

Hangprozesse in den quartären Ablagerungen des Koppentals (Steiermark, Oberösterreich)

Von Hans Jörg LAIMER¹

Mit 8 Abbildungen

Angenommen am 4. November 2015

Abstract: Slope processes in the Quaternary deposits of the Koppen Valley (Styria, Upper Austria). – The link between engineering geology and Quaternary geology is represented on the example of slope processes, that occur along a rail line in the Koppen Valley (Styria – Upper Austria). The rail line is susceptible to geogenic natural hazards, which take place mainly in glacial and fluvioglacial deposits of the Würm glaciation. In support of planning protective measures along the rail line, geomorphological mapping based on airborne laserscanning data was carried out, where landslides and gully erosion were identified as the decisive slope processes. In contradistinction to valleys with a similar geomorphological setting rockfall is of low importance and it is bounded to terrace gravel and slope breccia. Large landslides are linked to lake deposits. The distribution of these bottom set beds is wider than initially thought. In the course of railway construction projects between 2004 and 2014 clay and silt were uncovered in several places, confirming the existence of a late glacial lake at the village of Unterkainisch and suggesting the formation of another lake in the Koppen valley during the Würm glacier advance phase. The paleogeographic model developed by van Husen contributed significantly to the interpretation of investigated sediments and mass movements. Considering the landslides, only the Weißengriesgraben slide is directly relevant for the transport infrastructures. Inclinator measurements result in deformation rates up to 0.2 m/year and point to a deep-seated, active rotational slide. Laserscan data enabled the detection of a 2 km long sagging structure within the Quaternary deposits at the eastern slope of Mt. Sarstein.

Zusammenfassung: Am Beispiel der entlang einer Eisenbahnstrecke durch das steirisch- oberösterreichische Koppental auftretenden Hangprozesse wird der Zusammenhang zwischen Ingenieur- und Quartärgeologie dargestellt. Die Bahnlinie ist geogenen Naturgefahren ausgesetzt, welche überwiegend in den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen der Würmvereisung ablaufen. Zur Unterstützung der Planung von Schutzmaßnahmen an der Strecke wurde eine geomorphologische Kartierung auf Airborne Laserscanning-Basis durchgeführt, die Rutschungen und Rinnenerosion als maßgebliche Hangprozesse ausweist. Stein- und Blockschlag tritt im Unterschied zu Tälern mit vergleichbarer geomorphologischer Entwicklung nur untergeordnet, in Terrassenschottern und Hangbrekzien auf. Die kartierten Großrutschungen sind an Seesedimente gebunden, deren Verbreitung größer ist, als bisher angenommen wurde. Im Rahmen von Bahnbauprojekten wurden zwischen 2004 und 2014 an mehreren Stellen Ton und Schluffe aufgeschlossen, welche die Existenz eines spätglazialen Sees bei Unterkainisch bestätigen und die Bildung eines weiteren Sees im Koppental in der Würm-Vorstoßphase nahelegen. Das von van Husen entwickelte paläogeographische Modell trug wesentlich zur Interpretation der erkundeten Sedimente und Massenbewegungen bei. Von den Großrutschungen ist nur jene am Weißengriesgraben für die Verkehrsinfrastruktur unmittelbar relevant. Inklinometer-Messungen mit Verformungszuwächsen bis 0,2 m/Jahr ergeben das Bild einer tiefgründigen, aktiven Rotationsrutschung. In den quartären Ablagerungen der Sarstein-Ostflanke konnte mit Hilfe der Laserscan-Daten eine auf über 2 km Länge abgesessene Masse nachgewiesen werden.

1 ÖBB Infrastruktur AG, GB SAE, Weiserstraße 9, A-5020 Salzburg, hans-joerg.laimer@oebb.at

1. Einleitung

Glazial geprägte alpine Täler stellen Infrastrukturbetreiber bei der Herstellung und Erhaltung von Linienbauwerken vor große technische Herausforderungen. Neben der komplexen geomorphologischen Entwicklung führen Fazies und Verzahnung der quartären Sedimente oftmals zu einem schwer prognostizier- und beherrschbaren Baugrund. Eisenbahnstrecken, vor allem die um die Jahrhundertwende 19./20. Jh. errichteten Rampenstrecken, sind besonders oft mit quartärgeologisch bedingten Problemen konfrontiert, da sie aufgrund des für den Bahnbau erforderlichen geringen, gleichmäßigen Neigungsverhältnisses meist über weite Strecken direkt am Hang geführt werden müssen. Im Vergleich mit anderen linienhaften Infrastrukturen sind sie daher gegenüber Hangprozessen verstärkt exponiert (EVANS & al. 2005). Die Stabilitätsverhältnisse in den durch glaziale Erosion bereits übersteilten Böschungen werden durch anthropogene Anschnitte negativ beeinflusst. Während vor allem im nordamerikanischen Raum immer wieder angewandte Arbeiten zum Themenkomplex Quartärgeologie – Ingenieurgeologie – Geomorphologie – Bahninfrastruktur publiziert werden (z. B. WAHRHAFTIG & BLACK 1958; ESHRAGHIAN & al. 2008; GEERTSEMA & al. 2009), finden in Österreich nach KOHL 2000 baugelogische Informationen generell nur zu einem geringen Teil Eingang in die wissenschaftliche Quartärforschung, obwohl diese Daten zur Verbesserung der wissenschaftlichen Analysen und Rekonstruktionen beitragen können.

Am Beispiel einer durch das steirisch-oberösterreichische Koppental verlaufenden Eisenbahnstrecke soll im Folgenden der Konnex zwischen beiden Disziplinen hergestellt werden. Die Österreichischen Bundesbahnen (ÖBB), deren Strecke nur wenige Meter über der aktuellen Erosionsbasis geführt wird, setzen seit 138 Jahren Schutzmaßnahmen gegen Naturgefahren, wobei bislang aber auf keine flächendeckende Erfassung der Hangprozesse als Grundlage für die Maßnahmenplanung zurückgegriffen werden konnte. Nach der Reaktivierung alter Rutschungen und mehreren kleinen Geschiebeeinträgen und Steinschlägen im Bereich der Bahnanlagen wurden die streckenrelevanten Hangabschnitte in den letzten Jahren einer geologisch-geomorphologischen und geotechnischen Bearbeitung unterzogen. Neben dem eigentlichen Ziel der Arbeit, der Darstellung der Hangprozesse und daraus resultierender Konsequenzen für den Bahnbetrieb, wird versucht, die für Maßnahmensteuerung und geotechnische Projektplanung gewonnenen Ergebnisse zur Detaillierung eines bestehenden paläogeographischen Modells (VAN HUSEN 1977) heranzuziehen. Im Gegenzug soll auch die Relevanz der vorhandenen quartärgeologischen Literatur für die Baupraxis betrachtet werden.

2. Projektgebiet

Der „Koppen“ ist eine Durchbruchsstrecke des Trauntals durch das kalkhochalpine Dachsteingebirge, welche das an seinem N-Rand rund 1800 m hohe Dachsteinplateau vom nördlich anschließenden Sarsteinstock (1975 m ü. A.) trennt (Abb. 1). Die durch das Tal verlaufenden Verkehrslinien, die Bahnstrecke Stainach/Irdning – Attnang-Puchheim (Salzkammergutbahn) und die Landesstraße L701, verbinden Bad Aussee (Steiermark) mit Hallstatt bzw. Obertraun (Oberösterreich) und sind auf rund 7 km Länge neben Lawinen auch verschiedenen geogenen Naturgefahren ausgesetzt. Während letztere in vergleichbaren kalkalpinen Durchbruchstälern (z. B. im Salzachtal am Pass Lueg/Salzburg oder im Gesäuseabschnitt des Ennstales/Steiermark) vorwiegend in Stein- und Blockschlägen aus den 500–1000 m hohen Felswänden resultieren, beschränken sich die Hangprozesse im Koppental überwiegend auf die quartären Ablagerungen des Talbodens bzw. Unterhangs.

3. Methoden

Im Projektgebiet wurde 2014–2015 auf Basis bahneigener hoch auflösender Airborne Laserscanning (ALS) – Daten eine geomorphologische Prozesskartierung im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Kartiert wurde auf einem aus dem digitalen Geländemodell (DGM als ARC/INFO ASCII-GRID in den Rasterweiten: 0,25 m; 0,5 m; 1 m; 5 m) generierten geschummerten Höhengschichtenmodell (range – hillshade).

Der Steinschlagbereich südlich des Kalkgrabens wurde bereits 2005, ebenso wie die Rutschung im Weißengriesgraben 2009 vom Autor im Maßstab 1:1000 geomorphologisch kartiert, wobei ein Isolinienplan mit hinterlegtem Orthophoto als Kartierungsgrundlage diente (Abb. 2). Bei sämtlichen Kartierungsarbeiten wurde die Prozesslegende für geomorphologische Kartierungen des forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung (BMLF 1998) verwendet.

Basierend auf den Ergebnissen der geomorphologischen Kartierung (Ausschnitt in Abb. 3) wurden im Rahmen der geologisch-geotechnischen Erkundung der Weißengries-Rutschung zwischen 2009–2013 insgesamt 13 Bohrungen abgeteuft, von welchen 9 Bohrungen zu Inklinometer-Messstellen ausgebaut wurden. Bei der Bohrkernaufnahme wurden 26 Bodenproben entnommen und bodenphysikalischen Laboruntersuchungen unterzogen (Abb. 4). Zusätzliche Bodenaufschlüsse wurden 2008 und 2014 im Zuge von Erkundungsmaßnahmen für Schutzbauprojekte mittels Baggerschürfen hergestellt.

4. Quartärgeologische Entwicklung des Koppentales seit der Würm-Vorstoßphase

4. 1 Exposition gegenüber glazialer Erosion

Strukturgeologisch bedingt, umfließt die Traun den Sarsteinstock an seiner W-, S- und O-Flanke, woraus sich eine Talgliederung in jeweils zwei N–S (Hallstätter See, Talausgang Koppental – Schneegeben) und O–W (Hallstätter See Südufer – Talausgang Koppental, Schneegeben – Bad Aussee) verlaufende Abschnitte ergibt (Abb. 1).

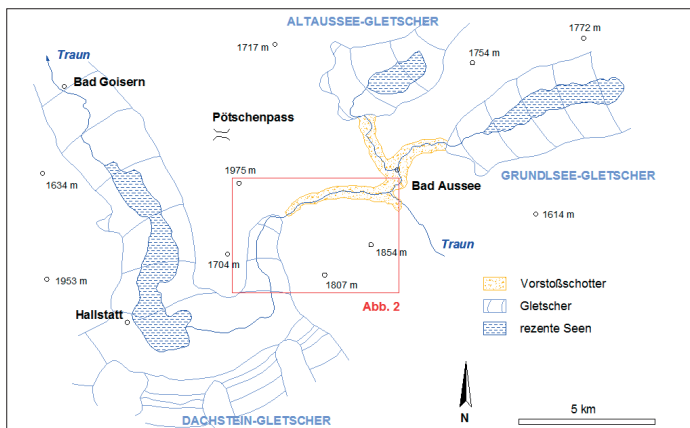


Abb. 1: Gletscherausdehnung zu Beginn der Sedimentation der Vorstoßschotter (verändert nach van HUSEN 1977).

Fig. 1: Extent of the glaciers at the beginning of sedimentation of proglacial gravel of the glacier advance phase (van HUSEN 1977, modified).

Durch diesen komplizierten Talverlauf einerseits und durch die Aufweitung des Ausseer Beckens andererseits, wurde das Koppental, obwohl es Teil des Haupttales ist, von den Hauptgletschern nicht durchströmt. Der zentrale Dachsteingletscher floss direkt nach N durch das Tal des Hallstätter Sees ab, die Gletscher aus dem Toten Gebirge und dem östlichen Dachsteinplateau strömten nach ihrer Vereinigung im Ausseer Becken über den Pötschenpass nach NW ab. Durch das Koppental drang lediglich ein Seitenast des Dachsteingletschers von Süden, d. h. gegen die Abflussrichtung der Traun vor (Abb. 1). Aus der V-Form des Tales schließt VAN HUSEN 2012, dass dieses von den Gletschern zwar erfüllt, jedoch auf Grund seiner Position zwischen den Haupteisströmen nicht durchflossen wurde und so die Glazialerosion nur bedingt wirksam wurde. Dadurch wurden die für die rezente Talentwicklung bedeutenden Sedimente der Würm-Vorstößphase vom nachfolgenden Gletscher nicht ausgeräumt, sondern blieben zum Teil erhalten.

4.2 Vorstoßphase

Als Würm Vorstoßsedimente (VAN HUSEN & REITNER 2011) sind im Ausseer Becken die von GÖTZINGER 1936 noch als Riß/Würm interglaziales „Ausseer Konglomerat“ eingestuftes Schotter entlang der Traun bekannt (Abb. 1). Faziell und zeitlich setzt VAN HUSEN 1983 die Ausseer Vorstoßschotter jenen von Baumkirchen (FLIRI 1973) gleich. Ihre Liegendgrenze markiert nach CHALINE & JERZ 1984 den Beginn des Oberen Würms. Sie sind im Projektgebiet ab dem Bahnhof Bad Aussee am orographisch rechten Traunufer wandbildend aufgeschlossen und mit 20–30 m Mächtigkeit bis zum Beginn des Koppentals verfolgbar. Aus der DGM-Visualisierung kann geschlossen werden, dass die Schotter nach dem Einschnitt der Bahnstrecke in Bahn-km 33,45, wo ihr Hangendanteil bei ca. 625 m ü. A. liegt, noch mit abnehmender Mächtigkeit bis rund 75 m vor den Holzwerkgraben reichen (Abb. 2). Am linken Ufer sind die Vorstoßschotter weitgehend von Hangschutt überdeckt, doch wurden sie in den Erkundungsbohrungen im Bereich der Weißengries-Rutschung angetroffen (Abb. 5a). Durch die Entfernung der Bohrpunkte von der unmittelbaren Talrandlage wurden nur mehr lagig leicht konglomerierte, sehr dicht gelagerte Schotter erhoben. VAN HUSEN 1977 hat in den Schottern südlich der Ortschaft Sarstein lagenweise Deltaschüttungen kartiert, die auf eine zeitweise Verlegung des Koppentales hinweisen. Als Ursache der Abriegelung nimmt er den bereits in das untere Koppental eindringenden Dachsteingletscher an (Abb. 1), dessen Ausdehnung ca. der des Goiserer Stadiums (vgl. Kap. 4.3) entsprach. Aktuell vermutet VAN HUSEN (2012 bzw. 2015, pers. comm.) den durch Gletscherzungen verursachten Rückstau der Traun am Talausgang bei Obertraun.

Beim weiteren Vorrücken des Hauptgletschers gegen Norden kam es nach VAN HUSEN 1977, 1980 auch zur Abdämmung der Seitentäler, wodurch sich Stauseen mit steigendem Wasserspiegel bildeten. Hier wurden Bändertone und Schluffe, zeitweise auch Sandlagen der Lokalgletscher akkumuliert und später mit Grundmoräne bedeckt. Vergleichbare Feinsedimente wurden in den letzten Jahren auch zwischen Lahnganggraben und Großem Schneegraben gefunden. Feinsand- und Schlufflagen sind am N-Ufer der Traun im Fußbereich der Holzwerkgraben-Rutschung in 630–640 m ü. A. lokal aufgeschlossen (Abb. 2). Am gegenüberliegenden S-Ufer sind in gleicher Höhe mehrere Quellaustritte nordöstlich des Haslingriesgrabens an wasserstauende Feinsedimente gebunden. In einer Runse bei Bahn-km 33,77 wurden im Zuge von Verbauungsmaßnahmen 2008 ebenso Schluffe zwischen 630–640 m ü. A. freigelegt (Abb. 2). In unmittelbarer Nähe, an der Mündung des Kreuzgrabens sind solche auch in der quartärgeologischen Karte (VAN HUSEN 1977: Tafel I) ausgeschieden. Daraus wird geschlossen, dass die Vorstoßschotter rund 75 m westlich des Einschnittes der Bahnstrecke in einen

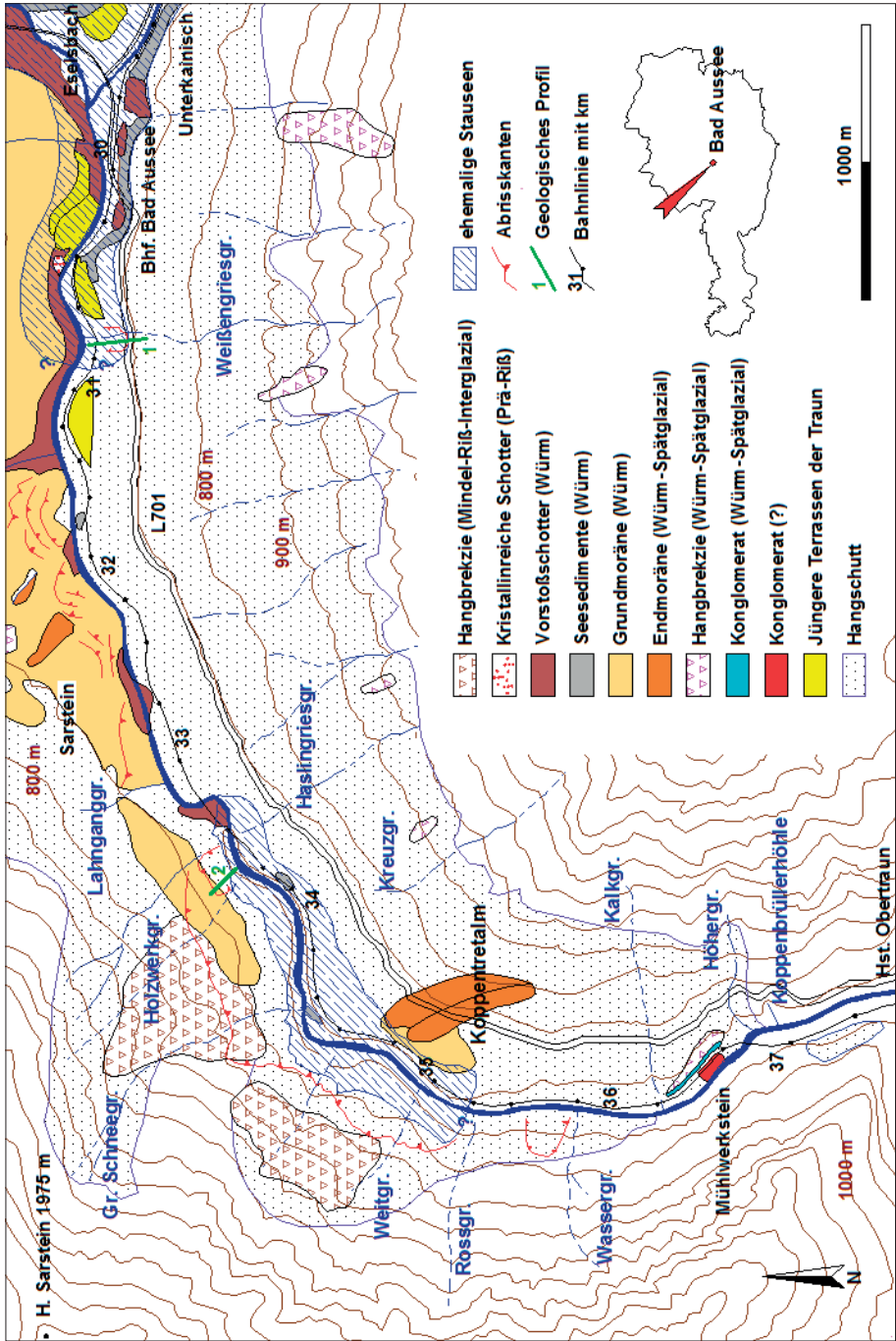


Abb. 2: Quartärgeologie des Koppentales (verändert nach VAN HUSEN 1977: Tafel I).

Fig. 2: Quaternary geological map of the Koppen Valley (VAN HUSEN 1977: Tafel I, modified).

Stausee vor dem vorrückenden Dachsteingletscher geschüttet wurden, welcher in rund 640–650 m ü. A. spiegelte und über dem heutigen Lawinenschutzdamm beim Großen Schneegraben (Abb. 2 und 3) seine größte Breite erreichte. Im Zuge der Sanierung der talseitigen Flanke dieses Lawinenschutzdammes wurde 2014 die Aufstandsfläche, welche nur 2 m über der Traun liegt, mittels dreier Baggerschürfe erkundet. Dabei wurden bis zur Endtiefe von 4 m ausschließlich Tone und Schluffe aufgeschlossen. In den See wurde somit nur der Fein- und Feinstkornanteil weiter transportiert. In einem Entlastungsgerinne der Traun wurden die rezenten Flussablagerungen vollständig abgetragen, sodass der Seeton hier aktuell an der Oberfläche ansteht (Abb. 3).

Somit trat in der Aufbauphase des Würm-Hochglazials auch im Koppental genau jene Situation ein, die VAN HUSEN 1980 bei der Abdämmung verschiedener Seitentäler durch den Traungletscher beschreibt und deren Bedeutung er für rezente Massenbewegungen bereits hervorhebt.

4.3 Hoch- und Spätglazial

Für das Würm-Hochglazial gibt VAN HUSEN 1977 im Ausseer Becken und im Koppental eine Eishöhe von rund 1700 m über ü. A. an. Er wies nach dem Würm-Hochglazial vier spätglaziale Vorstoßphasen des Traungletschers nach. Zur Zeit des Ischler Stadiums war das Koppental noch durchgehend bis in rund 900 m ü. A. mit Eis erfüllt. Erst die drei folgenden Vorstöße – Jochwand, Goiserer (Gschnitz, ~ 16500–16000 v. H. nach IVY-OCHS & al. 2006) und Echern Stadium haben im bzw. am Ausgang des Koppentals Moränenwälle hinterlassen. Die dem Jochwand Stadium zuordenbare Moräne liegt in der Ortschaft Sarstein, die Wälle des Goiserer Stadiums nehmen das Areal nördlich der Koppentretalm ein. Hier konnten die drei bereits kartierten Wälle mit Hilfe der Laserscan-Daten genauer dargestellt bzw. um einen vierten ergänzt werden (Abb. 3).

Für den SO-Teil des Ausseer Beckens bei Unterkainisch nahm bereits GÖTZINGER 1936 die Bildung eines kleinen spätglazialen Sees an, dem VAN HUSEN 1977 Sedimente um Eselsbach (bei 665 m ü. A.) und in Unterkainisch (Abb. 2) zuordnet. Die Ablagerung von tonarmen Schluffen und Feinsanden stellt er der Rückzugsphase des Jochwand Stadiums gleich.

Bei der Kartierung der Weißengries-Rutschung (Abb. 2 und 5a), die ca. 500 m westlich der kartenmäßig erfassten Seesedimente (SCHÄFFER & al. 1982) liegt, wurde 2009 ein weiterer Seeton-Aufschluss in 650 m ü. A. entdeckt. Später wurden Feinsedimente innerhalb der Rutschung in 12 Bohrungen in unterschiedlicher Höhenlage nachgewiesen. In den nahe der Landstraße L701 situierten Bohrungen KB 4/13 und KB IK3/13 erreichen sie mit 12,2 m bzw. 10 m die größte Mächtigkeit (Profil 1 der Abb. 2 = Abb. 5a). Liegend von 10–18 m Hangschutt-Überlagerung setzt der Seeton/Schluff in beiden Bohrungen bei ca. 668 m ü. A. ein und keilt in dieser Höhe ca. 50 m südlich der L701 aus. In der unterhalb der L701 gelegenen Bohrung KB IK2/09 (Gauß-Krüger (GK)-Österr. Koord.: R=32435,62/H=273522,94) wurde die Liegendgrenze der hier kiesdurchsetzten, 2,9 m mächtigen Feinsedimente in 647,6 m ü. A. erreicht. In dieser Höhe beißen sie an der Oberfläche aus, denn in der unterhalb liegenden Bohrung KB 6/13 (GK-Österr. Koord.: R=32434,91/H=273551,10) wurden sie nicht mehr angetroffen. Der bei VAN HUSEN 1977 skizzierte See kann somit mindestens 500 m nach Westen ausgedehnt werden. Ein Vergleich der Kornverteilungskurven der Feinsedimentproben aus den Bohrungen 2009–2014 mit jenen aus VAN HUSEN 1977 erbrachte für die aktuellen Proben einen mit 20–40% deutlich über den Ergebnissen von 1977 liegenden Tonanteil (Abb. 4), was mit der Lage der Weißengries-Rutschung am Westrand des damaligen Sees erklärt werden kann. Rund 2,2 km von den Mündungsbereichen der Gletscherbäche entfernt, kamen hier nur mehr Ton und Schluffe zur Ablagerung.

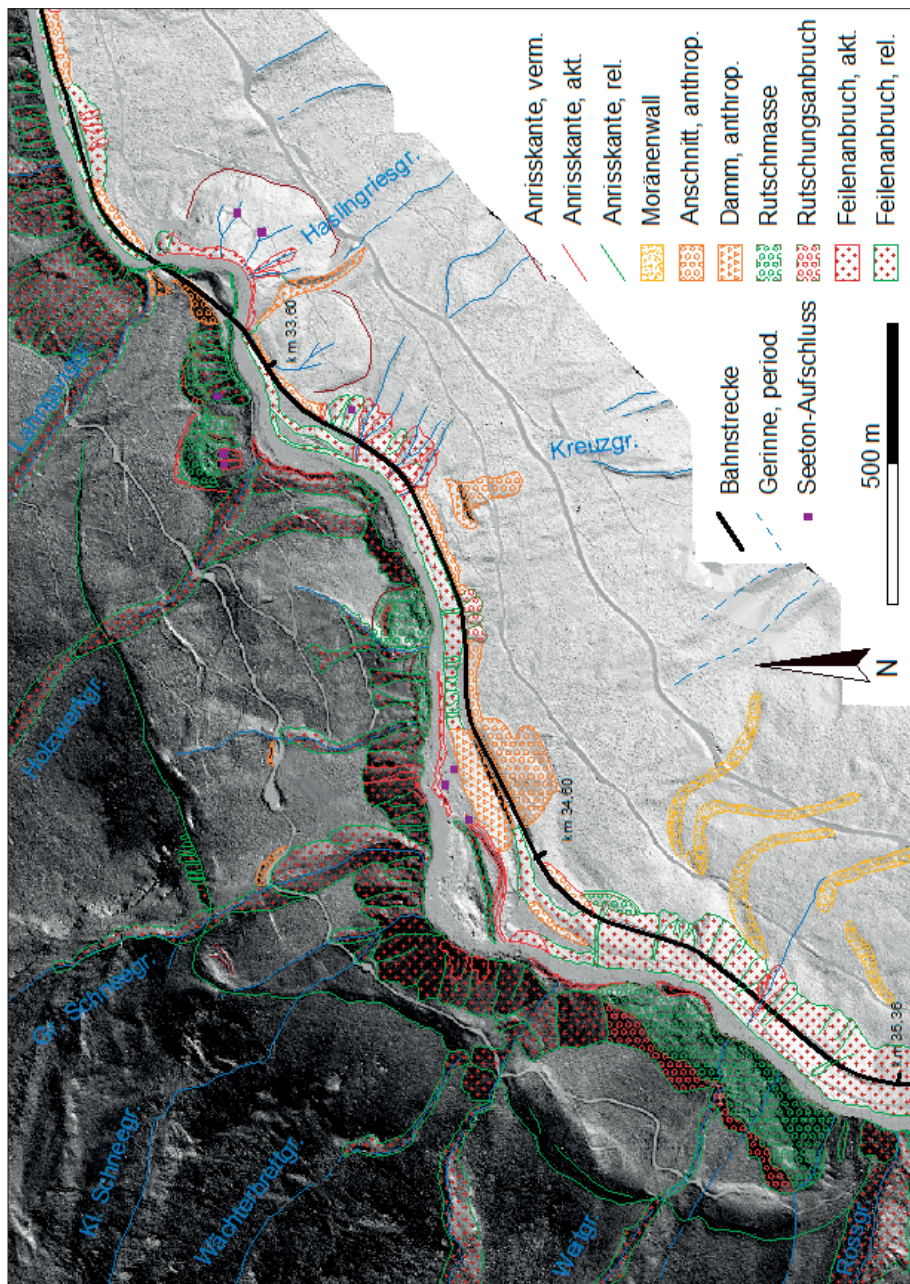


Abb. 3: Ausschnitt der geomorphologischen Karte (Abgesessene Masse Lahnganggraben – Roszgraben).

Fig. 3: Extract from the geomorphological map (Sagging Lahnganggraben – Roszgraben).

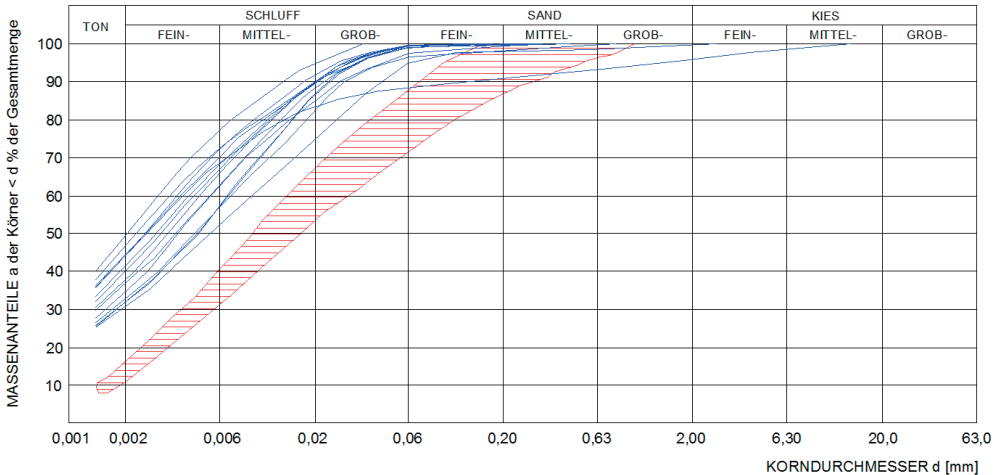


Abb. 4: Korngrößenverteilung der Seesedimente Unterkainisch (rot, VAN HUSEN 1977) und Weißengries-Rutschung (blau, BG 2014).

Fig. 4: Grain size distribution of lacustrine sediments at Unterkainisch (red, VAN HUSEN 1977) and Weißengriesgraben landslide (blue, BG 2014).

5 Hangprozesse

5.1 Rutschungen

5.1.1 Ursachen

Spätglazial hat sich die Traun rund 50–70 m tief in die glazialen und fluvioglazialen Talfüllungen eingeschnitten, was zur Übersteilung des Unterhanges führte. Die Erosionskante ist am orographisch linken Ufer fast durchgehend, und am rechten bis südlich des Rosgrabens (Abb. 2) gut ausgebildet. Als generelle Ursache führt VAN HUSEN 1977, 1980 die starke Tiefenerosion der Traun nach dem Abschmelzen des zentralen Dachsteingletschers des Jochwand Stadiums im Bereich des Hallstätter Sees an. Die Lockergesteinshänge über dem rezenten Talboden, insbesondere die von wasserempfindlicher Grundmoräne aufgebauten Abschnitte, befinden sich in einem sehr labilen Gleichgewicht und sind sowohl durch Ufererosion der Traun, Feilenanbrüche in den Seitengraben und Starkniederschläge als auch durch künstliche Eingriffe in die Hangmorphologie (Anschnitte, Aufschüttungen, Veränderung der Abflussverhältnisse) leicht mobilisierbar.

Für die Entwicklung der im Folgenden zu beschreibenden großen Rutschungen des Koppentales ist auch die Unterlagerung mit den jüngst erkundeten Seesedimenten von großer Bedeutung. Durch ihre Sedimentation an eingestauten Gerinnehängen bilden sich in ihnen bevorzugt Gleitflächen und Wasserleithorizonte aus. Speziell bei der Überlagerung der Tone und Schluffe durch überkonsolidierte Grundmoräne kann von einer Lockergesteinsvariante des Massenbewegungssystems „Hart auf Weich“ gesprochen werden, in dem im Anbruchsbereich eine Zerlegung der Moräne in Teilschollen und deren Zergleiten auf plastischer Unterlage am Rutschungsfuß zu beobachten ist. Von ähnlichen Verhältnissen geht VAN HUSEN 1977, 1980 an den nördlichen Einhängen der Traun südlich der Ortschaft Sarstein aus (Abb. 2), wo er gestaffelte Anbrüche

in der Grundmoräne kartiert hat, und aus der Hangmorphologie auf Bewegungen bis in jüngste Zeit geschlossen hat. Die hier von ihm vermutete, geotechnisch ungünstige Unterlagerung der Grundmoräne mit Haselgebirge ist durch die Position der Hangbewegungen am Rand der „Bad Ausseer Anomalie“ (eine mit mindestens 880 m mächtigen Seesedimenten verfüllte, in einem Salzstock angelegte Hohlform gemäß VAN HUSEN & MAYR 2007) bzw. an der Deckengrenze der Dachstein-Decke plausibel.

5.1.2 Blaiken und einfache Rotationsrutschungen

Als Blaiken werden hier Translationsbodenrutschungen (Definition nach BUNZA & al. 1982) auf über 30° geneigten Hängen verstanden, die sich an der Grenze Bodendecke – Lockergestein in Folge starker Durchnässung des Bodens entwickeln. Die Boden- und Vegetationsdecke gleitet auf dem Lockergestein ab, welches von der Bewegung nicht erfasst wird. In den steilen Hängen der quartären Talfüllung wird die natürliche Neigung zur Blaikenbildung durch die künstliche Unterschneidung des Hangfußes im Zuge des Bahnbaus noch verstärkt, sodass diese flachgründigen Rutschungen häufig (1/ Jahr) auftreten. Oft ereignen sich die Anbrüche in übersteilten Böschungen oberhalb von Futtermauern, in Dammfanken oder in Einhängen von Runsen. In den ebenen Gleitflächen können meist schluff- und feinsandreiche Lagen beobachtet werden, über denen verstärkt Hangwasser austritt. Im digitalen Geländemodell waren Blaiken durch die geringe Tiefenlage der Gleitflächen nicht eindeutig zu erkennen, sodass sie im Gelände kartiert wurden. Sie umfassen überwiegend Flächen von 25–150 m², auf denen das freiliegende Lockergestein der Flächenspülung und Rinnenerosion stark ausgesetzt ist.

Einfache Rotationsrutschungen geringer Ausdehnung wurden lediglich in einem Böschungsanschnitt bei Bahn-km 34,16 (Abb. 3) kartiert. Da nur mehr die konkaven Anbruchflächen sichtbar sind, ist hier die Bezeichnung Muschelanbruch (STINY 1931) anwendbar. Beim Abgleiten haben die Rutschmassen Rinnen ausgeschürft, die unterhalb der Bahn teilweise mit Aushubmaterial verfüllt oder überbrückt wurden. Da die Muschelanbrüche kleiner Rotationsrutschungen beim Bahnbau in der Regel mittels Steinstützkörpern/Steinrippen gesichert und mit drainagefähigem Material hinterfüllt wurden, sind relikte Formen heute nicht mehr zu erkennen und daher in der geomorphologischen Karte (Ausschnitt in Abb. 3) unterrepräsentiert. Eine große Rotationsrutschung wurde im von Grundmoräne unterlagerten Hangschuttfächer nördlich des Wassergrabens aufgenommen (Abb. 2). Die rund 100 m breite Rutschung ist für die Bahnstrecke insofern relevant, da die Rutschmasse bis in die Traun abging, deren Bett einengte und den Fluss an den orographisch linken Einhang drängte. Dadurch kommt es in Bahn-km 35,62 zu Uferanbrüchen am Bahndammfuß, welche mittelfristig mit Steinschichtungen gesichert werden müssen.

5.1.3 Rutschung Weißengriesgraben

Die Rutschung am Weißengriesgraben ist bereits bei SCHÄFFER & al. 1982 kartiert. Nachdem die Massenbewegung immer wieder Sanierungsarbeiten an der den Hang querenden Landesstraße L701 notwendig machte, wurden vom Amt der Steiermärkischen Landesregierung 2004 zwei Bohrungen (KB 701/2 Bb, GK-Österr. Koord.: R=32442,97/H=273472,59 und KB 701/2 Bc, GK-Österr. Koord.: R=32432,11/H=273471,57) in der Rutschmasse abgeteufelt, die bei -17,4 m rund 3 m mächtige Schluff- und Tonlagen erschlossen. Erste Inklinometer-Messergebnisse bestätigten einen vermuteten Gleithorizont im Bereich der Seesedimente (RAPP 2009, pers. comm.).

Anhaltende Kriechbewegungen in den Jahren 2004–2009 veranlassten schließ-

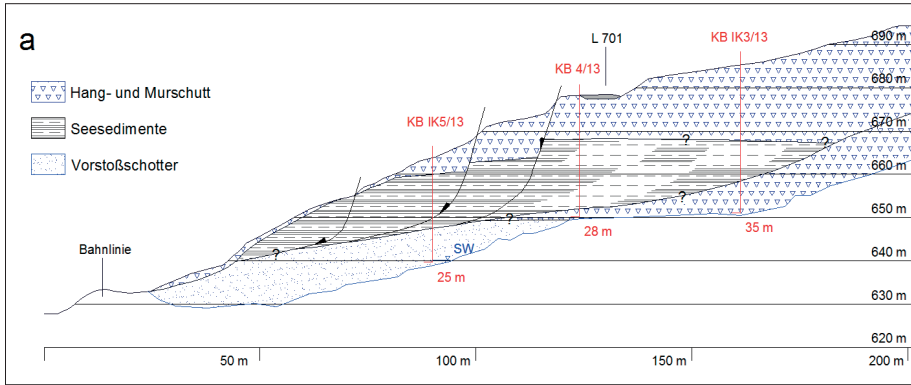


Abb. 5 (a): Rutschung Weißengriesgraben – Geologisches Profil (verändert nach Bgg 2014).
 Fig. 5 (a): Weißengries landslide – Geological cross section (Bgg 2014, modified).

lich die ÖBB zu einer detaillierten geomorphologisch-geotechnischen Bearbeitung der Massenbewegung, da die Bahnlinie direkt durch die Fußregion verläuft. Nach der Kartierung und der Auswertung weiterer Bohrkerne (KB IK1/09, GK-Österr. Koord.: R=32434,11/H=273456,55 und KB IK2/09) 2009 ging man von einer 160 m breiten gestuften Rotationsrutschung (Definition nach SKEMPTON & HUTCHINSON 1969) im Hang- und Murschutt mit Gleitflächen im Liegendanteil des Seetons aus. Die Inklinometer-Messungen der vier Bohrungen zeigten konstante Kriechbewegungen mit 10–15 mm/Jahr an, welche auf die Aufweichung des Seetons durch eindringendes Oberflächenwasser zurückgeführt wurden.

Die geotechnischen Laboruntersuchungen an den Seeton-Proben (BGG 2010) ergaben zwar eine kohäsionsbedingt hohe Scherfestigkeit und nur geringe Rutschanfälligkeit, doch bei Wasserzutritt ist durch Konsistenzveränderung mit einer maßgeblichen Reduktion der Scherfestigkeit zu rechnen.

Im Zeitraum März bis Dezember 2010 wurde in Hangmitte ein Verformungszuwachs von 55 mm registriert, der aus einem Hochwasser-Ereignis im Juli resultierte. Weitere Bohrungen der Jahre 2012–2013 ergaben wesentlich größere Seetonmächtigkeiten (vgl. Kap. 3.3) und das Bild einer multiplen Rotationsrutschung mit 3–6 aufeinander folgenden Rutschschollen (Abb. 5a).

Wie aus dem Verlauf der Verformungsraten vermutet werden kann, sind die Niederschläge der steuernde Faktor der Kriechbewegungen (Abb. 5b). Niederschlagsmonatssummen > 300 mm bedingen in den Jahren 2010–2014 einen markanten Anstieg der Hangbewegungen. Lediglich der Kurvenverlauf der Inklinometer-Messstellen KB 701/2 Bb und c ist aufgrund zu großer Messintervalle für die Jahre 2004–2010 nicht aussagekräftig. Neben dem Niederschlag erfolgt auch durch die Bachversickerung des Weißengriesgrabens im sehr gut durchlässigen Hangschutt episodisch eine konzentrierte unterirdische Wassereinleitung in die Seesedimente des zentralen Rutschungsbereichs. Während im zentralen oberen Rutschungsbereich seit 2004 nur rund 11 cm Gesamtverformung erreicht wurden, sind es seit 2010 im zentralen mittleren und unteren Bereich 21 bzw. 27 cm (Abb. 5b). Die Messstelle KB IK2/09 wurde bereits zweimal abgesichert und gleicherorts durch KB IK4/12 bzw. HB IK5/13 ersetzt. Nach jedem niederschlagsbedingten Anstieg der Kriechgeschwindigkeit stellt sich wieder ein labiles Gleichgewicht mit moderaten Kriechverformungen ein. Da in den feinkorndominierten Seesedimenten die Scherfestigkeit jedoch grundsätzlich mit zunehmender Verformung abnimmt (PRINZ & STRAUSS 2011), kann ein plötzliches Scherversagen nicht ausgeschlossen werden.

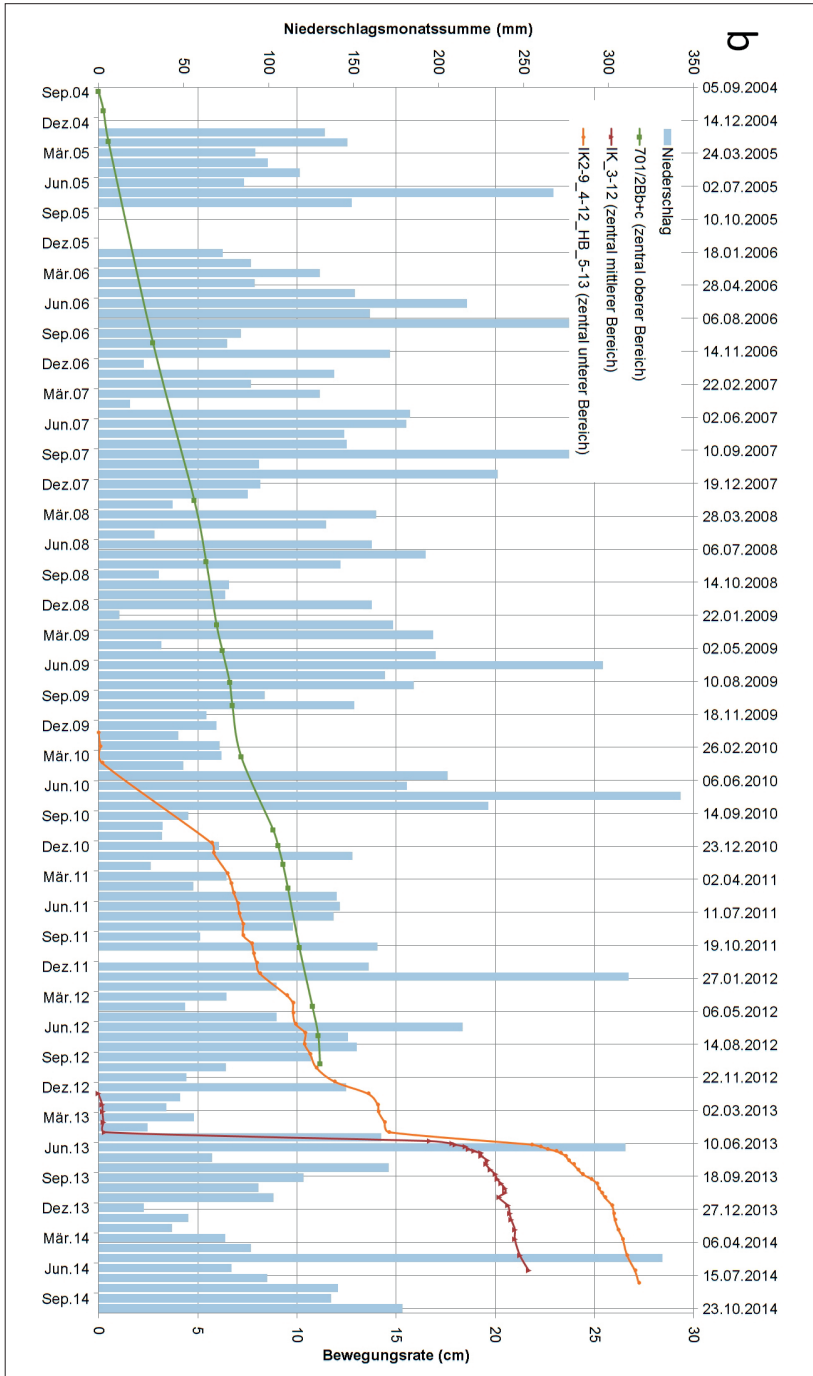


Abb. 5 (b): Rutschung Weißgriesgraben – Korrelation Verschiebung der Inklinometer (+A-Richtung) mit Niederschlag (Monatssumme).

Fig. 5 (b): Weißgries landslide – Correlation displacements of the inclinometers (+A-direction) and precipitation (monthly total).

Zusätzlich wirken sich anthropogene Eingriffe in die Hangmorphologie bewegungsfördernd aus. Einerseits hat eine bis in die 1980er Jahre in Betrieb befindliche Kiesgrube unmittelbar südlich der Hauptanbruchfläche die Infiltration von Oberflächenwasser durch Abtrag der Deckschichten gefördert, andererseits wurde die Auflast im Kopfbereich der Rutschmasse durch Anschüttungen zur Schaffung eines Lagerplatzes erhöht.

5.1.4 Rutschung Holzwerkgraben

Als Prallhang ist der Bereich zwischen Lahngang- und Holzwerkgraben einschließlich des östlichen Schwemmkegels des letzteren starker Erosion durch die Traun ausgesetzt. Diese Unterschneidung hatte die Entstehung von Rutschungen in der von Feinsedimenten unterlagerten Grundmoräne zur Folge. Die ursprünglich hier verlaufende Bahntrasse wurde bereits 1897, nachdem ein Uferanbruch den Bahndamm auf 120 m Länge stark beschädigt hatte, auf das andere Ufer verlegt.

Im digitalen Geländemodell von 2012 sind an der Hangverflachung in 670 m ü.A. zwei markante, durch einen Hangsporn getrennte Anbruchflächen bzw. Rutschmassen ersichtlich (Abb. 3). An letztere schließen mehrere Rinnen an, welche durch weiter hangabwärts, zur Traun abgefahrene Schollen ausgeschürft wurden. Im Liegenden des östlichen Anbruchs deutet der über 50° steile Abhang zur Traun noch die verkitteten Vorstoßschotter an, während der von Rutsch- und Murmaterial bedeckte Hangfuß der westlichen Rutschung wesentlich flacher ausläuft.

Nachdem das Gelände oberhalb der westlichen Rutschung im Juni 2013 infolge starker Niederschläge auf 120 m Länge entlang einer senkrechten Gleitfläche ca. 6 m absackte (Abb. 6), wurde der Bereich untersucht, um das Gefährdungspotenzial für die am gegenüberliegenden Ufer verlaufende Bahntrasse abzuschätzen. Die Hauptanbruchfläche ist nur im Bereich der Krone an der Geländekante ausgebildet, doch sie kann entlang staffelförmiger Spannungsrisse bis in die Tiefenlinie des Holzwerkgrabens verfolgt werden. Die Rutschmasse blieb weitgehend in ihrer Anbruchsnische liegen (Abb. 7). Da die aktuelle Anbruchfläche nicht parallel zur relikten, sondern geradlinig zum Holzwerkgraben verläuft, wird dessen Tiefenerosion als zusätzlicher auslösender Faktor angeführt, der den Hang an einer weiteren Seite instabil werden ließ (Abb. 3).

Da sich für die Bahnanlagen keine negativen Auswirkungen ergaben, wurde von einer geotechnischen Erkundung abgesehen. Den morphometrischen Aufnahmen und den Zerschnerungen des Bruchkörpers entsprechend, kann aber von einer nicht-kreisförmigen Gleitfläche ausgegangen werden (Abb. 7). Der Bewegungsmechanismus



Abb. 6: Hauptanbruchfläche der Rutschung am Holzwerkgraben.

Fig. 6: Main scarp of the Holzwerkgraben landslide.

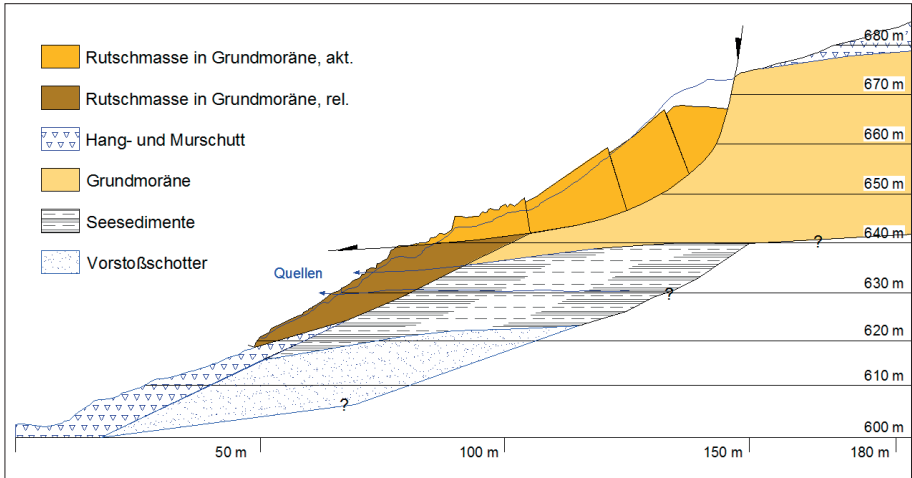


Abb. 7: Geologisches Profil (Modellvorstellung) der Rutschung Holzwerkgraben.

Fig. 7: Geological cross section (model conception) of the Holzwerkgraben landslide.

entspricht der bei ZARUBA & MENCL 1969 dargestellten Bruchfläche in Form einer logarithmischen Spirale. Dabei sackt der obere Teil der Rutschmasse infolge der steileren Neigung der oberen Hauptbruchfläche tiefer ab als der untere, welcher in der Fußregion langsamer bewegt wird. Im gegenständlichen Fall zerbrach die Rutschmasse in drei Hauptschollen, wobei die obere Scholle jeweils von der unteren um ca. 1,5 m überragt wird. Der Ausbiss der Gleitfläche erfolgt in ca. 640 m ü. A., im Kopfbereich einer älteren Rutschmasse. Hier kommt es in der Übergangzone zwischen Seesedimenten und Moräne durch sekundäre Anbrüche und Hangwasseraustritte zum Zerfall der aus Moränenmaterial bestehenden Gleitschollen und zur Bildung kleiner Hangmuren. Die im Jänner 2015 gemessene Temperatur- und Leitfähigkeitswerte (6,1–6,3°C/357–365 $\mu\text{S}/\text{cm}$) der an Sandlagen innerhalb der Feinsedimente gebundenen Quellen zeigen an, dass es sich um Bergwasser und nicht um oberflächennahes Schmelzwasser handelt.

5.1.5 Abgessene Masse Lahnganggraben – Rossgraben

Bei der geomorphologischen Analyse des digitalen Geländemodells wurde in der Sarsteinflanke eine über 2,2 km lange Struktur am oberen Rand der Talfüllungen erfasst, welche als Abrisskante einer im Zuge des Abschmelzens des Eis-Widerlagers abgessenen Masse interpretiert wird. Diese Abrisskante setzt am Rossgraben in 645 m ü. A. ein, steigt zwischen den beiden Schneegräben bis auf 800 m ü. A. an, und läuft vor dem Lahnganggraben in 720 m ü. A. aus.

Der schmalste Teil der Kriechmasse liegt zwischen Wächterbrettgraben und Kleinem Schneegraben, wo an einem hohen Uferanbruch Material abgetragen wurde. Daran schließt bis zum Holzwerkgraben der mit bis zu 500 m breiteste Abschnitt an (Abb. 3).

Zwischen Großem Schnee- und Holzwerkgraben ist in der Abrisskante die von VAN HUSEN 1977 beschriebene prä-würmzeitliche Hangbrekzie des Sarsteins gut abgeschlossen (Abb. 2). Der bis zu 80 m hohe Stirnbereich der Masse fällt steil zur Traun ab und ist von sekundären Rutschungen (vgl. Kap. 5.1.4) bzw. Ufer- und Feilenanbrüchen geprägt. Im Südteil ist der gesamte Stirnbereich an einer NNO-SSW streichenden Anbruchfläche abgeglitten. Der in Baggerschürfen im Talboden, unmittelbar vor der



Abb. 8: (a) Steilstehende Schichtung im Secten des Talbodens (Großer Schneegraben). (b) Bildung eines Konglomerat-Überhangs durch Erosion der Sandlage.
Fig. 8: (a) Steeply dipping bottom set beds (Großer Schneegraben). (b) Development of an overhanging conglomerate layer caused by erosion of the sand bed.



Kriechmasse aufgeschlossene, mindestens 4,5 m mächtige Seeton zeigt im hangenden Abschnitt (0–1,5 m) eine Steilstellung und Verfaltung der Schichtung (Abb. 8a), was als Indiz für Hangbewegungen betrachtet wird.

5.2 Rinnen- und Feilenanbrüche

Obwohl BUNZA & al. 1982 diese beiden Formen verschiedenen Arten des Massenschurfs zuordnen, sind sie im Koppental auf Grund besonderer hydrogeologischer Bedingungen nicht klar voneinander zu trennen, sodass sie hier gemeinsam behandelt werden. Bedingt durch die sehr gute Verkarstungsfähigkeit der Dachstein-Formation erfolgt der Abfluss in den umgebenden Gebirgsstöcken weitgehend unterirdisch zu Karstquellen außerhalb bzw. am Ausgang des Koppentals (z. B. Höhlenbach der Koppenbrüllerhöhle, Abb. 2). Es existieren somit keine perennierenden Wildbäche, sondern nur episodisch/periodisch wasserführende Gräben. Diese setzen an der Kalk-Dolomit-Schichtgrenze an und schneiden sich in den verwitterungsanfälligen Dolomitsockel ein, ehe sie am Übergang zu den mächtigen Hangschuttkörpern des Mittelhangs wieder versickern. Auf der Dachsteinseite des Tales haben nur wenige Gerinne – insbesondere jene, in welchen auch Massenschurf durch Lawinen stattfindet – eine vom Mittelhang bis zur Vorflut durchgehende Tiefenlinie ausgebildet. Auf der durch die quartäre Talverfüllung zwischen 720–640 m ü. A. gebildeten Hangverflachung fließt das Wasser unter der Hangschuttdecke bis zur Erosionskante der Traun ab, wo es an wasserstauer Grundmoräne an die Oberfläche tritt. Der Wiederaustritt erfolgt nicht konzentriert, sondern in einer Vielzahl von seicht liegenden Quellen. In den bis zu 40° steilen, aus erosionsanfälligen Lockergesteinen bestehenden Hängen führen schon geringe Abflussmengen zum Tiefenschurf, der in der Entwicklung von Erosionsrinnen (Runsen) resultiert. Durch rückschreitende Erosion spalten sich diese z. T. in mehrere Äste auf, welche bis über die Hangkante hinaus reichen können, um schließlich auf der Hangverflachung in kleinen Rinnsalen zu enden. Da in den meisten Runsen ein ganzjähriger Abfluss erfolgt, haben sich in deren Einhängen auch Feilenanbrüche entwickelt. Die Weiterentwicklung beider Formen findet fast ausschließlich während der Schneeschmelze und Stark- bzw. Dauerniederschlägen statt. In Zeiten erhöhter Erosionstätigkeit ist die Bahnlinie von Geschiebeeinträgen aus diesen Runsen betroffen. Die höchste Runsen-Dichte wird in Grundmoränenarealen erreicht: von insgesamt 32 bahnquerenden Runsen liegen 8 im Moränenhang der Koppentretalm (Bahn-km 35,12–34,86; 1 Runse/32,75 m), 9 zwischen Bahn-KM 35,62–36,05 (1 Runse/48 m), wo ebenfalls Grundmoräne lokal aufgeschlossen ist. 13 Runsen wurden als aktive, 25 weitere aufgrund einer gut ausgebildeten Vegetationsdecke als aktuell inaktiv eingestuft.

5.3 Stein- und Blockschlag

Einleitend wurde bereits ausgeführt, dass Sturzprozesse für die Verkehrswege im Koppental verglichen mit anderen kalkalpinen Engtälern eine untergeordnete Rolle spielen. Die Ereignisdokumentation, bei der gemäß HÜBL 2002 bzw. POISEL 1997 die Prozesse nach dem Blockvolumen unterschieden werden, zeigt, dass die aus den das Dachsteinplateau begrenzenden Wänden abgehenden Stein- und Blockschläge spätestens auf der durch die Talfüllung entstandenen Hangverflachung zum Stillstand kommen. An der Bahn verbleibt lediglich vor dem Talausgang ein 550 m langer, seit den 1980er Jahren bereits mit Steinschlagschutznetzen gesicherter Streckenabschnitt, der dem Stein- und Blockschlag aus der Ostflanke des Sarsteins ausgesetzt ist.

Nachdem 2005–2008 vereinzelt Steinschläge südlich des Kalkgrabens (Abb. 2) auftraten, wurde der als alleinige Steinschlagquelle in Betracht kommende Unterhang geomorphologisch untersucht. Hierbei stellten sich bei SCHÄFFER & al. 1982 kartenmäßig

nicht erfasste Konglomerate und gut verkitteter Blockschutt als Ablösebereiche dar. Die konglomerierten Schotter sind ca. 20 m über der Bahn, direkt über dem augensteinführenden Konglomerat des Mühlwerksteines auf rund 300 m Länge aufgeschlossen (Abb. 2). Für jenes nahm VAN HUSEN 1977 lagebedingt ursprünglich spätglaziales Alter (Gschnitz) an, mittlerweile schließt er aber eine wesentlich ältere Bildung (Prä-Riß) nicht aus (VAN HUSEN 2012). Die in einer Erosionsrinne messbare Mächtigkeit beträgt 25 m, wobei abschnittsweise 0,4 m mächtige Sandlagen den Konglomeratbänken zwischengelagert sind. Vereinzelt finden sich in den gut gerundeten kalkalpinen Schottern auch Kristallingerölle. In ihrem Hangenden folgt bis zu einer markanten Erosionskante in 660 m ü. A. gut verkitteter Hangschutt, in welchen 1–3 m³ große Sturzblöcke aus Dachsteinkalk eingelagert sind. Jeweils im Liegenden der beiden Sedimentkörper haben sich bis zu 2 m hohe Überhänge gebildet, aus deren Dächern sich Sturzblöcke lösen. Unter den Wandstufen finden sich zahlreiche 0,01–0,5 m³ große Blöcke unterschiedlich alter Steinschlagereignisse. Im Konglomerat überwiegt das Ausbrechen einzelner Gerölle, doch in Folge der rascheren Erosion der verwitterungsanfälligen Sandlagen ist auch ein Absturz der gesamten überhängenden Konglomeratbank möglich (Abb. 8b).

6. Schlussfolgerungen

6.1 Konsequenzen für den Bahnbetrieb

Die Ergebnisse der streckenbezogenen Prozesskartierungen sollen zukünftig als geomorphologische Basis für die mittelfristige Planung von Schutzmaßnahmen der ÖBB im Koppental herangezogen werden. Da die geogenen Naturgefahren, im Gegensatz zu den Lawinen ganzjährig auftreten bzw. eine Ereignis-Vorhersage sehr schwierig ist, wird in der Regel einer bautechnischen Maßnahme gegenüber einer betrieblichen der Vorzug gegeben.

Um FlächenSpülung und Rinnenerosion in frischen Blaikern zu verhindern, werden die 0,2–0,5 m tiefen Hohlbruchränder gekappt und die Anbruchflächen meist bautechnisch/ingenieurbologisch gesichert. Von den kartierten Großrutschungen ist nur die Weißengries-Rutschung für die Verkehrsinfrastruktur unmittelbar relevant. Da mit jeder Niederschlagsmonatssumme > 300 mm der Jahre 2010–2014 ein markanter Anstieg der Bewegungsraten (Verformungszuwächse bis 0,2 m/Jahr) einherging, kann ein Versagen der gesamten Rutschmasse oder ihrer Teilschollen nicht ausgeschlossen werden. Um die langfristig sehr hohen Kosten eines Multi-Parameter-Monitorings, wie es z. B. BOBROWSKY et al. 2015 angewandt haben zu vermeiden, wird aktuell an einem bautechnischen Sanierungskonzept (Kopffentlastung durch einen 50.000 m³ umfassenden Teilabtrag der Rutschmasse) gearbeitet. Bis zu dessen Umsetzung wird die Überwachung mittels Inclinometern fortgeführt, um die sichere Betriebsführung gewährleisten zu können.

Durch die kontinuierliche Verbauung der Runsen mit gestaffelten Querbauwerken (Holzkrainerwände und Gabionensperrern) und ihrer damit einhergehenden Stabilisierung hat sich die Zahl der schadbringenden Ereignisse stark reduziert. Neben einer laufenden Bauwerksüberwachung sind hier jährliche Begehungen aller Runsen erforderlich, um vor allem auf künstlich veränderte Abflussverhältnisse in den Kleineinzugsgebieten durch Straßenentwässerungen und Wegebau reagieren zu können.

In den Sturzprozessen ausgesetzten Bereichen am Talausgang wird eine Vollverbauung gegen Steinschlag (Definition nach POISEL 1997: Blöcke bis 0,13 m³ Rauminhalt) angestrebt. Die Steinschlagbereiche sind aktuell bereits weitgehend mit Steinschlag-schutznetzen gesichert.

6.2 Wechselwirkungen zwischen Ingenieurgeologie und quartärgeologischer Forschung

HUTCHINSON 2001 und BRUNSDEN 2002 sehen Quartärgeologie und Ingenieurgeomorphologie als ganz entscheidend für die ingenieurgeologische Praxis an, da diese Disziplinen die Relevanz der Ingenieurgeologie für das Bauingenieurwesen und somit für die Gesellschaft sehr klar verdeutlichen.

In der Planungsphase der erwähnten Bahnbauprojekte wurde die vorhandene quartärgeologische Literatur hinsichtlich ingenieurgeologisch/geotechnisch relevanter Informationen ausgewertet, sodass diese Feststellung am Beispiel des Koppentales kommentiert werden kann.

Für das Projektgebiet stand eine detaillierte quartärgeologische Bearbeitung des gesamten oberen Trauntals zur Verfügung (VAN HUSEN 1977), die sich im Blatt 96 der geologischen Karte Österreichs 1:50000 (SCHÄFFER & al. 1982) widerspiegelt. Trotz des hohen Detailgrades kann man schon aus Maßstabsgründen keine unmittelbar geotechnisch verwertbaren Angaben zu den lokalen Massenbewegungen/Baustellenbereichen erwarten, die womöglich noch den Verzicht auf geologische Erkundungsmaßnahmen rechtfertigen würden. Letztere sind durch Literatursauswertung natürlich nicht ersetzbar, doch trug das Wissen über die von VAN HUSEN 1977 rekonstruierten Stausituationen während der Würm-Vorstößphase und des spätglazialen Jochwand Stadiums wesentlich zur Interpretation der erkundeten Sedimente bzw. der beiden Seephasen bei. Die bei VAN HUSEN 1980 für die Aufbauphase des Würm-Hochglazials beschriebene und für die Entwicklung rezenter Massenbewegungen als bedeutend eingestufte Abdämmung der Seitentäler durch den Traungletscher, konnte auch auf das Koppental übertragen und bei der Bearbeitung der Rutschungen beachtet werden.

Die Erfassung und Bearbeitung letzterer stand im Mittelpunkt des gegenständlichen Projekts, denn bei SCHÄFFER et al. 1982 war entlang der Bahn bisher nur die Weißengrieß-Rutschung als Abrissnische ausgewiesen worden. Hierbei zeigt sich einmal mehr der große Fortschritt, den eine hochauflösende ALS-Datengrundlage für die geomorphologische und quartärgeologische Kartierung bringt: die im dicht bewaldeten, schwer zugänglichen Gelände kaum erkennbaren Massenbewegungen sind im digitalen Geländemodell/hillshade morphologisch abgrenzbar und interpretierbar. Gleiches gilt für die Moränenwälle des Goiserer (Gschnitz) Stadiums nahe der Koppentretalm, die bei der Suche nach einem Standort für eine Bodenaushubdeponie kartiert wurden.

Nach erfolgter Kartierung können in der Baupraxis quartärgeologische und geomorphologische Aspekte aus wirtschaftlichen Gründen nur mehr soweit betrachtet werden, als es für die ingenieurgeologischen und geotechnischen Fragestellungen relevant erscheint. Über Standort und Anzahl von Erkundungsmaßnahmen entscheidet nicht die wissenschaftliche Relevanz, sondern die bautechnische Notwendigkeit, was an Hand der ausgeführten Bodenaufschlüsse deutlich wird. So konnten Geometrie und Kinematik der die Bahn gefährdenden Weißengries-Rutschung anhand von 13 Bohrungen detailliert untersucht werden, während zur Interpretation der abgesackten Masse Lahnganggraben - Rossgaben nur drei Baggerschürfe und die geomorphologische Überblickskartierung zur Verfügung standen. Mittels 10 aus dem digitalen Geländemodell ermittelten Profilen wurde das Volumen der abgesessenen Masse mit mindestens 25 Millionen m³ abgeschätzt, wobei eine von der Hangendgrenze der Vorstoßschotter des Holzwerkgrabens in den rezenten Talboden verlaufende Bewegungsfläche angenommen wurde. Ob eine solche, dem „sagging“ sensu HUTCHINSON 1988 entsprechend, mehr oder minder gut bis zum Hangfuß ausgebildet ist, oder nur im Anbruchsbereich existiert, kann aber aus der geomorphologischen Analyse alleine nicht beurteilt werden. Die

im Schurf aufgeschlossene steilstehende Seeton-Schichtung kann zwar als Hinweis auf Bewegungen am Hangfuß, aber nicht zum Nachweis einer vollständig durchgescheren Basisgleitfläche im Seeton dienen. Auch über Alter (? Gletscher-Rückzug nach dem Jochwand Stadium), Aktivitätsgrad bzw. Bewegungsraten dieser Großmassenbewegung können ohne geologisch-geotechnisches Erkundungs- und Messprogramm keine sicheren Aussagen getroffen werden.

Für das bestehende paläogeographischen Modell (VAN HUSEN 1977) ergibt die in der Würm-Vorstoßphase angenommene Stauseebildung eine wesentliche Neuerung. Aufgrund der Verbreitung der jüngst aufgeschlossenen Seesedimente lässt sich diese Seephase auf den Bereich Holzwerkgraben – Koppentretalm eingrenzen. Die zweite, spätglaziale Seebildung konnte an Hand der Weißengries-Bohrungen und eines Vergleiches der 1977 publizierten Korngrößenverteilungen mit jenen der neu analysierten Seesedimente nach Westen ausgedehnt werden. Ergänzende Informationen zur Talentwicklung brächte eine Datierung des neu aufgenommenen Konglomerats, über dessen Alter analog zu jenem des Mühlwerksteines bislang nur Vermutungen angestellt werden können. Die fehlende Verwitterung der Einzelkomponenten macht eine spätglaziale Bildung wahrscheinlich.

Diese in der geologisch-geomorphologischen Baupraxis gewonnenen Ergebnisse bilden einen Beitrag zur regionalen Quartärgeologie, stellen jedoch für die wissenschaftliche Quartärforschung keine wesentlichen Erkenntnisse dar. Arbeiten mit regionalem/lokalem Schwerpunkt werden daher heute meist nur noch dann publiziert, wenn sie überregional bedeutende Ergebnisse enthalten. In einigen Fachzeitschriften wird auch der Umfang für angewandte und regionale Themen begrenzt. Gerade für die projektbezogene Ingenieurgeologie sind aber vor allem Informationen zur lokalen Quartärgeologie von Bedeutung, welche meistens nur von der Wissenschaft in entsprechender Qualität geliefert werden können. Im gegenständlichen Fall lag mit den Arbeiten von VAN HUSEN 1977, 1980, 2012 eine gute quartärgeologische Datenbasis vor. In der Regel existiert diese in Österreich nur dann, wenn die Kartierarbeiten am jeweiligen Blatt der österreichischen geologischen Karte 1:50000 sehr weit fortgeschritten sind oder quartärgeologische Untersuchungen im Zuge von Großbauprojekten durchgeführt wurden. Bundesweit ergeben sich für die ingenieurgeologische Projektierung an Bahnstrecken, die von Hangprozessen aus glazialen und fluvioglazialen Sedimenten betroffen sind, somit unterschiedliche Ausgangslagen.

Für die relevanten Streckenabschnitte im nördlichen Alpenvorland und am Mittellauf der Enns ist die Datengrundlage gut. Hier wurden zwar noch nicht alle Kartenblätter 1:50.000 veröffentlicht, doch auf Basis der älteren kartographischen Darstellungen bei WEINBERGER 1955, FINK & al. 1955 und KOHL 2000 bzw. SPAUN 1964 und VAN HUSEN 1968, 1971 ist die streckenweite Erfassung der quartären Ablagerungen möglich. Quartärgeologische Informationsdefizite existieren derzeit noch an den Strecken Salzburg – Wörgl und Bischofshofen – Selzthal.

Somit bestehen zwischen praktischer Ingenieurgeologie und wissenschaftlicher Quartärgeologie durchaus Wechselwirkungen, die jedoch – zumindest im betrachteten räumlich-organisatorischen Umfeld – noch verbesserbar sind. Die Ingenieurgeologie soll nicht nur die Grundlagen für die geotechnische Bearbeitung bereitstellen, sondern versuchen, wichtige Aufschlussresultate der Wissenschaft zugänglich zu machen. Da diese Daten Eigentum des Bauherrn und im Zusammenhang mit Massenbewegungen sicherheitsrelevant sind, ist dies keine einfache Aufgabe. In der Quartärforschung trägt die Integration der geologisch-geotechnische Untergrunderkundung, deren Durchführung im universitären Bereich nicht finanzierbar wäre, zur Verbesserung bestehender Modelle bei, wovon wiederum der praktisch tätige Geowissenschaftler profitiert.

Dank

Dem Geschäftsbereich Streckenmanagement und Anlagenentwicklung der ÖBB Infrastruktur AG ist für die Erlaubnis zur Veröffentlichung geotechnischer Daten und für die Bereitstellung der ALS-Kartierungsgrundlage zu danken. Von M. A. RAPP stammen wichtige Informationen zur ersten Bohrkampagne des Landes Steiermark an der Weißengries-Rutschung. D. VAN HUSEN hat dankenswerterweise mehrere quartärgeologische Detailfragen kommentiert, was mich letztendlich zur Arbeit an dieser Publikation bewogen hat.

Literatur

- BGG 2010: Rutschung Koppenstraße. Ergebnisse der bodenphysikalischen Laboratoriumsuntersuchungen. Beilage 4. – unveröff. Gutachten.
- BGG 2014: Rutschung Koppenstraße. Bodenquerprofil/ Ergebnisse der bodenphysikalischen Laboratoriumsuntersuchungen. Beilagen 2 und 4. – unveröff. Gutachten.
- BMLF 1998: Generelle Legende für Geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinerverbauung in Österreich. – Geologische Stelle der Wildbach- und Lawinerverbauung. – BMLF, Innsbruck.
- BOBROWSKY P., SLADEN W., HUNTLEY D., QING Z., BUNCE Ch., EDWARDS T., HENDRY M., MARTIN D. & CHOI E. 2015: Multi-parameter Monitoring of a slow moving landslide: Ripley slide, British Columbia, Canada. In: LOLLINO G., GIORDAN D., CROSTA G.B., COROMINAS J., AZZAM R., WASOWSKI J. & SCIARRA N. (Eds.): Engineering Geology for Society and Territory – Vol. 2 Landslide Processes, 155158.
- BRUNSDEN D. 2002: Geomorphological roulette for engineers and planners: some insights into an old game. – Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 35: 101–142.
- BUNZA G., KARL J., MANGELSDORF J. & SIMMERSBACH P. 1982: Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde (= Schriftenreihe d. Bayerischen Landesamtes f. Wasserwirtschaft 17). – Selbstverlag des Landesamtes, München.
- CHALINE J. & JERZ H. 1984: Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Würm-Glazials (Bericht der SEQS 5). – Eiszeitalter und Gegenwart 34: 185–206.
- ESHRAGHIAN A., MARTIN C.D. & MORGENSTERN N.R. 2008: Movement triggers and mechanisms of two earth slides in the Thompson River Valley, British Columbia, Canada. – Canadian Geotechnical Journal 45(9): 11891209.
- EVANS S.G., CRUDEN D.M., BOBROWSKY P.T., GUTHRIE R.H., KEEGAN T.R., LIVERMAN D.G.E. & PERRET D. 2005: Landslide risk assessment in Canada; a review of recent developments. In: HUNGR O., FELL R., COUTURE R. & EBERHARDT E. (Eds.): Landslide Risk Management, 351–363. A.A. Balkema, New York.
- FINK J., GRILL R., KOHL H. & PREY S. 1955: Glazialgeologisch-morphologische Übersichtskarte des Gebietes Vöcklabruck – Linz – Enns. In: Geologische Bundesanstalt (Hrsg.): Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Exkursionen zwischen Salzburg und March, Tafel III.
- FLIRI F. 1973: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Zeitschrift f. Geomorphologie N. F., Suppl. 16: 1–14.
- GEERTSEMA M., SCHWAB J.W., BLAIS-STEVENS A. & SAKALS M.E. 2009: Landslides impacting linear infrastructure in west central British Columbia. – Natural Hazards 48: 59–72.
- HÜBL J. 2002: 5.3.3 Rock Fall. In: HÜBL J., KIENHOLZ H. & LOIPERSBERGER A. (Eds.): DOMODIS – Documentation of Mountain Disasters. State of Discussion in the European Mountain Areas, 26–27.
- HUSEN VAN D. 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten 18: 249–286.

- HUSEN VAN D. 1971: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1971/3: 511–521.
- HUSEN VAN D. 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 120: 1–130.
- HUSEN VAN D. 1980: Massenbewegungen und Lockergesteinsanhäufungen in Abhängigkeit der wärmzeitlichen Gletscherentwicklung am Beispiel des Trauntales (Oberösterreich). In: Int. Symp. Interpraevent (Hrsg.): Katastrophenvorbeugung durch verbesserte Naturraum-Analysen, Band 1: 149–157.
- HUSEN VAN D. 1983: General sediment development in relation to the climatic changes during Würm in the Eastern Alps. In: EVENSON, E. B., SCHLÜCHTER, Ch. & RABASSA, J. (Eds.): Tills and Related Deposits, 345–349.
- HUSEN VAN D. 2012: Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten. In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl, 42–46.
- HUSEN VAN D. & MAYR M. 2007: The hole of Bad Aussee. An unexpected overdeepened area in NW Steiermark, Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences 100: 128–136.
- HUSEN VAN D. & REITNER J. M. 2011: An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – Eiszeitalter und Gegenwart 60 (23): 366–387.
- HUTCHINSON J.N. 1988: General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: BONNARD, C. (Ed.): Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Vol. 1: 3–35.
- HUTCHINSON J.N. 2001: The Fourth Glossop Lecture. Reading the Ground: Morphology and Geology in Site Appraisal. – Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 34: 7–50.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. 2006: Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science 21: 115–130.
- KOHL H. 2000: Das Eiszeitalter in Oberösterreich (= Schriftenreihe des OÖ. Musealvereines – Gesellschaft für Landeskunde 17). – OÖ Musealverein, Linz.
- POISEL R. 1997: Geologische-geomechanische Grundlagen der Auslösemechanismen von Steinschlag. In: Institut für Wildbach- und Lawinenschutz (Hrsg.): Steinschlag als Naturgefahr und Prozess, Tagungsband, o. S.
- PRINZ H. & STRAUSS R. 2011: Ingenieurgeologie. – Spektrum, Heidelberg.
- SCHÄFFER G., VAN HUSEN D., JANOSCHEK W., PISTOTNIK U. & SCHÖLLNBERGER W. 1982: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Blatt 96 Bad Ischl. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SKEMPTON A.W. & HUTCHINSON J. 1969: Stability of Natural Slopes. – Proceedings of the 7th International Conference of Soil Mechanics 2: 291–340.
- SPAUN G. 1964: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten 14: 149–184.
- STINY J. 1931: Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. – Springer, Wien.
- WAHRHAFTIG C. & BLACK R.F. 1958: Quaternary and engineering geology in the central part of the Alaska Range (= U.S. Geological Survey Professional Paper 293). – U.S. Geological Survey, Washington.
- WEINBERGER L. 1955: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Exkursionen zwischen Salzach und March, 7–34.
- ZARUBA Q. & MENCL V. 1969: Landslides and their control (= Developments in Geotechnical Engineering 2). – Elsevier, Amsterdam.