

## Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106)

BENJAMIN HUET\*

17 Abbildungen, 1 Tabelle

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

184 Ebene Reichenau / 3106 Radenthein

*Strukturgeologie  
 Lithostratigrafie  
 Variszische Tektonik  
 Alpidische Tektonik  
 Stolzalpe-Decke  
 Drauzug-Gurktal-Deckensystem  
 Massenbewegungen*

### Inhalt

Zusammenfassung	121
Abstract	122
Einleitung	122
Geologischer Hintergrund und Lithostratigrafie der Stolzalpe-Decke	122
Beschreibung der geologischen Strukturen	123
Die sedimentären und vulkano-sedimentären Strukturen	123
Die D1-Strukturen	123
Die D2-Strukturen	125
Die D3-Strukturen	125
Die D4-Strukturen	127
Die D5-Strukturen	127
Seitenverschiebungen und Klüfte	127
Auswirkungen und Schlussfolgerungen hinsichtlich der Tektonik	141
Absolut-Chronologie der Events	141
Zwei geologische Profile durch die Stolzalpe-Decke	141
Auswirkung auf die Tektonik des Oberostalpins	142
Auswirkungen auf Massenbewegungen	142
Dank	144
Literatur	145

### Zusammenfassung

Dieser Beitrag präsentiert die Ergebnisse einer strukturgeologischen Geländestudie in der Stolzalpe-Decke auf Blatt UTM 3106 (NL 33-04-06) Radenthein-Ost (Umgebung von Ebene Reichenau), die im Sommer 2015 stattgefunden hat. Ein strukturelles und tektonisches Modell der Stolzalpe-Decke mit fünf Deformationsevents (D1 bis D5) soll hier vorgestellt werden. Die Hauptprägung der Stolzalpe-Decke ist variszisch und meistens durch NW-SE-streichende, enge bis isoklinale Falten (D1), gefolgt von ENE-vergenten asymmetrischen offen spitzwinkligen Falten (D2) strukturiert. Zwei Deformationsphasen während des eo-alpidischen Ereignisses wurden identifiziert und beschrieben. WNW-vergente enge Falten und spröde-duktiler Scherstrukturen, die eine WNW-Bewegungsrichtung zeigen, wurden während der Deckenstapelung im Drauzug-Gurktal-Deckensystem (D3) gebildet. Diese D3-Strukturen sind von den ESE-gerichteten Abschiebungen (D4) überprägt. Anzeichen für Deformation während des neo-alpidischen Ereignisses sind auf isolierte offen stumpfwinkelige Falten (D5) limitiert. Diese Beobachtungen sind konsistent mit Untersuchungen in anderen Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Basierend auf den Strukturdaten und Beobachtungen wird zusätzlich ein vorsorgendes Modell für die Massenbewegungen, die sich in der Umgebung von Ebene Reichenau befinden, präsentiert.

\* BENJAMIN HUET: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. benjamin.huet@geologie.ac.at

# Structural Geology of the Stolzalpe Nappe on Mapsheet Radenthein-Ost (UTM 3106)

## Abstract

This contribution presents the results of a structural geology field study in the Stolzalpe nappe on mapsheet UTM 3106 (NL 33-04-06) Radenthein-Ost. The study was carried out in the vicinity of Ebene Reichenau during summer 2015. Five events of deformation (D1 to D5) could be identified. The main structure of the Stolzalpe nappe is variscan. It is controlled by NW-SE-striking tight to isoclinal folds (D1) followed by ENE-verging asymmetric open folds (D2). The two following events are eoalpine. WNW-verging close folds as well as top-to-the-WNW brittle-ductile shear sense indicators are associated to stacking within the Drauzug-Gurktal nappe system (D3). These structures are crosscut by ESE-dipping normal faults (D4). Neopalpine deformation is limited to isolated gentle folds (D5). This tectonic model is consistent with studies carried out in other nappes of the Drauzug-Gurktal Nappe System. These structural data together with additional observations are used to develop a preliminary model for the mass movements located in the vicinity of Ebene Reichenau.

## Einleitung

Eine Kartierung der geologischen Strukturen der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (Umgebung von Ebene Reichenau) wurde basierend auf einer lithologischen Karte durchgeführt (SCHÖNLAUB, unpublizierte Manuskriptkarte). Auf einer Fläche von ca. 90 km<sup>2</sup> wurden 471 Aufschlüsse untersucht und 3.135 Strukturdaten aufgenommen. Diese Arbeit präsentiert die Ergebnisse dieser Geländestudie. Die Ziele dieser Studie waren:

- Geologische Aufnahme relevanter Strukturen.
- Bestimmung der verschiedenen tektonischen Events und ihre zeitliche Abfolge.
- Interpretation und Implikationen für die alpidische Tektonik.
- Interpretation und Implikationen für die Entwicklung der Massenbewegungen.

Für jeden Event sind die repräsentativen Strukturen auf Fotos eingezeichnet worden (Abb. 2, 3). Die Strukturdaten sind, nach tektonischen Events getrennt, im separaten Schmidt'schen Netz (Abb. 4) und in separaten Karten (Abb. 5–15) dargestellt.

## Geologischer Hintergrund und Lithostratigrafie der Stolzalpe-Decke

In den Gurktaler Alpen ist der oberste Teil des eo-alpidischen Orogens aufgeschlossen (NEUBAUER, 1987). Die regionale Struktur entspricht einem komplizierten Deckenstapel von kristallinem Basement und seiner karbono-mesozoischen Bedeckung, die zu verschiedenen Deckensystemen gehören (Abb. 1). Die Geologie des Gebiets wird (vom Liegenden zum Hangenden) aus dem Radenthein-Komplex (Gstoder-Decke des Koralmpe-Wölz-Deckensystems), dem Bundschuh-Priedröf-Komplex und seiner permo-mesozoischen Bedeckung (Bundschuh-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems) sowie den folgenden vier Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems aufgebaut.

Die Murau-Decke gliedert sich in altpaläozoische Metasedimente, Metavulkanite und Metakarbonate („Murau Gruppe“ und „Murau Kalk“) sowie eine permo-mesozoische Bedeckung. Die diskontinuierlichen Ackerl- und Pfannock-Decken beinhalten kristallines Basement („Ackerl Kristallin“ und „Pfannock Orthogneis“), fluviale Sedimente der oberkarbonen Stangnock-Formation (Tonsteine, Sandsteine und Konglomerate mit Anthrazit-Schichten) und eine

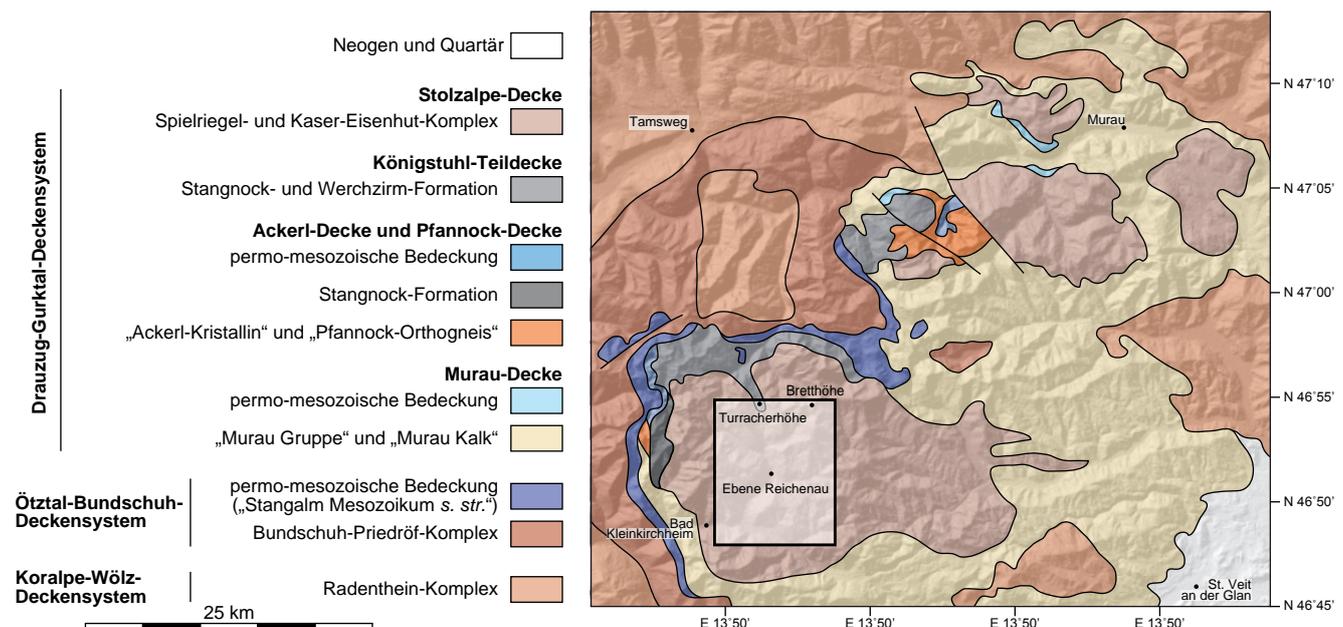


Abb. 1. Tektonostratigrafische Übersichtskarte des Gurktaler Überschiebungssystems. Das Rechteck repräsentiert das bearbeitete Gebiet. Modifiziert nach NEUBAUER (1987).

permo-mesozoische Bedeckung. Die Königstuhl-Teildecke, als liegende Teildecke der Stolzalpe-Decke, besteht ebenfalls aus Gesteinen der oberkarbonen Stangnock-Formation und den rötlichen Konglomeraten der unterpermischen Werchzirm-Formation.

Die vorliegende Studie konzentriert sich überwiegend auf die Stolzalpe-Decke. Diese Decke besteht aus zwei lithostratigrafischen Komplexen: dem liegenden Spielriegel-Komplex und dem hangenden Kaser-Eisenhut-Komplex (IGLSEDER & SCHUSTER, 2015). In einer alternativen Interpretation kann die Stolzalpe-Decke als Sequenz der getrennten „Kaserserie/-gruppe“ und „Eisenhutschieferserie/-gruppe“ beschrieben werden, welche die „Klastische Serie/Gruppe“ (den Spielriegel-Komplex) einschließen (MULFINGER, 1987; HOLZER & GORITSCHNIG, 1997; PILLER, 2013). Die folgende Studie orientiert sich an der ersteren, modernen Interpretation. Zusätzlich wurden isolierte kleinere Oberkarbon-Körper, die zur Stangnock-Formation gehören und diskordant über den beiden Komplexen liegen, beschrieben.

Der paläozoische, metasiliziklastische Spielriegel-Komplex enthält zumeist Quarzphyllite, die mit Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen, Metasandsteinen und Metakonglomeraten wechsellagern. Darüber befindet sich der paläozoische Kaser-Eisenhut-Komplex, der zu einer basischen, vulkano-sedimentären Sequenz gehört. Dieser beinhaltet grüne, Chlorit führende Metatuffe, bunte (violette, grüne, helle) Metatuffite sowie massig ausgebildete, basische, Klinopyroxen führende Diabase und Pillow-Basalte. In beiden Komplexen treten eisenreiche Dolomitmarmore („Eisendolomite“) auf.

Zwischen beiden Komplexen findet man kontinuierliche Übergänge bestehend aus einerseits Quarzit und Quarzphyllit und andererseits Metatuff und Metatuffit oder klastischen Gesteinen des Spielriegel-Komplexes, die besonders chloritreich sein können. Es konnte keine systematisch kontinuierliche Schicht identifiziert werden, welche den Spielriegel-Komplex vom Kaser-Eisenhut-Komplex trennt, jedoch wurde entlang der Grenze beider Komplexe an fünf Stellen weißer, reiner Quarzit gefunden, welcher dünne Phyllitlagen enthält (Koordinaten der Fundstellen in UTM33: 0414085/5196306, 0416367/5194756, 0416672/5194268, 0418697/5195566, 0413418/5193668). Im Bereich von Kotzgraben und Görzwinkl befinden sich grobkörnige, quarzfreie porphyrische Metarhyolithe zwischen den beiden Komplexen.

Die wenigen bisherigen strukturgeologischen Untersuchungen der Gurktaler Alpen zeigen eine eo-alpidische, kretazische Deckenstapelung mit W/WNW-gerichteter Kinematik, welche von einer oberkretazischen, ostgerichteten Extension überprägt wurde (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; VON GOSEN, 1989; KOROKNAI et al., 1999). Der Kontakt zwischen Stolzalpe-Decke und Königstuhl-Teildecke wurde in Kooperation mit Christoph Iglseider untersucht. Die tektonische Entwicklung dieses Kontakts wird in einem separaten Beitrag präsentiert (HUET & IGLSEDER, 2015), und ist konsistent mit früheren Studien. In diesem Bericht liegt der Fokus auf der völlig neu untersuchten Deformation innerhalb der Stolzalpe-Decke.

## Beschreibung der geologischen Strukturen

Basierend auf dem strukturellen Internbau, der relativen Chronologie und der Orientierung planarer und linearer Gefüge wurden die Strukturen in fünf Deformationsevents (D1 bis D5) unterteilt.

### Die sedimentären und vulkano-sedimentären Strukturen

In den meisten Aufschlüssen ist die sedimentäre Schichtung eindeutig durch eine Wechsellagerung von sedimentären bzw. vulkano-sedimentären Lithologien definiert. So alternieren z.B. im Spielriegel-Komplex Tonschiefer und Quarzphyllit (die Tonstein bzw. Siltstein entsprechen) und im Kaser-Eisenhut-Komplex violetter Metatuffit und grüner Metatuff.

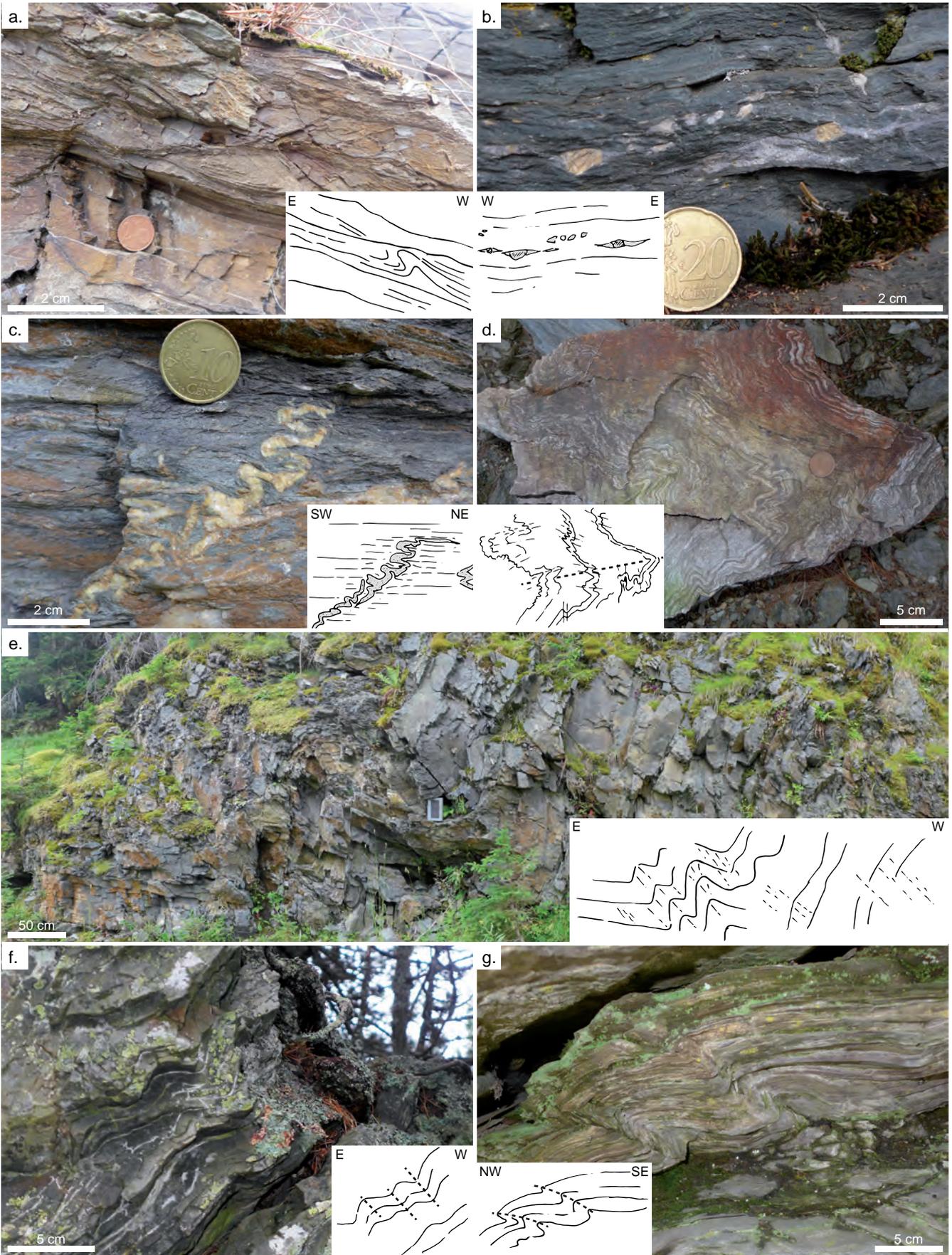
In den wenig deformierten Zonen des Spielriegel-Komplexes können sedimentäre Strukturen wie „convolute bedding“ (Abb. 2a), Schrägschichtung und Rippeln erhalten sein. Im Gegensatz dazu ist die sedimentäre Schichtung in stark deformierten Zonen transponiert und von einer penetrativen Schieferung manchmal völlig überprägt (Abb. 2b, c, 3f, g). In fast allen untersuchten Aufschlüssen wurden mm- bis m-große Falten von der sedimentären Schichtung festgestellt. Bei den in dieser Arbeit präsentierten Daten zur sedimentären Schichtung handelt es sich daher um repräsentative statistische Mittelwerte aller am jeweiligen Aufschluss gemessenen Werte (Abb. 4a, 5).

Die systematischen Messungen der sedimentären Schichtung im Spielriegel-Komplex und im Kaser-Eisenhut-Komplex zeigen km-große Domänen mit kohärenter Orientierung, die durch Übergangszonen voneinander getrennt sind (Abb. 5), was darauf hindeutet, dass die sedimentäre Schichtung in großräumige Falten strukturiert ist. Die Domänen mit kohärenter Orientierung entsprechen demnach Falten-Schenkeln, die Übergangszonen repräsentieren die Scharniere. Im Schmidt'schen Netz zeigen die Polpunkte der sedimentären Schichtung eine Konzentration um die Fläche 120/20, was einem schwachen Einfallen nach Südost entspricht. Allgemein ordnen sich die Polpunkte tendenziell entlang einem „best-fit“-Großkreis mit einem 144/12 Polpunkt an (Abb. 4a), was darauf hinweist, dass die dominierenden Strukturen Falten mit SE-NW-verlaufenden Faltenachsen sind. Diese Falten gehören zu den sogenannten D1- bzw. D2-Strukturen, wie sie in den folgenden Absätzen beschrieben werden.

In der Stangnock-Formation der Stolzalpe-Decke ist die sedimentäre Schichtung ebenfalls deformiert. Nichtsdestoweniger ist die sedimentäre Schichtung der Gesteine des Oberkarbons im Bereich Kornock kartografisch diskordant zur sedimentären Schichtung und den D1- (und möglicherweise auch D2-)Strukturen des Spielriegel-Komplexes (Abb. 5).

### Die D1-Strukturen

Von den beobachteten Strukturen sind die chronologisch frühesten enge bis isoklinale Rundfalten, die tendenziell als Parallelfalten auftreten (Abb. 2c, d, 3f, g). Diese Falten werden dem D1-Deformationsevent zugeordnet. Sie transponieren die sedimentäre Schichtung (Abb. 3f). In feinkör-



◀ Abb. 2.

Fotos und Skizzen von sedimentären, D1-, D2- und D3-Strukturen. Die kontinuierlichen Linien repräsentieren die planaren Hauptgefüge (sedimentäre Schichtung bzw. penetrative Schieferung) und die gestrichelten Linien stellen die Achsenebenen dar. a. Asymmetrisches „convolute bedding“ (Quarzit, UTM33 414321/5194874). b. Verlängerte und boudinierte (Eisen-)Dolomit- und Kalzit-Klasten in der penetrativen D1-Schieferung (Metatuffit, UTM33 412791/5189126). c. Ptygmatische D1-Falten von Quarz-Gängen; die penetrative D1-Schieferung ist parallel zur D1-Achsebene (Metatuff, UTM33 411611/5193827). d. Isoklinale D1-Falten, die im Zuge der D2-Falte erneut verfaultet wurden; der Felsblock ist nicht anstehend (Quarzphyllit, UTM33 420306/5192404). e. D2-Falten (Metatuff, UTM33 412589/5192140). f. Sekundäre wellenartige D2-Falten (Quarzit, UTM33 41516/5196190). g. Sekundäre D3-Falten mit gekrümmter Achsebene (Phyllitlager in Quarzphyllit, UTM33 414417/5194208).

nigen Gesteinen wie Dachschiefer und Metatuffit ist eine Krenulationsschieferung parallel zur Achsebene bzw. eine penetrative Achsenebenenschieferung (Abb. 2b–d, 3g) ausgebildet. In grobkörnigen Gesteinen ist lediglich eine Schieferung mit 0,5 bis 5 cm weiten Abständen zu beobachten. Chlorit-Aggregate in Metahyaloklastiten, Karbonat-Aggregate in Metatuffiten (Abb. 2b) und Chloritlineationen parallel zu den D1-Faltenachsen können im Kaser-Eisenhut-Komplex gefunden werden.

Wenn die Überprägung der D1-Strukturen durch spätere Events gering ist, sind die Achsenebenen nur gering geneigt (Abb. 4b) und die Faltenachsen sind schwach abtauchend und NW–SE-orientiert (Abb. 4c). In den meisten Aufschlüssen ist jedoch eine starke Variation in der Orientierung der planaren und linearen D1-Gefüge festzustellen (Abb. 4b, c, 6, 7). Dies kann auf eine spätere tektonische Überprägung oder auf mehrere Phasen des D1-Events zurückzuführen sein, wobei sich die beiden Möglichkeiten gegenseitig nicht ausschließen.

D1-Falten sind häufig vorzufinden (Abb. 6, 7) und kontrollieren den Wechsel zwischen Spielriegel-Komplex und Kaser-Eisenhut-Komplex. Diese Strukturen sind besonders klar nordwestlich von Ebene Reichenau auf einer Höhe von ca. 1.200 m zu beobachten, wo Metatuff- und Metatuffit-Körper innerhalb des Spielriegel-Komplexes in den D1-Faltenscharnieren zu finden sind, aber nicht zur sedimentären Schichtung des Komplexes gehören. Es wurde keine offensichtliche D1-Faltenasymmetrie im bearbeiteten Gebiet beobachtet, konsistent mit dem Ergebnis, dass die Faltenachsen und die Streckungsrichtung lokal parallel zueinander sind. Häufig wurden allerdings sekundäre S-, Z- und M-Falten beobachtet (früher als Parasitärfaalten bezeichnet), die zur Rekonstruktion der km-weiten D1-Falten benutzt werden konnten.

## Die D2-Strukturen

Die Strukturen des tektonischen D2-Events sind offen spitzwinkelige, ENE-vergente, asymmetrische Knickfalten (Abb. 2e). Die Größe dieser Faltenstrukturen reicht von cm bis zu km-Maßstab. Die langen Schenkel dieser Falten sind generell horizontal bis schwach geneigt, während die kurzen Schenkel ungefähr senkrecht einfallen. Dies ermöglicht es, den großräumigen D2-Faltenbau auf der Karte zu bestimmen (z.B. im Bereich Hoazhöhe–Bretthöhe, Abb. 5). Die sekundären D2-Falten sind in schwacher Wellenform in den Schenkeln ausgebildet (Abb. 2f). Dies erklärt die wechselnd nach Ost bzw. West einfallende Wellenform der sedimentären Schichtung im Bereich Hoazhöhe–Bretthöhe

(Abb. 5). Diese D2-Strukturen sind besonders gut in den nördlichen und östlichen Bereichen des untersuchten Gebiets ausgebildet (Abb. 8, 9). Im Südtail stehen die beobachteten D2-Falten weniger eng.

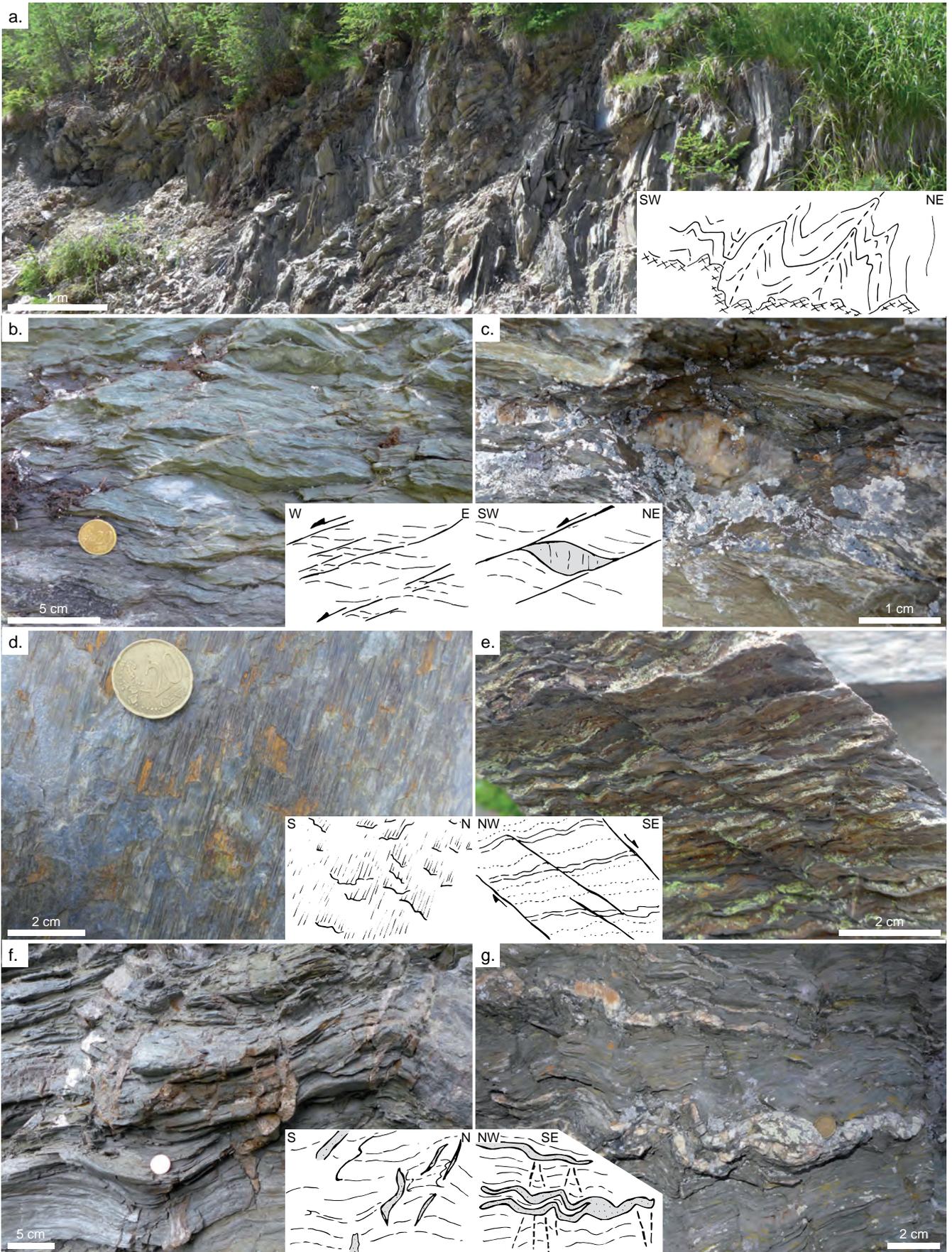
Die D2-Achsebenenenschieferung ist nicht penetrativ und entwickelt sich lokal als eine weitständige Schieferung. Eine D2-Krenulationslineation parallel zur D2-Faltenachse ist im Norden des Gebiets zu finden, wo die D2-Deformation stärker ist. In den Schenkeln der D2-Falten wurde an einigen Stellen eine Striemung gefunden, die normal zur D2-Faltenachse verläuft. Dies weist darauf hin, dass die D2-Falten durch schichtparalleles Gleiten entstanden sein könnten.

Die D2-Achsebene und D2-Schieferung zeigen eine Konzentration der Orientierungen um 240/41 (Abb. 4d, 8). Die Orientierungen wurden allerdings von einem späteren Deformationsevent gestört, welcher als eine (D5?-)Faltung mit E–W-Faltenachse interpretiert werden könnte (Abb. 4d). Die D2-Faltenachse ist um 155/16 orientiert und ebenfalls nachfolgend deformiert (Abb. 4e, 9). Die Faltenachsen und die Krenulationslineationen der D2-Falten sind fast parallel zu den linearen Gefügen der D1-Falten. Dies kann im Gelände zu Verwechslungen führen, da die Einordnung einer Krenulationslineation in D1- oder D2-Strukturen nicht eindeutig vollzogen werden kann, wenn keine zusätzlichen Strukturen (Falten, Schieferung) beobachtet werden können. Nichtsdestoweniger konnte die relative Chronologie zwischen den D1- und D2-Events aufgrund klarer Überschneidungskriterien durchgeführt werden (z.B. isoklinale D1-Falten, die in einer D2-Falte verfaultet wurden, Abb. 2d; SSE–NNW-Krenulationslineation, die eine ältere SE–NW-Krenulationslineation überprägt).

## Die D3-Strukturen

Die verschiedenen Strukturen, die alle zu dem D3-Deformationsevent gehören, zeigen übereinstimmend eine WNW-gerichtete Kinematik.

Die D3-Falten präsentieren sich als asymmetrische, geneigte, systematisch WNW-vergente, geschlossene Falten (Abb. 2g, 3a). Diese Falten haben waagrechte bis schwach geneigte, relativ konvexe, lange Schenkel und mäßig geneigte, relativ konkave, kurze Schenkel (Abb. 2g). In den Scharnierzonen entwickelt sich eine fächerförmige Achsenebenenschieferung, die wegen der Schieferungsrefraktion gekrümmt sein kann (Abb. 2g, 3a). Im Dachschiefer findet sich in den Schenkeln ebenfalls eine penetrative Schieferung. Eine D3-Krenulationslineation parallel zur D3-Faltenachse kann in D3-Schenkeln und D3-Scharnieren beobachtet werden. Es wurden D3-Achsebenen und sedimentäre Schichtungen in D3-Falten gefunden, die als Aufschiebungen reaktiviert worden sind. In solchen Strukturen ist die Striemung normal zur Faltenachse und zeigt eine WNW-gerichtete Kinematik, die mit der D3-Faltenvergenz konsistent ist. Die D3-Achsebene und D3-Schieferung konzentrieren sich stark um 120/41 (Abb. 4f). Die Variation der Einfallwinkel kann durch eine fächerförmige Ausprägung der Schieferung und Schieferungsrefraktion begründet werden. Die D3-Faltenachsen und D3-Krenulationslineation haben ein Maximum um die Richtung 193/11 (Abb. 4g).



#### ◀ Abb. 3.

Fotos und Skizzen von D3-, D4- und D5-Strukturen. Die kontinuierlichen Linien repräsentieren die planaren Hauptgefüge (sedimentäre Schichtung bzw. penetrative Schieferung), die gestrichelten Linien stellen die Achsenebenen dar. Die dickeren Linien repräsentieren die Scherebenen. a. D3-Falte mit gekrümmter Achsenebene (Quarzphyllit und Phyllit, UTM33 414054/5193311). b. W-gerichtete C'-typ D3-Scherbänder; synkinematische Quarz- bzw. Chlorit-Fasern sind in den Scherbändern auskristallisiert (Metatuff, UTM33 415815/5189224). c. Quarz-Sigmaklast, der zur D3-Phase gehört und WNW-gerichtete Scherung zeigt; synkinematische Quarz-Fasern sind in den Scherbändern auskristallisiert (Quarzphyllit, UTM33 416406/5194874). d. D4-Abschiebung, die eine sedimentäre Schichtung reaktiviert (Quarzphyllit, UTM33 412682/5191115). e. SE-fallende D3-Schieferung mit Zwischenraum, die als D4-Abschiebungen reaktiviert wurde (Quarzphyllit, UTM33 414258/5195221). f. Offen stumpfwinkelige D5-Falten, die ältere, isoklinale D1-Falten deformieren; die Quarz-Gänge sind parallel zur D5-Achsebene und leicht deformiert (Quarzphyllit, UTM33 413806/5195958). g. Isoklinale D1-Falten und penetrative D1-Schieferung, die in offen stumpfwinkelige D5-Falten verfault sind; senkrechte Klüfte entwickeln sich parallel zur D5-Achsebene (Metatuff, UTM33 413745/589169).

Scherstrukturen, die eine WNW-gerichtete Kinematik zeigen, gehören ebenfalls zum D3-Event. Spröduktile C'-Typ-Gefüge mit Harnischen in den Scherflächen (Abb. 3b) enthalten N270- bis N315-gerichtete Strömungen (Abb. 4h). Beobachtete C'-Typ-Scherbänder sind schwach einfallend nach SW bis NW und oft verzweigt (Abb. 4h). Sie sind neoform und finden sich ebenfalls in Assoziation mit Sigma-Klasten (Abb. 3c). Es konnten nur wenige konjugierte, ESE-gerichtete Scherbänder gefunden werden. WNW-gerichtete Aufschiebungen lokalisieren in existierenden planaren Gefügen wie der sedimentären Schichtung bzw. der D1- und D3-Achsebene (Abb. 4i). Lokal konnte eine konjugierte ESE-gerichtete Aufschiebung festgestellt werden. Zusätzlich konnte die WNW-gerichtete Kinematik an asymmetrischen Klasten, „flanking structures“ und deformierten Mineralgängen (verfault im Verkürzungsquadranten und boudiniert im Extensionsquadranten) festgestellt werden. Die Scherrichtungen der zuvor beschriebenen Strukturen sind in Abbildung 12 als Pfeile eingezeichnet.

Die D3-Strukturen finden sich zumeist im Nordteil des untersuchten Gebiets und entlang eines N-S-verlaufenden Korridors, der ungefähr parallel zum Holzbodenbachtal, Stangenbachtal und Gurktal zwischen Turracher Höhe und Ebene Reichenau verläuft (Abb. 10–12).

Die relative Chronologie zwischen D3-Strukturen und den D1- bzw. D2-Strukturen wurde basierend auf den folgenden, klaren Überschneidungskriterien etabliert: Die D3-Falten deformieren die D1- und D2-Falten bzw. -Krenulationslineationen. Dies führt zu komplizierten Falteninterferenz-Strukturen und gekrümmten D3-Faltenachsen. Die D3-Scherzonen schneiden durch die D1-Strukturen und wurden nicht durch die D2-Faltung rotiert.

### Die D4-Strukturen

Abschiebungen, die nach ESE oder WNW einfallen und alle zuvor beschriebenen Strukturen überschneiden, sind im D4-Event zusammengefasst (Abb. 4j). Zumeist fallen die D4-Abschiebungen nach ESE ein und selten konnten konjugierte Abschiebungen gefunden werden. Nach ESE einfallende Abschiebungen sind im ganzen Gebiet verteilt gefunden worden (Abb. 13). Dass keine große D4-Störung beobachtet werden konnte, weist möglicherweise darauf hin, dass die D4-Deformation in der Stolzalpe-Decke nur diffuse Wirkung gehabt hat. Die beschriebenen Abschie-

bungen reaktivieren häufig ältere Strukturen, wie die sedimentäre Schichtung (Abb. 3d) und günstig orientierte D3-Achsebenen (Abb. 3e). Diese Beobachtung könnte die Variationen der Einfallswinkel und Einfallrichtungen der Abschiebungen erklären (Abb. 4j). Eine alternative Erklärung wäre, dass die Variationen von einer späteren Faltung verursacht wurden.

In den Gleitflächen finden sich Quarz + Chlorit ± Kalzit-Fasern (in Metabasiten des Kaser-Eisenhut-Komplexes) bzw. Quarz-Fasern (in metaklastischen Sedimenten des Spielriegel-Komplexes), wobei die sedimentäre Schichtung zwischen zwei Gleitflächen sigmoidal deformiert sein kann. Diese häufige Beobachtung zeigt, dass die D4-Strukturen durch spröduktile Deformationsmechanismen gebildet worden sind.

Wegen der Dominanz der östlich einfallenden Abschiebungen ist es nicht möglich, die lokalen Hauptspannungsrichtungen zu bestimmen. Deshalb sind alle D4-Strukturen in der Karte mit ESE-gerichtetem Schersinn eingezeichnet (Pfeile in Abbildung 13). Die Hauptspannungsinverson aller D4-Abschiebungen („Right Dihedral Method“, ANGELIER & MECHLER, 1977) resultiert in einer senkrechten, größten Hauptspannung ( $\sigma_1$  in Abbildung 4j) und einer horizontalen, N280-gerichteten, kleinsten Hauptspannung ( $\sigma_3$  in Abbildung 4j). Die Richtung der Letzteren ist eine gute Abschätzung des Mittelwerts der regionalen Extensionsrichtung.

### Die D5-Strukturen

Die lokal beobachteten D5-Strukturen sind vor allem durch offen stumpfwinkelige bis offen spitzwinkelige, aufrechte Falten im cm- bis dm-Maßstab repräsentiert (Abb. 3f, g, 14, 15). Oft finden sie sich in Assoziation mit Klüften parallel zur Achsebene, die mit Quarz bzw. Karbonat verfüllt sein können. Eine leichte, diffuse Krenulationslineation kann parallel zur Faltenachse entwickelt sein. Die Achsebene fällt nach NW oder SE ein (Abb. 4k), und die Faltenachsen sind um 072/26 konzentriert (Abb. 4l). Diese Falten zeigen eine NNW–SSE-Verkürzungsrichtung an.

Die D5-Falten deformieren die D1-Falten (Abb. 3f, g). Wann immer die D1-, D2- und D5-Krenulationslineationen zusammen beobachtet wurden, werden sie von der D5-Runzellineation geschnitten. In einem der Aufschlüsse konnte eine D5-Bruchschieferung, die durch D3-Falten schneidet, beobachtet werden. Trotz der geringen direkten Hinweise auf Überprägung durch D5-Strukturen, könnten die Variationen der vorher beschriebenen D1- bis D4-Strukturen und ihre N-S-Dispersion durch 100- bis 1.000-m-Wellenlängen von D5-Falten verursacht worden sein. Die D5-Falten werden deshalb als tektonische Strukturen interpretiert, die später als D1–D4 entstanden sind.

### Seitenverschiebungen und Klüfte

Spätere Seitenverschiebungen werden nur selten beobachtet. Die Harnische weisen dieselben mineralogischen Merkmale wie die D4-Abschiebungen auf. Außerdem durchschneiden sie die D1- bis D5-Strukturen. Dextrale Seitenverschiebungen streichen N–S bis NE–SW, sinistrale Seitenverschiebungen streichen W–E. Es gibt keine Hin-

weise, dass diese zwei Gruppen konjugiert sind, und es gibt keine einfache Lösung, diese Strukturen in einem eigenen tektonischen Event zusammenzufassen. Diese Seitenverschiebungen könnten mit der prominenten, miozänen Extrusionstektonik der Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991; PERESSON & DECKER, 1997) verbunden sein.

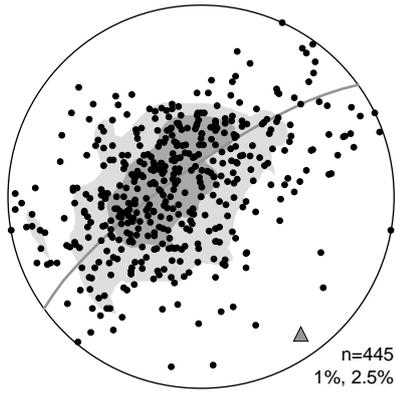
Klüfte finden sich häufig und können in zwei oder drei verschiedene Kluftsysteme eingeteilt werden. Sie orientieren sich ungefähr normal zum jeweiligen planaren Gefüge (sedimentäre Schichtung oder penetrative Schieferung). Solche bankrechte Klüfte stammen meistens von einer mechanischen Anisotropie und sind wahrscheinlich keine Reflexion des tektonischen Spannungszustandes. Die Klüfte, die sich in metabasischen Gesteinen des Kaser-Eisenhut-Komplexes befinden, sind generell mit Chlorit be-

Abb. 4.  
Schmidt'sche Netze der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf der unteren Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die planaren Gefüge sind als Polpunkte dargestellt. Die „best-fit“-Großkreise sind mit dickeren Linien und ihr Polpunkt mit einem grauen Dreieck dargestellt. Die grauen Flächen beziehen sich auf die Dichte von Datenpunkten, welche als Prozent der Gesamtanzahl der Messungen, pro 1 % Testfläche des Stereograms angegeben werden. Die Störungen und Harnische sind als Großkreise (die Verwerfungsebenen) und Punkte mit Pfeilen (die Strömung und ihre Kinematik) dargestellt. ▶

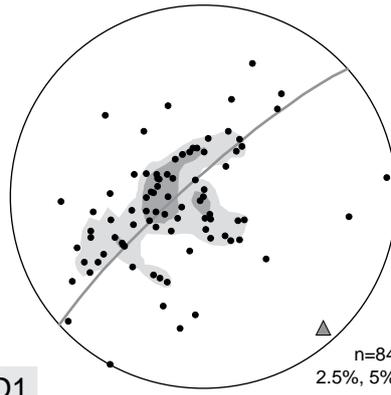
schichtet. Nur in einem Aufschluss ist Chlorit zusammen mit weißem Asbest (Tremolit?) kristallisiert (Schöneben-nock-Gipfel, UTM33 416448/5193804).

Die Seitenverschiebungen und Klüfte werden in der folgenden tektonischen Diskussion nicht betrachtet. Trotzdem spielen sie eine wichtige Rolle in der Entwicklung von Massenbewegungen.

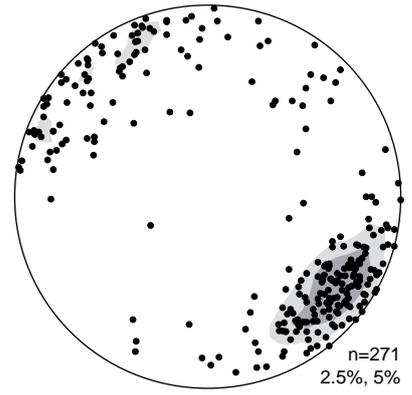
a. sedimentäre Schichtung



b. Achsenebene und Schieferung

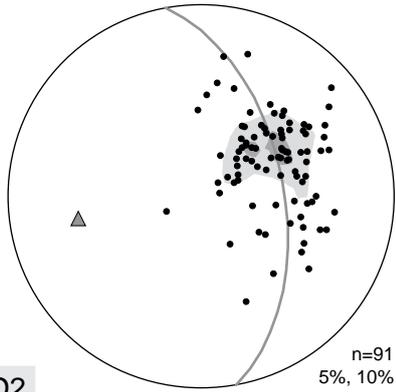


c. Faltenachse und Streckungslineation



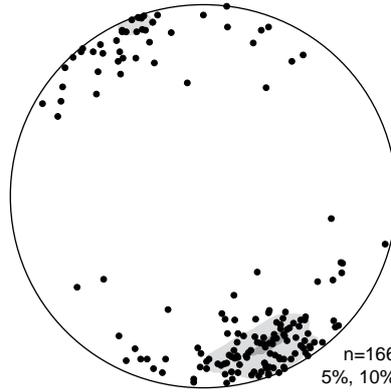
D1

d. Achsenebene und Schieferung

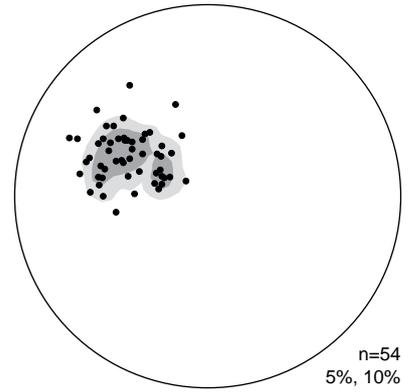


D2

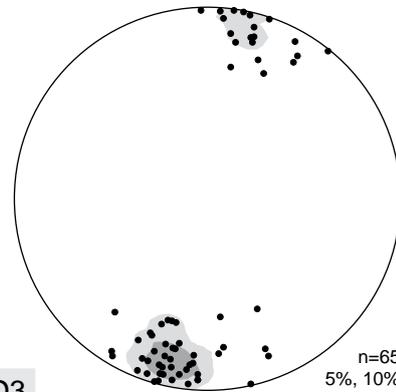
e. Faltenachse



f. Achsenebene und Schieferung

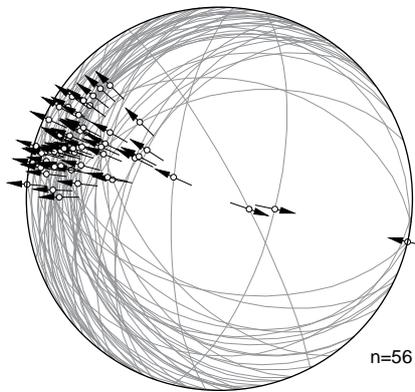


g. Faltenachse

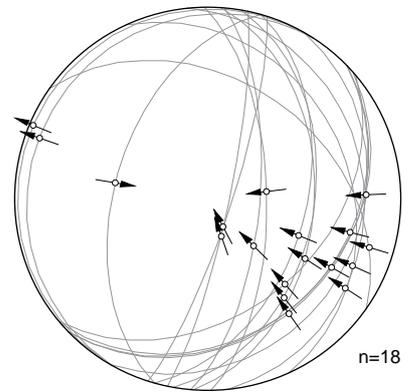


D3

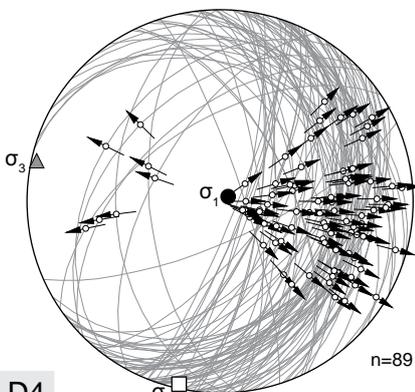
h. C'-Typ-Scherband



i. Auf- und Überschiebung

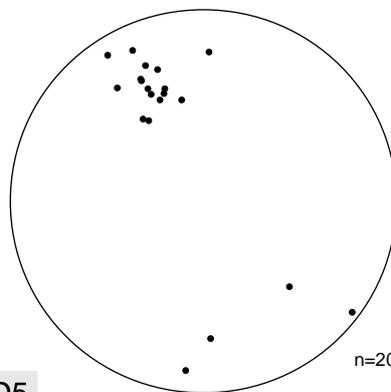


j. Abschiebung



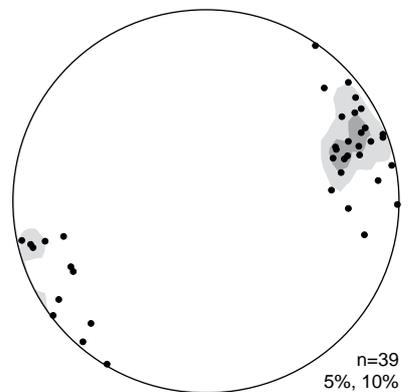
D4

k. Achsenebene



D5

l. Faltenachse



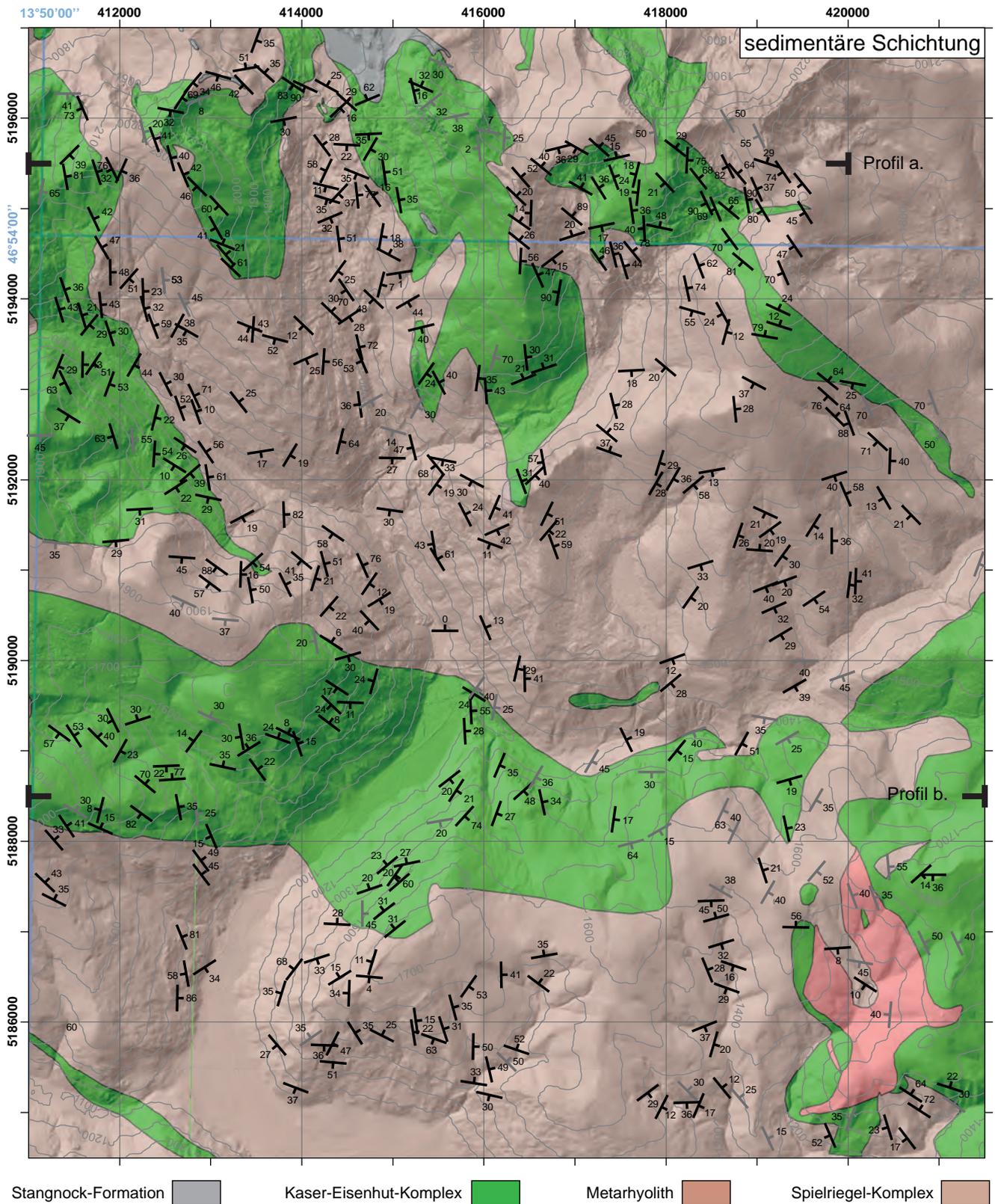


Abb. 5. Karte der sedimentären Schichtung. Die schwarzen Symbole stellen die gemessenen Strukturen dar und die dunkelgrauen Symbole sind die durch Hans-Peter Schönlaub bzw. Christoph Iglseider aufgenommenen Daten. Die Nummern bei den Symbolen geben den Fallwinkel an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

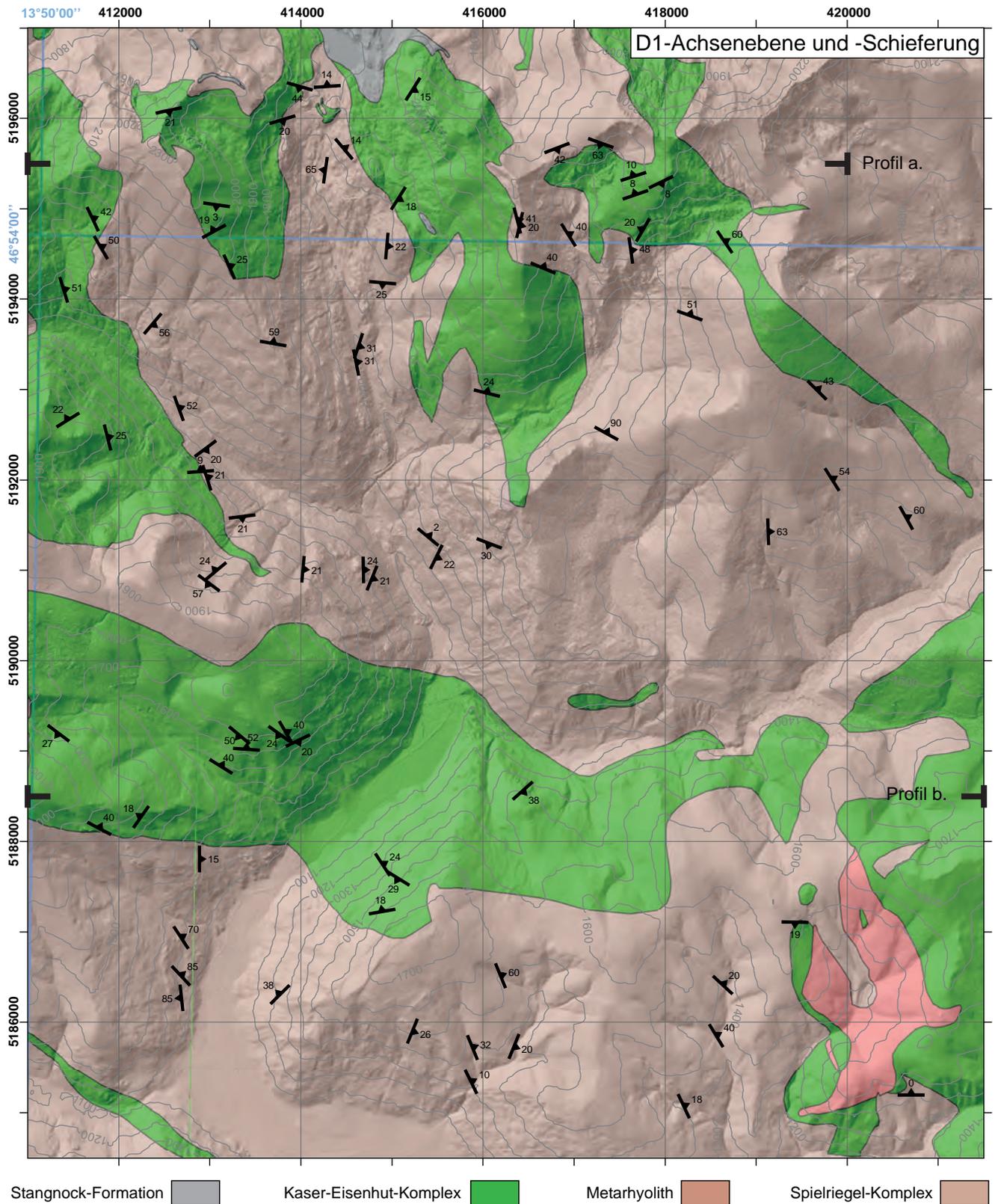


Abb. 6. Karte der D1-Achsebene und D1-Schieferung. Die Nummern bei den Symbolen geben den Fallwinkel an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

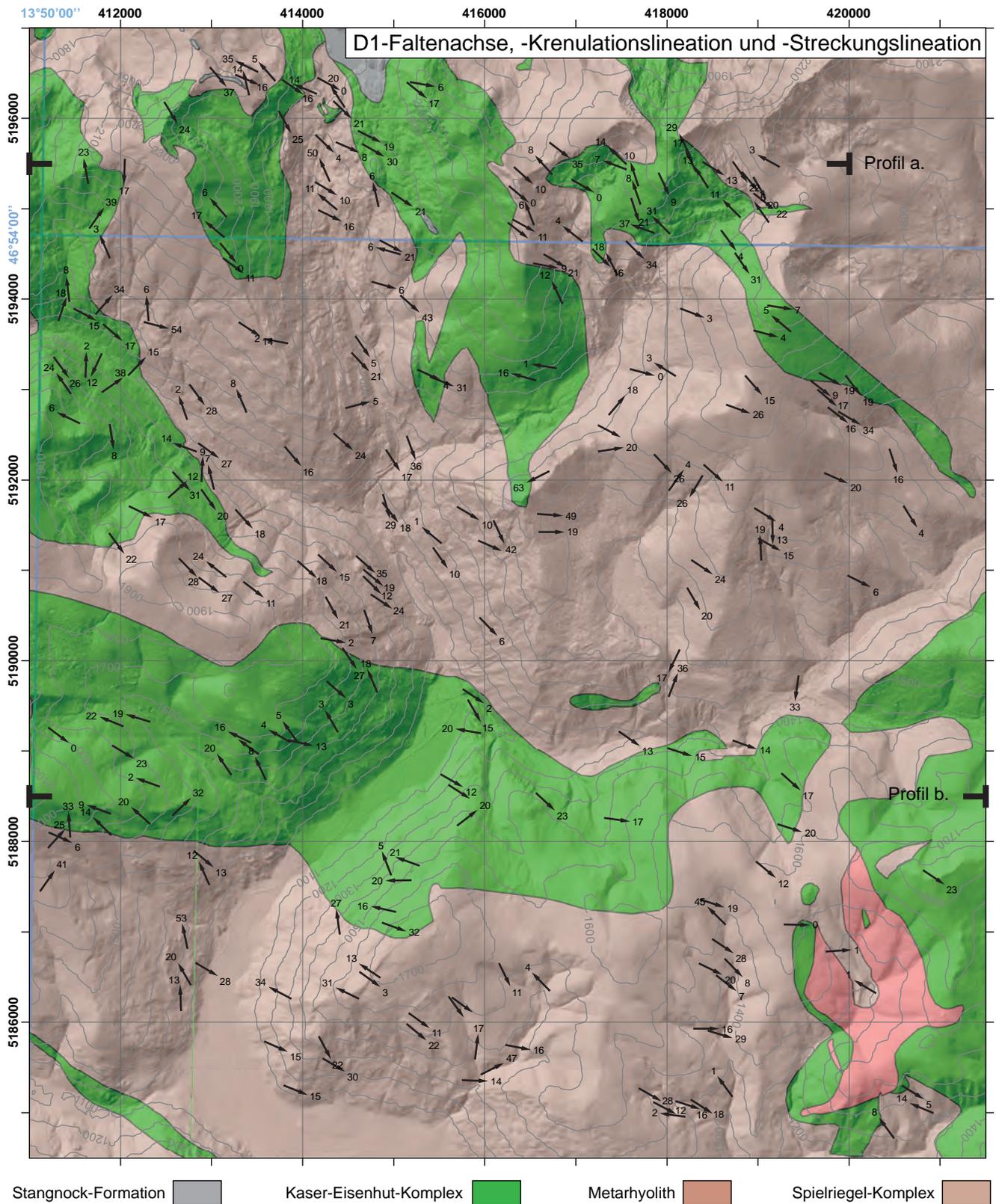


Abb. 7. Karte der D1-Faltenachse, D1-Krenulationslineation und D1-Streckungslineation. Die Nummern bei den Symbolen geben das Abtauchen der Linien an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

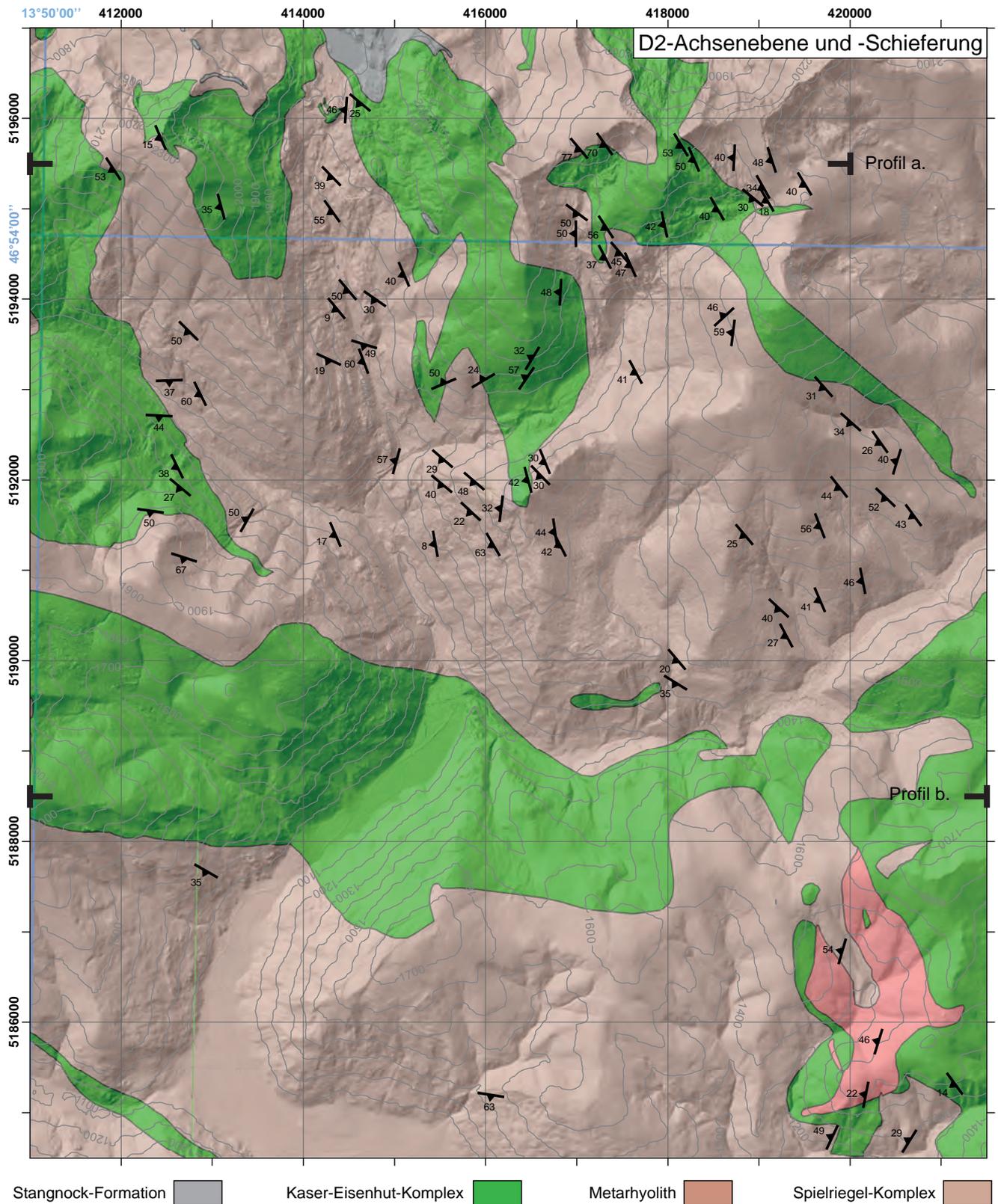


Abb. 8. Karte der D2-Achsenenebene und D2-Schieferung. Die Nummern bei den Symbolen geben den Fallwinkel an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besserer Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

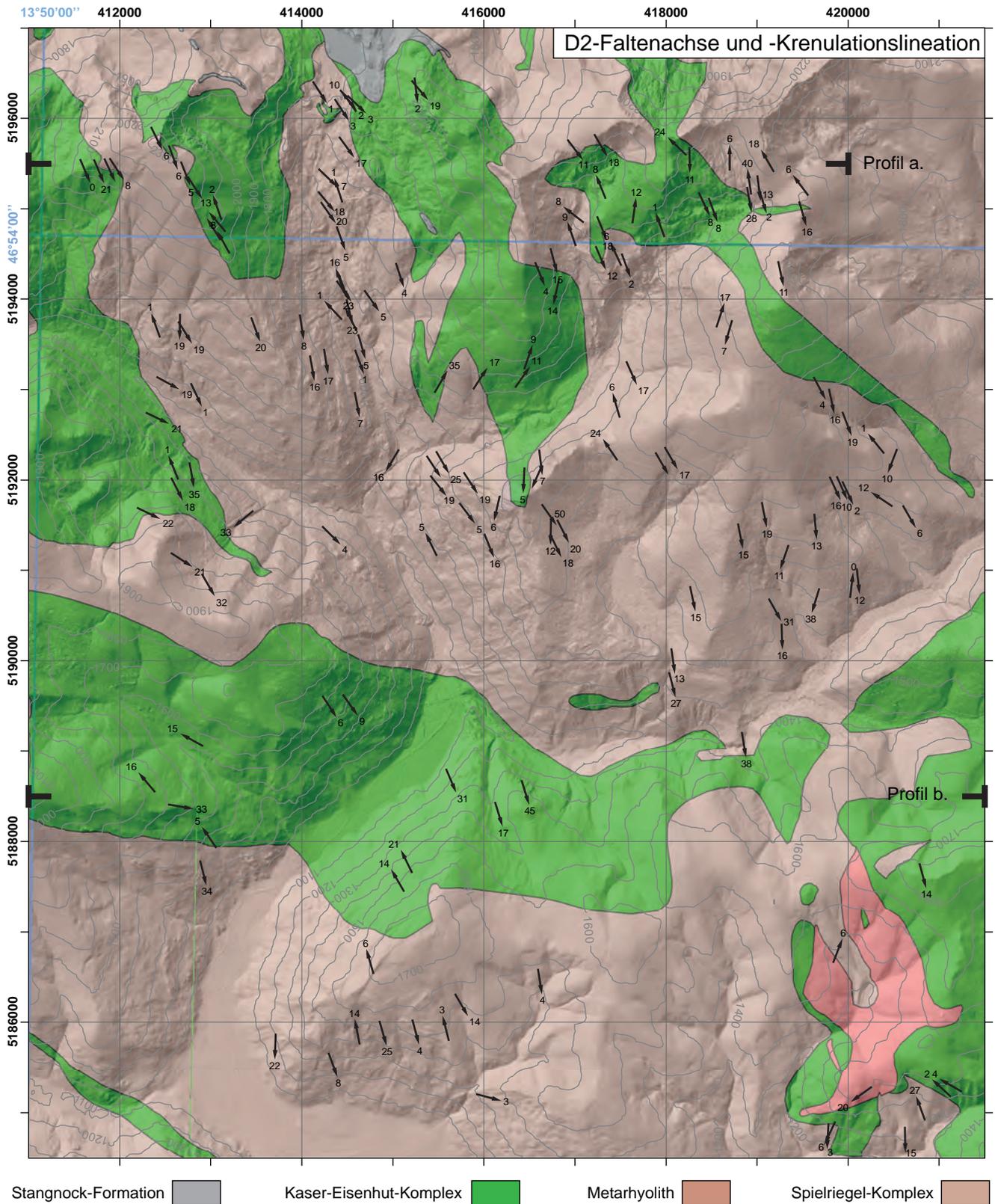


Abb. 9. Karte der D2-Faltenachse und D2-Krenulationslinie. Die Nummern bei den Symbolen geben das Abtauchen der Linien an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

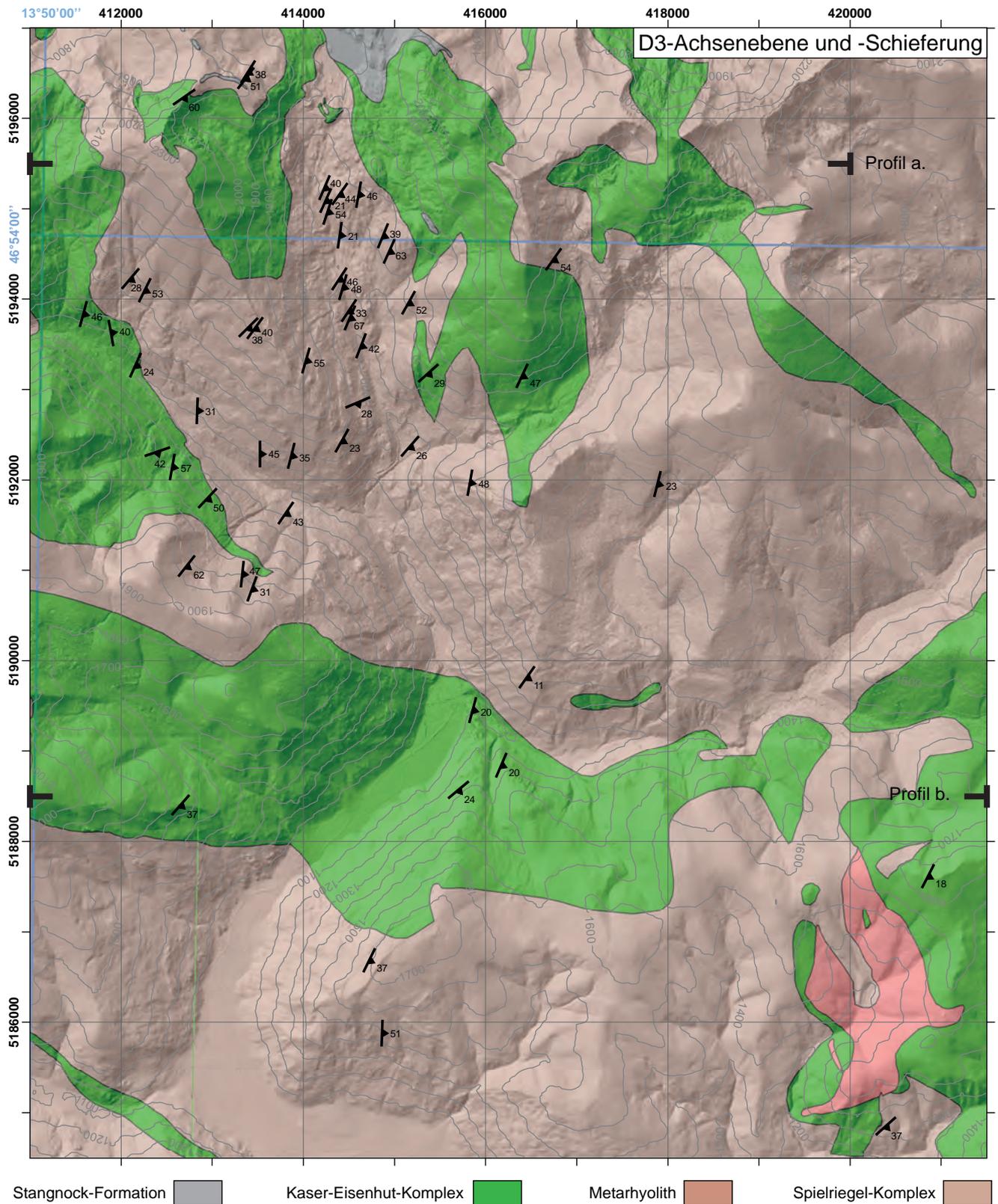


Abb. 10. Karte der D3-Achsebene und D3-Schieferung. Die Nummern bei den Symbolen geben den Fallwinkel an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besserer Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

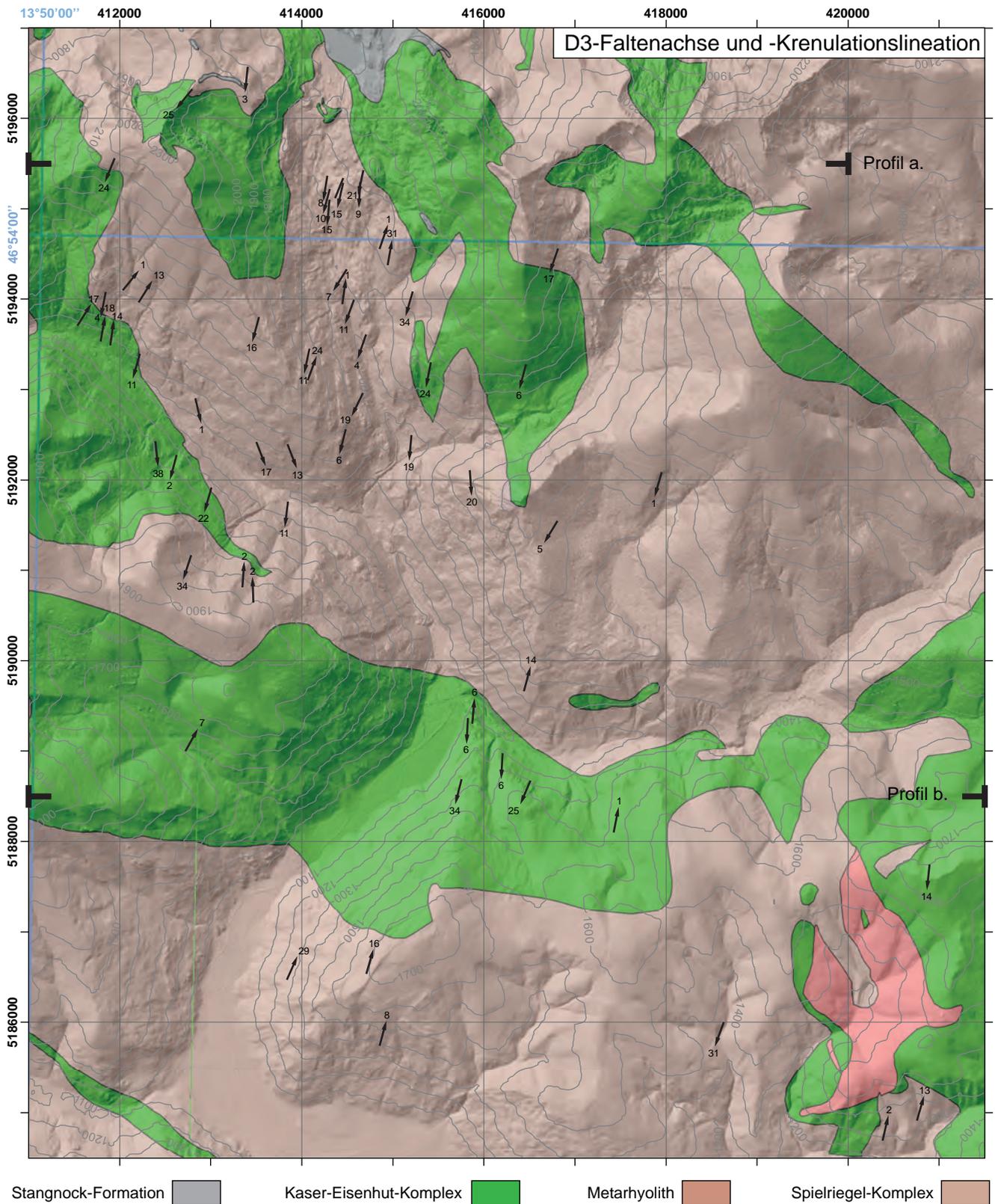


Abb. 11. Karte der D3-Faltenachse und D3-Krenulationslinie. Die Nummern bei den Symbolen geben das Abtauchen der Linien an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besserer Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

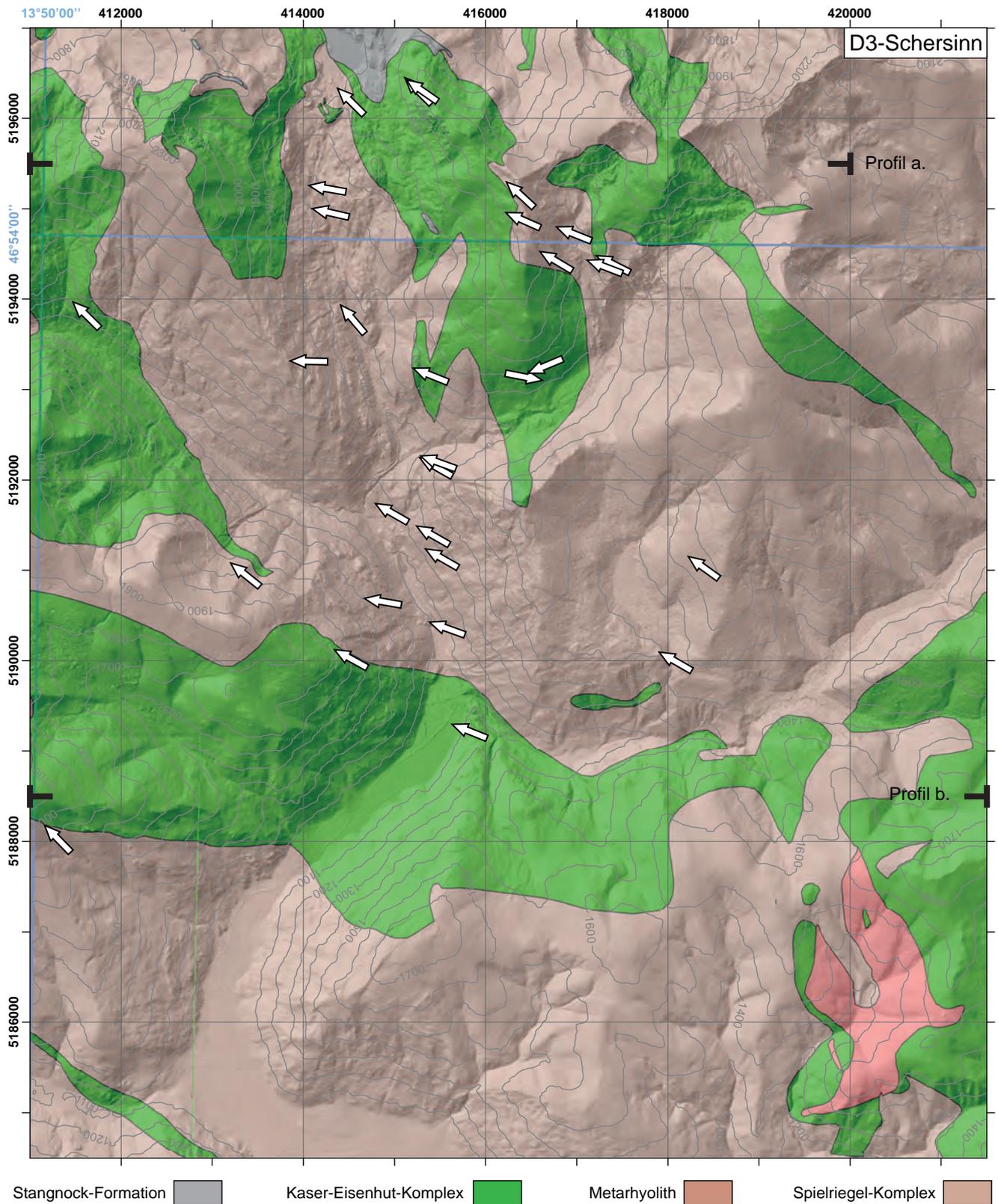


Abb. 12. Karte der D3-Schersinn. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

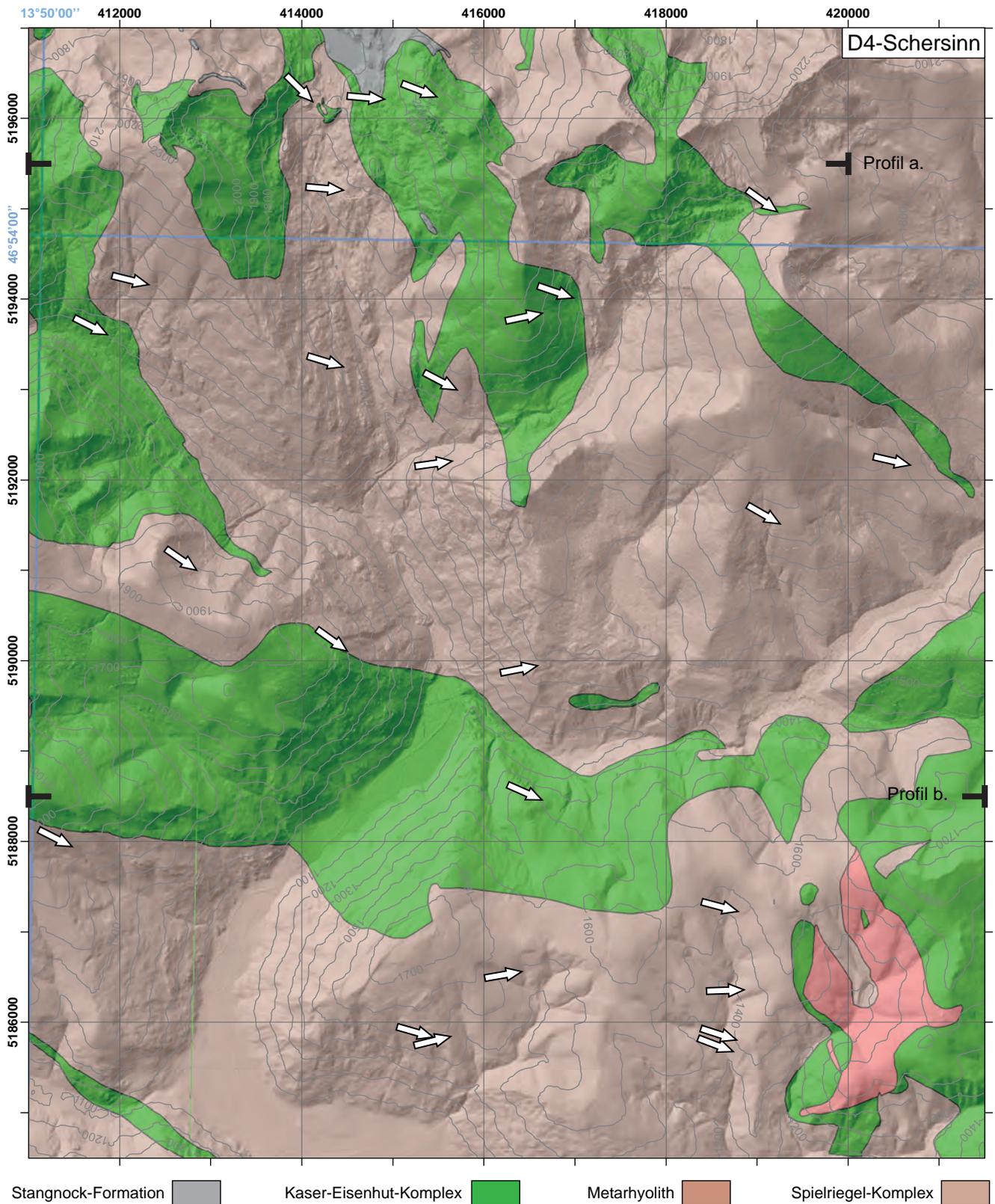


Abb. 13. Karte der D4-Scherrichtung. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besserer Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

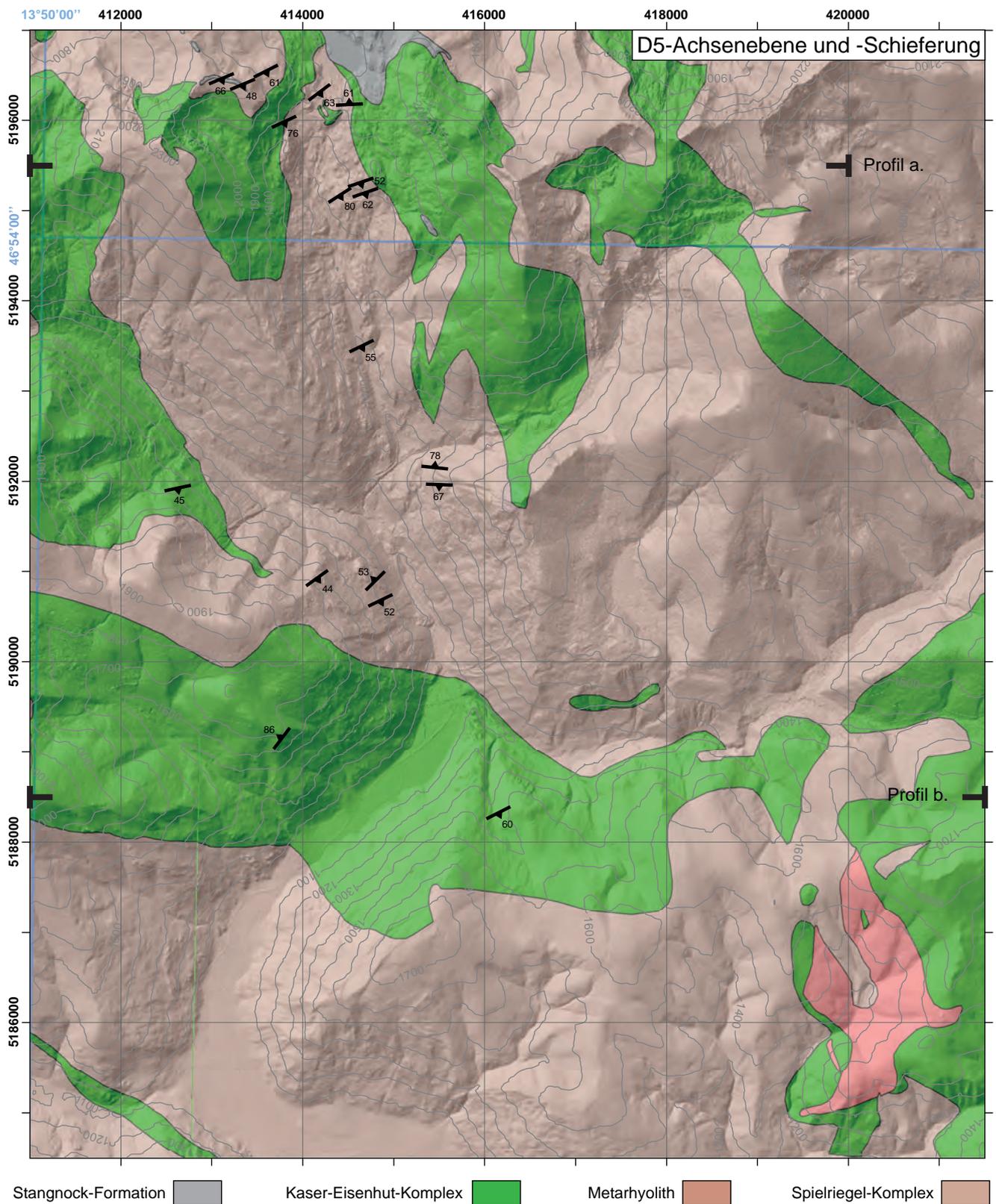


Abb. 14. Karte der D5-Achsebene. Die Nummern bei den Symbolen geben den Fallwinkel an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besseren Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

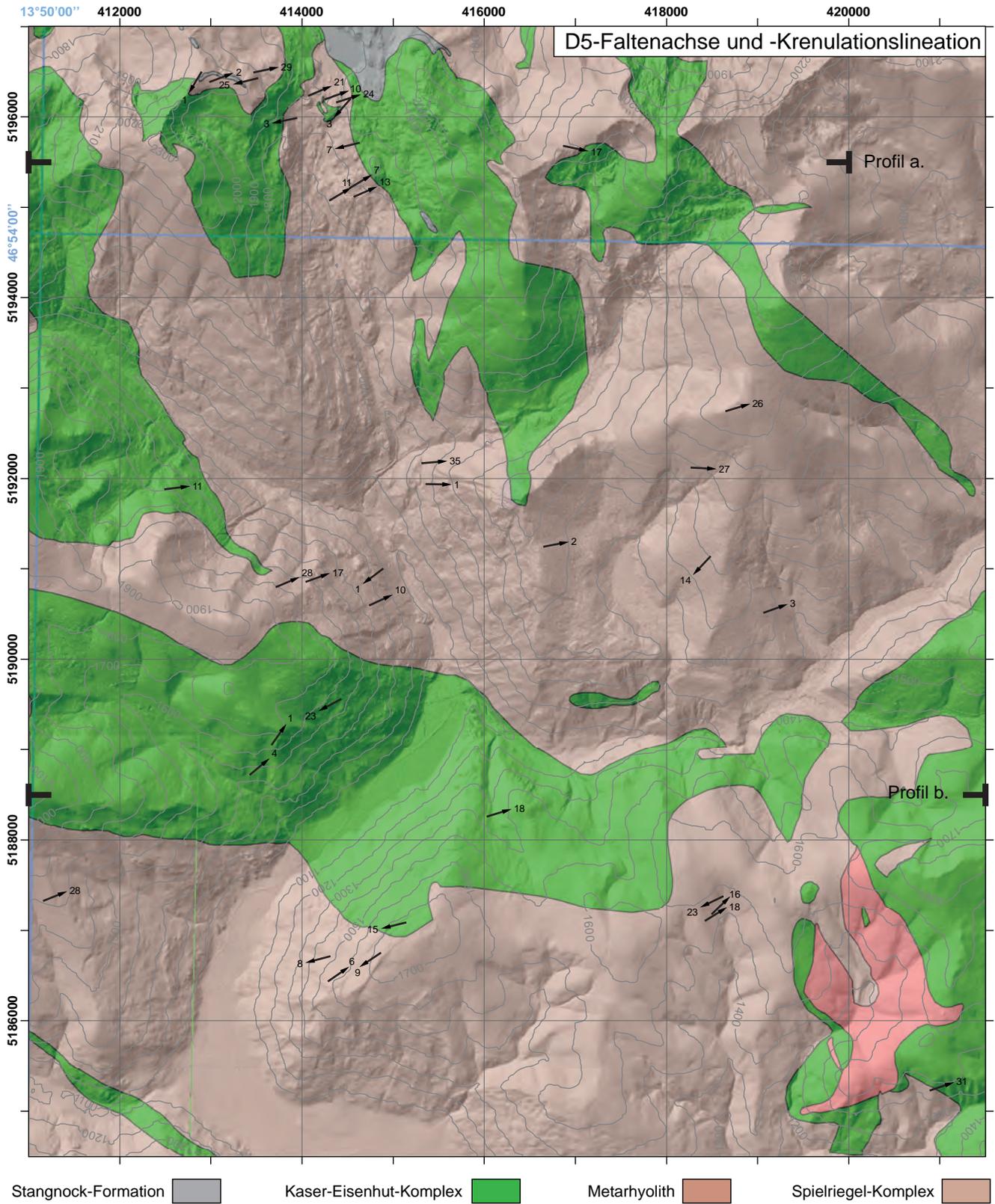


Abb. 15. Karte der D5-Faltenachse und D5-Krenulationslinie. Die Nummern bei den Symbolen geben das Abtauchen der Linien an. Aus Gründen der Anschaulichkeit und besserer Lesbarkeit wurde die Anzahl der Symbole reduziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung.

## Auswirkungen und Schlussfolgerungen hinsichtlich der Tektonik

In diesem Teil wird eine Absolut-Chronologie der tektonischen Events entwickelt. Dies führt zu zusätzlichen Bedingungen, die zusammen mit den aufgenommenen Daten benutzt werden, um zwei geologische Profile zu zeichnen. Abschließend werden die Ergebnisse dieser Studie im Rahmen des Oberostalpins diskutiert.

### Absolut-Chronologie der Events

Basierend auf der zuvor beschriebenen, relativen Chronologie und zusätzlichen Geländebeobachtungen ist es möglich, eine Absolut-Chronologie abzuleiten.

Teile der Strukturprägung der Stolzalpe-Decke muss vor dem Oberkarbon gebildet worden sein, weil die Gesteine der Stangnock-Formation sowohl zum Spielriegel-Komplex als auch zum Kaser-Eisenhut-Komplex diskordant sind (Abb. 5). Die Diskordanz der Stangnock-Formation zu den D1- (und möglicherweise D2-)Strukturen des Spielriegel-Komplexes im Bereich Kornock zeigt, dass der D1-Event (und möglicherweise der D2-Event) variszisch sind. Zusätzlich sind die D1- und D2-Falten im Bereich Eisenhut vom Stolzalpe-Decke/Königstuhl-Teildecke-Kontakt durchschnitten (pers. Komm. C. IGLSEDER). Dieser Kontakt ist jünger als die jüngsten, unterpermischen Gesteine der Königstuhl-Teildecke und deshalb alpidischen Ursprungs (RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989). Der D2-Event ist folglich zwischen variszisch und alpidisch anzusiedeln. Ohne weitere, die Interpretation unterstützende Informationen, wurde die einfachste Lösung gewählt: der D2-Deformationsevent wird im Folgenden als variszisch angenommen. Er könnte aber auch früh-alpidischen Ursprungs sein.

Zwei Events wurden in dem alpidischen Kontakt zwischen Stolzalpe-Decke und Königstuhl-Teildecke bestimmt (HUET & IGLSEDER, 2015). Es wurden penetrative, WNW-gerichtete Deformationsstrukturen beobachtet, welche zu beiden Seiten des Kontakts lokalisierten, und die von ESE-gerichteter, spröde-duktiler Extension überprägt wurde. Die Strukturen des ersten, WNW-gerichteten bzw. des zweiten, ESE-gerichteten Events haben die gleichen Merkmale wie die D3- (bzw. D4-)Strukturen des Inneren der Stolzalpe-Decke. Es wird deshalb angenommen, dass sich die D3-Strukturen durch die alpidische, WNW-gerichtete Stapelung der Stolzalpe-Decke über die Königstuhl-Teildecke gebildet haben. Danach haben sich die D4-Strukturen ebenfalls in alpidischer Zeit entwickelt. Die D5-Strukturen sind folglich auch alpidisch.

Zusammenfassend wird angenommen, dass die D1- und D2-Events variszischen, und die D3-, D4- und D5-Events alpidischen Ursprungs sind.

### Zwei geologische Profile durch die Stolzalpe-Decke

Basierend auf der vereinfachten geologischen Karte (Abb. 5–15), den Geländemessungen bzw. Geländebeobachtungen und dem zuvor hergestellten tektonischen Modell wurden zwei Profile durch das Untersuchungsgebiet und entlang der eo-alpidischen Bewegungsrichtung gezeichnet (Abb. 16). Diese Profile zeigen, dass die Hauptstruktur der Stolzalpe-Decke von D1- und D2-Falten kontrolliert ist. Im Besonderen sind die Grenzen zwischen den Komplexen, die sich in der geologischen Karte mit einer komplizierten Geometrie präsentieren, eigentlich D1–D2-Falteninterferenzstrukturen des Typ-III (i.e. parallele Faltenachsen, wobei die erste Achsenebene von der zweiten verfaltet wird, RAMSAY, 1967). Zusätzlich wird die Ver-

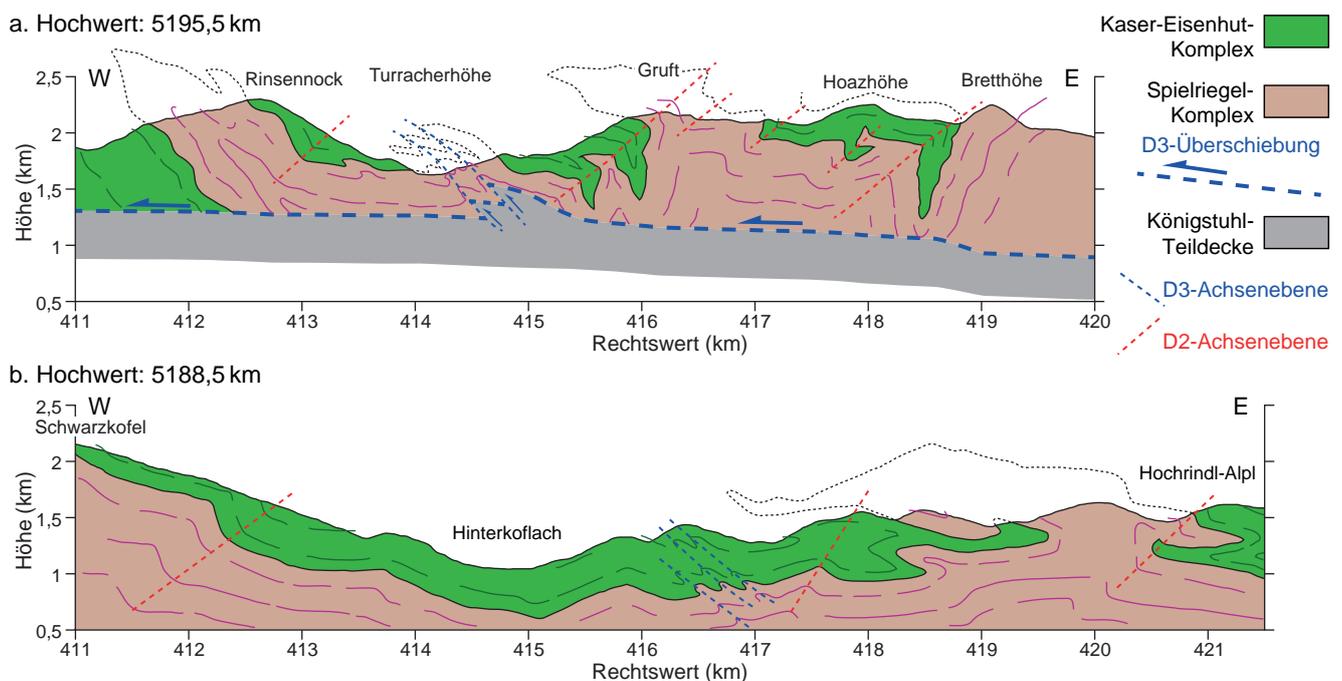


Abb. 16. Zwei W–E-Profile durch das bearbeitete Gebiet. Die Lage der Profile ist in den Karten (Abb. 5–15) eingezeichnet. Die Koordinaten sind im UTM33-Koordinatensystem angegeben.

teilung der D3-Strukturen entlang eines N–S-verlaufenden Korridors folgendermaßen interpretiert: Sie zeigt die Existenz einer WNW-gerichteten „out of sequence“ D3-Überschiebung, welche die Königstuhl-Teildecke im Bereich der Turracher Höhe nach oben bewegt und durch den Stolzalpe-Decke/Königstuhl-Teildecke-Kontakt schneidet. Die Intensität der D3-Deformation nimmt im Untersuchungsgebiet graduell nach Süden ab, weil der Stolzalpe-Decke/Königstuhl-Teildecke-Kontakt nach Süden einfallen muss (es konnten keine oberkarbonen bzw. unterpermischen Gesteine im Tal in der Nähe von Ebene Reichenau gefunden werden). Die N–S-D2- und -D3-Deformationsgradienten, die in den Profilen gezeigt sind, beruhen auch auf der Tatsache, dass höhere strukturelle Niveaus südlich des untersuchten Gebiets exponiert sind.

Diese Profile (Abb. 16) unterscheiden sich wesentlich von bereits publizierten Untersuchungen (GIESE, 1987; LOESCHKE, 1989). Der Hauptunterschied ist, dass in diesen Arbeiten die engen/isoklinalen D1-Falten in ihren Profilen nicht berücksichtigt wurden. Daraus folgend wurde die Wechsellagerung zwischen Komplexen teilweise mit Überschiebungen (die nicht im Gelände beobachtet werden konnten) erklärt und die komplizierte Struktur des Gruft-Hoazhöhe-Bretthöhe Bereichs als eine Kofferfalte interpretiert. Dieser Interpretationsunterschied erklärt zusätzlich, warum die Kaserer- und Eisenhuter-Gruppe getrennt worden war (MULFINGER, 1987; HOLZER & GORITSCHNIG, 1997; PILLER, 2013), im Gegensatz zur modernsten Interpretation (IGLSEDER & SCHUSTER, 2015). Nach den Ergebnissen der hier vorliegenden Arbeit handelt es sich eigentlich um den gleichen Komplex, der von einer D1-Isoklinalfalte verfault wurde.

Diese Profile (Abb. 16) haben ebenfalls Auswirkungen auf die Mächtigkeit der Komplexe. Wegen der starken D1- und D2-Faltung und der Überschneidung der D1- bzw. D2-Strukturen mit der basalen D3-Überschiebung ist es unmöglich, genaue Werte anzugeben. Nichtsdestoweniger zeigen die Profile, dass beide Komplexe mindestens 500 m mächtig sind (Abb. 16). Diese Werte sind konsistent mit den früheren Abschätzungen (MULFINGER, 1987).

### **Auswirkung auf die Tektonik des Oberostalpins**

Vergleichbare alpidische Strukturen, die eine vergleichbare relativ-chronologische Stellung haben, wurden bereits in der Literatur über das Oberostalpin beschrieben.

Der hier beschriebene D3-Event gehört der eo-alpidischen Deckenstapelung an. In den Gurktaler Alpen zeigt dieser Event ebenfalls eine WNW-gerichtete Kinematik in der Murau-Decke, im „Stangalm-Mesozoikum“, im Bundschuh-Priedröf-Komplex und im Radenthein-Komplex (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; VON GOSEN, 1989; KOROKNAI et al., 1999). Diese Kinematik wird in diesen Arbeiten mit der Bildung des eo-alpidischen Orogenkeils in der Kreide assoziiert. Die ESE-gerichtete D4-Deformation wurde ebenfalls in den Gurktaler Alpen beschrieben (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; VON GOSEN, 1989; KOROKNAI et al., 1999). Dieser Event hat zu der Öffnung des Krappfeld-Beckens geführt und ist in die Oberkreide datiert worden (VON GOSEN & THIEDIG, 1980; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989). Die jüngsten Strukturen, offene Falten mit ungefähr E–W-strei-

chenden Faltenachsen, welche die gleichen Merkmale wie die D5-Falten haben, wurden ebenfalls gefunden (NEUBAUER, 1987); ihre Datierung ist unklar (prä- oder post-Gosau).

Die Steinach-Decke in den Stubai Alpen entspricht der Stolzalpe-Decke westlich des Tauernfensters (TOLLMANN, 1977). Das Ötztal-Stubai-Kristallin und seine Bedeckung (Brenner-Mesozoikum) entsprechen dem Bundschuh-Priedröf-Komplex mit dem „Stangalm-Mesozoikum“ (STOWASSER, 1956; TOLLMANN, 1977). In den Stubai Alpen wurde die folgende tektonische Sequenz beschrieben (ROCKENSCHAUB et al., 2004): Westgerichtete duktile und spröde duktile Überschiebungen (Kreide), E/SE-gerichtete Extension (Oberkreide) und WNW/NW-gerichtete Verkürzung (Paläogen). Diese Sequenz ist vergleichbar mit der hier beschriebenen tektonischen Sequenz.

Zusammenfassend scheint die kreidezeitliche eo-alpidische Deckenstapelung mit W/WNW-gerichteter Kinematik sowohl im Drauzug-Gurktal-Deckensystem als auch im Ötztal-Bundschuh-Deckensystem auf beiden Seiten des Tauernfensters zu finden zu sein. Diese Deckensysteme wurden in der Oberkreide von einer E/ESE-gerichteten Extension überprägt. Die Bewegungsrichtungen während der Bildung und Zerstörung des Oberostalpin-Deckenstapels (der höchsten strukturellen Einheit des eo-alpidischen Orogens) sind entlang von E–W-Richtungen orientiert, wie schon lange vorgeschlagen wurde (RATSCHBACHER et al., 1989; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989). Aus dieser Tatsache sollten geologische Profile im Oberostalpin, wie in der hier vorliegenden Arbeit, parallel zur E–W-Transportrichtung der eo-alpidischen Deformation gezeichnet werden.

### **Auswirkungen auf Massenbewegungen**

Im untersuchten Gebiet sind mehrere Bereiche durch Massenbewegungen beeinflusst. In diesem Textabschnitt werden die Auswirkungen der zuvor beschriebenen Strukturen auf diese Massenbewegungen diskutiert.

Nach der Manuskriptkarte, die von Hans-Peter Schönlaub hergestellt wurde, befinden sich sechs größere Massenbewegungen in der Nähe von Ebene Reichenau (durch Buchstaben in Abbildung 17 und Tabelle 1 gekennzeichnet). Die Merkmale dieser Massenbewegungen sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Die Massenbewegungen entwickeln sich in beiden Komplexen und schneiden durch die lithologischen Grenzen. Die Lokalisierung der Massenbewegungen im Spielriegel-Komplex ist konsistent mit dem hohen Glimmer/Serizit-Gehalt des Quarzphyllits, der dort die dominierende Lithologie ist. Dagegen ist die Häufigkeit der Massenbewegungen im Kaser-Eisenhut-Komplex überraschend, weil dort die metabasischen Gesteine weniger zu Massenbewegungen zu neigen scheinen. Die Ausbildung von Chlorit entlang von Klüften, Störungen und der sedimentären Schichtung könnte wegen der relativ niedrigen inneren Reibung (MOORE & LOCKNER, 2004) eine Erklärung sein.

Die Orientierung der Abrissnischen ist normal zur Bewegungsrichtung der Massenbewegungen und zur maximalen Hangneigung. Das zeigt, dass die Beeinflussung der Massenbewegungen durch die geologischen Strukturen nur klein ist und dass diese viel stärker von der Topo-

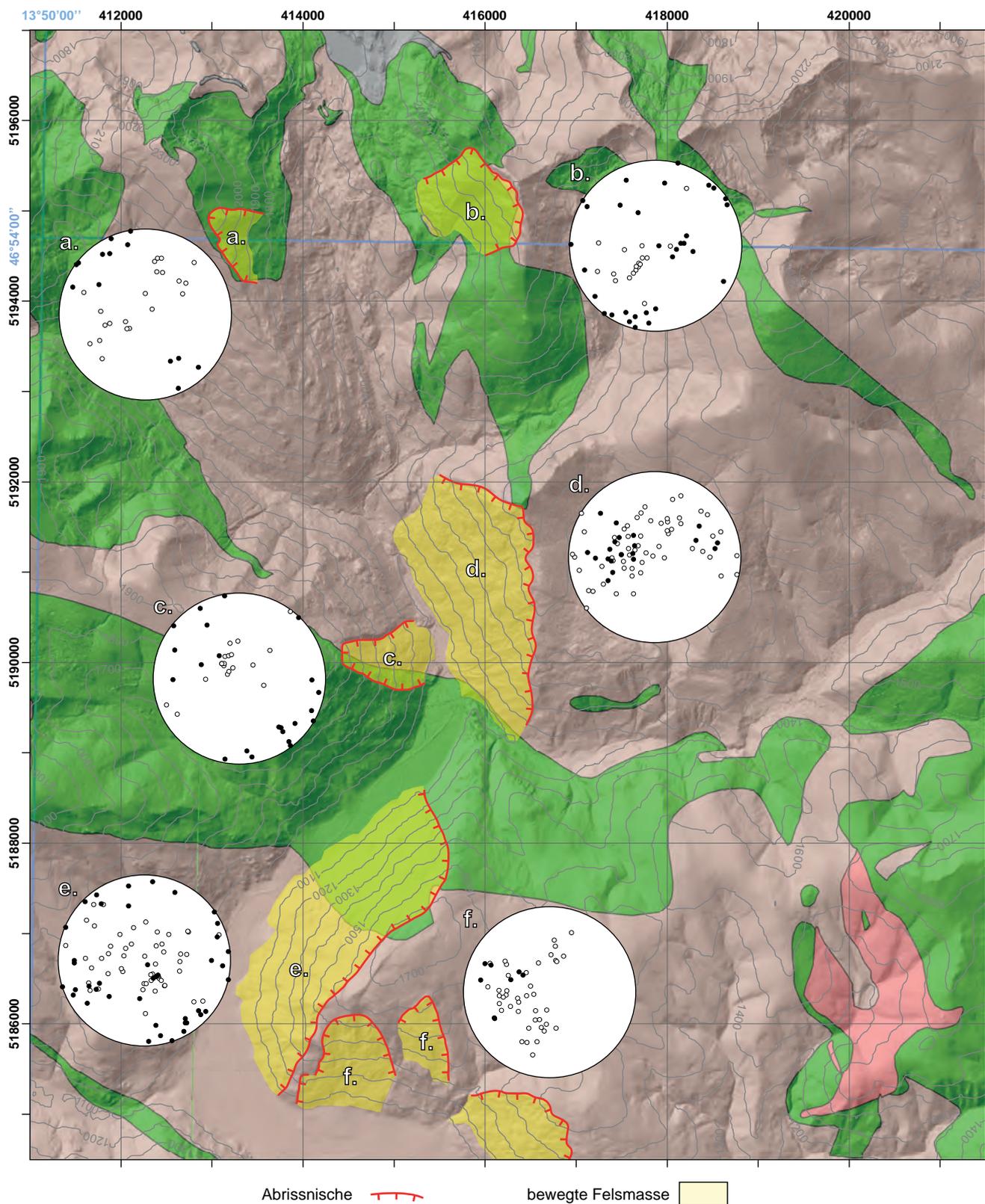


Abb. 17. Karte der größeren Massenbewegungen, modifiziert nach der Manuskriptkarte von Hans-Peter Schönlaub. Jedes Schmidt'sche Netz enthält die Daten, die in und in der Nähe einer Massenbewegung gemessen wurden. Die sedimentären Schichten (weiße Punkte) und die Klüfte bzw. Störungen (schwarze Punkte) sind als Polpunkte auf der unteren Halbkugel projiziert. Abgedeckte geologische Karte im UTM33-Koordinatensystem. Die Isohypsen wurden basierend auf der SRTM-Topografie (FARR et al., 2007) gerechnet. Hillshadekarte aus dem Amt der Kärntner Landesregierung. Die lithologische Legende ist gleich wie in den Abbildungen 5 bis 15.

Ref.	Lokalität	Komplex	Bewegungsrichtung	Hangneigung	Fläche
a	S von Rinsennock	KEK	nach ENE	36°	0,27 km <sup>2</sup>
b	W von Gruft	KEK (SPK)	nach WSW	25°	0,88 km <sup>2</sup>
c	W von ER	SPK (KEK)	nach E	30°	0,51 km <sup>2</sup>
d	E von ER	SPK (KEK)	nach WSW	26–30°	2,80 km <sup>2</sup>
e	E von Vorwald	SPK u. KEK	nach WNW	31°	3,44 km <sup>2</sup>
f	N von Zedlitzdorf	SPK	nach S	29°/22°	0,72/0,34 km <sup>2</sup>

Tab. 1.

Merkmale der wichtigsten Massenbewegungen des untersuchten Gebiets. ER: Ebene Reichenau; SPK: Spielriegel-Komplex; KEK: Kaser-Eisenhut-Komplex. Der Hangneigungswinkel ist ein statistischer Mittelwert.

grafie beeinflusst werden. Die Aufschlussverhältnisse sind in der Nähe der Abrissnischen der Massenbewegungen meist sehr schlecht. Eine direkte Beobachtung einer Abrissnische war deshalb nur auf dem Gruftgipfel (Massenbewegung **b**, UTM33 416373/5195159) möglich. In diesem Aufschluss finden sich zwei miteinander verbundene, ungefähr senkrechte Hauptklufsysteme, die normal zur sedimentären Schichtung sind. Diese zwei Systeme bilden eine durchgehende, planare Schwächezone, die parallel zur Bergkante orientiert ist und als Abrissnische von der Massenbewegung benutzt wurde. Diese Beobachtung zeigt, dass alle Abrissnischenrichtungen möglich sind, wenn mindestens zwei steil geneigte, verbundene Klufsysteme existieren. Solche Systeme wurden in den Massenbewegungen **b** und **e** beobachtet (Abb. 17).

Das planare D1-Gefüge ist meist schwach geneigt. Die D2-Achsebene fällt nach WSW ein, was mit einer Reaktivierung in den größeren Massenbewegungen (Abb. 17b, d, e) konsistent sein könnte. Trotzdem sind diese Achsebenen nur selten als Krenulationsschieferung ausgebildet. Die Orientierung der D3-Achsebenen und der dominierenden, ESE-einfallenden D4-Abschiebungen ist konsistent mit einer Reaktivierung in den kleineren Massenbewegungen (Abb. 17a, c). Die D5-Achsebene ist steil und präsentiert sich oft als Kluft, ist aber nicht häufig genug, um eine wichtige Rolle in der Entwicklung von Massenbewegungen zu spielen (Abb. 17b, d, e). Die planaren Strukturen der zuvor beschriebenen tektonischen Strukturen haben deshalb nur ein niedriges Reaktivierungspotenzial.

Die Orientierung der sedimentären Schichtung in den Massenbewegungen ist durch Faltung sehr variabel und jeder Fall muss getrennt betrachtet werden (Abb. 17). In den Massenbewegungen **b** und **c** fällt die sedimentäre Schichtung hangwärts ein. In Massenbewegung **a** fällt

die sedimentäre Schichtung teilweise nach NE, in Massenbewegung **d** hauptsächlich nach WSW. In Massenbewegung **e** fällt die dominierende, sedimentäre Schichtung nach WNW. In Massenbewegung **d** befindet sich eine sedimentäre Schichtungsgruppe, die nach Süden einfällt. In nur vier Fällen ist die Einfallsrichtung der sedimentären Schichtung parallel zur Hangneigungsrichtung und deshalb ein potenzieller Gleithorizont.

Basierend auf diesen Beobachtungen wird ein vorläufiges Modell für die größeren Massenbewegungen des untersuchten Gebiets vorgeschlagen. Der wichtigste Versagensmechanismus könnte Gleiten sein. Der Abriss würde sich an steil geneigten, verbundenen Klufsystemen entwickeln und der Gleithorizont würde sich an hangauswärts fallender, sedimentärer Schichtung ausbilden. Wegen des hohen Gehalts an Schichtsilikaten in den Gesteinen beider Komplexe ist das Gleitpotenzial dieser planaren Trennflächen wahrscheinlich höher. Dieses Modell sollte durch zusätzlichen Geländebeobachtungen und Messungen überprüft werden.

## Dank

Mein herzlicher Dank gilt CHRISTOPH IGLSEDER (der mir angeboten hat, in den Gurktaler Alpen zu arbeiten und für seine unzerstörbare Motivation), BERNHARD GRASEMANN (für seinen wichtigen Input) und der Familie LASSNIG (für die Gastfreundlichkeit und den köstlichen Speck zum Frühstück). Ich bedanke mich ebenfalls bei ANDREAS GERNER (sehr viel!), ANNA ROGOWITZ, ERICH DRAGANITS, CHRISTIAN CERMAK und CHRISTOPH JANDA für ihre Geduld bei der Verbesserung des Textes.

## Literatur

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie, la méthode des dièdres droits. – Bulletin de la Société Géologique de France, **19**, 1309–1318, Paris.
- FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSELEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. & ALSDOR, D. (2007): The Shuttle Radar Topography Mission. – *Rev. Geophys.*, **45**, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- GIESE, U. (1987): Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke – Geologie, Petrologie und Geochemie. – Unveröffentlichte Dissertation Univ. Tübingen, 222 S., Univ. Tübingen.
- VON GOSEN, W. (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawaken (Österreich). – *Geotektonische Forschungen*, **72**, 247 S., Stuttgart.
- VON GOSEN, W. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1979**, 313–335, Wien.
- HOLZER, R. & GORITSCHNIG, C. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 1984 Ebene Reichenau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 348–349, Wien.
- HUET, B. & IGLSEDER, C. (2015): WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf eoalpidine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin). – *Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Müürztal* 21.–25. September 2015, 213–214, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2015): Lithostratigraphy in low-grade metamorphic rocks – Examples from the Upper Austroalpine Stolzalpe Nappe and Bundschuh Nappe (Eastern Alps/Europe). – *Strati 2015, Graz*. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, **21**, 173, Graz.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 277–295, Zürich.
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geologische Rundschau*, **78/2**, 599–616, Stuttgart.
- MOORE, D.E. & LOCKNER, D.A. (2004): Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals. – *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2003JB002582.
- MULFINGER, H. (1987): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131/3**, 467–468, Wien.
- NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–236, Wien (Deuticke).
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272**, 125–157, Amsterdam (Elsevier).
- PILLER, W.E. (Ed.) (2013): *The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (Sedimentary Successions) – Volume 1 – The Paleozoic Era(them)*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 136 S., Wien.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – 568 S., New York (McGraw-Hill Companies).
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – *Geological Society Special Publication*, **45**, 243–262, London.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Boulder.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10/2**, 257–272, Washington.
- ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., BURGER, U., DECKER, K., KIRSCHNER, H., MAURER, C., MILLEN, B., POSCHER, G., PRAGER, C. & REITER, F. (2004): Umwelttektonik der östlichen Stubai Alpen und des Wipptals. Eine sprödetektonische Grundlagenstudie zur Evaluierung hydrologisch-wasserwirtschaftlicher und geogener Risiken. – *Endbericht zu Projekt TC 12 der Bund-Bundesländer-Kooperation*, 229 S., Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 75–199, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen*. – XVI + 710 S., Wien (Deuticke).