

- HUANG, Q., NEUBAUER, F., LIU, Y., GENSER, J., GUAN, Q., CHANG, R., YUAN, S. & YU, S. (2022): Permian-Triassic granites of the Schlading complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps. – *Gondwana Research*, **109**, 205–224, Amsterdam.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them), 2<sup>nd</sup> edition. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.
- IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., STUMPF, S., SKRZYPEK, E., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2022): An adapted tectonic model for the “Central and Eastern Greywacke Zone” – new geochronological and RSCM-data (Styria/Austria). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 83, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, G., LOBITZER, H. & MOSHAMMER, B. (1999): Beiträge zur Petrologie, Geochemie und Weißmetrik des Sölker und Gumpeneck-Marmors (Niedere Tauern, Steiermark). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**, 213–228, Wien.
- KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAVLIK, W. (2009): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 1999, Ausgabe: 2009/05. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., LINNEN, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **34/35**, 243–262, Wien.
- PEER, H. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/2**, 475–487, Wien.
- PUHR, B. (2013): Metamorphe Entwicklung und Geochemie von Metakarbonaten des Austroalpinen Basements (Ostalpen). – *Dissertation, Universität Graz*, 167 S., Graz.
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1976/2**, 95–113, Wien.
- RUPP, C., LINNEN, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272/2–4**, 315–333, Amsterdam.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPF, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **33**, 287–296, Berlin.
- STUMPF, S., SKRZYPEK, E., IGLSEDER, C. & STÜWE, K. (2022): U/Pb zircon, U/Pb allanite dating and petrology of the Ennstal Phyllite Zone (Eastern Alps). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 179, Wien.
- UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – *Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, **7**, 2–52, Wien.
- TOLLMANN, A. (Ed.) (1977): *Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen*. – 766 S., Wien.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

MICHAEL LOTTER & JÜRGEN M. REITNER

Auf Basis des GEOFAST-Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger (Kompilation: KREUSS, 2008; siehe dort die zur Kompilation verwendete Literatur), den Aufnahmsberichten und Manuskriptkarten im Maßstab 1:10.000 der seit 1996 auf dem Kartenblatt tätigen Arbeitsgruppe Heinish (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) und der quartärgeologischen Arbeit von REITNER (2005) wurden in den Jahren 2016 und 2017 großräumige und tiefgreifende gravitative Massenbewegungen im Windautal aufgenommen. Darüber hinaus wurde in den Jahren 2018 und 2019

ein möglichst vollständiges Inventar derartiger Massenbewegungen in der Kelchsau, im Spertental und im Pinzgauer Anteil des Kartenblattes auf der Nordseite des Salzachtalles erarbeitet, das aber Gegenstand eigener Berichte ist.

Nach der bisher verwendeten tektonischen Gliederung des Oberostalpins befinden sich die im Rahmen dieses Berichts untersuchten Massenbewegungen überwiegend in Metapeliten und Metabasiten der Westlichen Grauwackenzone sowie in den Gesteinen der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Aktuelle Untersuchungen und Kartierungsarbeiten von B. Huet und C. Iglseeder revidieren diese tektonische Gliederung bzw. die in Verwendung befindliche Nomenklatur. Dem tektonischen Konzept von HUET et al. (2019) ist zu entnehmen, dass in die Massenbewegungen des Windautals Gesteine der hangenden Staufens-Höllengebirge-Decke und der liegenden Windau-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems involviert sind. Weit verbreitet und teilweise in die Massenbewegungen miteinbezogen sind

vermutlich überwiegend Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerungen sowie Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase bzw. des Würm-Spätglazial.

Nomenklatorisch folgt die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse der von STEINBICHLER et al. (2019) mit Ergänzung durch LOTTER et al. (2021) vorgeschlagenen Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (ZANGERL et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

## 1. Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald

Die Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald, orografisch rechts im Talschluss des Windautals gelegen, ist mit ungefähr 2,7 km<sup>2</sup> Fläche die größte zusammenhängende und deutlich entwickelte tiefgreifende Hangdeformation des gesamten Tales. Zwischen der obersten Abrisskante auf rund 1.800–1.900 m Seehöhe an der Hochfläche des Tagweider Tretl im Osten und dem Talgrund der Windauer Ache auf rund 1.200 m Seehöhe im Westen umfasst sie einen Höhenunterschied von nahezu 700 m. Der Südrand reicht entlang des dortigen Fahrweges (Foischingweg) zur Rotwand-Grundalm (1.597 m) bis nahe an die Filzenscharte (1.686 m) heran, während der nördlichste Abschnitt sich fast bis zur Gamskogelhütte (Wegbrücke, Höhe 1.119 m) erstreckt.

Geologisch ist das betroffene Areal durch das vorrangige Auftreten von Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes der Windau-Decke (ehemals „Innsbrucker Quarzphyllit“) charakterisiert. Vereinzelt finden sich darin meist nur einige Meter mächtige, Hellglimmer führende Quarzit-Lagen. Im Unterhang der Massenbewegung treten verstärkt auch dunkle, relativ quarzarme und Grafit führende Phyllite („Schwarzphyllit“) auf.

Das komplexe Prozessgeschehen dieser tiefgreifenden Hangdeformation ist durch mehrere, zeitlich und räumlich gliederbare Phasen unterschiedlicher Bewegungsmechanismen und Auflockerung des Felsverbandes gekennzeichnet. Die Bewegungsaktivität setzt vermutlich bereits im frühen Würm-Spätglazial ein, es sind aber keine Überprägungen durch die spätglazialen Gletscherstände erkennbar. So hat die Gschnitz-stadiale End- und Seitenmoränenablagerung der Rotwand-Grundalm (REITNER, 2024) den Stirnbereich der Massenbewegung bei weitem nicht erreicht. Mögliche Ansatzpunkte einer absoluten Altersdatierung könnten das in zugehörige Zerrgräben entwickelte Hochmoor der Filzenscharte wie auch die Moorbildungen in der großen Zerrstruktur (Nackental, „Rückfallkuppe“) unterhalb der Hauptabrisskante östlich der Oberfoischingalm sein.

Vereinfacht lässt sich die Massenbewegung in zwei ungefähr gleich große Teilbereiche mit verschiedenen kinematischen Entwicklungsstadien gliedern. Die nördliche Hälfte mit der Unterfoisching- und der Oberfoischingalm ist ein relativ deutlich entwickelter Bereich einer Gleitung, der eine diskrete en-bloc-Bewegung des gesamten Hanges

mit einer Dislozierung von ca. 150 bis 200 Metern anzeigt. Der Felsverband und damit der Festgesteinscharakter sind dabei fast durchwegs, mehr oder weniger stark aufgelockert, erhalten geblieben. Die teilweise deutlich mehr als 100 Höhenmeter umfassende Abrisskante östlich oberhalb der Oberfoischingalm besttigt auch einen erheblichen vertikalen Versatz des abgeglittene Gesteins mit einer charakteristischen Senke (Nackental bzw. „Rückfallkuppe“), die den Ausstrich der basalen Bewegungsbahn und damit auch einen erheblichen Tiefgang der Bewegung anzeigt (vgl. MOSER et al., 2017). Mit dieser morphologischen Ausprägung korrespondiert die Versteilung im Stirnbereich, so dass sich das typische konkav-konvexe Hangprofil eines Talzuschubs ergibt. Die strukturellen Verhältnisse lassen jedoch keine einfache Erklärung als klassischer gleitender Talzuschub (vgl. STINI, 1941) zu, da weder die Schieferung noch andere Trennflächenscharen zur Erfüllung eines Gleitkriteriums prädestiniert sind. Die Schieferung des Quarzphyllits fällt nach S–SW mit einem Einfallswinkel zwischen 30° und 65° ein und kann bei dem W–WNW exponierten, durchschnittlich ca. 25–28° geneigten Hang nur in sehr geringem Maße für ein anteiliges Gleiten verwendet werden. Tatsächlich streicht die somit ohnehin steiler fallende Schieferung meist orthogonal zum Hang aus und spielt für den Versagensmechanismus keine wesentliche Rolle. Weitere prägende Trennflächen der Spröddeformation (Störungen, Klüfte) streichen vorzugsweise NNE–SSW bei wechselseitigem, meist steilen Einfallen nach WNW oder ESE. Je nach Einfallsrichtung haben sich an diesen Flächen innerhalb der bewegten Masse syn- bzw. antithetische Zerrstrukturen (Zerrspalten/-gräben, „Geländetreppen“ in Form hangparalleler Hangleisten) ausgebildet. Eher NE–SW streichende und nach SE einfallende Trennflächen sind gravitativ zur Anlage antithetischer Brüche verwendet worden, während NW–SE streichende und vorzugsweise nach SW einfallende Trennflächen synthetische Bewegungen (z.B. in Form sekundärer Abrisskanten) in Bezug zur anzunehmenden basalen Gleitzone zuließen. Zusammen mit weiteren Trennflächenscharen ergibt sich insgesamt ein komplexes Muster von Teilbewegungen innerhalb des instabilen Hanges, und auch an der morphologisch sehr „scharfen“ Ausbildung der Hauptabrisskante sind unterschiedliche Trennflächenrichtungen beteiligt. Die hohe Teilbeweglichkeit der kleinklüftigen phyllitischen Gesteine und die typische durchschnittliche Neigung des instabilen Hanges, die nicht zufällig mit den bekannten Reibungswinkeln des Quarzphyllits korrespondiert (vgl. ENGL et al., 2008; REINHOLD & TÖCHTERLE, 2013), lassen die Ausbildung einer vollständig durchtrennten Bewegungszone durch Risswachstum und sukzessive Vernetzung von Trennflächen annehmen (vgl. ZANGERL et al., 2008; HUDSON & HARRISON, 1997). Diese durch progressive Bruchprozesse entstandene Gleitzone, die nicht bzw. nicht eindeutig durch das präexistente Trennflächengefüge vorgezeichnet ist, dürfte in dem anisotropen Gestein den Übergang von einer Rotations- in eine Translationsgleitung nachzeichnen.

Am Nordrand der Massenbewegung, unmittelbar nördlich der Wegkehren des Fahrweges nahe der Oberfoischingalm, hat sich ein jüngerer sekundärer Gleitprozess ausgebildet, der über rund 500 Höhenmeter nahezu die gesamte Höhe des instabilen Hangbereichs umfasst. Die dortige sekundäre Abrisskante überprägt die ältere Gesamtbewegung, wobei im oberen Teil des Anbruches, überwiegend

im Quarzphyllit gelegen, noch ein stark aufgelockerter bis reliktiischer Felsverband erkennbar ist. Im unteren Teil sind die dort auftretenden Metasandsteine, Metasiltsteine und Tonschiefer der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) überwiegend zu Lockergestein zerlegt, so dass dieser eine Gleitmasse im Sinne einer lithogenetischen Neubildung darstellt. Im distalen untersten Westabschnitt dieser Gleitmasse stehen die Gebäude der Unterfoischingalm, der nördliche Ausläufer reicht bis zur Wegbrücke über die Windauer Ache bei Höhe 1.119 m. Der in den Jahren 2015/2016 neu errichtete Forstweg nordöstlich der Unterfoischingalm quert die sekundäre Gleitung inklusive der Begrenzung der gesamten Massenbewegung und erlaubt beeindruckende Einblicke in die dortigen lithologischen und morphologischen Verhältnisse. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch das Vorkommen von dezimeter- bis einem Meter mächtigen Kataklasiten und Störungsletten (Fault Gouge) einer flach nach SE fallenden Störung in der Schattberg-Formation am Weg unmittelbar nordöstlich außerhalb des Massenbewegungsareals.

Die südliche Hälfte des Massenbewegungsareals, die Einhänge des Krumbachwaldes nordöstlich der Rotwand-Grundalm (1.597 m) und unmittelbar nördlich der Filzenscharte (1.686 m), ist ein wesentlich initialer entwickelter Bereich eines langsamen Fließens („Kriechen“), bei dem ein großer Teil des Unterhangs (Stirnbereich) progressiv einen sekundären, in sich mehrfach gegliederten Gleitkörper ausgebildet hat. Die Abgrenzung von dem bruchhaft weiter transportierten Gesteinsverband des Nordteils ist durch mehrere, ungefähr in Falllinie des Hanges E–W verlaufenden Bewegungsfugen gegeben. Diese sind im Gelände als Grabenstrukturen bzw. Rinnen erkennbar, haben aber aufgrund ihres „sinistral-transpressiven“ Charakters auch deutliche Kompressionswälle ausgebildet: das weiter abgeglittene Gesteinspaket des Nordteils hat seitlich in den initialer entwickelten Anteil hineingedrückt und ist dabei gestaucht worden. Die resultierenden morphologischen Tiefenlinien tragen auch zur zentralen Entwässerung des Hanges bei. Für den Südteil der Massenbewegung ist aufgrund morphologischer und den bereits geschilderten strukturellen Kennzeichen (Raumstellung des Trennflächengefüges) anzunehmen, dass sich keine durchgehende Bewegungszone mit einer oder mehreren diskreten Gleitflächen im Untergrund ausgebildet hat. So ist die sich von der Nordhälfte in die Südhälfte fortsetzende, oberste östliche Abrisskante weiter gut verfolgbar, sie zeigt aber ab der Grenze zwischen diesen beiden Bereichen einen sprunghaft wesentlich geringeren Versatz, der sich auf ca. 10 bis 20 Höhenmeter reduziert. In Bezug auf die dort immerhin noch bis zu 600 Höhenmeter umfassende instabile Hangflanke ist die damit verbundene Dislozierung der Gesteine gegenüber dem unbewegten Gebirge also wesentlich geringer als im Nordteil. Auch im südlichen Teil der Massenbewegung äußert sich die Auflockerung des Felsverbandes in teils markanten Zerrgräben und antithetischen Brüchen unter Verwendung des sprödektotonischen Trennflächensystems. Ein E–W verlaufender Grabeneinschnitt, der dort das wichtigste Gerinne darstellt und dem mehrere auf Höhe des Foischingweges nördlich der Filzenscharte entspringende Quellen (z.B. Schreier Bründl, 1.658 m) zufließen, leitet zu dem noch initialer durchbewegten südlichsten Randbereich der gesamten Massenbewegung über. Dieser Graben ist neben seiner primären

Anlage als Zerrstruktur durch fluviatile Erosion zusätzlich eingetieft und im Unterhang durch rückschreitende Erosion nachfolgend vom Bachverlauf abgeschnitten worden. Südlich dieses Grabens wechselt die Hangexposition im dortigen Talschluss nach NW. Dies ergibt eine stabilisierende geotechnische Konstellation mit der dort überwiegende geotechnische Konstellation mit der dort überwiegende in den Hang nach Süden fallenden Schieferung. Am ENE–WSW verlaufenden Südrand der Massenbewegung ist die oberste Abrisskante aufgrund der relativ geringen Transportweiten der bewegten Gesteinspakete von wenigen Zehnermetern nur mehr abschnittsweise deutlich entwickelt. Im Bereich der Filzenscharte „verspringt“ sie über mehrere, vorzugsweise E–W verlaufende Zerrgräben bzw. Geländestufen, in denen sich auch das bekannte Hochmoor gebildet hat. Westlich der Filzenscharte bzw. des Hochmoores mündet einer dieser Zerrgräben in die dortige Fortsetzung der obersten Abrisskante ein bzw. setzt sich unterhalb dieser bis zum Südwestende der Massenbewegung fort. Der Fahrweg zur Rotwand-Grundalm verläuft parallel dazu unmittelbar daneben und mündet an der Südwestecke der Massenbewegung in den Zerrgraben ein, bevor er die Abrisskante passiert. Der Westrand der Massenbewegung verläuft nach NW herab in den Bachgraben, der vom Freimöserkopf (2.005 m) nach NNE herunter zieht.

Im Unterhang der Südhälfte der Massenbewegung, also innerhalb des bewegungsmechanisch als Bereich eines langsamen Fließens zu klassifizierenden Prozessraumes, hat sich vom Talboden über gut 350 Höhenmeter heraufreichend ein sekundär entwickelter Bereich einer Gleitung mit einer gegliederten, mehrere Teilgleitkörper ausweisenden Abrisskante ausgebildet. Diese progressive Weiterentwicklung des Prozessgeschehens ist möglicherweise auch darin begründet, dass dort Grafit führende Phyllite („Schwarzschiefer“) besonders verbreitet sind und diese die mechanisch schwächsten Gesteine der Gesamtmassenbewegung darstellen. Innerhalb der Gleitung ist an den Aufschlüssen entlang des dortigen untersten Abschnitts des Foischingweges (Verlauf der ersten zwei Kehren und Fortsetzung nach NE) ein stark aufgelockerter bis reliktiischer Felsverband erkennbar. Die Schieferung weist bemerkenswerterweise auch hier keine messbare Verstellung gegenüber anderen Teilen der Massenbewegung wie auch gegenüber dem unbewegten Gebirge außerhalb der generellen Streuung der Gefügewerte auf.

Das gesamte Massenbewegungsareal Foischingalm – Krumbachwald ist hinsichtlich seines zeitlichen Aktivitätszustandes als seit sehr langer Zeit inaktiv einzustufen. Bewegungsmarker wie frische Felsspalten, gespannte Wurzeln oder Krummwuchs bzw. Schiefstellung der Bäume konnten nirgendwo identifiziert werden. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die beschriebenen Prozesse in einem fossilen Zustand befinden. Eine geringe gegenwärtige Bewegungsaktivität bzw. eine latent mögliche Reaktivierung könnte aber in Teilbereichen der sekundären Gleitprozesse gegeben sein, die besonders sensible Bereiche gegenüber anthropogenen Eingriffen in die Hangstabilität darstellen. Die Nordhälfte der Massenbewegung stellt kinematisch und morphologisch eine progressive Weiterentwicklung des initialen Entwicklungsstadiums der Südhälfte dar. Die Südhälfte wurde durch den anteiligen Wechsel der Hangexposition nach NW und dem Widerlager des Talschlusses bzw. Abnahme der Höhenunterschiede an dieser Weiterentwicklung gehindert.

## 2. Massenbewegung Oberkaralm – Baumgartenalm

Die Massenbewegung Oberkaralm – Baumgartenalm liegt orografisch links im Talschluss des Windautales im ESE exponierten Gegenhang zur Südhälfte der Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald. Sie erstreckt sich von der Windauer Ache im Talboden bis zum westlichen Kammbereich über maximal rund 640 Höhenmeter mit einer Fläche von rund 0,9 km<sup>2</sup> zwischen Baumgartenalm (1.243 m) und Schneegrubenschartl (1.902 m) im Norden sowie der Oberkaralm im Süden.

Wie auf der gegenüberliegenden Talseite ist auch hier die Geologie und das geomechanische Verhalten der Festgesteine durch den Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes der Windau-Decke (ehemals „Innsbrucker Quarzphyllit“) bestimmt. Entlang des Fahrweges zur Oberkaralm sind in der tiefgreifenden Massenbewegung wiederum mehrere Meter mächtige, Hellglimmer führende Quarzit-Lagen aufgeschlossen, die im Vergleich zu den stärker aufgelockerten Phylliten der Umgebung durch ihren relativ kompakten, nur leicht aufgelockerten Felsverband auffallen. In der zentralen Verflachung der Massenbewegung am Fahrweg unweit der südlich davon im stabilen Gelände gelegenen Oberkaralm fallen Reste von offensichtlich umgelagerten Moränenmaterial auf. An der südseitigen Abrisskante der Massenbewegung unmittelbar nördlich der Oberkaralm liegt dem Quarzphyllit eine vermutlich überwiegend Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerung auf.

Die schwere Zugänglichkeit der oberen Anteile der Abrisskante aufgrund des dichten Latschenbewuchses erschwert Aussagen zur Kinematik bzw. zum Bewegungsmechanismus. Die morphologisch deutliche Ausbildung der Hanginstabilität mit einer ausgeprägten Hohlform im Oberhang und der typischen Versteilung des in den Talboden vorgedrungenen Stirnbereichs (Talzusub) lässt, gestützt durch die Gefügemessungen, die Klassifikation dieser gravitativen Form als Bereich einer Gleitung zu. Auffällig ist der relativ stark erodierte Rand der vermutlich schon im frühen Würm-Spätglazial angelegten und seit langem abgeschlossenen bzw. fossilen Massenbewegung. Insbesondere der Nordrand der Massenbewegung ist durch einen tief eingeschnittenen Bachgraben, dessen Anlage vermutlich durch einen sprödetektonischen Störungsverlauf kontrolliert ist, erosiv überprägt. Am Ausgang des Bachgrabens hat sich ein großer Schwemmfächer gebildet, an dessen nördlichsten Ausläufer die Baumgartenalm (1.243 m) steht.

An der südlichen Abrisskante nahe der Oberkaralm fällt die Schieferung im anstehenden und nur leicht aufgelockerten Quarzphyllit relativ steil mit 62–72° nach SE bis S ein. Innerhalb der Massenbewegung ist die Schieferung in dem zu Felsschollen zerlegten, meist stark aufgelockerten bis nur mehr reliktsch erkennbaren Felsverband stärker nach S bis SSW gerichtet und fällt auch tendenziell etwas flacher mit Einfallswinkeln von rund 30–60° ein. In Verbindung mit dem dort durchschnittlich 25–27° geneigten und nach ESE exponierten Hang ist somit eine Rotationsbewegungskomponente der Gleitung abzuleiten. Bei einer initial zumindest teilweise nach SE fallenden Schieferung kann diese anteilig bei der Ausbildung der Gleitzone verwendet worden sein. Eher mit dem Hang fallende Trennflächen werden zur Ausbildung synthetischer, eher gegen

den Hang fallende Trennflächen zur Ausbildung antithetischer Zerrstrukturen (Zerrgräben, Abrisskanten) genutzt.

Aus der versteilten Stirn sind sekundäre Gleitmassen, charakterisiert durch fortschreitende Auflösung des Felsverbands mit überwiegendem Lockergesteinscharakter, weiter in den Talboden vorgerückt und haben zusammen mit dem Schwemmfächer der Baumgartenalm und der Massenbewegung des Gegenhangs (Foischingalm – Krumbachwald) die Windauer Ache „eingezwängt“, so dass sich diese ihr Bett mit beidseitiger Ufererosion erhalten musste. Die Gefahr der Reaktivierung von Teilen der Massenbewegungen durch fluviatile Hangunterschneidung ist aber aufgrund der flachen Auslaufbereiche auf beiden Talseiten nicht erkennbar. Bei dem über maximal 150 Höhenmeter ansteigenden Geländeriedel am proximalen Ansatz des Baumgartenalm-Schwemmfächers rechtsufrig am dortigen Grabenausgang dürfte es sich um einen stabil gebliebenen Härtling aus Quarzphyllit handeln.

## 3. Massenbewegung Stallerrinngaben

Die Massenbewegung Stallerrinngaben befindet sich in der orografisch rechten Talflanke des Windautales westlich unterhalb des Gerstinger Jochs (2.035 m) bzw. des Gerstinger Tretl auf einer Höhe von rund 1.150 bis 1.830 m. Auf der Südseite des Stallerrinngabens gelegen, sind die Gesteinsmassen mit einer morphologisch gut rekonstruierbaren Transportweite von mindestens 100 bis 150 m nach NW in den Graben abgeglitten und haben den Bachlauf deutlich nach Norden abgedrängt.

Bei dem knapp 0,4 km<sup>2</sup> Fläche umfassenden und (auch) im Holozän aktiven Gleitprozess ist der Felsverband zu einem großen Anteil völlig zu einer Gleitmasse aus blockigem Lockergestein aufgelöst worden. Insbesondere am distalen Ende der Gleitmasse hin zum Bachgraben zeigen die dortige Versteilung mit einem teilweise vegetationsfreien Anbruch (Plaike) sowie der fehlende Hochwald (an Baumstümpfen ist noch eine Schiefstellung erkennbar) eine aktive Hangunterschneidung durch den Bach und damit eine gewisse gegenwärtige Bewegungsaktivität dieses Teilbereichs an. Unmittelbar talwärts am Grabenausgang setzt ein relativ großer Schwemmfächer mit einer aktiven Murrinne an, über die der starke Geschiebeandrang abtransportiert wird. Der obere nördliche Abschnitt der Massenbewegung ist in einem überwiegend stark aufgelockerten Felsverband verblieben und kann somit anteilig als Bereich einer Gleitung ausgeschieden werden. Mit der deutlichen Hohlform im Herkunftsbereich unterhalb der östlichen Abrisskante und der Vorwölbung und Verdrängung des Bachlaufs im Akkumulationsbereich können der Transportweg und die Umrandung dieser großen Felscholle mit der charakteristischen Rückfallkuppe an deren Top recht gut bestimmt werden.

Geologisch werden die Festgesteine in der Umgebung des instabilen Hanges, aber auch im Verband der erhaltenen Felsscholle, überwiegend den Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Tonschiefern der Schattberg- und Löhnersbach-Formation des Glemmtal-Komplexes innerhalb der Windau-Decke zugeordnet. Der südöstliche oberste Abrissbereich ist nach dem aktuellen Stand der geologischen Manuskriptkarte jedoch dem Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes zuzurechnen. Die ebenfalls duktil deformierten Metapelite des Glemmtal-Komplexes (Löh-

nersbach-Formation?) machen eine Abgrenzung der Gesteine sowohl im Felsverband als auch bei den Lockergesteins-Komponenten in der Massenbewegung ohne genauere lithologische Aufnahmen schwierig.

Der instabile Hang weist eine Neigung von durchschnittlich rund 30° nach NW bis WNW auf. Für die phyllitischen und weitgehend zu Lockermaterial zerlegten Gesteine ist dies ein relativ hoher Wert, lässt sich aber vermutlich mit den dort vorkommenden kompetenten Metasandsteinen der Schattberg-Formation erklären. Zudem fällt die prägende Schieferung am nördlichen und südlichen Rand außerhalb der Massenbewegung mit rund 30–60° nach SE gegen den Hang ein und bildet somit eine im Grunde relativ stabile geotechnische Konstellation. Innerhalb der im aufgelockerten Felsverband erhaltenen Anteile der Massenbewegung scheint die Einfallsrichtung stärker nach E rotiert. Weiters fallen in erster Linie steil W fallende Trennflächen auf, die an der Ablösung und Zerlegung des Felsverbandes offenbar wesentlich beteiligt sind. Die morphologisch deutliche Hohlform im oberen Abrissbereich lässt zusammen mit den typischen Verflachungen innerhalb der bewegten Masse einen hohen Anteil einer Rotationsbewegungskomponente vermuten.

#### 4. Massenbewegung Außerer Gersting

Das Alm- und Waldgelände um und unterhalb des Außerer Gersting, nordwestlich des Stallerrinngabens ebenfalls orografisch rechts der Windauer Ache gelegen, wird weiterhin von den Gesteinen der Schattberg- und Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) aufgebaut. Im SW exponierten, durchschnittlich mit etwas mehr als 30° geneigten und mit Hochwald bestandenen Hang westlich unterhalb der Almgebäude fallen auf einer Höhe zwischen 1.100 und 1.280 m mehrere NW–SE bis WNW–ESE streichende, teils markante Zerrgräben bzw. mehr oder weniger hangparallele „Hangleisten“ mit meist deutlich über 100 m Längserstreckung auf („getrepptes“ Gelände). Deren Ausbildung ist wohl größtenteils auf antithetische Brüche zurückzuführen. Die daran beteiligten Trennflächen fallen überwiegend steil in östliche bis nordöstliche Richtungen ein. Die meist mit ca. 50–60° nach SE bis S fallende Schieferung ist an dieser fossilen und in einem initialen Stadium verbliebenen Massenbewegung Außerer Gersting offensichtlich nicht beteiligt. Detailliertere Gefügemessungen wurden in dem kompakten bis leicht aufgelockerten Felsverband jedoch nicht vorgenommen.

Rund 200–400 m nordöstlich bis nordwestlich der Almgebäude des Außerer Gersting stellt eine Geländestufe im überwiegend offenen Wiesengelände, an den dortigen Fahrwegen gut erkennbar, die den Zerrstrukturen zugehörige Abrisskante dar. Die Almwiesen „nützen“ die unterhalb daran anschließende Geländeverflachung, mit welcher der gesamte Bereich etwas „abgesehen“ erscheint. Der weitere Verlauf der Abrisskante ist kaum bis gar nicht mehr verfolgbar, ebenso wenig ist eine diskrete Umgrenzung der gesamten tiefgreifenden Hangdeformation auszumachen. Zusammen mit den initialen Toppling-Strukturen (antithetische Brüche) dürfte das gesamte betroffene Areal vor allem auch aufgrund der teilweise ausgebildeten Abrisskante und der schon ausgebildeten Verflachungen im oberen Teil im Almgelände insgesamt als Bereich eines langsamen

Fließens („Kriechhang“) zu klassifizieren sein, wobei sich die lateralen Ränder sehr unscharf entlang von Senken und Gräben auflösen.

#### 5. Massenbewegung Steinberggraben

Auf der dem Außerer Gersting gegenüberliegenden Tal-seite mündet der tief eingeschnittene Steinberggraben mit einem Schwemm- und Murkegel in die dadurch an den Gegenhang abgedrängte Windauer Ache ein. Auf der orografisch rechten Seite des Steinberggrabens hat sich über maximal 500 Höhenmeter die nach NNE exponierte Massenbewegung Steinberggraben ausgebildet, die vom Bachbett (zwischen 1.000 m und 1.160 m Höhe, mit auffallend viel grobblockigen Geschiebe) bis an den Fahrweg beim Abzweig zur Brunnachalm auf rund 1.500 m Höhe hinaufreicht.

Es handelt sich um eine im Holozän aktive Gleitmasse mit gegenwärtig anhaltenden, vermutlich sehr geringen Bewegungen, wodurch sich in deren oberen Hälfte eine ausgeprägte Hohlform (Massendefizit) mit einer entsprechend markanten Abrisskante ausgebildet hat. Am Westrand bzw. in der Westhälfte der Gleitmasse liegen im Bereich der dortigen Gerinne kleinere sekundäre Schuttstromablagerungen auf. Vereinzelt ist eine Schiefstellung bzw. ein Krümmwuchs von Bäumen erkennbar, aber auch eine typische Absenkung des mittig die Gleitmasse E–W querenden Fahrweges am Westrand und aktive fluviatile Hangunterschneidung mit Uferanbrüchen an der nach Norden abgedrängten Bachsohle sind zu beobachten. Darüber hinaus zeigt die Abrisskante am südlichen Top der Hangbewegung aktive Rückböschungsprozesse (Anbrüche mit Erosionsrinnen, offene Zerrspalten), die sehr nahe an den dortigen Fahrweg zur Brunnach- bzw. zur Lagfeldentalm heranreichen.

Die Gleitmasse, die sich aus dem dort vorherrschenden, stark deformierten Metasandstein der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) entwickelte, dürfte einen erheblichen Tiefgang von mehreren Zehnermetern aufweisen. Sie hat durchwegs einen matrix- bis komponentengestützten Lockergesteinscharakter mit einer schluffig-sandig-kiesigen Matrix sowie Stein- und Block-Komponenten, aber auch kleineren „mitschwimmenden“ Felsschollen darin. Bereichsweise überwiegt sehr grobblockiges Material mit komponentengestütztem Gefüge.

Das anstehende Festgestein der Umrandung ist überwiegend in einem kompakten bis leicht aufgelockerten Felsverband und die Schieferung fällt relativ konstant mit rund 40–65° nach SSE gegen den Hang ein. Eine strukturell bedingte Anlage der Massenbewegung unter Verwendung „geeigneter“ Trennflächenscharen ist auf den ersten Blick nicht erkennbar, jedoch scheinen NE–SW streichende und meist steil nach SE fallende Trennflächen eine gewichtige Rolle bei der seitlichen (östlichen und westlichen) Begrenzung der Massenbewegung zu spielen. Die stabil verbliebenen Anteile der orografisch rechten Einhänge des Steinberggrabens weisen eine durchschnittliche Hangneigung von 30–40° auf. In der Gleitmasse hat sich dieser Wert auf rund 26–30° erniedrigt. Nimmt man für die Metasandsteine der Schattberg-Formation einen Grenzreibungswinkel in der Größenordnung von 30° an, ist von einer Übersteilung der Hangflanken aufgrund einer relativ raschen fluviatilen

Tiefenerosion auszugehen. Das Wechselspiel zwischen dem anhaltenden Erosionsprozess und dem Streben der Gleitmasse nach einem stabilen Böschungswinkel erklärt somit deren anhaltende Bewegungsaktivität.

## **6. Massenbewegungen Gerstinger Joch – Hintenkarscharte – Scheibenschlag Niederalm – Wasserbühel – Pastualm/Pastauwald**

Der westseitige Kammverlauf zwischen dem Gerstinger Joch (2.035 m) und der Gerstinger Oberkaralm im Süden sowie der Hintenkarscharte (1.829 m) und der Scheibenschlag Niederalm (1.445 m) im Norden weist mit ungefähr 1,3 km<sup>2</sup> Fläche eines der größten Bergerzeißungsfelder auf dem Kartenblatt mit morphologisch sehr markanten syn- und antithetischen Zerrstrukturen (Zerrspalten, Zerrgräben, antithetische Brüche) auf. Diese können teilweise durchgehend über eine Länge von ca. 800 bis 900 m verfolgt werden. Zusammen mit den südlich und westlich der Scheibenschlag Niederalm unterhalb daran anschließenden Gleit- und Fließmassen sowie einem initialer entwickelten Bereich einer Gleitung an deren Nordwestrand definiert sich damit das insgesamt ca. 2,3 km<sup>2</sup> große und bis zu rund 1.000 Höhenmeter umfassende Massenbewegungsareal Gerstinger Joch – Hintenkarscharte – Scheibenschlag Niederalm – Wasserbühel – Pastualm/Pastauwald.

Das W exponierte Gelände wird fast ausschließlich von den Metasandsteinen, Metasiltsteinen, Tonschiefern und zwischengeschalteten Quarziten der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) aufgebaut. Vereinzelt fallen auch grünliche Chloritschiefer in dieser Wechsellaagerung auf. Unmittelbar südlich des Gerstinger Jochs tritt die von HUET et al. (2019) neu definierte Deckengrenze zur hangenden Staufen-Höllengebirge-Decke, hier ebenfalls vertreten durch die Löhnersbach-Formation mit Quarziten, wie auch Metabasalte und Metatuffe des Glemmtal-Komplexes, vom Talschluss des Spertentals (Unterer Grund) auf die Windauer Seite zur Gerstinger Oberkaralm über. Von dort verläuft die Deckengrenze ungefähr in N-S-Richtung überwiegend auf der Westseite des Kammes nach Norden zwischen Hintenkarscharte und Scheibenschlag Hochalm weiter zur Mießfangalm (1.657 m).

Die Deckengrenze, inklusive des damit verbundenen gehäuften Auftretens relativ kompetenter Metabasite im Hangenden, hat aber keinen erkennbaren Einfluss auf die Ausbildung der Bergerzeißung. Diese hat sich ausschließlich unter Verwendung jüngerer sprödetektonischer Strukturen (Klüfte, Störungen) entwickelt. Im gesamten gegenständlichen Massenbewegungsareal fällt die Schieferung im anstehenden bzw. im nur geringfügig dislozierten Festgestein mit überwiegend 30–50° nach SE bis S, untergeordnet auch nach SSW, also meist „schleifend“ gegen den Hang ein. An der Ausbildung der Gleitprozesse war sie demnach offenkundig nicht beteiligt. Das sprödetektonische Trennflächengefüge ist für das gesamte Areal sehr komplex und mit den durchgeführten Überblicksaufnahmen können hier nur gewisse Tendenzen herausgearbeitet werden.

Das Bergerzeißungsfeld am westseitigen Kammbereich hat sich in erster Linie entlang N–S, mit einer gewissen Streuung auch NNW–SSE und NNE–SSW streichenden

Trennflächen entwickelt, die überwiegend steil in östliche Richtungen gegen den Hang einfallen. Für die gravitative Hangdeformation werden diese also als in den Hang fallende Abschiebungsflächen genutzt, die somit als antithetische Brüche zu definieren sind und eine erhebliche Gebirgsaufweitung bzw. Zerrgrabenbildung direkt am Kamm mit Doppelgrat ähnlichen Formen bewirken. Dies erfolgt im Zusammenspiel mit den steil in westliche Richtungen einfallenden und mit eher NW–SE streichenden und vorzugsweise meist steil nach SW fallenden Trennflächen, die somit die Funktion synthetischer Bewegungsflächen übernehmen. Eine untergeordnete Rolle spielen auch noch NE–SW streichende und vorwiegend nach SE einfallende Trennflächen, die somit wiederum für die Anlage weiterer antithetischer Brüche dienlich waren. Das Bergerzeißungsfeld, vom beschriebenen Kammverlauf bis nach Nordwesten zur Scheibenschlag Niederalm über rund 500 Höhenmeter herabziehend, ist somit, begründet in der Externrotation der Felspartien entlang der gegen den Hang fallenden Trennflächen, durch das Vorherrschen von Kipp-Prozessen (Toppling) entstanden.

Südlich bis südwestlich der Scheibenschlag Niederalm, am Fahrweg zum Außerer Gersting gut passierbar, sind im unteren Teil bzw. unterhalb des Bergerzeißungsfeldes, quasi im „Kompensationsbereich“ oder „Staubereich“ der Kippung, zwei deutliche Abrissnischen auf 1.440 m bis 1.660 m und auf 1.300 m bis 1.500 m Seehöhe ausgebildet. Der Geländemorphologie und der Laserscan-Auswertung (DGM Hillshade) zufolge sind dort die zugehörigen Gleitmassen ungefähr 150 bis 200 m nach WNW bis NW abgeglitten. Diese Ablagerungen sind in sich gegliedert: teils ist noch ein stark aufgelockerter bis relikttischer Felsverband in erhalten gebliebenen Felsschollen erkennbar. Überwiegend ist aber bereits eine völlige Verbandsauflösung mit Lockergesteinscharakter gegeben, so dass insgesamt eine Klassifizierung als lithogenetische Neubildung zutreffend ist. Beide Gleitmassen vereinen sich in ihrem distalen Abschnitt und gehen talwärts ab einer Höhe von ca. 1.200 m in eine gemeinsame Fließmasse über. Eine weitere Gleitmasse mit Abrissnische nördlich davon, auf einer Höhe von rund 1.100 m bis 1.340 m gelegen (also westlich unterhalb der Scheibenschlag Niederalm), liefert dieser Schuttstromablagerung ebenfalls Material zu. Die matrixgestützte Schuttstromablagerung ist ein schluffig-sandig-kiesiges Lockergestein mit eckigen bis kantengerundeten Steinen und vereinzelt Blöcken darin. Die Komponenten stammen fast ausschließlich aus der Löhnersbach-Formation, nur vereinzelt sind Metabasite vor allem in der Kiesfraktion erkennbar. Die Schuttstromablagerung hat unmittelbar nördlich der Pastualm einen morphologisch sehr markant ausgebildeten Stirnbereich, der wiederum deutlich durch mehrere E–W verlaufende Bachgräben, insbesondere dem zwischen Pastualm und Wasserbühel gelegenen, erodiert wurde.

Die Würm-spätglaziale bis holozäne Schuttstromablagerung läuft an ihrem unteren Ende beim Wasserbühel auf einer Höhe von rund 960 m bis 980 m auf eine ältere Würm-spätglaziale Eisrandablagerung (Eiszerfallsphase) auf und hat deren Material an ihrer dortigen Stirn auch „eingearbeitet“. Die gesamte Prozesskette Kippen (Kammbereich/Oberhang) – Gleiten (mittleres Hangniveau) – Fließen (Unterhang) reicht somit nicht bis zum rezenten Talboden bzw. Bachverlauf der Windauer Ache auf ungefähr 880 m bis 900 m Höhe herab. Die zwei in die Schuttstromablage-

rung am Wasserbühel und unterhalb der Torwartsalm tief eingeschnittenen Bachläufe legen an deren Stirn bereits teilweise die anstehende Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) frei. Am südwestlichen Ende der Schuttstromablagerung bei der Pastualm hat sich ein Schwemmfächer vermutlich syngenetisch zum Schuttstrom aus dessen südlichem Randgraben entwickelt. Kleinere Anteile der Gleitmassen und der Schuttstromablagerung sind überwiegend im Nahbereich der Gerinne auch gegenwärtig kinematisch zumindest gering aktiv (frische Anbrüche, Krümmwuchs/Säbelwuchs und Schiefstellung von Bäumen).

Am Nordrand des Massenbewegungsareals, ungefähr zwischen dem Niveau des Fahrweges zur Torwartsalm bei 1.060 m bis 1.100 m Höhe und dem Fahrweg zur Scheibenschlag Niederalm östlich oberhalb bei rund 1.220 m Höhe, also an die nördlichste der beschriebenen Gleitmassen anschließend, fallen „unruhige“ Geländeformen auf, die auf eine tiefergreifende Durchbewegung hinweisen. Am Top dieses Hangabschnitts ist eine mehr oder weniger deutliche Abrisskante ausgebildet, die Anzeichen für einen Gleitprozess erkennen lässt. Diese eher initial entwickelte Massenbewegung, die nicht näher untersucht wurde, aber offenbar einen durchwegs erhaltenen Felsverband aufweist, wird deshalb mit aller Vorsicht als Bereich einer Gleitung ausgewiesen.

## 7. Massenbewegungen Steinberghaus – Stöckl-Kreuzbergalm

Der beim Gasthof Steinberghaus auf Höhe 872 m abzweigende und den orografisch rechten, W exponierten Hang des Windautales zur Stöckl-Kreuzbergalm (1.209 m) hinaufführende Fahrweg durchquert zwei initial entwickelte tiefgreifende Hangdeformationen, in denen die duktil deformierte Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) durchwegs in relativ gutem, meist nur leicht aufgelockertem Felsverband vorliegt. Diese beiden Massenbewegungen Steinberghaus – Stöckl-Kreuzbergalm sind trotz ihrer teils undeutlichen Umrandung gut voneinander und von ihrer stabil gebliebenen Umgebung abzugrenzen: Die südliche der beiden reicht von ca. 920 m über 380 Höhenmeter bis 1.300 m Höhe hinauf und liegt damit deutlich unterhalb der auf rund 1.400 m nordöstlich bis östlich davon gelegenen Mairhoferalm. Die südliche Begrenzung bildet der markante und tief eingeschnittene, offensichtlich durch eine Störung kontrollierte, WNW–ESE streichende Bachgraben, dessen Schwemmfächer direkt gegenüber dem Steinberghaus in die Windauer Ache mündet. Der nördliche bis nordöstliche Rand wird nach rund 500 m bis 600 m Breite des instabilen Bereichs mit einer überwiegend schon deutlich ausgebildeten Abrisskante, noch bevor der nächste Bachgraben den Hang herabzieht, erreicht. In diesen ebenfalls WNW–ESE streichenden und sich nach oben zur Mairhoferalm hin verzweigenden Bachgraben reicht der Südrand der nördlichen Massenbewegung hinein, in deren obersten, sehr flach geneigten und mit einer Moränenaufgabe versehenen Abschnitt die Stöckl-Kreuzbergalm (1.209 m) liegt. Diese Massenbewegung befindet sich zwischen ungefähr 880 und 1.280 m Höhe und umfasst damit rund 400 Höhenmeter. Sie ist maximal rund 700 m breit und ihr nördliches bis östliches Ende liegt noch deutlich außerhalb des Rettenbachgrabens.

Bei beiden Massenbewegungen ist aufgrund der beschriebenen Dimensionen von einem Tiefgang von mehreren Zehnermetern auszugehen. Jedoch ist die Dislozierung der involvierten Festgesteine anhand der morphologischen Formen, insbesondere anhand der erkennbaren Versätze entlang der (Haupt-)Abrisskanten, in Bezug zur Größe der instabilen Bereiche als sehr gering einzuschätzen. Die Beträge der räumlichen Bewegung dürften somit in der Größenordnung von „subanstehend“ bis maximal wenige Zehnermeter liegen. Damit ist es eher unwahrscheinlich, dass eine durchgehende Bruchfläche im Sinne eines Gleitprozesses ausgebildet ist. Vielmehr dürften sich die Bewegungsbeträge in die Tiefe kontinuierlich und „diffus“ verlieren. Somit ist insgesamt für beide Massenbewegungen die Bezeichnung als Bereiche eines langsamen Fließens (vormals „Kriechen“) gemäß der aktuellen GBA-Nomenklatur von STEINBICHLER et al. (2019) zutreffend. Beide Massenbewegungen sind auch nicht bis zum rezenten Talboden der Windauer Ache „durchgebrochen“: Ihre Stirn „drückt“ jeweils mindestens rund 50 Höhenmeter über dem Talboden gegen die dort am Hangfuß anliegenden, sandig-kiefigen Eisrandablagerungen. Ob diese Ablagerungen eine stabilisierend wirkende „Fußschüttung“ für die fossilen Massenbewegungsprozesse darstellten oder beispielsweise syngenetisch dazu angelegt wurden, ist nicht geklärt.

Die südliche Massenbewegung lässt keine Verstellung der Schieferung innerhalb der Streuung der Messwerte im bewegten gegenüber dem unbewegten Festgestein erkennen. Generell fällt die Schieferung meist mit 25–40° nach E bis SSE gegen den Hang ein und steht somit nicht begünstigend für Gleitprozesse zur Verfügung. Zum südlichen Bachgraben hin ist der in der Massenbewegung durch typische Hangverflachungen („Geländetreppen“) und Zerrgräben in ein nur leicht aufgelockertes „Mosaik“ großer Felsschollen zerlegte Verband etwas stärker, aber in Summe auch nur mäßig aufgelockert. Einige der sprödetektonischen Trennflächen eignen sich nach ihrer Raumlage für die Anlage antithetischer Brüche, eine prägende kinematische Rolle scheinen sie jedoch nicht zu spielen. Überwiegend fallen die an der Ausbildung der Zerrstrukturen beteiligten Kluffflächen zwar steil, aber eher mit dem Hang in südwestliche bis nordwestliche Richtungen ein, eine genauere Aufnahme des Trennflächengefüges wurde dort aber nicht durchgeführt.

Auch in der nördlichen Massenbewegung fällt die Schieferung des leicht aufgelockerten Felsverbandes relativ konstant wie im unbewegten Gebirge mit rund 20–45° nach SE bis SSW ein. An einzelnen Aufschlüssen entlang der Hauptabrisskante ist erkennbar, dass die Geometrie des Abrisses offenbar dominanten Kluft- bzw. Störungsflächen folgt, wobei innerhalb des instabilen Bereichs kaum markante Zerrstrukturen unter Verwendung „geeigneter“ Trennflächen ausgebildet sind. Auffällig innerhalb der Massenbewegung ist der flache Oberhang im Bereich des Almgeländes um die Stöckl-Kreuzbergalm mit einer durchschnittlichen Hangneigung von nur 18–20°. Der Unterhang versteilt sich auf ungefähr 21–24°, was für ein gesamthaftes weiteres Fortschreiten der langsamen Fließbewegungen trotz der mechanisch inkompetenten Gesteine der Löhnersbach-Formation offenbar nicht ausreichte. Umso auffälliger ist die Ausbildung zweier kleinerer, sekundärer Massenbewegungen am Nord- und Südrand dieser nördlichen Massenbewegung genau an der durch die geringfügige Versteilung bedingten Hangkante.

Die sekundäre Massenbewegung am Nordrand ist durch die maximal rund 150 m breite Abrissnische einer Rotationsgleitung mit einer Gleitmasse vorwiegend aus Lockergestein zwischen 1.020 m und 1.120 m Seehöhe charakterisiert. In der Abrissnische fällt die Schieferung einer typischerweise rotierten Felsscholle flach mit ca. 10–15° nach ESE ein. Aus der Gleitmasse hat sich hangabwärts eine kleinere Schuttstromablagerung aus einem bindigen, schluffig-sandigen und überwiegend matrixgestützten Lockergestein mit eckigen bis kantengerundeten Kies-, Stein- und wenig Block-Komponenten entwickelt, die bis rund 890 m Höhe herabreicht und eine gegenwärtige geringe Aktivität in Teilbereichen aufweist. Unmittelbar nördlich davon schließt ein dicht gelagerter Diamikt mit kantengerundeten bis gerundeten Komponenten an, der als stabil verbliebene Grundmoränenablagerung interpretiert wird. Die sekundäre Massenbewegung am Südrand befindet sich im Einschnitt des dortigen Bachgrabens auf einer Höhe von gut 900 m bis 1.050 m und ist vermutlich überwiegend als Fließmasse mit vorherrschendem Lockermaterialcharakter zu klassifizieren.

## 8. Massenbewegungen Hochsteig und nördlich der Roßkaralm

Im orografisch linken Hang des Windautales südwestlich der Mautstelle der Windauer Straße nach der Brücke beim Wirtshaus Jagerhäusl und unmittelbar westlich bis nordwestlich der Gebäude der Lokalität Hochsteig liegen nebeneinander drei kleinere Abrissnischen, aus denen die zusammenhängende Massenbewegung Hochsteig hervorgegangen ist. Sie erstreckt sich über eine Höhendifferenz von rund 100 bis 160 m zwischen 940 m und maximal 1.100 m Höhe und liegt damit deutlich über dem Talboden im Hang. Die benachbarten, morphologisch deutlichen Hohlformen der Abrissnischen bilden zusammen zwar eine Breite des Abrisses von über 600 m, aber aufgrund der geringen Längserstreckung ist das betroffene Areal mit ca. 0,17 km<sup>2</sup> Fläche eher klein. Das um einige Zehnermeter dislozierte Festgestein aus auffallend quarzärmer und feinkörniger Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) hat ein stufiges Gelände aus noch zusammenhängenden Felsschollen im kleinklüftig aufgelockerten, aber überwiegend guten Verbandserhalt ausgebildet. Es dürfte sich um einen fossilen Bereich einer Gleitung mit diskreter Begrenzung durch progressiv entstandene Bruchflächen und nicht allzu großem Tiefgang (wenige Zehnermeter) handeln, wobei eine klare strukturelle Anlage nicht erkennbar ist. Innerhalb der Gleitung wie auch außerhalb an der Abrisskante fällt die Schieferung konstant mit ca. 25–30° nach S ein und ist in dem N bis ENE exponierten Gelände kinematisch eher bedeutungslos. Jedoch folgt der Verlauf der Abrisskante offenbar anderen steilstehenden Trennflächenscharen. Bereichsweise aufliegende, sandig-kiesige und schwach schluffige Lockersedimente (Eisrandablagerung?) sind in die Bewegungen mit einbezogen worden.

Südlich davon zwischen Hochsteig und der Roßkaralm (1.224 m) liegt eine weitere, separate Hohlform einer Massenbewegung nördlich der Roßkaralm, die durch ihre auffällig große horizontale Längserstreckung von rund 1.300 m von der obersten Abrisskante im Westen bis zur Stirn im Osten im Vergleich zu ihrer dazu relativ geringen Breite von durchschnittlich ungefähr 250 m auffällt. Die

Stirn hat den Talboden der Windauer Ache bei ca. 840 m Höhe erreicht und die dort am Hangfuß anlagernden Eisrandablagerungen verdrängt bzw. überfahren. Sie reicht demnach die orografisch linke Talflanke über 520 Höhenmeter bis auf 1.360 m Höhe hinauf und umfasst inklusive initialer entwickelter oder sekundärer „Ausbuchungen“ am Nord- und Südrand eine Fläche von gut 0,47 km<sup>2</sup>. Der stark aufgelockerte, aber offensichtlich durchwegs erhaltene Felsverband der überwiegend en bloc um vermutlich rund 100 m abgeglittenen phyllitischen Gesteine der Löhnersbach-Formation lässt die Massenbewegung als Bereich einer Gleitung mit einem Tiefgang von wenigen Zehnermetern interpretieren. Entlang der Abrisskante bzw. in der stabilen Umgebung fällt die Löhnersbach-Formation, die am Top der Abrissnische in die Schattberg-Formation des Glemmtal-Komplexes (Windau-Decke) übergeht, meist mit 30° nach SSW bis SW ein und streicht somit mehr oder weniger orthogonal zum E exponierten Hang aus. Die dort auch im Anstehenden erkennbare leichte Auflockerung des Felsverbands ist insofern bemerkenswert, als dass sie nicht allein auf die gravitativen Prozesse zurückgeht. Vielmehr scheinen die Hanginstabilität und deren langgezogene schmale Form durch ein Bündel von markant das Gestein durchschlagende, mit 60–80° nach NNE fallende Störungsflächen begünstigt zu sein. Am Nordrand der Massenbewegung schließt zwischen rund 1.030 m und 1.150 m Höhe ein initialer entwickelter, kleinerer Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) und am Südrand zwischen 1.120 m und 1.260 m Höhe eine kleinere seichte Gleit- bis Fließmasse (Lockergestein, vom Fahrweg kurz vor der Roßkaralm durchquert) an. Die Anlage der Massenbewegung im Ganzen dürfte ein relativ alter und fossiler Prozess sein, der nach der Sedimentation der dortigen Eisrandablagerungen vermutlich schon im Würm-Spätglazial seinen Ausgang nahm. Auffällig ist die schon deutliche Erosionswirkung der südlichen und nördlichen Randgräben in der unteren Hälfte der Gleitung, wobei sich am Ausgang des nördlichen Randgrabens (unmittelbar nordwestlich Höhe 834 m) ein stattlicher Schwemmfächer gebildet hat.

## 9. Massenbewegung östlich der Roßkaralm

Die Massenbewegung östlich der Roßkaralm (1.224 m) dürfte ein ebenfalls relativ alter und damit fossiler Bereich einer Gleitung sein, der sich an seinem südlichen Rand mit dem untersten Abschnitt der Massenbewegung auf der orografisch linken Seite des Höllgrabens vereinigt. Als Festgesteine sind ausschließlich die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) im überwiegend stark aufgelockerten Felsverband involviert. Der instabile Bereich erstreckt sich von knapp 900 m bis 1.100 m Höhe mit einem kleinen „Fortsatz“ hangaufwärts, der bis 1.160 m unterhalb der Alm heraufreicht. Er weist damit eine maximale Breite von rund 400 m (ohne die anschließende Massenbewegung aus dem Höllgraben) und eine maximale horizontale Längserstreckung von rund 500 m auf. Die Stirn wölbt sich über einer älteren Geländestufe, die als Grundmoränenablagerung ausgeschieden ist, wobei die Transportweite der durchbewegten Gesteine meist in der Größenordnung von 30 bis 80 Meter liegen dürfte. Im stabilen Umfeld der Massenbewegung fällt die Schieferung nach wie vor sehr konstant nach S bis SW mit 30–40° ein. In der charakteristischen Verflachung im zent-

ralen Abschnitt der Gleitung zeigt eine Felsscholle jedoch das für einen rotationalen Anteil des Gleitprozesses typische „Rückfallen“ gegen den exponierten Hang und das flachlagernde Einregeln der stark anisotropen Gesteinspartien mit einem Einfallswinkel von nur 10° nach WSW an.

## 10. Massenbewegung Höllgraben – Kühlbrunnalm

Ohne merklichen Übergang, wie z.B. in Form einer Rinne oder Senke als „Bewegungsfuge“, setzt sich der Bereich einer Gleitung zwischen Roßkaralm und Gasthof Steinberghaus in den orografisch linken Ausgang des Höllgrabens fort. Dies lässt auf einen vermutlich einheitlichen Bewegungsablauf in dem gesamten betroffenen Areal schließen. Am Grabenausgang unterhalb schließt an die Massenbewegung ein größerer Schwemmfächer an, auf dessen Geländestufe über der rezenten Talsohle der Windauer Ache das Steinberghaus steht. Grabeneinwärts umfasst die Gleitung die nördlichen Einhänge der gesamten unteren Hälfte des dort WNW–ESE verlaufenden Höllgrabens. Die vermutlich überwiegend im Verband erhaltenen Gesteine der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) sind großflächig von ebenfalls umgelagerten Moränenmaterial bedeckt. Der instabile Hang reicht in diesem Abschnitt ab einer Höhe von rund 920 m bis ungefähr 1.150 m durchgehend an die Grabensohle heran. Parallel dazu, also ebenfalls WNW–ESE streichend, ist ab einer Höhe von rund 1.080 m bis 1.320 m nördlich oberhalb davon an der Verflachung hin zur Roßkaralm die zugehörige Abrisskante ausgebildet. Ab 1.150 m Höhe aufwärts biegt die Grabensohle in eine WSW–ENE-Richtung um und in dieser oberen Hälfte des Höllgrabens zeigt die gesamte orografisch linke Hangflanke eine wesentlich initialere Ausbildung einer tiefgreifenden Handdeformation. Sie ist auf Basis des anzunehmenden Bewegungsmechanismus als Bereich eines langsamen Fließens zu klassifizieren. Der Wechsel dieser kinematischen Charakteristik vollzieht sich im Niveau des die Massenbewegung Höllgraben – Kühlbrunnalm querenden Fahrwegs von der Roßkaralm zur Oberen Steinbergalm kurz vor dem Abzweig zur Kühlbrunnalm (1.516 m) auf einer Höhe von rund 1.260 m bis 1.300 m Höhe und fällt mit dem Auftreten von wesentlich kompetenteren Metasandsteinen der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) zusammen. Die oberhalb davon gelegenen Einhänge nördlich der Höllgraben-Bachsohle bis hinauf zum NE–SW verlaufenden Kamm zwischen Kühlbrunnalm und Kote 1.694 m zeigen zunächst einen stark aufgelockerten und insgesamt wenig dislozierten Felsverband mit Felsschollen, Grobblockwerk und teils markanten Zerrgrabenbildungen, der weiter hangaufwärts nach Westen zunehmend in einen nahezu „in situ“ verbliebenen, tiefgreifend aufgelockerten Fels mit weniger deutlichen Zerrstrukturen übergeht. Entsprechend sind im oberen Randbereich nur abschnittsweise mehr oder weniger deutlich ausgebildete Abrisskanten erkennbar. In der stabilen Umrandung des Massenbewegungsareals sind unterschiedliche Einfallsrichtungen der Schieferung vorhanden, wobei ein gewisses Vorherrschen nach WSW mit Einfallswinkeln von 60–70° gegeben zu sein scheint. Sowohl syn- als auch antithetische, sprödetektonisch vorgezeichnete Bruchflächen wie auch die Schieferung dürften an der Ausbildung von Zerrstrukturen beteiligt sein, genauere Aufnahmen dazu erfolgten jedoch nicht.

## 11. Massenbewegung Hochsparalm

Die Massenbewegung Hochsparalm befindet sich im Seitental des Falberbachs, einem linksseitigen Zufluss zur Windauer Ache. In diese Massenbewegung in der orografisch rechten Hangflanke sind die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) mit Einschaltungen aus Quarziten und Metabasiten (Metatuff/-tuffit), im oberen Abrissbereich auch die gröberklastische Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke), involviert. Die Schieferung fällt im betreffenden N exponierten Hangabschnitt überwiegend mittelsteil nach Süden gegen den Hang ein und bildet somit eine grundsätzlich stabile geotechnische Konstellation. Dennoch hat sich ein bis nahezu an den rezenten Bachverlauf heranreichender und maximal rund 380 Höhenmeter umfassender Gleitprozess im Gelände der Hochsparalm (1.044 m) ausgebildet. Die laterale Begrenzung der langgestreckten und meist mit knapp 200 m Breite relativ schmalen Massenbewegung ist vermutlich sprödetektonisch kontrolliert. Von knapp 1.000 m bis rund 1.240 m Höhe ist die Massenbewegung als Gleitmasse mit ausschließlichm Lockermaterialcharakter ausgebildet, also eine gravitative Ablagerung im Sinne einer lithogenetischen Neubildung. Oberhalb davon überwiegt bis rund 1.300 m Höhe in den dort vorherrschenden kompetenteren Gesteinen der Schattberg-Formation ein verstellter und stark aufgelockerter Felsverband, verbunden mit einer typischen und deutlichen Verflachung („Rückfallkuppe“) des Geländes. Als Umrahmung dieses Bereichs einer Gleitung hat sich eine deutliche Abrissnische mit einer markanten, aber auch schon erheblich (rück-)erodierten Abrisskante ausgebildet. Der ostseitig der Massenbewegung NNW–SSE verlaufende erosive Graben verläuft ausschließlich im anstehenden Festgestein und damit außerhalb des instabilen Hanges. Die phyllitischen Gesteine der Löhnersbach-Formation sind dort an einem auf ca. 1.220 m Höhe den Graben querenden Fahrweg aber kleinstückig zerlegt, sodass dieser Graben ebenfalls sprödetektonisch vorgezeichnet sein dürfte. Zwischen dem talseitigen Ausgang des Grabens zum Falberbach und der Stirn der Gleitmasse steht an der dortigen Doppelkehre des Fahrwegs zur Kinzlinger Alm (1.165 m), also unweit nordöstlich der Gebäude der Hochsparalm, die Löhnersbach-Formation auf rund 960 m bis 980 m Höhe an. Ihr liegt ein kleinerer Rest einer Grundmoränenablagerung (Diamikt) auf, darüber folgt eine sandig-kiesige Eisrandablagerung, womit auch hier ein stabiles Gelände zwischen Massenbewegung und Graben belegt ist.

## 12. Massenbewegungen Schönaualm

Das Massenbewegungsareal Schönaualm umfasst mehrere eigenständige tiefgreifende Gleit- und eher flachgründige Fließprozesse in der Umgebung der Schönaualm (1.369 m) zwischen den oberen Verzweigungen bzw. Seitengraben des Rettenbaches. Dieser mündet bei der gleichnamigen Lokalität als rechtsseitiger Zubringer in die Windauer Ache ein. Die Schieferung der dortigen Löhnersbach-Formation und der Metabasite des Glemmtal-Komplexes in der Staufen-Höllengebirge-Decke fällt im gegenständlichen, überwiegend nach W bis WNW exponierten Areal relativ konstant in meist südöstliche bis südliche Richtungen ein, bei allerdings sehr unterschiedlichen Einfallswinkeln zwischen ungefähr 10° und 70°. Jedenfalls

ist die Raumstellung der Schieferung in Bezug zur Hangexposition somit Gleitbewegungen eher nicht dienlich.

Südlich der Schönaualm wie auch des vom Brechhorn (2.032 m) nach WNW herabziehenden Bachlaufs markiert eine deutliche Abrissnische mit unterhalb anschließender Geländeverflachung einen Gleitprozess mit Rotationsbewegungskomponente. Geomechanisch ermöglicht wurde dieser vermutlich aufgrund der progressiven Ausbildung durchgehender Bewegungshorizonte in den wenig bruchfesten, sehr feinkörnigen und überwiegend kleinklüftig ausgebildeten siliziklastischen und vulkanischen Gesteinen. Die Abrissnische mit einer deutlichen Abrisskante reicht von rund 1.300 m bis 1.560 m Höhe hinauf. Der Fahrweg von der Schönaualm zur Mairhoferalm quert auf 1.360 m bis 1.380 m Höhe die Abrissnische und der Fahrweg zur Mießfangalm (1.657 m) auf knapp 1.560 m Höhe die Abrisskante am Top der Massenbewegung. Dazwischen liegt ein überwiegend noch erhaltener, stark aufgelockerter Felsverband aus „zerglittenen“ Felsschollen vor, so dass dieser Abschnitt als Bereich einer Gleitung klassifiziert wird. Im Niveau des unteren Fahrwegs zur Mairhoferalm geht dieser hangabwärts in eine tiefgreifende Gleitmasse mit überwiegendem Lockermaterialcharakter über. Die Gleitmasse reicht im Zwickel zweier Bachgräben bis auf gut 1.100 m herab. Eine gegenwärtige Bewegungsaktivität der vermutlich schon im Würm-Spätglazial angelegten Hanginstabilität ist nicht erkennbar. Jedoch scheint aufgrund der möglichen Unterschneidung des Stirnberichts durch die Bachläufe ein gewisses Reaktivierungspotenzial gegeben.

Nordöstlich dieser Abrissnische verläuft der Fahrweg zwischen Schönaualm und Mießfangalm in einer weitgespannten Einsenkung, durch die der bereits erwähnte Bachlauf vom Brechhorn herabzieht. Insbesondere orografisch rechts des Bachlaufs verläuft der Fahrweg durch eine gering aktive (Krummwuchs einzelner kleiner Bäume) und teilweise stark vernässte Fließmasse eher seichteren Charakters. Diese erstreckt sich in dem lokal nach WSW gerichteten Hang von ca. 1.440 m bis 1.560 m Höhe über eine größere Fläche bei einer maximalen Breite entlang des Weges von rund 250 m. Vermutlich sind nur dem Festgestein aufliegende Hangablagerungen aus Verwitterungsschutt und Moränenmaterial mit einer geschätzten Mächtigkeit von maximal 5 bis 10 Metern in den Fließprozess involviert. Das Material hat eine schluffig-sandige Matrix mit einem hohen Kiesanteil (insbesondere Feinkies) und einigen kantengerundeten bis angerundeten Steinen und Blöcken darin.

Die Schönaualm selbst steht am südöstlichen Rand einer größeren und daher auffälligen Verebnung, die sich von rund 1.300 m bis 1.370 m Höhe über eine maximale Ausdehnung von 400 Metern erstreckt und mit Grundmoränenmaterial bedeckt ist. Die Genese dieser sanft geneigten Wiesenfläche ist in einer glazialen Prägung begründet. Jedoch zeichnet sich oberhalb des dortigen Fahrwegs zur Alm mit Beginn der Hangversteilung eine Hohlform ab, weshalb in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2008) auf Basis der Kartierung von Helmut Heinisch unter anderem diese Verebnung als Massenbewegungsareal interpretiert wurde. Eindeutig sind dort aber lediglich eine kleinere Fließmasse (Lockermaterial) nordöstlich der Schönaualm sowie weitere Fließprozesse westlich unterhalb der Verebnung Richtung Rettenbachgraben mit einem überwiegend noch er-

haltenen Festgesteinsverband der Löhnersbach-Formation und der Metatuffe (Glemmtal-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) zu identifizieren. Im Laserscan (DGM Hillshade) zeichnen sich hangaufwärts Richtung Brandeggalm relativ konstant N-S und damit höhenparallel streichende, vermutlich sehr initial ausgebildete antithetische Zerrstrukturen ab, die auf eine gewisse Auflockerung des Felsverbandes hinweisen. Ihr Verlauf folgt möglicherweise dem lithologischen Wechsel unterschiedlich kompetenter, nach E bis SE gegen den Hang einfallender Gesteine.

Unmittelbar nördlich der Verebnung bei der Schönaualm führt der Fahrweg von der Alm nach Norden durch ein Gelände mit mehreren kleineren und seichteren Schuttstromablagerungen, die gegenwärtig inaktiv sein dürften. Die daraus gebildete größere Fließmasse ist vermutlich hauptsächlich aus Hang- und Moränenablagerungen entstanden. Im weiteren Verlauf durchquert der Fahrweg auf der orografisch linken Seite des vom Brechhornhaus herabziehenden Bachgrabens einen tiefgreifenden Bereich einer Gleitung, der sich von rund 1.180 m bis maximal 1.350 m Höhe erstreckt. Er weist neben einer deutlichen Abrisskante einen stark aufgelockerten Verband von Felsschollen aus dunkelgrauen Tonschiefern und hellen rhyolitischen Metaignimbriten („Blasseneck-Porphyröid“) des Hochhörndler-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) auf. Obwohl die Gleitung bis an das Bachbett heranreicht und damit aktive Teilbereiche durch Bachunterschneidung erkennbar sind, scheint sich der Bachlauf teilweise auch schon in das anstehende Festgestein eingetieft zu haben.

### 13. Massenbewegung Fleidingalm

Genau gegenüber der voranstehend geschilderten Gleitung, also auf der orografisch rechten Seite des vom Brechhornhaus herabziehenden Bachgrabens, verläuft der gleiche Fahrweg über 220 Meter Wegstrecke durch den untersten Stirnbereich der Massenbewegung Fleidingalm. Dieser Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) erstreckt sich im Südhang des Fleiding (1.892 m) von der Bachsohle (zwischen knapp 1.220 m und 1.330 m Höhe) bis hinauf in das Almgelände östlich der Fleidingalm auf eine maximale Höhe von 1.760 m. Die auffällige N-S-Längserstreckung (horizontale Länge mehr als 1,2 km) der Massenbewegung bei einer Breite von rund 250 m bis 500 m dürfte wesentlich damit zu tun haben, dass diese zum großen Teil in Streichrichtung der mittelsteil in östliche Richtung einfallenden, mechanisch sehr unterschiedlich kompetenten Lithologien des Hochhörndler- und des Wildseeloder-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) entwickelt ist. Dabei sind in den klar umgrenzbaren, aber relativ initialen Fließprozess fast ausschließlich mechanisch sehr schwache, feinklastische und äußerst kleinklüftige Tonschiefer des Hochhörndler-Komplexes involviert, die überwiegend in einem nur leicht aufgelockerten Felsverband vorliegen. Die morphologisch deutliche östliche und nördliche Begrenzung des Fließbereichs fällt mit der lithologischen Grenze zu den wesentlich härteren und mechanisch spröden, massigen und gebankten Dolomiten („Spielberg-Dolomit“, Hochhörndler-Komplex) sowie den rhyolitischen Metaignimbriten („Blasseneck-Porphyröid“, Wildseeloder-Komplex) zusammen. Diese Gesteine sind randlich in die Hanginstabilität mit einbezogen und haben eine markante Abrisskante ausgebildet. Sie sind auch für die Hangversteilung im Gipfelbereich des Fleiding und für

den östlich der Massenbewegung nach Süden herabziehenden Rücken verantwortlich. Die Stirn des Fließbereichs ist durch die Tiefenerosion des Baches über die untersten rund 100 bis 140 Höhenmeter versteilt und damit einer offenbar gegenwärtig aktiven Bachunterschneidung ausgesetzt. Dort hat sich im zentralen Abschnitt der Versteilung ein progressiv fortgeschrittener, sekundärer Bereich einer Gleitung mit einem stark aufgelockerten Felsverband und einer ebenfalls anhaltenden kinematischen Aktivität ausgebildet. Eine potenzielle Reaktivierung oder ohnehin vorhandene, zumindest geringe Bewegungen im gesamten sensiblen Areal, das teilweise als Schipiste genützt wird und zahlreiche Drainagemaßnahmen erkennen lässt, sind daher in Betracht zu ziehen.

#### 14. Massenbewegung Windaubergalm

Südwestlich unterhalb der Fleidingalm schließt die Massenbewegung Windaubergalm an. Sie wird vom Fließprozess der Fleidingalm nur durch einen schmalen Rücken getrennt, der vermutlich aufgrund eines dort eingelagerten kleineren Metabasitkörpers stabil geblieben ist. Im Südwesthang des Fleiding (1.892 m) erstreckt sich diese tiefgreifende und rund 0,9 km<sup>2</sup> Fläche umfassende Massenbewegung von der sich verzweigenden Bachsohle im unteren Grabenabschnitt des Rettenbaches (ab rund 900 m Höhe) bis hinauf oberhalb der Windaubergalm auf ca. 1.430 m Höhe. Ein erheblich erodierter Bachlauf, der in der Hohlform unterhalb der Almgebäude ansetzt, entwässert den instabilen Hang zentral und bedingt auch teils vernässte und kinematisch gering aktive Teilbereiche in seiner Umgebung. Die räumliche Situation bzw. Geometrie wie auch die geomechanische, respektive kinematische Prozessentwicklung dieser Massenbewegung ist sehr komplex und konnte weder im Gelände mittels Überblicksbegehung noch per Fernerkundung (DGM Hillshade, verschiedene Generationen von Orthofotos) befriedigend geklärt werden. Primär ursächlich dafür ist das Zusammenwirken der ebenfalls sehr komplexen geologischen Verhältnisse (engräumiger Wechsel mechanisch sehr unterschiedlich kompetenter Gesteine) mit einer lokal intensiven Sprödetektonik. Grundsätzlich ist festzuhalten, dass der wenig standfeste Tonschiefer sowohl innerhalb des Glemmtal- als auch des Hochhörndler-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke), wie auch die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke), für die progressiv am weitesten fortgeschrittenen, vorwiegend bruchhaft-gleitend versagenden Anteile der Massenbewegung verantwortlich sind. Hingegen sind relativ stabilere bzw. unter der Bruchgrenze eher fließend („kriechend“) versagende Anteile stärker von etwas kompetenteren Lithologien, im Wesentlichen Metatuffite/-tuffe und rhyolitische Metaignimbrite („Blasseneck-Porphyr“) des Glemmtal-Komplexes, durchsetzt. Stark vereinfacht interpretiert, besteht die Massenbewegung aus einer initialer entwickelten Umrahmung als Bereich eines langsamen Fließens, der im zentralen Teil der Massenbewegung – also im Umfeld des dort entwässernden Baches – zu einem progressiv weiterentwickelten Bereich einer Gleitung übergeht. Die eher initial dislozierten bzw. subanstehenden Festgesteinspartien weisen vor allem im Umfeld der kompetenteren Lithologien tendenziell einen überwiegend nur leicht aufgelockerten Felsverband auf, während insbesondere im zentralen Gleitprozess

ein stark aufgelockerter Felsverband vorherrscht. Dort ist der Tonschieferverband teilweise auch nur mehr reliktsch erhalten bzw. zu Lockergestein mit Bildung kleinerer sekundärer Gleitmassen und Schutt-/Erdstromablagerungen aufgelöst. Das matrixgestützte Lockergestein ist ein bindiger sandiger Schluff mit eckigen bis kantengerundeten Kies-/Stein-/Block-Komponenten. Die Schieferung fällt sowohl in den durchbewegten wie auch mehr oder weniger anstehenden Tonschiefern und Metabasiten recht konstant nach SE bis SSE meist mit Einfallswinkeln zwischen 25 und 40°, vereinzelt auch steiler, ein. Die eher SSE fallende Schieferung wird in dem S bis SW exponierten Gelände z.B. im Abrissbereich der Windaubergalm zur Ausbildung der Gleitzonen mitbenutzt. Darüber hinaus sind in den untersten Anteilen der Massenbewegung zu den seitlichen Bachgräben hin und an der Stirn mehrere kleinere (sekundäre) Gleitkörper mit teils deutlich rotatorischer Komponente entwickelt, die teilweise schon einen Lockermaterialcharakter aufweisen.

Nordwestlich der Massenbewegungen Fleidingalm und Windaubergalm schließt sich ein vom Gipfel des Fleiding (1.892 m) nach Südwesten bis zur Talsohle bei Rettenbach herabziehendes Geländeareal an, das vor allem im mittleren Hangabschnitt zwischen rund 1.100 und 1.400 m Höhe durch größere, NNW–SSE bis N–S verlaufende Senken gekennzeichnet ist. Trotz deren sanfter und abgerundeter Morphologie scheint es sich um Zerrgräben zu handeln. Allerdings gibt es dort keine weiteren Kennzeichen für tiefergreifende Hanginstabilitäten, was möglicherweise in dem Vorkommen mechanisch festerer Metabasit-Züge begründet ist.

#### 15. Massenbewegung Neuhegenalm

Wiederum nordwestlich einer NE–SW gedachten Linie Neuhegenalm – Gasthof Schrandl ändert sich die Geländecharakteristik erneut. Die dortigen Einhänge der Oberwindau weisen großflächige und teils auch gegenwärtig aktive Massenbewegungen auf. Letzterer Umstand betrifft insbesondere die Massenbewegungen Höpfl – Oberwindau – Windauer Straße, auf die nachfolgend noch näher eingegangen wird.

Die Abrissnische der nach SW exponierten, augenscheinlich inaktiven und vermutlich bereits fossilen Massenbewegung Neuhegenalm schließt unmittelbar an die Almgebäude an, die an der südöstlichen Abrisskante knapp außerhalb des instabilen Bereichs errichtet sind. Das gesamte betroffene Areal umfasst eine Fläche von rund 0,5 km<sup>2</sup> und reicht vom erkennbaren Stirnwulst des Akkumulationsbereichs ab gut 1.100 m Seehöhe knapp oberhalb des Gasthofs Schrandl bis zum obersten Abschnitt der Abrisskante auf ca. 1.580 m hinauf. Auch oberhalb davon sind bis auf eine Höhe von 1.640 m weitere Zerrstrukturen ausgebildet. Der dislozierte Gesteinskörper ist gut umgrenzbar und wird als Bereich einer Gleitung klassifiziert. Als wesentliche Lithologien sind Metapelite der Löhnersbach-Formation und Metatuffe (Hochhörndler-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) involviert, die überwiegend in einem stark aufgelockerten Felsverband vorliegen.

## 16. Massenbewegungen nordöstlich Gumbau und Hampferalm

Unweit nordöstlich des Gehöfts Gumbau (Schreibweise auch: Gumpau) liegt im Waldgelände eine nach NW in Richtung des dortigen Grabens gerichtete kleine Gleitmasse, die sich als Lockergesteinskörper vermutlich aus Tonschiefern des Glemmtal-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) generiert hat. Sie ist rund 300 m lang, maximal 130 m breit und liegt etwa auf einer Höhe zwischen 1.070 und 1.220 m. Sie wird in ihrer oberen Hälfte von einer Schipiste gequert, wobei über diesbezügliche Auswirkungen auf das sensible Gelände wie auch generell zu ihrem Aktivitätszustand nichts bekannt ist.

Zwei Bachgräben und ca. 180 m weiter nördlich schneidet die gleiche Schipiste die Stirn der W bis NW exponierten Massenbewegung Hampferalm an, die bis auf unter 1.100 m Höhe herabreicht und sich auch noch zur nächst nördlich gelegenen Bachsohle des Ziegelhüttgrabens erstreckt. Vermutlich als Bereich einer Gleitung zu charakterisieren, zieht sie nach SE bis zum Abrissbereich oberhalb der Gebäude der Hampferalm (1.324 m) auf maximal 1.480 m Höhe hinauf. Sie ist somit mindestens rund 700 m lang und von Bachgraben zu Bachgraben auch bis über 400 m breit. Der stark aufgelockerte Felsverband aus Löhnersbach-Formation und Metatuff (Hochhörndler-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) ist im Stirnbereich der Gleitung von umgelagertem Moränenmaterial bedeckt, was eine eindeutige Begrenzung der Massenbewegung dort im Zuge einer „schnellen“ Überblicksbegehung nicht zuließ. Ebenso wurden keine Erhebungen hinsichtlich des Aktivitätszustandes vorgenommen.

## 17. Massenbewegungen Höpfl – Oberwindau – Windauer Straße

Wie bei der Beschreibung der Massenbewegung Neuhegenalm bereits angeklungen ist, stellen die unteren Einhänge der Oberwindau zwischen den Lokalitäten Hutz im Südosten und Fallern im Nordwesten ein besonderes Areal aufgrund der gegenwärtigen Bewegungsaktivität der dortigen Massenbewegungen dar. Orografisch rechts der Windauer Ache fast durchgehend an diese heranreichend, schließen die eine Fläche von rund 1 km<sup>2</sup> umfassenden Hanginstabilitäten in diesem Abschnitt auch den Verlauf der Windauer Straße mit ein, sodass diese regelmäßig von einschlägigen Schadensbildern betroffen ist. Geologisch wie auch geomechanisch ist der ursächliche Zusammenhang der dafür verantwortlichen Gegebenheiten und Prozesse relativ leicht identifizierbar: Ab Rettenbach talwärts ist der Talboden des Windautales über einen längeren Abschnitt von mächtigen, schluffig-sandig-kiesigen Eisrandablagerungen der Würm-Vorstoßphase und darüber Würm-hochglazialer Grundmoränenablagerung aufgefüllt worden. Die sich im Würm-Spätglazial und Holozän erneut eintiefende Windauer Ache sah sich dadurch gezwungen, nordwestlich von Rettenbach diesem Hindernis in Form zweier nahezu rechtwinkligen Umbiegungen des Flussbetts – zuerst nach NE und anschließend wieder zurück nach NW – möglichst auszuweichen. Dieser abrupte Versatz um rund 400 m nach Nordosten hat zu einer epigenetischen Eintiefung des neuen Flusslaufs um ca. 60 bis 80 Höhenmeter, durchwegs ins Festgestein einschneidend (zu Details siehe REITNER, 2005), und damit zu einer massi-

ven Unterschneidung der orografisch rechten Talflanke aus wenig standfesten, kleinklüftigen Phylliten des Glemmtal-Komplexes der Windau-Decke geführt. Insbesondere im gut 1 km Luftlinie umfassenden südlichen Abschnitt des Flusslaufs ist die daraus resultierende Versteilung der untersten rund 100 Höhenmeter des instabilen Hanges bis heute deutlich ausgeprägt und reicht damit auch über das dortige Straßenniveau hinauf. Bereits syngenetisch zur Eintiefung der Windauer Ache dürften sich die dortigen Massenbewegungen als natürliche Hangausgleichsprozesse der Übersteilung, progressiv hangaufwärts rückschreitend, ausgebildet haben. In diesem Zusammenhang ist es erwähnenswert, dass die durchschnittliche Hangneigung im gesamten Massenbewegungsareal relativ gleichmäßig ausgebildet nur knapp 23° beträgt, was das „Grundproblem“ der mechanisch schwachen Lithologien verdeutlicht.

Die südöstlichste dieser Massenbewegungen, die Gleitung Höpfl (benannt nach dem darin liegenden Gehöft) westlich unterhalb des Gasthofs Schrandl bzw. nordwestlich des Gehöfts Hutz, dürfte konsequenterweise die anhaltend kinematisch aktivste Hanginstabilität darstellen. Der flächenanteilig in Bezug zum gesamten betroffenen Areal relativ kleine Bereich einer Gleitung reicht von der Windauer Ache über maximal 190 Höhenmeter bis zur Abrisskante oberhalb der dortigen Gemeindestraße bzw. des Gehöfts Höpfl hinauf. Der an der oberen Abrisskante aufgeschlossene Phyllit fällt in einem stark aufgelockerten Felsverband flach nach SE ein und streicht somit orthogonal aus der SW-exponierten Böschung aus. Bereits entlang des Straßenverlaufs sind typische Absenkungen und Rissbildungen im Asphalt erkennbar. So musste die Wegböschung nahe der Brücke ca. 150 bis 200 m südöstlich des Gehöfts vor wenigen Jahren massiven Sanierungs- bzw. Stabilisierungsmaßnahmen in sichtbarer Form einer mit Beton verstärkten Grobblockschichtung als Stützmauer unterzogen werden. Auch unmittelbar unterhalb des Gehöfts zeigt das unruhige, bereichsweise stark vernässte und offenbar auch künstlich drainierte Gelände erhebliche Aktivitätsanzeichen. Etwa 40 Höhenmeter unterhalb Höpfl ist entlang eines unbefestigten Fahrwegs nur mehr ein reliktscher Felsverband aus dunklem Phyllit mit Übergang zur völligen Auflösung in einen Lockergesteinskörper auszumachen. Die Bachsohle am südlichen Rand der Gleitung ist teilweise bis in die anstehenden, dort flach bis mittelsteil SE bis S fallenden phyllitischen Gesteine erodiert und zeigt einen scharfen Kontrast zwischen dem anstehenden Fels am südseitigen Bachufer und dem extrem durchbewegten Material am nordseitigen Ufer. Im Niveau der die übersteilte Stirn des instabilen Hanges querenden Windauer Straße, rund 30 bis 40 Höhenmeter oberhalb der Flusssohle der Windauer Ache, belegen Krumm- bzw. Säbelwuchs der Bäume sowie zahlreiche Ausbesserungen, Absenkungen und Rissbildungen in der Fahrbahndecke eine geschätzte räumliche Bewegungsrate von vermutlich mehreren Zentimetern pro Jahr. Besonders imposant sind cm-geöffnete Risse und Absenkungen in einer ankerverstärkten Betonstützmauer (Stand der Aufnahme: September 2017), die offenbar über eine Bewegungsfuge am Südrand der Gleitung gebaut wurde. Am Nordrand der Massenbewegung Höpfl befindet sich im Niveau der Windauer Straße ein kleinerer Teilgleitkörper aus großen Felsschollen im gering bis stark aufgelockerten Verband, der seinen geringer durchbewegten Randbereich anzeigt. Auch darin fällt das prägende planare Gefüge recht konstant flach bis mittel-

steil nach SE ein. Wiederum nördlich daran schließt sich entlang der Straße bei einer Ausweiche bzw. einem kleinen Parkplatz ein im Straßenniveau gut 160 m langer stabil verbliebener Bereich an, der sofort durch seine hervortretende, aufgrund von Quarzit-Einschaltungen offensichtlich standfestere Felsböschung mit gleichbleibenden Gefügewerten auffällt. Untermauert wird dies auch dadurch, dass die Asphaltdecke in diesem Abschnitt kaum Beschädigungen aufweist.

Abermals nördlich an diesen relativ stabilen Hangbereich schließt sich bis Fallern eine noch wesentlich größere Hanginstabilität an. Deren oberste Abrisskante reicht bis 1.150 m Höhe hinauf (höchster Punkt des gesamten Massenbewegungsareals), dort nur 50 bis 70 m westlich des Gehöfts Gumbau gelegen, womit dieses Teilgebiet insgesamt rund 400 Höhenmeter umfasst, bei einer Breite von ca. 850 m entlang der Windauer Straße. Die komplexe Massenbewegung weist aber in ihren nördlichen und hangaufwärts östlichen Anteilen (z.B. im Umfeld der Gehöfte Schernthrain und Hinterschwendt) einen wesentlich initialer entwickelten Bereich eines langsamen Fließens im Festgestein (tiefgreifendes „Felskriechen“) auf, welcher gegenwärtig eher gering aktiv bis inaktiv sein dürfte. Nichtsdestotrotz ist auch hier der zentrale und südliche Bereich hin zur Windauer Ache von mehreren aktiven Teilgleitungen betroffen, die erhebliche Schäden an und im Umfeld der Windauer Straße verursacht haben. Dort sticht besonders der Abschnitt westlich unterhalb des Gehöfts Taxenast hervor, in dem bereits eine völlige Auflösung des ansonsten meist stark aufgelockerten Felsverbands in eine Gleitmasse aus blockigem Lockermaterial vollzogen ist.

Nordwestlich von Fallern befindet sich in den phyllitischen Gesteinen eine weitere, wiederum relativ kleine Massenbewegung, die von der Windauer Ache nach Osten maximal 140 Höhenmeter hinaufreicht und damit auch dort den Verlauf der Windauer Straße auf mehr als 500 m Länge miteinschließt. Vermutlich großteils eher initial als Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) entwickelt, dürften lokal kleinere Gleitkörper zeitweilig durchaus auch eine höhere Aktivität aufweisen. Nördlich davon führt die Windauer Straße in den markanten Graben – der ebenfalls kleinere Hanginstabilitäten und Erosionsprozesse aufweist – bei Vorderwindau mit der Brücke bei Kote 800 m und verlässt damit das beschriebene Massenbewegungsareal.

## Literatur

- ENGL, D.A., FELLIN, W. & ZANGERL, C. (2008): Scherfestigkeiten von Scherzonen-Gesteinen – Ein Beitrag zur geotechnischen Bewertung von tektonischen Störungen und Gleitzonen von Massenbewegungen. – Bulletin für Angewandte Geologie, **13/2**, 63–81, Basel.
- HUDSON, J.A. & HARRISON, J.P. (1997): Engineering Rock Mechanics. An Introduction to the Principles. – 444 S., Oxford (Elsevier Science).
- HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Red.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 221–227, Wien.

KREUSS, O. (2008): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, ÖK 121 Neukirchen a. Großvenediger. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161/1–4**, 157–160, Wien.

MOSER, M., AMANN, F., MEIER, J. & WEIDNER, S. (2017): Tiefgreifende Hangdeformationen der Alpen: Erscheinungsformen – Kinematik – Maßnahmen. – VIII + 290 S., Wiesbaden (Springer Spektrum).

REINHOLD, C. & TÖCHTERLE, A. (2013): Ermittlung der geomechanischen Kennwerte von Störungszonen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Basis der Erkundungsergebnisse beim Brenner Basistunnel. – 19. Tagung für Ingenieurgeologie mit Forum für junge Ingenieurgeologen, 95–100, München.

REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 175–194, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159/1–4**, 5–49, Wien.

STINI, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, **13/3**, 71–79, Wien (Springer).

ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHERT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck–Bozen.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Bereich Riederberg-Bruggberg an der Kalkalpenbasis auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

VOLKMAR STINGL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2021 wurde auf Grund einer unklaren Einstufung von Karbonatvorkommen im Bereich Bruggberg westlich Hopfgarten eine Neukartierung des Bereiches zwischen Möslalmkogel-Riederberg im Norden und Grafenweg im Süden durchgeführt. Im Zuge dessen wurde die gesamte Schichtfolge (im Wesentlichen permisch-untertriassische Klastika) nach aktuellem Stand untergliedert, womit neue Erkenntnisse zum tektonischen Bau dieses Bereiches in der Nordwest-Ecke des Kartenblattes gewonnen werden konnten.

### Schichtfolge

Eine detaillierte Beschreibung der Schichtfolge wird in diesem Bericht nicht vorgenommen, diesbezüglich sei auf die Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2015) verwiesen. Hier wird lediglich auf die Ausbildung der Schichtglieder in den Aufschlüssen des Bereichs Riederberg und Bruggberg Bezug genommen.