

Geologie und Strukturentwicklung der Blankuskopf- und Wildberggruppe im südlichen Brandnertal (Rätikon, Österreich)

citation and similar papers at core.ac.uk

brought t

pr

Zu den Autoren

Tobias Ibele, geboren 1976, Studium der Geologie an der Universität Freiburg, dort 2005 Diplomarbeit zum Thema Strukturanalyse und Profilbilanzierung im Rätikon/Vorarlberg. Seither verschieden kurzfristige Berufstätigkeiten als Geologe in der Lehre und im Ingenieurwesen. Seit Jahren aktiver Bergsteiger und Tourenleiter im Deutschen Alpenverein.

Jan Behrmann, geboren 1953, Studium der Geologie an der Universität Erlangen, Promotion an der University of Oxford. Berufstätigkeit in der Erzexploration, danach Lehrer und Forscher an den Universitäten Tübingen, Gießen und Freiburg. Seit 2006 Professor für Marine Geodynamik am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel.

Inhalt

<i>Abstract</i>	124
<i>Zusammenfassung</i>	124
<i>1 Einführung</i>	125
1.1 Geographische Einführung	125
1.2 Geologische Einführung	126
<i>2 Gesteine</i>	129
2.1 Überblick über den Sedimentationsraum	129
2.2 Alpiner Buntsandstein	131
2.3 Reichenhaller Formation	131
2.4 Alpiner Muschelkalk	132
2.5 Partnachsichten und Arlbergkalk	132
2.6 Raibler Schichten	133
2.7 Hauptdolomit und Plattenkalk	135
2.8 Kössener Schichten und Rätikalk	135
2.9 Allgäuschichten und Adneter Kalke	135
2.10 Die Jura-Kreide-Abfolge	137
2.11 Arosazone	137
2.12 Quartäre Bildungen	138
<i>3 Die Strukturen der Blankuskopf- und Wildberggruppe</i>	139
<i>4 Die Kinematik der Strukturen</i>	145
<i>5 Tektonische Entwicklung im Arbeitsgebiet</i>	151
<i>6 Literaturverzeichnis</i>	153

20
SEITE 123 – 154
Dornbirn 2007



Abstract

Detailed geological mapping and structural analysis of the Blankuskopf- and Wildberggroup in the Rätikon area (Vorarlberg/Austria) was carried out in the framework of a Diploma-thesis at the University of Freiburg.

The full stratigraphy of the Northern Calcareous Alps (NCA) can be found in the area, starting with the skythian Buntsandstein and continuing up to the upper Cretaceous Kreideschiefer, as well as lithologies from the south-Penninic Arosazone.

The structural style of the mapping area is characterized by many folds and thrusts and shows two main features:

- 1) From the lower to the higher tectonic unit and from NW to SE there is a change in transport direction from NW via N to NE. This change is linked to a clockwise rotation of each unit with respect to its underlying unit.
- 2) Within each unit there is a change in transport direction from NW in its western part to N in its eastern part. This is especially pronounced in the well-conserved unit of the Blankuskopfgroup.

The structures are the result of horizontal shortening as well as dextral shearing. The latter is represented by the flexing of fold-axes and clockwise rotation.

Keywords: geological mapping, structural analysis, Blankuskopf, Wildberg, Rätikon, Vorarlberg, Austria

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Freiburg wurde das Gebiet der Blankuskopf- und Wildberggruppe im Rätikon geologisch kartiert und die Strukturen des Gebirges analysiert.

Das Kartiergebiet enthält die gesamte Abfolge der nördlichen Kalkalpen vom skythischen Buntsandstein bis zu den oberkretazischen Kreideschiefern, sowie Gesteine der Arosazone.

Der strukturelle Bau des Kartiergebietes ist durch zahlreiche Falten und Überschiebungen gekennzeichnet. Im Maßstab des gesamten Kartiergebietes lassen sich im Wesentlichen zwei kinematische Beobachtungen festhalten:

- 1) Von den tieferen zu den höheren tektonischen Stockwerken und von Nordwesten nach Südosten ändert sich die Richtung des tektonischen Transportes von NW über N nach NE. Diese Vergenzänderung ist mit rotationellen Bewegungen im Uhrzeigersinn der jeweils höheren tektonischen Einheit relativ zu ihrem Unterlager verbunden.
- 2) Innerhalb einer tektonischen Einheit ändert sich die Richtung des tektonischen Transports von NW im Westen zu N im Osten. Dies ist besonders in der am großflächigsten erhaltenen Einheit der Blankuskopfgruppe zu sehen.

Die Strukturen gehen einerseits auf horizontale Einengung und andererseits auf dextrale Scherung zurück, die sich im Einbiegen von Faltenachsen und in im Uhrzeigersinn gerichteten Rotationsbewegungen zeigt.

1 Einführung

1.1 Geographische Einführung

1.1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet befindet sich im nordwestlichen Rätikon in Vorarlberg/Österreich zwischen den südlichen Abschnitten von Brandnertal und Gamperdonatal. Das Rätikon liegt ganz im Rhenanischen Einzugsgebiet und entwässert im Süden in die Landquart und den Alpenrhein, im Norden in die Montafon und Wallgau durchfließende Ill. Die Ill dient der gesamten Nordabdachung des Rätikons als Vorfluter und somit auch dem gesamten Arbeitsgebiet, das über die Alvier im Brandnertal und die Meng im Gamperdonatal an sie angebunden ist.

Der geologische Aufbau des Rätikons ist zweigeteilt. Während der Norden und Westen den Nördlichen Kalkalpen und ihrem mittelpenninischen Unterlager angehören, besteht der Süden und Osten aus kristallinen Gesteinen der Silvretta-Decke.

Der Hauptkamm des Rätikons ist zugleich die Grenze zwischen dem österreichischen Bundesland Vorarlberg und dem Schweizer Kanton Graubünden; im Westen des Gebirges zum Rheintal hin liegt das Fürstentum Liechtenstein. Der österreichische Teil wird von Bludenz aus über die Verkehrswege des Walgau und des Montafons erschlossen, für den Schweizer Teil dienen die Ortschaften Sargans, Landquart und Klosters im Prättigau als Zugang. Das Arbeitsgebiet erreicht man von Bludenz durch das Brandnertal und über die Ortschaft Brand. Das bei Nenzing in das Walgau mündende Gamperdonatal ist für den öffentlichen Verkehr gesperrt.



Abb. 1: Übersichtskarte zur geographischen Lage des Arbeitsgebietes.

1.1.2 Geographie des Arbeitsgebiets

Das Arbeitsgebiet ist rund 28 km² groß und durch folgende Linie umgrenzt: Von Brand-Mühledörfle über den Niggenkopf, den Brandner Golm und das Glattjoch zum Fundelkopf, über P. 1897 m an den Zusammenfluss von Virgloriatobelbach und Meng, die Meng aufwärts zur Sommersiedlung Nenzinger Himmel und den, vom Hirschsee einmündenden Bach empor. Vom Hirschsee in gerader Linie auf den Panüelerkopf, von dort entlang des Nordwest-Randes des Brandner Gletschers nach Nordosten, dann dem Gletscherbach (entlang der Gletscherdole) folgend bis zur Einmündung in den Alvierbach und diesen hinaus nach Brand-Mühledörfle. Der Panüelerkopf als südlichster und höchster Punkt des Arbeitsgebietes ist zugleich ein nördlicher Vorsprung des Rätikon-Hauptkamms. Von ihm zweigt gegen SE der Grat von Wildberg und Mottakopf und gegen NNW der Grat über Oberzalimkopf, Pfannenknecht und Blankuskopf zum Windegger ab. Der Nordrand des Arbeitsgebietes wird vom Massiv der Fundelkopfgruppe aufgebaut. Im Wesentlichen untergliedern die beiden nördlichen Grat-Äste des Panüelerkopfes das Arbeitsgebiet in die Blankuskopfgruppe (NNW-licher Ast) und die Wildberggruppe (NE-licher Ast). Beide Gratäste umfassen das Zalimtal, welches südlich der Ortschaft Brand in das Brandnertal mündet. Westlich der Blankuskopfgruppe liegt das Gamperdonatal, östlich der Wildberggruppe das obere Brandnertal. Das Amatschonjoch stellt einen breiten Übergang vom Gamperdonatal in das Brandnertal und eine naturgegebene Grenze zwischen der Blankuskopfgruppe im Süden und der Fundelkopfgruppe im Norden dar. Die Blankuskopfgruppe fällt nach Westen und Norden in Wänden ab und ist nach Südosten flacher abgedacht und stärker gegliedert. Dort liegt der Seitenkamm des Kämmerlischrofens und die Alpe Brüggeler. Die Wildberggruppe fällt nach Westen ebenfalls in Steilwänden ab, und bildet auf der Ostseite die steilen Wiesen der Sonnenlagantalpe, im Süden die Mulde des Brandner Gletschers. Sowohl auf der Gamperdonaseite als auch auf der Brandnerseite zeigen sich zwischen etwa 1600 m und 1800 m flachwellige Alpflächen: Setsch und Gagafeld auf der Gamperdoner-Seite und Innerpalüd und Melkboden auf der Brandner-Seite. Unterhalb dieser Verflachungen liegen zu beiden Tälern hin noch Waldzonen, die sich über 300 und 500 Höhenmeter erstrecken. So der Brandwald auf der Gamperdona-Seite und der Brucheggawald oberhalb Brand.

1.2 Geologische Einführung

Klassischerweise werden die Alpen gemäß ihrer präorogenen Paläogeographie von NW nach SE in den helvetischen, den penninischen und den ostalpinen Raum unterteilt. Während Helvetikum und Penninikum heutzutage hauptsächlich die West- und Zentralalpen aufbauen, ist das Ostalpin großflächig in den Ostalpen aufgeschlossen. Es überlagert die Einheiten des Penninikums, die ihrerseits wiederum dem Helvetikum aufgeschoben sind. Das Helvetikum umfasst die Gesteine des europäischen passiven Kontinentalrandes, das Ostalpin die des apulischen Mikrokontinents. Im Penninikum sind die Bereiche des Valais- und Piemont-Ligurischen-Ozeans, sowie der beide Ozeane trennenden Briançonnais-Hochzone

zusammengefasst. Der Dreiteilung Valais-Ozean, Briançonnais-Schwelle und Piemont-Ligurischer-Ozean entspricht die Bezeichnung Nord-, Mittel- und Südpenninikum.

Innerhalb des Ostalpins unterscheidet man das externere Unterostalpin und das internere Oberostalpin. Das Oberostalpin besteht aus heutzutage zentralalpin gelegenen variszisch metamorphen Grundgebirgseinheiten einerseits und den von ihrem Grundgebirge losgelösten und in Decken gestapelten mesozoischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen andererseits.

Die Nördlichen Kalkalpen unterteilt man klassischerweise von den höchsten zu den tiefsten Einheiten in Juvavikum, Tirolikum und Bajuvarikum (MANDL 1999, FAUPL & WAGREICH 2000). Dabei handelt es sich vorwiegend um triassische Plattformkarbonate großer Mächtigkeit und Jura- bis Unterkreide-Ablagerungen geringerer Mächtigkeiten und geringeren Karbonatgehaltes (TOLLMANN 1976). Das Bajuvarikum als der nordwestlichste, und für diese Arbeit interessante Teil der Nördlichen Kalkalpen besteht aus der höheren Lechtal-Decke (oberes Bajuvarikum) und der tieferen Allgäu-Decke (unteres Bajuvarikum, FAUPL & WAGREICH 2000).

Im Rätikon ist das Westende der Kalkalpen in der Lechtal-Decke aufgeschlossen. Sie lagert dort mit der melangeartigen und aufgrund ihres tektonischen Stockwerkes in das Südpenninikum gestellten Arosazone an der Basis auf folgenden tieferen Einheiten: Im Süden auf der mittelpenninischen Sulzfluh- und Falknis-Decke und im Norden auf, von OBERHAUSER (1995) in das nördliche Mittelpenninikum gestellten Einheiten des Rhenodanubischen Flysches. Im Südrätikon werden Sulzfluh- und Falknis-Decke von Nordpenninischem Prättigauflysch unterlagert (OBERHAUSER 1995).

Im alpinen Raum bilden sich während des Mesozoikums zeitlich nacheinander und von Südosten nach Nordwesten voranschreitend, im Wesentlichen drei, teilweise ozeanische Becken. Mit der Schließung des triassischen Hallstatt-Meliata Ozeans im Südosten geht die Öffnung des jurassischen, der Alpenen Tethys zuzuordnenden Piemont-Ozeans einher. Schließlich folgt in der Kreide die Öffnung und Schließung des am weitesten im Nordwesten gelegenen Valais-Ozean. Die Alpen in ihrer heutigen Erscheinung sind das Produkt der Überlagerung von Subduktions-, Kollisions- und Kollapsprozessen aller drei Beckenbereiche in aufeinander folgenden Ereignissen innerhalb der übergeordneten Konvergenz Afrikas und Europas (FRISCH 1979, FROITZHEIM et al. 1996, SCHMID et al. 2004). Dabei sind im Wesentlichen ein kretazischer und ein tertiärer Zyklus der Orogenese zu unterscheiden (FROITZHEIM et al. 1996).

In der Trias werden im Bereich des späteren Ostalpins unter den stetigen Subsidenz- und Riftprozessen des passiven Kontinentalrandes zum südöstlich anschließenden Meliata-Ozean hin die bis mehrere Kilometer mächtigen Plattformkarbonate der Nördlichen Kalkalpen abgelagert (Brandner 1984, Lein 1987). Dieser Sedimentationsraum wird ab dem Unterjura als Folge des beginnenden Rifting des Piemont-Ligurischen-Ozeans im Nordwesten der triassischen Karbonatplattform in Form des apulischen Mikrokontinents von Europa getrennt (Frisch 1979, Mandl 1999), womit in den ehemals proximalen, westlichen Nördlichen

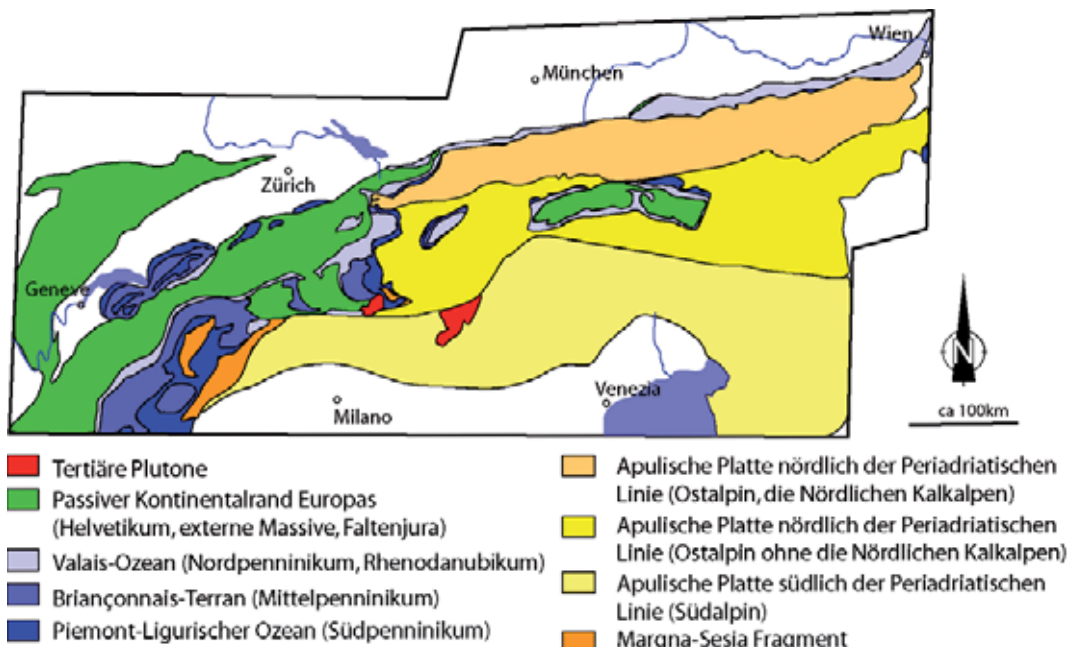


Abb. 2: Übersicht über die paleogeographischen Einheiten der Alpen.

Vereinfacht nach FROITZHEIM et al. (1996).

Kalkalpen Abschiebungstektonik (Eberli 1988, Neubauer et al. 2000) und Sedimentation eines distalen passiven Kontinentalrandes einsetzt (Schlager & Schönlender 1974).

Eklogitfaziale Metamorphose entlang der Hallstatt–Meliata-Sutur, durchgreifende west- bis nordwestvergente Tektonik im ganzen ostalpinen Raum und beginnende SE-wärtige Subduktion des Piemont-Ligurischen-Ozeans ab der Mittelkreide sind die Merkmale des kretazischen Orogenzyklus der Ostalpen (FROITZHEIM et al. 1996, NEUBAUER 2000, FAUPL & WAGREICH 2000, SCHMID et al. 2004).

Bereits während der kretazischen Orogenphase werden die Nördlichen Kalkalpen von ihrem Grundgebirge abgeschert und zu einem Deckenstapel verkürzt (FAUPL & WAGREICH 2000, ORTNER 2001, SCHMID et al. 2004). Dabei liegen die Abscherhorizonte in den evaporitreichen, permoskythischen Lagen unterhalb und oberhalb des Buntsandsteins und in der ebenfalls teilweise evaporitischen karnischen Raibler-Formation. Überschiebungen und Blattverschiebungen werden häufig aus synsedimentären Abschiebungen reaktiviert (z.B. EISBACHER et al. 1990, LINZER et al. 1995, EISBACHER & BRANDNER 1996). Diese erste Deformation im Bereich der westlichen Nördlichen Kalkalpen ist nach Westen bis Norden gerichtet und damit teilweise dextral transpressiv (z.B. LINZER et al. 1995, BEHRMANN & TANNER 2005).

Es folgt eine tektonisch ruhigere Phase in der Oberkreide mit Divergenztektonik im Westabschnitt der Ostalpen (FROITZHEIM 1994) und Subsidenzbewegungen in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen. Sie führen zu der den Deckenstapel der Nördlichen Kalkalpen diskordant versiegelnden Gosasedimentation (z.B. OBERHAUSER 1995, FAUPL & WAGREICH 2000).

Die anschließende tertiäre Orogenese erfasst nicht nur die Ostalpen, sondern auch die Zentral- und Westalpen und führt dort zu regionaler und eklogitfazialer

Metamorphose (FROITZHEIM 1996, NEUBAUER 2000). Sie hängt mit der Schließung des Bereiches der alpinen Tethys (Piemont-Ligurischer-Ozean und Valais-Ozean) und der Kollision des apulischen Mikrokontinents mit Europa zusammen (SCHMID et al. 2004).

Während der tertiären Orogenphase wird der Deckenstapel der Nördlichen Kalkalpen über die tieferen penninischen und helvetischen Einheiten geschoben (OBERHAUSER 1995, FROITZHEIM et al. 1996, NEUBAUER et al. 2000). Dabei ist die Kalkalpen-interne Einengung N-bis NE-vergent und überprägt die Strukturen der kretazischen Deckenstapelung. Ehemals dextrale, NW-SE-streichende Transferstörungen entwickeln sich zu NE-gerichteten Überschiebungen, während ehemals NW-gerichtete Überschiebungen zu SW-NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen werden (EISBACHER & BRANDNER 1996).

Östliches bis nordöstliches Achsenfallen als Folge spätorogener Hebungsprozesse im penninischen und helvetischen Bereich der Zentralalpen führt dazu, dass die heutige Basis der Nördlichen Kalkalpen von rund 6 km unter dem Meeresspiegel in der Bohrung Vorderriss (BACHMANN & MÜLLER 1981) am Ostrand der westlichen Nördlichen Kalkalpen über eine Entfernung von etwa 100 km auf ca. 2000 m über Meer an deren Westende im Rätikon ansteigt (EISBACHER et al. 1990).

Im Gegensatz zu den übrigen Nördlichen Kalkalpen sind im Arbeitsgebiet im westlichen Rätikon, aufgrund der stärkeren Heraushebung, vorwiegend präkarnische Gesteinseinheiten und das penninische Unterlager an der Oberfläche aufgeschlossen. So bot es sich an, im Rahmen dieser Arbeit das Strukturinventar vor Ort zu untersuchen, um es mit dem oben dargestellten strukturellen Bild der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen.

2 Gesteine

Im folgenden Kapitel sollen die bei der Kartierung unterschiedenen Gesteinseinheiten (Abb. 3) kurz beschrieben werden. Der Beschreibung ist ein grober Umriss der Entwicklung des Sedimentationsraumes vorangestellt.

2.1 Überblick über den Sedimentationsraum

Im Raum der Nördlichen Kalkalpen setzt die Sedimentation im Skyth terrestrisch mit dem alpinen Buntsandstein ein und geht mit dem Anis in die marine Sedimentation des alpinen Muschelkalkes über. Dabei greift das Meer von Osten her zunehmend nach Westen vor (TOLLMANN 1976, SCHLAGER & SCHÖLLENBERGER 1974, BRANDNER 1984, LEIN 1987).

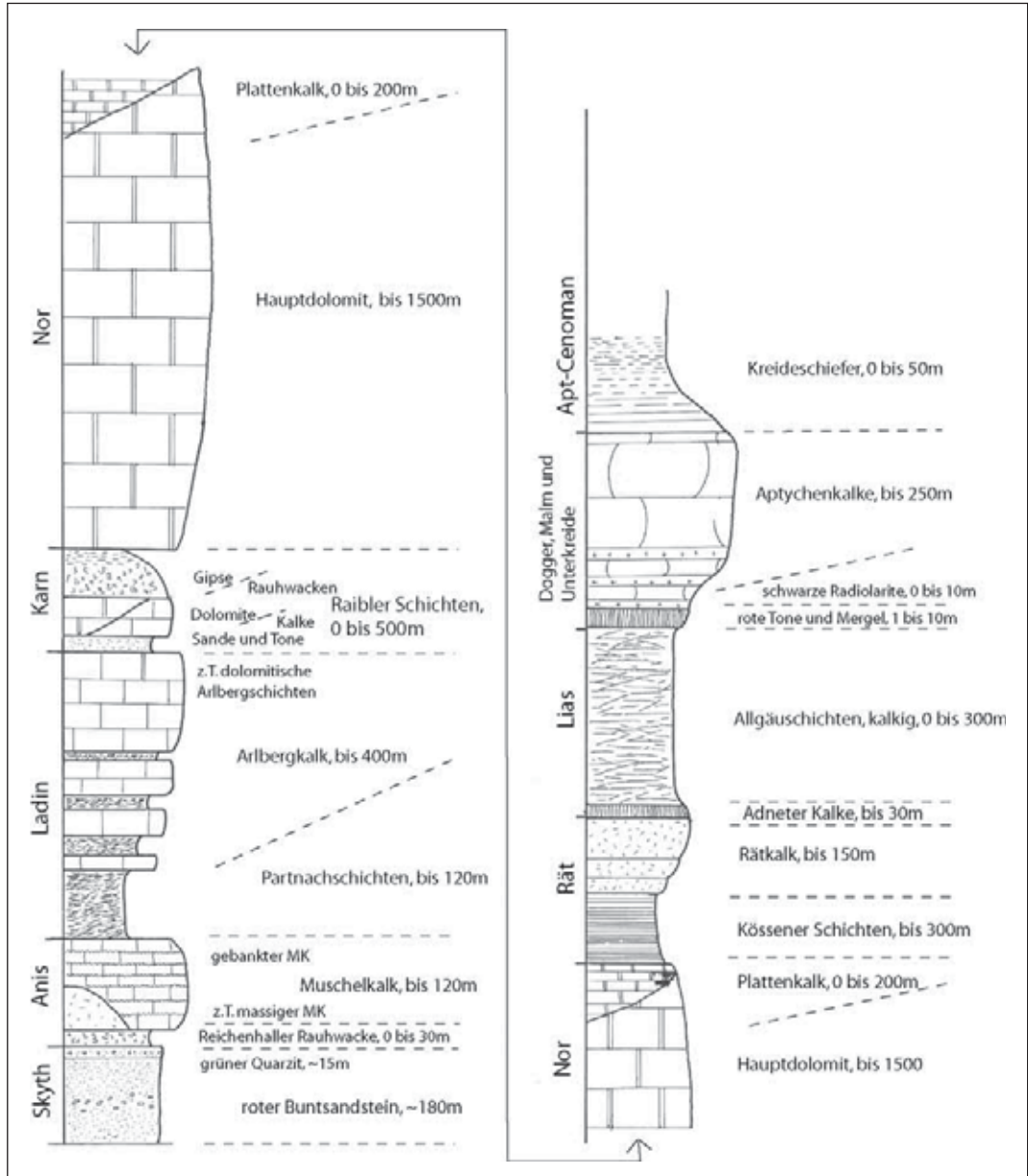
Im Ladin kommt es dann zu divergenter, synsedimentärer Tektonik, die den Sedimentationsraum in Becken und Schwellen unterteilt. In den Becken kommen Partnachschiebungen, auf den Schwellen der Wettersteinkalk, bzw. seine, in Vorarlberg etwas abweichende Form des Arlbergkalk zur Sedimentation. Gleichzeitiger Meeresspiegelrückgang führt zum seitlichen expandierenden des Arlbergkalks nach oben (TOLLMANN 1976, BRANDNER 1984).

Im Karn kommt die divergente Tektonik zur Ruhe, es folgt ein Auffüllen der Becken und teilweises Verlanden des Sedimentationsraumes (BRANDNER 1984, LEIN 1987).

Im Nor kontrolliert die Sedimentation die Subsidenz. Es lagern sich weit verbreitet flachmariner Hauptdolomit und Plattenkalk in großer Mächtigkeit ab (BRANDNER 1984, CZURDA & NICKLAS 1970).

Im Rät tritt wieder divergente Tektonik auf, die zur Beckensedimentation der Kössener Schichten und zur Schwellensedimentation des Rätkalks führt (TOLLMANN 1976, BRANDNER 1984).

Abb. 3: Schematisches Säulenprofil der auskartierten Einheiten.



Andauern dieser Divergenten Tektonik, die im Zusammenhang mit dem Rift des Piemont-Ligurischen Ozeans nordwestlich des Sedimentationsraumes steht, führt im Lias zu verbreiteter Beckensedimentation der Allgäuschichten (EBERLI 1988).

Sie wird ab dem Dogger von tiefmarin-ozeanischer Sedimentation abgelöst, die erst Radiolarite und zur Jura-Kreide-Wende hin dann Aptychenkalke abgelagert.

Die Aptychenkalke gehen im Verlauf der Unterkreide in Tone und mergelige Tone über, welche dann ab dem Cenoman zunehmend von synorogenen Klasktikas abgelöst werden und so den Übergang des weitläufig divergenten in ein weitläufig konvergentes tektonisches Umfeld anzeigen (MAY & EISBACHER 1999).

2.2 Alpiner Buntsandstein

Bei dem im Arbeitsgebiet als Buntsandstein auskartierten Gestein handelt es sich um einen zumeist intensiv rot gefärbten Sand- oder Tonstein mit einzelnen Konglomeratlagen. Es treten alle Varianten von der Ton- bis zur Grobsandfraktion als gut sortierte Lithologien auf. Bei den Konglomeratlagen handelt es sich um matrixgestützte Konglomerate mit gut gerundeten Komponenten, deren Korn-durchmesser im Bereich weniger cm liegen. Der Detritus ist nahezu ausschließlich quarzitisch, wobei es sich auch bei den Komponenten der Konglomerate um kristallinen Kluftquarz und nicht um Gesteinsfragmente handelt. Innerhalb des Buntsandsteins ist ein 10-15 m mächtiger weißer bis grünlicher Quarzit mit deutlichen Hellglimmeranteilen in den tonigeren Bereichen vorgefunden worden. Bei Aufschlüssen in Liechtenstein und im Montafon fand ich diesen Quarzit zwischen rotem Sandstein und Rauhwacken der Reichenhaller Formation, oder alpinem Muschelkalk. Auch AMPFERER (1934) machte diese Beobachtung im Rellstal. Beim Bau des Wallgaustollens der Vorarlberger Illwerke wurde zwischen Rauhwacken der Reichenhaller Formation und rotem Sandstein ebenfalls 14 m grüner Quarzit durchfahren (LOACKER 1986). Aufgrund dieser Tatsachen ist anzunehmen, dass es sich bei den Quarziten um eine regionale lithologische Ausbildung des jüngsten Buntsandsteins handelt.

Buntsandstein tritt im nordöstlichen Arbeitsgebiet in den von Brand gegen den Niggenkopf emporziehenden Hängen auf.

2.3 Reichenhaller Formation

Bei den im Arbeitsgebiet angetroffenen Lithologien der Reichenhaller Formation handelt es sich um gelblich-braune sandige und mürbe Rauhwacken. Auch ein dünnbankiger, im Anschlag dunkler Dolomit aus der Bereich SK 773130/220020 (Koordinaten der Schweizer Landeskarte) wurde in die Reichenhaller Formation gestellt.

Die Gesteine der Reichenhaller Formation wurden im kartierten Gebiet an keiner Stelle als im Verband anstehendes Gestein angetroffen; trotzdem erwies sich das Auftreten weniger Lesesteine der markanten Lithologie oft als hilfreich zum Verständnis der lokalen geologischen Verhältnisse.

Die als Reichenhaller-Rauhacken kartierten Gesteinsfetzen treten teilweise an der Basis des Muschelkalkes oder als Lesesteine in von Vegetation bedeckten Streifen zwischen dem Buntsandstein und Muschelkalk auf.

2.4 Alpiner Muschelkalk

Bei dem im Arbeitsgebiet als alpiner Muschelkalk auskartierten Gestein handelt es sich um hellgraue, im Anschlag oft dunkle, bituminöse Kalke, die im Bereich weniger Dezimeter gebankt sind. Die Bankoberflächen sind meist uneben ausgebildet. Häufig treten Knollenkalkbildungen und im stratigraphisch höheren Bereich Hornsteinkonkretionen auf. Südlich des südlichen Palüdbaches ist bei SK 772650/219100 (Koordinaten der Schweizer Landeskarte) auf diesem stratigraphischen Niveau Kalkstein in massiger Ausbildung aufgeschlossen. Dabei könnte es sich um eine lokale Hochzone des Sedimentationsraumes mit Riffbildung handeln.

Die Gesteine des alpinen Muschelkalkes treten im Norden und Westen des Arbeitsgebiets auf. Als Basis der Blankuskopfgruppe sind sie an deren Nord- und Westrand vom Palüdbach über das Amatschonjoch bis zum Setscher Freschen und am Otterkirchle aufgeschlossen. Weitere Vorkommen wurden nördlich und westlich dieser Linie in den Schuppen des tektonisch Liegenden der Blankuskopfgruppe am Schildwächter und im Brandwald sowie am Niggenkopf und Brandner Golm kartiert.

2.5 Partnachsichten und Arlbergkalk

Bei den im Arbeitsgebiet als Partnachsichten auskartierten Lithologien handelt es sich um schwarze, feinsplittrige und häufig als Griffelschiefer ausgebildete Tone mit lokal eingestreuten, hellbraun bis gelblich verwitternden, zum Teil kaligen Hornsteinkonkretionen. Sie gehen nach oben mit dem großen Bereich der Kalk-Ton Wechsellagerung des unteren Arlbergkalks in den mittleren Arlbergkalk über. Die größte Mächtigkeit der Partnachsichten liegt unterhalb der ersten Arlbergkalkbank und beträgt im Kartiergebiet maximal etwa 100 m.

Bei den im Arbeitsgebiet als Arlbergkalk auskartierten Lithologien handelt es sich um einen gebankten, hell bis grau verwitternden, im Anschlag häufig dunklen bis schwärzlichen Kalkstein. In den mit den Partnachsichten wechsellagernden älteren Teilen treten mehrere Meter mächtige, massige Kalke neben dunkleren, im Dezimetermaßstab gebankten Lagen auf. Im höheren Teil wurden im Kern der Synklinalen am Blankuskopf und im Brucheggawald einzelne Rauhacken angetroffen. Bei der Kartierung wurde die Grenze zwischen Partnachsichten und Arlbergkalk mit dem Auftreten der ersten markanten Kalkbank gezogen. Besonders mächtige Tonlagen im Hangenden dieser Kalkbank wurden in der Karte z.T. nochmals als Partnachsichten ausgeschieden. Der Arlbergkalk erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 400 m im Kartiergebiet.

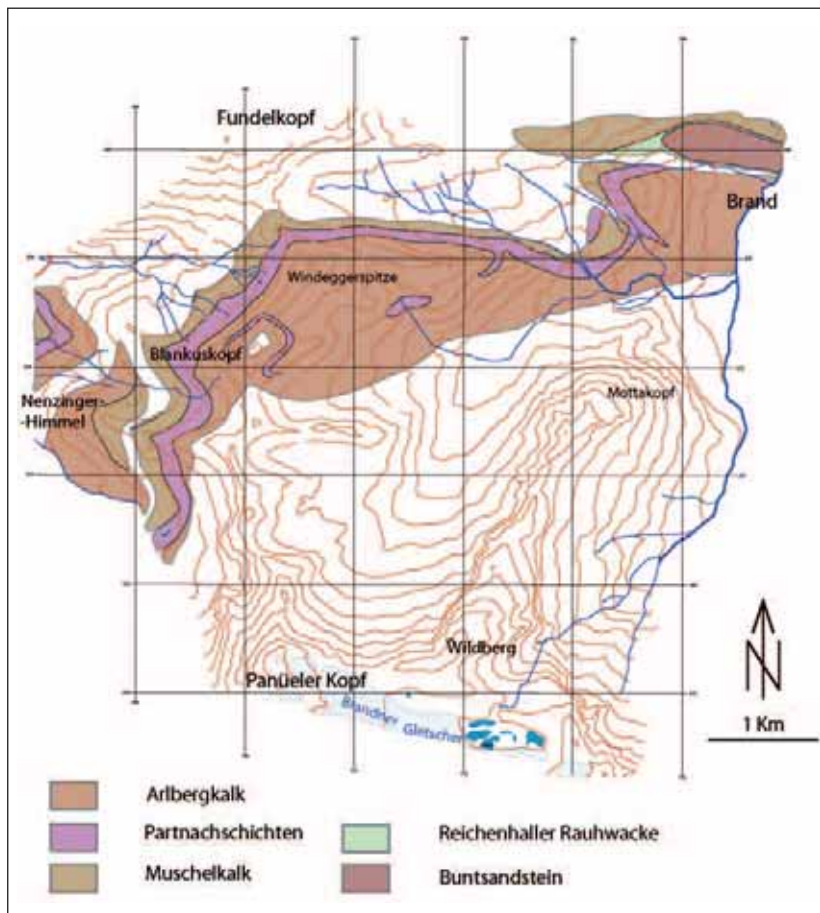


Abb. 4: Vorkommen von Buntsandstein, Muschelkalk, Partnachschiefer und Arlbergkalk im Kartiergebiet.

Der Verband Partnachschiefer/Arlbergkalk tritt im Kartiergebiet ähnlich wie der alpine Muschelkalk nur in größerer Ausbissbreite auf. So ist die Blankuskopfgruppe von diesen Gesteinen aufgebaut, wobei die wandartigen West- und Nordabstürze einen senkrechten Anschnitt des Schichtenstapels zeigen, und die flache SE-Abdachung schichtparallel mit dem Arlbergkalk einfällt. Weitere Vorkommen finden sich in der Synklinale des Brucheggawaldes bei Brand und im Brandwald oberhalb Nenzinger Himmel.

2.6 Raibler Schichten

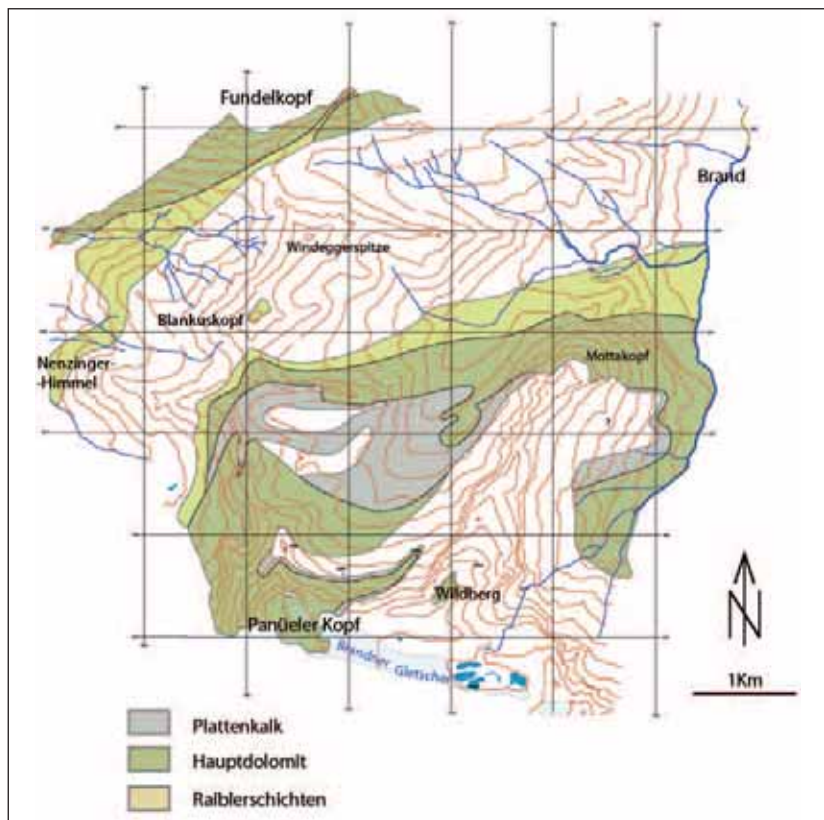
Die im Arbeitsgebiet vorgefundenen Gesteine der Raibler Formation sind sehr variabel zusammengesetzt: Als Klastika finden sich gelblich braune, seltener grünliche oder rote Tone und Feinsande, im Zusammenhang mit den Rauhwacken des höheren Karn auch grobe Brekzien (=«karnisch-norische Brekzie»; siehe unten). Als chemische Sedimente wurden vorgefunden: gelblich verwitternde, im Anschlag graue, dünnbankige Dolomite; dichte, bitumenreiche, massige Kalk-

steine mit auffällig geringer Calcitädung, helle, massige Rauhdecken mit bis zu Kubikmeter großen Hohlräumen, sowie Gipse. In Nachbarschaft der Gipse der höheren Raibler Formation können die Rauhdecken an der Grenze zum Hauptdolomit in grobe Brekzien (Komponentendurchmesser bis mehrere Dezimeter) übergehen (= Karnisch-norische Brekzie). Komponenten sind neben anderen Raibler-Lithologien auch rötliche Sandsteine der tiefsten Glieder der Formation. Bei der Kartierung wurden einzeln ausgeschieden: Sande und Tone, Dolomite, Kalke, Kalkige Rauhdecken und Raiblerschichten allgemein, Gipse und Karnisch-norische Brekzie und Rauhdecke.

Die Gesteine der Raibler Formation wurden während der alpinen Orogenese durch die Deformation intensiv beansprucht. Infolge dessen variiert ihre heutige Mächtigkeit stark und schwankt im Kartiergebiet zwischen 0 und 500 m. Eine primäre Mächtigkeit oder interne Stratigraphie der Raibler Formation anzugeben, ist auf Basis des Befundes im Kartiergebiet nicht möglich.

Raiblerschichten treten im Kartiergebiet in folgender Verteilung auf: In großer Mächtigkeit im Virgloriatobel und den höheren Lagen des Brandwaldes, in Fetzen an der Basis des Hauptdolomits vom Amatschonjoch zum Glattjoch, am Gipfel des Blankuskopfes als Kern einer Synklinale, und als schmaler Streifen vom Grat östlich des Otterkirchles über das Hintere Jöchle und die Brüggealpe zum Mittelberg, wo die Formation in steilgestellter Lagerung auf mehrere hundert Meter Mächtigkeit anwächst.

Abb. 5: Vorkommen von Raibler Schichten, Hauptdolomit und Plattenkalk im Kartiergebiet.



2.7 Hauptdolomit und Plattenkalk

Bei der im Arbeitsgebiet als Hauptdolomit kartierten Lithologie handelt es sich um einen sowohl in der Verwitterungsfarbe als auch im Anschlag hellen, grauen bis weißlichen, angewittert auch dunkelgrauen oder gelblichgrauen Dolomit mit regelmäßiger Bankung im Bereich weniger Dezimeter bis Meter. Er kann stark geklüftet und calcitgeädert sein und zeigt häufig Intrabrekzien.

Bei der im Arbeitsgebiet als Plattenkalk kartierten Lithologie handelt es sich um einen regelmäßig gebankten, hellen, mikritischen Kalkstein mit regelmäßiger Bankung im Maßstab weniger Dezimeter bis Meter.

Der Hauptdolomit tritt im Arbeitsgebiet an folgenden Lokalitäten auf: In den Südstürzen des Fundelkopfmassivs, in den West- und Nordwänden des Panüelerkopfes, von den Westwänden des Oberzalimkopfes über das Pfannenkechtle zu den Kämmerlischrofen, in der Nordwand des Mottakopfs und in den untersten Hängen der Sonnenlagantalpe.

Der Plattenkalk tritt im Arbeitsgebiet als der hangende Abschnitt des Hauptdolomits an folgenden Lokalitäten auf: In den Nordwänden des Panüelers, auf der Ostseite des Oberzalimkopfes, der Südseite der Kämmerlischrofen, sowie in den mittleren und südlichen Hängen der Sonnenlagantalpe.

2.8 Kössener Schichten und Rätalk

Bei den im Arbeitsgebiet angetroffenen Lithologien der Kössener Schichten handelt es sich um Wechsellagerungen schwarzer Tone mit dunklen bis ebenso schwarzen, geringmächtigen Kalkbänken. Im stratigraphisch höheren Teil schalten sich zunehmend helle Kalkbänke vom Typus des Rätalkes und mit mehreren Metern Mächtigkeit ein. Auffallend ist auch der hohe Gehalt von nicht näher bestimmten Makrofossilien.

Bei den im Arbeitsgebiet angetroffenen Lithologien des Rätalks handelt es sich um einen im Bereich mehrerer Meter gebankten hellen und massiven Kalkstein sehr variabler Mächtigkeit, der aus den Kössener Schichten hervorgeht oder sie lateral vertritt.

Das Niveau der Kössen-Formation (Kössener Schichten und Rätalk) ist im Kartiergebiet tektonisch stark beansprucht. Die Mächtigkeit schwankt infolge dessen zwischen wenigen Metern und mehreren hundert Metern.

Die Kössen Formation tritt im Kartiergebiet an folgenden Lokalitäten auf: Entlang des mittleren und oberen Leiberwegs auf der Nordseite des Panüelerkopfes, auf der Alpe Oberzalim, in der Westwand und der Ostflanke des Mottakopfes und in der Nordwand des kleinen Zimenkopfs.

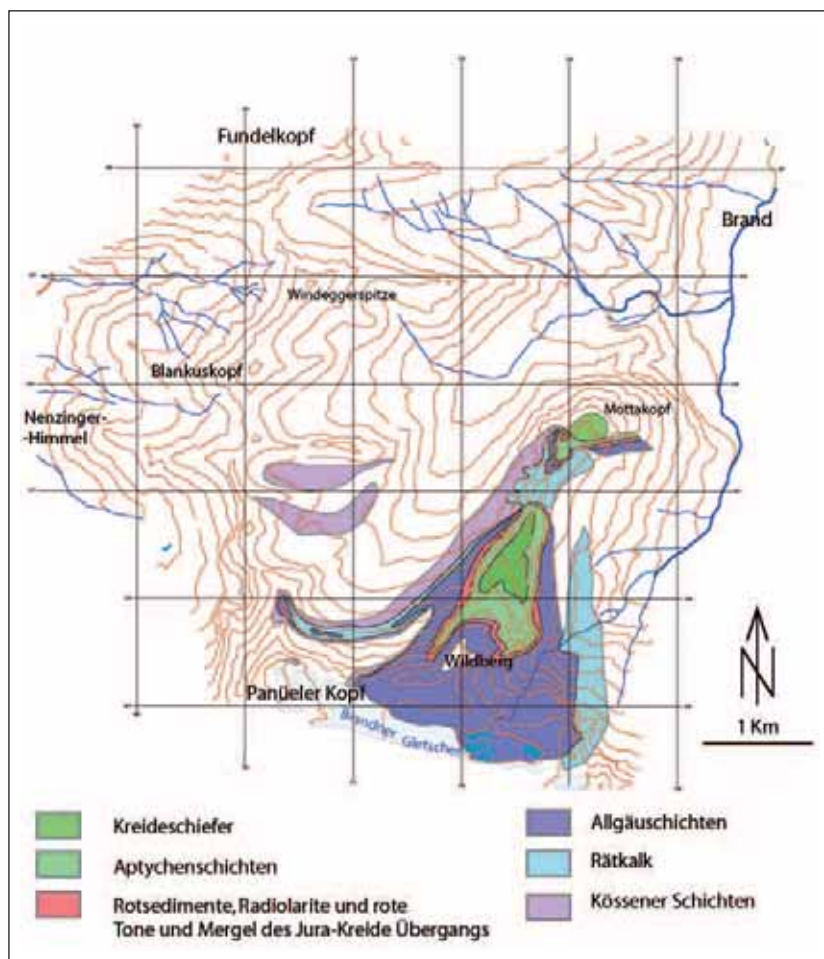
2.9 Allgäuschichten und Adneter Kalke

Bei den im Arbeitsgebiet angetroffenen Lithologien der Allgäu Formation handelt es sich um maximal 300 m mächtige mergelige Kalke mit undeutlicher Bankung,

aber ausgeprägtem sedimentärem Parallelgefüge im Abstand weniger Dezimeter. Die Verwitterungsfarbe ist braun bis dunkelgelblich, kalkigere Lagen können auch von bläulich-grauer Farbe sein, wobei sich die Farbe allgemein im Anschlag nicht bedeutend von der Verwitterungsfarbe unterscheidet. Es finden sich zahlreiche Dehnungs- und Fiederklüfte, außerdem nicht näher bestimmte Ammoniten.

Allgäuschichten treten im Kartiergebiet an folgenden Lokalitäten auf: An der Ostseite des Mottakopfes, im Liegendschenkel und Scheitel der Wildberg-Synklinale rund um den Wildberg und im Kern der Leiberweg-Synklinale am P. 2525 m. Im Liegendschenkel der Wildberg-Synklinale nimmt die Mächtigkeit der Allgäuschichten von Norden nach Süden auf einer Strecke von etwa 1-2 km von 0 auf gute 300 m Mächtigkeit im Scheitelbereich der Falte zu. Dies ist neben eventueller tektonischer Beanspruchung sicher auch auf eine sedimentäre Beckenrand-situation zurückzuführen.

Abb. 6: Vorkommen von Kössener-Schichten, Rätkalk, Allgäuschichten und den Gesteinen der Jura-Kreide-Abfolge im Kartiergebiet.



Unter den im Arbeitsgebiet als Adneter Formation kartierten Lithologien wurden die Rotkalke zusammengefasst, die im Hangenden des Rätkalks auftreten. Dabei sind meist nur Teile des Gesteins rot gefärbt, z.B. die Matrix von Intrabrekzien, die Zwischenräume der Konkretionsknollen in Knollenkalkbildungen oder die Füllungen von synsedimentären Spalten. Die angesprochenen Lithologien getrennt von Rätkalk und Allgäuschichten als Kalke der Adneter Formation auszukartieren, geschah nur zur Unterscheidung der Rotsedimente des Trias/Lias-Übergangs von denen des höheren Jura.

Lithologien der Adneter Formation treten im Arbeitsgebiet an folgenden Lokalitäten auf: Im Bereich des Leiberwegs auf der Nordseite des Panüelerkopfes, in einem großem, zusammenhängendem Aufschluss zwischen den zwei tiefsten Punkten des Wildberg N-Grates und am Fuß der Gletscherdole.

2.10 Die Jura-Kreide-Abfolge

Im Arbeitsgebiet wurden folgende Lithologien der tiefmarinen Jura-Kreide-Abfolge vorgefunden und auskartiert:

Auf dem Niveau der Ruhpolding Formation wurden einige Meter intensiv rote, kalkige Tonsteine vorgefunden. Bei ca. SK 772110/216200 (Koordinaten der Schweizer Landeskarte) schließen sie eine etwa einen halben Meter mächtige helle Kalkbank vom Typus des Rätkalks ein. Im Übergang zu den hangenden Aptychenkalcken wurden stellenweise einige Lagen schwärzlicher Radiolarite in Wechsellagerung mit den Kalcken vorgefunden.

Bei den als Aptychenkalke auskartierten Kalcken der Ammergau Formation handelt es sich um bis zu 250 m mächtige, dünnbankige, im Gesamtbild aber massig wirkende Kalke von weißlich-gelblicher Farbe, scharfkantigem, muschelartigem Bruch und sparitischer Internstruktur.

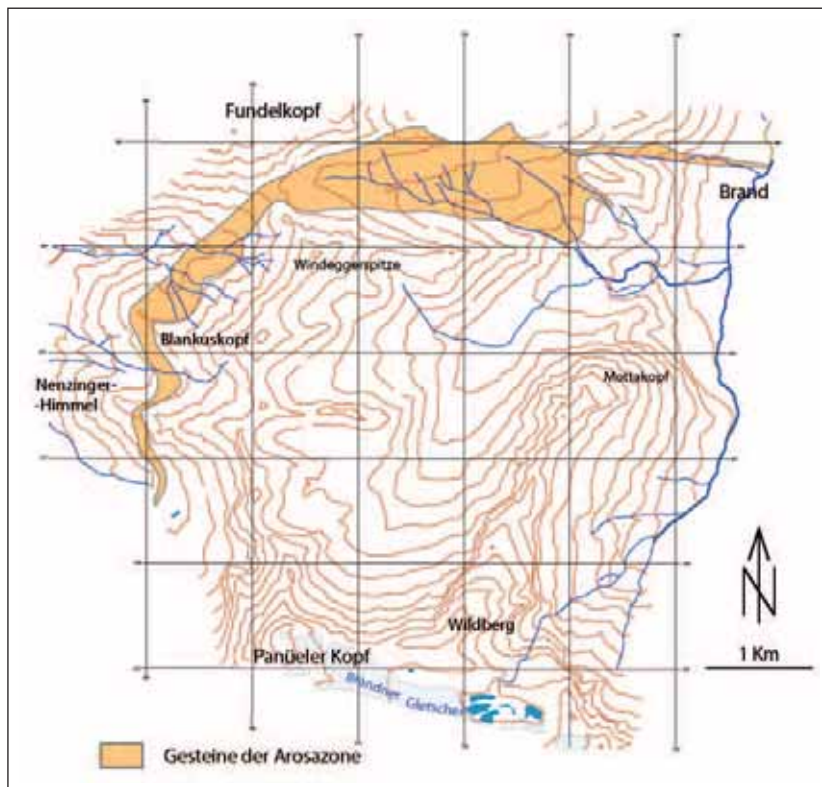
Die Aptychenkalke gehen ohne deutliche Grenze in die von der Geologischen Karte des Rätikons (HEISSEL et al. 1965), als Kreideschiefer bezeichneten Gesteine der Mittelkreide über. Bei den Kreideschiefern handelt es sich um bräunliche, dünnbankige bis schiefrige kalkige Tonsteine und Feinsande. Da die Kreideschiefer das jüngste Gestein im Arbeitsgebiet sind ist, die Mächtigkeit von etwa 50 m eine Mindestangabe.

Im Arbeitsgebiet kommen die genannten Gesteine der tiefmarinen Jura-Kreide-Abfolge im Kern der Wildberg-Synklinale am Wildberg Nordgrat und in Resten im nördlich anschließenden Antiklinalbereich am Mottakopf vor.

2.11 Arosazone

Die im Arbeitsgebiet kartierte Arosazone besteht aus tonig-kalkiger Matrix und Komponenten verschiedener kompetenterer Lithologien. Die Matrix ist überwiegend schwarz, selten grünlich, rötlich oder grau und häufig weitständig geschiefert. Die Blöcke sind selten einige 10er Meter, überwiegend aber unter 1 m groß und bestehen hauptsächlich aus dunkelbraunem Sandstein. Außerdem treten Blöcke

Abb. 7: Vorkommen von Arosazone im Kartiergebiet.



aus sandigen, dünnbankigen Kalken, grauem Kalkstein und grünen Grobsanden auf; Ophiolithe wurden lediglich in einem Aufschluss am Palüdbach in Form grünlich-rötlicher Blöcke gefunden.

Die Arosazone kommt im Arbeitsgebiet in steilen Aufbrüchen zwischen einzelnen Schuppen der Lechtal-Decke des Ostalpins jeweils an der Basis der hangenden Schuppe an die Oberfläche. Sie wurde in solchen Aufbrüchen an folgenden Stellen kartiert: Entlang des Grasser Tobel-Baches, westlich der Palüdmaisäß, entlang des mittleren Palüdbaches, als Lesesteine zwischen Palüdhütte und Amatschonjoch, vom Amatschonjoch über das Gagafeld, auf der Alpe Setsch und auf dem Innerdunweg zum Hirschsee.

2.12 Quartäre Bildungen

Soweit diese offensichtlich waren, wurden die im Pleistozän und Holozän entstandenen Landschaftsformen innerhalb der quartären Bedeckung in die Karte eingetragen. Sie seien im Folgenden kurz genannt:

- Rand- und seltener Stirnmoränen spät-pleistozäner oder holozäner Gletschervorstöße wurden über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt und in allen Höhenlagen gefunden.

- Vor allem auf den SE-Abdachungen von Blankuskopf und Windeggerspitze wurden Fließstrukturen im Untergrund gefunden, bei denen es sich um Reste fossiler Blockgletscher handeln könnte. Ein kleiner, möglicherweise rezenter Blockgletscher befindet sich im Hochkar nordöstlich unter dem Gipfel des Wildbergs.
- Größere holozäne Bergsturzmassen befinden sich im Zalimtal auf Höhe der Alpe Mittelzalim, ENE der oberen Sonnenlagantalpe und von der Palüd Maisäß ausgehend bei Brand-Innertal. Wahrscheinlich handelt es sich bei der großen Ansammlung von Rätalkalkblöcken an den mittleren SE-Hängen des Mottakopfes um einen Bergsturz.
- Bei den Muschelkalkblöcken nahe der Alpe Innerpalüd handelt es sich möglicherweise um einen Erosionsrest des Muschelkalkniveaus das einmal von der Blankuskopfgruppe bis in den Brucheggawald durchgängig vorhanden war. Als postglazialer Bergsturz von den Windeggerwänden herab hätte er bestimmt die Randmoränenzüge südlich der Alphütte in Mitleidenschaft gezogen, als präglazialer Bergsturz hingegen wäre er vom Gletscher ausgeräumt worden. Denkbar wäre auch ein Bergsturz während des Rückzuges des Gletschers.
- Junge Bacheinschnitte und rezente Murbrüche legen an verschiedenen Stellen im Arbeitsgebiet Hangschutt oder Grundmoräne frei; außerdem wurden größere rezente Schuttströme als Geröllhalden in die Karte mit aufgenommen.

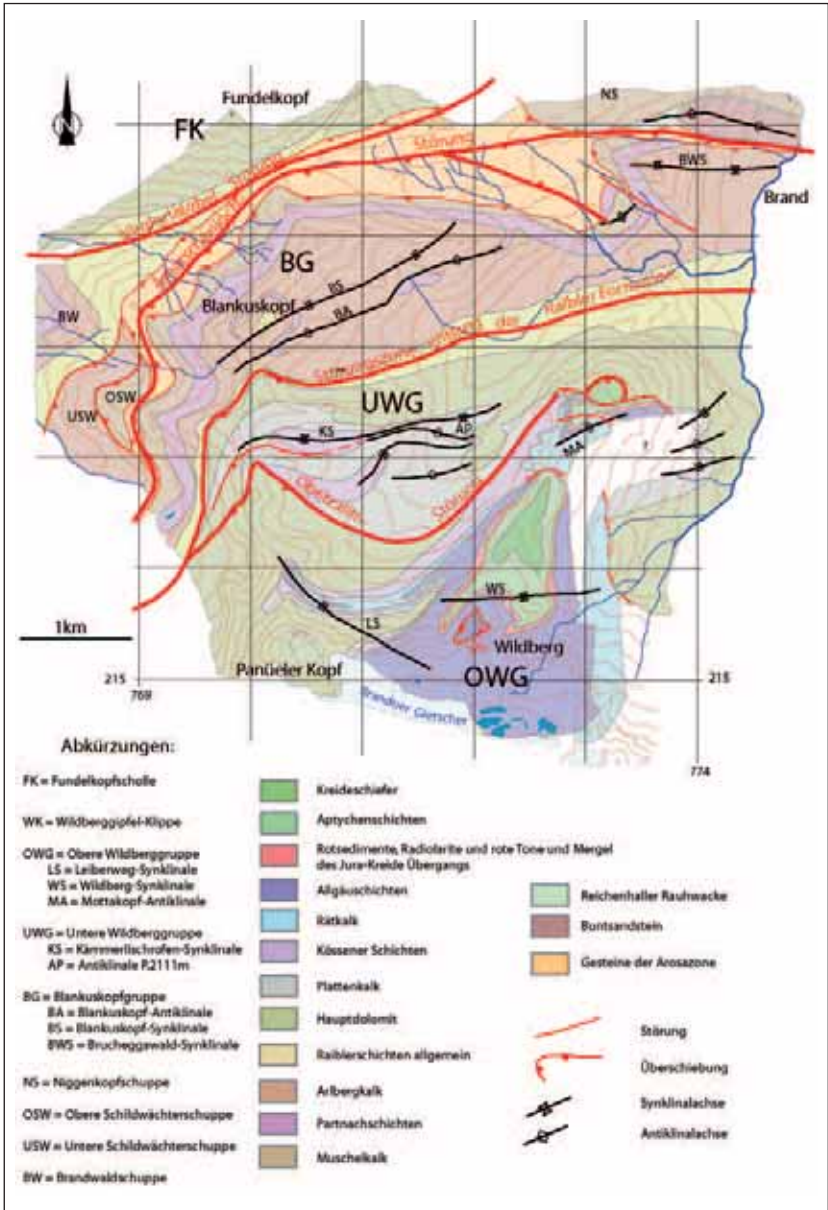
3 Die Strukturen der Blankuskopf- und Wildberggruppe

Zur Ermittlung der Strukturen des Gebirges wurden während der Kartierung über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt Raumdaten von Schichtlagerungen aufgenommen. Die Einfallsrichtung (= Azimuth) als Wert zwischen 0° und 360° der Kompassrose und der Einfallswinkel (= Inklinat) als Wert zwischen 0° (= horizontale Lagerung) und 90° (= vertikale Lagerung). Aus diesen Raumdaten und dem Befund der geologischen Kartierung wurden sämtliche Falten und Überschiebungen im Kartiergebiet ermittelt. Die wichtigsten der auf diese Weise vorgefundenen Großstrukturen werden im Folgenden kurz beschrieben, und sind zur Übersicht in *Abb. 8* dargestellt.

In kleinerem Maßstab wurden Daten von, durch Deformation generierten Gefügen im Gestein aufgenommen. Hier sind besonders so genannte Scherbänder in der Arosazone zu nennen, die wichtige Informationen zur Bewegungsrichtung einer Störungszone liefern können. Sie konnten zur Interpretation der Kinematik einzelner Störungen in *Kapitel 5* herangezogen werden.

Die **Virgloriatobel-Störung** trennt im Arbeitsgebiet die Bereiche der Fundelkopfscholle im Norden und Westen von den Bereichen der Schesaplanascholle im Süden und Osten. Sie verläuft als steilstehende Störungszone entlang des Virgloriatobels, über das Amatschonjoch und über P. 1918 m in das Lorenzi Täli. In ihrem Verlauf bringt sie schwach N-einfallenden norischen Hauptdolomit im Norden auf dieselbe heutige Höhe mit SE-einfallenden Anis-Ladin-Abfolgen im Süden.

Abb. 8: Übersicht über die Strukturen im Arbeitsgebiet.



Die **Amatschonjoch-Störung** ist durch Gesteine der Arosazone gekennzeichnet, die als eigentlich Liegendes der Kalkalpen in Zweigen der ostalpinen Basisüberschiebung mit eingeschuppt ist. Im Arbeitsgebiet verläuft sie vom Hirschsee bei ca. SK 769000/217450 (Koordinaten der Schweizer Landeskarte) über den Schildwächter-Otterkirchle-Grat, über die Setschalpe und das Gagafeld ins Amatschonjoch, weiter über die Alpe Innerpalüd und den Grasser Tobel nach Brand, wo sie vermutlich entweder von einer Störung entlang des Brandnertals geschnitten wird oder in diese übergeht. Im Amatschonjoch und auf der Alpe Innerpalüd sind Amatschonjoch- und Virgloriatobel-Störung nicht zu trennen. Die Amatschon-

joch-Störung trennt im Arbeitsgebiet den Hauptteil der Schesaplanascholle von ihrem Unterlager.

Die **Störung entlang der Raibler Formation** verläuft innerhalb derselben vom Hirschsee über die Verflachung des Grates bei SK 769500/217300 (Koordinaten der Schweizer Landeskarte), das Hintere Jöchle und die Brüggeleralpe zum Mittelberg. Während die Mächtigkeit der Raibler Formation am Mittelberg fast 500 m beträgt, ist sie weiter im Westen stark reduziert und beträgt nur noch wenige Meter. Hier hat mindestens die Bewegung stattgefunden, die notwendig war, um im Rahmen des Arbeitsgebiets einen weitgehend unabhängigen Deformationsstil von postkarnischen und präkarnischen Gesteinseinheiten zu ermöglichen. Die Raibler Formation trennt die Gesteine der Mitteltrias von den Gesteinen der Obertrias, nicht nur stratigraphisch sondern im Arbeitsgebiet auch strukturell.

Die **Oberzalim-Störung** ist nord- bis nordostwärts überschiebend ausgebildet und stellt die Grenze zwischen den der Wilberg-Synklinale unmittelbar zuzuordnenden Strukturen und der ihr nicht unmittelbar zuzuordnenden Strukturen dar. Sie ist im Gelände auf den ersten Blick schwer kenntlich und verläuft innerhalb des Hauptdolomits vom Grat nördlich des Oberzalimkopfes nach Südosten durch den großen, von Hangschutt überdeckten Bereich unterhalb der Nordabstürze des Panüeler Kopfes, von dort nach Norden an den Fuß der Mottakopf-Westwand, dann steil ansteigend oder an vertikaler Störung in die Höhe versetzt, unmittelbar am N-Gipfel des Mottakopfes. Analog zur Westseite fällt sie auf der Ostseite entlang der Sonnenlaganhänge gegen SE ab.

Im Liganden der Amatschonjochstörung liegen einige Schuppen der Unter- und Mitteltrias vor. Sie sind vor allem in der Waldzone gegen das Gamperdonatal hin aufgeschlossen. Es handelt sich um drei Schuppen, von NW nach SE und von unten nach oben die **Brandwald-Schuppe**, die **Untere-** und die **Obere Schildwächter-Schuppe**. Die Brandwaldschuppe führt die Abfolgen Muschelkalk, Partnachsichten, Arlbergkalk, Raiblerschichten. Die Untere Schildwächter-Schuppe führt nur Arlbergkalk und die Obere Schildwächter-Schuppe nur Muschelkalk. Letztere ist gegen den Muschelkalk des Otterkirchles durch Lesesteine von Reichenhaller Rauhwacke und Arosazone zwischen Schildwächter und Otterkirchle abgetrennt, die der Amatschonjochstörung zugeordnet wurden.

Einzige, auf der Brandner Seite des Kartiergebietes angetroffene Gesteine des Liegenden der Amatschonjochstörung sind randliche Anteile der **Niggenkopf-Schuppe**. Hier ist vor allem der steil stehende Buntsandstein des Niggenkopfwaldes zu nennen, der als enge Antiklinalstruktur interpretiert wurde.

Die auffallende **Blankuskopf-Synklinale** zieht vom Bankuskopf über den Foppakopf zum P.2004 m im Ostgrat der Windeggspitze. Sie ist beim Blick von SW auf den Blankuskopf besonders gut zu erkennen. Südöstlich ist ihr eine enge Antiklinalstruktur vorgelagert.

Im Brucheggwald westlich Brand liegt eine offene Synklinale mit steil ENE-einfallender Achse und sowohl im Norden als auch im Süden leicht überkippten Schenkeln vor. Sie ist möglicherweise die Fortsetzung der Blankuskopf-Synklinale.

Abb. 9: Skizze der Blankuskopfgruppe von Westen.

- 1 = Virgloriatobel-Störung,
- 2 = Amatschonjoch-Störung,
- 3 = Blankuskopf-Synklinale,
- 4 = Störungszone entlang der Raibler Formation,
- 5 = Brandwaldschuppe,
- 6 = untere Schildwächterschuppe,
- 7 = obere Schildwächterschuppe.



Die **Kämmerlischrofen-Synklinale** nimmt den N-Teil der Oberzalimalpe ein. Ihr N-Flügel ist während Bewegungen entlang des Horizonts der Raibler Schichten steilgestellt worden und bildet heute den Kamm der Kämmerlischrofen. Das Tal südlich der Kämmerlischrofen bildet die Synkinalachse mit Kössener Schichten im Kern, südlich anschließend liegt im P.2111 m eine Antiklinalstruktur vor, die nach Westen zu teilweise nordwärts überschiebend ausgebildet ist.

Die **Wildberg-Synklinale** ist eine große, nordvergent liegende Falte mit E-W-verlaufender und im Wildberg leicht E-einfallender Faltenachse.

Die Wildberg-Synklinale führt Kreideschiefer im Kern und wird eindeutig von den jurassisch-kretazischen Aptychenkalken und den mitteljurassischen Rot-sedimenten nachgezeichnet. Die Allgäuschichten nehmen im Liegendflügel von Nord nach Süd von 0 m auf ihre größte im Arbeitsgebiet erreichte Mächtigkeit von bis zu 300m im Scheitel der Falte zu. Dies ist wahrscheinlich auf eine synsedimentäre Abschiebung in diesem Bereich zurückzuführen (Abb. 11 und Abb. 12).

Die **Leiberweg-Synklinale** ist in den Nordabstürzen des Panüeler Kopfes ausgebildet. Gekennzeichnet ist sie durch einen schmalen Streifen rätisch-liasischer Gesteine, die in die lokal NE-einfallenden Schichten der Hauptdolomit- und Plattenkalk-Formation eingemuldet sind. Die Leiberweg-Synklinale ist entweder die nordwestliche Fortsetzung der Wildberg-Synklinale, bei der der Kern in einem stratigraphisch tieferen Niveau aufgeschlossen ist, oder aber eine Parasitär-falte im scheinbaren Bereich des Liegendflügels der Wildberg-Synklinale (Abb. 10).

In den **Westabstürzen des Mottakopfes** liegen äußerst komplexe und im Rahmen dieser Arbeit im Detail nicht entwirrbare Strukturen vor. Übergeordnet handelt es sich um tektonisch angehäuften Rät in den nördlichen Randzonen des Liegendschenkels der Wildberg-Synklinale, genauer um zahlreiche isoklinale und kofferförmige Falten mit Amplituden von 10 m, meist aber von etwa 100 m in gebanktem Rätkalk und in den Kössener Schichten. Im Südteil dieses so gefalteten Bereichs reicht der Rätkalk im Scheitel einer kofferförmigen Antiklinale bis an den Grat, der aus Rotkalken der Adnetter Formation aufgebaut ist. Nördlich davon stehen nach wenigen eingefalteten Allgäuschichten mitteljurassische Rotsedimente und Aptychenkalken in Gratsnähe an. Sie sind im weiteren Verlauf

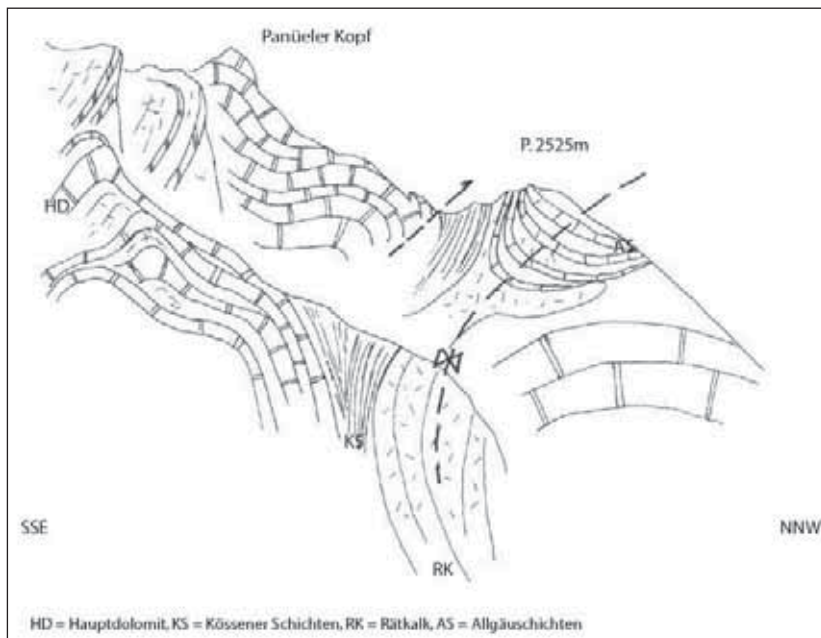
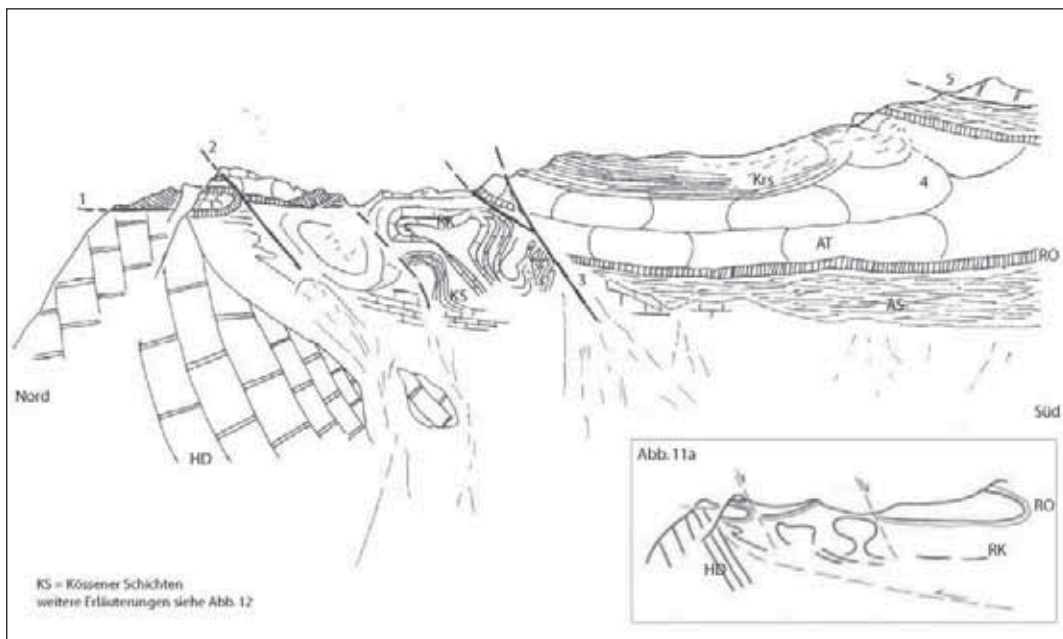


Abb. 10: Skizze der Leiberweg-Synklinale von ENE. Breite des skizzierten Bereichs in der Natur ca. 1 km.

Abb. 11: Skizze des Wildberg-Mottakopf Grates von Westen. Die Strukturen der Westseite des Mottakopfes sind ostfallend gelagert und kommen auf der Ostseite des Berges (Abb. 12) kaum zur Geltung. Abb. 11a ist auf die Horizonte des Nor (HD), des Rät (RK) und des Dogger (RO) vereinfacht und dient der Verdeutlichung der prinzipiellen Strukturen. Breite des skizzierten Bereiches in der Natur ca. 2,5 km.

nordwestlich des Mottakopfsüdgipfels (P. 2204 m) zunehmend in die Faltung mit einbezogen. Da sich auf der Ostabdachung ein anderes, vor allem einheitlicheres Bild der Strukturen ergibt ist anzunehmen, dass die Strukturelemente der Westseite steil ostwärts einfallen (Abb. 11 und Abb. 12).



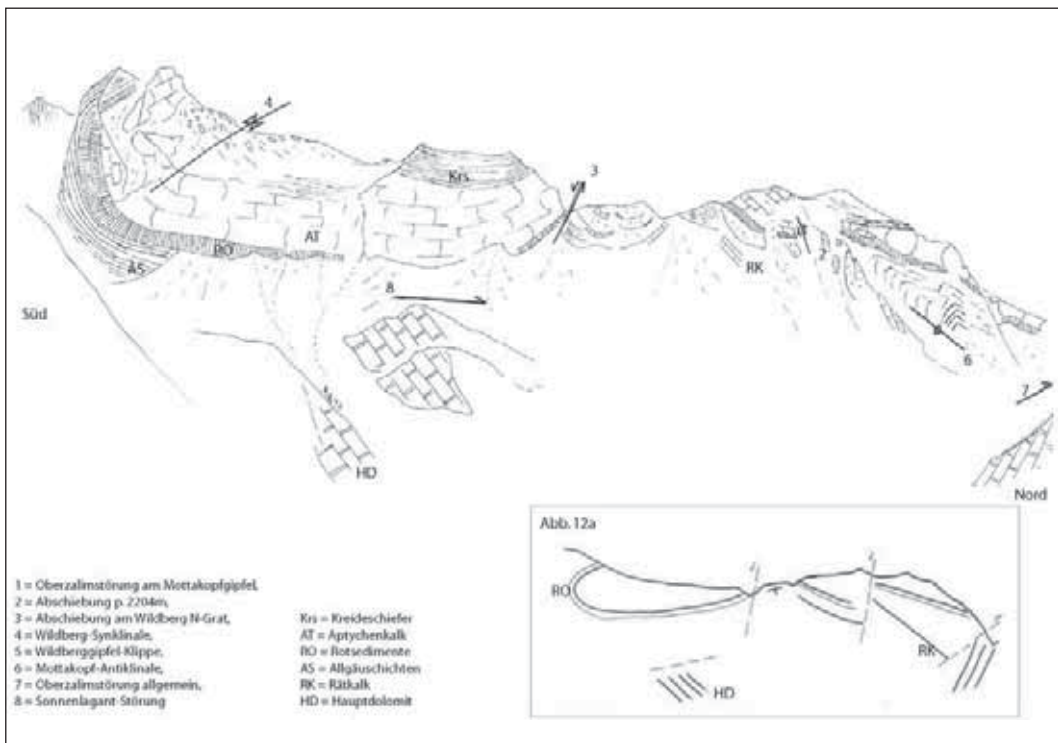


Abb. 12: Skizze des Wildberg-Mottakopf Grates von Osten. Die Strukturen der Westseite des Mottakopfes (Abb. 11) sind ostfallend gelagert und kommen auf der Ostseite des Berges kaum zur Geltung. Abb. 12a ist auf die Horizonte des Nor (HD), des Rät (RK) und des Dogger (RO) vereinfacht und dienen der Verdeutlichung der prinzipiellen Strukturen. Breite des skizzierten Bereiches in der Natur ca. 2,5 km.

Der **Mottakopfgipfel** und die östlich des Gipfels nach Süden abfallenden Wände sind von Gesteinen aufgebaut, die zwar viele Störungen aufweisen, im Allgemeinen aber von Süden nach Norden eine südfallende Abfolge vom Rät bis in die Unterkreide zeigen. Dabei handelt es sich um den leicht überkippten Nordflügel einer **Antiklinale** mit ostfallender Achse. Sie wurde schon von AMPFERER (1934) als eine nördlich an den Liegendflügel der Wildberg-Synklinale anschließende Antiklinalstirn beschrieben (Abb. 13).

Auffällig ist außerdem die Diskordanz von schwach nach Süden einfallenden, tonig-mergeligen Kreideschiefern des Liegendflügels der Antiklinale zu dem mächtigen, fast saiger stehenden Hauptdolomit darunter. Sie zeigt, dass der Bildung der Antiklinale schon bedeutende tektonische Ereignisse vorausgegangen sind.

Im südöstlichen Drittel der Wildberggruppe sind bei der Kartierung eine Reihe süd- bis südostgerichteter Abschiebungen gefunden worden, die jünger zu sein scheinen als die Bildung der Wildberg-Synklinale und der Mottakopf-Antiklinale.

Der Gipfel des **Wildbergs** besteht aus Hauptdolomit, der als **Klippe** den Allgäuschichten des Hangendflügels der Wildberg-Synklinale aufliegt. Das Schichtfallen ist im Hauptdolomit steiler als in den Allgäuschichten, in beiden Fällen aber ungefähr nach Südosten gerichtet. Aufgrund der schlechten Zugänglichkeit fehlen bis jetzt weitere Hinweise zur Kinematik der Störung an der Basis der Klippe.

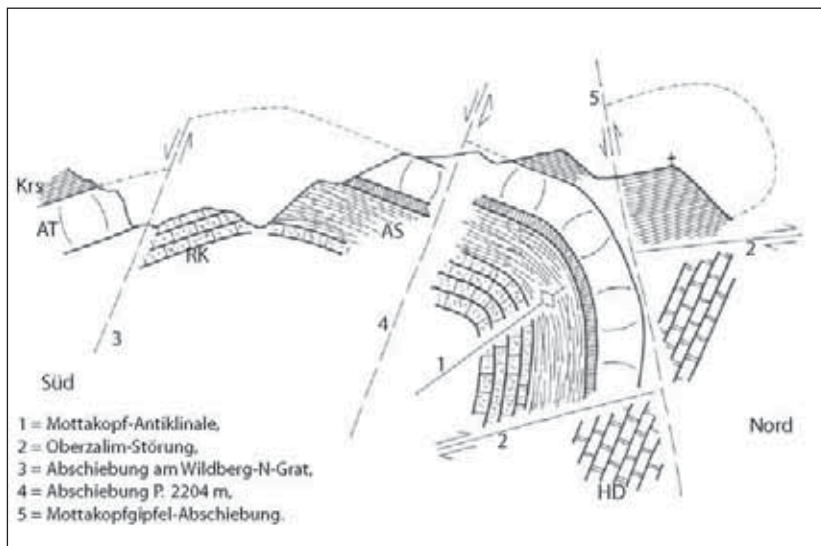


Abb. 13: Skizze des Mottakopfgipfels von Osten. N-S-Erstreckung des skizzierten Bereichs in der Natur ca. 500 m.

4 Die Kinematik der Strukturen

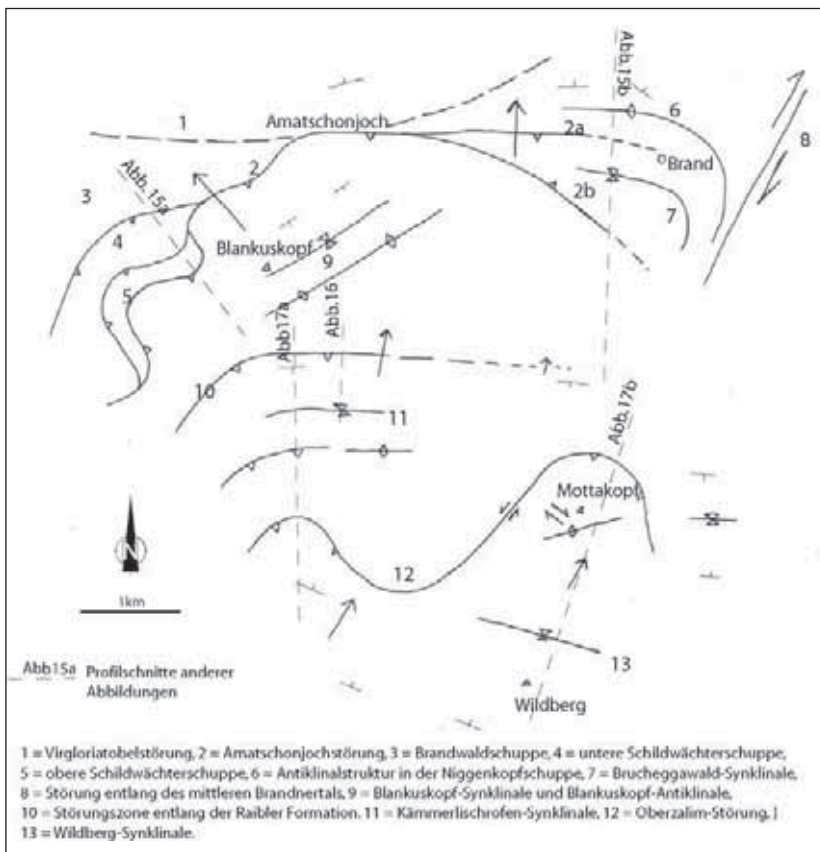
Im Arbeitsgebiet wurden Falten, Auf-, Über- und Abschiebungen in verschiedenem Maßstab kartiert (Kap. 3.2). Seitenverschiebungen wurden angenommen, konnten aber nicht unmittelbar kartiert werden. Der mögliche kinematische Zusammenhang dieser Strukturen soll im folgenden Kapitel erläutert und in Kapitel 4.4 in eine zeitliche Abfolge gestellt werden. Dabei wurde die Fundelkopfscholle mit nur randlichem Anteil am Arbeitsgebiet nicht in die Betrachtung miteinbezogen.

Als mechanische Schwächezonen sind die Gesteine der Arosazone und der karnische Horizont der Raibler Schichten sowie untergeordnet die rätischen Kössener Schichten von Bedeutung. Nach der Abscherung der Nördlichen Kalkalpen von ihrem Basement entlang der Schwächezone der Reichenhaller Rauhwacke und ihrer Platznahme auf der Arosazone übernahm diese als der «Gleitteppich» an der Basis gewissermaßen die Funktion des Horizonts der Reichenhaller Rauhwacke. Die Raibler Schichten führen bei der Deformation der Gesteine im Arbeitsgebiet zumindest dazu, dass die Vergenzen in ihrem Hangenden verschieden von denen in ihrem Liegenden sind. Innerhalb der Wildberggruppe sind auch auf den Kössener Schichten größere Relativbewegungen lokalisiert.

Aus der Anordnung der Großstrukturen lassen sich zwei unterschiedliche Vergenzen ableiten, eine Nordwest-Vergenz im NW und eine Nord- bis Nordost-Vergenz im SE (siehe auch Abb. 14).

Die Schuppen im Liegenden der Amatschonjoch-Störung und die unter- und mitteltriassischen Einheiten der Blankuskopfgruppe im Hangenden der Amatschonjoch-Störung unterscheiden sich nicht in ihren übergeordneten Vergenzen.

Abb. 14: Skizze einer kinematischen Übersichtskarte des Arbeitsgebiets. Pfeile zeigen die Richtungen des übergeordneten tektonischen Transports an.



Beide Teilbereiche bestehen aus Gesteinen der Unter- und Mitteltrias, deren Schichten im westlichen und zentralen Arbeitsgebiet übergeordnet SW-NE streichen und gegen das Brandnertal in O-W-Streichen umbiegen. Dabei zeigen sich beim SW-NE-Streichen NW-Vergenzen und beim O-W-Streichen variabel N- oder S-Vergenzen. Die Gesteine im Liegenden der Amatschonjoch-Störung sind aber relativ stärker verschuppt als die Gesteine in ihrem Hangenden. Die Amatschonjoch-Störung kann somit als eine Überschiebung die in ihrem Liegenden duplexartige Strukturen hervorruft angesehen werden. Dabei finden entlang der Amatschonjoch-Störung keine nachweisbaren rotationellen Relativbewegungen statt, da die Schichtstreichen in ihrem Liegenden und in ihrem Hangenden im Wesentlichen gleich orientiert bleiben.

Scherbanddaten aus der Arosazone im Bereich der Amatschonjoch-Störung zeigen bis auf den Aufschluss am Palüdbach eine Bewegung des Hangenden in Richtung Nordwesten. Die Scherbänder der Arosazone des Palüdbaches zeigen eine Bewegung des Hangenden in Richtung Süden. Dabei handelt es sich eventuell um einen rücküberschiebenden Zweig der Amatschonjoch-Störung.

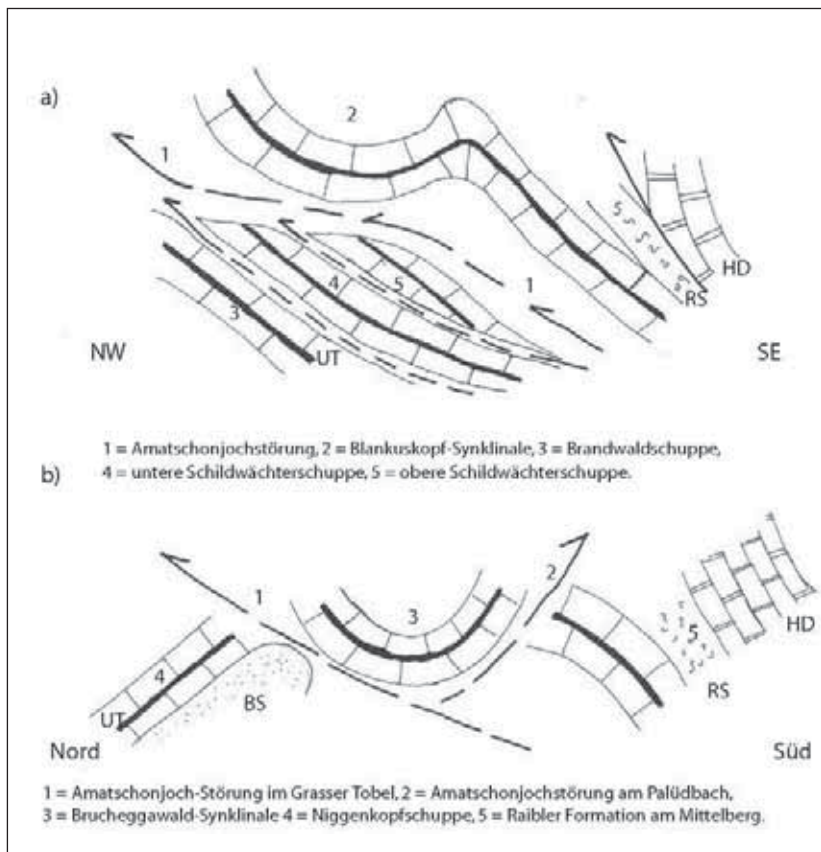


Abb.15: Skizzen zur Kinematik der Amatschonjochstörung und der unteren Schesaplanaschuppe.

a) für den Bereich Blankuskopf/ Gamberdonatal, und b) für den Bereich westlich Brand.

a) größere Überschiebungsweiten in der Amatschonjochstörung und stärkere Verschuppung in ihrem Liegenden.

b) Aufspalten der Amatschonjochstörung in einen vor- und einen rücküberschiebenden Ast, sowie keine deutliche Verschuppung im Liegenden. Lage der dargestellten Bereiche siehe Abb. 14. Profillänge jeweils ca. 2 km.

Zusammen mit dem vorwärts überschiebenden Ast des Grasser Tobels wird so eine «Pop-up-Struktur» um die Brucheggawald-Synklinale gebildet.

Außerhalb des Arbeitsgebiets lässt sich die Amatschonjoch-Störung bis zur Arosazone an der Basisüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen verfolgen. Nach Osten hingegen findet sich keine Fortsetzung über das Brandnertal hinaus. Die Verzweigung der Störung mit der Ausbildung eines rücküberschiebenden Astes am Palüdbach ist möglicherweise ein Zeichen für das Ende der Störungszone in diesem Bereich. Im Osten liegt in den nord-einfallenden Gesteinen des Niggenkopfes, auch über das Arbeitsgebiet hinaus nach Norden, keine Verschuppung der Einheiten im Liegenden der Amatschonjoch-Störung mehr vor. Diese nicht mehr vorhandene Duplexbildung im Liegenden ist ein weiteres Zeichen für das seitliche Ende der Amatschonjoch-Störung als Überschiebung im Nordosten des Arbeitsgebiets (siehe auch Abb. 15).

Auf der Ostseite des Brandnertals liegen des Weiteren Strukturen vor, die mit den auf der Westseite des Tals auskartierten Strukturen einen im Wesentlichen stumpfen Winkel bilden. Genauer betrachtet zeichnet sich in den untersten Hängen der östlichen Talseite aber noch ein Fortsetzen der Strukturen der westlichen Talseite ab. Dabei scheinen die Faltenachsen, nachdem sie aus der SW-NE-Orientierung in der Blankuskopfgruppe zum Brandnertal hin in E-W-Verlauf

umbiegen und steiler einfallen, auf der Ostseite des Tals scharf nach Süden einzubiegen. Dieses zunehmende Umbiegen der Faltenachsen könnte eine Verschleppungserscheinung an einer dextralen, SSW-NNE-orientierten Störungszone im mittleren Brandnertal sein.

Der Bereich der Wildberggruppe wurde entlang des Horizonts der Raibler Schichten rotationell im Uhrzeigersinn bewegt. Der Pol der Rotation befand sich dabei etwa im Brandnertal nordöstlich des Mottakopfes. Durch die Rückführung dieser Rotationsbewegung lassen sich die Nord-Vergenzen der Strukturen im Bereich der Kämmerlischrofen und der Oberzalimalpe in Nordwest-Vergenzen parallel zu den Strukturen der Blankuskopfgruppe überführen, sowie die reduzierten Mächtigkeiten von Raibler Schichten und Hauptdolomit im Bereich des Hinteren Jöchles an diejenigen im Bereich des Mittelberges und der Mottakopf-Nordwand angleichen (Abb. 14).

Nach Rückführung dieser Rotationsbewegung finden sich in der tieferen Wildberggruppe drei Faltenzüge mit SW-NE-verlaufenden Achsen, die gegen Osten mit Abnahme der rotationellen N-Bewegung unter dem Mottakopf in einen E-W-Verlauf umbiegen. Dies steht im Einklang mit den Faltenachsenverläufen innerhalb der Blankuskopfgruppe. Die Falten, zwei Synklinalen und eine dazwischenliegende Antiklinale, zeichnen in der Hauptdolomit Formation eine übergeordnete Synklinalstruktur mit steilem Nordschenkel nach. Sie sind im Westteil des Arbeitsgebiets, wo sie in Überschiebungen propagieren, stärker nordvergent eingengt wie im Ostteil.

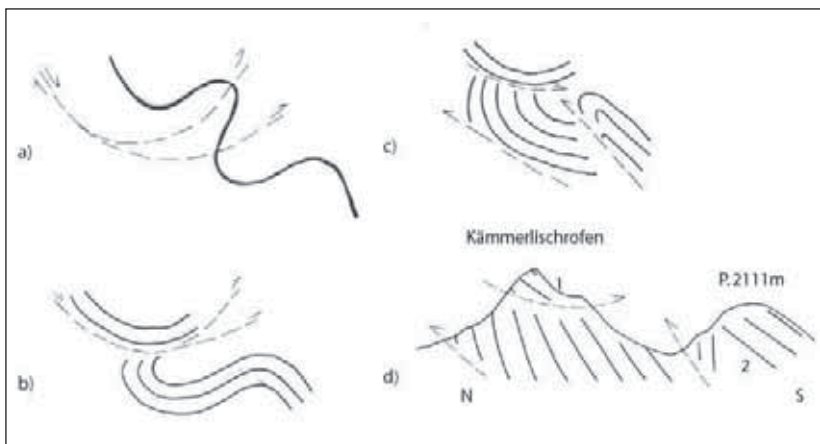
Die Steilstellung des Nordschenkels dieser Synklinalstruktur (= Kämmerlischrofen-Synklinal) ist möglicherweise auf die spätere Überschiebung und das damit verbundene Auframpen entlang der Störung im Hinteren Jöchle zurückzuführen. Die Klippe am Gipfel der Kämmerlischrofen ist dann möglicherweise aus Synklinalauspressung vor dieser Steilstellung hervorgegangen (Abb. 16).

Abb.16: Skizzenreihe zur Entwicklung der heutigen Verhältnisse am Kämmerlischrofen

a) und b) Bildung von Rücküberschiebungen im N-Flügel einer weitspannigen Synklinalstruktur,

c) Antiklinale P. 2111 m propagiert zu Überschiebung,

d) die heutigen Verhältnisse. 1 = Kämmerlischrofen Gipfelklippe, 2 = Antiklinale P. 2111m. Lage von Skizze d) siehe Übersichtskarte zur Kinematik (Abb. 14) N-S-Er Streckung von Skizze d) in der Natur ca. 1 km.



Während sich im Osten, im Hauptdolomit der Hänge unterhalb der oberen Sonnenlagantalpe, noch der Südflügel dieser übergeordneten Synklinale abzeichnet, ist er im Westen des Arbeitsgebiets nicht mehr zu finden.

Auf die untere Wildberggruppe mit der übergeordneten Struktur einer eher offenen und in der Hauptdolomit Formation ausgebildeten Synklinale, deren Südflügel teilweise nicht vorhanden ist (Abb. 17 a), folgt gegen Süden und Osten die obere Wildberggruppe mit der übergeordneten Struktur einer liegenden Synklinale, die vor allem in den jurassischen Formationen ausgebildet ist welche auf die mechanisch schwächeren Schichtglieder des Räts folgen (Abb. 17 b).

Der Hauptdolomit der oberen Wildberggruppe in der Nordwand des Panüeler Kopfes ist NNE-einfallend und repräsentiert bestenfalls den Scheitelbereich der Synklinale innerhalb der Hauptdolomit Formation. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Synklijalstrukturen der oberen und der unteren Wildberggruppe um dieselbe Struktur, und die Einengung wurde innerhalb der Hauptdolomit Formation von einer Überschiebung aufgenommen, welche Scheitel und Südflügel der Synklinale an der Oberzalim-Störung nach NNE über den in der unteren Wildberggruppe erhaltenen Nordflügel gebracht hat. Gleichzeitig werden auch die jüngeren Schichtglieder im eigentlichen Kern der Wildberg-Synklinale, die diese im Wildberg so deutlich nachzeichnenden Aptychenkalke, entlang des Rätischen Horizonts über den zu diesem Zeitpunkt bereits steilgestellten Nordflügel aus Hauptdolomit geschoben. Möglicherweise nukliert die Oberzalim-Störung als Synklijalauspressung im jüngeren Hauptdolomit im Bereich des Oberzalimkopfes, setzt sich im Rätischen Horizont als Flachbahn fort und findet sich mit ihrer äußeren Überschiebungsbahn an der Basis der Kreideschiefer des Mottakopfes wieder (Abb. 17).

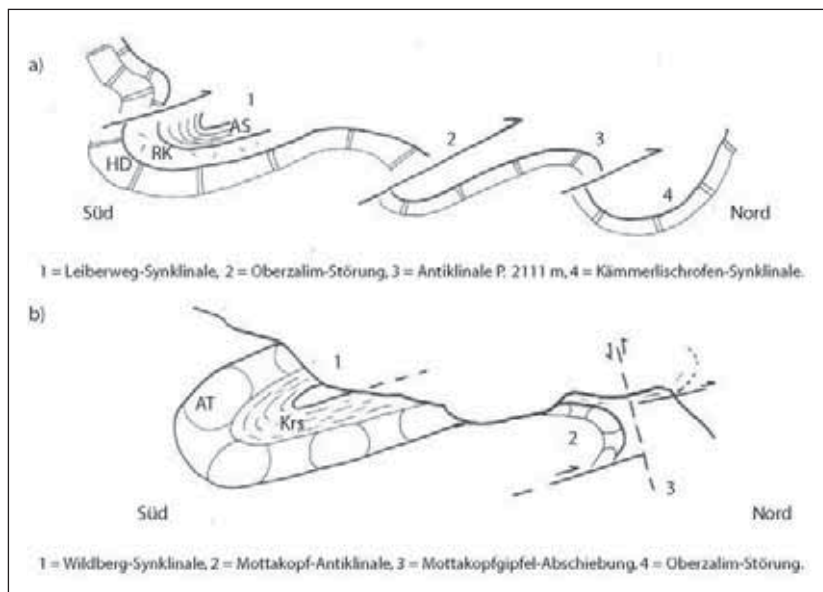


Abb. 17: Skizzen zur Kinematik der Wildberggruppe. a) im Westteil und b) im Ostteil des Arbeitsgebiets.

a) Der Schnitt vom Panüeler Kopf zum Kämmerlischrofen im Westen des Arbeitsgebiets zeigt die übergeordnete Synklijalstruktur der Wildberggruppe im Stockwerk der Hauptdolomit Formation. Sekundäre Falten sind zu Überschiebungen propagiert; es ist im Wesentlichen nur der Liegendflügel erhalten.

b) Der Schnitt vom Wildberg zum Mottakopf im Osten des Arbeitsgebiets zeigt die übergeordnete Synklijalstruktur der Wildberggruppe im Stockwerk der Aptychenschichten. Die Geometrie ist nord-vergent liegend. Lage der dargestellten Schnitte siehe Übersichtskarte zur Kinematik (Abb. 14). N-S Erstreckung der Schnitte in der Natur ca. 2 km.

Ein endgültiges Festlegen des Verlaufes dieser Überschiebungsbahn ist wegen der komplizierten Verhältnisse südlich und westlich des Mottakopfes nicht möglich. Für die östliche Fortsetzung dieser Struktur spielt eventuell die Sonnenlagant-Störung eine Rolle. Ihre Kinematik konnte aber aufgrund der nur lückenhaften Aufschlüsse innerhalb des Arbeitsgebiets nicht näher geklärt werden.

Die obere Wildberggruppe zeigt bei überwiegend NW-SE-gerichtetem Schichtstreichen eine NNE-gerichtete Vergenz der Strukturen. Im Vergleich mit der übergeordneten Nord-Vergenz der unteren Wildberggruppe und zusammen mit der größeren nordwärtigen Einengung im Westteil spricht dies wiederum für eine rotationelle Relativbewegung des tektonisch Hangenden zum tektonisch Liegenden (*Abb. 14*).

Die Bildung der komplizierten Verhältnisse in den Westabstürzen des Mottakopfes ist wahrscheinlich auf mehrere, teilweise bereits synsedimentäre Ereignisse zurückzuführen, die zu Verformung in immer wieder demselben Bereich führten. Eine erste Störung des Schichtverbandes kann schon im Rät durch die Bildung von synsedimentären Rutschfalten erfolgt sein (*Abb. 18 a*). Die im Liegendschenkel der Wildberg-Synklinale nach Süden zunehmende Mächtigkeit der Allgäuschichten spricht für eine abschiebende Tektonik im Lias, die ebenfalls im Nahbereich der Mottakopf-Westwand erfolgt sein müssten (*Abb. 18 b*). Die Tatsache relativ geringerer Mächtigkeiten von Rätkalk im Liegendschenkel der Wildberg-Synklinale gegenüber den großen und stark verfalteten Mächtigkeiten in der Westwand des Mottakopfes spricht für eine tektonische Anhäufung vor dem steilgestellten Hauptdolomit des Nordflügels der Kämmerlschrofen-Synklinale in der Mottakopf-Nordwand während der Bewegungen der Oberzalim-Störung als Flachbahn im Liegenden des Rätkalks (*Abb. 18 c*).

Im Bereich am und südlich des Mottakopfes sind einige spätorigene Abschiebungen an ungefähr südgerichteten Störungsflächen aus dem Kartierbefund zu entnehmen. Die nördlichste von ihnen versetzt die Oberzalim-Störung und modelliert mit ihr zusammen auf dem Nordblock die heutige Kreideschieferklippe des Mottakopfgipfels. Die Abschiebung in der Gratscharte bei SK772700/216900 zeigt einen dextralen Versatzbetrag. Die Harnischdaten aus den Kreideschiefern im Kern der Wildberg-Synklinale zeigen eine NE-abschiebende Deformation an. Diese Ereignisse können ebenfalls noch auf die im Uhrzeigersinn rotationelle Komponente der Einengung zurückgeführt werden.

Die Herkunft der Hauptdolomitklippe am Gipfel des Wildbergs und ihre mögliche Zuordnung zum Hangendflügel der Wildberg-Synklinale ist aufgrund der Daten aus dem Arbeitsgebiet höchst spekulativ.

Im Maßstab des gesamten Kartiergebietes lassen sich im Wesentlichen zwei kinematische Beobachtungen festhalten:

- 1) Von den tieferen zu den höheren tektonischen Stockwerken und von Nordwesten nach Südosten ändert sich die Richtung des tektonischen Transportes von NW über N nach NE. Diese Vergenzänderung ist mit rotationellen Bewegungen im Uhrzeigersinn der jeweils höheren tektonischen Einheit relativ zu ihrem Unterlager verbunden.

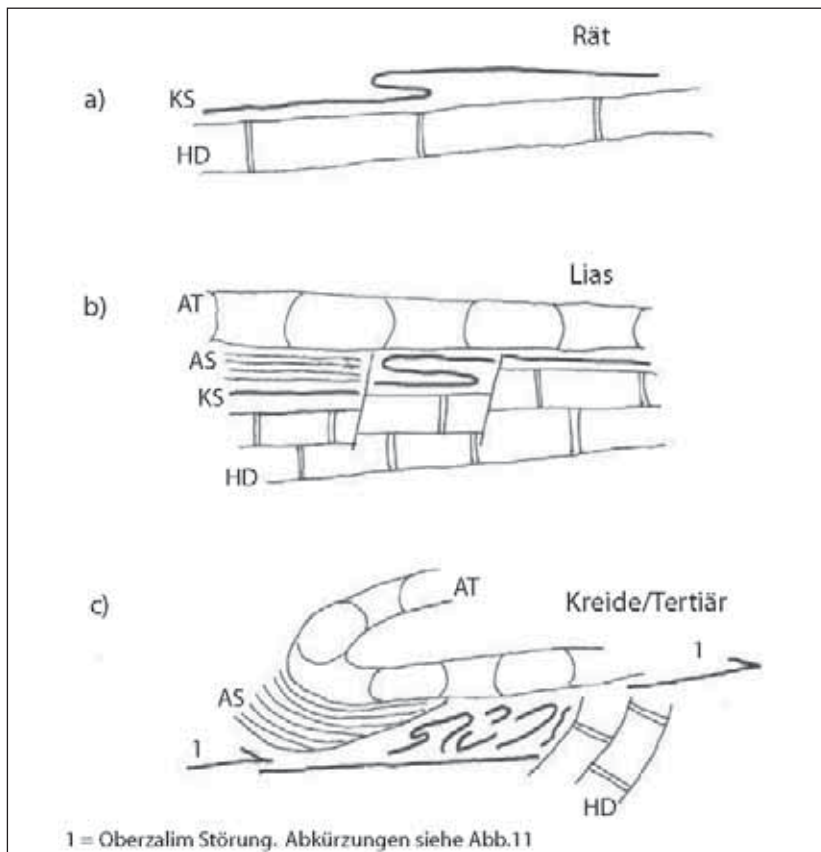


Abb. 18: Skizzenreihe zur Entwicklung der Strukturen auf der Westseite des Mottakopfs:

a): Syntsedimentäre Rutschfaltung im Rät führt zu lokaler Störung und Formationsverdickung in der Kössener Formation.

b) Lage im Grenzbereich zwischen Becken- und Schwellenzone im Lias.

c) Bei der Überschiebung der post-rätischen Schichtglieder aus dem Kern der Wildberg-Synklinale auf die prä-rätischen Schichtglieder im Nordflügel der Synklinale kommt es zur tektonischen Anhäufung der rätischen Schichtglieder vor den im Nordflügel steilgestellten Einheiten des Hauptdolomits. Skizzen sind unmaßstäblich.

- 2) Innerhalb einer tektonischen Einheit ändert sich die Richtung des tektonischen Transports von NW im Westen zu N im Osten. Dies ist besonders in der am großflächigsten erhaltenen Einheit der Blankuskopfgruppe zu sehen.

Die Strukturen gehen einerseits auf horizontale Einengung und andererseits auf dextrale Scherung zurück, die sich im Einbiegen von Faltenachsen und in im Uhrzeigersinn gerichteten Rotationsbewegungen zeigt.

5 Tektonische Entwicklung im Arbeitsgebiet

Divergente mesozoische Tektonik ist als Grund für untergeordnete Faziesdifferenzierung in den Lithologien des Arbeitsgebiets anzunehmen, so z.B. für die Zunahme der Mächtigkeit der liasischen Allgäuschichten als Beckensedimente von Nord nach Süd im Liegendflügel der Wildberg-Synklinale. Eine genauere Lokalisierung von Störungen wurde in dieser Arbeit aber nicht vorgenommen.

Als älteste Phase der konvergenten Tektonik wird eine Faltung angenommen, die noch vor der Abscherung der Sedimentdecken der Nördlichen Kalkalpen von ihrem Basement erfolgte. Die so entstandene Wellung des Schichtverbandes führte

dazu, dass bei der folgenden Abscherung entlang der Reichenhaller Rauhacken das Buntsandsteinpaket des Niggenkopfes heute als lokaler Antiklinalkern an der Basis der Sedimentdecken der Nördlichen Kalkalpen auftritt.

Die mit der Abscherung vom Basement verbundene sowie die später folgenden Einengungen zeigen im Wesentlichen erst Faltung, dann und in den tieferen Einheiten vermehrt, Verschuppung.

So wurde die Antiklinalstruktur am Niggenkopf mit Buntsandstein im Kern weiter eingeengt und möglicherweise entlang des Horizonts der Reichenhaller Rauhacken im Südflügel zur Überschiebung propagiert.

Die überschiebende Tätigkeit an der Amatschonjoch-Störung führte dazu, dass in ihrem Liegenden die Faltung früher in Verschuppung übergang als in ihrem Hangenden. Die Faltenzüge der Blankuskopfgruppe im Hangenden der Amatschonjoch-Störung sind vor und zeitgleich mit der Amatschonjoch-Störung gebildet worden. Ihr Einbiegen gegen das Brandnertal und nach Osten über dieses hinaus in zunehmend südliche Richtung ist während oder nach ihrer Bildung geschehen; die Überschiebungstätigkeit an der Amatschonjoch-Störung ist also ebenfalls vor oder während der mutmaßlich dextralen Scherung entlang des mittleren Brandnertals, welche die Faltenzüge nach Süden verschleppte, wirksam gewesen.

Die Kämmerlischrofen-Synklinale wurde als frühe Wildberg-Synklinale wahrscheinlich schon zeitgleich mit den Falten der Blankuskopfgruppe gebildet. Jedenfalls scheint sie älter zu sein als die Bewegungen die entlang des Horizonts der Raibler Schichten zur Rotation der Wildberggruppe relativ zur Blankuskopfgruppe im Uhrzeigersinn geführt hat.

Die eher offene Kämmerlischrofen-Synklinale wurde später aus Richtung SSW weiter eingeengt. Dies führte zur Synklinalauspressung im Stockwerk des Hauptdolomits und in ihrer Folge zur Bildung der NNE-gerichteten Überschiebung an der Oberzalim-Störung. Im Stockwerk der post-rätischen Schichtglieder führte die Überprägung der vormals offenen Kämmerlischrofen-Synklinale zur Geometrie einer NNE-vergerten liegenden Falte in der eigentlichen Wildberg-Synklinale. Die NNE-gerichtete Einengung, die in der oberen Wildberggruppe zu sehen ist, entwickelt sich im Kartiergebiet aus einer Rotation der Einengungsrichtung im Uhrzeigersinn mit der Zeit. Während im tieferen tektonischen Stockwerk der Blankuskopfgruppe eine SSW-NNE-einengende Komponente nur im Einbiegen der Faltenachsen zu sehen ist, ist die Auswirkung einer solchen Einengung auf das Strukturinventar der höheren tektonischen Einheit der Wildberggruppe wesentlich durchgreifender.

Obwohl keine deutlich getrennten tektonischen Phasen im Arbeitsgebiet erkennbar sind, von prä-orogenen divergenten Bewegungen einmal abgesehen, kann folgendes relatives Nacheinander der strukturellen Entwicklung gesehen werden:

- 1) Abscherung vom Basement mit NW-gerichteter Einengung, Faltung und Verschuppung; Bewegung auf der Amatschonjoch-Störung
- 2) Verschleppung der Faltenachsen durch dextrale Bewegung im mittleren Brandnertal

- 3) Rotationelle Bewegung entlang des Horizonts der Raibler Schichten
- 4) NE-gerichtete Einengung in der Wildberggruppe, Überprägung der Wildberg-Synklinale
- 5) S-gerichtete Abschiebungen, eventuell dextrale Komponente am Mottakopf.

6 Literaturverzeichnis

- AMPFFERER, O. (1934): Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges.- Sonderdruck aus dem Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 84: Heft 1-4
- BACHMANN, G.H., MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1.Geol. Bav., 81: 17-53.
- BEHRMANN, J., TANNER, D.C. (2005): Structural Synthesis of the Northern Calcareous Alps, TRANSALP Segment. Tectonophysics in Druck.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankung und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Vol 126, S.435-475; Wien, 1984.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikons (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). Festband Geol. Inst., 300 Jahrfeier Univ. Innsbruck, S. 165-253.
- EBERLI, G.P. (1988): The Evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.*, 81: 175-214.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.G., MEIER, L., POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. *Eclog. geol. Helv.*: 83/3, 711-723.
- EISBACHER, G.H., BRANDNER, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. *Eclog. geol. Helv.*, 89/1: 553-571.
- FAUPL, P., WAGREICH, W., (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92: 79-94.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60: 121-139.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M., CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen- parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclog. geol. Helv.*, 87/2: 559-612.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M., FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. *Eclog. geol. Helv.*, 89/1: 81-110.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O., SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon. Maßstab 1:25.000. Herg.: Geol. Bundesanstalt Wien, Wien 1965.
- LEIN, R.(1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. 85-102; Wien.

- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 242: 41-61.
- LOACKER, H. (1986): Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 78: 211-213.
- MANDL, G.W. (1999): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 92: 61-77.
- MAY, T., EISBACHER, G.H. (1999): Tectonics of the synorogenic «Kreideschiefer basin», northwestern Calcareous Alps, Austria. *Eclog. geol. Helv.*, 92: 307-320.
- NEUBAUER, F., GENSER, J., HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, 117-134.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. *Jb. Geol. Bundesanstalt in Wien*, 138/2: 369-432.
- ORTNER, H. (2001): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. *Mitt. Österr. Ges.*, 94, 63-77, Wien 2003.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLENBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 66-67: 165-193.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclog. geol. Helv.*, 97/1: 93-117.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums; Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 2; 580S; Wien 1976.

Anschrift der Autoren

Tobias Ibele
Science de la Terre
Département de Géosciences
Université de Fribourg
Chemin du Musée 6
CH-1700 Fribourg

Prof. Dr. Jan Behrmann
IFM-GEOMAR
Wischofstrasse 1-3
D-24148 Kiel