

## **Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten**

CHRISTOPH IGLSEDER\* & BENJAMIN HUET\*

\* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at;  
benjamin.huet@geologie.ac.at

Dieser Beitrag beschreibt die tektonischen Einheiten und deren lithostratigrafischen Aufbau auf Blatt GK25 Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019). Zum Vergleich und besseren regionalgeologischen Verständnis werden auch die tektonischen Einheiten im Drauzug-Gurktal-Deckensystem und im Koralmpe-Wölz-Deckensystem auf der Geologischen und Tektonischen Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000 (IGLSEDER, 2019) erläutert.

Tektonische Einheiten stellen an der Geologischen Bundesanstalt bei der Gliederung von Legenden und in Datenmodellen eine Basiseinheit dar. Um tektonische Einheiten im Alpidischen Orogen im Rang einer Decke zu charakterisieren, sind mehrere Parameter wichtig. Es sind dies (1) die Position der Decke im Deckenstapel, (2) die Deformation an der Deckengrenze, respektive „Begrenzungen der Decke an der Basis“ (HINTERSBERGER et al., 2017), (3) Druck-Temperatur-Bedingungen und Alter der Peak-Metamorphose sowie (4) die Interdeformation und Abkühlgeschichte der Decke. Zusätzlich liefert (5) die Gliederung in Deckensysteme nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) die Möglichkeit, Decken paläogeografischen Bereichen zuzuordnen, bzw. sie anhand ihrer Lithostratigrafie sowie Lithodeme und tektonometamorpher Entwicklung während der Ordovizischen, Variszischen, Permischen und Alpidischen Ereignisse zu charakterisieren.

Weiters werden die tektonischen Einheiten vom Hangenden in das Liegende beschrieben. Äquivalente Bezeichnungen und Synonyme, aber auch obsolete Begriffe der Literatur werden in eckigen Klammern mit Referenzen dargestellt. Später erläuterte stratigrafische und lithodemische Einheiten auf dem Kartenblatt Radenthein-Ost sind in fetter Schrift hervorgehoben. Die angegebenen Koordinaten sind nach Koordinatensystem WGS 84/UTM 33N.

### **1. Drauzug-Gurktal-Deckensystem**

#### **1.1. Der Begriff „Gurktaler-Decke“ (obsolete tektonische Einheit)**

Der Begriff Gurktaler-Decke [Gurktaler-Phyllitdecke nach STOWASSER (1945), Gurktaler Deckenkörper nach GOSEN (1982), Gurktaler Deckensystem nach NEUBAUER & PISTOTNIK, (1984)] geht auf TOLLMANN (1959, 1977) zurück und bezeichnet Paläozoische Einheiten, welche durch mittelostalpinen „zentralalpines Mesozoikum“ vom mittelostalpinen Kristallin getrennt sind. Sie werden dem oberostalpinen Deckenstockwerk zugeordnet. NEUBAUER (1980) zählt das „Kristallin der Ackerlhöhe“ und PISTOTNIK (1980) die „Pfannockeinheit“ zur Gurktaler-Decke. GOSEN et al. (1985) bzw. GOSEN (1989) untergliedern die Oberostalpine Gurktaler-Decke in die Murauer Decke, Stolzalpendecke, Ackerldecke und Pfannockschuppe. Seit der Definition des Drauzug-Gurktal-Deckensystems nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) wird die Gurktaler-Decke zu dieser Einheit gezählt.

#### **1.2. Stolzalpe-Decke**

Die hangendste tektonische Einheit des Arbeitsgebietes bildet die Stolzalpe-Decke (IGLSEDER & SCHUSTER, 2013) [Stolzalpendecke nach SCHÖNENBERG (1967), TOLLMANN (1977), GOSEN et al. (1985), Stolzalpen-Decke nach TOLLMANN (1977) und SCHUSTER (2005a), „anchimetamorpher Oberbau“ bzw. Stolzalpen-Teildecke nach TOLLMANN (1959, 1977), Obere Gurktaler Decke nach TOLLMANN (1975)]. Namensgebend ist der Gipfel der Stolzalpe (1.817 m) nördlich von Murau (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0438600/5222400).

Die Stolzalpe-Decke stellt eine gebietsmäßig größere Decke in den Gurktaler Alpen dar und ihre Vorkommen befinden sich im Bereich der Stolzalpe, im Gebiet zwischen Bad Kleinkirchheim–

Eisenhut–Weitensfeld im Gurktal, südlich der Mur zwischen der Frauenalpe (1.997 m) und St. Lambrecht, östlich von St. Veit an der Glan zwischen Ulrichsberg (1.022 m), Magdalensberg (1.059 m), Christophberg (969 m) und Guttaring, zwischen Völkermarkt und St. Paul im Lavanttal sowie einem kleineren Vorkommen um die Prankerhöhe (2.166 m).

Nach SCHMID et al. (2008) und FROITZHEIM et al. (2008) wird die Stolzalpe-Decke dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem zugeordnet. Sie wird im Bereich Paalbach bis Frauenalpe von der Ackerl-Decke (Kapitel 1.5.) begrenzt, im Bereich Stangalm–Turrach–Rapitzgraben von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3.), von der Eisentalhöhe bis zur Brunnachhöhe von der Pfannock-Decke (Kapitel 1.4.) unterlagert und in sonstigen Bereichen von der Murau-Decke (Kapitel 1.6.) unterlagert. Zwischen Althofen-Klein und St. Paul-Brückl wird sie tektonisch zur „Basalen Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 1.8.) des Drauzug-Gurktal-Deckensystems, respektive Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems begrenzt und um den Kuster (1.669 m) südlich von Flattnitz finden sich tektonische Grenzen zur Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.).

Der Gesteinsinhalt der Stolzalpe-Decke wird im Bereich GK25 Radenthein-Ost durch ein prä-variszisches Basement (Spielriegel- und Kaser-Komplex) sowie eine post-variszische, transgressive Bedeckung (Stangnock-Formation) gebildet (IGLSEDER et al., 2018). Der **Spielriegel-Komplex** (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015) wird von schwach metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Quarz-Phyllit) aufgebaut. Oft sind in den hangenden Bereichen vulkanische und pyroklastische Gesteine, Metabasalte und Grünschiefer sowie Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche südwestlich des Arbeitsgebietes Fossilalter des Oberordoviziums (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) zeigen. Eine Besonderheit stellt (etwas südlich des Kartenausschnittes) das Vorkommen eines Metaignimbrites dar, an dem U-Pb Zirkon-Bildungsalter der Grenze zwischen Ober- und Mittelordovizium (ca. 470 Ma) gemessen wurden (IGLSEDER et al., 2018). Der Spielriegel-Komplex wird von Gesteinen des **Kaser-Komplexes** überlagert (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015). Dieser baut sich aus schwach metamorphen pyroklastischen und vulkanischen Gesteinen (Metapyroklastika, Metatuffit, Chloritphyllit, Metabasalt) auf, an denen Untersuchungen an Zirkonen ein Bildungsalter der pyroklastischen Gesteine im Oberordovizium um ca. 450 Ma ergaben (IGLSEDER et al., 2018). Vergleichbar dem Kaser-Komplex sind auch dem Spielriegel-Komplex Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche Fossilalter von ca. 430 bis 390 Ma (Silur bis Devon) zeigen (HÖLL, 1970). Die transgressive Bedeckung mit Metasedimenten der **Stangnock-Formation** (SCHÖNLAUB, 2014a) am Simmerleck (2.079 m), Kornock (2.193 m) und auf der Turracher Alpe weisen – im Gegensatz zu den mächtigen sedimentären Abfolgen im Bereich der Königstuhl-Decke – eine etwas andere Zusammensetzung der Sedimentgesteine (weniger Konglomerate und Tonschiefer) auf. Auch sind geringere Mächtigkeiten, teilweise feinere Korngrößen und nur spärliche Hinweise auf Pflanzenfossilien beobachtbar. Auch konnten im Arbeitsgebiet keine jüngeren Ablagerungen (z.B. Werchzirm-Formation) gefunden werden (IGLSEDER et al., 2019).

Außerhalb des Kartenblattes, lithostratigrafisch besonders erwähnenswert, sind die paläozoischen Ablagerungen der Magdalensberg-Gruppe (THIEDIG, 2005; SUTTNER, 2014a) sowie post-variszische Ablagerungen im „Karbon“ vom Christophberg (TOLLMANN, 1977) und „Oberkarbon von St. Paul“ (SCHÖNLAUB, 2014b). In permo-mesozoischen Ablagerungen des Krappfelds und der St. Pauler und Griffener Berge finden sich Ablagerungen der **Werchzirm-Formation** (SCHÖNLAUB, 2014c), Gröden-Formation, des Alpinen Buntsandsteins, der Werfen-Formation und der Trias bis zum Hauptdolomit (KRAINER, 1985, 1987, 1992, 1996). Ablagerungen der oberkretazischen Gosau-Gruppe des Krappfeldes (VAN HINTE, 1963; APPOLD & THIEDIG, 1989 und Referenzen darin; PILLER et al., 2004) und der paläogenen Guttaring-Gruppe (VAN HINTE, 1963; PILLER et al., 2004) liefern wichtige Hinweise auf die paläogeografische Position, als auch Abkühlungsgeschichte der Stolzalpe-Decke (RANTITSCH et al., in Vorb.).

Die Stolzalpe-Decke zeigt alpidisch einen schwach bis niedriggradigen Metamorphosehöhepunkt von maximal 250° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.) in post-variszischen Ablagerungen der Stangnock-Formation. Die variszische Metamorphose erreichte Temperaturen von ca. 300–320° C in paläozoischen Grafit-schiefern (RANTITSCH et al., in Vorb.), abgeleitet anhand eines <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Alters an Muskovit im Spielriegel-Komplex von ca. 317 Ma (IGLSEDER et al., 2016). Ein (U-Th)/He-Alter an Zirkon in der Stolzalpe-Decke deutet auf Abkühlung unter 150° C um ca. 76 Ma hin (IGLSEDER et al., 2018).

Die Stolzalpe-Decke zeigt außer an Deckengrenzen zur Pfannock- und Ackerl-Decke immer einen signifikanten Metamorphosesprung zur unterlagernden Königstuhl- und Murau-Decke sowie zu „Basalen-Glimmerschiefer-Decken“ und zur Bundschuh-Decke.

Die strukturelle Hauptprägung der Stolzalpe-Decke ist meist variszisch und durch NW–SE streichende, enge bis isoklinale Falten (D1), gefolgt von ENE-vergenten asymmetrisch offen spitzwinkligen Falten (D2), charakterisiert (HUET, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015). Zwei Deformationsphasen während des Eoalpidischen (kretazischen) Ereignisses wurden beobachtet. Frühere WNW-vergente enge Falten und spröde-duktiler Scherstrukturen mit einer WNW-gerichteten Bewegung werden der Deckenstapelung (D3a) zugeordnet. Diese D3a-Strukturen sind von ESE-gerichteten Abschiebungen (D3b) überprägt und besonders an der Deckengrenze zur Königstuhl- und Bundschuh-Decke lokalisiert und beobachtet. Anzeichen für Deformation während des Neoalpidischen (oberkretazischen-neogenen) Ereignisses sind auf isolierte, offen stumpfwinkelige Falten (D4) limitiert (HUET, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015). Außerhalb des Kartenblattes Radenthein-Ost wird die Stolzalpe-Decke an teilweise konjugierten NW–SE streichenden dextral- (z.B. Trogscharte-Störung) und NE–SW streichenden sinistral-seitenverschiebenden (z.B. Olsa-Einöd-Störung) Störungen versetzt. N(NW)–S(SE) streichende dextral-seitenverschiebende, teilweise abschiebende Störungen, parallel zum Görtschitztal-Störungssystem, zeigen das letzte tektonische Element während des Miozäns.

### 1.3. Königstuhl-Decke

Die Königstuhl-Decke (IGLSEDER et al., 2018) [Turrach-Schuppe, Oberkarbonschuppe von Turrach und Schuppe des Königstuhl-Karbons nach STOWASSER (1945, 1956), Paaler Schuppe nach NEUBAUER (1980), Turrach-Teildecke nach IGLSEDER & SCHUSTER (2013), Königstuhl-Teildecke nach IGLSEDER & HUET (2015)] bildet die liegendste Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems auf Blatt Radenthein-Ost. Namensgebend ist der Gipfel des Großen Königstuhls (2.336 m) am Dreiländereck Salzburg-Steiermark-Kärnten (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0407500/5199600).

Die Königstuhl-Decke ist im Bereich des Großen Königstuhls (2.336 m) und Stangnock (2.316 m), der Turracher Höhe, dem Ort Turrach, am Türschenriegel, südlich des Leckenschobers, am Blumbühel (1.980 m), im Rapitzgraben, im Bereich des Paalgrabens und Kreischberges (1.981 m) sowie mit einem kleinen Gebiet bei der Anthoferalm westlich des Ursch (1.848 m) aufgeschlossen.

Sie wird von der Pfannock-, Ackerl- und Murau-Decke (Kapitel 1.4., 1.5., 1.6.) sowie der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.) unterlagert. Überlagert wird sie von der Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) bzw. überlagert sie diese invers im Raum Anthoferalm. Erwähnenswert sind tektonische Klippen östlich von Innerkrems bei der Mattehanshöhe (2.086 m).

Die Königstuhl-Decke beinhaltet ein Basement von schwach metamorphen, pyroklastischen Gesteinen, untergeordnet siliziklastischen Metasedimenten (Chloritschiefer, Phyllit) und Dolomitmarmoren des **Kaser-Komplexes** (IGLSEDER et al., 2019), welche nordwestlich des Nesselbaches und nördlich des hinteren Rapitzgrabens aufgeschlossen sind. An letztgenanntem stellen mylonitischer, stark deformierter Metatuffit, Metatuff und Kalzitmarmor eine Besonderheit dar, welche als Element dieses Basements aufgeschlossen sind. Überlagert wird der Kaser-Komplex von schwach-metamorphen, polymikten, kontinental-klastischen Sedimentgesteinen der Stangnock-Formation (SCHÖNLAUB, 2014a und Referenzen darin) und der darüber liegenden Werchzirm-Formation (SCHÖNLAUB, 2014c und Referenzen darin), welche am Ende beziehungsweise nach der Variszischen Gebirgsbildung abgelagert wurden. Die **Stangnock-Formation** beinhaltet niedriggradig metamorphe, siliziklastische Sedimentgesteine (Metakonglomerat, Metasandstein, Phyllit, Tonschiefer). Es handelt sich dabei um fluviatile Ablagerungen, welche von einem verzweigten bis mäandrierenden Flusssystem in Becken des einstigen Variszischen Gebirges abgelagert wurden. Hervorzuheben sind gut dokumentierte Vergesellschaftungen von Pflanzenfossilien der „Steinkohlezeit“ vor ca. 310–305 Millionen Jahren (oberes Pennsylvanum, FRITZ et al., 1990; FRITZ & KRÄINER, 2007; KABON & IGLSEDER, 2019). Das Vorkommen von Anthrazit wird auf eoalpidische Metamorphoseprägung zurückgeführt (RANTITSCH et al., in Vorb.). Von besonderer Bedeutung sind Metavulkanit-Metasediment-, respektive Gneis-Komponenten führende Metakonglomerate meist an der Basis der Stangnock-Formation (FRIMMEL, 1984, 1987, 1988; IGLSEDER et al., 2019).

Anhand geochemischer Vergleiche (FRIMMEL, 1988) und U-Pb Zirkon-Altersdatierungen konnten Ähnlichkeiten zwischen den Orthogneis-Komponenten und dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem gezeigt werden (IGLSEDER et al., 2018). Die **Werchzirm-Formation** wird von rot gefärbten, niedriggradig metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Tonschiefer mit zwischengeschalteten polymikten Metakonglomeraten und Metabrekzien) aufgebaut. Diese werden als Ablagerungen in Muren oder fluviatile Ablagerungen in Rinnen und Schuttfächern interpretiert (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Obwohl für die Werchzirm-Formation im Bearbeitungsgebiet nur spärlicher Pflanzenfossilinhalt beschrieben ist, wird aufgrund von ähnlichen Ablagerungen ein Sedimentationsalter des Cisuraliums (299–273 Ma) angenommen (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Als signifikanter Unterschied zu den siliziklastischen Sedimentgesteinen der Stangnock-Formation findet man in den Konglomeraten der Werchzirm-Formation überwiegend meist aufgearbeitete Karbonat-Komponenten, in denen anhand von Conodonten ober-silurisch bis unterdevonische Fossilalter nachgewiesen werden konnten (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Jüngere Ablagerungen (z.B. Karbonate der Trias), vergleichbar der Murau-, Ackerl-, Pfannock- und Stolzalpe-Decke, wurden in der Königstuhl-Decke nicht beobachtet.

Die Königstuhl-Decke zeigt alpidisch schwach bis niedriggradig metamorphe Bedingungen von ca. 250–330° C in post-variszischen Ablagerungen der Stangnock-Formation (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.). Innerhalb der Königstuhl-Decke ist, ausgenommen von Maximaltemperaturen an der Basis, eine Temperaturzunahme Richtung Osten beobachtbar, was auf eine (W)NW-gerichtete Überschiebung mit Bewegungsweiten von mindestens 15 km der hangenden Stolzalpe-Decke zurückgeführt wird. Ein (U-Th)/He-Alter an Zirkon zeigt Abkühlung unter 150° C um ca. 72 Ma (IGLSEDER et al., 2018). Die Königstuhl-Decke zeigt außer an Deckengrenzen zur Pfannock- und Ackerl-Decke immer einen signifikanten Metamorphosesprung zur unterlagernden Murau- und Bundschuh-Decke.

Die strukturelle Hauptprägung der Königstuhl-Decke ist eoalpidisch. Asymmetrische enge Falten zeigen NNE–SSW streichende Faltenachsen und Richtung E(SE) einfallende Achsenflächen mit WNW–ESE-gerichteter Einengung. Diese Struktur steht in Verbindung mit (spröde)duktilen top-nach-WNW-Überschiebungen (D3a), wobei asymmetrische Klastgeometrien und Scherbänder ausgebildet wurden. In einem letzten Deformationsereignis werden die früheren Strukturen als Abschiebungen reaktiviert (D3b) und überprägt. Sie zeigen zusammen mit Neubildungen von C'-Typ Gefügen und konjugierten Störungen eine Änderung des tektonischen Regimes mit WNW–ESE-gerichteter Dehnung und top-nach-ESE Scherung (HUET & IGLSEDER, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015; IGLSEDER et al., 2016). Konjugierte NW–SE streichende dextral- (z.B. Staudachjoch-Störung) und NE–SW streichende sinistral-seitenverschiebende Störungen versetzen die Königstuhl-Decke.

#### **1.4. Pfannock-Decke (auf GK250)**

Die Pfannock-Decke (SCHUSTER, 2005a, b) [Pfannockgneis-Scholle nach LIEGLER (1970), Pfannockscholle nach LIEGLER (1970) und TOLLMANN, (1975, 1977), Pfannockschuppe nach TOLLMANN, (1975, 1977), Pfannock-Schuppe nach KRAINER (1984), Pfannockeinheit nach TOLLMANN (1975) und PISTOTNIK (1980), Pfannock-Einheit nach GOSEN (1989) und RANTITSCH & RUSSEGGER (2000)] zählt zu den mittleren Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist der Gipfel des Pfannock (2.254 m) (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0405070/5193467, auf aktuellen UTM-Karten des BEV wird Pfannock mit 3 n geschrieben).

Die Pfannock-Decke tritt in einem schmalen Streifen von der Brunnachhöhe (1.970 m) im Süden über den Pfannock, die Eisentalhöhe (2.180 m) bis zur Rosaninhöhe (2.280 m) im Norden auf. Sie überlagert die Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.) und wird ihrerseits von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3.) und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) überlagert.

Lithologisch beinhaltet die Pfannock-Decke ein Basement bestehend aus dem Pfannock-Orthogneis (Pfannockgneis nach FRIMMEL, 1988 und GRUBER, 2012), einem stark kataklastisch überprägten Orthogneis mit granitischer Zusammensetzung. Eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone und U/Pb-Datierungen an Zirkonen ergaben ein oberordovizisches Bildungsalter (FRIMMEL, 1988; IGLSEDER, in Vorb.). Orthogneis-Gerölle in der Stangnock-Formation südwestlich des Oswalder-Bock-Sattels (1.958 m) ergaben vergleichbare Alter

(IGLSEDER, in Vorb.). Der Orthogneis wird transgressiv von der **Stangnock-Formation** (Karbon der Brunnachhöhe, STOWASSER, 1945; LIEGLER, 1970), Alpinem Verrucano („Bock-Brekzie“ nach STOWASSER, 1945 und KÜHN, 1962) und der „Pfannock-Trias“ (PISTOTNIK, 1980, 1996) überlagert. Die Pfannock-Decke zeigt alpidisch niedriggradig metamorphe Bedingungen mit Maximaltemperaturen von 200–250° C in der Stangnock-Formation der Brunnachhöhe (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGER, 2000; RANTITSCH et al. in Vorb.). Ein  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an detritären Hellglimmern in „anisischen“ Dolomiten der „Pfannock-Trias“ zeigt variszische Bildung um ca. 317 Ma (NEUBAUER et al., 1998). Die Abkühlung der Pfannock-Decke unter 150° C war anhand eines (U-Th)/He-Alters an Zirkon um ca. 77 Ma (IGLSEDER, in Vorb.).

Die strukturelle Prägung der Pfannock-Decke ist eoalpidisch mit einer Antiform mit E–W streichender Faltenachse und invertierter lithologischer Abfolge. Vor-alpidische Strukturen sind nur am Transgressionskontakt zwischen Orthogneis und Stangnock-Formation erkennbar. Laut GRUBER (2012) sind die Hauptstrukturen C'-Typ Gefüge mit top-nach-NW Kinematik (D3a), überprägt von C'-Typ Gefügen und konjugierten Brüchen, welche eine Änderung des tektonischen Regimes mit (W)NW–(E)SE gerichteter Dehnung und top-nach-SE Scherung anzeigen (D3b).

### 1.5. Ackerl-Decke (auf GK250)

Die Ackerl-Decke [Ackerldecke nach NEUBAUER (1978, 1980) und FRIMMEL (1987), Ackerlscholle nach TOLLMANN (1977)] ist eine mittlere Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist der Gipfel der Ackerlhöhe (2.040 m) (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0433600/5210600).

Die Ackerl-Decke ist südlich von St. Lorenzen ob Murau, entlang des Lorenzenbaches und um die Ackerlhöhe aufgeschlossen.

Sie wird von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3., Paaler Schuppe nach NEUBAUER, 1980) überlagert sowie von der Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) in inverser Lagerung und der Murau-Decke (Kapitel 1.6.) unterlagert. Entlang der dextral-seitenverschiebenden Trogcharten-Störung besteht ein direkter lateraler Kontakt zur Stolzalpe-Decke.

Die Ackerl-Decke wird überwiegend von Gesteinen des Ackerl-Komplexes (Ackerlkristallin nach THURNER, 1958 und THEYER, 1969, Ackerlgneis-Komplex und Ackerlglimmerschiefer-Komplex nach NEUBAUER, 1980) aufgebaut, welcher sich aus Granat-Glimmerschiefern, Staurolith führenden Paragneisen, untergeordnet Amphibolit, Aplit und Pegmatit, zusammensetzt. Darüber folgen permo-mesozoische Ablagerungen, welche sich aus Anteilen des Alpinen Verrucano, **Lantschfeldquarzit** und „Dolomiten der Trias“ (THEYER, 1969; NEUBAUER, 1980) aufbauen.

Die Ackerl-Decke ist durch eine variszische grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose charakterisiert, welche gegen Osten zunimmt und hier anhand von Staurolith-Neubildungen Amphibolitfazies anzeigt. Basierend auf  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Hellglimmern um ca. 310 Ma zeigt sie eine spät-variszische Abkühlung und untere grünschieferfazielle eoalpidische Überprägung (FRIMMEL, 1987; NEUBAUER, 1978, 1980; NEUBAUER & DALLMEYER, 1994).

Die strukturelle Hauptprägung wird als alpidisch interpretiert mit früherer NW gerichteter Transportrichtung (D3a) und späteren C'-Typ Gefügen mit top-nach-(E)SE Kinematik (D3b, THEYER, 1969; FRIMMEL, 1987).

### 1.6. Murau-Decke (auf GK250)

Die Murau-Decke [Murauer Decke nach TOLLMANN (1977), NEUBAUER (1979), GOSEN et al. (1985), Murauer Teildecke nach TOLLMANN (1959), GOSEN (1982, 1989), Untere Gurktaler Decke nach TOLLMANN (1975)] ist nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) eine liegende Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist die Stadt Murau (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0437000/5217800).

Die Murau-Decke baut große Bereiche zwischen Bad Kleinkirchheim, Feldkirchen, St. Veit an der Glan und Völkermarkt, um Metnitz sowie zwischen Murau und Neumarkt in Steiermark auf.

Sie wird von den „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ (Kapitel 1.8.), der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.), der „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) und der Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) unterlagert sowie von der Ackerl-, Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.5., 1.3., 1.2.) überlagert.

Der Gesteinsinhalt der Murau-Decke umfasst Granat führende, grafitische Phyllite bzw.

Glimmerschiefer mit eingeschalteten Grünschiefer- und Amphibolitlagen, welche von metamorphen Karbonatgesteinen (mittleres Silur bis Mitteldevon) überlagert werden. Lithostratigrafisch werden sie der Murau-Gruppe (NEUBAUER, 1979; SUTTNER, 2014b) und dem Murau-Kalk (Greibenzenkalk) (HUBMANN, 2014) zugeordnet. Erwähnenswert sind permomesozoische Ablagerungen, welche sich aus Anteilen des Alpiner Verrucano, **Lantschfeldquarzit** und „Marmoren der Trias“ (NEUBAUER, 1980) aufbauen.

Die Murau-Decke zeigt eine obere grünschieferfazielle Metamorphose mit einem Metamorphosehöhepunkt von 450–500° C (FRIMMEL, 1987; NEUBAUER & FRIEDL, 1997). Andere Untersuchungen lieferten Hinweise auf höhere Temperaturen von 550–600° C (GOSEN, 1989; KOROKNAI et al., 1999). Anhand eines <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Plateaualters von ca. 86 Ma (NEUBAUER et al., 2003), Untersuchungen mit Raman-Mikrospektroskopie mit Maximaltemperaturen zwischen 470 und 500° C (IGLSEDER et al., 2018) und neueren Arbeiten im Raum Stadl an der Mur und Oberhof (HOLLINETZ et al., 2018; WERDENICH et al., 2018), welche einphasiges Granatwachstum, ohne Hinweise auf Mehrphasigkeit lieferten, werden diese Bedingungen als eoalpidisch interpretiert.

Auch die strukturelle Hauptprägung der Murau-Decke ist eoalpidisch und zeigt (E)NE–(W)SW streichende Strukturelemente (Faltenachsen, Streckungslineationen) mit teilweise top-nach-W Überschiebungen (D3a) (NEUBAUER, 1987) und einer dominierenden Neubildung von C'-Typ Gefügen und konjugierten Störungen mit WNW–ESE gerichteter Dehnung und top-nach-ESE Scherung (D3b, HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018). Manchmal dreht die Kinematik Richtung S(W) (FRIMMEL, 1987; GOSEN, 1982, 1989). Zum regionalgeologischen Verständnis ist die Interpretation der Murau-Decke als das Liegende eines eoalpidischen, ESE-gerichteten Detachements mit dem Hauptast zwischen Murau- und Stolzalpe-Decke wichtig (NEUBAUER et al., 2003). Eine Zweigliederung der Murau-Decke in einen basalen, Granat führenden und einen darüber folgenden granatfreien Anteil wurde diskutiert (PISTOTNIK, 1980; GOSEN, 1982; GOSEN et al., 1985).

### 1.7. Klärung zum Begriff „Phyllonitzone“ (obsoleter tektonischer Einheit)

Die „Phyllonitzone“ (GOSEN et al., 1985) [Karlwandschuppe nach TOLLMANN (1975, 1977), Basale Schuppenzone nach PISTOTNIK (1996), Nesselbach-Teildecke nach IGLSEDER & HUET (2015)] markierte von der Brunnach-Alm bis Innerkrems den Bereich zwischen der Bundschuh-Decke (Stangalm-Mesozoikum) und Pfannock-Decke („Pfannock-Trias“) und wurde von TOLLMANN (1975, 1977) postuliert. Für die penetrative Strukturprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen wurden kretazische Alter angenommen (GOSEN et al., 1987; GOSEN, 1989). Auch stark, zum Teil durchgehend verfolgbare mylonitisierte Bewegungshorizont(e) zwischen Turrach und Hirnkopf wurden dieser Einheit zugeordnet (IGLSEDER & HUET, 2015). Gegen Nordosten und Süden wurde eine Fortsetzung in phyllitische Anteile der Murau-Decke diskutiert (GOSEN et al., 1985; PISTOTNIK, 1996). Ein Hauptargument war die Identifizierung von altpaläozoischen Gesteinen darin.

Fälschlicherweise als Elemente der ehemaligen Phyllonitzone bezeichnete paläozoische, Conodonten führende Dolomitmarmore stellten sich als ein Bestandteil der Metasedimente bzw. Metavulkanite der Stolzalpe-Decke heraus und sind kein Bestandteil des Stangalm-Mesozoikums (JULIAN PISTOTNIK, pers. Mitteilung). Auch wurden in keiner Lösprobe Conodonten gefunden, was für Kalke im Paläozoikum typisch wäre (JULIAN PISTOTNIK, pers. Mitteilung).

Das Vorkommen von Granat führenden Phylliten und Glimmerschiefern der Murau-Decke am Südwestrand der Gurktaler Alpen konnte in ihrer nördlichen Fortsetzung in die Gesteine des Stangalm-Mesozoikums nicht beobachtet werden. Obwohl südlich des Erlacher Bocks phyllonitische Schiefer und Karbonatgesteine aufgeschlossen sind, die zum Teil mit Grafitschiefern und Granat führenden, phyllitischen Glimmerschiefern einen Übergang zwischen Murau-Decke und Stangalm-Mesozoikum herleiten könnten (PISTOTNIK, 1996), sind diese Zusammenhänge nördlich des Erlacher Bocks nicht mehr beobachtbar. Deshalb werden diese Phyllite als metamorphes Äquivalent der karnischen Raibl-Formation (teilweise Konglomerat führender, phyllitischer Schiefer und Hornstein führender Bänderkalk, PISTOTNIK, 1980, 1996) interpretiert.

Graue und gelbliche Kalzitmarmore sowie rötliche, Radiolarien führende Kalzitmarmore (PISTOTNIK, 1980, 1996) werden nun dem „Jura-Anteil“ des Stangalm Mesozoikums sensu lato (siehe **Leckenschober-Lithodem**) zugeordnet.

### **1.8. „Basale Glimmerschiefer-Decken“ (auf GK250)**

Die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ (IGLSEDER & SCHUSTER, 2013) [Serie der phyllitischen Glimmerschiefer nach SCHWINNER (1927), Glimmerschieferserie nach HOMANN (1962), Wieting-Serie nach KLEINSCHMIDT & WURM (1966), Glimmerschiefer-Folge und Übergangsserie nach GOSEN (1978, 1982), Phyllitische Glimmerschiefer und Schuppenzone nach APPOLD (1989), Übergangsserie und Serie der phyllitischen Glimmerschiefer nach GOSEN et al. (1985), „Teile der „Diaphorit-Zone“ nach GOSEN (1989)] sind Decken an der Basis des Drauzug-Gurktal-Deckensystem.

Sie umrahmen, respektive bilden die tektonischen (Halb-)Fenster von Wimitz, Friesach und Froiach. Auch treten sie in den südlichen Teilen des Kärntner Seengebietes, am Südrand der Saualpe, nördlich des Murtals zwischen Krakaudorf und Oberwölz sowie um und nordwestlich von Scheifling.

Sie stellen in diesen Bereichen die liegendsten Anteile des Drauzug-Gurktal-Deckensystem dar, unterlagern die Murau-Decke (Kapitel 1.6.) und überlagern wiederum Decken des Korralpe-Wölz-Deckensystems (z.B. Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) und „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) Jankitzkogel-Decke, Pusterwald-Decke).

Lithologisch sind vor allem am Nordrand der Decken Granat führende, phyllitische Glimmerschiefer mit verbreitet Quarzit sowie mannigfache Marmor- und Amphiboliteinschaltungen vorherrschend. Selten sind Hornblendepseudomorphosen nach Pyroxen in Amphibolit beschrieben. Auffallend sind Chloritoid und Granat führende, helle, phyllitische Glimmerschiefer der hangenden Bereiche im Halbfenster von Friesach.

Generell ist ihre Zusammensetzung aus Glimmerschiefer-Komplexen ohne klare stratigrafische Abfolge schwierig. Es wird angenommen, dass sich die Glimmerschiefer aus Schürflingen der Glimmerschiefer-Gruppe und der hangenden Phyllit-Gruppe zusammensetzen (APPOLD, 1989). Meist unterscheiden sich die Glimmerschiefer im Norden von Komplexen des unterlagernden Korralpe-Wölz-Deckensystems und ebenso sind Ähnlichkeiten mit der überlagernden Murau-Decke feststellbar (z.B. der Künstenwald-Kalk-Dolomitzug nordöstlich Oberwölz). Deshalb werden nach dem jetzigen Forschungsstand die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem zugeordnet. Eine Zugehörigkeit in das Korralpe-Wölz- respektive Ötztal-Bundschuh-Deckensystem in den westlichen und südlichen Teilen wird diskutiert.

Die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ zeigen eine meist einphasige Metamorphose der oberen Grünschieferfazies (GOSEN, 1982). Anhand der Abkühlalter über- und unterlagernder Einheiten wird diese als eoalpidisch eingestuft.

Die strukturelle Hauptprägung zeigt isoklinale Falten mit E–W streichenden Faltenachsen und (N)W–(S)E streichenden Streckungslineationen mit zum Teil Mylonitisierung und Neubildungen von C'-Typ Gefügen mit top-nach-(S)E Scherung (D3b; GOSEN, 1982).

## **2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem**

### **2.1. Bundschuh-Decke**

Die Bundschuh-Decke (SCHUSTER, 2003) [Bundschuhdecke nach KOBER (1938)] bildet den östlich des Tauernfensters aufgeschlossenen Teil des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems auf GK25 Radenthein-Ost. Namensgebend sind die Region und der Ort Bundschuh (BMN 157 Blatt Tamsweg, UTM 3230 Blatt Tamsweg, 0402300/5211900).

Die Bundschuh-Decke bildet eine flächenmäßig große Decke zwischen Tschiernock (2.088 m), Hochpalfenock (2.099 m) und Kolmnock (1.845 m) im Nockgebiet, den westlichen Nockbergen um den Rosenock (2.440 m) und Leobengraben über Kremsbrücke und die Gaipahöhe (2.192 m) zum Schwarzenberg (1.779 m) südwestlich Tamsweg. Hier folgt sie Richtung Osten dem Sauerfelder Wald bis Stadl an der Mur, dann westlich des Paalgrabens bis Flattnitz und dann nach Westen über den Leckenschober (1.996 m) und Turrach zum Kilnprein (2.408 m).

Sie wird von der Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) und der Katschberg-Zone (Radstadt-Deckensystem des Unterostalpins) unterlagert sowie von der Murau-, Ackerl-, Pfannock-, Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.6., 1.5., 1.4., 1.3., 1.2.) überlagert. Sie umrahmt das tektonische Fenster von Ramingstein und bildet selbst kleinere Fenster im Nesselbachgraben innerhalb der Königstuhl-Decke und in Oberhof, wo eine Spezialstellung in inverser Lagerung unter der Gstoder-Decke vorliegt.

Der Gesteinsinhalt der Bundschuh-Decke gliedert sich in zwei stratigrafische Einheiten, den liegenden Bundschuh-Priedröf-Komplex (SCHUSTER et al., 2006) und die darüber liegende permo-mesozoische Bedeckung, das Stangalm-Mesozoikum. Der **Bundschuh-Priedröf-Komplex** umfasst Granatglimmerschiefer, Paragneis und Orthogneis, untergeordnet Amphibolit und selten Marmor. Ordovizische Orthogneise mit granitischer Zusammensetzung werden dem **Bundschuh-Orthogneis-Lithodem** zugeordnet (IGLSEDER et al., 2018, 2019). Die permo-mesozoischen Metasedimente des **Stangalm-Mesozoikums** (STOWASSER, 1956; TOLLMANN, 1958, 1977) werden von Dolomitmarmor, Phyllit, Glimmerschiefer, unreinem Quarzit und Kalzitmarmor aufgebaut. Nach neuer Nomenklatur (IGLSEDER & SCHUSTER, 2015; IGLSEDER et al., 2019) werden diese Metasedimente in den **Lantschfeldquarzit** (metamorphes Äquivalent von Alpinem Buntsandstein), das **Weißwände-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Reichenhall-Formation, Alpiner Muschelkalk-Gruppe und Wettersteinkalk/dolomit), das **Bockbühel-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Partnach-Formation), das **Karnerboden-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation) sowie das **Leckenschober-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Allgäu-Gruppe, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation) gegliedert und als **Stangalm-Mesozoikum sensu lato** bezeichnet.

Andere lithologische Einheiten bei Oberhof im oberen Metnitztal und Stadl an der Mur können nur teilweise dem Bundschuh-Priedröf-Komplex zugeordnet werden. Das oberordovizische Oberhof-Orthogneis-Lithodem zeigt Ähnlichkeiten mit dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem (HOLLINETZ et al., 2018; HOLLINETZ, 2018). Granat-Chloritoid-Schiefer, quarzreiche Glimmerschiefer und Quarzite werden als Oberhof-Lithodem charakterisiert und können als ein höher metamorphes Äquivalent der Stangnock-Formation interpretiert werden (HOLLINETZ, 2018). Granat-Chloritoid führende Glimmerschiefer im Hangenden des Bundschuh-Priedröf-Komplexes im Raum Stadl an der Mur zeigen eine einphasige Metamorphose und stehen in Verband mit Paragneis, durch Lantschfeldquarzit getrennt von Gesteinen der Murau-Decke (FRIMMEL, 1987; WERDENICH et al., 2018). Sie zeigen höhere Metamorphosebedingungen als die Murau-Decke und könnten eine eigenständige lithodemische Einheit darstellen (HOLLINETZ et al., 2019).

Die Bundschuh-Decke zeigt eine mehrphasige Metamorphosegeschichte mit einem variszischen Höhepunkt bei ca. 600–650° C und 10–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 1999) mit einer Temperaturabnahme von Norden nach Süden (SCHIMANA, 1986; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK 1999). Im Laufe der letzten Jahre zeigten petrologische Untersuchungen in den östlichen Anteilen der Bundschuh-Decke im Oberhof-Lithodem sowie um Stadl an der Mur (HOLLINETZ, 2018; WERDENICH et al., 2018; HOLLINETZ et al., 2019) an Gesteinen mit einphasigem Granat einen Metamorphosehöhepunkt um 520–560° C und 10 kbar. Ergänzende Raman-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen zeigten Werte von 510–590° C im Basement und 450–530° C im permo-mesozoischen Stangalm-Mesozoikum, was eine aufrechte Metamorphose mit abnehmender Temperatur in das Hangende widerspiegelt (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.). Diese Bedingungen werden in Kombination mit U-Th-Pb chemischen Altern an Monazit und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Muskovit zwischen 82 und 99 Ma (NEUBAUER et al., 1998; SCHUSTER & FRANK, 1999; IGLSEDER et al., 2018; HOLLINETZ et al., 2019) als eoalpidisch interpretiert.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmeralter von 140–156 Ma aus den liegenden Bereichen der Bundschuh-Decke zeigen eine Teilverjüngung der älteren Paragenesen und werden als Mischalter interpretiert (IGLSEDER et al., 2018).

Die Abkühlgeschichte der Bundschuh-Decke unter ca. 300° C, zeigen Rb/Sr-Alter an Biotit zwischen 81 und 87 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999; IGLSEDER et al., 2018), weiters unter 150° C anhand zweier (U-Th)/He-Alter an Zirkon um ca. 45–50 Ma (IGLSEDER, in Vorb.) und Apatit FT-Alter um 29–35 Ma (HEJL, 1996).

Die strukturelle Prägung der Bundschuh-Decke ist mehrphasig. Eine offene Synform mit E(NE)–W(SW) streichenden Faltenachsen (PISTOTNIK, 1996) wird im Bereich der Postmeisteralm an der Nockstraße winkeldiskordant von Lantschfeldquarzit überlagert (PISTOTNIK, 1976). Dieser Großfaltenbau wird als variszisch interpretiert. Eoalpine Strukturen sind charakterisiert durch isoklinale, teils asymmetrische und isoklinale nordvergente Falten mit E–W streichenden Faltenachsen und südeinfallenden Achsenflächen in Verbindung mit Scherung top-nach-(W)/NW während der Deckenstapelung (D3a). Isoklinale Falten mit ähnlicher Geometrie in Verbindung mit dominierender Neubildung von C'-Typ Gefügen mit abschiebender Kinematik und top-nach-



(E)/SE Scherung (D3b) sind in Verbindung mit einem großen Detachement im hangenden der Bundschuh-Decke an der Grenze zur überlagernden Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (IGLSEDER et al., 2018). Großräumige, teilweise konjugierte Störungen sind selten. Erwähnenswert sind die ENE–WSW streichende, sinistral seitenverschiebende Tamsweg-Störung (TOLLMANN, 1977) an der Nordgrenze der Bundschuh-Decke, eine NW–SE streichende, sinistral-seitenverschiebende Störung östlich von Innerkrems, die NNW–SSE streichende, dextral-seitenverschiebende Mühlbach-Störung und die NW–SE streichende Turrach-Störung. Interessant ist die westliche Begrenzung zur unterostalpinen Katschberg-Zone, welche möglicherweise in der Oberkreide als Abschiebung reaktiviert wurde (FROITZHEIM et al., 2008)

### 3. Koralpe-Wölz-Deckensystem

#### 3.1. Begriffsklärung Gstoder-Decke versus „Glimmerschiefer-Decke“

Die Gstoder-Decke und die „Glimmerschiefer-Decke“ werden zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems zwischen östlichem Tauernfenster und Graz gezählt und liegen im Hangenden der Jankitzkogel-Decke, welche Gesteine des Plankogel-Komplexes beinhaltet. Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems, welche lithologisch gesichert dem Radenthein-Komplex und phyllonitisierten Anteilen davon zugeordnet werden können, werden als Gstoder-Decke bezeichnet. Hangende Anteile des Koralpe-Wölz-Deckensystems, die nicht dem Radenthein-Komplex, phyllonitisierten Anteilen davon und anderen lithologischen Einheiten (z.B. „Kräupingserie“ im Friesach-Halbfenster nach FRITSCH et al., 1960 und APPOLD, 1989) zugeordnet werden können, werden im Begriff „Glimmerschiefer-Decke“ zusammengefasst.

#### 3.2. Gstoder-Decke

Die Gstoder-Decke (IGLSEDER et al., 2014, 2019) [Radenthein-Decke nach NEUBAUER et al. (1998) und KOROKNAI et al. (1999), Radenthein-Aineck-Decke nach NEUBAUER et al. (1998)] bildet die liegendste Decke auf GK25 Radenthein-Ost und wird zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems gezählt. Namensgebend ist der Gipfel des Gstoder (2.140 m) an der Grenze zwischen Salzburg und Steiermark (BMN 158 Blatt Stadl an der Mur, UTM 3230 Blatt Tamsweg, 0423600/5221500).

Die Gstoder-Decke bildet eine flächenmäßig große Decke in einem Streifen zwischen Seeboden, Radenthein, Afrist und Lindl, um Landskron, vom Stubeck (2.370 m) übers Aineck (2.210 m) nach St. Andrä im Lungau, weiter über den Weidschober (1.789 m), Krakaudorf, den Gstoder (2.140 m) bis Bodendorf. Sie tritt von Ramingstein bis Predlitz und südlich davon im Kendlbrucker Mühlbachgraben und Predlitzwinkel-Turrachgraben, um Oberhof, um den Lantschnig (990 m) sowie zwischen Zirkitz, Innere und Äußere Wimitz auf.

Sie bildet das tektonische Fenster von Ramingstein, Anteile in tektonischen Fenstern von Wimitz und Oberhof, hier in einer Spezialstellung in inverser Lagerung über der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.). Sie wird von der Lessach-Zone, Pusterwald-, Mirnock- und Jankitzkogel-Decke (Koralpe-Wölz-Deckensystem) sowie der Katschberg-Zone (Radstadt-Deckensystem des Unterostalpins) unterlagert. Im Hangenden wird die Gstoder-Decke von der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.), „Basalen Glimmerschiefer-Decke“ und Murau-Decke (Kapitel 1.8., 1.6.) überlagert. An oligozänen-miozänen Seitenverschiebungen gibt es tektonische Kontakte zur Krautwasch-Decke, „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) und „Decken des Drauzugs“.

Lithologisch umfasst die Gstoder-Decke teilweise quarzitische Staurolith- und Kyanit führende Granatglimmerschiefer, Amphibolit, Granatamphibolit, charakteristische Hornblendegarben-Schiefer, Paragneis, Marmor und Grafitschiefer des **Radenthein-Komplexes**. In hangenden Bereichen sind phyllonitisierter Granatglimmerschiefer und Amphibolit als überprägte Anteile des Radenthein-Komplexes aufgeschlossen (HOLLINETZ, 2018).

Die Gstoder-Decke zeigt eine mehrphasige eoalpidische Metamorphosegeschichte mit einem Metamorphosehöhepunkt bei ca. 550–600° C und 9–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010; KRENN et al., 2011; HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018) um ca. 84–100 Ma (<sup>144</sup>Sm/<sup>143</sup>Nd-Granatalter, SCHUSTER & FRANK, 1999). Niedrigere Drücke um 5,5–8 kbar (KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010) wurden als Indikatoren einer isothermalen Dekompression nach der Hauptmetamorphose interpretiert.

Raman-Mikrospektroskopie-Maximaltemperaturen ergaben Werte um 540–580° C im Ramingstein-Fenster (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.) und 520–550° C im Oberhof-Fenster (HOLLINETZ, 2018).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Muskovit zeigen Alter von 83–86 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999) und eine weitere Abkühlung der Gstoder-Decke unter ca. 300° C von 72–77 Ma an Rb/Sr Biotit-Altern (SCHUSTER & FRANK, 1999; HOLLINETZ et al., 2018). Apatit FT-Alter mit einer deutlichen Verjüngung Richtung Westen, welche mit der neoalpidischen Exhumation von Penninischen Einheiten im Tauernfensters korreliert wird, zeigen 15–20 Ma (HEJL, 1996).

Die strukturelle Prägung der Gstoder-Decke ist mehrphasig und wird vorwiegend nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose interpretiert. W(NW)–E(SE) streichende Mineral- und Streckungslineationen zeigen eine erste Deformation. Frühere offene (W)SW-vergenten Falten mit WNW–ESE streichenden Faltenachsen und spätere offene (N)NW-vergente Falten mit NE–SW streichenden Faltenachsen überprägen die Minerallineationen. Sie werden mit einer Änderung des tektonischen Regimes mit N(NE)–S(SW) gerichteter Verkürzung während der Exhumation des Ramingstein-Fensters korreliert (D3b). In Verbindung mit diesem Deformationsereignis stehen C'-Typ Gefüge mit top-nach-E/SE/NE Scherung. Die Inversstellung der Gstoder- über der Bundschuh-Decke durch großräumige Verfaltungen nach dem Metamorphosehöhepunkt und Phyllonitisierung des Radenthein-Komplexes im Oberhof-Fenster entlang krustalen Abschiebungen (D3b) zeigen ähnliche strukturelle Prägungen (HOLLINETZ, 2018). Die Entwicklung einer früheren Scherzone mit top-nach-W/NW Schersinn zwischen Gstoder- und Bundschuh-Decke am Südrand des Ramingstein-Fensters (IGLSEDER et al., 2019) deuten auf konservierte Deformation während Überschiebungen (D3a?) und gleichzeitiger Exhumation von Gstoder- und Bundschuh-Decke während der Exhumation des Ramingstein-Fensters hin (D3b). Dies ist vergleichbar mit top-nach-(W)NW- (D3a) und top-nach-(E)SE Strukturen (D3b) in der südwestlichen Gstoder-Decke (KRENN et al., 2011).

### 3.3. „Glimmerschiefer-Decke“ (auf GK250)

Die „Glimmerschiefer-Decke“ [Kräupingserie nach FRITSCH et al. (1960), KLEINSCHMIDT & WURM (1966) sowie APPOLD (1989), Waitschacher-Serie nach KLEINSCHMIDT & WURM (1966), Teile der „Diaphorit-Zone“ nach GOSEN (1989), Teile der „Übergangsserie“ nach GOSEN et al. (1985), Teile des „Glimmerschiefer-Komplexes“ nach THIEDIG et al. (1999), WEISSENBACH & PISTOTNIK (2000)] wird zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystem gezählt.

Sie tritt im Kärntner Seengebiet, im Friesach-Halbfenster und am Südrand der Saualpe auf und ist in diesen Bereichen der hangendste Teil des Koralpe-Wölz-Deckensystems, unterlagert von der Saualpe-Koralpe-, Mirnock-, Jankitzkogel- und selten der Gstoder-Decke sowie überlagert von „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ und der Murau-Decke.

Lithologisch zeigen die Gesteine der Kräupingserie (APPOLD, 1989) Granat führende, helle, quarzitisches Muskovit-Glimmerschiefer sowie Amphibolit, Epidot-Amphibolit und Chloritschiefer als Leitgesteine mit Chloritisierung von Granat und Biotit in der Nähe von Scherzonen.

Die „Glimmerschiefer-Decke“ zeigt eine meist amphibolitfazielle Hauptmetamorphose und grünschieferfazielle Überprägung (APPOLD, 1989; GOSEN, 1989). Anhand der Abkühlalter über- und unterlagernder Einheiten wird diese als eoalpidisch eingestuft.

Die strukturelle Hauptprägung zeigt meist einen starken tektonischen Zuschnitt sowohl an der Basis, als auch am Top und isoklinale Großfaltung mit E-W-streichenden Faltenachsen und (N)W-(S)E-streichenden Streckungslineationen mit zum Teil Mylonitisierung und Neubildungen von C'-Typ Gefüge mit top-nach-(S)E Scherung (D3b, APPOLD, 1989; GOSEN, 1989).

### Literatur

- APPOLD, T. (1989): Geologie des Mittelostalpins: Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefergruppe auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan. – In: APPOLD, T. & THIEDIG, F. (Eds.) (1989): Arbeitstagung 1989 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 186 St. Veit an der Glan (Klein St. Paul), 14–30, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1984): Kristallin- und Strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Vorarbeit zur Dissertation, Universität Wien, 151 S., Wien.

- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 575–592, Wien.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1960): Die Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. – Carinthia II, **150/70**, 7–28, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRÄINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – Carinthia II, **197/117/1**, 91–148, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Sonderheft der Carinthia II, **49**, 189 S., Klagenfurt.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, London (Geological Society of London).
- GOSEN, W. VON (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decken (Steiermark/Kärnten – Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/ Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 33–149, Hamburg.
- GOSEN, W. VON (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – Habilitationsschrift, Universität Erlangen, 247 S. (Geotektonische Forschungen, **72**), Stuttgart (Schweizerbart).
- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/4**, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. VON, PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/1**, 31–36, Wien.
- GRUBER, C. (2012): Structural and AMS investigations in rocks of the Austroalpine units in the Nock Mountains. – Master Thesis, Universität Graz, 129 S., Graz.
- HEJL, E. (1996). Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspurenanalyse. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **89**, 179–199, Wien.
- HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2017): The new database “Tectonic Boundaries“ at the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 195–207, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., DEMÉNY, A., SCHUSTER, R., MILLER, C., THÖNI, M., KURZ, W., KRENN, K. & WALTER, F. (2010): Metamorphism in the eastern Alps. – Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, **1**, 1–47, Szeged (Ungarn).
- HÖLL, R. (1970): Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1970**, 201–224, Stuttgart (Schweizerbart).
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – Diplomarbeit, Universität Wien, 100 S., Wien.
- HOLLINETZ, M.S., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R., HUET, B., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the Eo-Alpine extrusion wedge in the Eastern Alps (Oberhof window, Carinthia, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 58, Wien.
- HOLLINETZ, M.S., WERDENICH, M., IGLSEDER, C., HUET, B., REISER, M., SCHUSTER, R., TROPPEL, P., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2019): Bundschuh or not Bundschuh? Discussing criteria defining the Bundschuh Nappe in the light of new P-T-t data from two localities in the Gurktal Alps (Upper Austroalpine Unit, Eastern Alps). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 87–95, Wien.
- HOMANN, O. (1962): Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raum Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 243–272, Wien.
- HUBMANN, B. (2014): Murau-Kalk (Greibenzenkalk). – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them): 2<sup>nd</sup> Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 37–38, Wien.

- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 121–145, Wien.
- HUET, B & IGLSEDER, C. (2015): WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf Eoalpine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin). – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Eds.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter GK 50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld (Mitterdorf im Mürztal), 214, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – EGU series Emile Argand Conference – 12<sup>th</sup> Alpine Workshop, 13<sup>th</sup>–19<sup>th</sup> September 2015, Montgenèvre, Briançon, French Hautes-Alpes: Abstract Volume, 22–23, Montgenèvre.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2013): Inside the Gurktal nappes – A modified tectonic and lithostratigraphic concept. – Emile Argand Conference (11<sup>th</sup> Workshop on Alpine Geological Studies) 7<sup>th</sup> – 14<sup>th</sup> September 2013 Schladming, Austria: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 50, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2015): Lithostratigraphy in low-grade metamorphic rocks – Examples from the Upper Austroalpine Stolzalpe Nappe and Bundschuh Nappe (Eastern Alps/Europe). – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, **21**, 173, Graz.
- IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & WEGNER, W. (2014): Structure and cooling ages in the Upper Austro-Alpine nappes in the Bundschuh area (Austria). – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, **20/1**, 103, Graz.
- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): GeoTirol 2016: Annual Meeting DGGV: 25–28 September 2016, Innsbruck, Austria: Abstract Volume, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KABON, H. & IGLSEDER, C. (2019): Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißbeck, Frauennock). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 55–83, Wien.
- KAINDL, R. & ABART, R. (2002): Reequilibration of fluid inclusions in garnet and kyanite from metapelites of the Radenthein Complex, Austroalpine Basement, Austria. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **82**, 467–486, Zürich.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F. (1966): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X. – Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. – Carinthia II, **156/76**, 108–140, Klagenfurt.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer).
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79**, 277–295, Zürich.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/ Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen – Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/1**, 99–193, Wien.
- KRAINER, K. (1996): Die Trias in Kärnten. – Carinthia II, **186/106**, 33–94, Klagenfurt.

- KRENN, K., KURZ, W., FRITZ, H. & HOINKES, G. (2011): Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). – *Swiss Journal of Geosciences*, **104/3**, 471–491, Basel.
- KÜHN, O. (Ed.) (1962): *Lexique Stratigraphique International, Europe, Fascicule 8, Autriche*. – 646 S., CNRS, Paris.
- LIEGLER, K.L. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen in der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – *Carinthia II*, **160/80**, 27–44, Klagenfurt.
- NEUBAUER, F.R. (1978): Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Dissertation, Universität Graz, 263 S., Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/2**, 455–511, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **73**, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region: Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. 226–236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F.R. & DALLMEYER, R.D. (1994): The Ackerl Metamorphic Complex: A late Variscan Metamorphic Nappe within the Austroalpine Unit of the Eastern Alps – *Journal of the Czech Geological Society*, **39/1**, 77–78, Praha.
- NEUBAUER, F.R. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, **1996/3–4**, 277–289, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen und ihre paläogeographischen Beziehungen). – *Geologische Rundschau*, **73/1**, 149–173, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R., KOROKNAI, B., GENSER, J., HANDLER, R. & TOPA, D. (1998): Middle and Upper Austroalpine units of Gurktal Mountains/Nock region. – *Karpato-Balkanische Geologische Assoziation Kongress (KBGA)*, **16.F.1**, 85–101, Salzburg.
- NEUBAUER, F.R., GENSER, J. & HANDLER, R. (2003): Tectonic Evolution of the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps: Constraints from structural studies and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar white mica ages. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **148**, 240–241, Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C. W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (2004): *Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen)*. – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1976): Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, **166/86**, 127–131, Klagenfurt.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 361–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein*. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000): Thrust-related very low grade metamorphism within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/2**, 219–225, Wien.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HOLLINETZ, M.S., HUET, B., SCHUSTER, R. & WERDENICH, M. (in Vorb.): Organic metamorphism as a key for reconstructing pre-, syn- and post-orogenic processes: the Eoalpine upper plate (Eastern Alps) as a case study.
- SCHIMANA, R. (1986): *Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet/Kärnten)*. – Dissertation, Universität Wien, 172 S., Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183, Basel.
- SCHÖNENBERG, R. (1967): Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpenkristallin). – *Geologische Rundschau*, **56**, 473–480, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014a): Stangnock-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them)*, 2<sup>nd</sup> Edition. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 39–40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014b): „Oberkarbon von St. Paul“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic*

- Era(them), 2<sup>nd</sup> Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014c): Werchzirm-Formation. – In: PILLER, W. E., et al. The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions): Vol. I The Paleozoic Era(them): 2<sup>nd</sup> Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40–41, Wien.
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN, W. VON, SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/ Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 169–179, Hamburg.
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003, Geologische Kartenblätter 1:50.000 148 Brenner, 175 Sterzing, 141–159, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005a): Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau. – In: SCHUSTER, R. (Ed.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 182 Spittal an der Drau, 39–62, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005b): Exkursion Nockalmstraße, Nöringsattel, Seeboden (15.09.2005) – In: SCHUSTER, R. (Ed.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 182 Spittal an der Drau, 233–240, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **42** (1999), 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Abteilung I, **136**, 333–383, Wien.
- STOWASSER, H. (1945): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1945**, 199–214, Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–199, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014a): Magdalensberg-Gruppe; Kaser-Gruppe; „Metadiabase“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them), 2<sup>nd</sup> Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 29–30, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014b): Murau-Gruppe. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them), 2<sup>nd</sup> Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 37, Wien.
- THEYER, P. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzgraben (Oberes Murtal, Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 147 S., Wien.
- THIEDIG, F. (2005): Geologie und Tektonik des Magdalensbergs und Verbreitung des Alt-Paläozoikums in Mittelkärnten (Österreich). – Carinthia II, **195/115**, 97–156, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 186 Sankt Veit an der Glan. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl an der Mur-159 Murau. – Geologische Bundesanstalt, 106 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1958): Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **9**, 57–74, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen, 190–196, 309–329, Wien (Deuticke).
- VAN HINTE, J.E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **8**, 1–147, Wien.
- WEISSENBACH, N. & PISTOTNIK, J. (2000): Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WERDENICH, M., HOLLINETZ, M.S., GRASEMANN, B., RANTITSCH, G., IGLSEDER, C. & HUET, B. (2018): The tectonic contact between the Bundschuh und Murau Nappes (Upper Austroalpine Unit, Stadl an der Mur, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 168, Wien.