit bleibt die Auslösung von Muren auf jene Niederschlagsereignisse beschränkt, die aufgrund ihrer hohen Intensität - oft in Verbindung mit Hagelfall - in kurzer Zeit zu einem großen Wasserüberschuß im betroffenen Einzugsgebiet führen. Eine besonders große Wassermenge in einer kurzen Zeitspanne kommt dann zum Abfluß, wenn zusätzlich zu intensivem Regen das Schmelzwasser von unmittelbar zuvor gefallenem Hagel kommt. Derartige Niederschläge traten im Bearbeitungszeitraum 4/1996 bis 6/1997 im Untersuchungsgebiet jedoch nicht auf.

Auf der Suche nach potentiellen Auslösemechanismen fällt die charakteristische linsenförmige Form der Erosionreste der (pleistozänen) Hangschuttdecke ins Auge. Sie befinden sich offensichtlich an Stellen, die einen gewissen Schutz vor den wirksamen Abtragsprozessen bieten. Die Position neu

aktivierter Erosionsrinnen unterhalb steiler Rinnen im anstehenden Dolomit liefert einen weiteren Anhaltspunkt bezüglich der wirksamen Auslösemechanismen. FRYXELL & HORBERG (1943) beschrieben anhand eines Beispiels aus den Rocky Mountains einen Auslösemechanismus, der treffenderweise als "firehose"-Effekt bezeichnet wurde (firehose = Feuerwehrschauch). Steile Rinnen im anstehenden Gestein über der Schutthalde stellen demnach Hochgeschwindigkeits-Fließstrecken während intensiver Niederschläge dar. An der Grenze zur Hangschuttdecke trifft das Wasser dann mit großer Energie auf das Lockermaterial. Schuttmassen, die bereits nahezu wassergesättigt sind, reagieren besonders empfindlich auf den auftreffenden Wasserstrahl und begünstigen die Entstehung des Mureninitialstadiums. Einen ähnlichen Vorgang, der zur Auslösung von Hangmuren in rezenten Schutthalden in den italienischen Dolomiten führte, beschrieben MARCHI & TECCA (1996). Die Ausgangspunkte für Murgänge befanden sich jeweils am Kontakt von Schutthalden mit steilen Felswänden. Die konzentrierte Wasserzufuhr aus Rinnen und Klüften im anstehenden Fels mußte dabei nicht notwendigerweise mit großer Aufprallenergie (wie beim "firehose"-Effekt) verbunden sein, um Muren zu initiieren. Auch das in großen Mengen in den Schutt einsickernde Niederschlagswasser kann flachgründige Rutschungen auslösen, wobei die Rutschbewegung fast unmittelbar in die Fließbewegung des Mureninitialstadiums übergeht.

"Firehose"-Effekte bzw. das in Schutthalden konzentriert einsickernde Wasser können eine Auslösung von Muren selbstverständlich nur so lange bewirken, als transportfähiges Lockermaterial im unmittelbaren Einwirkungsbereich des Wasserüberschusses vorhanden ist. Während in rezenten Schutthalden eine episodische Reaktivierung infolge neuerlicher Schuttakkumulationen jederzeit erfolgen kann, fehlt in Altschuttgebieten nach Ausräumung des Lockermaterials das erforderliche Feststoffpotential. Diese Situation besteht auch bereits in Teilen des Einzugsgebietes des Holzäpfeltalbaches. Vor allem dort, wo die Felsrinnen im darüberliegenden anstehenden Gestein relativ große Einzugsgebiete besitzen und infolgedessen die "firehose"-Effekte einen hohen Wirkungsgrad aufweisen, sind die Schuttmassen bis auf lokale, kleinräumige Erosionsreste zur Gänze abgetragen. Aktive "firehose"-Situationen treten hingegen noch dort auf, wo der Wirkungsgrad aufgrund des kleineren Einzugsgebietes der Rinnen geringer ist und damit die Aktivierung des Prozesses auf seltene Extremereignisse beschränkt bleibt.

Ist eine durch "firehose"-Effekte ausgelöste Mureninitiierung infolge des Fehlens von mobilisierbarem Lockermaterial im unmittelbaren Aufprallbereich des Wassers nicht mehr möglich, treten andere Prozesse in den Vordergrund, die dafür sorgen, daß keine spontane Stabilisierung des Systems erfolgen kann. Die entstandenen, tief eingeschnittenen Murkanäle weisen hohe, übersteilte, vegetationslose Böschungen in wenig standfestem Lockermaterial auf. Damit sind sie bevorzugt der mechanischen Verwitterung

ausgesetzt, wobei im Sommerhalbjahr Flächenschurf und Rinnenerosion, im Winterhalbjahr tiefgründige Auflockerung im Zusammenhang mit Frostwechseln sowie Schneeschurf vorherrschen. Im Zuge des Abschmelzens der Schneedecke und des Auftauens des Bodenfrostes wird der gelockerte Untergrund vielfach mit Wasser übersättigt, so daß es im Frühjahr zu solifluktuonsartigen, einige Dezimeter tief reichenden Rutschungen kommt. All diese Prozesse führen zu einer Materialakkumulation in der Grabensohle, wobei aufgrund der unterirdischen Entwässerung auch der hohe Feinkornanteil des Materials erhalten bleibt. Initiiert werden Muren schließlich wieder bei heftigen Niederschlägen durch die plötzlich einsetzenden, sedimentbeladenen Abflüsse von den Erosionsflächen mit Neigungen über 35°. Die weitere Materialaufnahme durch kombinierten Tiefen- und Seitenschurf wird durch die hohe Wassersättigung des Materials im Bereich der Grabensohle infolge rascher Infiltration und des am Kontakt zum anstehenden Gestein unter dem Lockermaterial fließenden Wassers begünstigt.

6. Schlußfolgerungen

Ein anthropogener Einfluß auf das erste Stadium der Mobilisierung des Altschutts, das durch "firehose"-Prozesse am Kontakt des anstehenden Gesteines mit dem kompaktierten Schutt gekennzeichnet ist, ist zwar wahrscheinlich - und kann in einer verstärkten Anlage von Erosionsinitialen in kritischen Bereichen wurzeln -, ist aber auch nicht als unabdingbare Voraussetzung dafür anzusehen. Die weitere Entwicklung des Einzugsgebietes, d.h. ob es zu einer starken und raschen Expansion der Erosionsherde kommt oder ob eine Stabilisierung erfolgen kann, ist vom anthropogen geprägten Wald- und Bodenzustand jedoch in hohem Maße abhängig. Für die Planung erosionsmindernder Maßnahmen spielt daher die Vegetation eine zentrale Rolle, weil hier mit relativ geringem Aufwand ein großer Nutzen zu erzielen ist. Aus diesem Grund müssen alle forstwirtschaftlichen Maßnahmen zum Ziel haben, möglichst stabile Waldbestände, die auf eine Befestigung des Untergrundes und die Verhinderung von Erosionsinitialen aller Art ausgerichtet sind, zu schaffen.

7. Literatur

- AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. - Jb.d.k.k.geol.Reichsanstalt, Jahrgang 1907, Wien.
- AMPFERER, O. (1935): Geologischer Führer für die Gesäuseberge. - Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F. & TRIMMEL, H. (1955): Die Hirberggrube und ihre Breccien (Dachstein). - Mitt..Geol.Ges., 97, 35-37, Wien.

- BECHT, M. (1989): Neue Erkenntnisse zur Entstehung pleistozäner Talverfüllungen. - In: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 39, 1-19, Öhringen.
- CORNELIUS, H. P. (1938): Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und in seinen Nachbartälern. - Jb. Geol. B.-A., 88, 103-145, Wien.
- FELLNER, D. (1994): Beispiele von Schwemmkegel- und Schutthaldenbildungen aus den Karawanken. - in: SCHÄFFER, G.: Integrative Erfassung von Georisiken im alpinen Gebieten. IDNDR-Projekt der Geologischen Bundesanstalt. - Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 213-216, Wien.
- FORSTTECHNISCHE ABTEILUNG FÜR WILDBACHVERBAUUNG (1911): Bericht über die Erhebungen im Gebiete des Holzäpfeltal- und Hinterwildalpenbaches, Gemeinde Wildalpe, Bezirk Liezen. - Graz.
- FORSTTECHNISCHE ABTEILUNG FÜR WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG (1960): Technischer Bericht zum Bauentwurf für den Holzäpfelgraben, Gemeinde Wildalpen. - Unveröff. Bericht, Graz.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. - Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, Wien.
- FRYXELL, F. M. & HORBERG, L. (1943): Alpine mudflows in Grand Teton National Park, Wyoming. - Geol. Soc. of Amer. Bull., 54, 457-472, Boulder, Colorado.
- GRUBER, P. (1965): Das Gebiet der Salza von Gußwerk bis zur Mündung in die Enns (Eine länderkundliche Untersuchung). - Diss. am Institut für Geographie, Karl-Franzens-Uni., Graz.
- HAFNER, F. (1979): Steiermarks Wald in Geschichte und Gegenwart. - Österreichischer Agrarverlag, Wien.
- KARL, J. & DANZ, W. (1969): Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. - Schriftenreihe Bayer. Landesstelle f. Gewässerkunde, 1, München.
- MARCHI, L. & TECCA, P. R. (1996): Hill-slope debris flows in the Dolomites. Characteristics and associated risk. - Tagungspublikation Interpraevent 1996, Bd. 3, 83-92, Garmisch-Partenkirchen.
- PAVLIK, W. (1995): Geologische Kartierungen 1995 auf Blatt 101. - Unveröff. Manuskriptkarte, Geol. B.-A., Wien.
- PROSKE, H., RINESCH, C., STRASSER, V. & TRINKAUS, P. (1997): Grundlegende Untersuchungen zur Geschiebeproblematik des Holzäpfeltalbaches. - Unveröff. Bericht, Joanneum Research, Graz.
- SCHÄFFER, G. (1994): Integrative Erfassung von Georisiken im alpinen Gebieten. IDNDR-Projekt der Geologischen Bundesanstalt. - Unveröff. Bericht Geol. B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Eisenerz - Wildalpen - Aflenz (mit Erläuterungen). - Geol. B.-A., Wien.
- STABILER ODER FRANZISCEISCHER KATASTER (1824).

- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. - Jb. Geol. B.-A., LXXVIII, 3. H., 355-498, Wien.
- WICHE, K. (1949): Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. - Geogr. Jber. aus Österr., 23, 125-145, Wien.
- WICHE, K. (1953): Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. - Mitt. Geogr. Ges., 95, 143-166, Wien.

Anschrift des Verfassers:



Mag. Herwig PROSKE
Institut für Umweltgeologie und Ökosystemforschung
Joanneum Research
Elisabethstraße 16, A-8010 Graz.