

Geomorphologische Aufnahme tiefgreifender gravitativer Hangdeformationen am Breitenberg (Schafberggruppe, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)

Geomorphological survey of deep-seated gravitational rock slope deformations on Breitenberg (Schafberg mountain group, Northern Calcareous Alps, Upper Austria)

→ Hans Jörg Laimer

Weinbach 15, 5360 St. Wolfgang i. S., joerg.laimer@gmx.at

ABSTRACT

So far, no major landslides were known within the Northern Calcareous Alps in the area of the Austrian geological map sheet 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989). As an addition to the existing knowledge base and as evidence of the existence of deep-seated landslides, geomorphological mapping was carried out in the southern flank of the 1412 m heighted Breitenberg (Schafberg mountain group, Salzkammergut Prealps). Geomorphological features such as ridge top depressions, antislope scarps, benches and trenches confirmed the presence of deep-seated gravitational slope deformations. According to their restricted vertical extension (approximately 300 m) they can be classified as rock slope deformations within the updated VARNES classification (HUNGR. ET AL, 2014). The strike-oriented formation of geomorphological features on the slopes gives reason for a litho-structural classification as “deep-seated gravitational slope deformation along a cataclinal slope“ (MARIANI & ZERBONI, 2020). Glacial oversteepening of the slopes and intermediate layers of weak marlstones within the S-dipping Plattenkalk formation are considered as the relevant landslide predisposing factors. Currently an age determination is not possible. The relict slope deformations lead to any consequences for the existing agricultural and forestry utilisation in the area.

KEY WORDS

Northern Calcareous Alps, Plattenkalk, landslides, cataclinal slope, glacial oversteepening, geomorphological mapping

1. EINLEITUNG

Die großen Massenbewegungen des Salzkammerguts, welches sich fast gänzlich mit den Blättern 66 Gmunden (EGGER, 1996), 95 St. Wolfgang (PLÖCHINGER, 1982) und 96 Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) der österreichischen geologischen Karte 1:50.000 abdecken lässt, sind mittlerweile kartiert und sehr gut untersucht. Neben den verwitterungsanfälligen flyschoiden Gesteinen der Voralpen und der intramontanen Gosaubecken treten die meisten Hangbewegungen im Salinar der juvavischen Hallstätter Schollen auf. Einen entsprechenden Überblick bieten die Erläuterungen zu den Kartenblättern 95 (PLÖCHINGER, 1982) und 96 (LOTTER & ROHN, 2012) bzw. FELLNER (1996) für Blatt 66. Nur im kalkalpinen Anteil des Blattes 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989), der in der Schafberggruppe noch dem Salzkammergut zugerechnet wird, waren nach VAN HUSEN & EGGER (2014) bisher keine größeren Massenbewegungen bekannt. Die kompetenten Karbonatabfolgen des Schafberg-Tirolikums sind für Gleit-, Fließ- und Kriechprozesse generell weitaus weniger disponiert als die im geomechanischen System „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988; 1989) angelegten Hallstätter Schollen. Bei entsprechend steiler Lagerung können jedoch auch im Hangendanteil der tirolischen Triasabfolge, der

im Schafberggebiet von Plattenkalk und Kössen-Fm. gebildet wird, Massenbewegungen entstehen.

Nachdem bereits 2015 bei einer Übersichtsbegehung am Gipfelgrat des Breitenberges (1412 m) Hinweise auf tiefgreifende Hangbewegungen gefunden worden waren, wurde 2020 dessen gesamter S-Hang zwischen Moosbach im W und Schüttgraben im E geomorphologisch kartiert (Abb. 1). Die dabei erfassten Massenbewegungen nehmen sich zwar größtmäßig im Vergleich zu jenen der unmittelbar nördlich anschließenden Flyschzone (vgl. VAN HUSEN, 1989) bescheiden aus, doch sollen sie zur Ergänzung des bisherigen Wissensstandes in diesem Beitrag dargestellt werden.

2. MATERIAL UND METHODEN

Kartiert wurde mit der geomorphologischen Prozesslegende des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung (BMLF, 1998). Als Kartierungsgrundlage diente das geschummerte digitale Geländemodell (Auflösung: 4 Punkte/m²) des oberösterreichischen Raum-Information-Systems (DORIS bzw. basemap). Ziel der Kartierung war nicht die detaillierte

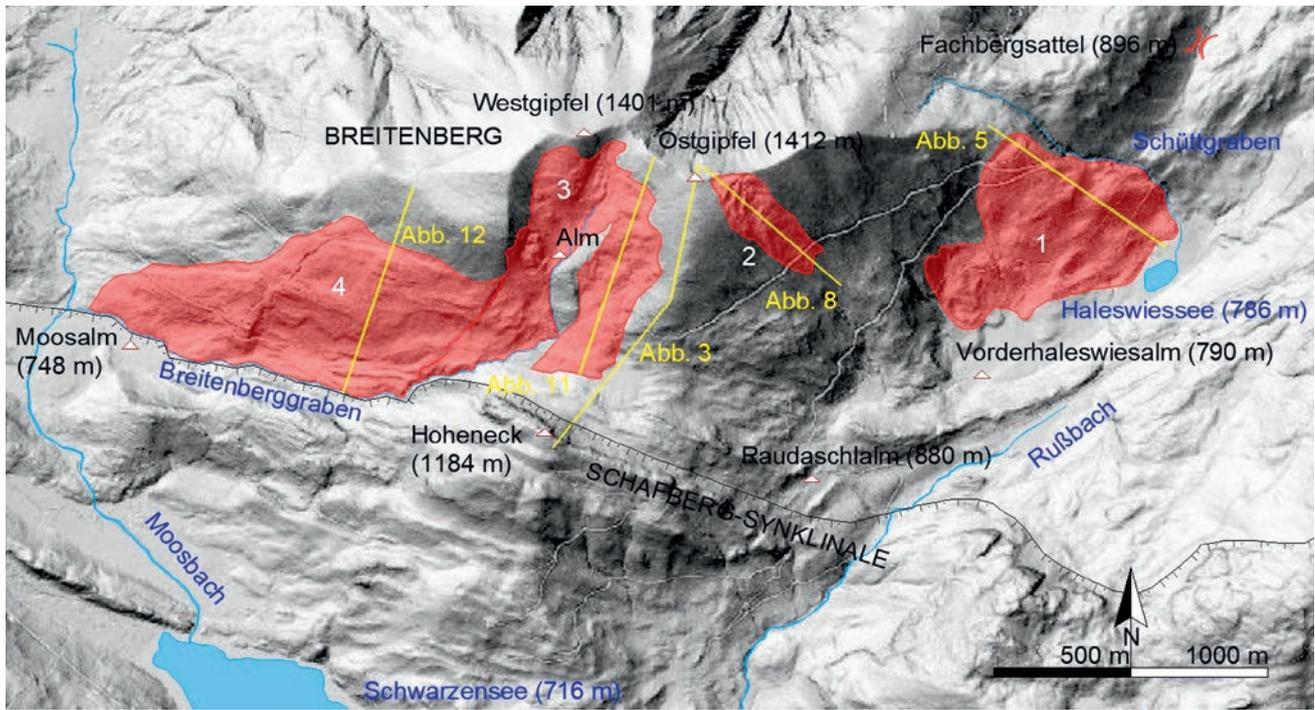


ABB. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Lage der kartierten Massenbewegungen 1–4 (rote Polygone) und der Profile (Abb. 3, 5, 8, 11, 12). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 1: Overview map of the study area with the positions of the mapped landslides 1–4 (red polygons) and the cross sections (Figs. 3, 5, 8, 11, 12). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at

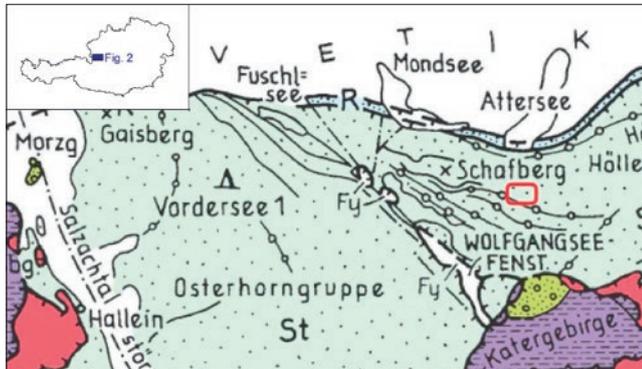


ABB. 2: Tektonische Gliederung der Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN (1985) bzw. MANDL ET AL. (2017) im Abschnitt des Untersuchungsgebietes (roter Rahmen, dessen Breite 5 km entspricht): St – Staufen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum), R – Reichraminger Decke (Hochbajuvarikum), Fy – Fylschfenster entlang der Wolfgangseestörung. Das Insert-Kästchen zeigt die Lage der Abb. 2 in Österreich.

FIG. 2: Tectonic structure of the Northern Calcareous Alps according to TOLLMANN (1985) or MANDL ET AL. (2017) in the section of the study area (red frame, corresponds to a width of 5 km): St – Staufen-Höllengebirge nappe (Tirolic unit), R – Reichraming nappe (Higher Bajuvaric unit), Fy – flysch windows bound to the Wolfgangsee fault zone.

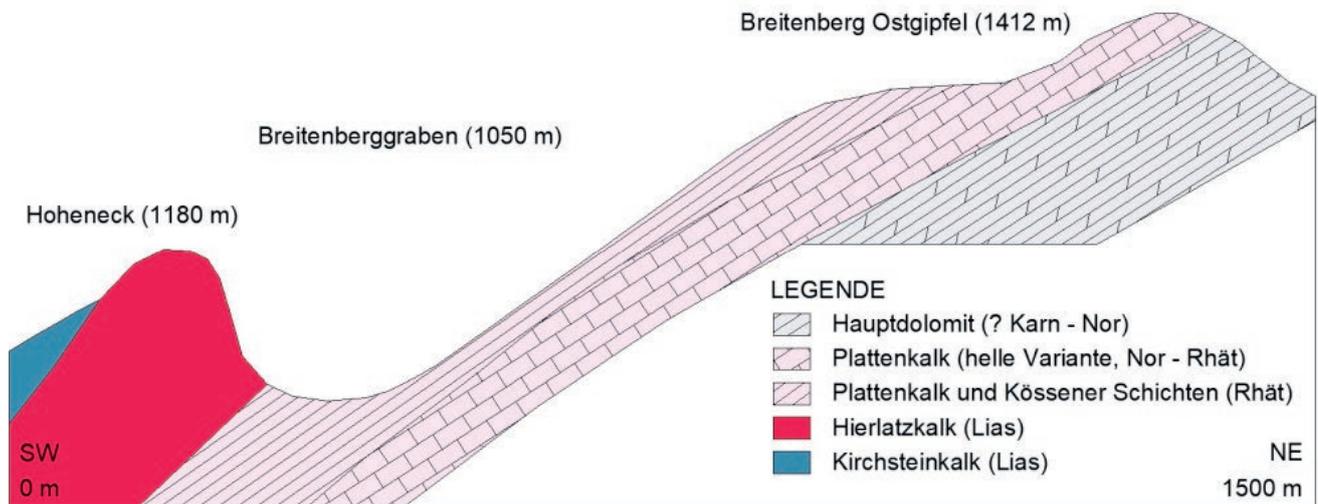


ABB. 3: Geologisches Profil aus SPENGLER (1911). Die Benennung der Liaskalke erfolgt nach VAN HUSEN (1989). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 3: Geological cross section according to SPENGLER (1911). The naming of the Lias limestones follows VAN HUSEN (1989). The position of the cross section is shown in fig. 1.

Aufnahme sämtlicher Reliefelemente, sondern die Erfassung der für tiefgründige Hangdeformationen charakteristischen Formen (Nackentälchen, Anbruchs- und Verebnungsflächen), um die Massenbewegungen klassifizieren bzw. räumlich abgrenzen zu können. Zur Feststellung des Bewegungsmechanismus, etwa durch das Auffinden rückwärts rotierter Schollen, wurden zusätzlich Gefügemessungen an den Schichtflächen durchgeführt.

3. UNTERSUCHUNGSGEBIET - GEOLOGISCHER RAHMEN

3.1 TEKTONIK

Der Breitenberg liegt im zentralen Teil des Schafberg-Tirolikums, das dem Staufen-Höllengebirgs-Deckensystem zugerechnet wird (TOLLMANN, 1985). Die obertriassisch-jurassischen Formationen des Schafberggebiets fallen allgemein mittelsteil nach S ein und wurden an der posteozeänen WNW-ESE-streichenden dextralen Wolfgangsee-Blattverschiebung gegenüber dem südlich angrenzenden Osterhorn-Tirolikum nach NW verschoben (PLÖCHINGER, 1964; 1973). Die Vorstellungen zum Internbau des Schafberg-Tirolikums, welche einen komplexen Faltenbau mit zahlreichen WNW-ESE-streichenden Synklinalen und Antiklinalen umfassen (Abb. 2), gehen bis auf SPENGLER (1911) zurück. EGGER (2014) sieht tektonische Komplikationen aber vorwiegend durch nördliche Ausläufer der Wolfgangseestörung begründet.

3.2 STRATIGRAPHIE

Der W-E streichende Rücken des Breitenberges liegt nördlich der Schafberg-Synklinale (Abb. 1) und wird nach VAN HUSEN (1989) von einer normalen Triasabfolge (Wetterstein-Fm., Raibl-Fm., Hauptdolomit und Plattenkalk) gebildet. Die wandbildenden Liaskalke der Schafberg-Synklinale folgen erst am südlich vorgelagerten Hoheneck (Abb. 3).

Für die hier thematisierten Hangbewegungen hat vor allem die Schichtfolge am S-Hang große Relevanz, der bei VAN HUSEN (1989) großteils in der Signatur des mittelsteil SSE-fallenden Plattenkalks ausgeschieden ist. Ab dem Breitenberg-Ostgipfel erfolgt am Mittel- und Oberhang der Übergang zum liegenden Hauptdolomit. Gesteine der im Hangenden des Plattenkalks folgenden Kössen-Fm. sind erst am Fuß des Berges, bei der Raudaschlalm (Abb. 1) auskartiert. Ältere Arbeiten und selbst VAN HUSEN & EGGER (2014) liefern jedoch Hinweise auf im Bereich der Breitenbergalm anstehende Kössener Schichten, welche nach NICKMANN & THURO (2013) als sehr rutschanfällig einzustufen sind.

SPENGLER (1911) fasste den hangparallel einfallenden, dünnbankigen, dunkleren Hangendanteil des Plattenkalks kartennäßig mit den Kössener Schichten zusammen und begründete dies mit der im Schafberggebiet schwierigen Unterscheidung der beiden Formationen. Im Liegenden folgt demnach ein weißer, dem Dachsteinkalk ähnlicher Plattenkalk (Abb. 3). Unterhalb der Breitenbergalm (Abb. 1 und 9) beschrieb er Kössener Schichten als dunkelgraue Lumachellenkalke. PLÖCHINGER (1973) erwähnte häufige Mergelschieferlagen im Plattenkalk und ging ebenfalls auf dessen schwierige Trennung von den Kössener Schichten ein. Letztere vermutete er dort, wo wulstige

knollige Schichtflächen und sanftere Geländeformen auftreten, doch wurden diese Bereiche auf seiner Karte nicht immer vom Plattenkalk getrennt. TATZREITER (1985) beschrieb typische Kössener Schichten im Sattel zwischen den beiden Breitenberggipfeln (Abb. 1 und 9), die aber nach VAN HUSEN & EGGER (2014) stratigraphisch nicht eingestuft werden konnten. Einen Verzahnungsbereich beider Formationen nahm PAVLIK (1988) aufgrund zahlreicher Mergelkalk-Zwischenlagen im Plattenkalk schließlich im Rußbachtal, z. B. S der Vorderhaleswiesalm, an (Abb. 1).

4. ERGEBNISSE

4.1 GEOMORPHOLOGISCHE AUSPRÄGUNG DER MASSENBEWEGUNGEN

Der rund 1800 m lange Gipfelgrat des Breitenberges weist zwei Kulminationspunkte (Ostgipfel, 1412 m und Westgipfel, 1401 m) auf, die durch einen 1345 m hohen Sattel getrennt werden. Hangbewegungen betreffen sowohl den lateral-konkaven Hang der Breitenbergalm und die daran anschließende SSW-Flanke, als auch die SE-Flanke. Entsprechend der nachfolgenden Beschreibung wurden diese Hangdeformationen in Abb. 1 mit den Nummern 1 bis 4 versehen.

Massenbewegung Haleswiesalm (1)

Der das Haleswies-Polje im N begrenzende Hang weist auf einer ca. 39 ha großen Fläche gravitative Deformationserscheinungen auf. Die Hangbewegung setzt in 1100 m Seehöhe (SH) mit einer markanten, 135 m langen Verebnung ein und erreicht im Talboden (790 m SH) eine Breite von 930 m (Abb. 4). Der östliche Teil der Massenbewegung zeigt ein deutlich gestuftes Profil (Abb. 5), dessen obere Hälfte bereits im Hauptdolomit liegt. Die Schichtflächen fallen in Grannähe rund 50° steil nach S bis SSW ein und flachen im Kopfbereich der Kriechmasse auf 30–40° ab. Die Schichtgrenze liegt im Bereich einer Steilstufe, deren wandbildender Abschnitt als weitere Anbruchfläche kartiert wurde. Ab der darunter folgenden, bis zu 50 m breiten Verebnung in 940 m SH überwiegt mittelsteiles SE-Fallen. In der Schluchtwand des Schüttgrabens findet sich auf Höhe dieser Verebnung eine stark zerscherte Zone, während in den Grabeneinhängen bachaufwärts gut gebankter ungestörter Hauptdolomit aufgeschlossen ist (Abb. 16).

Der W-Teil der Massenbewegung bleibt auf den Unterhang und damit auf den Plattenkalk beschränkt. Bereits im Geländemodell lässt sich eine 43–45° steile Anbruchfläche sehr gut von einer konvexen Gleit-/Kriechmasse mit unruhigem Mikrorelief abgrenzen, die bis zum Talboden der Vorderhaleswiesalm reicht. Zwischen diesem Anbruch und jenem in 1100 m SH kann der Verlauf des Ablösebereichs nicht eindeutig festgestellt werden.

Massenbewegung am oberen SE-Hang (2)

Die Massenbewegung am oberen SE-Hang ist mit 170 m Breite und ca. 6,8 ha Fläche wesentlich kleiner als die weiter E und W gelegenen, doch sind hier die morphologischen Merkmale besonders deutlich ausgeprägt (Abb. 6). Die obersten Bewegungsanzeichen finden sich unmittelbar im Kammbereich, wo ein

LEGENDE

-  Gleit-, Kriechkörper, relik
 -  Anbruch Rutschung, relik
 -  Verebnung
- Streichen/Fallen (ss-Flächen)
-  0-10°
 -  -30°
 -  -60°
 -  -85°

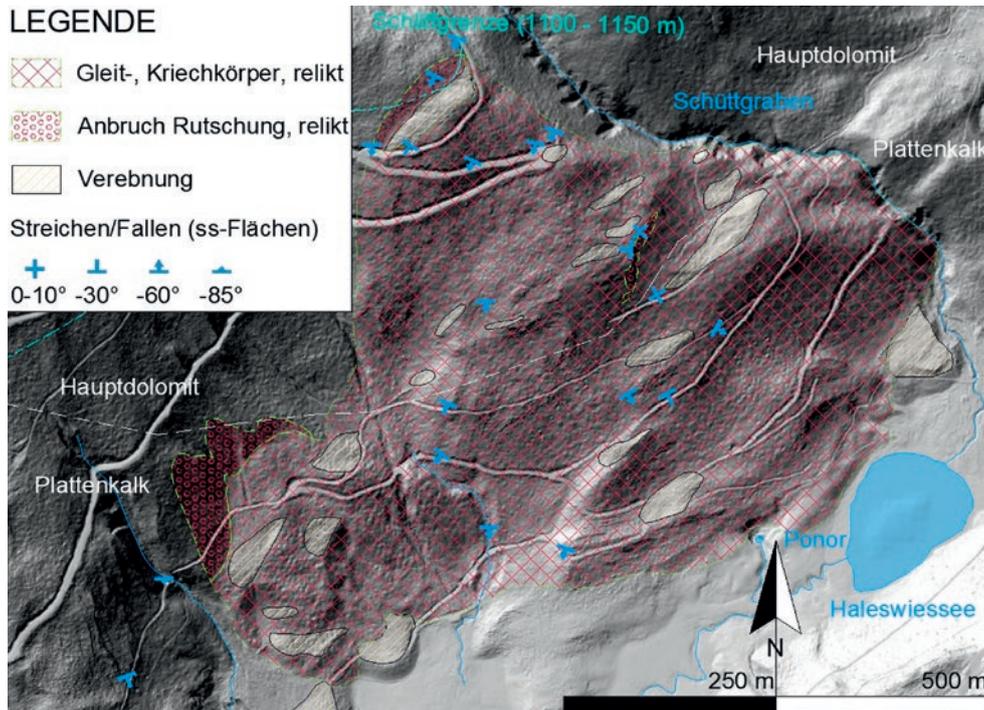


ABB. 4: Geomorphologische Karte der Massenbewegung Haleswiesalm (1). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 4: Geomorphological map of the Haleswiesalm landslide (1). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at

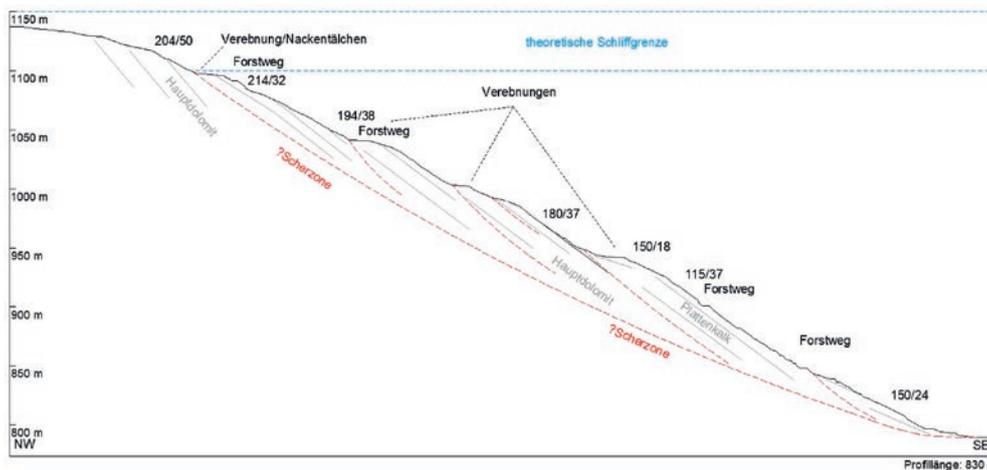


ABB. 5: Schematisches Profil durch die Massenbewegung Haleswiesalm (1) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schliffgrenze des letzteiszeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 5: Schematic cross section of the Haleswiesalm landslide (1) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.



ABB. 6: Doppelgrat mit Nackental/Einsenkungszone am oberen SE-Hang

FIG. 6: Double-crested ridge with antisclope scarp/ridge top depression on the upper SE slope

100 m langes und bis zu 7 m tiefes Nackentälchen bzw. eine 60 m breite muschelförmige Einsenkungszone die Hauptabbrisskante bilden (Abb. 7). Der ebene Kopfbereich der bewegten Festgesteinsmasse ist durch nahezu vertikale, bis zu 0,5 m geöffnete Zerrspalten zerlegt. Hangabwärts zeigen weitere bogenförmige Nackentäler das annähernd schichtungsparallele Zergleiten der Plattenkalkschollen an (Abb. 6, 8). Die morphologischen Bewegungsanzeichen werden bei 1200 m SH undeutlich und klingen unterhalb eines Forstweges auf 1050 m SH ganz ab. Vermutlich wird die laterale Ausdehnung W durch die geringere Hangneigung am S-Rücken und E lithologisch durch den Übergang zum Hauptdolomit begrenzt. Nimmt man für die Einsenkungszone im Kopfbereich schichtungsparalleles gravitatives Abgleiten an, liegt die Scherzone bei 20–30 m Tiefe (Abb. 8), was in der Klassifikation nach KIENHOLZ (1996) einer tiefgründigen Massenbewegung entspricht.

Massenbewegung Breitenbergalm (3)

Die Deformationen am S- und SSW-Hang bilden zwar eine zusammenhängende Massenbewegung, die aber aufgrund sehr unterschiedlicher geomorphologischer Ausprägung hier in zwei Bereiche unterteilt wird. Die Hangbewegungen um die Breitenbergalm nehmen mit ca. 36,4 ha Fläche fast die gesamte, bis zu 600 m breite Mulde zwischen den beiden Gipfeln ein. Nur der in 1190 m SH die Almhütten tragende Hangsporn zeigt keine morphologischen Bewegungsanzeichen. Mit Ausnahme einer sehr gut abgrenzbaren Felsgleitung 100 m W der Almhütten und einer markanten Anbruchkante WSW des Ostgipfels (Abb. 9) beschränken sich die morphologischen Hinweise auf zahlreiche Verebnungen (Abb. 9 und 10). Diese setzen 40–60 m unter dem Gipfelgrat ein, sind meist im Streichen der Schichtung angelegt und voneinander durch Steilstufen getrennt. Die Verebnungen am SW-Hang des Ostgipfels sind

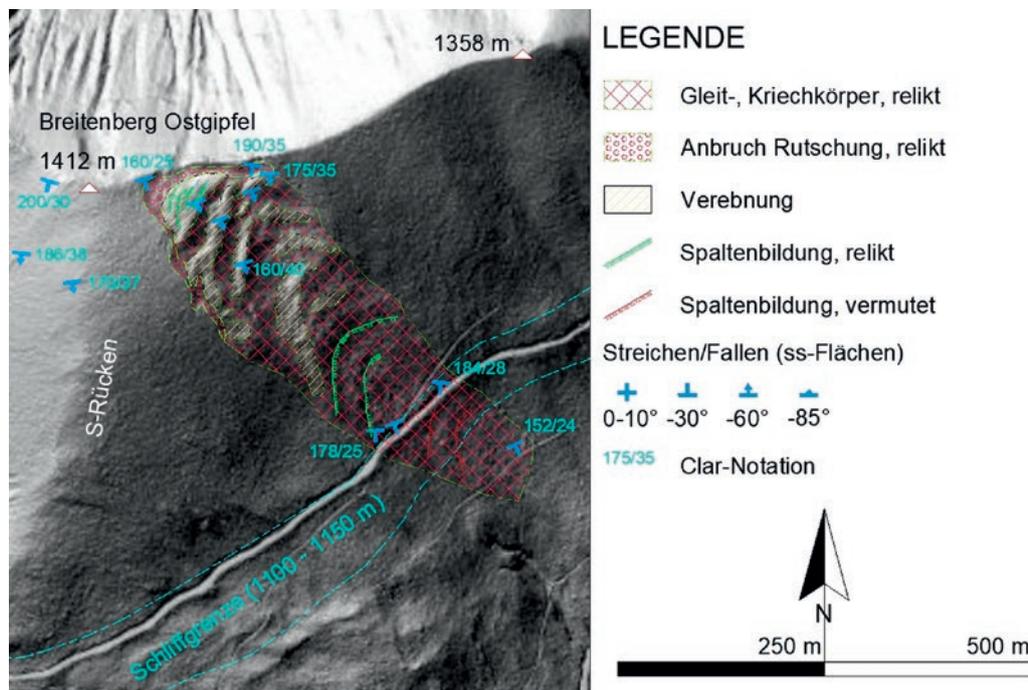


ABB. 7: Geomorphologische Karte der Massenbewegung am oberen SE-Hang (2). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 7: Geomorphological map of the landslide on the upper SE slope (2). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at

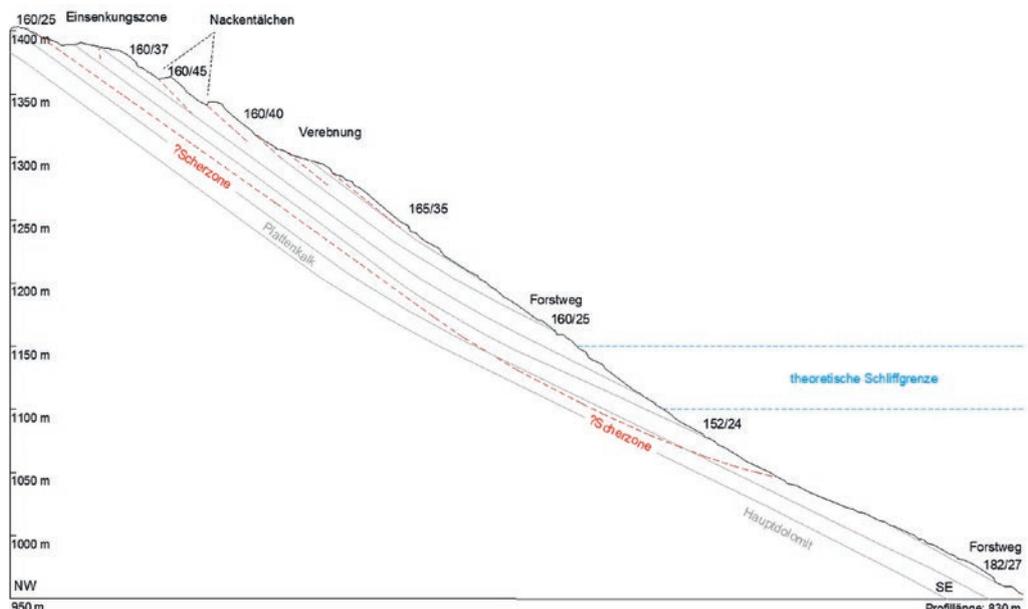


ABB. 8: Schematisches Profil durch die Massenbewegung am oberen SE-Hang (2) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schliffgrenze des letzteiszeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 8: Schematic cross section of the upper SE slope deformation (2) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.

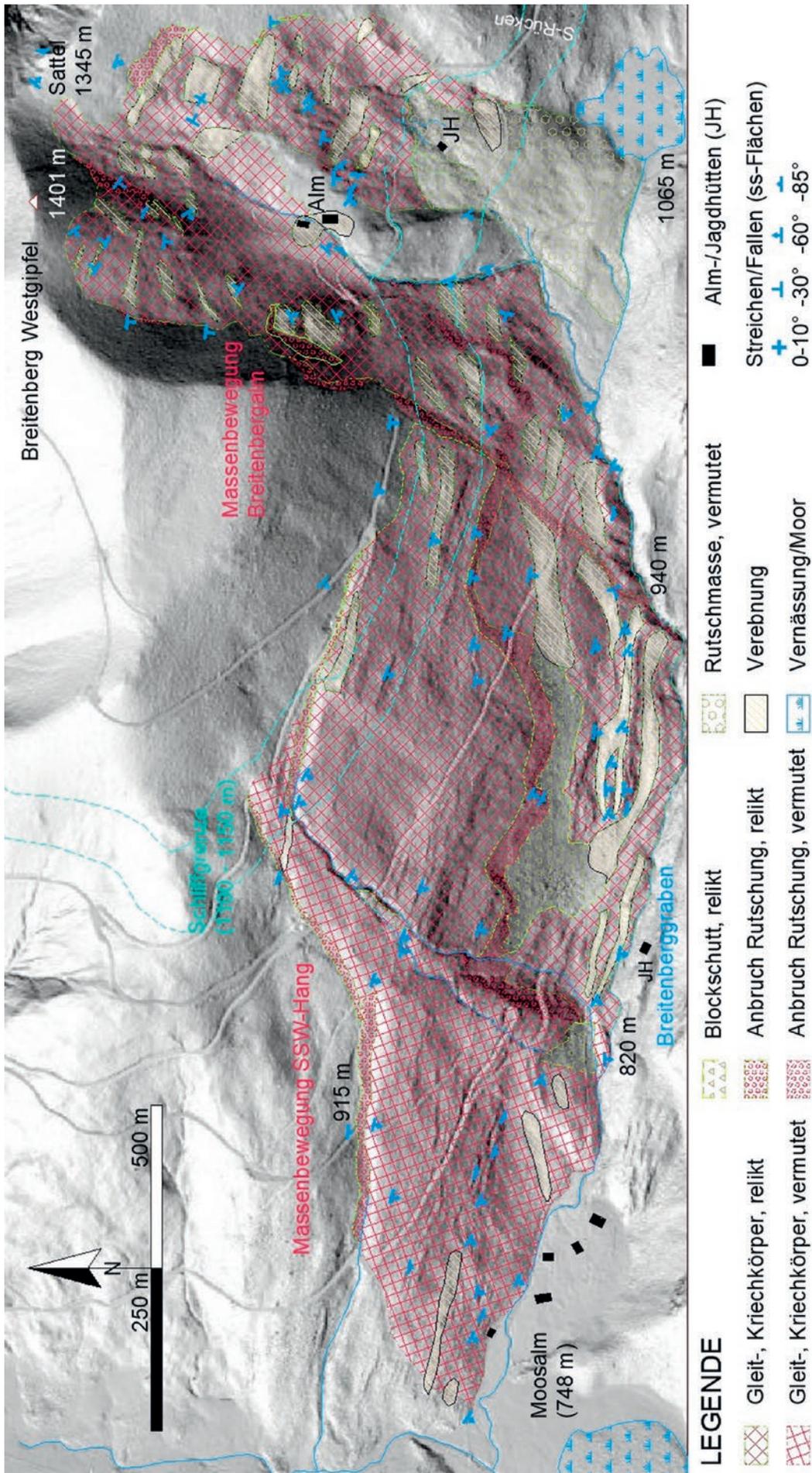


ABB. 9: Geomorphologische Karte der Massenbewegungen um die Breitenbergalm (3) und am SSW-Hang (4). Als topographische Grundlage dient ein digitales Geländemodell. © basemap.at

FIG. 9: Geomorphological map of the landslides around the Breitenbergalm (3) and on the SSW slope (4). A digital terrain model serves as the topographic base. © basemap.at



ABB. 10: Rückwärts rotierte Verebnungsflächen in 1300 m SH SW des Ostgipfels. Der bewaldete Rücken in der linken Bildhälfte ist das Hoheneck.

FIG. 10: Back-tilted benches 1300 m above sea level SW of the east summit. The wooded ridge in the left half of the photo is the Hoheneck.

deutlicher und breiter ausgebildet als jene am oberen S-Hang des Westgipfels. Sie werden durch kleine Nackentälchen weiter gegliedert, in denen im Frühwinter schneefreie Flecken wetterführende Spalten anzeigen. Gefügemessungen im Bereich der Hangverflachungen lassen zwar lokal auf eine Rückwärtsrotation einzelner Schollen schließen, doch im Allgemeinen dominiert hier in den Gleitschollen 20–30° steiles SSE- bis SSW-Schichtfallen (Abb. 9 und 11).

Der Hangfußbereich im SE wird aufgrund der konvexen Form, einer geringen Neigung von nur 14° und der Existenz mehrerer Lockergesteinsanschnitte als Rutschmasse ausgewiesen (Abb. 9 und 11). Festgesteinsaufschlüsse fehlen hier, nur vereinzelt ragen m³-große Plattenkalk-Blöcke aus dem Lockermaterial. Dieses wurde vermutlich nicht während einer einzigen Rutschung, sondern sukzessive durch kleinere Schuttströme und Hangmuren akkumuliert, die aus der darüber liegenden, in

Schollen zerglitterten Masse abgingen. Deren hoher Zerlegungsgrad zeigt sich E der Almhütten an den heterogenen Gefügedaten, welche an vollständig aus dem Verband gelösten, z. T. von der Anbruchkante in die Gleitmasse gekippten Plattenkalk-Schollen gemessen wurden. Eine relikte, doch im Geländemodell noch sehr gut identifizierbare Murzunge mit 110 m Länge wurde knapp W der Jagdhütte in 1135 m SH kartiert (Abb. 9). Im SW deutet ein 500 m langer, SW-NE streichender Geländespung, der als Anbruchfläche interpretiert wird, einen bei 940 m SH im Breitenberggraben auslaufenden Kriechkörper an. Dessen Oberfläche ist wieder durch den Wechsel von Steilstufen und Verebnungen geprägt, wobei die untersten flachen Hangbereiche (990–1050 m SH) vermutlich entlang einer Anbruchfläche abgeglitten sind, die sich am SSW-Hang fortsetzt (Abb. 9).

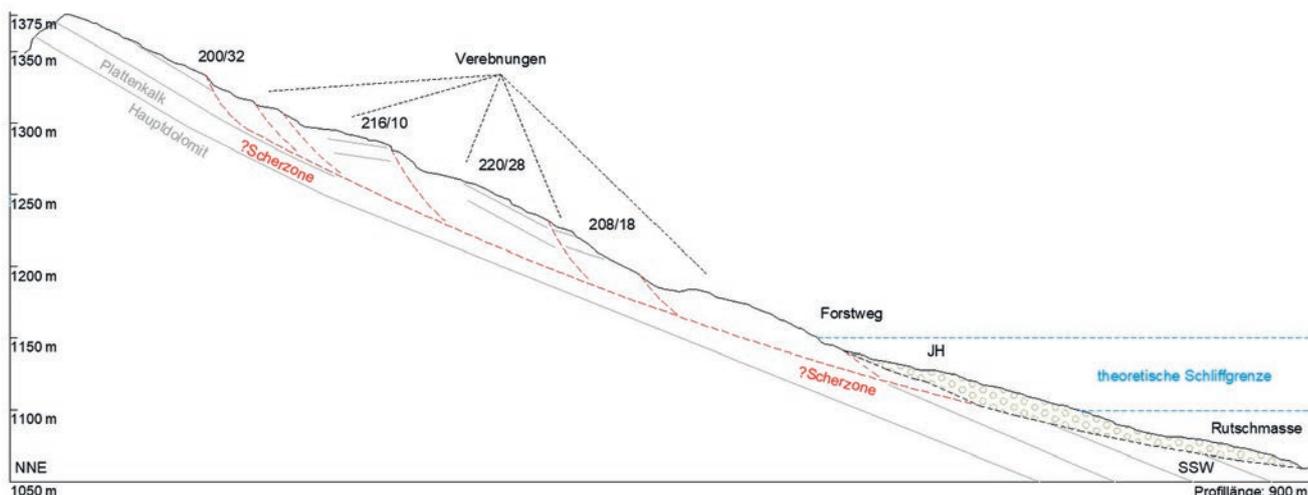


ABB. 11: Schematisches Profil durch die Breitenbergalm-Massenbewegung (3) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schlifflgrenze des letzteiszeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 11: Schematic cross section of the Breitenbergalm slope deformation (3) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.

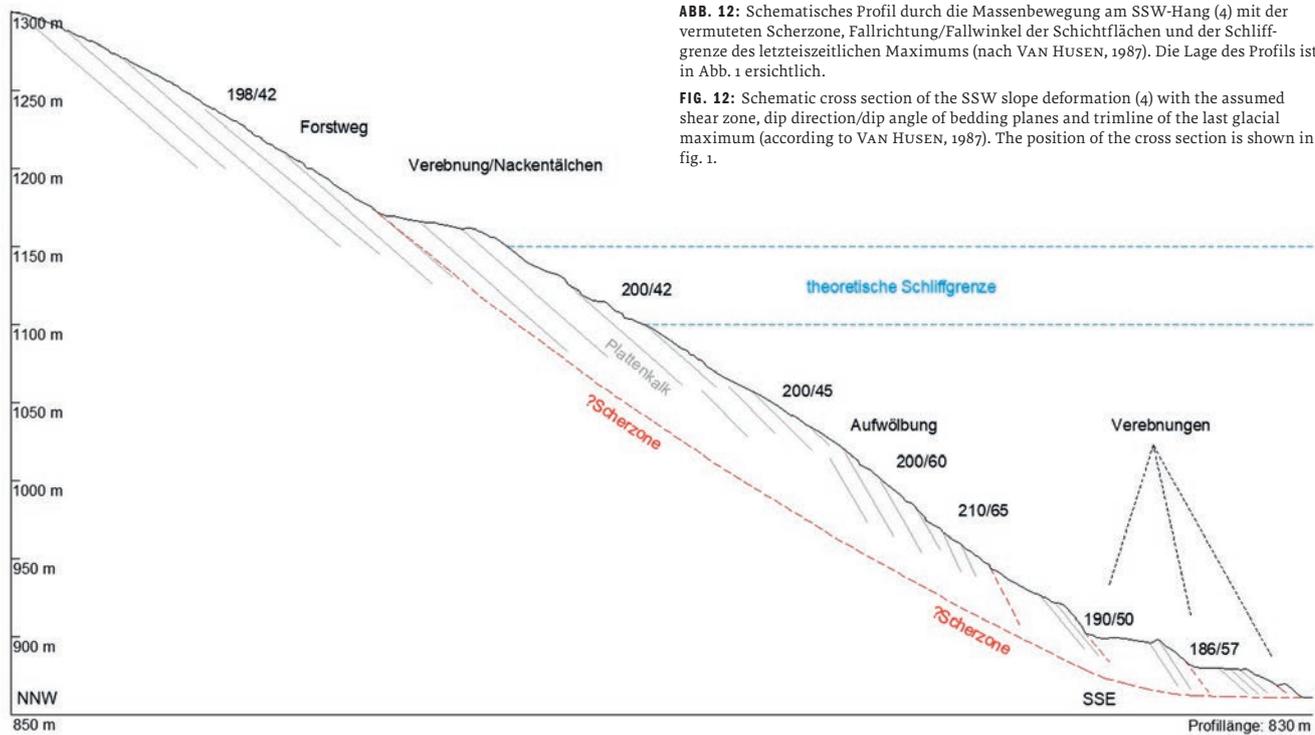


ABB. 12: Schematisches Profil durch die Massenbewegung am SSW-Hang (4) mit der vermuteten Scherzone, Fallrichtung/Fallwinkel der Schichtflächen und der Schliggrenze des letzteiszeitlichen Maximums (nach VAN HUSEN, 1987). Die Lage des Profils ist in Abb. 1 ersichtlich.

FIG. 12: Schematic cross section of the SSW slope deformation (4) with the assumed shear zone, dip direction/dip angle of bedding planes and trimline of the last glacial maximum (according to VAN HUSEN, 1987). The position of the cross section is shown in fig. 1.

Massenbewegung am SSW-Hang (4)

Fast der gesamte SSW-Hang des Breitenberges wird von einer rund 1600 m langen, nichttektonischen Grabenstruktur durchzogen, die sich aus mehreren bis zu 6 m tiefen Nackentälchen zusammensetzt. Das oberste endet in 1190 m SH und zieht im Hangstreichen über 540 m Länge auf 1100 m SH, wo es in einen 400 m langen SW-NE verlaufenden Graben mündet. Dieser leitet in ein zweites, 650 m langes Nackental über, das bis zum Moosbach zieht. Während die letzten 250 m am W-Ende des Tälchens durch fluviatile Erosion entstanden sein könnten, wird der überwiegende Teil der Struktur als tiefgreifende Ablösung im Plattenkalk interpretiert. Die unterhalb befindlichen Hangabschnitte umfassen eine Fläche von 57,4 ha. Die Schichtbänke fallen in den Nackentälchen und im oberen Bereich der ange-

nommenen Kriechmasse mit rund 45° nach S- bis SSW ein und steilen unterhalb stellenweise auf rund 60° auf (Abb. 9 und 12). Da sich im flachen W-Teil des Hanges, oberhalb der Moosalm, außer dem Nackental und lokalen Aufwölbungen keine Bewegungsanzeichen fanden, wurde die Kriechmasse hier explizit als „vermutet“ ausgeschieden. Die Grenze wurde entlang eines geradlinigen Gerinnes gezogen, das bei 820 m SH in den Breitenberggraben einmündet und einer SW-NE streichenden Bewegungsbahn bis in das obere Nackentälchen folgt (Abb. 9). Von dieser Linie geht vermutlich eine 1100 m lange, stufenförmige Anbruchfläche aus, die parallel zum Breitenberggraben bis auf 1090 m SH zieht. Unterhalb des $45\text{--}65^\circ$ steilen Anbruchs deuten gestaffelte Verebnungen ein Abgleiten mehrerer Schichtpakete aus dem übersteilten Mittelhang bis in die Tiefenlinie an (Abb. 9 und 12). Die Anordnung der z. T. geringfügig talauswärts rotierten Schollen gibt die Kontur der Anbruchfläche wieder (Abb. 9). Letztere wurde nachträglich noch durch planare Felsgleitungen überprägt.



ABB. 13: Planares Felsgleiten am E-Rand der Hauptabrissskante der Hangdeformation am oberen SE-Hang

FIG. 13: Rock planar slide at the eastern margin of the main scarp of the upper SE slope deformation

4.2 AKTIVITÄTSSTATUS DER MASSENBEWEGUNGEN

Im Gelände finden sich keine Anzeichen, die Rückschlüsse auf ein Fortdauern der tiefgründigen Hangbewegungen zulassen. Auch die für die Hütten der Breitenbergalm vorhandenen InSAR-Sentinel-1-Daten (2016–2020) zeigen keine Bewegungen an (KEUSCHNIG, pers. Mitt.). Rezente, seichtgründige Hangprozesse treten in Form von planarem Felsgleiten, vorwiegend im Bereich der alten Anbruchkanten (Abb. 13) und an Forststraßenböschungen, bzw. als Bodenkriechen in Teilbereichen der auf der Breitenbergalm kartierten Rutschmasse auf. Säbelwuchs und vereinzelte Schrägstellungen von Bäumen sind im Untersuchungsgebiet hauptsächlich durch Schnee- und Winddruck bedingt und können nicht generell als Hinweise auf aktive Kriech- oder Rotationsbewegungen betrachtet werden.

4.3 KLASSIFIKATION

Die Massenbewegungen weisen, neben dem Fehlen einer exakt definierten Gleitfläche, jene geomorphologischen Merkmale auf, die in der Klassifikation nach HUNGR. ET AL. (2014) für die tiefgründigen Prozesse „mountain slope deformation“ bzw. „rock slope deformation“ typisch sind: Sackung im Kamm-bereich mit Bildung von Spalten, Anbruchkanten, Doppelgraten, Verebnungen und Nackentälchen. Aufgrund der vertikalen Beschränkung auf 300–350 m hohe Hangabschnitte erfolgt die Einstufung als tiefgründige Hangdeformation im Festgestein. MARIANI & ZERBONI (2020) haben diesen Typ (deep-seated gravitational slope deformation, DSGSD) nach lithostrukturellen Kriterien noch weiter untergliedert. Demnach repräsentieren die Massenbewegungen am Breitenberg mit den überwiegend im Streichen der Hänge angelegten Formen typische Hangdeformationen entlang eines Kataklinahanges.

5. DISKUSSION

5.1 URSACHEN DER HANGBEWEGUNGEN

Die S-exponierten Hänge sind bereits durch das mittelsteile Einfallen der Plattenkalke in Hangrichtung für Massenbewegungen prädisponiert. In den kompetenten Kalkbänken führt diese Lagerung bei Unterschneidung zu Felsgleitungen, die aber meist geringe Volumina (5–50 m³) umfassen. Tiefgreifende, rotationsförmige Kriechkörper sind jedoch nur unter der Annahme eines bedeutenden pleistozänen Hangabtrages und zusätzlich mergeliger Zwischenlagen im Plattenkalk respektive in den Kössener Schichten denkbar. Beides dürfte im Untersuchungsgebiet, wenn auch in unterschiedlichem Maße, gegeben sein.

Glaziale Hangübersteilung

Hinweise auf eine starke Glazialerosion am Breitenberg S-Hang lassen sich aus den Eishöhen ableiten, welche VAN HUSEN (1977) für den würmzeitlichen Traungletscher berechnete. Er nimmt an, dass ab Bad Ischl die Hauptmasse des Traungletschers nach W ins Ischltal und schließlich nach N in die Schwarzensee-Furche (Abb. 14) abfloss. Zusammen mit dem Eisstrom aus dem Weißenbachtal ernährte sie den Piedmontgletscher des Atterseebeckens. Mit den bei 1400 m SH in Bad Ischl und 1000 m SH am S-Ufer des Attersees angenommenen Eishöhen ragte der Gipfelkamm des Breitenbergs ab ca. 1100 bis 1150 m SH über die Gletscheroberfläche. Während bei VAN HUSEN (1977) für das Würm-Hochglazial noch der alleinige Eisabfluss über die Schwarzensee-Furche dargestellt ist, erscheint der Breitenberg in sämtlichen Karten ab VAN HUSEN (1987) als ein vom Leonsberg isolierter Nunatak, der auch E, über den Fachbergsattel (Abb. 1), vom Eis umflossen wird (Abb. 14). Diese für den mindel- bis würmzeitlichen Traungletscher angenommene Teilung (VAN HUSEN & EGGER, 2014) führte sowohl in der SSW- als auch in der SE-Flanke unterhalb von 1100–1150 m SH zu glazialer Übersteilung.

Aus den Abb. 6, 8, 9 und 11 wird ersichtlich, dass sich der theoretische Höhenbereich der Schliftgrenze (nach VAN HUSEN, 1987) jeweils mit dem Fußbereich der Hangbewegungen (2) und

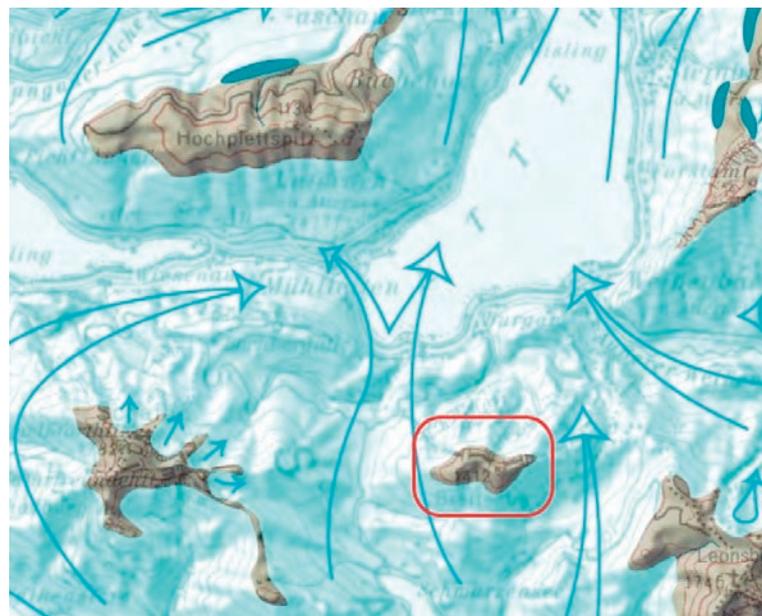


ABB. 14: Eisströme am S-Ende des Attersees mit dem Untersuchungsgebiet (roter Rahmen, dessen Breite 2,5 km entspricht) während des letzteiszeitlichen Maximums nach VAN HUSEN & EGGER (2014)

FIG. 14: Ice streams at the southern end of Attersee with the study area (red frame, corresponds to a width of 2,5 km) during last glacial maximum according to VAN HUSEN & EGGER (2014)

(3) deckt. In bzw. unterhalb dieses Bereiches deutet sich im stark gegliederten Mikrorelief an freigelegten Schichtköpfen und kleineren Wandstufen der Einfluss der Glazialerosion an. Die darüber liegenden, im Geländemodell wesentlich glatter erscheinenden Gipfelhänge sind periglazial geprägt – einen diesbezüglichen Hinweis liefert ein beim Forststraßenbau am SSW-Hang in 1200 m SH aufgeschlossener relikter Frostschuttkörper.

Die Hangübersteilung wird im Profil des oberen SE-Hanges (Abb. 8) deutlich, wo zwischen 1160 m und 1050 m SH die rund 25° SSE-fallenden Plattenkalke unterschritten werden. Im Geländemodell sind die untersten, eher unscheinbaren morphologischen Anzeichen für Hangbewegungen bei 1050 m SH erkennbar. Genau in dieser Höhe setzt ein Geländeknick zu einem wesentlich flacheren Hangabschnitt (24°) ein, der wieder im Schichtfallen liegt und damit zu einem Auslaufen der Bewegungen führt. Auch der restliche Teil der SE-Flanke weist bis über den Fachbergsattel (Abb. 1) hinaus übersteilte Unterhänge auf.

Aus dem Profil der Breitenbergalm (Abb. 11) ist die Übersteilung nicht ersichtlich, da im Bereich der Schliftgrenze der Fuß der zerglittenen Masse und die vermutete Rutschmasse liegen. Die Hänge E und vor allem W der Massenbewegung weisen jedoch zwischen 1050 m und 1160 m SH Steilstufen auf (Abb. 9).

Der SSW-Hang zeigt über seine ganze Länge ein typisches glazial übersteiltes Profil, wobei die Hangneigungen von 28° am Gipfelhang auf über 40° unterhalb von 1000 m SH zunehmen (Abb. 12).



ABB. 15: Verwitterte Mergelzwischenlage im SSW-fallenden Plattenkalk, die in einem Anschnitt der Forststraße am SSW-Hang (Nackental, 915 m SH) freigelegt wurde.

FIG. 15: Intermediate layer of weak marlstone within the SSW dipping Plattenkalk beds excavated in a forest road cut at the SSW slope (antislope scarp, 915 m above sea level).

Veränderlich feste Gesteine

Verwitterungsanfällige Mergel finden sich im gesamten Untersuchungsgebiet lokal als cm-mächtige Zwischenlagen im Plattenkalk der Straßenanschnitte (Abb. 15). Aus dem Verband gelöste graue Mergelblöcke sind im Stirnbereich der westlichen Haleswiesalm-Kriechmasse (1) punktuell aufgeschlossen. Geotechnisch wird ihnen vor allem für die Massenbewegung auf der Breitenbergalm große Bedeutung zugemessen, da hier das Pauschalgefälle (Abb. 11) mit 20° wesentlich flacher ist als am SE- und SSW-Hang.

Im Zuge der Kartierung wurde daher in diesem Bereich nach den in der Literatur erwähnten punktuellen Aufschlüssen potenzieller Kössener Schichten gesucht, um an ihnen das Vorhandensein veränderlich fester Mergelsteine nachweisen zu können. Von drei Aufschlüssen, die sich alle in der vom Sattel zum Breitenberggraben ziehenden Tiefenlinie befinden (Abb. 9), zeigte sich nur an den hellgrauen, cm-geschichteten Mergeln am Straßendurchlass unterhalb der Almhütten toniges Verwitterungsmaterial. Die Orientierung des mit rund 1,5 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Schichtpakets ($ss = 120/75$) weicht, am wahrscheinlichen Rand der Massenbewegung gelegen, auffällig vom S-Fallen der hellen, dm- bis m-gebankten Plattenkalke der Gipfelhänge ab. Hinweise auf die Existenz veränderlich fester Mergellagen liefern zudem tiefgründige Lehm Böden im westlichen Randbereich der vermuteten Rutschmasse (Abb. 9).

Ob die Mergel nun der Kössen-Fm. oder dem oberen Anteil des Plattenkalks zuzuordnen sind, ist aus geotechnischer Sicht kaum relevant, da nach NICKMANN & THURO (2013) auch die Mergel- und Tonsteinzwischenlagen des Plattenkalks in die Veränderlichkeitsklassen (VK) 2 und 3 nach NICKMANN (2009) fallen. Für Kalkmergelsteine (VK 2) in stark verwittertem Zustand geben die Autoren einen Reibungswinkel von 20–30° an, die Tonschluffsteine (VK 3) erreichen demnach selbst in den niedrigen Verwitterungsstufen nur Reibungswinkel bis 20°.

5.2 AUSSAGEKRAFT DER ANGEWANDTEN METHODE

Der Einsatz von Airborne Laserscanning-basierten Gelände-modellen hat die Detektion von Hangbewegungen derartig erleichtert, dass damit selbst im Gelände nur schwer zu erkennende Hangdeformationsformen mittels Fernerkundung als solche erfasst bzw. interpretiert werden können. Durch das alleinige Augenmerk auf die Geländeform ergibt sich aber das Problem der Überinterpretation, sodass ein Nachweis über Geländemethoden unbedingt erforderlich ist.

Auch in der vorliegenden Arbeit ist das vorhandene geomorphologische Formeninventar nur bei den Massenbewegungen am oberen SE-Hang (2) und um die Breitenbergalm (3) ausreichend, um von deren sicheren Existenz ausgehen zu können. Bei den Massenbewegungen bei der Haleswiesalm (1) und am SSW-Hang (4) war jeweils das Vorhandensein einer markanten Formenkombination Nackentälchen/Verebnung zur kartennmäßigen Abgrenzung einer Hangbewegung ausschlaggebend. Zwar legen hier auch die Gefügemessungen bzw. strukturgeologische Beobachtungen (Abb. 16) die Existenz nahe, doch für einen gesicherten Nachweis bzw. eine eindeutige Abgrenzung bedürfte es weiterführender geologisch-geotechnischer Untersuchungen.

Für die Erstellung einer regionalen Gefahrenhinweiskarte für gravitative Massenbewegungen, wie sie beispielsweise im raumrelevanten Bereich Oberösterreichs durchgeführt wird (AMT DER OÖ LANDESREGIERUNG, 2019), liefert die angewandte Methode Ergebnisse in ausreichender Genauigkeit. Unter Einbeziehung regionalgeologischer Literatur ist dabei auch die Einstufung von Bereichen als stabil möglich, die man bei reiner Geländemodell-Interpretation als Teil einer Hangbewegung klassifizieren könnte. Im gegenständlichen Fall finden sich beispielsweise im unmittelbaren Fußbereich der Hangbewegung Haleswiesalm (Abb. 1 und 4) lobenförmige Schuttkörper, welche sich bei der quartärgeologischen Bearbeitung (VAN HUSEN, 1977) als Eisrandstaukörper herausstellten. Auch das wellige Mikrorelief am unteren SE-Hang (Abb. 1) ist eher auf glazialerosiv geformte Schichtbänke als auf Hangbewegungen zurückzuführen.

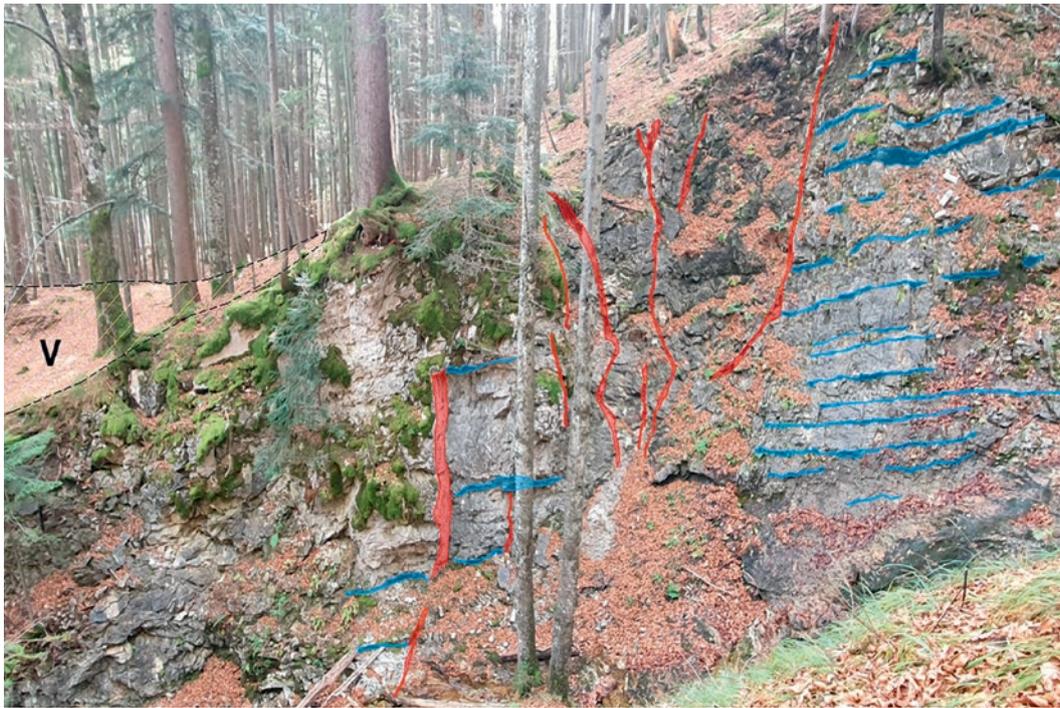


ABB. 16: Strukturgeologische Aufnahme zur Unterstützung der geomorphologischen Interpretation, blau: Schichtflächen, rot: Kluffflächen, V: Verebnung (Schüttgraben, 940 m SH).

FIG. 16: Structural geological survey for supporting the geomorphological interpretation, blue: bedding planes, red: joint planes, V: bench (Schüttgraben, 940 m above sea level).

Das Potential der Methode zur parzellenscharfen Abgrenzung von Hangbewegungen, wie sie die Gefahrenzonenplanung vorsieht, variiert je nach Prozesstyp und dessen Kinematik bzw. Alter stark. Die Bandbreite reicht von der eindeutigen Ausscheidung junger, aktiver Gleitprozesse über vage Grenzziehungen bei relikten Großhangbewegungen bis zur Unmöglichkeit der Detektion seichtgründiger schneller Fließprozessformen. Da für die Gefahrenzonenplanung bei Hangbewegungen neben dem vorhandenen Formeninventar vor allem Aktivitätsstatus und Disposition entscheidend sind, wird neben der geomorphologischen Kartierung der Einsatz neuerer Analysemethoden (z. B. Detektion mittels satellitengestützter Radarinterferometrie-InSAR, Suszeptibilitätskarten) immer wichtiger.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Mittels einer geomorphologischen Kartierung der kataklinalen S-Hänge des Breitenberges wurde die vermutete Existenz größerer Massenbewegungen (Gesamtfläche: 1,4 km²) bestätigt, bei welchen es sich um die ersten bislang bekannten tiefgründigen Hangdeformationen im kalkalpinen Anteil des geologischen Kartenblattes 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989) handelt. Die generelle Klassifikation erfolgte nach HUNGR. ET AL. (2014) vorwiegend an Hand geomorphologischer Formen, wobei deren Anordnung im Hangstreichen zusätzlich eine lithostrukturelle Einstufung als „DSGSD along a cataclinal slope“ nach MARIANI & ZERBONI (2020) nahelegt. Glaziale Hangübersteilung und veränderlich feste Mergelzwischenlagen im S-fallenden Plattenkalk werden als die maßgeblichen Dispositionsfaktoren betrachtet.

Zum Alter der Massenbewegungen sind aktuell keine Aussagen möglich. Für die land- und forstwirtschaftliche Nutzung des Gebietes, in ihrer bestehenden Form, ergeben sich aus der Kenntnis der vermutlich relikten Hangdeformationen keine Konsequenzen.

LITERATUR

- AMT DER OÖ LANDESREGIERUNG (ed.), 2019: Bauen auf sicherem Boden.url: https://www.land-oberoesterreich.gv.at/files/publikationen/Bauen_auf_sicherem_Boden.pdf (abgerufen am 10.11.2021)
- BMLF, 1998: Generelle Legende für Geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich. Geologische Stelle der Wildbach- und Lawinenverbauung, Innsbruck, 24 pp.
- EGGER H., 1996: Blatt 66 Gmunden, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.
- EGGER H., 2014: Nördliche Kalkalpen und Flyschzone. In: HUSEN VAN D. & EGGER H. (eds.), Erläuterungen zu Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 14–16.
- FELLNER D., 1994: Bericht 1993 über die geologische Aufnahme von Massenbewegungen im Bereich der Flyschzone (Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum) und deren Klassifikation auf Blatt 66 Gmunden. Jb. Geol. B.-A., 137: 542–551.
- HUNGR O., LEROUEIL S. & PICARELLI L., 2014: The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11: 167–194.
- HUSEN VAN D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. Jb. Geol. B.-A., 120: 1–130.
- HUSEN VAN D., 1987: Die Entwicklung des Traungletschers während des Würmglazials. In: HUSEN VAN D. (ed.), Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich, eine Typregion des Würmglazials. Österr. Akad. Wiss. Mitt. Komm. Quartärforschung, 7: 19–35.
- HUSEN VAN D., 1989: Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN D. & EGGER H., 2014: Erläuterungen zu Blatt 65 Mondsee, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Geol. B.-A., Wien.

- KIENHOLZ H., 1996: Gefahrenkarten: Maßgebliche Parameter und Kriterien zur Festlegung von Intensitätsstufen. In: INTERPRAEVENT (ed.), Tagungspublikation – Band 3, Internationales Symposium Interpraevent, 47–58.
- LOTTER M. & ROHN J., 2012: Geogene Naturgefahren, Ingenieurgeologie. In: MANDL G.W., LOBITZER H. & VAN HUSEN D. (eds.): Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 135–151.
- MANDL G. W., BRANDNER R. & GRUBER A., 2017: Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). In: WIMMER-FREY I., RÖMER A. & JANDA C. (eds.), Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255.
- MARIANI G. S. & ZERBONI A., 2020: Surface Geomorphological Features of Deep-Seated Gravitational Slope Deformations: A Look to the Role of Lithostructure (N Apennines, Italy). *Geosciences*, 10: 334.
- NICKMANN M. & THURO K., 2013: Die veränderlich festen Mergelsteine der Kössen-Formation als Schlüsselhorizonte für Hangbewegungen im Spitzingseegebiet (Nördliche Kalkalpen). In: THURO K. (ed.), 19. Tagung für Ingenieurgeologie und des Forums für junge Ingenieurgeologen, 229–234.
- NICKMANN M., 2009: Abgrenzung und Klassifizierung veränderlich fester Gesteine unter ingenieurgeologischen Aspekten. Pfeil, München, 148 pp.
- PAVLIK W., 1988: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee. *Jb. Geol. B.-A.*, 131/3: 421.
- PLÖCHINGER B., 1964: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 107: 11–69.
- PLÖCHINGER B., 1973: Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000, inklusive Erläuterungen. *Geol. B.-A.*, Wien, 92 pp.
- PLÖCHINGER B., 1982: Blatt 95 St. Wolfgang, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, inklusive Erläuterungen. *Geol. B.-A.*, Wien, 77 pp.
- POISEL R. & EPPENSTEINER W., 1988: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. *Felsbau*, 6: 189–194.
- POISEL R. & EPPENSTEINER W., 1989: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. *Felsbau*, 7: 16–20.
- SCHÄFFER G., 1982: Blatt 96 Bad Ischl, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. *Geol. B.-A.*, Wien.
- SPENGLER E., 1911: Die Schafberggruppe. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 4: 181–275.
- TATZREITER F., 1985: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 65 Mondsee. *Jb. Geol. B.-A.*, 128/2: 260.
- TOLLMANN A., 1985: Geologie von Österreich. Band II-Außer-zentralalpiner Anteil. Deuticke, Wien, 710 pp.

Eingereicht am: 2.2.2021

Angenommen am: 29.10.2021