

Fernerkundung mit Hilfe von Orthofotos und Geländemodellen in der Geologie – Beispiele aus den nördlichen Kalkalpen

Hugo Ortner

Institut für Geologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck

Kurzfassung

In dieser Arbeit wird an drei Beispielen gezeigt, wie die geologische Aufnahme von Festgesteinen durch die Verwendung und Interpretation von Fernerkundungsdaten verbessert werden kann. Das erste Beispiel aus dem Achenseegebiet im bewaldeten Bereich Natterwand und Ampelsbach zeigt, wie durch Interpretation der Schummerung des digitalen Höhenmodells mit 1 m Auflösung der Verlauf der Schichtung im gut gebankten Dolomiten und Kalken der Obertrias kartiert werden kann. Damit können synsedimentäre Störungen identifiziert werden, die möglicherweise das Aufwachsen eines jüngeren Riffs kontrollieren. Im zweiten Beispiel aus gut gebankten Kalken der Mitteltrias an der Zugspitze wird demonstriert, wie im unzugänglichen Hochgebirge aus der Kartierung des Verlaufs der Schichtung mit verschiedenen Methoden Orientierungsdaten ermittelt werden können. Diese Daten werden für eine 3D-Modellierung der Schichtung weiterverwendet. Mit Hilfe des Vergleichs der modellierten mit der beobachteten Schichtung wird die Validität des Modells überprüft. Der modellierte Schichtverlauf zeigt, wo die Mächtigkeit der Karbonatplattform zunimmt, bzw. wo sie tektonisch abgeschnitten wird. Das dritte Beispiel von der Zimba im Rätikon zeigt, wie aus der Interpretation von Geländefotografien Strukturen identifiziert werden können, die mit Hilfe von Orthofotos auf die geologische Karte gebracht werden können.

Abstract

This paper demonstrates in three case studies how the interpretation of remote sensing data can supplement and improve geological field work. In the first example from the Achensee region in the forested Ampelsbach and Natterwand area the trace of bedding in well-bedded Upper Triassic dolomites and limestones is mapped in a hillshade of a 1 m resolution digital elevation model. This allows the identification of synsedimentary normal faults that may control the nucleation of a younger carbonate platform. In second example from the western part of the Zugspitze massif, the trace of bedding is mapped in well-bedded Middle Triassic limestones in the rugged, inaccessible, high alpine west face of the Schneefernerkopf. The trace of bedding is used to extract bedding orientations. These are used to build a 3D model of bedding. To check the validity of the model, the observed and modelled trace of bedding is compared. The modelled bedding allows to recognize, where the thickness of the carbonate platform increases, and where it is truncated by faults. In the third example from the Zimba in the Rätikon mountains structures are identified in field photographs and then located on orthophotographic images to bring it onto the geologic map.

1. Einleitung

In den letzten 10 Jahren sind im alpinen Raum von den öffentlichen Ämtern flächendeckend sowohl hochauflösende Orthofotos als auch Laserscans erstellt worden. Die Daten sind in verschiedener Form erhältlich. Hochauflösende Orthofotos und die Schummerung des Geländemodells oder Oberflächenmodells mit 1 m Auflösung sind über *Web-Clients* oder *Web Map Services (WMS)* verfügbar. Diese Daten können in verschiedener Weise für die geologische Aufnahme eingesetzt werden und bilden eine wichtige Ergänzung zur geologischen Aufnahme im Gelände. Das gilt sowohl im bewaldeten Gelände, wo Laserscans durch die Vegetation "hindurchsehen" können, als auch im unzugänglichen Hochgebirge, wo Orthofotos eine große Hilfe sind. Vor allem die Kombination verschiedener Fernerkundungsdaten birgt ungeahnte Möglichkeiten, die Geländeaufnahme zu verbessern und vorzubereiten.

In diesem Beitrag soll mit Hilfe einiger Beispiele demonstriert werden, wie Fernerkundungsdaten bei der Kartierung, der tektonischen Interpretation und strukturellen Auswertung, bis hin zur 3D-Modellierung eingesetzt werden können. Die hier angeführten Beispiele stammen aus verschiedenen Teilen der westlichen nördlichen Kalkalpen.

2. Anwendung von Fernerkundungsdaten

2.1 Anwendung von Schummerungskarten zur Kartierung im bewaldeten Gelände – Ampelsbach und Natterwand in den Brandenberger Alpen

Das Gebiet nördlich des Rofengebirges bzw. westlich des Gufferts hat Mittelgebirgscharakter und ist dominiert von bewaldetem Gelände (Abb. 2a). Die Aufschlussverhältnisse sind nicht schlecht, aber dem Kartierer fehlt im Wald die Übersicht. Das Beispiel vom oberen Ampelsbach und der Natterwand zeigt, wie mit Hilfe der Schummerung des Geländemodells Daten erhoben werden können, die weit über das hinausgehen, was der Kartierer im Gelände sehen kann. Das kann

anhand des Vergleiches der detaillierten geologischen Kartierung von Sausgruber (1994) mit den Ergebnissen der Auswertung der Laserscans demonstriert werden.

Die Schichtfolge im hier diskutierten Gebiet reicht dem der Obertrias mit dem Hauptdolomit dem Plattenkalk, Kössen-Fm., und dem Oberrhätalkalk bis in die obere Unterkreide. Die verschiedenen Schichtglieder des Lias und Dogger (Adnet-Fm., Scheibelberg-Fm., Allgäu-Fm. und Chiemgau-Fm.) sind geringmächtig und werden hier nicht weiter unterschieden. Sie sind in den Karten unter der Signatur der Allgäu-Fm. zusammengefaßt. Im Malm werden die Radiolarite der Ruhpolding-Fm., die Ammergau-Fm. und geschüttete bioklastische Kalke innerhalb der Ammergau-Fm. unterschieden, die Barmsteinkalken entsprechen, und als Oberalm-Fm. ausgehalten werden (Sausgruber, 1994). Die Kreide ist durch die Schrambach-Fm. vertreten.

Diese Schichtfolge befindet sich am südlichen, überkippten Schenkel der Thiersee-Synklinale im Hangenden der Achentaler Überschiebung (Abb. 1), die in diesem Bereich mindestens 5 km Versatz hat (vgl. Ortner, 2003a). Die Interpretation der Größe des Versatzes ist allerdings stark abhängig von der Interpretation der Richtung des Transports (Ortner & Gruber, 2011). Die Schichtung fällt mittelsteil bis steil nach Süden ein und ist überkippt (Abb. 2e). Aus diesem Grund entspricht die Kartenansicht im gezeigten Kartenausschnitt grob einem E-W Profilschnitt durch die Einheiten der Obertrias bis in die Kreide.

Die triassischen Schichtglieder, vor allem der Hauptdolomit und der Plattenkalk sind im wesentlichen gut im m-Abstand gebankte Karbonate. Die Schichtung der Karbonate ist im Geländemodell erkennbar, und in vielen Fällen sind charakteristische Bankfolgen erkennbar (siehe Inset in Abb. 2b), die es ermöglichen, Leithorizonte innerhalb dieser Einheiten zu verfolgen (Abb. 2c). Dadurch wird es möglich, innerhalb dieser Abfolgen synsedimentäre Abschiebungen zu kartieren, die teilweise innerhalb der obertriassischen Gesteine plombiert sind. Die Kössen-Fm.

ist im Geländemodell durch eine Depression markiert. Die schwankende Breite dieser Depression zeichnet die schwankende Dicke der Kössen-Fm. nach, die verursacht wird durch Abschiebungen, die innerhalb der Kössen-Fm. plombiert werden. Im betrachteten Kartenausschnitt ergibt sich das Bild von Halbgräben, die von ungefähr ostfallenden Abschiebungen verursacht werden. Der Oberrhätalk über der Kössen-Fm. zeigt im Geländemodell deutliche Klinoformen, die mit der Kössen-Fm. verzahnen (Abb. 2d, e). Die Klinoformen verzahnen im Kartenbild sowohl nach Westen als auch nach Osten, und der Nukleus der Plattform scheint über der mittleren Abschiebung zu liegen, die aber nicht bis in die Kössen-Fm. reicht. Nachdem die Karbonatplattform auf festem Untergrund, d.h. dem Hauptlithodendronkalk aufgewachsen sein sollte (Fabricius, 1966), ist davon auszugehen, dass die 3D-Geometrie der Plattform zum beobachteten Erscheinungsbild führt. Vermutlich ist der Kern der Plattform nach unten im Untergrund, oder nach oben in der Luft

zu suchen, und die Verzahnungsrichtung der Klinoformen hat eine Komponente nach oben oder nach unten. Im Aufwachsgebiet der Plattform sollte die mittlere Abschiebung den Plattenkalk durchtrennen, und im Hangendblock dieser Abschiebung sollte die Kössen-Fm. ausfallen. Das Bild der Klinoformen im Geländemodell sollte geometrisch einem Schnitt durch den Rand einer oben abgeflachten Kugelkalotte entsprechen, wobei unklar ist, ob sich die Kalotte nach oben in die Luft oder nach unten in den Untergrund fortsetzt. Diese Kleinräumigkeit der Halbgräben und des Reliefs, auf dem die Karbonatplattform des Oberrhätalks aufgewachsen ist, und der Karbonatplattform selbst spricht gegen Faziesmodelle für das Norium mit 10er km großen Becken und Riffen, wie sie z.B. von Hillebrandt & Kment (2009); und von Hillebrandt & Krystyn (2009); Krystyn, et al. (2005) vorgeschlagen wurden.

Die Schichtglieder des Jura und der Kreide sind im Unterschied zu denen der Trias nicht aus der

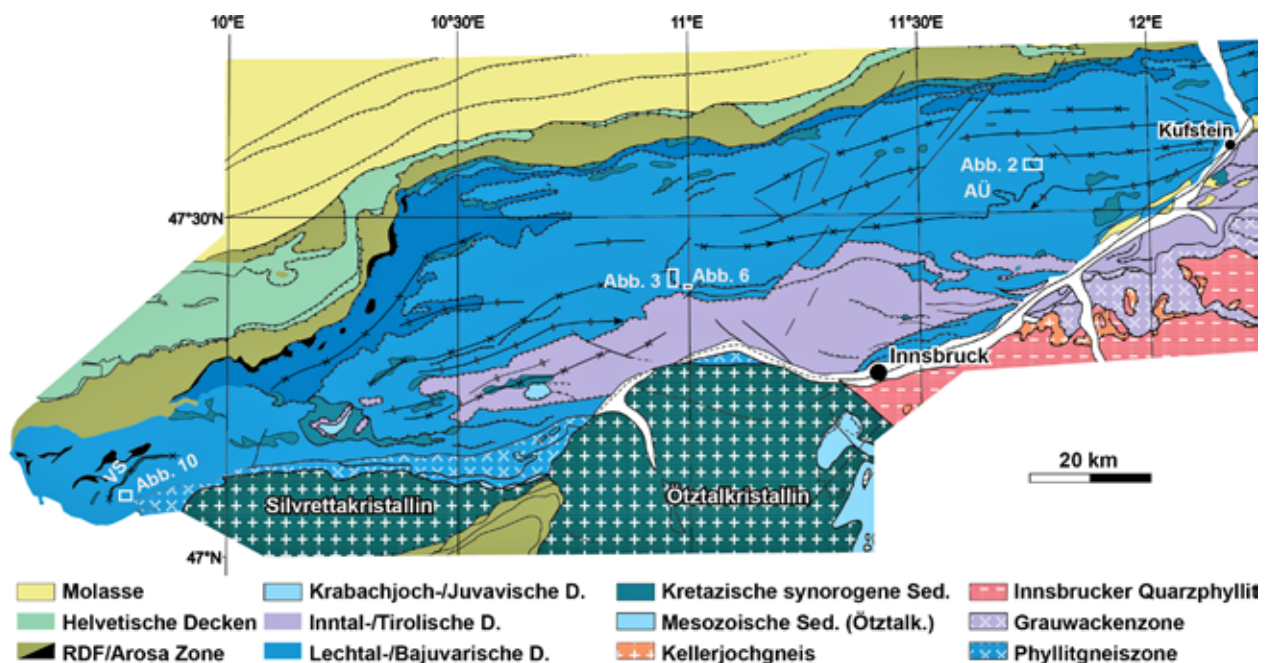


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der westlichen Nördlichen Kalkalpen mit den Lokalitäten der hier gezeigten Abbildungen. Abkürzungen: AÜ...Achtentaler Überschiebung, VS...Valbona-Synklinale, RDF...Rhenodanubischer Flysch, D...Decke(n), Sed...Sedimente. Verändert nach Ortner (2003b).

Fig. 1: Tectonic map of the western part of the Northern Calcareous Alps. The positions of the figures presented in this paper are indicated. Abbreviations: AÜ...Achtental thrust, VS...Valbona syncline, RDF...Rhenodanubian Flysch, D...thrust sheet(s), Sed...sediments. Adapted from Ortner (2003b).

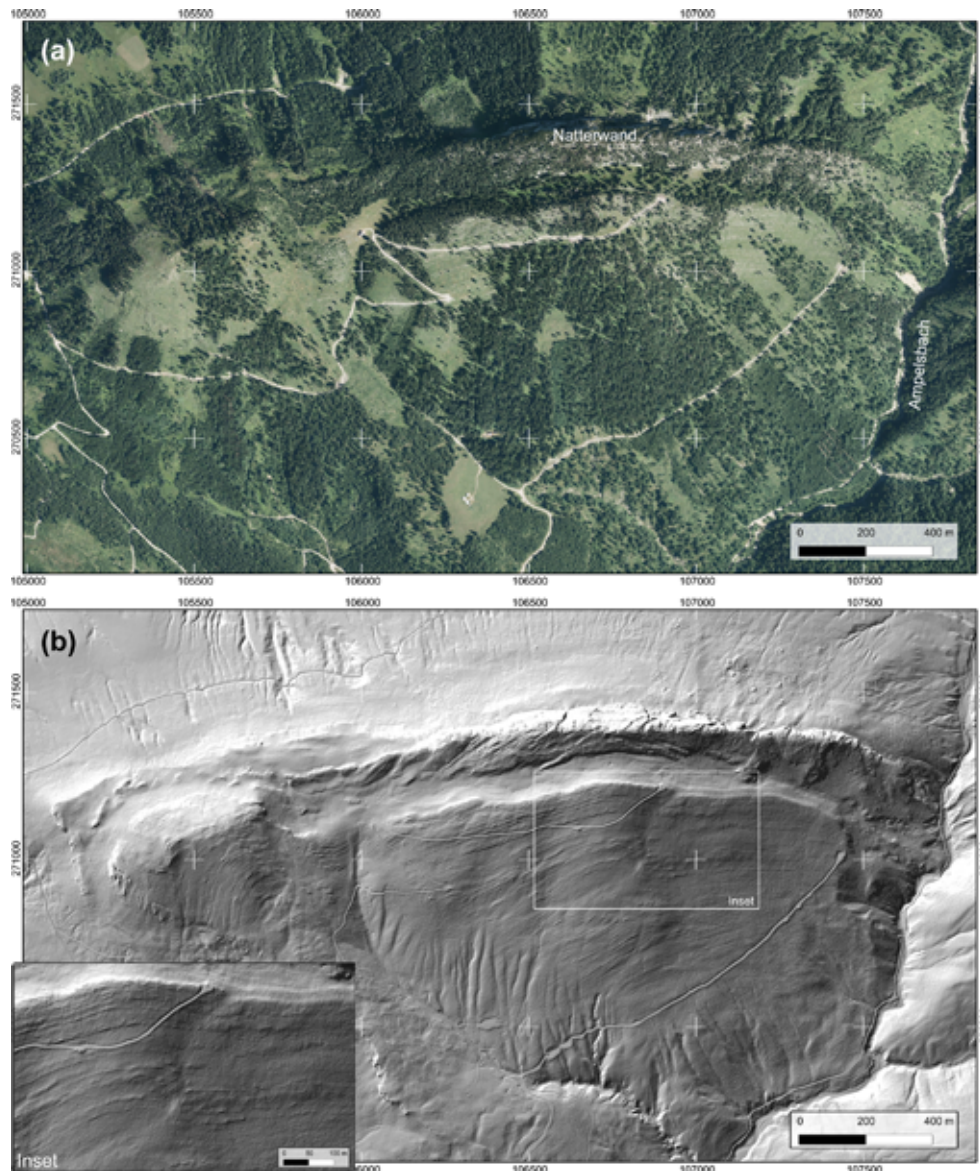
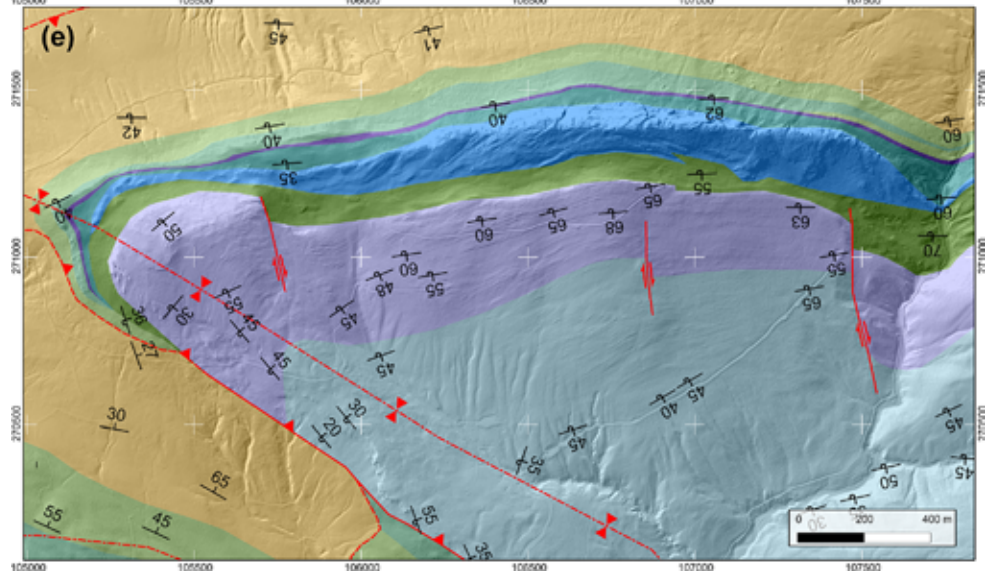
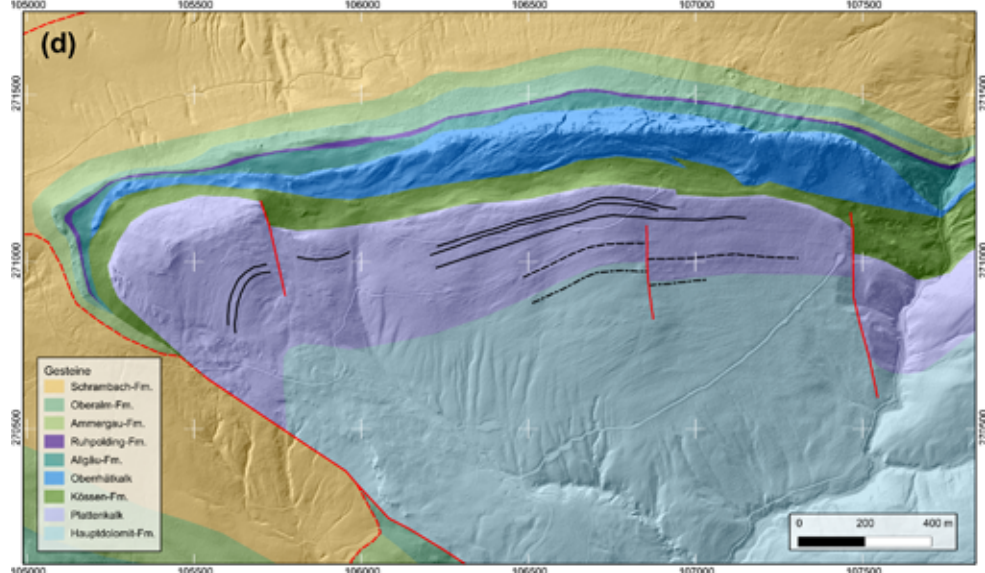
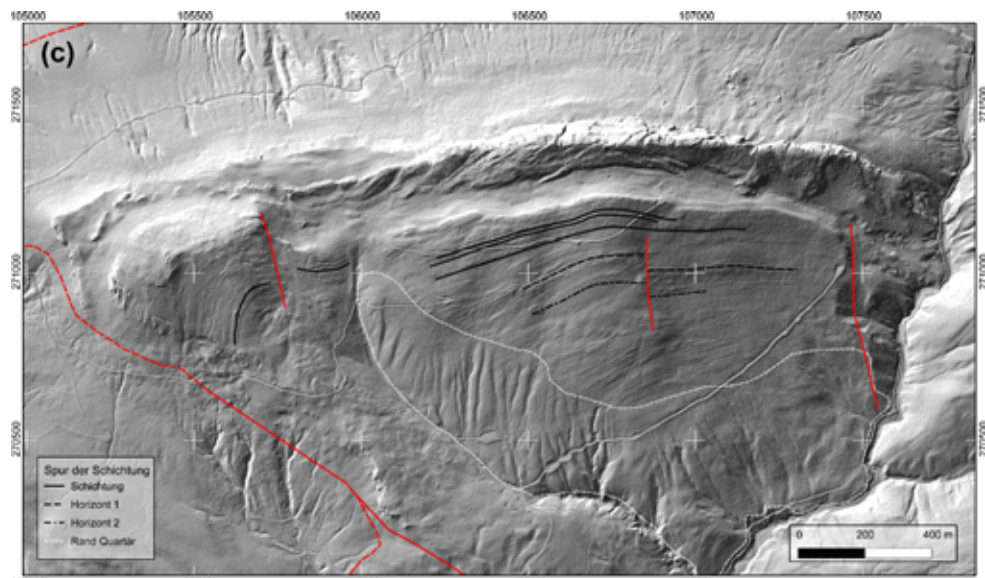


Abb. 2: Karten aus dem Bereich Natterwand – Ampelsbach. Koordinatengitter: MGI Austria GK West, Koordinaten in Meter. Lage des Ausschnitts in Abbildung 1 ersichtlich. a) Orthofotografie des Untersuchungsgebietes. Im bewaldeten Gelände zeichnet sich die Festgesteinsgeologie nur schwach ab, auch wenn lokal Schichtung erkennbar ist. b) Schummerung des Höhenmodells mit 1 m Auflösung, gleicher Ausschnitt wie (a). Schichtungsverlauf zeichnet sich deutlich ab, abgesehen von den mit quartären Sedimenten bedeckten Zonen. Inset: Vergrößerung eines Bereichs, indem charakteristische Bankfolgen im Plattenkalk erkennbar sind (vergleiche c und d). c) Schummerung des Höhenmodells und Interpretation des Verlaufs der Schichtung von ausgewählten Bänken (schwarze Linien). In der Schummerung sind charakteristische Bankfolgen erkennbar (Horizonte 1 und 2, vergleiche Inset in b), die es ermöglichen, Störungen nicht nur zu interpretieren, sondern auch deren Versatz anzugeben. Quartäre Ablagerungen sind abgegrenzt. d) Überlagerung der Gesteinsignaturen auf die Schummerung. In den Gesteinen der Obertrias konnte die Kartierung von Sausgruber (1994) aufgrund der gut erkennbaren Bankung verbessert werden, die Gesteine des Jura und der Kreide sind in der Schummerung nicht unterscheidbar. e) Geologische Karte auf dem Hintergrund der Schummerung. Orientierungsdaten von Sausgruber (1994) und Gruber (pers. Mitt., 2011).

Fig. 2: Maps from the Natterwand – Ampelsbach area. Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. For position of map see Figure 1. a) Orthofotografic image of the area. In the forsted area, ground morphology and therefore also geology is poorly resolved, even if bedding can locally be recognized. b) Hillshade of the 1 m resolution digital elevation model. Trace of bedding is well resolved, except in areas covered by quaternary deposits. Inset: enlargement of an area with characteristic successions of beds in the Plattenkalk sedimentary unit (see c and d). c) Hillshade of the digital elevation model and interpretation of the trace of selected beds (black lines). Characteristic successions of beds allow to recognize faults and offset across faults (Horizons 1 and 2, compare Inset in b), that it is possible, not only to interpret, but also to indicate their offset. Quaternary deposits are delimited by white dashed line. d) Rock signatures on the hillshade. In the well-bedded Upper Triassic rocks, the map of Sausgruber (1994) could be improved, however, bedding in Jurassic and Cretaceous rocks cannot be recognized in the hillshade. e) Geologic map superimposed on the hillshade. Bedding orientations from Sausgruber (1994) and Gruber (pers. comm., 2011).



Morphologie zu erkennen. Die Kartierung von Sausgruber (1994) zeigt Mächtigkeitsschwankungen in den Schichtgliedern des Lias und Dogger, die in erster Linie auf das Relief der Oberrhätalk-Plattform zurückzuführen sind (vgl. Krainer & Mostler, 1997). Über den Flanken der Oberrhätalkplattform erscheinen diese Einheiten mächtiger, über dem Kern der Plattform weniger dick. Die Schichtglieder des Malm, die Ruhpolding-Fm., Ammergau-Fm. und Oberalm-Fm. scheinen davon nicht beeinflusst. Die Barmsteinkalk-Schüttungen der Oberalm-Fm. werden lateral von Ammergau-Fm. vertreten, die gemeinsame Mächtigkeit bleibt konstant. Dass die Barmsteinkalke oberhalb des Oberrhätalks am mächtigsten sind, deutet ebenfalls darauf hin, dass letzterer im Malm morphologisch keine Auswirkungen mehr hatte.

Schummerungsdaten eignen sich hervorragend, um die quartäre Morphologie eines Gebietes zu kartieren, bzw. die Begrenzung von quartären Ablagerungen in Karten einzuzeichnen. Was im Gelände oft extrem mühsam und nur mit viel Erfahrung einigermaßen schnell erledigt werden kann, ist in den Schummerungsdaten oft gut sichtbar. In dem hier gezeigten Beispiel ist der Rand einer geringmächtigen Lockergesteinsauflage auf dem Festgestein gut sichtbar (Rand Quartär in Abb. 2c). Aus den Schummerungsdaten geht allerdings nur in wenigen Fällen die Art des auflagernden Lockergesteins hervor. Nur Ablagerungen mit ausgeprägter Morphologie lassen sich eindeutig identifizieren, wie gut ausgebildete Moränenwälle, Blockgletscher, Schwemmfächer oder Sturzfächer sowie verschiedene Massenbewegungen und deren Oberflächenerscheinungen (Bergzerreißen, Abrisskanten,...)

Diese Daten und Interpretationen aus den Schichtgliedern der Obertrias zeigen, dass bereits die Auswertung der Schummerung des Gelände-modells weit über das hinausgehen kann, was der kartierende Geologe im Gelände erkennen kann. Fehlende Auflösung in den Schichtgliedern des Jura und der Kreide zeigen allerdings auch, dass eine geologische Karte nicht nur aus der Auswertung von Schummerungsdaten erstellt werden kann. Wenn das gemacht wird, sind große Einbußen in der geologischen Auflösung in Kauf zu nehmen.

2.2. Orientierungsdaten im unzugänglichen Gelände – der Wettersteinkalk des Zugspitzmassivs

Im Hochgebirge der Nördlichen Kalkalpen gibt es große Flächen mit steilen Felswänden, die dem kartierenden Geologen nicht direkt zugänglich sind. Zur Auflösung der Struktur in diesen Zonen ist die Interpretation von Ansichten aus der Ferne von Bedeutung. Auf diese Art können allerdings keine Orientierungsdaten erhoben werden, und Verschnitteffekte der Geologie mit der Oberfläche können den Betrachter über die tatsächlichen Verhältnisse täuschen. In Fällen, in denen dem Geologen digitale Höhenmodelle (DHMs) und Orthofotos zur Verfügung stehen, können nach einfachen geometrischen Regeln Orientierungsdaten aus den Fernerkundungsdaten konstruiert werden, wenn im Gelände die Schichtung deutlich zu erkennen ist. Im hier gezeigten Beispiel aus der Westwand des Zugspitzmassivs wird demonstriert, wie Orientierungsdaten ermittelt werden können, und wie die Verschnittlinien der Schichtung mit der Oberfläche zur Profilkonstruktion und zur Konstruktion eines 3D Modells genutzt werden können.

Das Zugspitzmassiv wird im wesentlichen von Wettersteinkalk aufgebaut. An der Basis des Zugspitzmassivs findet man eine Abfolge des Alpen Muschelkalks mit Virgloria-Fm., Steinalm-Fm. und Reifling-Fm., die unter der Nordwestwand im Gamskar gut aufgeschlossen sind, aber unter der Westwand (Weißläh) und Südwestwand (Holzerwies) fehlen (Abb 3). Der Alpine Muschelkalk und der Wettersteinkalk sind am Wandfuß auf die kretazische Schrambach-Fm. aufgeschoben. Die Schrambach-Fm. ist die jüngste Einheit einer Abfolge von der Obertrias bis in die Kreide unterhalb der Überschiebung. Der Wettersteinkalk kann intern in Vorriff-, Riff- und Lagunenfazies untergliedert werden. Der gesamte hier untersuchte Bereich fällt nach Enders (1974) in die Zone der gut gebankten lagunären Kalke. Strukturell ist der Wettersteinkalk des Zugspitzmassivs in weitspannige offene Falten gelegt, die von steilen Störungen durchtrennt werden (Miller, 1963).

2.2.1. Ermittlung von Orientierungsdaten

Zur Ermittlung von Orientierungsdaten sind (1) hochauflösende Orthofotos und (2) ein möglichst hochauflösendes DHM, oder eine gute topographische Karte notwendig. Diese Daten werden am besten in einem geographischen Informationssystem (GIS) gehandhabt. Im GIS können aus dem DHM Höhenlinien extrahiert werden, die dichter, genauer und kontinuierlicher sind als die in den amtlichen Karten, wo sie meist in Bereichen mit Felszeichnung unterbrochen sind. Im hier gezeigten Beispiel wurden Höhenlinien im 10 m Abstand verwendet (Abb. 4). Aus den Orthofotos muss der Verlauf der Schichtköpfe kartiert werden, wo die Schichtköpfe über Geländekanten gehen. Die so gewonnene Spur der Schichtung sollte eine Höhenlinie mindestens zweimal kreuzen, und eine benachbarte Höhenlinie mindestens einmal (siehe ss in Abb. 4). Die Verbindungslinie der beiden Schnittpunkte der Spur der Schichtung mit der ersten Höhenlinie definiert die Streichrichtung s , während der Normalabstand d des Schnittpunkts zur benachbarten Höhenlinie über folgende Formel in das Fallen umgerechnet werden kann:

$$\delta(^{\circ}) = \frac{180}{\pi} \cdot \tan^{-1} \frac{\Delta H}{d}$$

Dabei ist δ das Fallen in Grad und ΔH der Höhenunterschied zwischen den benachbarten Höhenlinien. Es muss dabei darauf geachtet werden, dass der Höhenunterschied ΔH und die Distanz d in derselben Einheit (z.B. Meter) angegeben werden.

Alternativ kann zur Ermittlung von Orientierungsdaten das Programm *GeolMapDataExtractor* (Allmendinger, 2014) verwendet werden. In diesem Programm können auch drei unterschiedliche Höhenlinien verwendet werden, die von der Spur der Schichtung geschnitten werden. Die Erfahrung zeigt, dass die Ergebnisse unverlässlich sind, wenn die Geländekante nicht ausgeprägt genug ist. Die Orientierung wird aus der von den beiden Vektoren aufgespannten Fläche berechnet, die von drei Punkten im Raum definiert werden. Die der Methode zugrundeliegende Mathematik kann in Allmendinger (2012) nachgelesen werden. In Fällen, in denen eine 3D-Modellierungs-Software

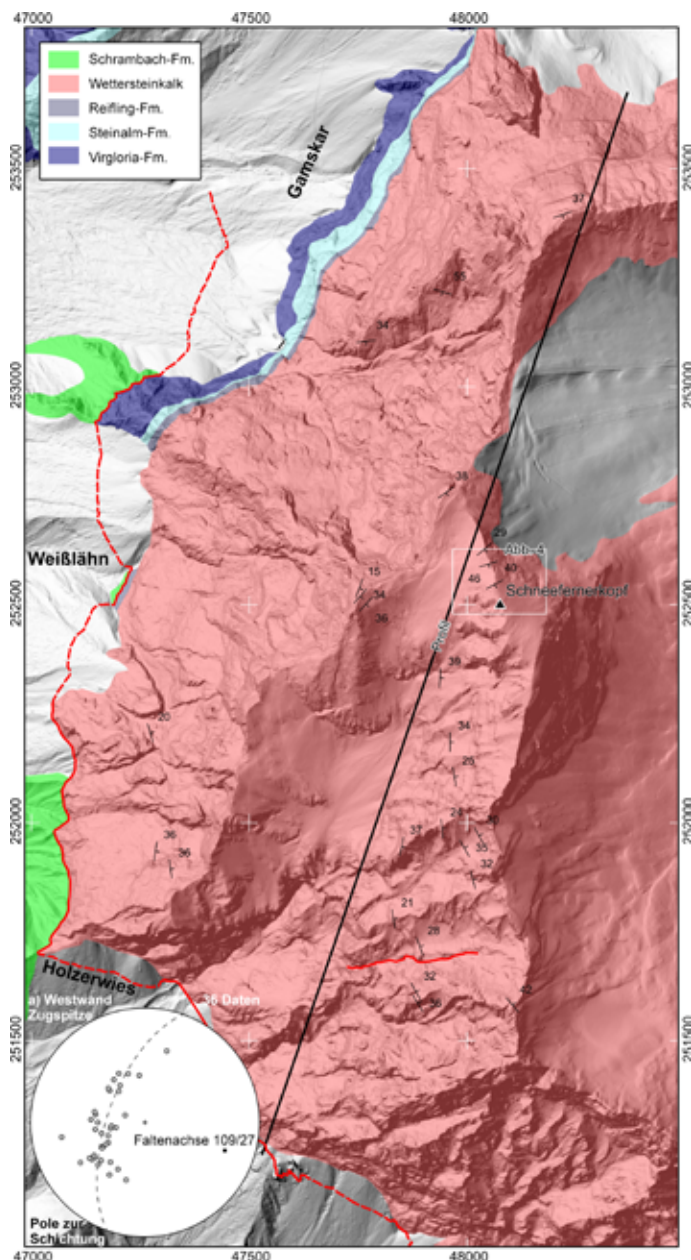


Abb. 3: Geologische Karte des westlichsten Teils des Zugspitzmassivs auf dem Hintergrund der Schummerung des 1 m Höhenmodells. Koordinatengitter: MGI Austria GK West, Koordinaten in Meter. Geologie nördlich der Weißbläñ übernommen von Zambanini (2014). Lage des Ausschnitts in Abbildung 1 ersichtlich. a) Stereographische Darstellung der Pole zu den in der Westwand der Zugspitze konstruierten Schichtflächen und die daraus errechnete Faltenachse.

Fig. 3: Geologic map of the western part of the Zugspitze massif superimposed on the 1 m resolution hillshade. Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. Geology north of Weißbläñ from Zambanini (2014). For position of map see Figure 1. a) poles to bedding of the bedding planes constructed in the west face of the Zugspitze massif, and fold axis calculated from the data. Lower hemisphere stereographic projection.

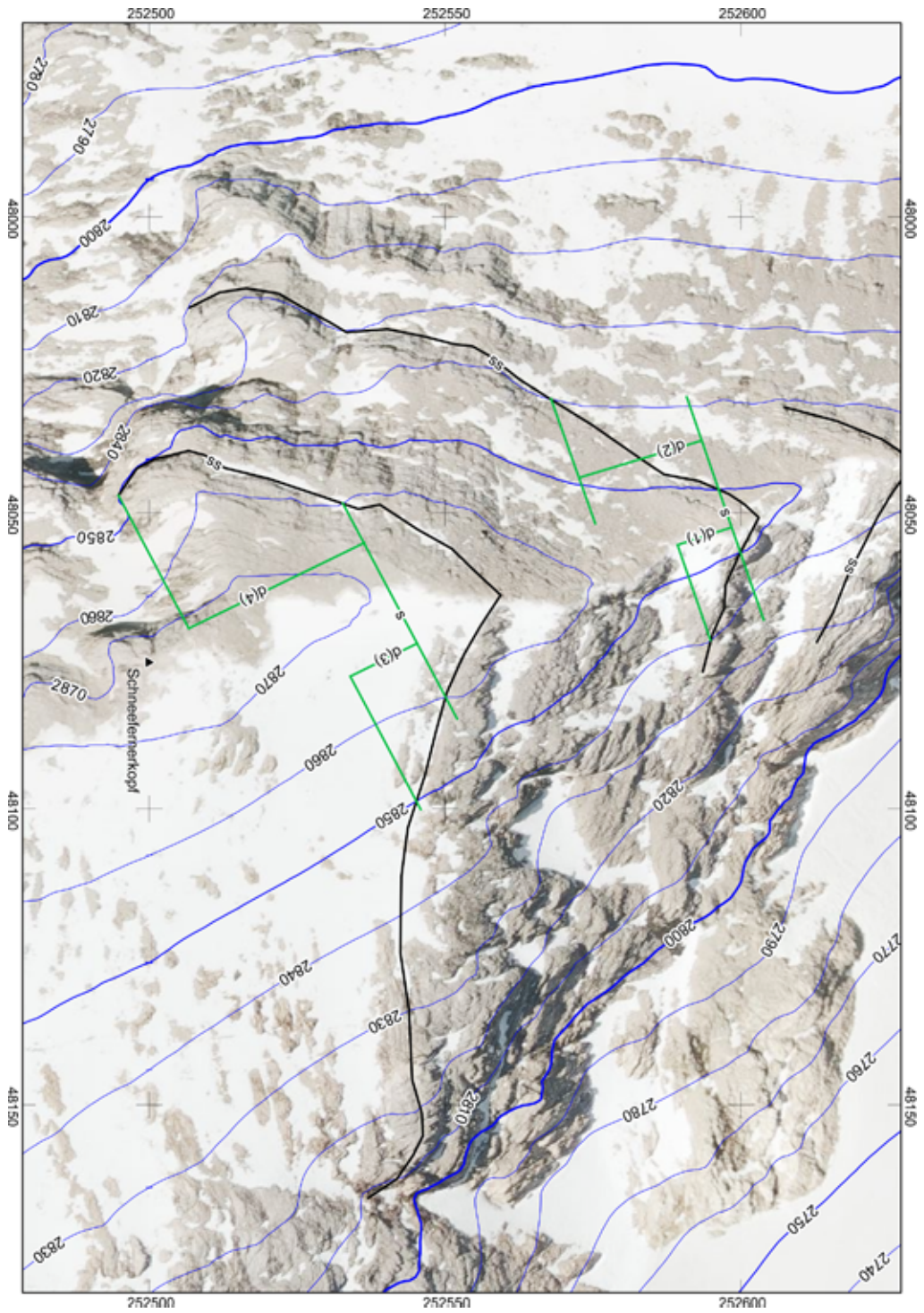


Abb. 4: Orthofotografic image of the Schneefenerkopf and its vicinity. Graticule: MGI Austria GK West, coordinates in Meter. Localization in Abbildung 3 eingetragenen 10 m Höhenlinien aus dem Höhenmodell berechnet, Höhenangaben in Meter. Schwarze Linien bezeichnet mit ss zeigen Spur der Schichtung. Grüne Linien sind Konstruktionslinien, s bezeichnet Linien parallel zum Streichen. d(1) bis d(4) Normalabstand zwischen benachbarten Höhenlinien.

Fig. 4: Orthofotografic image of the Schneefenerkopf and its vicinity. Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. For position of map see Figure 3. Contour lines calculated from 1 m digital elevation model, contour interval 10 m. Black lines labeled by ss indicate trace of bedding. Green lines are construction lines, those labeled by s are lines parallel to strike of bedding. d(1) to d(4) indicate horizontal distance between neighbouring contour lines perpendicular to strike.

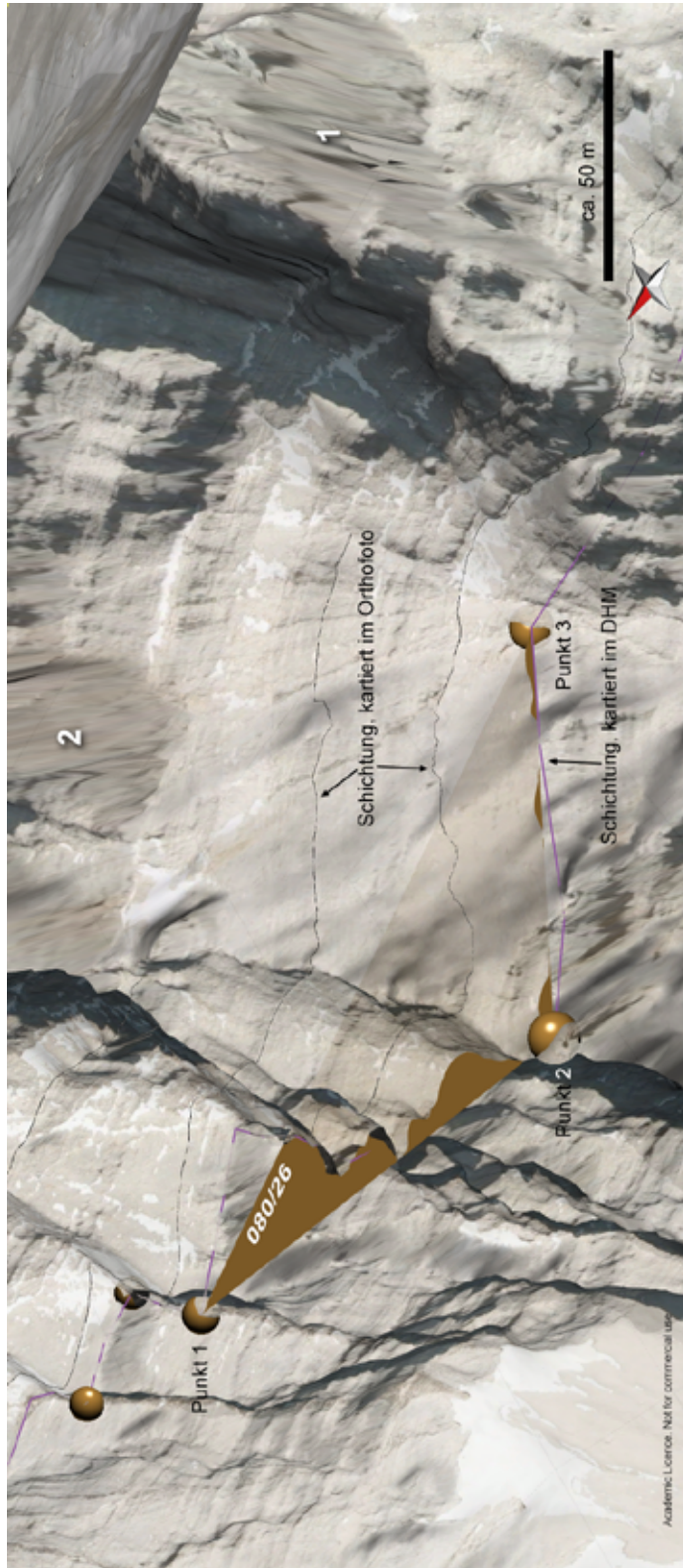


Abb. 5: 3D-Ansicht der obersten Westwand des Schneefenerkopfes in *Move*. Die Schichtung im lagunären Wettersteinkalk ist deutlich zu erkennen. Punkt 1 bis Punkt 3 sind Punkte auf der Oberfläche des DHM entlang des Verlaufs der Spur der Schichtung einer Bank, die verwendet wurden um die Orientierung der Schichtfläche 080/26 zu ermitteln. 1 und 2 markieren Zonen, in denen das Gelände so steil ist, dass das auf das DHM drapierte Orthofoto verschmiert erscheint. Fig. 5: 3D-view of the uppermost west face of Schneefenerkopf in *Move*. Bedding of the lagoonal Wetterstein limestone is clearly visible. Points 1 to 3 (brown spheres) indicate three points on the surface of the digital elevation model on the trace of a bed that were used to construct the orientation of the bedding plane 080/26. 1 and 2 mark parts of the 3D-view where the orthophotographic image draped on the digital elevation model appears blurred as the topographic surface is subvertical.

zur Verfügung steht, wie z.B. *Move* (Midland Valley Ltd., 2014), kann dasselbe Dreipunktproblem auf verschiedene Arten gelöst werden, indem auf der Spur der Schichtung im Höhenmodell drei Punkte definiert werden und dann aus diesen eine Fläche berechnet wird (Abb. 5).

Die Ermittlung von Orientierungsdaten funktioniert am besten, wenn die Schichtflächen vollkommen planar sind. Das ist in der Konstruktion daran zu erkennen, dass die Verbindungslinien von Schnittpunkten der Spur der Schichtung mit benachbarten Höhenlinien parallel verlaufen. Im gezeigten Beispiel in Abbildung 4 ist die Schichtung gekrümmt, sodass sich der Normalabstand d in der Westflanke und der Ostflanke des Berges unterscheiden (vgl. $d(1)$ und $d(2)$ für die mittlere Spur der Schichtung bzw. $d(3)$ und $d(4)$ für die südliche Spur der Schichtung in Abb. 4). Die damit verbundenen Fallwerte sind:

Nr.	Normalabstand d	Höhenunterschied ΔH	Fallen δ
$d(1)$	9,608	10	46
$d(2)$	21,643	10	25
$d(3)$	12,616	10	38
$d(4)$	33,046	10	17

Tab. 1: Abstandsmessungen zur Ermittlung von Schichtorientierungen aus Abbildung 4. Normalabstand d und Höhenunterschied ΔH in Meter, Fallen δ in Grad.

Tab. 1: Distance measurements for the calculation of bedding orientations from Figure 4. Perpendicular distance d and altitude difference ΔH in meters, dip δ in degrees.

Die in der Karte gezeigten Werte entsprechen den Werten, die in der Ostflanke des Berges gemessen wurden, da der Kern der Falte in der Westflanke aufgeschlossen ist. Aus diesem Grund wird bei gekrümmten Schichtflächen die Messung umso genauer, je kleiner die Abstände der Höhenlinien und die Distanz zwischen den beiden Schnittpunkten der Linie s mit der Höhenlinie sind. Die Abstände der Höhenlinien sind durch die Auflösung des Höhenmodells nach unten limitiert, da es keinen Sinn macht aus einem Höhenmodell mit 30 m Rasterabstand Höhenlinien im Abstand von 5 m zu berechnen. Die Distanz auf der Linie s wird durch die Morphologie kontrolliert, und es liegt am Bearbeiter, für die Ermittlung von Orientierungsdaten geeignete Bereiche auszusuchen.

Wenn Schichtflächen direkt aufgeschlossen sind, ist die Ableitung der Orientierung einfacher. In der Abbildung 6 ist ein Beispiel vom Südrand des Zugspitzplatts zwischen östlicher Plattspitze und Gatterlspitze nördlich des Grats gezeigt, wo die Schichtplatten 1 bis 4 über 100 - 200 Höhenmeter aufgeschlossen sind. Südlich des Grats sind nur lokal Schichtköpfe zu erkennen. Auf den Schichtplatten sind die Höhenlinien auffallend parallel, und der Verlauf der Höhenlinien zeigt das Streichen der Schichtung direkt. Der Normalabstand d kann im rechten Winkel zu den Höhenlinien gemessen werden.

2.2.2. 3D-Modellierung

Um den Verlauf der Schichtung, der aus den Orthofotos kartiert werden kann, für die Profilkonstruktion zu nutzen, muss der Schichtverlauf kontinuierlich über größere Bereiche kartiert werden. Das kann in sehr steilem Gelände schwierig sein, da bei der Ansicht von oben nur wenige Bildpunkte auf hohe Wandabschnitte fallen, was es schwierig macht, das Orthofoto zu interpretieren. In der 3D-Ansicht sind solche Zonen durch "verschmierte" Bereiche zu erkennen (1 und 2 in Abb. 5). Um diesem Problem soweit wie möglich auszuweichen wurde die Spur der Schichtung im GIS im oberen Teil der Westwand des Schneefernerkopfes kartiert, wo die Bankung sehr gut zu erkennen ist (Abb. 5). Die Spur der Schichtung wurde in ein 3D Modell in die Software *Move* importiert und auf das DHM projiziert (Abb. 7a). Die so gewonnene Spur der Schichtung in 3D wurde in ein senkrechtes Profil projiziert, das im rechten Winkel zur Faltenachse orientiert ist (Abb. 8). Die Faltenachse wurde aus den Orientierungsdaten ermittelt, die nach der unter 2.2.1 beschriebenen Methode gewonnen wurden (Diagramm a in Abb. 3). Da das Profil nahe dem Oberflächenausstrich der für die Projektion verwendeten Spur der Schichtung liegt (Abb. 7b), ist der Fehler bei der Projektion gering.

In *Move* wurden im Profil Schichten parallel zur ersten projizierten Schicht im Abstand von 100 m gezeichnet. Jede dieser Schichten wurde parallel zur Faltenachse wiederum in den Raum projiziert

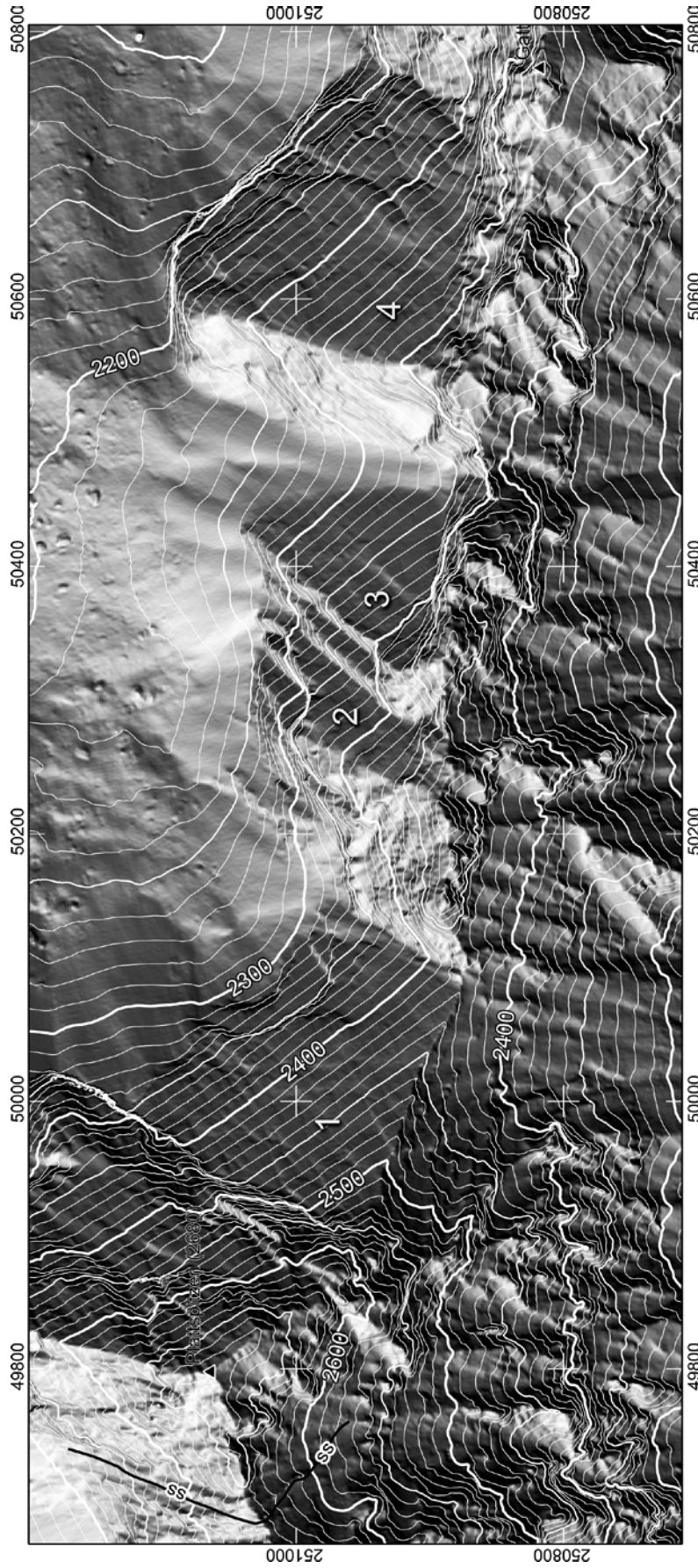


Abb. 6: Schummerung des DHMs und aus dem DHM errechnete 10 m Höhenlinien zwischen Plattspitze und Gatterköpfen (Gatt am rechten Bildrand) am Südrand des Zugspitzmassivs. Koordinatengitter: MGI Austria GK West; Koordinaten in Meter. Lage des Ausschnitts aus Abbildung 1 ersichtlich. 1 – 4 markieren von der Erosion freigelegte Schichtflächen. Die Höhenlinien auf den Schichtflächen verlaufen parallel zum Streichen. Das Fallen kann direkt aus dem Abstand der Höhenlinien ermittelt werden. Fig. 6: Hillshade of 1 m resolution digital elevation model and 10 m contour lines calculated from digital elevation model of the southern rim of the Zugspitze massif between Plattspitze and Gatterköpfe (Gatt in lower right of figure). Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. For position of map see Figure 1. Labels 1 to 4 indicate large exposed bedding surfaces. Contour lines on the bedding surfaces are parallel to bedding strike, distance of contour lines perpendicular to strike can be used to calculate bedding dip.

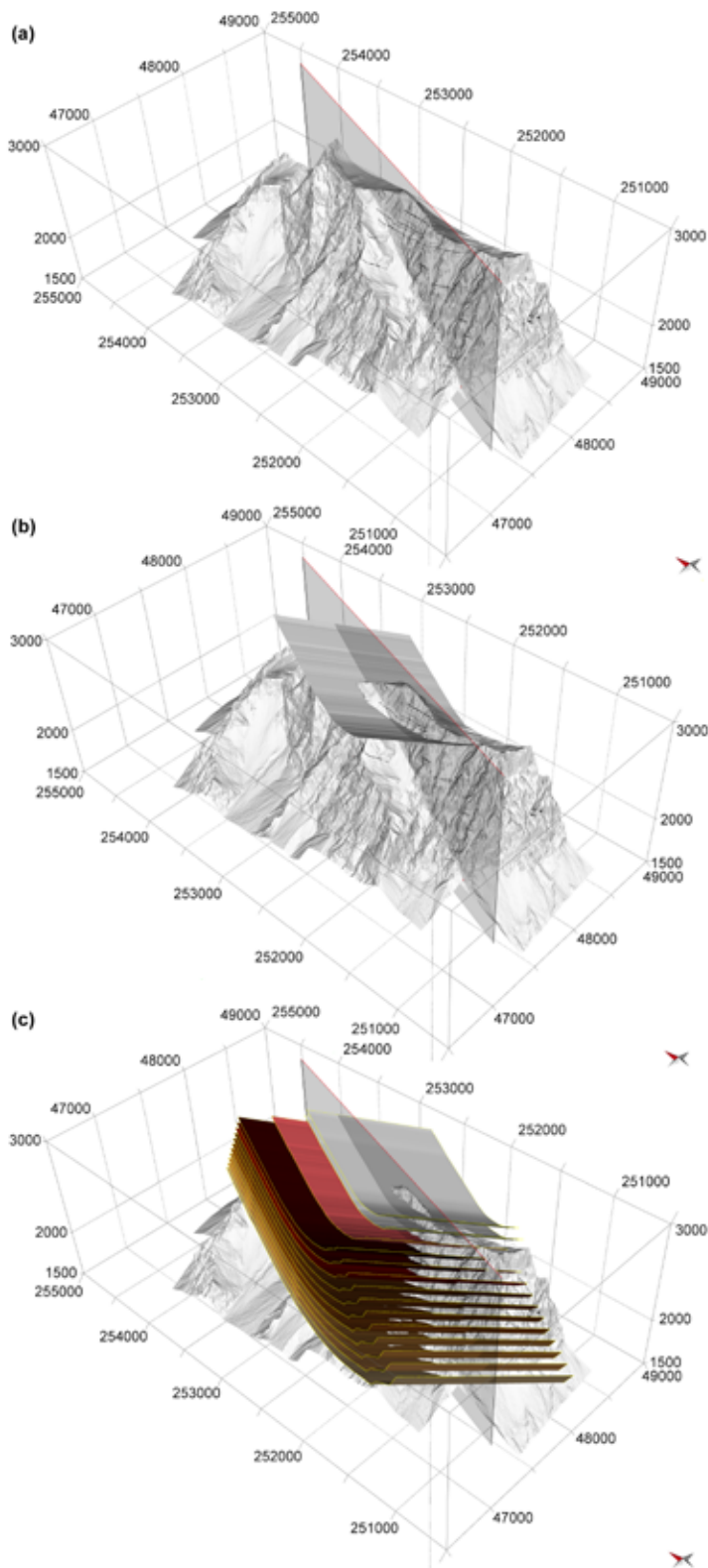


Abb. 7: 3D-Ansicht des DHMs des westlichen Zugspitzmassivs mit Blickrichtung nach NE in Move. a) DHM mit den im GIS kartierten Spuren der Schichtung, die auf das DHM drapiert wurden (schwarze Linien) und der Profilebene. b) Schichtfläche, die durch Extrusion der Spur der Schichtung auf dem DHM, parallel zur Faltenachse (siehe Diagramm a in Abb. 3) modelliert wurde, sowie Verschnitt dieser Schichtfläche mit der Profilebene. Im Profil wurden Linien parallel zur Verschnittlinie dieser Fläche mit der Profilebene im Abstand von 100 m gezeichnet (Abb 8). c) Durch Extrusion aller Schichtflächen im Profil parallel zur Faltenachse modellierte Schichtflächen.

Fig. 7: 3D-view of the western Zugspitze massif in Move, view to the NE. a) Trace of bedding (black lines) draped on digital elevation model. Plane of cross section indicated. b) Surface of bedding plane modelled by extrusion of trace of bedding (compare a) parallel to fold axis, and intersection of bedding surface with cross section. In the cross section, lines parallel to the intersection line were drawn in a distance of 100 m (Fig. 8). c) Bedding surfaces of all bedding planes created by extrusion of the traces of bedding in the cross section.

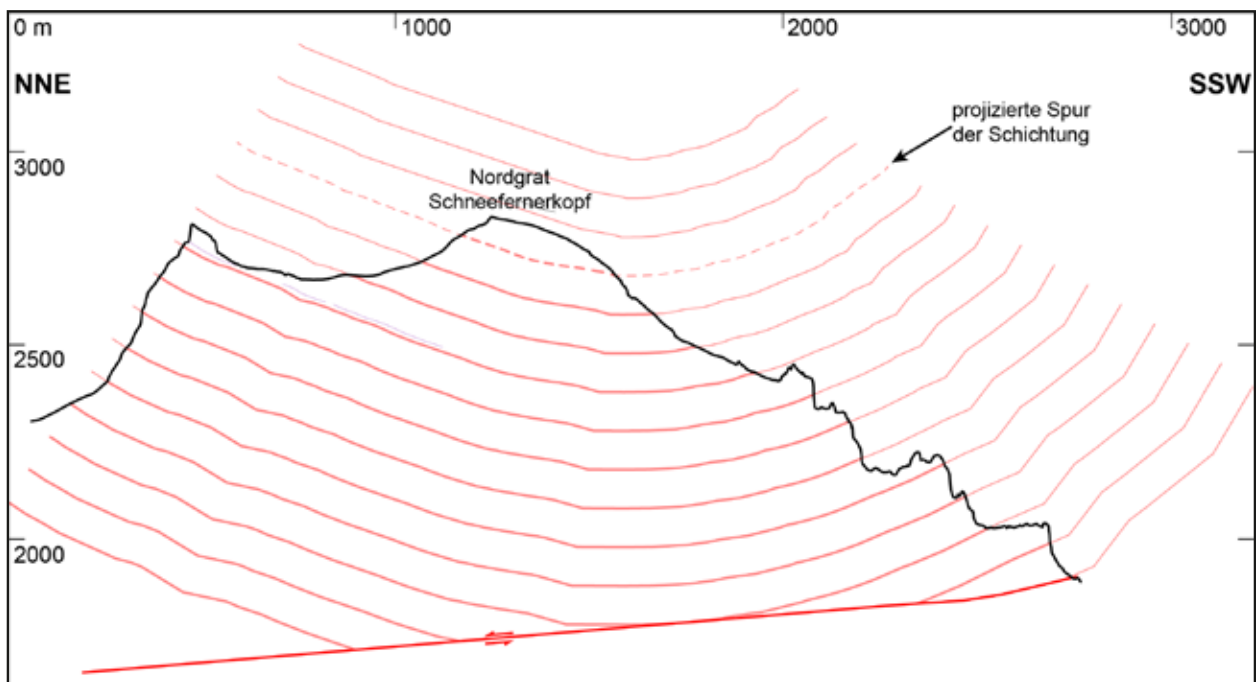


Abb. 8: Profil durch den westlichsten Teil des Zugspitzmassivs im rechten Winkel zur Faltenachse. Spur des Profils in Abbildung 3. Strichlierte Linie: Verschnittlinie der aus dem DHM modellierten Schichtfläche mit der Profilebene (vgl. Abb. 7b). Alle anderen Schichtungsverläufe wurden im Abstand von 100 m parallel zu dieser gezeichnet.

Fig. 8: Cross section of the western Zugspitze massif perpendicular to the fold axis. Trace of cross section on Figure 3. Dashed line: intersection line of original bedding surface with section plane (compare Fig. 7b). Distance between bedding lines is 100 m.

(Abb. 7c). Jede einzelne der Flächen in 3D wurde wiederum mit dem Höhenmodell verschnitten, was Verschnittlinien parallel zur extrapolierten Schichtung des Wettersteinkalks auf der Oberfläche des Höhenmodells ergibt, die regelmäßige Abstände zueinander haben. Diese modellierten Schnittlinien können nun mit den kartierten Segmenten der Spur der Schichtung verglichen werden. Abbildung 9 zeigt eine im allgemeinen gute Übereinstimmung der modellierten mit den kartierten Spuren der Schichtung, vor allem an der Westflanke des Schneefernerkopf, von wo die Modellierung begonnen wurde. Die Basis des Wettersteinkalks im Gamskar fällt fast exakt mit der aus diesem Grund mit 0 bezeichneten Isopache zusammen. Nach Süden oder Südosten nimmt die Mächtigkeit des Wettersteinkalks zu. Im Südosten, stoßen die Isopachen an die Überschiebung an der Basis des Wettersteinkalks. Nach dieser Analyse liegt die Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalks bei 1400 m vom Kern der Synklinale südlich des Gipfels am Schneefernerkopf bis

zur Basis oberhalb der Weißläh. Berücksichtigt man das Abtauchen der Faltenachse mit 27° nach Südosten, reduziert sich die wahre Mächtigkeit um etwa 10%, d.h. von 1400 m auf 1250 m.

Die Analyse der Mächtigkeit des Wettersteinkalks zeigt, dass es keine größeren Störungen innerhalb des Wettersteinkalks geben dürfte, auch wenn er lokal stark geklüftet ist. In der Westwand des Zugspitzmassivs südlich des Schneefernerkopfs konnte eine Störung kartiert werden. Die Korrelation der Bänke beiderseits der Störung zeigt einen relativen Vertikalversatz von 34 m (Horizont 1 in Abb. 9 östlich Holzerwies), wobei der nördliche Block abgeschoben wurde. Nachdem die Schichtung über der Störung kontinuierlich ist, muss es sich um eine synsedimentäre Störung handeln.

Die Überschiebung an der Basis der Wettersteinkalks wurde modelliert, indem in der 3D-Ansicht des DHM an *Move* an sicheren Aufschlüssen der Überschiebungsbahn Punkte gesetzt wurden.

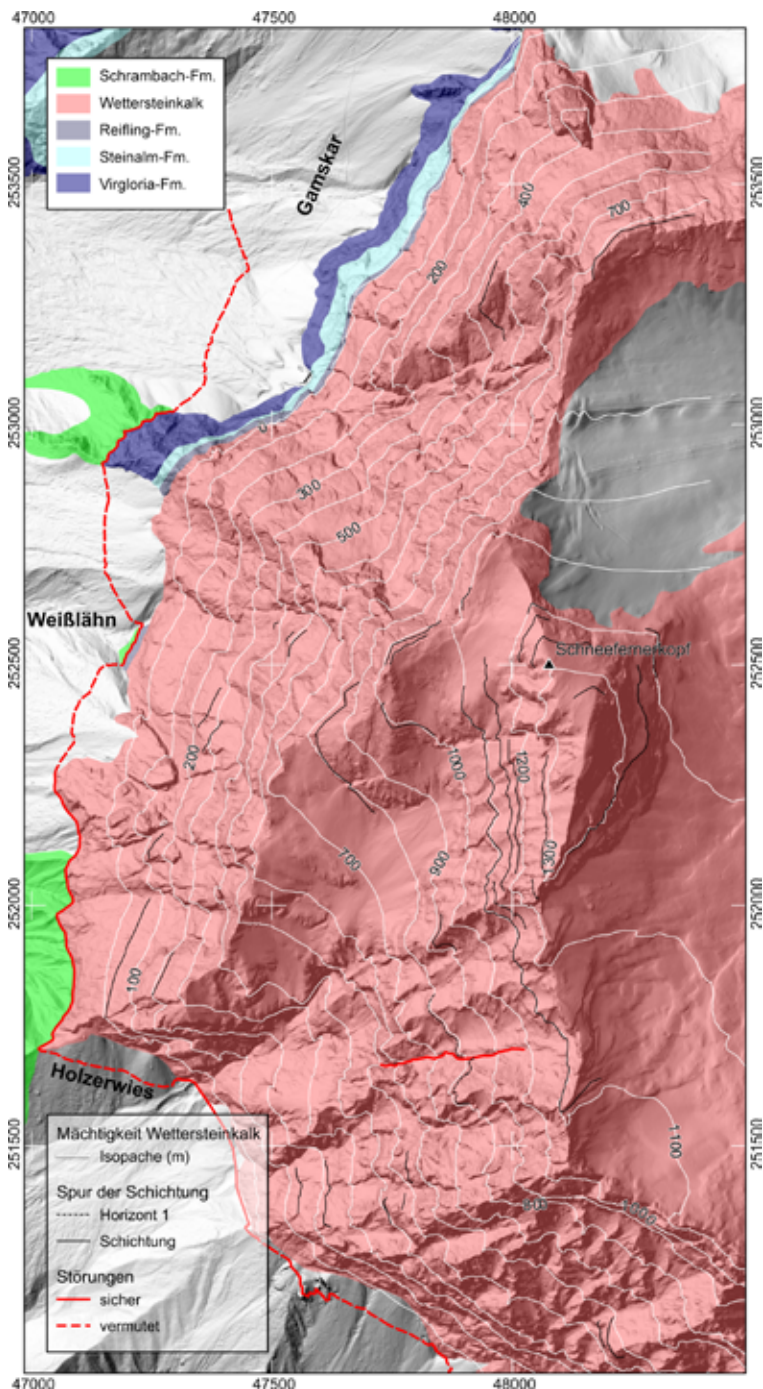


Abb. 9: Geologische Karte des westlichsten Teils des Zugspitzmassivs auf dem Hintergrund der Schummerung des 1 m Höhenmodells mit den aus dem Orthofotos kartierten Spuren der Schichtung und den Isopachen der Mächtigkeit des Wettersteinkalks. Diese wurden aus dem Verschnittlinien der in 3D modellierten Schichtung mit dem DHM ermittelt.

Fig. 9: Geologic map of the western part of the Zugspitze massif superimposed on the 1 m resolution hillshade, with the trace of bedding mapped from the orthofotografic images, and the isopach lines for thickness of the Wetterstein limestone. The isopach lines are the intersection lines of the bedding surfaces with the digital elevation model (compare Fig. 7c).

Von diesen Punkten wurde zur selben Überschiebung in einem N-S Profil weiter im Osten am Gatterl nach Miller (1963) extrapoliert. Der Verlauf der Überschiebung in den Abbildungen 3 und 9 wurde aus dem Verschnitt der modellierten Überschiebung mit dem Gelände bestimmt.

2.3. Komplexe Strukturen im unzugänglichen Gelände – die Zimba im Rätikon

Im kalkalpinen Anteil des Rätikons sind dieselben Schichtglieder anzutreffen wie im Großteil der Nördlichen Kalkalpen, aber die Verformung ist wesentlich intensiver. Es wurden sowohl Falten im Kilometer-Maßstab interpretiert, als auch intensive Zerschörung an Störungen verschiedener Orientierung dokumentiert (z.B. Froitzheim, et al., 2012; Laubscher, 1989; Loacker, 1986; Oberhauser, 1970; Schmidegg, 1955). Ältere Profile werden den Beobachtungen oft nicht gerecht, da entweder versucht wurde, alle geometrischen Probleme nur mit Hilfe von Falten zu lösen (Leutenegger, 1928; Oberhauser, 1970), oder nur mit Störungen (Loacker, 1986). Einer der markantesten Berge im Rätikon ist die Zimba. Hier soll anhand des Beispiels der Zimba gezeigt werden, wie die geologische Interpretation mit Hilfe der hier vorgestellten Methoden wesentlich verbessert werden kann.

Die Schichtfolge in diesem Teil des Rätikons zwischen Sarotlatal und Rellstal reicht vom Hauptdolomit der Obertrias bis zur Lech-Fm. der unteren Oberkreide. Der basale Teil der Schichtfolge mit Hauptdolomit und Plattenkalk besteht aus gut gebankten Dolomiten und Kalken, deren Schichtung in Luftbildern gut erkennbar ist. Der kompetente Oberrhätkalk wechsellagert im Rätikon mit Kalken und inkompetenten Mergeln der Kössen-Fm.; diese Abfolge ist mächtiger als in den Kalkalpen weiter östlich, und wurde von Furrer (1993) in mehrere Subformationen unterteilt. In den Fernerkundungsdaten sind allerdings nur die Kalke, und die Mergel als Leithorizont unterscheidbar. Die jurassischen Schichtglieder umfassen die Adnet-Fm., die Allgäu-Fm., die hier auf kurze Distanzen große Mächtigkeitsschwankungen

zeigt, die Radiolarite der Ruhpolding-Fm., und rötliche und dann graue Kalke der Ammergau-Fm. Innerhalb der jurassischen Gesteine sind vor allem die rot gefärbten Einheiten der Adnet-Fm. und der basalen Ammergau-Fm. als Leithorizonte verwertbar.

Die Zimba liegt im steilen Südostschenkel der Valbona-Synklinale (Abb. 1; Ampferer, 1933; Leutenegger, 1928; Tollmann, 1976), der westlich der Zimba nach NE und östlich der Zimba nach N fällt (Abb. 10). Das Gipfelhorn der Zimba ist durch die fast isoklinale Zimba-Synklinale aufgebaut (Ampferer, 1937; Leutenegger, 1928). Deren Achsenebene fällt steil nach Süden ein, während die Faltenachse steil nach Osten abtaucht, und lateral nicht über die unmittelbare Umgebung der Zimba hinausreicht. Zwischen der Valbona-Synklinale und der Zimba-Synklinale ist, keine deutliche Antiklinale ausgebildet, und das Profil von Leutenegger (1928) bzw. die Skizze von Ampferer (1937) sind an dieser Stelle unklar.

Im Rahmen der Neukartierung durch Steinacher (2004) und Mayerl (2005) wurde die Geländekartierung durch die Interpretation von Ansichtsfotografien unterstützt. Die Strukturen wurden von den Fotografien auf die Orthofotos übertragen, und so direkt für die Kartierung verwertet (vgl. Störungen 1 bis 3 in Abb. 11 und 12). Von Süden gesehen liegen die Obertrias- und Juragesteine der Zimba über einer Serie von SW-fallenden Abschiebungen (Abb. 11). Die Abschiebung direkt unterhalb der Zimba hat listrische Geometrie, und läuft in die Raibler Gipse im Liegenden hinein, wo sie im Kartenbild (Abb. 10) parallel zur Schichtung wird. Im Hauptdolomit und Plattenkalk im Hangenden der Abschiebung ist eine deutliche antithetische Flexur (*roll-over anticline*) zu sehen. Die Flexur bewirkt eine Änderung der Schichtorientierung von mittelsteil NE-fallend zu steil E-fallend. Der vertikale Versatz an dieser Abschiebung, die den Hauptdolomit fast vollständig ausschneidet, ist größer als 300 m. Orientierungsdaten von diesen Störungen und den zugehörigen Lineare aus Mayerl (2005) zeigen jedoch dextrale Bewegungen an flach liegenden Linearen an (Abb. 11a), die als Reaktivierung der Störungen interpretiert werden. Störungen, die

am Gratkopf westlich der Zimba gemessen wurden (alle Störungen in Abb. 11b, außer Störung 4, die die Hauptstörung repräsentiert) zeigen WNW-gerichtete Abschiebungen an Störungsflächen unterschiedlicher Orientierung an.

Mehrere Störungen im Hauptdolomit östlich der diskutierten Abschiebung zeichnen sich im DHM morphologisch deutlich ab (Abb. 10), es sind jedoch keine Formationsgrenzen versetzt. An diesen Störungen kann der Versatz anhand der Kartierung von Bänken und Bankfolgen im Hauptdolomit bestimmt werden. In Abbildung 12 ist erkennbar, dass der Versatz an den Störungen rasch abnimmt. Die Vertikalkomponente nimmt von 64 m an Störung 1 auf 17 m an Störung 2 bis zu 6 m an Störung 3 ab.

Die Ansicht der Zimba von NW in Abbildung 13 zeigt, dass der Gipfelaufbau der Zimba von mehreren Störungen durchtrennt wird, die flacher als die Schichtung einfallen. An der Südseite der Zimba sind die Störungen subparallel zur Schichtung, und nur schlecht zu erkennen (Abb. 11). Die Transportrichtung an diesen Störungen ist nicht bekannt. Die Gesteine im Hangenden werden nach Süden versetzt, ohne dass sich die Orientierung der Schichtung ändert (Abb. 13). Die Störungen sind von der sehr offenen Faltung innerhalb des steilen Südschenkels der Valbona-Synklinale betroffen, und erscheinen in der Ansicht der Südflanke der Zimba westlich flach nach Westen, östlich flach nach Osten ansteigend. Sie sind von den SW-fallenden Abschiebungen versetzt (Abb. 11, Profil 2 in Abb. 14). Im Profil 1 in Abbildung 14 ist zu sehen, dass diese Störungen flach nach S fallen, wobei verschiedene Störungen dieser Gruppe von Störungen zwischen mittelsteil bis flach nach S fallen. Der Hauptdolomit im Liegenden der Störung an der Basis der Kössen-Fm. ist geschleppt (Abb. 13 und 14), und fällt lokal parallel zur Störung nach Süden (Abb. 10). Die Situation ist ähnlich wie im Kamm zwischen Valbona-Kopf und Zwölfer-Kopf in der Ostflanke des Sarotlats nördlich außerhalb des hier diskutierten Gebietes, wo der Hauptdolomit und Plattenkalk an einer flach S-fallenden Störung nach Süden versetzt werden, und an der Störung Schleppung beobachtet wird (Ampferer, 1933; Heissel, et al., 1965). Die

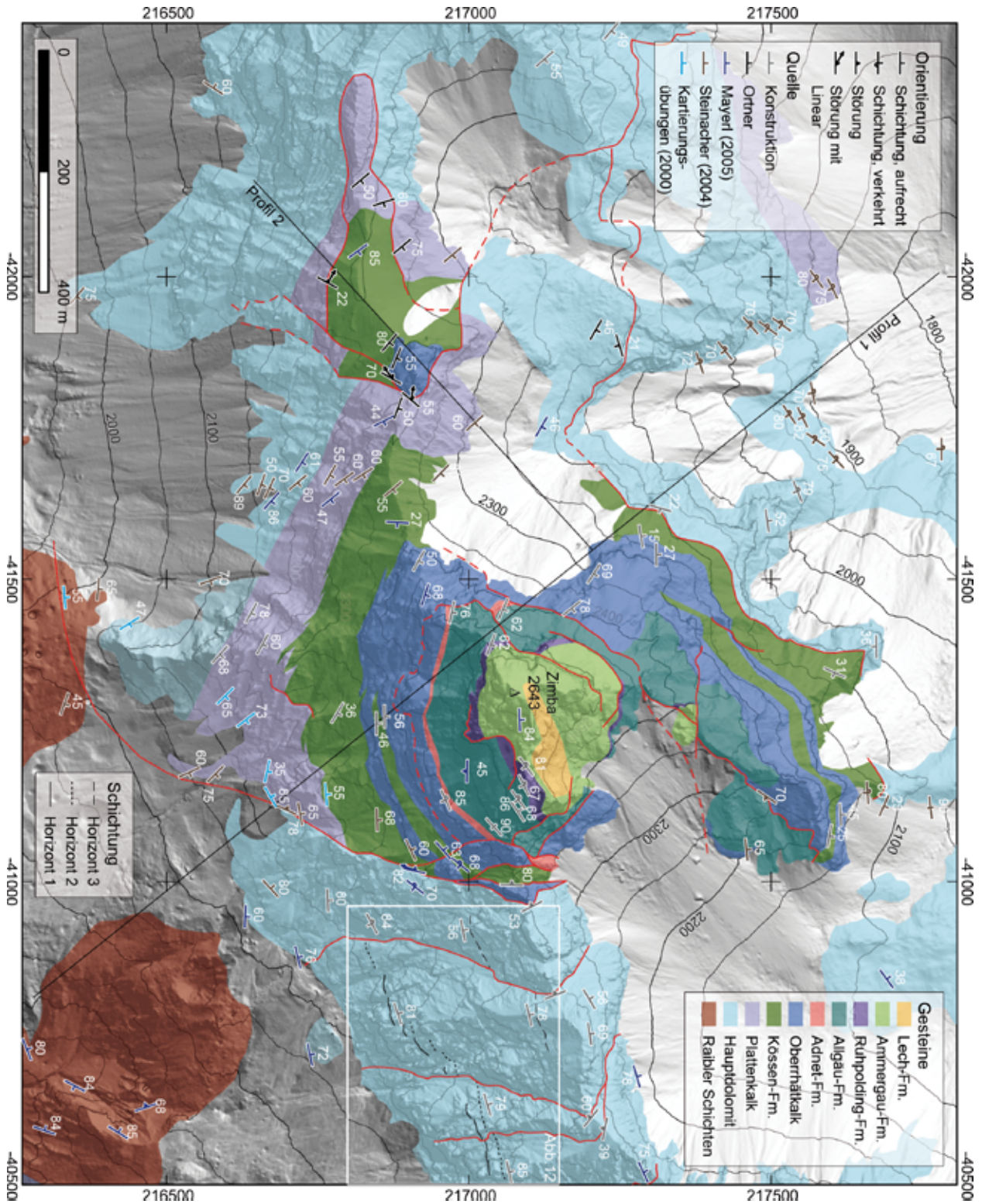


Abb. 10: Geologische Karte der Zimba und ihrer Umgebung. Koordinatengitter: MGI Austria GK West, Koordinaten in Meter. Lage des Ausschnitts in Abbildung 1 ersichtlich.
 Fig. 10: Geologic map of the Zimba and vicinity. Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. For position of map see Figure 1.

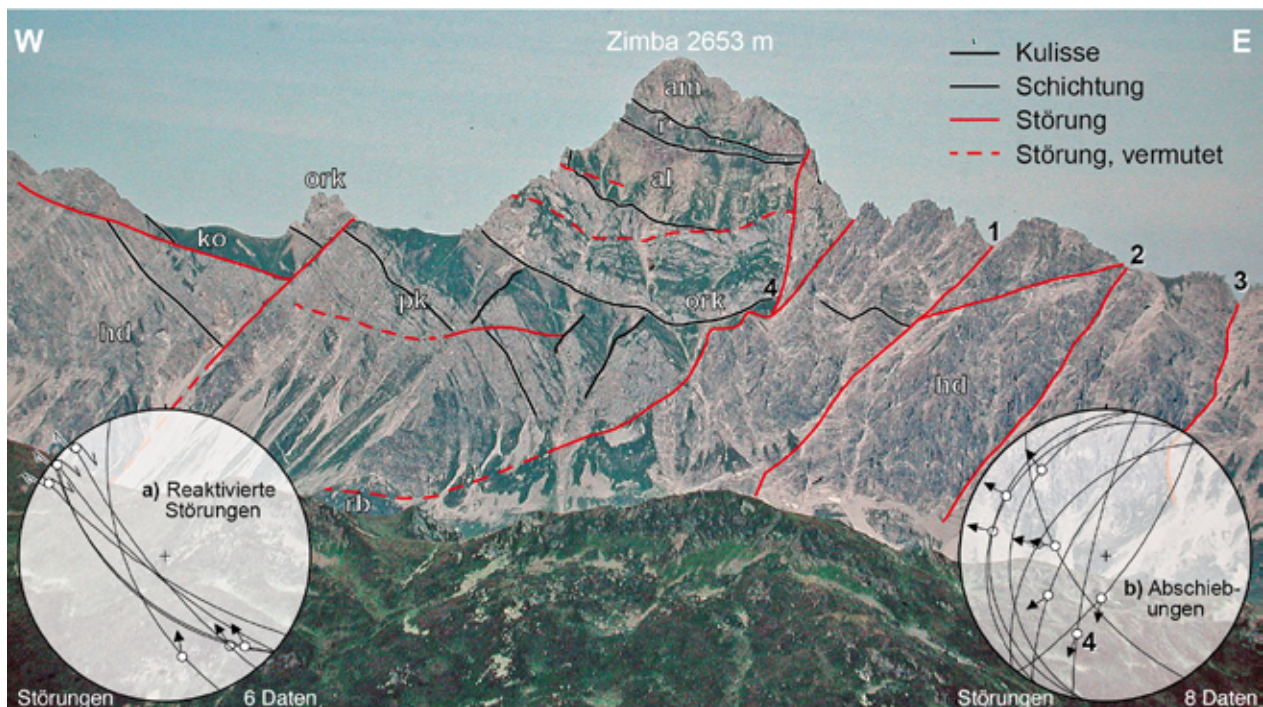


Abb. 11: Blick von der Geißspitze über den Latschätzkogel nach Norden auf die Zimba. 1 – 3...westgerichtete Abschiebungen innerhalb des Hauptdolomits (vgl. Abb. 12). 4...Hauptabschiebung mit listrischer Geometrie und antithetischer Flexur im Hangendblock. Abkürzungen: rb...Raibler Schichten, hd...Hauptdolomit, pk...Plattenkalk, ko...Kössen-Fm., ork...Oberrhätkalk, al...Allgäu-Fm., r...Ruhpolding-Fm., am...Ammergau-Fm. a) Stereographische Darstellung der Störungsflächen und Lineare aus dem Bereich der Störungen 1 – 3 aus Mayerl (2005). Die dextralen Bewegungen an diesen Störungen werden als Reaktivierungen interpretiert. b) Abschiebungen, gemessen am Gratkopf westlich der Zimba. 4...Messung der Hauptabschiebung an der mit 4 markierten Stelle im Foto.

Fig. 11: View to the north from the Geißspitze across the Latschätzkogel to the Zimba. 1 to 3...top-to-the-west normal faults within the Hauptdolomit (compare Fig. 12). 4...principal normal fault with listric geometry and roll-over in the hanging wall. Abbreviations: rb...Raibl beds, hd...Hauptdolomit, pk...Plattenkalk, ko...Kössen Fm., ork...Oberrhätkalk, al...Allgäu Fm., r...Ruhpolding Fm., am...Ammergau-Fm. Diagram a) Fault planes and slickensides from faults 1 – 3 (Mayerl, 2005). The dextral fault movement is related to fault reactivation. Diagram b) Fault planes and slickensides from normal faults at the ridge west of the Zimba. 4...principal normal fault measured at location 4 in indicated in the photograph. Lower hemisphere stereographic projection in all diagrams.

darüberliegende Kössen-Fm. und der Oberrhätkalk sind im Vergleich zu den älteren Einheiten disharmonisch mit geringeren Wellenlängen und Amplituden verfaultet. Diese Beobachtung kann auch auf die Zimba-Synklinale im Gipfelhorn der Zimba übertragen werden, die im Vergleich zum Hauptdolomit im Liegenden der flach S-fallenden Störungen disharmonisch verfaultet ist.

Die Bedeutung und das Alter der in diesem Abschnitt diskutierten Störungen ist schwer festzulegen. Die westgerichteten Abschiebungen durchtrennen bereits verfaultete Gesteine. Die Faltenachse der Valbona-Synklinale taucht nach ENE ab (Mayerl, 2005), wie auch die meisten anderen Großfalten des Gebiets (Bischof, 2010; Mackowitz,

2010; Schmidegg, 1955; Steinacher, 2004). Sie werden der kretazischen Verfallung in den Nördlichen Kalkalpen zugeordnet (Ortner, 2003a, b). Auch wenn die westgerichteten Abschiebungen nicht überall morphologisch so deutlich hervortreten wie in den Wänden südlich der Zimba, scheinen sie doch generell weit verbreitet. Das lässt vermuten, dass das Abtauchen der Faltenachsen nach NE zumindest zum Teil auf antithetische Flexur oder Rotation von Blöcken zwischen gleichsinnigen Störungen zurückzuführen ist. Das letztere Modell wird dadurch gestützt, dass die Abschiebungen in die Gipfe der Raibler Schichten laufen (Abb. 10), aber im Liegenden keine Fortsetzung haben. Da die Sedimentabfolge bereits verfaultet gewesen sein muss, haben die rotierten

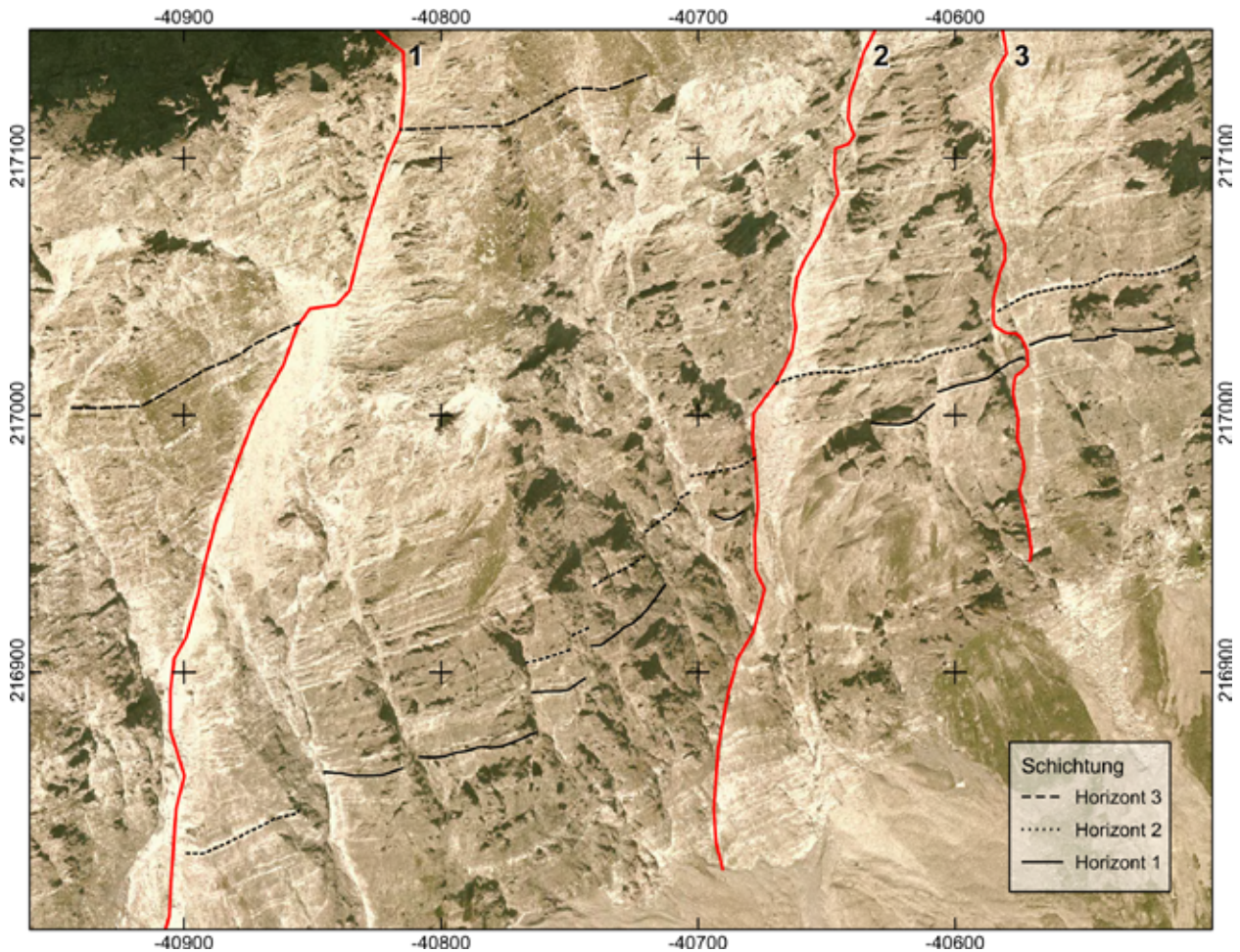


Abb. 12: Schichtung im Hauptdolomit im Orthofoto. Die Lage des Ausschnitts ist in Abbildung 10 ersichtlich. Die Horizonte sind 1–3 aufgrund von wiedererkennbaren Bankfolgen kartiert. Die Störungen 1–3 sind auch in Abbildung 11 markiert. Der Versatz an den Störungen nimmt nach Osten rasch ab. Zwischen den Störungen 1 und 2 sind eine Reihe von kleineren Versätzen erkennbar, die in der Karte nicht ausgehalten werden können.

Fig. 12: Bedding in the Hauptdolomit in the orthofotografic image. Graticule: MGI Austria GK West, distances in meters. For position of map see Figure 10. Based on a characteristic succession of beds, horizons 1–3 were mapped. Faults 1–3 are also labeled in Figure 11. Offset across faults decreases toward the east. Between faults 1 and 2, additional faults with small offset are visible that cannot be shown in the map of Figure 10.

Blöcke wahrscheinlich komplexe Geometrien. Das Alter der Streckung ist demnach jünger als Kreide, kann aber nur schwer zeitlich eingegrenzt werden. Ortner (2003b) interpretierte Streckung parallel zu Faltenachsen weiter östlich in den Nördlichen Kalkalpen als das Resultat von lokalen Stressfeldern bei der Faltung, aber die dort beschriebenen Abschiebungen haben keine Versätze im Kartenmaßstab. In der weiteren Umgebung wurde in tieferen tektonischen

Stockwerken Oligozäne Streckung beschrieben (Turba-Phase; Froitzheim, et al., 1994; Nievergelt, et al., 1996; Weh & Froitzheim, 2001), aber die damit verbundenen Scherzonen haben im Rätikon keinen geochronologisch nachweisbaren Versatz mehr (Ortner, et al., 2006). Trotzdem ist es möglich, dass die W-gerichteten Abschiebungen dieser Phase zugeordnet werden können.

Schwieriger ist die Einzeitung der durchreisenden, generell südgerichteten Bewegungen an

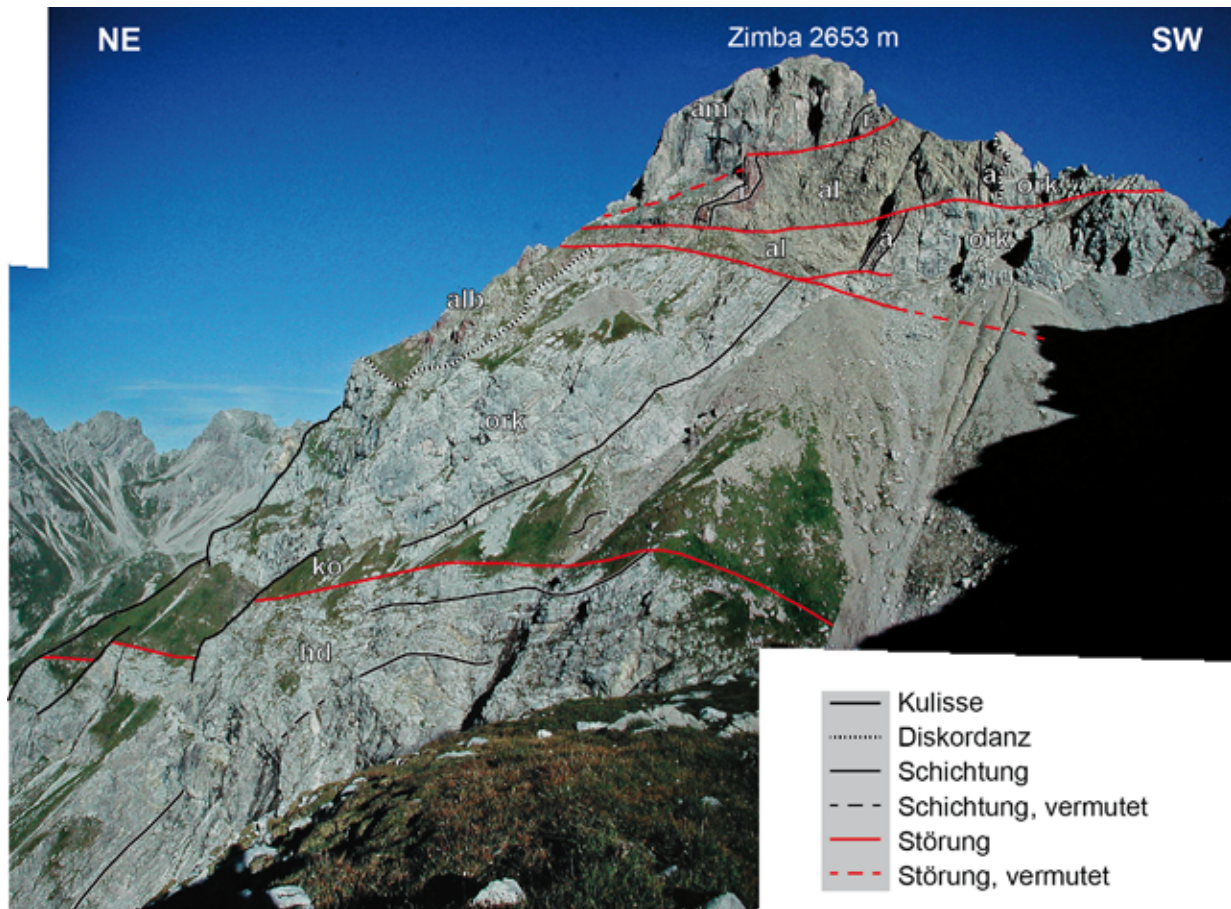


Abb. 13: Ansicht der Zimba von NW. In der gesamten Ansicht fällt die Schichtung nach NE, und ist von mehreren, flacher einfallenden Störungen nach S versetzt. Unterhalb der untersten Störung ist Schleppung im Hauptdolomit zur Störung hin erkennbar. Über der zweiten Störung von unten ändert sich die sedimentäre Fazies des basalen Jura, mit Brekzien der Allgäu-Fm. im Liegenden der Störung, Rotkalken der Adnet-Fm. im Hangenden der Störung. Abkürzungen: hd...Hauptdolomit, ko...Kössen-Fm., ork...Oberhätalk, a...Adnet-Fm., al...Allgäu-Fm., alb...Brekzien der Allgäu-Fm., r...Ruhpolding-Fm., am... Ammergau-Fm.

Fig. 13: View from NW of the Zimba summit. Bedding dips to NE and is offset by several shallow-dipping faults, that offset bedding to the south. Across the second fault from the base, sedimentary facies of the basal Jurassic changes, with breccias of the Allgäu Fm. below the fault, and red nodular limestones of the Adnet Fm. above. Abreviations: hd...Hauptdolomit, ko...Kössen Fm., ork...Oberhätalk, a...Adnet Fm., al...Allgäu Fm., alb...breccias of the Allgäu Fm., r...Ruhpolding Fm., am... Ammergau Fm.

flachen Störungen. Diese könnten (1) sowohl nach der kretazischen Faltung in der heute beobachteten Orientierung aktiv gewesen sein, oder (2) älter als die Faltung sein. Im Fall (1) wären die Störungen als Rücküberschiebungen im Zuge des generell nordgerichteten Paläogenen Transports der Nördlichen Kalkalpen über tektonisch tiefere Einheiten zu interpretieren. Dafür spricht, dass die Bewegung an den Störungen offensichtlich mit Faltung einhergeht, und die Abscherung an der Basis der Nördlichen Kalkalpen die kretazischen

Falten ebenfalls. Rotiert man entsprechend Interpretation (2) die Störungen mit der Schichtung in die Horizontale, werden daraus steil nordfallende Flächen. Diese könnten als Jurassische Abschiebungen interpretiert werden. Diese Idee wird unterstützt durch den Fazieswechsel an der Basis der Jura-Abfolge, der an einer dieser Störungen beobachtet wird (Abb. 13). Dagegen spricht, dass bei Jurassischer Streckung keine intensive Faltung erwartet werden sollte.

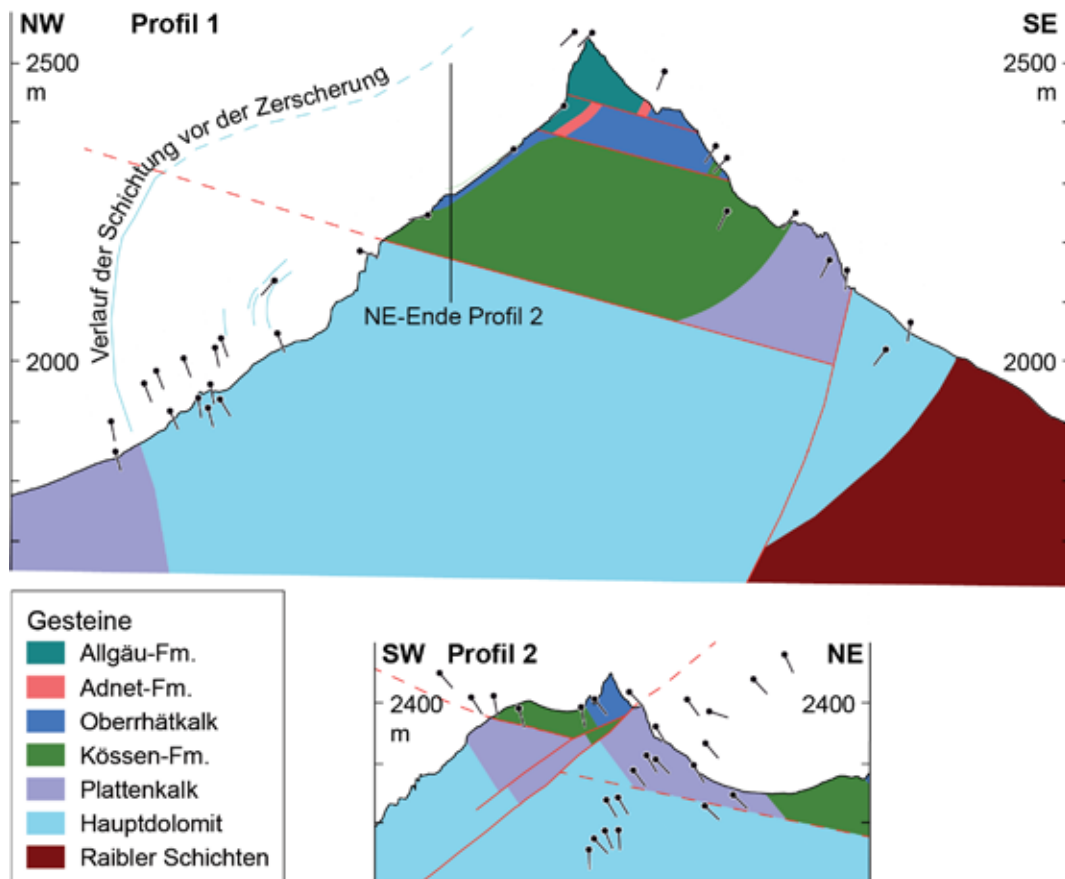


Abb. 14: Profile durch die Zimba. Profilsuren in Abbildung 10. Erläuterungen im Text.
 Fig. 14: Cross sections of the Zimba. Traces of cross sections in Figure 10. Further explanations in the main text.

3. Diskussion

Die in diesem Betrag dargestellten Beispiele zeigen einige Möglichkeiten, wie die geologische Geländeaufnahme durch die Verwendung von Orthofotos und DHMs verbessert werden kann. Abgesehen vom Nutzen erhöht sich auch der Aufwand im Umgang mit den Daten. Bevor Fernerkundungsdaten allgemein verfügbar waren, waren für die Geländearbeit vergrößerte Kopien einer topographischen Karte notwendig, sowie Buntstifte, Höhenmesser und Kompass. Im Vergleich dazu ist es für die Aufbereitung von DHMs, die Berechnung von Höhenlinien und die Erstellung von Schummerungen notwendig, mit GIS umgehen zu können. Für die Anwendung von 3D-Modellierung wie im Abschnitt 2.2 gezeigt ist es auch notwendig, ein 3D-Modellierungsprogramm zu beherrschen. Vor allem der

Zeitaufwand des Einspeisens der Daten in digitale Systeme sollte nicht unterschätzt werden, da das Georeferenzieren aufwendig sein kann.

Die Arbeit mit digitalen Daten ersetzt die Geländearbeit in keiner Weise. In Gebieten wie den Nördlichen Kalkalpen sind meist einige Tage Geländearbeit notwendig, um das Kartenbild geologischer Karten korrekt einzuschätzen. Der Detailreichtum der Kartendarstellung kann wesentlich verbessert werden. Das fällt besonders in Österreich ins Gewicht, wo die amtliche topographische Karte des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen im Maßstab 1:50.000 publiziert wird, und die höchstauflösende Karte eine Vergrößerung dieser Karte auf den Maßstab 1:25.000 ist. Zuerst ermöglicht die

Mitverwendung der Schummerung des DHM und von Orthofotos eine bessere Orientierung des Geologen bei der Arbeit im Gelände, aber auch die Erhebung von zusätzlichen Daten, wie hier weiter oben gezeigt. Dabei ist zu beachten, dass z.B. das Herausrechnen von Orientierungsdaten aus Höhenmodellen auf einem anderen Maßstab erfolgt als die Geländearbeit, da im DHM Strukturen im Aufschlussmaßstab ausgeglättet werden. Je gröber das Raster des DHM, oder je geringer die Auflösung des Orthofotos, desto stärker ist dieser Effekt im Vergleich zur Geländearbeit. Die hier präsentierten Beispiele zeigen, dass die zusätzlichen Fernerkundungsdaten vor allen dazu beitragen die Schichtung kontinuierlich zu kartieren, und damit frühe, syngedimentäre Strukturen oder Störungen ohne Versatz von Formationsgrenzen erkannt werden können. Damit wird es oft erst möglich, ein durchgehendes Störungsnetz eines Gebiets zu kartieren, vor allem, wenn in einem Gebiet mächtige, monotone Einheiten wie die Wetterstein- oder Hauptdolomit-Karbonatplattform vorhanden sind.

Eine ganze Reihe von wichtigen weiteren Anwendungen der Interpretation von DHMs wird hier nicht diskutiert. Die Geomorphologie wird in Schummerungsdaten in idealer Weise sichtbar. Viele quartäre Ablagerungen sind morphologisch definiert, und deswegen in der Schummerung leicht zu kartieren (z.B. Salcher, et al., 2010). Das gleiche gilt für Massenbewegungen, deren Abriss- und Ablagerungszonen aus der Schummerung kartiert werden können (z.B. Ostermann, et al., 2012).

4. Zusammenfassung

In drei Beispielen wird hier gezeigt, wie digitale Fernerkundungsdaten eingesetzt werden können, um die geologische Aufnahme von Festgesteinen im Gelände zu ergänzen und zu verbessern. Dazu gehören folgende Anwendungen: (1) die Verwendung von Schummerungsdaten von Geländemodellen in Gebieten mit Wald oder dichter Vegetation. Die Schummerung bildet die Bankung von Gesteinen flächendeckend ab und macht es möglich, den Verlauf der Schichtung zu

kartieren, im Idealfall sogar einzelne Bänke. (2) Die Verwendung von Orthofotos und Schummerungsdaten im vegetationsfreien Hochgebirge, wo ebenfalls der Verlauf der Schichtung oder einzelne Bänke kartiert werden können.

Karten des Schichtungsverlaufs ermöglichen die Identifikation von Störungen und Falten in Gebieten die auf älteren Karten keine Strukturen zeigen, da keine Formationsgrenzen versetzt oder verfaltet werden. In einem weiteren Schritt können solche Karten zur 3D-Modellierung verwendet werden, und dabei z.B. zeigen wo modellierte und beobachtete Schichtgrenzen übereinstimmen bzw. voneinander abweichen. Das erlaubt Aussagen über die sedimentäre Entwicklung.

Danksagung

Die Zusammenstellung dieser Arbeit wäre nicht ohne die Fernerkundungsdaten, die hier verwendet wurden nicht möglich gewesen. Die Schummerungsdaten mit 1 m Auflösung und hochauflösende Orthofotos sind über WMS-Dienste des Landes Tirol abrufbar. Das für die 3D-Modellierung verwendete DHM ist über die Internetseiten des Landes erhältlich (Datenquelle: Land Tirol – data.tirol.gv.at). Hochauflösende Orthofotos von Vorarlberg sind über einen WMS-Dienst des Landes abrufbar, Hinweise dazu finden sich auf den Seiten des Vorarlberg Atlas. Die Schummerungsdaten wurden vom Landesvermessungsamt Vorarlberg im Rahmen der Diplomarbeiten von M. Bischof und H. Mackowitz zur Verfügung gestellt. Der Autor bedankt sich beim Land Tirol und Land Vorarlberg für die Bereitstellung der Daten. Das Programm Move zur 3D-Modellierung wurde dem Autor von Midland Valley im Rahmen ihrer akademischen Software-Initiative zur Verfügung gestellt, und das Programm Quantum GIS ist frei im Netz verfügbar. Der Autor bedankt sich für die Bereitstellung der Programme. Der Autor bedankt sich bei der Vorarlberger Naturschau, die die Diplomarbeiten von J. Mayerl und R. Steinacher im Rahmen des Projekts "Kinematik und Geochronologie im östlichen Rätikon" finanziell unterstützt hat. Der Text wurde von A. Gruber kritisch durchgesehen.

Literatur

- Allmendinger, R. M. (2012): *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. – 302 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- Allmendinger, R. M. (2014): *GeolMapDataExtractor 4.1.4*. – software, aufgerufen am 15.01.2015: http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/gmde_mac.zip, http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/gmde_win.zip
- Amperferer, O. (1933): Beiträge zur Geologie des Rätikons. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 83: 137 - 172.
- Amperferer, O. (1937): Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 87: 275-310.
- Bischof, M. (2010): Zur Geologie und Tektonik im südwestlichen Rätikon (Vorarlberg). – 114 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- Enders, P. (1974): Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalks der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. – 152 S., unpubl. Diss. TU München
- Fabricius, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – 143 S., *International Sedimentary Petrological Series*, 9, Brill, Leiden..
- Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae Geol. Helv.*, 87: 559 - 612.
- Froitzheim, N., Weber, S., Nagel, T., Ibele, T. & Furrer, H. (2012): Late Cretaceous extension overprinting a steep belt in the Northern Calcareous Alps (Schesaplana, Rätikon, Switzerland and Austria). – *Int. J. Earth. Sci.*, 101: 1315-1329.
- Furrer, H. (1993): Stratigraphie und Facies der Trias/Jura-Grenzsichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. – 99 S., unpubl. Diss. Univ. Zürich, Zürich.
- Heissel, W., Oberhauser, R., Reithofer, O. & Schmidegg, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon 1:25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Hillebrandt, A. v. & Kment, K. (2009): Die Trias/Jura-Grenze und der Jura in der Karwendelmulde und dem Bayerischen Synklinorium, Exkursionsführer, Jahrestagung in Fall vom 10.-13.06.2009. – 45 S., Deutsche Subkommission für Jurastratigraphie, Erlangen.
- Hillebrandt, A. v. & Krystyn, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites of Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 253: 163-195.
- Krainer, K. & Mostler, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkenener Synklinale (nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheiblberg Formation. – *Geol.-Paläontol. Mitt.Innsbruck*, 22: 1-41.
- Krystyn, L., Böhm, F., Kürschner, W. & Delecat, S. (2005): The Triassic -Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps. – In: Pálffy, J. & Ozsvárt, P., 5th Field Workshop of IGCP 458 Project (Tata and Hallein, September 2005), Program, Abstracts and Field Guide., A1-A39, Budapest.
- Laubscher, H. P. (1989): The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine nappes: a comparison. – In: Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G., *Alpine Tectonics*, 229 - 241, Geological Society, London.
- Leutenegger, O. W. (1928): Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. – 120 S., Diss. Univ., Zürich.
- Loacker, H. (1986): Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 78 (1985): 211-230.
- Mackowitz, J. (2010): Geologie und Tektonik im südlichen Rätikon (Vorarlberg). – 124 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- Mayerl, J. (2005): Geologie des östlichen Rätikon (Vorarlberg): Stratigraphie, Tektonik und Kinematik. – 156 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- Midland Valley Ltd. (2014): *Move 2014*. – Software, aufgerufen am 13.03.2014: <http://www.mve.com/software>
- Miller, H. (1963): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.*, 113: 409-425.
- Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N. & Ferreira-Mählmann, R. (1996): Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). – *Tectonics*, 15/2: 329 - 340.
- Oberhauser, R. (1970): Die Überkippungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1970: 477 - 485.
- Ortner, H. (2003a): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94: 63-77.
- Ortner, H. (2003b): Local and far field stress- analysis of brittle deformation in the western part of the Northern

- Calcareous Alps, Austria. – *Geol.-Paläontol. Mitt. Innsbruck*, 26: 109-131.
- Ortner, H. & Gruber, A. (2011): 3D-Geometrie der Strukturen zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale. – In: Gruber, A., Arbeitstagung 2011, Blatt 88 Achenkirch, 51-67, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Ortner, H., Mayerl, J., Tropper, P., Steinacher, R., Fügenschuh, B., Cosca, M. & Schuster, R. (2006): Geochronologische Untersuchung der Grenze Silvrettakristallin – Phyllitgneiszone im Rätikon und Arlberggebiet: Hinweise auf die tektonische Beziehung zwischen beiden Komplexen. – In: Tessadri-Wackerle, M., Abstracts Pangeo Austria 2006, 229-230, innsbruck university press (IUP), Innsbruck.
- Ostermann, M., Sanders, D., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Rockenschaub, M. & Römer, A. (2012): Early Holocene (8.6ka) rock avalanche deposits, Obernberg valley (Eastern Alps): Landform interpretation and kinematics of rapid mass movement.- *Geomorphology*, 171–172: 83-93.
- Salcher, B. C., Hinsch, R. & Wagreich, M. (2010): High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria. – *Geomorphology*, 122: 283-293.
- Sausgruber, T. (1994): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – 133 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- Schmidegg, O. (1955): Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). – *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 98: 145 - 170.
- Steinacher, R. (2004): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Rätikon (Vorarlberg, Österreich). – 127 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- Tollmann, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III. – 449 S., Deuticke, Wien.
- Weh, M. & Froitzheim, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and Tectonic evolution. – *Eclogae Geologiae Helvetiae*, 94: 237-252.
- Zambanini, J. (2014): Geologie der Zugspitze und Umgebung. – 80 S., unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, Innsbruck.

