

# Geotechnische Untersuchung einer tiefgreifenden komplexen Festgesteinsinstabilität mit Hilfe detaillierter Geländeaufnahme und hochauflösender digitaler Geländemodelle in West-Norwegen

Geotechnical investigations of a complex rock slope instability by use of field mapping and high resolution digital elevation models in West Norway

Markus Schleier<sup>1</sup>, Reginald L. Hermanns<sup>2</sup>, Ingvar Krieger<sup>1</sup>, Joachim Rohn<sup>1</sup>, Trond Eiken<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lehrstuhl für Angewandte Geologie, GeoZentrum Nordbayern, Universität Erlangen-Nürnberg, Dipl.-Geol. Markus Schleier, markus.schleier@gzn.uni-erlangen.de

<sup>2</sup> Geological Survey of Norway, Trondheim, Norwegen

<sup>3</sup> Department of Geosciences, University of Oslo, Norwegen

## Zusammenfassung

Großvolumige Festgesteinsinstabilitäten stellen in übersteilten Gebirgsregionen bedeutende Naturgefahren dar. Für eine aussagekräftige Gefahrenbeurteilung ist das Verständnis der Kinematik und der Bewegungsgeschwindigkeit einer solchen Instabilität notwendig. Im Rahmen der Arbeit wird eine tiefgreifende Festgesteinsinstabilität in Gneisen in West Norwegen untersucht. Mittels detaillierter Geländeuntersuchung, sowie hoch auflösender digitaler Geländemodelle (Laserscanning) und Orthophotos wurde die Instabilität kartiert und das geologische Trennflächengefüge aufgenommen. Es wurden vier Haupttrennflächen (zwei Kluftsysteme, die Schieferung und ein Störungssystem) ermittelt. Diese bilden einen Keil, der sich nach SSW aus dem SE exponierten Hang bewegt. Jährliche Satellitenvermessungen bestätigen diese Richtung und zeigen eine Bewegungsrate von 6 mm/a. Die Bewegung erzeugt eine konvexe morphologische Stufe, die bisher als holozäne Aufschiebung interpretiert wurde. Aufgrund der Geländeuntersuchungen ist diese Struktur aber als „scheinbare Aufschiebung“, hervorgerufen durch die gravitative Bewegung, zu beschreiben. Zur weiteren Untersuchung werden zukünftig ergänzend Stabilitäts- und Auslaufmodellierungen vorgenommen.

**Schlüsselworte:** Festgesteinsinstabilität, Geländeaufnahme, LiDAR, digitales Geländemodell, kinematische Analyse, West Norwegen

## Abstract

Large volume rock slope instabilities are a severe natural hazard in steep mountainous regions. To enable a realistic hazard assessment, it is important to understand the kinematics and the movement velocity of such instabilities. Within the presented project, a large rock slope instability in gneisses in West Norway is investigated. The instability was mapped during field work and the discontinuity sets were recorded in detail. In addition, high resolution digital elevation models (airborne and terrestrial laserscanning) as well as orthophotos were used for investigation and structural analyses. Four main discontinuity sets were found. These are two joint sets, the foliation and one fault system. Kinematic analyses shows a wedge failure, with movement direction towards SSW out of the SE exposed slope. This movement direction is also shown by the yearly differential Global Navigation Satellite System (dGNSS) measurements. These show also a displacement rate of 6 mm/a. For the investigations it is conspicuous that the fault plane as most important structure is not visible in the structural analyses using the point clouds of terrestrial laserscanning. Furthermore the instability can be divided in different by its geomorphology. The most prominent structures are several slope parallel sackung-structures and a lineament marking the eastern border of the instability which can be traced along the whole slope. This lineament is indicated by an up to four meter high convex step in slope morphology and was described in literature as a holocene reverse fault. But according to field investigations this is a normal fault and the offset is built by the gravitational mass movement and therefore the morphological step can rather be described as an apparent reverse fault. The results of investigations will be used in future to built a schematic model of the instability and as inputs to perform stability and runout analyses using numerical modelling techniques.

**Keywords:** rock slope instability, field mapping, LiDAR, digital elevation model, kinematic analysis, West Norway

## 1 Einleitung

In übersteilten Gebirgstälern, wie in West Norwegen, stellen großvolumige Festgesteinsinstabilitäten und deren Versagen eine bedeutende Naturgefahr dar (BRAATHEN et al. 2004, BÖHME et al. 2011, HERMANNs et al. 2011). Um die Gefähr-

dung durch solche Prozesse besser beurteilen zu können, ist ein umfassendes Prozessverständnis nötig. Hierzu zählt besonders auch die Kinematik, die im Festgestein in hohem Maße von der Art und Ausprägung des Trennflächengefüges



gesteuert wird. Eine detaillierte Aufnahme über den gesamten Bereich einer Instabilität ist aber häufig aufgrund der Unzugänglichkeit in schwierigem und steilem Gelände und einer oftmals erhöhten Steinschlag- und Felssturzgefährdung direkt im Gelände meist nicht umfassend möglich. Durch den Einsatz von Fernerkundungstechniken wie z.B. Laserscanning können solche Lücken geschlossen werden.

Für die vorgestellte Untersuchung wurde eine Festgesteinsinstabilität in West Norwegen gewählt für die durch jährliche differentielle Satellitenvermessungen (dGNSS) eine relativ schnelle Bewegungsrate von 6 mm/a ermittelt wurde und die eine markante lineare Struktur als Begrenzung aufweist, die als Holozäne Aufschiebung beschrieben wurde (Anda et al 2002). Darüber hinaus befindet sich die Instabilität in einem glazial überprägten Tal, das in seinem Verlauf bereits Ablagerungen von mehreren postglazialen Bergsturzereignissen zeigt. Für die Untersuchung wurden neben der Geländeaufnahme auch hochauflösende digitale Geländemodelle, basierend auf luft- (ALS) und bodengestütztem (TLS) Laserscanning, sowie Orthophotos herangezogen.

## 2 Arbeitsgebiet

Die untersuchte Festgesteinsinstabilität („Berill Instabilität“) liegt in Innfjordalen nahe der Siedlung Berill, in Møre og Romsdal in West Norwegen (Abb.1). Bei den hier aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich um undifferenzierte Gneise der West Norwegischen Gneis Zone (TVETEN et al. 1998 und HACKER et al. 2010).

## 3 Methoden

### 3.1 Kartierung

Die Instabilität wurde geotechnisch kartiert. Hierzu wurde ergänzend ein hoch auflösendes digitales Geländemodell (2m Rasterweite) sowie Orthophotos herangezogen.

### 3.2 Aufnahme des Trennflächengefüges

Im Rahmen der Kartierung wurde das Trennflächengefüge mittels über die Instabilität verteilten händischen Gefügemessungen mit dem Geologenkompass nach Clar (1500 Messungen an 35 Messpunkten) aufgenommen. Dabei wurden die Trennflächen entsprechend WYLLIE & MAH (2004) nach ihrer Art klassifiziert (Kluft, Schieferung), in ihrer räumlichen Lage erfasst und das Kluftsystem beschrieben (Kluftabstand, -Länge, -Weite). Ergänzend wurden Aufnahmen mit bodengestütztem Laserscanning vorgenommen, um ein hoch auflösendes digitales Geländemodell zu berechnen und zur weiteren Strukturanalyse heranzuziehen (JABOYEDOFF et al. 2012). Es wurde ein OPTECH ILRIS 3D LR Scanner verwendet. Die Scans wurden aus verschiedenen Blickrichtungen von fünf Standorten mit einem mittleren Punktabstand auf der Felswand (Laserraster) von ca. 10 cm durchgeführt. Die Scans (Punktwolken) wurden mit der Software PolyWorks von störenden Einflüssen bereinigt, zusammengefügt und georeferenziert (INNOVMETRIC 2011, OPPIKOFER et al. 2012.). Mit der Software Coltop3D (TERANUM 2011) wurden die Punktwolken analysiert und die räumliche Lage der Trennflächen extrahiert (JABOYEDOFF et al. 2007, OPPIKOFER et al. 2012).



Abb. 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes.

Fig. 1: Geographical setting of the study area.

### 3.3 Ermittlung der Bewegungsraten mit dGNSS

Um Bewegungsraten an dieser Instabilität zu ermitteln, werden seit 2008 jährlich differentielle Satellitenvermessungen (dGNSS) an fünf Beobachtungspunkten (ein Fixpunkt im stabilen Bereich und vier Vermessungspunkte in der Instabilität) durchgeführt. Ergebnisse liegen bisher nur für den Zeitraum 2008 bis 2011 vor. Die dGNSS Messungen liefern ein Vektornetz, das die relativen Punktbewegungen zeigt. Unsicherheiten werden nach HERMANNNS et al. (2011) für horizontale Distanzen mit 3-6mm und für vertikale Distanzen mit 10-20mm angenommen. Wegen des Höhenunterschiedes zwischen Fixpunkt und Vermessungspunkten und wegen jährlicher nicht beachteter Trends ist die vertikale Unsicherheit viel höher, was bei der Interpretation berücksichtigt werden muss (BÖHME et al. 2012).

### 3.4 Kinematische Analyse

Um zu ermitteln, welche Bewegungsmechanismen für die Instabilität kinematisch möglich sind, wurde eine kinematische Analyse des Trennflächengefüges vorgenommen (WYLLIE & MAH 2004). Mittels Lagenkugelprojektion (Schmidtsches Netz, flächentreu, untere Hemisphäre) wurden die Großkreise der Trennflächen geplottet und analysiert. Für die Datenhaltung, die kinematische Analyse und die Darstellung wurde die Software Dips6 (ROSCIENCE 2012) herangezogen.

## 4 Ergebnisse und Interpretation

### 4.1 Morphologie

Die „Berill Instabilität“ (Abb. 2) umfasst eine Fläche von ca. 1,3km<sup>2</sup> und erstreckt sich über den gesamten nach SSE ausgerichteten Hang von 370m N.N. bis 1300m N.N. Diese tiefgreifende Hangbewegung lässt sich morphologisch in zwei Hauptbereiche einteilen. Darüber hinaus sind mehrere markante lineare morphologische Strukturen ausgebildet.

Der sich aktiv bewegende Bereich A (Abb. 2) der Instabilität bildet den westlichen Teil. Dieser ist gekennzeichnet durch große Gesteinsschollen, die in gewisser Weise als ein Block bewegt werden. Stellenweise sind diese Blöcke stärker zerlegt und bilden ausgeprägte Blockfelder. Die dGNSS Messpunkte sind in diesem Bereich angelegt und die Messungen der letzten vier Jahre zeigen eine gemittelte Bewegungsrate von ca. 6 mm/a nach SSW. Die obere (nordwestliche) Begrenzung dieser instabilen Masse wird von der Hauptabrissskante gebildet. Diese verläuft schieferungsparallel und lässt einen horizontalen Versatz von ca. 50m bei einem Höhenunterschied von bis zu 60m erkennen. Im unteren Bereich sind markante Sackungsstrukturen zu erkennen, die sich in bis zu 20m tiefen, mit Blockschutt gefüllten Nackentälern äußern.

Der östlich anschließende Bereich B (Abb. 2) der Instabilität zeigt keine zusammenhängenden Großschollen. Er ist oberflächennah von Hangschutt und Moränenmaterial (Younger Dryas) bedeckt. Auffällig sind auch hier die hangparallel verlaufenden Sackungsstrukturen. Diese liegen ungefähr in Verlängerung zu den bereits genannten in Bereich A und äußern sich hier als bis zu drei Meter tiefe Depressionen, die mit Hangschutt verfüllt sind.

Die östliche Begrenzung der gesamten Instabilität wird von einer sehr auffälligen NW streichenden ca. 1.4km langen linearen Struktur gebildet. Diese konvexe Struktur erstreckt sich über den gesamten Hang und bildet eine markante morphologische Geländestufe von bis zu vier Metern Höhe. Deformationsstrukturen, wie die genannten Nackentäler und Depressionen sind nur westlich dieser Lineation ausgebildet.

### 4.2 Trennflächengefüge

Die im Gelände aufgenommenen Gefügewerte, aber auch die aus dem TLS ermittelten Werte, zeigen tendenziell ähnliche Raumstellungen der Trennflächen (Tab. 1).

Es werden vier Haupttrennflächenscharen unterschieden. Dies sind die Klufflächenscharen K1 (320/74) und K2 (045/78), die relativ markant und gleichmäßig ausgebildet sind. Die Schieferung KS (156/47) hingegen bildet eine stärker undulierende Trennfläche und zeigt auch kleinräumige Änderungen (z.B. Verfaltung). Die Klufflächenschar KF (270/44) ist wiederum sehr gleichmäßig als markante Fläche ausgebildet. Deutliche Quarz-Feldspat Remineralisation mit Lineationen und Scher-Abbrüche kennzeichnen diese Fläche als Störungsfläche mit Abschiebungstendenz, die in größerer Tiefe aktiv war. Diese Störung streicht senkrecht zur Richtung des Kollaps des Kaledonischen Gebirges und stellt eine Klufflächenschar dar, die während des Kollaps als Schwächezone in Form der Abschiebung reaktiviert wurde.

Tab. 1: Trennflächengefüge im Bereich der Berill Instabilität. Werte zeigen Einfallrichtung/Einfallswinkel in Grad mit 1 $\sigma$  Standardabweichung.

Tab. 1: Discontinuity sets of Berill instability. Values show dip direction/dip in degree and 1 $\sigma$  standard deviation.

Trennflächenschar	Geländemessung	TLS
K1	320/74 $\pm$ 23	315/80 $\pm$ 8
K2	045/78 $\pm$ 20	048/81 $\pm$ 14
KS	156/47 $\pm$ 28	160/50 $\pm$ 11
KF	270/44 $\pm$ 20	Nicht sichtbar

Die Unterschiede der Gefügewerte (Geländemessungen und TLS), wie z.B. das tendenziell steilere Einfallen bei der TLS Analyse sind auf die unterschiedlichen Blickwinkel der Aufnahmemethoden und die Unsicherheiten bei der Definition einer Fläche zurückzuführen. So ist man bei der Aufnahme mit dem TLS an einen relativ flachen Blickwinkel gebunden, wohingegen bei der Geländeaufnahme alle Richtungen berücksichtigt werden können. Die Geländemessungen zeigen auch deutlich höhere Variationen ( $\sigma > 20$ ), da hierbei direkt mit dem Kompass immer relativ kleinräumige Ausschnitte einer Klufffläche vermessen werden (Dezimeter bis Meter). Beim TLS jedoch wird die Identifikation einer Fläche eher über größere Bereiche (mehrere Meter) gemittelt.

Gerade für die Untersuchungen an der „Berill Instabilität“ ist es besonders auffällig und ausschlaggebend, dass nicht alle Trennflächen mittels der TLS-Analyse erfasst werden können. In diesem Fall betrifft das die für die Kinematik besonders wichtige Störungsfläche KF, die aufgrund ihres relativ flachen, in den Hang geneigten Einfallens mit dem TLS nicht erkennbar ist, da mit dieser Technik nur Flächen detektiert werden können, die der Beobachtungsrichtung zugeneigt sind. Flächen, die mit der Oberfläche der Felswand nur eine Verschnittlinie bilden, können in der TLS Punktwolke nicht erkannt werden.

### 4.3 Bewegungsraten

Alle Vermessungspunkte zeigen einen tendenziellen Trend in ihrer horizontalen Bewegung nach S-SSW bei einer gemittelten Bewegungsrate von 6 mm/a (Messreihe 2008 bis 2011). Da die vertikalen Bewegungen geringer sind als die angenommenen Unsicherheiten werden sie nicht berücksichtigt. Messpunkt Be1 bewegt sich ungefähr nach Süden (176°) und zeigt einen totalen Versatz von 19mm (2008 bis 2011). Die Punkte Be2 (194°) und Be3 (193°) zeigen eher Bewegung nach SSW mit totalen Versatzbeträgen von 14mm, bzw. 19mm (2008 bis 2011). Vermessungspunkt Be4 wurde erst neu installiert, weshalb für diesen noch keine Folgemessungen vorliegen.

### 4.4 Kinematik

Die kinematische Analyse der beschriebenen Trennflächenscharen zeigt einen möglichen großräumig gebildeten Wedge-Failure (Abb. 3). Dieser Keil wird durch die Verschnidung von KS und KF gebildet. Es entsteht ein Verschnittlinear (205/22), dessen Einfallrichtung um ca. 50° gegen das Hangeinfallen (im Mittel 155/45) verschoben ist





und das flacher geneigt ist als der Hang. Die Klufflächenscharen K1 und K2 bilden dabei die hintere Begrenzung dieses Keiles. Diese Kinematik und deren Bewegung wird auch durch die dGNSS Messungen (tendenzielle Bewegungsrichtung nach SSE) bestätigt.

In Bereichen, in denen die Schieferung im Untergrund stärker undulös und ggf. steiler ausgebildet ist, führen Unterschiede in der Bewegungsrate im Untergrund zu vermehrten Spannungen (Zug-), sprödem Bruch der Gesteinsschollen und Entlastungserscheinungen, was sich in den markanten hangparallelen Sackungsstrukturen widerspiegelt.

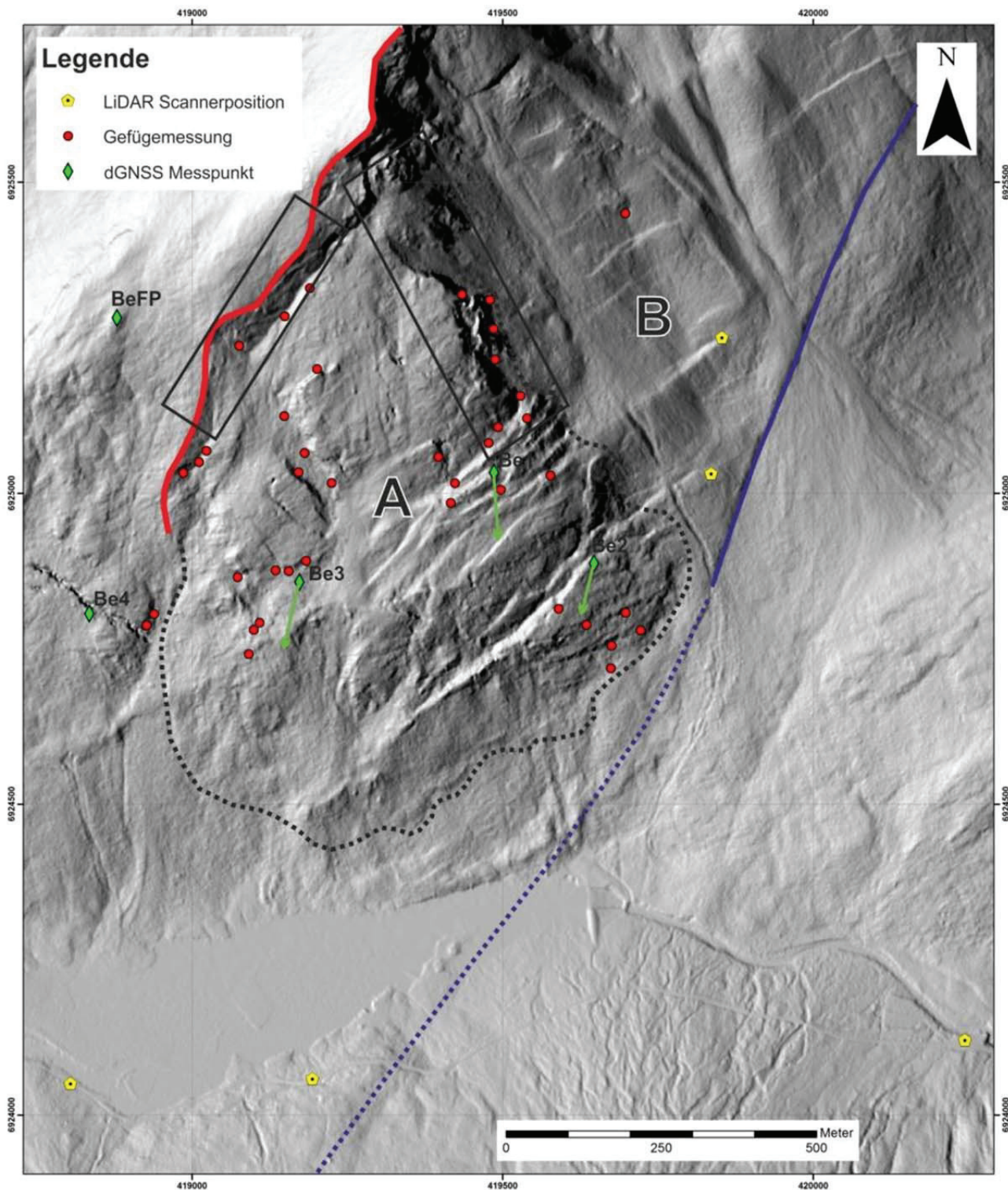


Abb. 2: Schattenmodell der Berill Instabilität. Dargestellt ist die Hauptabbrisskante (rote Linie), der Verlauf der der Störung (blaue Linie), die Ausdehnung des aktiven Bereiches A (gepunktet). Schwarze Kästen markieren die zur Strukturanalyse verwendeten Bereiche der TLS Punktwolken. Die Grünen Pfeile stellen die gemittelten Bewegungsvektoren der dGNSS Messungen dar.

Fig. 2: Hillshade of Berill instability showing main scarp (red line), trace of the fault (blue line). Border of active par A is drawn dotted. Black boxes mark TLS data used for structural analyses. Green arrows show displacement vectors of dGNSS measurements.

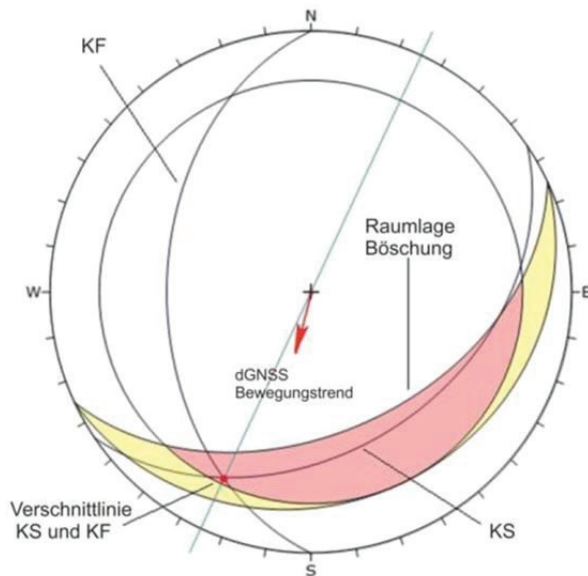


Abb. 3: Stereoplot zur kinematischen Analyse des Trennflächengefüges in Großkreisdarstellung. Die Analyse zeigt ein Wedge-failure zwischen KF und KS, der ein Verschnittlinear von 205/22 bildet.

Fig. 3: Stereoplot of great circles for kinematic analysis, showing a wedge failure between KF and KS with intersection lineament of 205/22 (trend/plunge).

Obwohl die Hauptbewegungstendenz nach SSW zeigt (dGNSS), wird die sich in Bewegung befindliche Gesteinsmasse durch die hangauswärtige gravitative Bewegung entlang der Störungsfläche KF aus dem Hang nach SE herausgedrückt, was sich in dem positiven morphologischen Versatz an der östlichen Begrenzung des instabilen Bereiches äußert. Somit wird durch eine gravitative Bewegung in Verbindung mit einer reliktschen Abschiebung eine markante lineare Struktur gebildet, die in ihrer morphologischen Ausbildung als „scheinbare Aufschiebung“ (Pseudotektonik) beschrieben werden kann. Diese Störungsfläche KF stellt darüber hinaus die für die Ausdehnung der Instabilität limitierende Struktur im Untergrund dar.

#### 4.5 Zusammenfassung

- Eine TLS Struktur-Analyse alleine ist nicht aussagekräftig/ausreichend, da nicht alle Trennflächen erkannt werden können und da Trennflächen nur aufgrund des TLS nicht eindeutig klassifizierbar (z.B. Kluft, Störung, etc.) sind
- Ergebnisse der TLS Analyse müssen mit Geländemesungen überprüft werden
- In Kombination mit detaillierten Geländeaufnahmen bietet die TLS Analyse eine sehr gute Ergänzung für die Untersuchung von unzugänglichen Felsbereichen, bzw. um die Strukturen z.B. an hohen Felswänden zu interpolieren
- Gravitative Bewegungen können geomorphologische Strukturen hervorrufen, die als junge Tektonik missinterpretiert werden können („Pseudotektonik“)

- Eine geomorphologische Analyse und Interpretation aufgrund von Fernerkundungsdaten (digitales Höhenmodell und Orthophotos) ist nicht ausreichend, sondern muss durch Geländeuntersuchungen ergänzt werden

#### Danksagung

Die Autoren danken dem Geological Survey of Norway (NGU) für die finanzielle Unterstützung zur Durchführung der Geländearbeiten und die Möglichkeit zur Nutzung der wissenschaftlichen Ressourcen. Des Weiteren danken wir unseren Kollegen für die wissenschaftliche Diskussion.

#### Literatur

- ANDA, E., BLIKRA, L.H. & BRAATHEN, A. (2002): The Berill Fault - first evidence of neotectonic faulting in southern Norway. – Norwegian Journal of Geology, **82**: 175-182.
- BÖHME, M., HERMANN, R.L., FISCHER, L., OPPIKOFER, T., BUNKHOLT, H., DERRON, M.H., CARREA, D., JABOYEDOFF, M. & EIKEN, T. (2012): Detailed assessment of the deep-seated gravitational deformation at Stampa above Flåm, Norway. – In: EBERHARDT E., FROESE C., TURNER K. & LEROUEIL S. (2012 Eds.): Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society Through Improved Understanding: 647-652. Taylor & Francis Group, Canada.
- BÖHME, M., SAINTOT, A., HENDERSON, I.H.C., HENRIKSEN, H. & HERMANN, R.L. (2011): Rock slope instabilities in Sogn and Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis. – In: JABOYEDOFF, M. (2011): Slope Tectonics. – Geological Society, London, Special Publications, **351**: 97-111.
- BRAATHEN, A., BLIKRA, L.H., BERG, S.S. & KARLSEN, F. (2004): Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. – Norwegian Journal of Geology, **84**: 67-88
- HACKER, B.R., ANDERSEN, T.B., JOHNSTON, S., KYLANDER-CLARK, A.R.C., PETERMAN, E.M., WALSH, E.O. & YOUNG, D. (2010): High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. – Tectonophysics, **480** (1-4): 149-171.
- HERMANN, R.L., BLIKRA, L.H., ANDA, E., SAINTOT, A., DAHLE, H., OPPIKOFER, T., FISCHER, L., BUNKHOLT, H., BÖHME, M., DEHLS, J., LAUKNES, T., REDFIELD, T., OSMUNDSEN, P. & EIKEN, T. (2011): Systematic mapping of large unstable rock slopes in Norway. – Proceedings of the Second World Landslide Forum, Rome 3-7 October 2011.
- INNOVMETRIC (2011). PolyWorks, 3D scanner and 3D digitizer software from InnovMetric Software.
- JABOYEDOFF, M., METZGER, R., OPPIKOFER, T., COUTURE, R., DERRON, M.-H., LOCAT, J. & TURMEL, D. (2007): New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software. – Rock mechanics: Meeting Society's challenges and demands. Proceedings of the 1st Canada—U.S. Rock Mechanics Symposium: 61–68. Taylor & Francis, Vancouver, Canada.



- JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T., ABELLAN, A., DERRON, M.-H., LOYE, A., METZGER, R. & PEDRAZZINI, A. (2012): Use of LIDAR in landslide investigations: a review. – *Nat. Hazards*, **61**: 5-28.
- OPPIKOFER, T., BUNKHOLT, H.S.S., FISCHER, L., SAINTOT, A., HERMANN, R.L., CARREA, D., LONGCHAMP, C., DERRON, M.-H., MICHOD, C. & JABOYEDOFF, M. (2012): Investigation and monitoring of rock slope instabilities in Norway by terrestrial laser scanning. – In: EBERHARDT E., FROESE C., TURNER K. & LEROUÉIL S. (2012 eds.) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society Through Improved Understanding*: 1235-1241. Taylor & Francis Group, Canada.
- ROCKSCIENCE (2012): *Dips 6.0. Graphical and Statistical Analysis of Orientation Data*.
- TERRANUM (2011): *Coltop3D. LIDAR data processing and analyzing software for geologists*.
- TVETEN, E., LUTRO, O. & THORSNES, T. (1998): *Geologisk kart over Norge, berggrunskart ÅLESUND, 1:250,000*. Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway.
- WYLLIE, D.C. & MAH, C.W. (2004 eds.): *Rock Slope Engineering: Civil and Mining*. – 4th ed. Spon, London.