

Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau

R. Schuster

Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien

Inhalt

1. **Einleitung**
2. **Tektonische und lithostratigraphische Einheiten**
 - 2.1. Unterostalpin
 - 2.1.1. Katschbergzone
 - 2.2. Oberostalpin
 - 2.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem
 - 2.2.1a Millstatt-Komplex
 - 2.2.1b Radenthein-Komplex (inklusive „Aineck-Teuerlnockserie“)
 - 2.2.1c Prijakt-Polinik-Komplex
 - 2.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem
 - 2.2.2.1. Bundschuh-Decke
 - 2.2.2.1a Bundschuh-Priedröf-Komplex
 - 2.2.2.1b Stangalm-Mesozoikum s.str. (Komplex)
 - 2.2.2.2. Pfannock-Decke
 - 2.2.3. Drauzug-Gurktal-Deckensystem
 - 2.2.3.1. Stolzalpen-Decke
 - 2.2.3.2. „Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“
 - 2.2.3.2a Gaugen-Komplex
 - 2.2.3.2b Goldeck-Komplex
 - 2.3. Periadriatische Magmatite
 3. **Literatur**

1. Einleitung

Im folgenden Text werden die auf Blatt ÖK 182 Spittal a.d. Drau auftretenden tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten des Ostalpins (Karte 1) sowie deren Beziehungen zueinander besprochen. Kurz behandelt werden auch Einheiten, die sich auf den umliegenden Kartenblättern befinden und die während der Exkursionen im Rahmen der Arbeitstagung besucht werden.

2. Tektonische und lithostratigraphische Einheiten

Die tektonische Nomenklatur folgt der Untergliederung von SCHMID et al. (2004). Die tektonische Groeinheit Ostalpin wird dabei in ein Unter- und Oberostalpin und weiter in Deckensysteme und Decken gegliedert. Als tektonische Zone werden tektonisch begrenzte Körper bezeichnet, welche eine intensive interne Deformation zeigen und aus verschiedenen Decken hervorgegangen sind (z.B. Katschbergzone). Schuppen sind tektonisch abgetrennte Teile von Decken mit gleichem lithostratigraphischem Inhalt. Die metamorphen Gesteine werden zu Komplexen zusammengefasst. Der Komplex entspricht dabei größenordnungsmäßig einer Gruppe aus unmetamorphen Formationen. Werden Formationen beschrieben, die einen Komplex aufbauen, so handelt es sich um metamorphe Äquivalente unmetamorpher Formationen.

2.1. Unterostalpin

Das Unterostalpin umfasst jene Teile, die den Kontinentalrand zum Penninischen Ozean gebildet haben und während dessen Öffnung und Schließung eine intensive strukturelle und/oder metamorphe Umgestaltung erlebt haben.

2.1.1. Katschbergzone

Der Begriff Katschbergzone war über die Zeit einer gewissen inhaltlichen Wandlung unterworfen. In Arbeiten, die bis in die 70er Jahre des 20. Jahrhunderts entstanden, wurde den „Katschbergschiefern“ oder „Katschbergphylliten“, aus denen sich der größte Teil der Einheit aufbaut, eine unterschiedliche tektonische Stellung zugeordnet. Einerseits wurden sie den, im heutigen Sinn, Penninischen Decken des Tauernfensters (BECKE, 1908), andererseits den Ostalpinen Decken (z.B. BECKE, 1909; UHLIG, 1908; TOLLMANN, 1963) zugerechnet. In ihrem ursprünglichen Umfang wurden sie aber auch als tektonische Mischungszone penninischer und ostalpiner Einheiten interpretiert (z.B. EXNER, 1939, 1942, 1954; NOWOTNY, 1976; SCHÖNLAUB et al., 1976). In weiterer Folge kristallisierte sich immer mehr heraus, dass der ursprüngliche Umfang der Katschbergzone im Liegenden tatsächlich Lithologien beinhaltet, die der Nordrahmenzone und damit den Penninischen Decken zugehören, während der Hauptteil rein aus Gesteinen besteht, die dem Ostalpin zugerechnet werden mssen. Daraufhin wurde der Begriff „Katschbergphyllit“ enger gefasst, sodass er sich auf ostalpine Gesteine beschränkte, während die liegendsten Anteile den Penninischen Decken (Nordrahmenzone) zugerechnet wurden (z.B. TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990). Seither wird der tektonische Begriff Katschbergzone von zahlreichen Autoren für die enger gefassten „Katschbergphyllite“ und die darin enthaltenen paläozoischen und mesozoischen Schollen verwendet. Diese tektonische Zone ist durch Auswalzung verschiedener Decken des Radstätter Deckensystems hervorgegangen (TOLLMANN, 1964, 1977).

Die Katschbergzone umfasst Phyllonite nach Glimmerschiefern und Paragneisen mit Bereichen von weniger stark deformierten retrograden, z.T. quarzitischen Granatglimmerschiefern und Paragneisen. Selten sind Amphibolite und Marmore eingelagert. Im Liegenden findet sich eine Abfolge aus prograd metamorphen, unterschiedlich stark graphitisch pigmentierten Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten, in welchen Lagen und Schollen von Graphitquarziten, gebänderten Kalkmarmoren, glimmerreichen Marmoren und Ankerit führenden Dolomiten („Eisendolomit“) eingeschaltet sind. Diese Einlagerungen werden als „Liesabichel-Schollen“ bezeichnet und sind als altpaläozoisch eingestuft. Die Liegendgrenze zu den im Wesentlichen aus grünlichen Chlorit-Serizit-Phylliten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten aufgebauten penninischen Einheiten wird durch Schollen von mesozoischen Metasedimenten in Form von skythischem

Lantschfeldquarzit sowie anisichen Rauwacken, Kalzitmarmoren und Dolomiten gebildet. Die mesozoischen Gesteine werden „Tschaneck-Schollen“ genannt (EXNER, 1942, 1980; MEYER, 1977; NOWOTNY, 1976).

Die phyllonitischen Gesteine zeigen je nach Intensität der Überprägung ein unterschiedliches Aussehen. Weit verbreitet sind mylonitische, silbergrau gefärbte, feinkörnige Phyllonite mit seidigen, ebenen bis leicht welligen Schieferungsflächen. Diese hellglimmerreichen Gesteine zeigen eine Wechsellagerung von Glimmer und Quarzreichen Lagen und einen blättrigen oder dünnblattigen Bruch. Bei höherem Quarzgehalt entstehen gröber brechende, quarzitisches Typen. An Schieferungs- und Kluffflächen sind zumeist violette bis rostrote Verfärbungen durch Eisenhydroxide zu beobachten, welche auf einen z.T. deutlichen Pyritgehalt zurückzuführen sind. Unter dem Mikroskop erkennt man einen Mineralbestand aus Hellglimmer, Quarz, Albit und Chlorit. Akzessorisch ist Epidot, zonierter Turmalin, opakes Erz, Eisenhydroxide und ein wechselnder Gehalt an graphitischem Pigment vorhanden.

Im Übergang zu den weniger überprägten Gesteinen sind mehr und mehr Relikte einer höhergradigen Metamorphose, in Form von Hellglimmer- oder Feldspatporphyroblasten, Pseudomorphosen nach Granat und Biotit sowie strukturellen Relikten vorhanden. Je nach Grad der strukturellen Überprägung zeigen die Gesteine eine z.T. mehrphasige Verfaltung, Grenulationen, mitdeformierte Quarzmobilisatlagen und unruhige Schieferungsflächen. Der wechselnde Mineralbestand bewirkt eine graue, grünliche oder bräunliche Farbe. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, dass Granat teilweise oder vollständig in opake Eisenhydroxide, Albit, Serizit und Chlorit umgewandelt ist (Abb. 1A, B). Der ehemalige Biotit wurde zu opakem Erz und Chlorit abgebaut. Neben polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas finden sich auch Alkalifeldspäte mit Mikroklingitterung. Die Matrix besteht aus feinschuppigem Hellglimmer, Quarz, Albit und opakem Erz. Letzteres ist einerseits fein verteilt, tritt aber auch als Pseudomorphosen nach Rutil auf. Weitere akzessorische Gemengteile sind Apatit, Zirkon, Rutil, Biotit und graphitisches Pigment. Die am besten erhaltenen Kristallinanteile der Katschbergzone finden sich im tektonisch hangenden Anteil im Süden, im Bereich des Eckberges und Kolmberges. Sie bestehen aus Gneisen, Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefer. Die Glimmerschiefer sind manchmal graphitisch und enthalten lagenweise bis zu 3 mm große Granatporphyroblasten. Im Liesertal sind grusig verwitternde Gneise anzutreffen.

Unter den prograden Phylliten werden wellig flächig geschieferte Gesteine zusammengefasst, die je nach Modalgehalt der Gemengteile Serizit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Albit und graphitisches Pigment eine silbergraue oder dunkelgraue Farbe zeigen. Diese weisen eine intensive Wechsellagerung bis in den cm- und dm-Maßstab auf. Neben den dominierenden graphitisch pigmentierten Serizit-Quarz-Phylliten finden sich quarzreiche und feldspatreiche Varietäten. Häufig ist Pyrit in Form derber Massen oder als bis zu 5 mm große, selten auch bis zu 10 mm große würfelige Kristalle vorhanden. Dieser Pyritgehalt führt zu einer rostbraunen Verwitterungsfarbe.

Die „Liesabichl-Schollen“ umfassen im Wesentlichen die folgenden Lithologien:

- Die Graphitquarzite brechen plattig und färben schwarz ab. Sie zeigen einen stofflichen Lagenbau, der durch unterschiedlich starke Anreicherung von Quarz, Graphit und Hellglimmer entsteht.
- Die gebänderten Kalzitmarmore sind im dm- bis m-Bereich gebankt und bilden bis 30 m mächtige, intern deformierte Schollen (EXNER, 1939). Innerhalb der Bänke ist eine Wechsellagerung von, je nach Graphitgehalt, hell- bis dunkelgrauen Lagen vorhanden. Bisweilen finden sich wenige Meter mächtige Lagen, welche auf Grund eines hohen Graphitgehaltes schwarz gefärbt sind. Neben Kalzit und Graphit finden sich kleine undulös auslöschende Quarzkörner, Hellglimmerblättchen und würfelige Pyritkristalle. Aus den Gesteinen gewonnene Conodonten ergaben ein silurisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB et al., 1976).
- Primäre Typen des „Eisendolomites“ sind feinkörnig und auf frischen Bruchflächen dunkelblaugrau, während oft auch in Lagen auftretende rekristallisierte Typen grobkörnig und im

frischen Zustand hellgrau sind. Beide Typen zeigen eine rostbraune Verwitterungsfarbe. Die Körper sind wenige Meter mächtig, manchmal brecciös und von metamorph mobilisierten Quarzadern durchzogen. Sie haben eine maximale Mächtigkeit von 5 m. Der „Eisendolomit“ besteht aus Dolomit und Ankerit, nach EXNER (1942) kann die Rekristallisation auch zur Bildung von spatigem Magnesit führen. Weiters ist etwas Quarz, Hellglimmer und Fuchsit vorhanden (EXNER, 1939, 1942; HÄUSLER, 1995). Typisch ist auch das Auftreten von ca. 1 mm großen, idiomorphen, einfach verzwilligten Plagioklaskristallen, die offensichtlich authigen gebildet wurden (NOWOTNY, 1976). Aus einem „Eisendolomit“ südwestlich der Katschberghöhe konnten silurische Conodonten gewonnen werden (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Die basalen „Tschaneck-Schollen“ beinhalten die im Folgenden beschriebenen Gesteine, deren Einstufung in die Trias auf Serienvergleichen mit den Decken der Radstätter Tauern beruht (TOLLMANN, 1961, 1977):

- Der Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist ein weißer bis gelblicher, feinkörniger Quarzit. Meistens ist auf den Schieferungsflächen etwas farbloser Serizit, grünlicher Phengit oder Chlorit vorhanden. Die Wechsellagerung von glimmerreicheren und -ärmeren Lagen ist für einen dünnplattigen Bruch verantwortlich. Der Lantschfeldquarzit ist aus einem reifen Sandstein hervorgegangen.
- Die Reichenhaller Rauwacke (Untertrias) ist ein grau bis ocker anwitternder Zellenkalk. Er enthält gelegentlich Brocken von Serizitschiefer, die von EXNER (1989) als metamorphe Tonschiefer des ehemals marinen salinaren Milieus gedeutet wurden.
- Die Kalzitmarmore (Anis) haben zumeist dunkelgraue, seltener auch hellgraue oder rosa Farbe. Weiters finden sich gebänderte Kalzitmarmore, Marmore mit Dolomitschlieren und breccierte Marmore. Im basalen Teil finden sich manchmal Ton- und Kalkschieferlagen. Die Einstufung ins Anisium ist durch Fossilfunde in den Decken der Radstätter Tauern gesichert (TOLLMANN, 1977), wodurch die Gesteine als metamorphe Äquivalente der Gutenstein-Formation interpretiert werden können (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990).
- Bei den Dolomitmarmoren (Anis) handelt es sich um hellgrau und dunkelgrau gebänderte Gesteine mit rostbrauner, z.T. grusiger Verwitterung. Hangende Anteile zeigen eine starke Verquarzung und Hellglimmerüberzüge auf den Schieferungsflächen (NOWOTNY, 1976).

Die Metamorphoseprägung der besser erhaltenen Granatglimmerschiefer und Paragneise wird als Produkt der variszischen Kontinentkollision betrachtet. An Hand des Auftretens von Granat müssen zumindest Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht worden sein. Die retrograde Überprägung erhielten die Gesteine in der alpidischen Subduktionszone, gemeinsam mit den Gesteinen der „Liesabichl-“ und „Tschaneck-Schollen“, die dabei eine prograde Metamorphose erfuhren. Die Metamorphose in der alpidischen Subduktionszone erfolgte in der Oberkreide oder viel wahrscheinlicher im Tertiär. Sie erreichte bei hohem Fluiddurchsatz Bedingungen der untersten Grünschieferfazies. TOLLMANN (1964) vertritt die Meinung, dass die prograden Quarzphyllite und die „Liesabichl-Schollen“ aus der Quarzphyllitdecke und die „Tschaneck-Schollen“ aus der Speiereck-Decke des unterostalpinen Radstätter Deckensystems hervorgegangen sind. Bei den Phylloniten könnte es sich um Reste der Hochfeind-Decke handeln.

2.2. Oberostalpin

Die Oberostalpinen Einheiten bilden einen eoalpidischen Deckenstapel, der mit Prozessen im Zuge der Schließung des Meliata-Ozeans entstanden ist.

2.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem beinhaltet eine ganze Reihe lithostratigraphischer Einheiten, welche sich durch eine permische Metamorphose und eine intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung auszeichnen. Sie tragen keine Reste von transgressiv auflagernden, mesozoischen Sedimentgesteinen. Die Einheiten lassen sich im Gelände zum Teil recht scharf voneinander abgrenzen und zeigen oft einen unterschiedlichen Metamorphosegrad. Daraus lässt sich schließen, dass zwischen den lithostratigraphischen Einheiten eine Relativbewegung stattgefunden hat und die Grenzflächen auch als Deckengrenzen zu betrachten sind. Derzeit sind jedoch nur die wenigsten dieser tektonischen Einheiten benannt (z.B. Prijakt-Decke: BEHRMANN [1990]).

2.2.1a Millstatt-Komplex

Der Millstatt-Komplex wird größtenteils von Metapsammiten und Metapeliten aufgebaut, die heute als monotone, z.T. quarzreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit Quarzitlagen vorliegen. Amphibolite und Granatamphibolite finden sich untergeordnet, aber weit verbreitet als kleinere Linsen und Lagen. Innerhalb der tiefsten Amphibolitlagen sind Relikte von Eklogiten vorhanden und ein Serpentinikörper ist östlich von Seeboden zu finden. Im südlichen Teil der Einheit sind weiters mehrere hundert Meter mächtige Marmore (Gummern-Marmor) anzutreffen. Ganz im Süden nahe Villach sind größere Orthogneiskörper (Villacher Granitgneis) eingelagert (GÖD, 1976), kleinere Orthogneisvorkommen finden sich auch nordöstlich von Möllbrücke. Pegmatitgneise sind ein charakteristischer Bestandteil der Einheit.

Die monotonen Paragneise zeigen einen Mineralbestand aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und Granat. Von HERITSCH (1927) wurde das Auftreten von Kalifeldspatporphyroblasten beschrieben. In der Umgebung der Pegmatite kann reichlich Turmalin vorhanden sein (Abb. 1C). Granat ist zumeist klein und xenomorph. Typisch sind dünne Granatsäume zwischen Plagioklas und Biotit (Abb. 1D). In den Glimmerschiefern erreicht der Granat Korngrößen bis über 5 mm. Von NOWAK (1986) und TEIML et al. (in Vorbereitung) sind aus dem südlichen Teil der Einheit Granatkristalle mit zwei bzw. drei optisch und chemisch unterscheidbaren, zeitlich getrennten Wachstumsphasen beschrieben worden. Auch Staurolith und Disthen sind manchmal in zwei Generationen vorhanden, zumeist wurden sie jedoch während der letzten prägenden Metamorphose gebildet (Abb. 1E). Der Disthen findet sich einerseits als mehrere Millimeter große Porphyroblasten, andererseits als Haufwerke. Letztere sind zum Teil um stark resorbierte Granatkristalle anzutreffen und werden ihrerseits von einem Hellglimmersaum mit einzelnen radialstrahlig angeordneten Disthenkriställchen umgeben (Abb. 1F).

Nach TEIML et al. (in Vorbereitung) treten die Eklogite als hellgrüne, einige Zentimeter bis Dezimeter dicke Lagen in dunkelgrünen Granat-Amphiboliten auf. Sie zeigen einen eklogitfaziellen Mineralbestand aus Omphazit, Granat, Amphibol, Phengit, Quarz und Rutil. Dazu kommen Klinozoisit, Epidot und Ilmenit. Die Eklogite sind in unterschiedlichem Maße retrograd in amphibolitfazielle Gesteine umgewandelt. Die von HERITSCH (1927) aus der Lieserschlucht beschriebenen „Eklogite“ wurden bereits von ANGEL & MEIXNER (1953) als Kalksilikatfelse in Verband mit Amphiboliten erkannt.

Bei den Gummerner Marmoren handelt es sich um grobkörnige, vorwiegend weiße Kalzitmarmore, graue Kalzitmarmore und Tremolit führende Dolomitmarmore. Die Kalzitmarmore werden für verschiedene Zwecke abgebaut, ein großer Teil der rein weißen Varietät findet als Füllstoff Verwendung.

Der Villacher Granitgneis ist ein mittel- bis feinkörniger Orthogneis mit einem Mineralbestand von Kalifeldspat, Plagioklas, phengitischem Hellglimmer, Resten von magmatischem Granat und Biotit (GÖD, 1976) (Abb. 1G). In den im Nahbereich des Granites auftretenden kogenetischen Pegmatiten (Pegmatit vom Markogel) und Apliten ist das Auftreten von Turma-

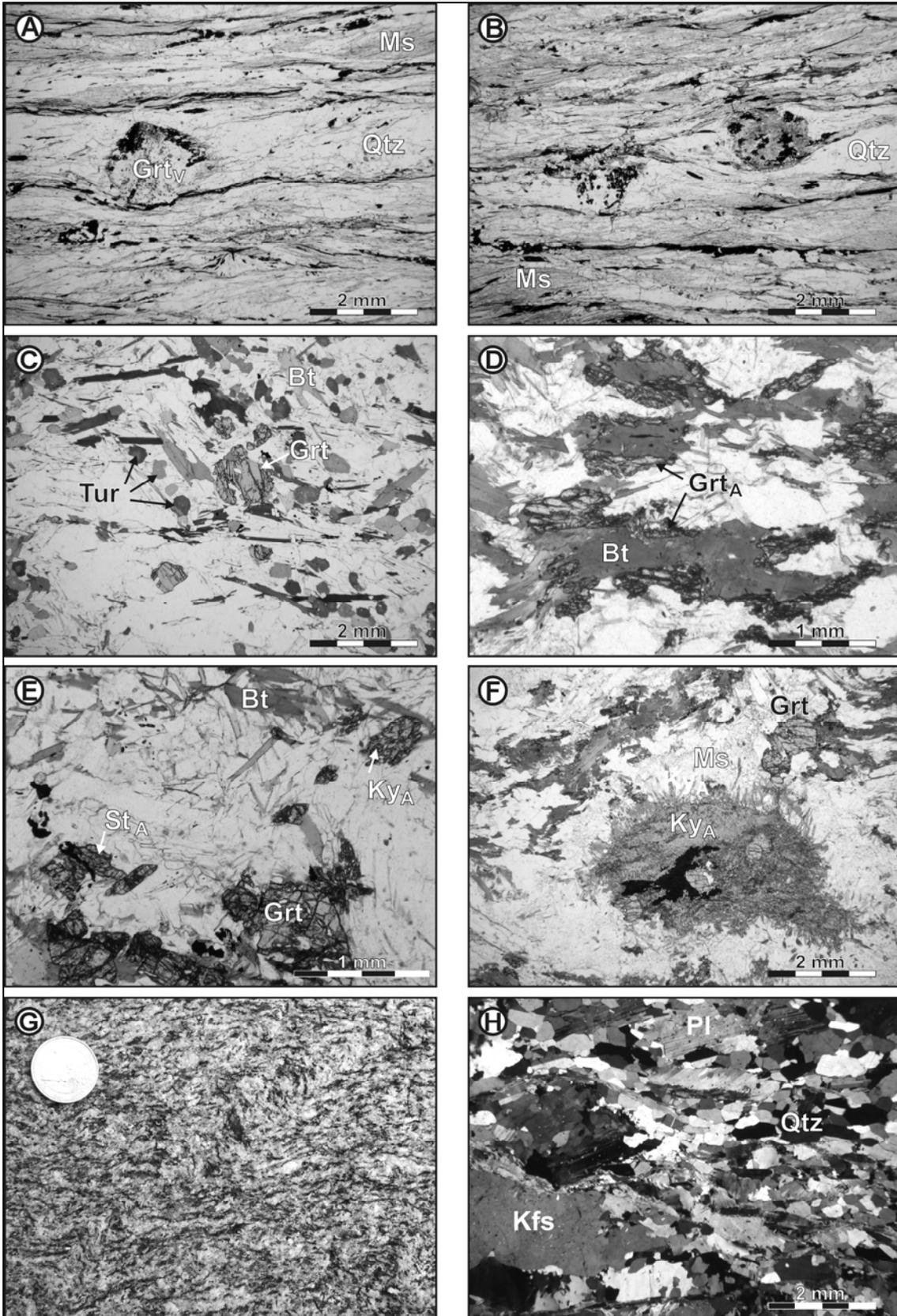
lin, Flussspat und Beryll beschrieben (MEIXNER, 1951). Die Granitgneise sind siliziumreich (ca. 75 wt%) und peraluminös. Die Spurenelementverteilungen sprechen für die Bildung in einem syn-kollisionären Regime (FRIMMEL, 1988). Auf Grund weniger Sr-Isotopendaten wird ein prävariszisches, oberst-ordovizisches Intrusionsalter (445 ± 44 Ma) angenommen (FRIMMEL, 1987, 1988).

Die im Millstatt-Komplex weit verbreiteten Pegmatitgneise sind unterschiedlich stark durchgreifend mit den Umgebungsgesteinen deformiert. Das Spektrum reicht von grobkörnigen, makroskopisch wenig deformierten Typen bis zu Myloniten (Abb. 1H). Sie bilden bis zu einige Zehnermeter mächtige und 300 m lange Körper, welche zumeist konkordant in die Nebengesteine eingelagert sind. Der Mineralbestand setzt sich aus Mikroklin, Albit, Quarz, Muskovit, Turmalin (Schörl) und Granat zusammen. In zwei Pegmatitgneiskörpern, einem bei Edling (LUECKE & UCIK, 1986) und einem bei Landskron (WALTER, 2005a), ist Spodumen vorhanden. Des Weiteren wurden Beryll, Apatit, Ferrotantalit, Ferrotapiolit, Columbit, Zirkon und Zinnstein als primär magmatische Pegmatitminerale beschrieben. Einige der Pegmatite zeichnen sich durch hohe Phosphorgehalte bis zu 1 wt% aus. In diesen kommen zahlreiche sekundäre Phosphatminerale vor (WALTER, 1998). Sr-Isotopendaten der Pegmatitgneise sprechen für ein permisches Intrusionsalter (SCHUSTER et al., 2001). Aus manchen dieser Pegmatitkörper wurde in der Vergangenheit Feldspat gewonnen (UCIK, dieser Band).

Das Eduktalter der Metasedimentserien des Millstatt-Komplexes ist derzeit nicht bekannt. Einerseits spricht das Alter des Villacher Granitgneises für eine Ablagerung vor 450 Ma, andererseits lassen Sr-Isotopendaten der Marmore ein vor-oberordovizisches Alter (>465 Ma) unwahrscheinlich erscheinen (SCHUSTER et al., 2005).

Auch die präalpidische Metamorphosegeschichte ist nicht besonders gut bekannt. Seit jeher wird eine variszische Metamorphoseprägung für den Millstatt-Komplex angenommen. Diesem Ereignis kann man die älteste Granatgeneration, welche mit Disthen und Staurolith vergesellschaftet ist, zuordnen. Für eine permische, amphibolitfazielle Metamorphose spricht das Auftreten der permischen Pegmatite, der Quarzgang mit den Disthenpseudomorphosen nach permischem Andalusit (WALTER, 2005b), aber auch die Disthenhaufwerke in den Metapeliten, welche als Pseudomorphosen nach permisch gebildetem Andalusit und Sillimanit interpretiert werden können. Auch die Haufwerksdisthenbildungen um die Granatrelikte erinnern an die permischen Sillimanitbildungen z.B. aus der Kreuzeckgruppe, welche beim Abbau von Granat entstanden sind. Die eoalpidische Metamorphoseprägung wurde von TEIML et al. (in Vorbereitung) bearbeitet. Zum Metamorphosehöhepunkt erreichten die Eklogite Bedingungen von $\geq 13,8$ kbar und 630 ± 20 °C (HOINKES et al., 1999). Diese Abschätzung beruht auf dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer und dem Jadeitgehalt der Omphazite. Reaktionstexturen der Eklogite spiegeln einen retrograden Metamorphoseverlauf wider, welcher in einer ersten Phase durch isothermale Dekompression charakterisiert ist. Die eoalpidische Metamorphose ist von einer durchgreifenden Deformation begleitet, die das heutige Bild der Gesteine prägt (STRAUSS, 1990).

Abb. 1: Gesteine der Katschbergzone (A–B) und des Millstatt-Komplexes (C–H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A, B) Phyllonit mit Relikten von präexistierendem Granat in einer Matrix aus Hellglimmer, Quarz, Albit, Chlorit, Hämatit und Eisenhydroxiden (RS30/97, RS31/97; Altersberg, Liesertal; unpolarisiertes Licht). C) turmalinreicher Paragneis (04R67; Laas, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). D) Paragneis mit Granatsäumen zwischen Biotit und Plagioklas (04R28; Puch, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). E) Paragneis mit Staurolith und Disthen (04R29; Puch, ÖK 200; unpolarisiertes Licht). F) Paragneis mit Granatrelikt umgeben von Disthen und Hellglimmer (04R28; ÖK 200; unpolarisiertes Licht). G) Villacher Orthogneis (Steinbruch Kumberg, ÖK 200). H) Pegmatitgneis (RS22/96; Radenthein, ÖK 183, polarisiertes Licht). →→→



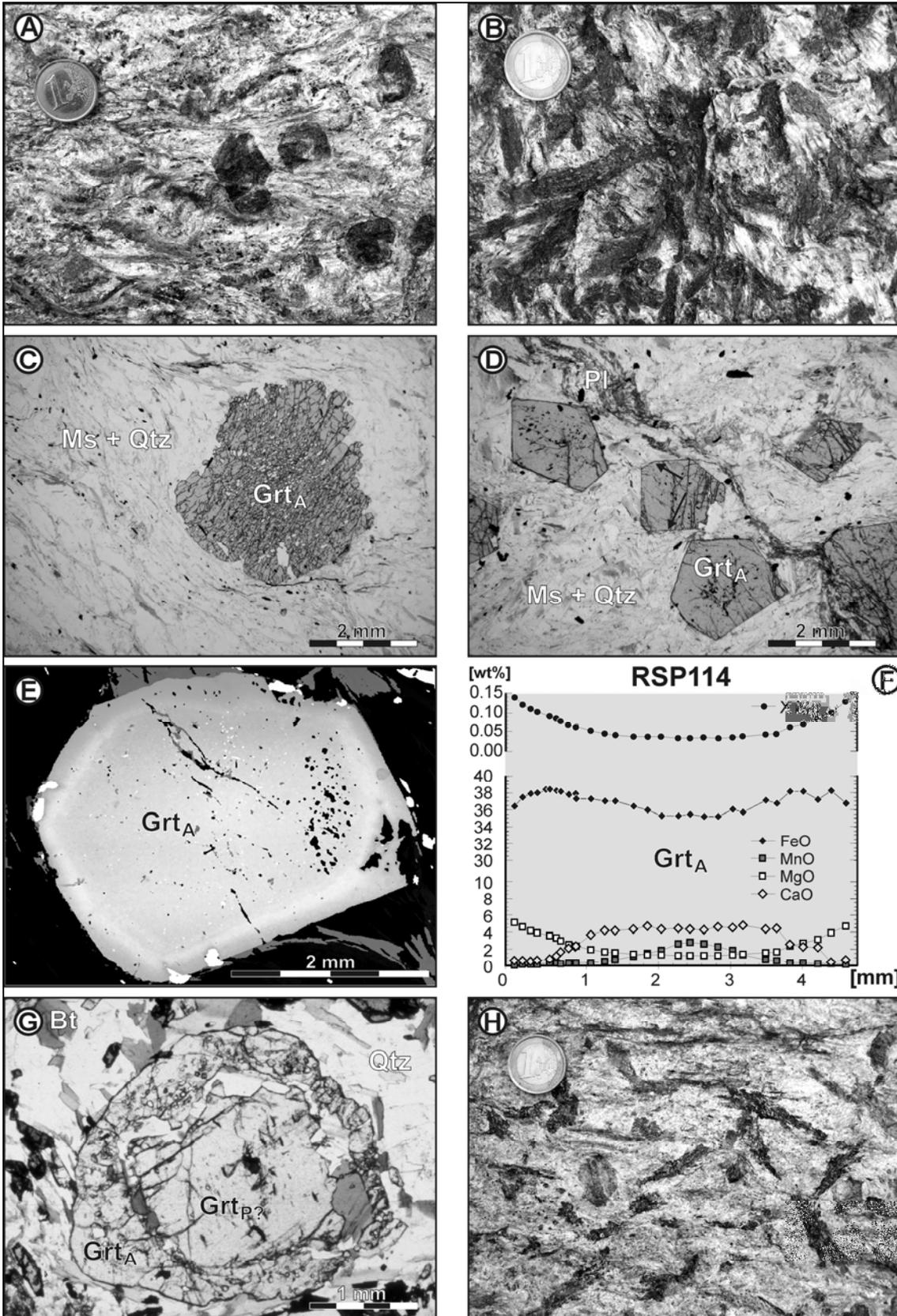
2.2.1b Radenthein-Komplex (inklusive „Aineck-Teuerlnockserie“)

Die Bezeichnung Radenthein-Komplex geht auf den Begriff „Radentheiner Glimmerschiefer“ von SCHWINNER (1927) zurück. Die „Radentheiner Glimmerschiefer“ wurden daraufhin als Teil der „großen Masse der aus den Niederen Tauern herüberstreichenden Granatglimmerschieferserie (Wölzer Serie)“ (TOLLMANN, 1977, S. 316) gesehen. Diese umfasste die „Wölzer Glimmerschiefer“ der Niederen Tauern, die Glimmerschiefer im Ramingsteiner Fenster, die „Aineck-Teuerlnockserie“ (THEINER, 1987) im Bereich des Katschberges und eben die „Radentheiner Glimmerschiefer“. Diese Einheiten sowie der „Schneeberger Zug“ westlich des Tauernfensters und einige Einheiten im östlichen Teil des Ostalpinen Kristallins wurden in SCHUSTER et al. (2001) als Wölz-Komplex zusammengefasst. Neue Kompilationen legen jedoch nahe, dass der so definierte Wölz-Komplex in zwei unterschiedliche Teile zerfällt: Einerseits in den eigentlichen Wölz-Komplex der Niederen Tauern, welcher auch die Teile im Osten umfasst und welcher eine tektonische Position im Liegenden jener Einheiten inne hat, welche die eoalpidischen Eklogite beinhalten, und andererseits in Teile, die sich im Hangenden der eoalpidische Eklogite führenden Einheiten befinden. Dieser zweite Teil beinhaltet die „Radentheiner Glimmerschiefer“, die „Aineck-Teuerlnockserie“, die Glimmerschiefer im Ramingsteiner Fenster und den „Schneeberger Zug“. Dieser Teil wird in dieser Arbeit als Radenthein-Komplex definiert.

Die prägende Lithologie des Radenthein-Komplexes sind hellglimmerreiche Granatglimmerschiefer (Abb. 2A). Darin eingelagert ist ein breites Spektrum an Ca-Amphibol führenden Gesteinen, welches von Hornblende führenden Gneisen über Garbenschiefer (Amphibol führenden Glimmerschiefern) (Abb. 2B) bis zu massiven Amphiboliten reicht. Außerdem finden sich unreine Marmore, ein Magnesitvorkommen und Graphitschiefer. Innerhalb der Einheit ist eine gegen das Unterostalpin hin zunehmende retrograde Überprägung der Gesteine festzustellen (THURNER, 1958; MEYER, 1977; SCHIMANA, 1986; BELOCKY, 1987).

Makroskopisch zeigen die Granatglimmerschiefer eine silbergraue, feinkörnige Hellglimmermatrix, die zumeist eine deutliche Grenulation aufweist. Granat bildet oft idiomorphe, lokal bis zu mehrere Zentimeter messende Porphyroblasten. Biotit ist zumeist sehr untergeordnet vorhanden. Die Gesteine zeigen einen unregelmäßigen Bruch und unregelmäßige, häufig verfaltete Quarzmobilisatlagen. In der feinschuppigen Hellglimmermatrix finden sich manchmal Kyanit und Staurolit sowie Biotit, Ilmenit und Chlorit. Selten sind sehr grobkörnige, wenig deformierte Varietäten welche als „Radentheinit“ bezeichnet werden (AWERZGER & ANGEL, 1948). Dieser enthält große Granatporphyroblasten, Disthen, Staurolith, Biotit und Chlorit, während Muskovit nur untergeordnet vorhanden ist. Die Granatkristalle des Radenthein-Komplexes erscheinen optisch einphasig (Abb. 2C, D) und zeigen chemische Zonierungen, die auf ein progrades Wachstum hinweisen (Abb. 2E, F) (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich westlich von Lieserhofen findet sich eine Lokalität mit eindeutig zweiphasigem Granat, welcher z.T. sehr schöne Atollformen bildet (MEYER, 1977) (Abb. 2G).

Abb. 2: Gesteine des Radenthein-Komplexes. Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A) Granatglimmerschiefer (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). B) Garbenschiefer (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). C) Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RS27/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). D) Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RSP182; Predlitz, ÖK 158; unpolarisiertes Licht). E) BSE-Bild eines einphasigen Granatkristalles (RSP81, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). F) Chemisches Profil durch einen einphasigen Granatkristall (RSP114, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). G) Zweiphasiger Granatkristall (76/118 aus MEYER, [1977]). H) Garbenschiefer mit Umwandlung von Hornblende zu Biotit (Steinbruch Nöringsattel, ÖK 183). →→→



Von besonderem Interesse sind die Ca-Amphibol und Hellglimmer führenden Gesteine, da diese Paragenese nur in einem relativ kleinen P-T-Bereich stabil ist. Sie zeigen einen Mineralbestand, der in wechselndem Modalgehalt Granat, Amphibol, Biotit, Plagioklas, Hellglimmer, Quarz, Ankerit und Ilmenit enthält. Im Zuge der Druckentlastung nach dem Metamorphosehöhepunkt wurde die druckbetonte Paragenese aus Ca-Amphibol und Hellglimmer in unterschiedlichem Maße umgewandelt. In hellglimmerreichen Typen ist oft die Umwandlung von Amphibol in Biotit zu beobachten (Abb. 2H), in amphibolreichen Typen wird Hellglimmer in Plagioklas, Biotit und Chlorit abgebaut. Nahe der Deckengrenze zum Unterostalpin sind die Amphibolite oft deutlich chloritisiert.

Bei den Marmoren handelt es sich zumeist um grobkörnige, weiße Kalzitmarmore mit deutlichem Muskovit- und Quarzgehalt, wobei die Silikatminerale zumeist in Lagen angereichert sind. Der Magnesit ist als Spatmagnesit ausgebildet und war in der Vergangenheit auch von ökonomischem Interesse (WEBER et al., 1997).

Das Sedimentationsalter des Radenthein-Komplexes ist unbekannt, auf Grund der bunten lithologischen Zusammensetzung mit dem Auftreten von Marmoren wird aber ein altpaläozoisches Alter für möglich gehalten.

Die Mikrostrukturen in den Gesteinen des Radenthein-Komplexes sprechen für eine Entstehung während einer prograden Metamorphose (SCHIMANA, 1986). Die lediglich an einer Lokalität auftretenden Kerne der zweiphasigen Granate geben allerdings einen Hinweis darauf, dass zumindest ein Teil der Einheit bereits grünschieferfazielle Bedingungen nahe dem Granatstabilitätsfeld erfahren hat. Mit Bezug auf SCHUSTER & FRANK (2000) könnte diese Erwärmung im Perm stattgefunden haben. Die prägende Metamorphose der Einheit erreichte Bedingungen von 550–600 °C bei 6–10 kbar (KOROKNAI et al., 1999; TEIML et al., in Vorbereitung). Sm-Nd-Granatalter eines Amphibolites und eines Gneises aus dem Radenthein-Komplex von Predlitz lieferten Alter von 101 ± 6 und 84 ± 4 Ma (SCHUSTER & FRANK, 2000), während K-Ar- und Rb-Sr-Alter von Hellglimmer, Biotit und Gesamtgesteinen zwischen 78 und 125 Ma ergaben (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986). Alle diese Daten belegen, dass die Metamorphoseprägung des Radenthein-Komplexes während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide erfolgte. Die gegen das Unterostalpin hin zunehmende retrograde Überprägung muss mit dem alpidischen Metamorphosezyklus in Verbindung stehen. Dabei wurden die Gesteine bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies unter Fluidzufuhr zumeist statisch überprägt.

2.2.1c Prijakt-Polinik-Komplex

Der Prijakt-Polinik-Komplex (siehe auch LINNER, dieser Band) umfasst früher isoliert betrachtete, Eklogit führende Einheiten in der Schober-, Sadnig und Kreuzeckgruppe. Es handelt sich dabei um die erstmals von CLAR (1927) beschriebenen Eklogite der Schobergruppe, welche im Bereich der Prijakte großartig aufgeschlossen sind und die mit ihren Umgebungsgesteinen von TROLL & HÖLZL (1974) als „Hangendkomplex“ vom liegenden eklogitfreien Kristallin abgetrennt wurden. In der Sadniggruppe wurde dieselbe lithostratigraphische Einheit von FUCHS (1989) und FUCHS & LINNER (1995) als Hoferkopfschicht bezeichnet, während die von ANGEL (1927) beschriebenen Eklogite der nördlichen Kreuzeckgruppe mit ihren Umgebungsgesteinen von HOKE (1990) als „Polinik-Komplex“ bezeichnet wurden. Vom ebenfalls Eklogit führenden Millstatt-Komplex unterscheidet sich der Prijakt-Polinik-Komplex vor allem durch die mit den Eklogiten auftretenden Mikroklinaugengneise und das Fehlen der (Gummern-)Marmore.

Der Prijakt-Polinik-Komplex ist hauptsächlich aus quarzitischen Plagioklasgneisen, metablastischen Paragneisen und grobschuppigen Zweiglimmerschiefern aufgebaut (Abb. 3A). Darin finden sich Einlagerungen von Eklogiten, Eklogitamphiboliten, Amphiboliten und Mikroklinaugengneisen sowie Pegmatitgneisen. Geringmächtige Marmorlagen sind extrem selten (LINNER, 1999). Im Bereich des Kartenblattes sind lediglich die südöstlichsten Ausläufer des Prijakt-

Polinik-Komplexes enthalten. In den hier auftretenden Amphiboliten konnten bisher keine Relikte ehemaliger Eklogite aufgefunden werden.

Basierend auf Pb-Pb-Einzel-Zirkon-Evaporationsaltern von SCHULZ et al. (2004) handelt es sich bei den Protolithen der Eklogitamphibolite um etwa 590 Ma alte N-MORB-Basalte. Die assoziierten Orthogneise haben Kristallisationsalter von 460–480 Ma.

Hinweise auf ein variszisches Metamorphoseereignis ergeben sich aus EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., dieser Band). Nach SCHULZ (1993), SCHULZ et al. (2004) und SCHULZ et al. (dieser Band) soll dieses Ereignis auch für die Bildung der Eklogite (600 °C bei 12–14 kbar) verantwortlich sein.

Das Auftreten von vermutlich permischen Pegmatiten, in Verbindung mit selten auftretenden Disthenaufwerken, die als Relikte von ehemaligem Andalusit gedeutet werden können, sowie zahlreiche permische EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., dieser Band) sprechen für eine permische Metamorphoseprägung.

Zahlreiche Rb-Sr-, K-Ar- und Ar-Ar-Abkühlalter von Muskoviten und Biotiten aus dem Prijakt-Polinik-Komplex belegen eine intensive eoalpidische metamorphe Prägung (OXBURGH et al. 1966; BREWER, 1969; LAMBERT, 1970; DEUTSCH, 1988). Dazu kommen ein kretazisches Sm-Nd-Granatalter gemessen an einem Eklogit (115 ± 33 Ma) und mehrere Rb-Sr-Alter von Phengiten, die 75–95 Ma ergaben (LINNER et al., 1998). Alle diese Daten legen nahe, dass die eklogitfazielle Metamorphose dem eoalpidischen Ereignis zuzurechnen ist. In der Schobergruppe wurden 16–18 kbar bei 625 °C erreicht (LINNER et al., 1998), während für die Kreuzeckgruppe 11 kbar bei 600 °C (HOKE, 1990) angegeben werden.

2.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

Nach SCHUSTER (2004) repräsentiert das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem einen Teil der eoalpidischen Oberplatte, unter die das Koralpe-Wölz-Deckensystem während des eoalpidischen Ereignisses subduziert wurde und dabei seine druckbetonte, z.T. eklogitfazielle Metamorphoseprägung erhielt.

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem umfasst die Ötztal-Decke westlich und die Bundschuh-Decke östlich des Tauernfensters. Beide Decken bestehen aus einem variszisch metamorphen kristallinen Untergrund und transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten. Die eoalpidische Metamorphose zeigt einen gegen das Hangende hin abnehmenden Metamorphosegrad.

2.2.2.1. Bundschuh-Decke

Die Bundschuh-Decke überlagert den Radenthein-Komplex des Koralpe-Wölz-Deckensystems im Bereich der Nockberge. Sie besteht aus dem Bundschuh-Priedröf-Komplex und den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikum (s.str.) (PISTOTNIK, 1980).

2.2.2.1a Bundschuh-Priedröf-Komplex

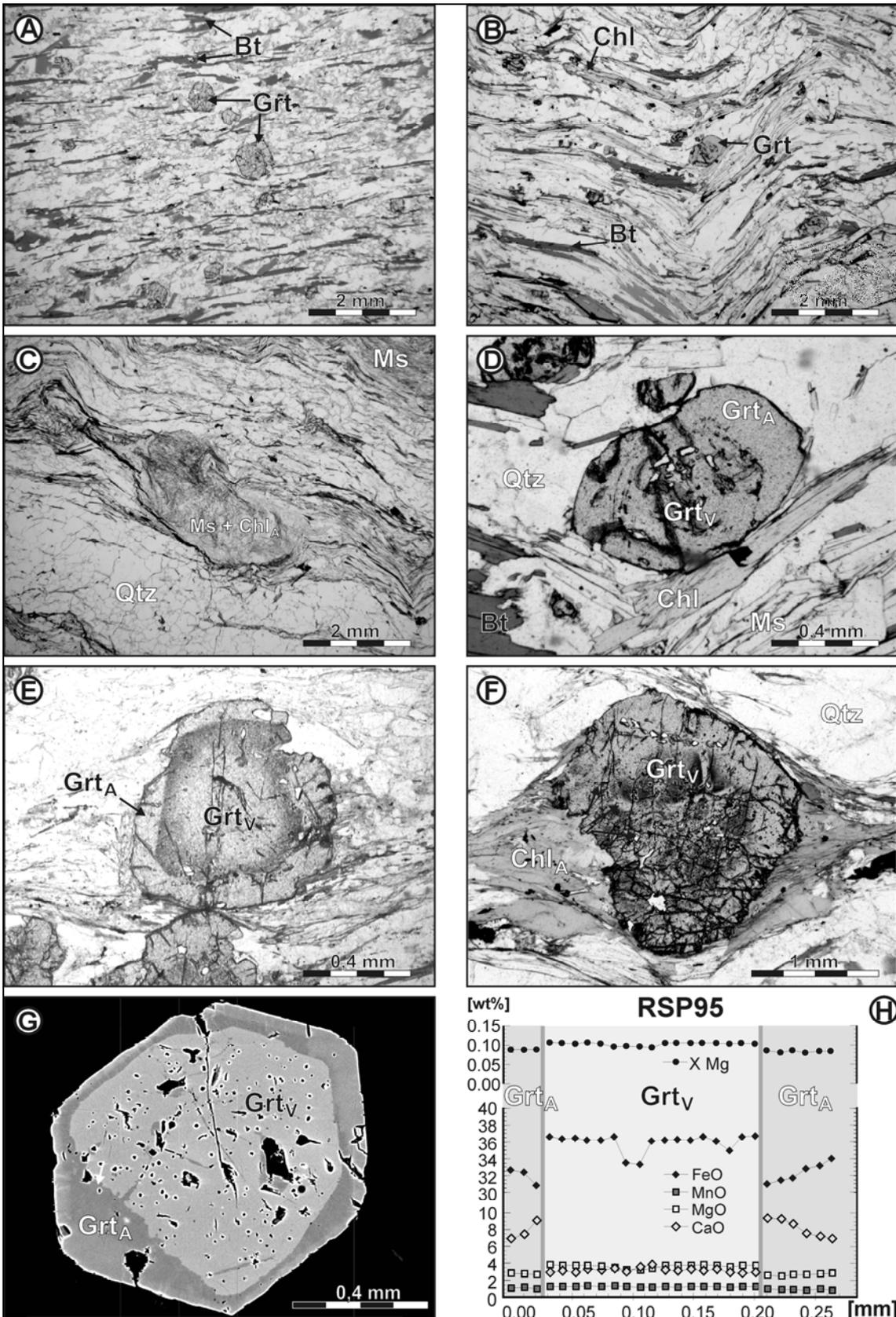
Die liegenden Anteile des Bundschuh-Priedröf-Komplexes bestehen aus Paragneisen (Priedröf-Paragneis) mit Einschaltungen von hellen Orthogneisen (Bundschuh-Orthogneis). Der höhere Teil, welcher im Zentrum einer großräumigen, sehr weit offenen Synklinalstruktur erhalten ist, besteht aus Glimmerschiefern. Vor allem im hangenden Teil sind oft recht mächtige Amphibolite eingelagert. Weiters finden sich Aplitgneise, während Marmore extrem selten auftreten. Im Bereich des Tschierwegernockes sind Gänge aus Metagabbro anzutreffen (HERITSCH, 1924; THURNER, 1958; STOWASSER, 1956; EXNER, 1991).

Die Paragneise sind zumeist feinkörnig, biotitdominiert und quarzreich (Abb. 3B). Sie zeigen eine Mineralzusammensetzung von Granat, Biotit, Plagioklas (Albit und Oligoklas), Muskovit und Quarz. Selten sind klinozoisitreiche oder graphitisch pigmentierte Gneise anzutreffen. Bei den Glimmerschiefern lassen sich quarzreiche und staurolithführende Typen ausscheiden. Der Staurolith ist frisch erhalten oder als Pseudomorphosen nach Staurolith zu erkennen. Die Pseudomorphosen bestehen aus feinschuppigem Hellglimmer und Chlorit, manchmal ist auch etwas Chloritoid vorhanden (Abb. 3C) (THEINER, 1987). Die Granatkristalle sind sehr charakteristisch: In den Paragneisen haben sie eine Korngröße von etwa 0,5 mm, während sie in den Glimmerschiefern bis zu 2 cm Durchmesser erreichen. Optisch kann man manchmal einen einschlussreichen, manchmal idiomorphen Kern von einem einschlussarmen Rand unterscheiden (Abb. 3D, E). Die Kerne zeigen eine flache Elementverteilung mit niedrigen CaO-Gehalten (3–5 wt%), während die Ränder wesentlich höhere CaO-Gehalte (6–8 wt%) bei niedrigeren FeO- und MgO-Gehalten und niedrigeren X_{Mg} aufweisen (THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000) (Abb. 3G, H). In den hangendsten Teilen, direkt unter den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten fehlen die jüngeren Granatränder (Abb. 3F).

Bei den Bundschuh-Orthogneisen zeigen vor allem die zentralen Bereiche flaserige bis stängelige Texturen mit Kalifeldspatagen, während in den Randbereichen oft plattig brechende Orthogneismylonite zu finden sind. Der Mineralbestand setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und grünlichem, phengitischem Muskovit zusammen. Sie sind siliziumreich (ca. 75 wt%) und lassen sich chemisch als peraluminöse Granit- bis Alkaligranitgneise klassifizieren. Auffallend sind niedrige Gehalte an Sr, Rb Ba und Zr. Auf Grund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um syn-kollisionäre Granite (FRIMMEL, 1988). Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen von Proben aus verschiedenen Orthogneiskörpern ergaben kein eindeutiges Alter, sondern mehrere etwa parallele Isochronen mit Werten von 314–397 Ma. Rb-Sr-Muskovitalter der gleichen Proben ergaben Alter von 350–370 Ma. Diese Daten wurden von FRIMMEL (1988) als Hinweis auf eine variszische Überprägung von primär vorvariszischen Graniten interpretiert. Zirkone aus den Bundschuh-Orthogneisen lieferten Alter von ca. 470 Ma (KLÖTZLI, pers. Mitteilung).

Die Amphibolite lassen sich nach MEYER (1977) grob in zwei Gruppen teilen: Einerseits finden sich feinkörnige, straff geschieferte Typen mit guter Regelung der Hornblendekristalle und einem plattigen Bruch. Diese führen deutliche Mengen an Plagioklas und Quarz. Epidot/Klinozoisit ist ein häufiger Nebengemengteil, der bis zu 15 Vol% erreichen kann. Häufiger sind jedoch massigere, hornblendereiche und zumeist grobkörnige Typen. Sie können in wechselnder Menge Granat und/oder Biotit führen, wobei diese Minerale manchmal lagenweise konzentriert sind. Titanit ist immer vorhanden und erreicht bis zu 10 Vol%. In beiden Typen können als akzessorische Gemengteile Ilmenit, Hämatit, Pyrit und Apatit sowie etwas sekundärer Chlorit auftreten.

Abb. 3: Gesteine des Prijakt-Polinik-Komplexes (A) und des Bundschuh-Komplexes (B–H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A) Paragneis mit Granat (RS55/00; Schrözlberg; unpolarisiertes Licht). B) Paragneis mit kleinen Granatporphyroblasten (RS23/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). C) Glimmerschiefer mit Pseudomorphose nach Staurolith (RS18/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). D) zweiphasiger Granatporphyroblast aus Paragneis (RS23/97; Tschiernock; unpolarisiertes Licht). E) Paragneis mit zweiphasigem Granat (RSP20, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158; unpolarisiertes Licht). F) Paragneis mit einphasigem Granat (04R43; Innerkrems, knapp unter Stangalm-Mesozoikum, ÖK 157; unpolarisiertes Licht). G) BSE-Bild eines zweiphasigen Granatkristalles (RSP95, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). H) Chemisches Profil durch einen einphasigen Granatkristall (RSP95, aus SCHUSTER & FRANK [2000]; Predlitz, ÖK 158). →→→



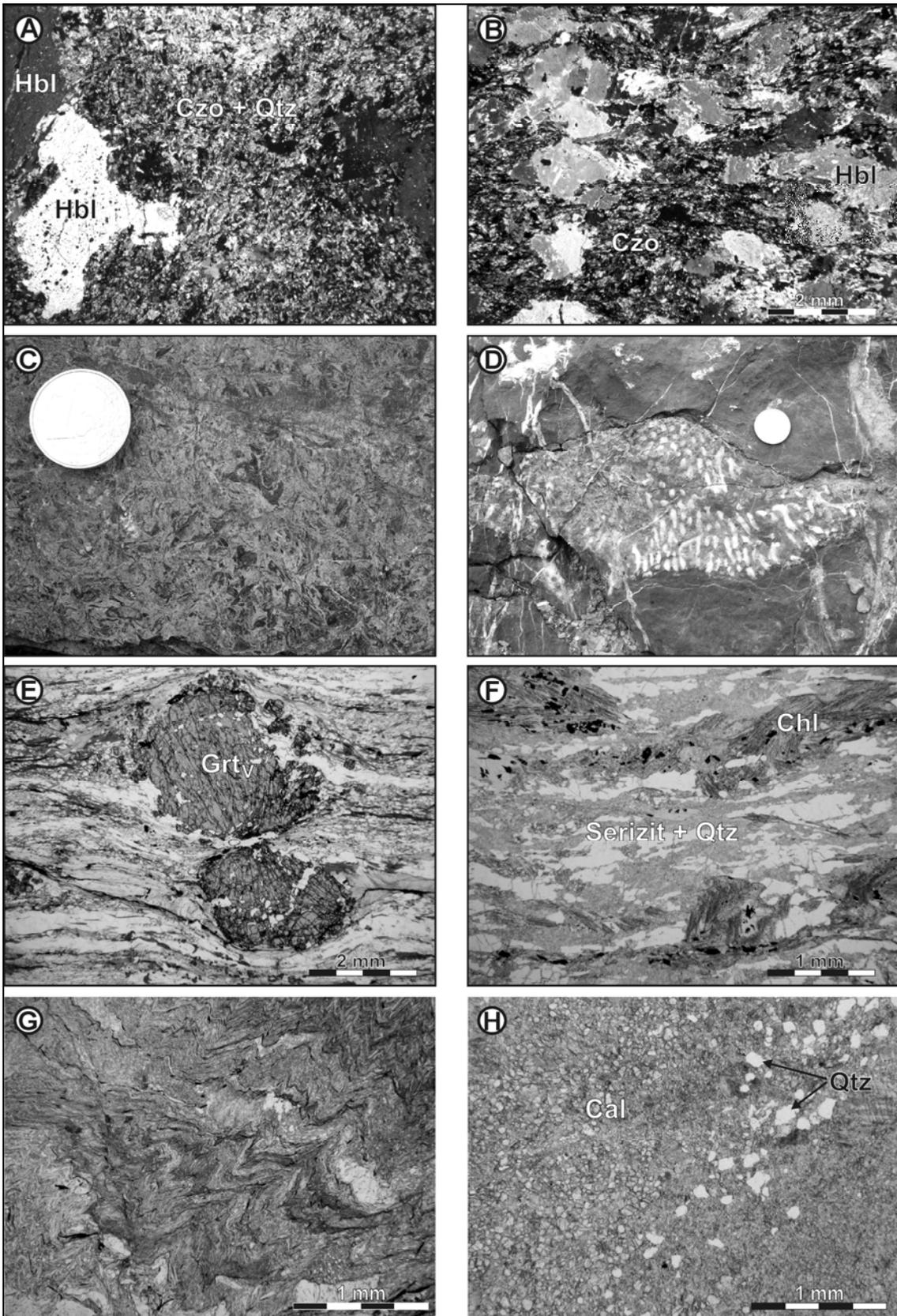
Metagabbros treten als mehrere Meter mächtige Gänge bzw. als Blockfelder auf. Je nach Deformationsgrad erscheinen sie als grobkörnige texturell perfekt erhaltene Metagabbros, in welchen die magmatischen Mineralphasen bis 2 cm Größe erreichten, als flaserige Metagabbros oder als mylonitische Metagabbros. Von MEYER (1977) wurden diese Gesteine als Hornblende-Klinozoisitfels beschrieben. Die ehemaligen Pyroxene sind durch große, im Dünnschliff fast farblose Hornblendekristalle ersetzt, während die Plagioklasdomänen hauptsächlich aus Klinozoisit und etwas Quarz bestehen. Daneben finden sich wenig Hellglimmer, Biotit, Chlorit und bis mehrere Millimeter große Titanitaggregate (Abb. 4A, B).

Basierend auf dem Intrusionsalter der Bundschuh-Orthogneise ist ein vor-mittellordovizisches Ablagerungsalter für die monotonen Paragneise und Glimmerschiefer des Bundschuh-Priedröf-Komplexes anzunehmen. Ein solches Alter würde auch das Fehlen von Karbonatgesteinen erklären, da sich das Ostalpin während des späten Präkambriums und bis in das Ordovizium in einer polnahen Position befunden hat.

Die Texturen der Metasedimente weisen auf eine polyphase Metamorphosegeschichte hin. Die Kerne der zweiphasigen Granatkristalle, die nurmehr teilweise vorhandenen Staurolithporphyroblasten und der Oligoklas gehören zu einem älteren Metamorphoseereignis, welches durch amphibolitfazielle Bedingungen gekennzeichnet ist. Flache Elementverteilungsmuster in den Granatkernen wurden als Hinweis auf diffusive Homogenisation der Kristalle interpretiert (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987), welche bei über 600 °C stattfinden kann (e.g. YARDLEY 1977). Diese Metamorphose wird auf Grund der Rb-Sr-Daten aus den Bundschuh-Orthogneisen als variszisch interpretiert.

Das überprägende Metamorphoseereignis zeigt eine regionale Zonierung, welche sich auch in der Verteilung der jüngeren Granatgeneration widerspiegelt. In den tektonisch tiefsten Teilen im Süden der Einheit wurden amphibolitfazielle Bedingungen von ca. 600 °C und 10–11 kbar erreicht (KOROKNAI et al., 1999). Im hangendsten Teil unter dem transgressiven Mesozoikum fehlt der jüngere Anwachssaum der Granate, und Chloritoid wurde innerhalb der Staurolithpseudomorphosen gebildet. Daraus lassen sich Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ableiten. K-Ar-, Ar-Ar- und Rb-Sr-Alter von Muskovit und Biotit aus Paragneisen und Glimmerschiefern des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ergaben kretazische Alter, die belegen, dass die Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses stattfand (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich direkt unter dem transgressiven Mesozoikum wurden eoalpidisch nicht völlig neu eingestellte K-Ar-Muskovitalter bestimmt (SCHIMANA, 1986). Dies deckt sich wiederum mit der Feststellung, dass in diesem Bereich nur Bedingungen der unteren Grünschieferfazies mit Temperaturen um 400 °C erreicht wurden.

Abb. 4: Gesteine des Bundschuh-Priedröf-Komplexes (A, B), der Kössen-Formation aus der Pfannock-Decke (C, D), des Gaugen-Komplexes (E, F) und des Goldeck-Komplexes (G, H). Indizes an den Mineralnamen bezeichnen den Kristallisationszeitpunkt (V...variszisch, P...permisch, A...eoalpidisch): A, B) Metagabbro (RS34/97, 03R32; Tschiernock; polarisiertes Licht). C) Tempestitlage und D) Korallenstock (Eisentalhöhe, ÖK 183). E) retrograder Granatglimmerschiefer mit einphasigem Granat (RS54/00; Goldeckgruppe; unpolarisiertes Licht). F) retrograder Orthogneis mit chloritisiertem Biotit (RS5/00; Gaugen, Kreuzeckgruppe, ÖK 181; unpolarisiertes Licht). G) Phyllit (RS45/00, Goldeck; unpolarisiertes Licht). H) Marmor mit detritären Quarzkörnern (03R57; Weißwände, Goldeck; unpolarisiertes Licht). →→→



2.2.2.1b Stangalm-Mesozoikum s.str. (Komplex)

Das „Stangalmmesozoikum“ befindet sich nicht auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. Da es für das Verständnis der Geologie eines größeren Raumes und auch für das Verständnis der hier verwendeten Nomenklatur von großer Bedeutung ist, wird hier aber kurz darauf eingegangen.

Die karbonatreichen Metasedimentfolgen im Bereich der westlichen Nockberge wurden bis zum Anfang des vergangenen Jahrhunderts als karbonate Kohlenkalke klassifiziert, da sie von klastischen, kohleführenden Sedimentserien aus dem Oberkarbon überlagert werden. 1904 fand der Zoologe H. HOLDHAUS im Bereich der Eisentalhöhe Korallen und erkannte, dass es sich um triassische Formen handelte. In den Publikationen aus den Jahren 1912 und 1921 wird die Einheit von ihm als „Stangalmtrias“ bezeichnet (HOLDHAUS, 1921). Ende der 30er Jahre wurde das Gebiet durch K. STOWASSER im Rahmen einer Dissertation geologisch kartiert. Südlich der Bockhütte traf er auf rötliche, Radiolarien führende Kalke. Die Fossilien waren nicht bestimmbar, eine Einstufung in den Jura erschien aber wahrscheinlich. STOWASSER (1947, 1956) bezeichnete die Einheit daraufhin als „Stangalmmesozoikum“.

In den 60er Jahren bearbeiteten A. und E. TOLLMANN das Profil der Eisentalhöhe. Sie sahen darin eine tektonisch gestörte aber kontinuierliche Abfolge. In ihrer Interpretation reichte diese von den transgressiv auf dem Bundschuh-Priedröf-Komplex auflagernden „skythischen Quarziten“ über „sandige anisische Kalke“ und den „Wettersteindolomit“ bis zu einem schieferrigen Horizont. Dieser wurde als „karnische Raibler Schichten“ gesehen. Darüber folgten der „Hauptdolomit“ und anschließend „fossilführende Kalke des Rhät“. Das Profil wurde in TOLLMANN (1963) als Typusprofil des „Mittelostalpinen Mesozoikums“ mit einer gegenüber den Nördlichen Kalkalpen geringermächtigen Schichtfolge beschrieben.

In den frühen 70er Jahren war J. PISTOTNIK im Zuge seiner Dissertation (PISTOTNIK, 1971) und anschließenden Kartierungen für das Blatt 183 Radenthein in den westlichen Nockbergen tätig. Er erkannte, dass es sich bei den „karnischen Raibler Schichten“ um einen Phyllo-nithorizont handelt, welcher zwar möglicherweise karnische Schiefer enthält, größtenteils aber aus altpaläozoischen Schiefen mit Karbonatschollen aus der Gurktaler Decke zusammengesetzt ist. Dieser lässt sich durch das gesamte „Stangalmmesozoikum“ verfolgen und trennt es in zwei tektonische Einheiten. Diese Zweigliederung wurde von TOLLMANN (1975, 1977) übernommen. In diesen Arbeiten wird die liegende Einheit als „Melitzen-Scholle“ bezeichnet, während der hangende Teil den Namen „Pfannock-Schuppe“ erhält. PISTOTNIK (1980) verweist darauf, dass der Begriff Stangalm-Mesozoikum durch den Wegfall des obertriassischen und jurassischen Anteils zwar reduziert, nicht aber hinsichtlich seiner Bedeutung und räumlichen Erstreckung verändert wird und verwendet den Begriff Stangalm-Mesozoikum (s.str.).

Die stratigraphische Basis der „Pfannock-Schuppe“ wird durch den Pfannock-Orthogneis, einen leukokraten Orthogneis, gebildet. FRIMMEL (1988) konnte zeigen, dass dieser Orthogneis bezüglich Mineralbestand, Geochemie und Isotopie dem Bundschuh-Orthogneis des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ähnelt. In den, den Pfannockgneis überlagernden karbonaten Sedimenten der Stangnock-Fm. sind mehrere Dezimeter große Gerölle des Pfannock-Orthogneises zu finden. Kleinere Orthogneisgerölle finden sich auch in der Stangnock-Fm. der Stolz-alpen-Decke. Daraus schloss FRIMMEL (1986, 1987) auf ein räumliches Naheverhältnis von Bundschuh-Decke, „Pfannock-Schuppe“ und Gurktaler (Sub-)Deckensystem bereits in voralpischer Zeit.

In dieser Arbeit findet der Begriff Stangalm-Mesozoikum (s.str.) Verwendung. Der lithostratigraphische Umfang der Einheit entspricht der eines Komplexes. Das Stangalm-Mesozoikum (-Komplex) stellt ein Äquivalent zum „Flattnitzer Mesozoikum“ und zum „Brennermesozoikum“ dar.

2.2.2.2. **Pfannock-Decke**

Die „Pfannock-Schuppe“ von TOLLMANN (1977) ist in ihrem lithostratigraphischen Inhalt nicht direkt mit anderen tektonischen Elementen vergleichbar. Aus diesem Grund wird hier der Name Pfannock-Decke gebraucht. Diese besteht aus dem Pfannock-Orthogneis, welcher transgressiv von karbonen Sedimenten der Stangnock-Fm. überlagert wird. Darüber folgt eine Schichtfolge vom Perm bis in den Jura. Besonders die anchizonal metamorphe Kössen-Formation (Rhät), welche aus Schiefen und mergeligen Kalken aufgebaut ist, ist von Bedeutung, da an diesem Schichtglied erstmals das mesozoische Alter des Stangalm-Mesozoikums erkannt wurde. Bivalven- und Brachiopodenreste finden sich vor allem in Tempestitlagen (Abb. 4C). Weiters sind Korallen vorhanden (Abb. 4D).

Mit Bezug auf die Ähnlichkeit von Bundschuh- und Pfannock-Orthogneis wird die Pfannock-Decke dem Ötztal-Bundschuh-Deckensystem zugerechnet.

2.2.3. **Drauzug-Gurktal-Deckensystem**

Ebenso wie das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem stellt auch das Drauzug-Gurktal-Deckensystem einen Teil der eoalpidischen Oberplatte dar. Die Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems beinhalten ein variszisch metamorphes Grundgebirge, paläozoische Metasedimente und permomesozoische (Meta-)Sedimente (SCHUSTER, 2004).

2.2.3.1. **Stolzalpen-Decke**

Die Stolzalpen-Decke liegt nicht im Bereich des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau, sie wird hier jedoch kurz erwähnt, um die regionalen Zusammenhänge besser erläutern zu können. Die Stolzalpendecke ist die höchste Decke des Gurktaler (Sub-)Deckensystems. Sie besteht aus einer Abfolge paläozoischer Metasedimente und Metavulkanite in Form von Phylliten, Karbonaten, Grünschiefern und sauren Porphyroiden (NEUBAUER, 1980; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Dazu kommen oberkarbone Sedimente der Stangnock-Fm. in Form von Konglomeraten und Sandsteinen mit einzelnen Kohleflötzen sowie rote Schiefer und Sandsteine der Werchzirm-Fm. (Perm) (KRAINER, 1993).

Die altpaläozoischen Gesteine der Stolzalpendecke erlebten eine grünschieferfazielle variszische Metamorphose und gemeinsam mit den auflagernden karbonen und permischen Sedimenten eine anchizonale Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses (HOINKES et al., 1999).

2.2.3.2. **„Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“**

Nach SCHUSTER et al. (2001) stellt das Gebiet der südlichen Kreuzeckgruppe, der Goldeckgruppe und der größte Teil der Gailtaler Alpen einen zusammenhängenden Deckenkörper dar. Dieser wird hier als „Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke“ bezeichnet.

2.2.3.2a *Gaugen-Komplex*

Die Goldeckgruppe wurde von ANGEL & KRAJICEK (1939) in ein „zweistufig durchgeprägtes, häufig diaphthoritisch Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ sowie in die überlagernde „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ aufgeteilt. DEUTSCH (1977) diskutierte die Möglichkeit, dass alle drei Gesteinsgruppen ein zusammenhängendes variszisches Metamorphoseprofil darstellen könnten, wohingegen HEINZ (1987) der ursprünglichen Interpretation weitgehend folgte und ein liegendes „Altkristallin“, eine schmale „Grenzzone“ und „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ trennte. In diese

„Grenzzone“ legt TOLLMANN (1977) die Grenze zwischen „Mittelostalpin“ und „Oberostalpin“. Einen wesentlichen Fortschritt brachten die geochronologischen Untersuchungen von DEUTSCH (1988). Daraufhin lies sich das „Altkristallin“ in ein „in frühalpidischer Zeit in Almandin-Amphibolit-Fazies rekristallisiertes Ostalpines Kristallin“ (Priajkt-Polinik-Komplex) und ein variszisch metamorphes, eoalpidisch grünschieferfaziell überprägtes Kristallin trennen. Bei Letzterem handelt es sich um den Gaugen-Komplex. Der Name wurde erstmals von SCHUSTER & SCHUSTER (2003) für eine kartierungsmäßig abgrenzbare, lithostratigraphische Einheit in der Kreuzeckgruppe verwendet und auf Grund von lithologischen Vergleichen auf die Goldeckgruppe übertragen.

Der Gaugen-Komplex wird von folgenden Lithologien aufgebaut: Die Hauptmasse bilden Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise. Darin eingelagert finden sich Orthogneise, Amphibolite und ein mächtiger Marmorzug (DEUTSCH, 1977, 1988; HEINZ, 1987; SCHUSTER & SCHUSTER, 2003).

Die Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise zeigen unruhig gewellte Schieferungsflächen und unregelmäßigen Bruch. Quarzmobilisatlagen sind zumeist isoklinal verfaltet. Im Handstück lassen sich grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete, Biotit, Plagioklas und Quarz erkennen. In einzelnen Glimmerschieferlagen ist Granat mit bis zu 1 mm Durchmesser recht häufig, maximale Durchmesser der Granatporphyroblasten werden von DEUTSCH (1977) mit 1 cm angegeben (Abb. 4E). Staurolith ist nur von einer Stelle an den Nordostabfällen des Goldecks beschrieben (DEUTSCH, 1977). Die Schieferungs- und Kluffflächen zeigen manchmal rostbraune Anflüge von Eisenhydroxiden. Unter dem Mikroskop zeigen die Granatkristalle keine Hinweise auf ein polyphases Wachstum. Der Staurolith ist randlich serizitisiert und von chloritführenden Rissen durchzogen. Als akzessorische Gemengteile sind Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit und opakes Erz vorhanden. Sehr untergeordnet sind graphitreiche Granatglimmerschiefer vorhanden.

In stärker retrograden Typen wird der Biotit und Granat zusehends chloritisiert, während der Plagioklas zu Serizit abgebaut wird. Die Gesteine haben dadurch eine grünlich-silberige Farbe. An Schieferungs- und Kluffflächen sind rostbraune Eisenhydroxide vorhanden, die dem Gestein eine typische Verwitterungsfarbe verleihen. Die Gesteine zerbrechen zu dezimetergroßen oft plattigen Stücken. Im hangendsten Bereich, nahe der Grenze zu den Phylliten des Goldeck-Komplexes, aber auch an zahlreichen internen Störungszonen sind die Gesteine feinstückig kataklastisch zerbrochen.

Bei höherem Quarzgehalt entwickeln sich aus den Zwei-Glimmergneisen verschiedene muskovit- oder biotitdominierte quarzitisches Gneise und Quarzite. Diese bilden unterschiedlich mächtige Lagen aus feinerkörnigen, quarzitisches Gneisen, die jedoch nicht immer flächendeckend ausgeschieden werden können.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden: In der Goldeckgruppe finden sich 70 m mächtige Augengneislagen. Der Augengneis ist leukokrat, straff geschiefert, bankig brechend und zeigt bereichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear und oft auch eine kataklastische Deformation. Makroskopisch lassen sich bis zu 2 cm große Kalifeldspataugen und etwa 1–2 mm große Muskovitblättchen in einer Matrix aus Feldspat und Quarz erkennen. Immer wieder sind konkordante Quarzlagen mit einer Dicke bis zu 5 cm vorhanden. In der Kreuzeckgruppe sind des Weiteren stängelige, biotitführende Orthogneise (Abb. 4F) und ein aus einem Pegmatit hervorgegangener Ultramylonit mit großen, magmatischen Muskovitkristallen vorhanden.

Die Hornblende führenden Gesteine bilden 2–20 m mächtige Lagen. Es finden sich massive, z.T. Granat führende, hornblendereiche Amphibolite, Biotit führende Amphibolite und gebänderte Amphibolite. Nach DEUTSCH (1977) fallen die Gesteine ins Feld tholeiitischer Basalte.

Im hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes sind bis über 100 m mächtige Marmore vorhanden. Sie bilden eine Lage, die sich von Lind im Oberdrautal quer über den Siflitzgraben

bis zum Matzenkofel und bis nahe zum Durlachgraben verfolgen lässt. Hier wird sie an der Störung zum südwestlich angrenzenden Goldeck-Komplex abgeschnitten. Bei Kleinsass erscheinen die Marmore erneut, wobei sie in diesem Gebiet durch ein SW–NE-streichendes Störungssystem tektonisch vervielfacht auftreten. Es handelt sich um unreine dolomitische Marmore, grauweiß gebänderte Kalzitmarmore und rein weiße Kalzitmarmore. Während die meisten Marmore fein- bis zuckerkörnig sind, erscheinen die rein weißen Kalzitmarmore auch grobkörnig. In Letzteren sind stellenweise mehrere Millimeter große Muskovitblättchen zu erkennen. Aus den Marmoren ist das Auftreten von fraglichen Crinoiden-Resten beschrieben (DEUTSCH, 1977). Begleitet werden die Marmore manchmal von Karbonat führenden Glimmerschiefeln. Die Marmore sind durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,70854 bis 0,70907 charakterisiert.

Das Sedimentationsalter des Gaugen-Komplexes ist unbekannt, muss jedoch vor dem Oberkarbon liegen, da die Einheit von der variszischen Metamorphose erfasst wurde. Das für die Marmore vermutete devonische Alter (z.B. DEUTSCH, 1977; SCHÖNLAUB, 1979) lässt sich durch die Sr-Isotopenverhältnisse der Marmore zwar nicht bestätigen, aber auch nicht ausschließen.

Die prägende Metamorphose des Gaugen-Komplexes erreichte Bedingungen der Amphibolitfazies. Dieses Metamorphoseereignis wird auch von DEUTSCH (1977; 1988) als variszisch interpretiert. Dafür sprechen auch zahlreiche Ar-Ar-Muskovitalter aus Paragneisen und Orthogneisen, welche Ar-Ar-Muskovitalter von 310 bis 316 Ma ergaben (SCHUSTER, unpubl. Daten). Während des eoalpidischen Ereignisses erlebte die Einheit eine Überprägung in unterster Grünschieferfazies, welche das retrograde Erscheinungsbild der Gesteine erklärt (DEUTSCH, 1988).

2.2.3.2b Goldeck-Komplex

Die in dieser Arbeit als unter dem lithostratigraphischen Begriff Goldeck-Komplex zusammengefassten Gesteine wurden erstmals von ANGEL & KRAJICEK (1939) behandelt und als „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ bezeichnet. Bei DEUTSCH (1977) wurden sie als „Gesteine der Muskowitzzone“ und bei HEINZ (1987) als „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ genannt.

Der Goldeck-Komplex wird hauptsächlich aus Quarzphylliten und deren Varietäten in Form von chloritreichen Phylliten (Abb. 4G), Kalkphylliten und erzeichen, Karbonat führenden Quarzphylliten aufgebaut. Eingeschaltet finden sich z.T Graphit führende Quarzite, Metaquarzwacken, Kalk- und Dolomitmarmore und basische Metavulkanite, die als Abkömmlinge von Basalten, Tuffen und Tuffiten interpretiert werden können (DEUTSCH, 1977, 1988; HEINZ, 1987).

In den liegenden Anteilen des Goldeck-Komplexes sind Marmore (Martennock-Marmor) verbreitet. Nach DEUTSCH (1977) handelt es sich größtenteils um Bänderkalkmarmore und helle, massige Kalzitmarmore (Abb. 4H). Die gebankten Gesteine sind im Millimeterbereich gebändert, wobei der Farbwechsel einerseits zwischen Weiß, Hellgrau und Dunkelgrau, zum anderen zwischen Weiß und Braun stattfindet. Weiters sind stark graphitisch pigmentierte, dunkelgrau bis schwarze sehr feinkörnige Karbonate vorhanden. Auf den Bank- und Schieferungsflächen findet sich feinkörniger Hellglimmer oder Quarz in unterschiedlichem Maße. Im Verband mit den Kalzitmarmoren sind immer wieder feinkörnige Dolomite vorhanden. Im Anschlag zeigen sie eine weiße, bräunliche, hellgraue oder dunkelgraue Farbe. Je nach Eisengehalt verwittern sie entweder grau oder rostbraun, wobei Limonitkrusten entstehen. Die Gesteine sind oft von weißen Kalzitadern durchzogen. Die weißen Kalzitmarmore ergaben $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,70856 und 0,70876. Aus einem Aufschluss bei Zlan (Blatt 199 Hermagor) konnten schlecht erhaltene Conodonten gewonnen werden. Diese lassen zwar keine genaue Alterseinstufung zu, belegen aber ein altpaläozoisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB, 1979).

Auf Grund des Conodontenfundes in den Marmoren des Goldeck-Komplexes und der nachgewiesenen variszischen Metamorphoseprägung ist ein altpaläozoisches Sedimentationsalter des Goldeck-Komplexes gesichert (SCHÖNLAUB, 1979).

Die Metamorphosebedingungen erreichen im Goldeck-Komplex maximal Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Das lässt sich unter anderem daraus ableiten, dass Biotit nur ganz vereinzelt in den tektonisch tiefsten Anteilen auftritt und Granat überhaupt nicht vorhanden ist. Basierend auf K-Ar-Gesamtgesteinsaltern von serizitreichen Phylliten (BREWER, 1969) und Ar-Ar-Muskovitaltern (SCHUSTER, unpubl. Daten), welche zwischen 307 und 322 Ma liegen, erfolgte die prägende Kristallisationsphase während des variszischen Ereignisses. Die Rekristallisation von eindeutig dem eoalpidischen Ereignis zurechenbaren Strukturen lässt annehmen, dass während der eoalpidischen Überprägung in den tiefsten Anteilen wiederum Bedingungen der untersten Grünschieferfazies erreicht wurden.

2.3. Periadriatische Magmatite

Auch wenn die Periadriatischen Magmatite nicht Teil des Ostalpinen Kristallins im eigentlichen Sinne sind, sollen sie hier kurz behandelt werden, da Gänge dieser Gesteine in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe auftreten. Vom Gebiet des Kartenblattes wurden bisher zwei unterschiedliche Typen beschrieben. Einerseits finden sich helle, mittelkörnige Gänge mit einem Mineralbestand aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit und Granat. Es handelt sich um Tonalite bis Granodiorite mit kalkalkalischer Signatur. Auf der anderen Seite sind zumeist dunkle, feinkörnige Gänge vorhanden, die makroskopisch Phenokristalle von Amphibol und Biotit erkennen lassen. Im Mikroskop ist Kaersutit, Biotit, Ti-Augit und Alkalifeldspat zu erkennen. Chemische Untersuchungen zeigen, dass es sich um alkalibasaltische Lamprophyre handelt. K-Ar-Datierungen von Hornblende ergaben Alter von 28–32 Ma (DEUTSCH, 1984). Beide Typen von Ganggesteinen sind bisweilen stark alteriert.

Der Tonalit vom Stubeck, welcher im Radenthein-Komplex („Aineck-Teuerlnock-Serie“) auftritt, wird in GENSER (1993) beschrieben. Es handelt sich um einen 100 m langen und 30 m mächtigen Körper, welcher makroskopisch undeformiert erscheint und grobblockig verwittert. Er wird wegen seiner diskordanten Position und wegen des undeformierten Gefüges zu den oligozänen Periadriatischen Magmatiten gestellt.

3. Literatur

- ANGEL, F. (1927): Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 67, 7–35, Graz.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E. (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, 49, 26–57, Klagenfurt.
- ANGEL, F. & MEIXNER, H. (1953): Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, 63/1, 169–170.
- AWERZGER, A. & ANGEL, F. (1948): Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (Kärnten). – Radex-Rundschau, 5/6.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassives. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 117.
- BECKE, F. (1909): Über Diaphthorite. – Tschermarks mineral. petrogr. Mitt., (2) 28, 369–375, Wien.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 76, 1–180, Stuttgart.

- BELOCKY, R. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen in Kristallin und Gurktaler Decke im Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim (Nockgebiet/Kärnten/Österreich). – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BREWER, M.S. (1969): Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 321–331.
- CLAR, E. (1927): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, 63, 72–90, Graz.
- DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 120/2, 231–294.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K-Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 45–57.
- DEUTSCH, A. (1988): Die frühalpide Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten). – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4, 553–562.
- EXNER, Ch. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil. – *Jb. Reichsst. für Bodenforsch.*, 89, 285–314, Wien.
- EXNER, Ch. (1942): Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 35, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, 97, 17–37, Wien.
- EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, 123/2, 343–410, Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 7–103.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 36, 1–38, Wien.
- EXNER, Ch. (1991): Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, 134/1, 15–25, Wien.
- FRIMMEL, H. (1986): Isotopengeologische Hinweise für eine paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt.*, 66, 193–208.
- FRIMMEL, H. (1987): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66, 193–208.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4, 575–592.
- FUCHS, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklarn. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 600–601.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138/1, 55–65.
- GENSER, J. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Bereich Schieferhülle – Ostalpin auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – *Jb. Geol. B.-A.*, 136/3, 630–632.
- GÖD, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis“, Kärnten, Österreich). – *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 23, 251–273.
- HÄUSLER, H. (1995): Erläuterungen zu Blatt 156 Muhr. – *Geologische Karte der Republik Österreich*, Geol. B.-A., 59 S., Wien.
- HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 225–244.
- HEINZ, H. (1987): Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.*, 130, 175–203, Wien.
- HERITSCH, F. (1924): Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 60, 12–24, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Kristallin der Lieserschlucht bei Spittal a.d. Drau. – *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1926, 143–146.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 155–181.

- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a convergent plate Boundary Zone. – *Jahrb. der Geol. B.-A.*, 133, 5–87.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 58, 19–21, Wien.
- 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. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 277–295.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscian Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps.*, 537–564, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- LAMBERT, R.St.J. (1970): A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – *Eclogae. geol. Helv.*, 63, 197–205.
- LINNER, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpide kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 167 S., Wien.
- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1998): Frühalpide Metamorphose- und Abkühlgeschichte der Eklogite im ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster (Schobergruppe). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 143, 334–335.
- LUECKE, W. & UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 7, 179–187, Wien.
- MEIXNER, H. (1951): Zur erzmikroskopischen Unterscheidung von Tantalit-Tapiolit-Phasen unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal/Drau. Bemerkungen zur Mineralisation des „Villacher Granites“. – *N. Jb. Min., Mh.*, 1951, 204–218.
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 138 S., Wien.
- NEUBAUER, F. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 73, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rundschau*, 73/1, 149–174.
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Kärnten). – Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S., Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unpubl. Diss. Formal.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien.
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.St.J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J.G. (1966): Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the East Alps. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1966, 17–33.
- PISTOTNIK, J. (1971): Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems (Nockgebiet, Gurktaler Alpen). – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 147 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R.: *Der geologische Aufbau Österreichs*, *Geol. B.-A.*, 358–363, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins rund um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 33, 221–232.
- 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.
- SCHÖNLAUB, H. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976/2, 115–145, Wien.
- SCHULZ, B. (1993): Pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Austroalpine basement: P-T-t deformation paths from samples to the south of the Tauern Window. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1992/1, 93–103, Stuttgart.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Paleozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 93, 824–843.

- SCHUSTER, R. (2004): The Austroalpine crystalline units in the Eastern Alps. – Abstract Vol. PANGEO 2004 Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz, 9, 30–36.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr., 42, 37–58.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr., 44, 111–141.
- SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über die geologische Aufnahme in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jb. Geol. B.-A., 143/3, 453–455.
- SCHUSTER, R., MOSHAMMER, B. & ABART, R. (2005): Tectonic and stratigraphic information on greenschist to eclogite facies metamorphic Austroalpine units by a Sr-C-O isotope study on marbles. – Abstract Volume ALPSHOP 2005, Opatja, Croatia (in Druck).
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsber. d. mathem.-naturw. Kl. d. Ak. d. Wissenschaft, Abt. I, 136, 333–382, Wien.
- STOWASSER, H. (1947): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen): (Vorläufige Mitteilung). – Verh. Geol. B.-A. Wien, 1947, 199–214.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B. – A., 99, 65–199, Wien.
- STRAUSS H. (1990): Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Altkristallins nordwestlich von Villach. – Unpub. PhD thesis Univ Graz, 168 S., Graz.
- TEIML, X., HOINKES, G. & SCHUSTER, R. (in Vorber.): Epidote-Amphibolite- und Eclogite-facies metamorphism of metabasites of the Austroalpine Millstatt and Radenthein Complex (Carinthia, Austria).
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristalline geologische Neuuntersuchung. – Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106, (Geol. B.-A.) Wien.
- TOLLMANN, A. (1961): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., 50 (1960), 506–514, Taf. 15, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. VIII. – 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Radstädter Tauern, Exkursionsführer. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 57, 49–56, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaus der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286–319.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien.
- TROLL, G. & HÖLZL, E. (1974): Zum Gesteinsaufbau des Kristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A., 117, 1–16.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien., math.-naturwiss. Kl., 117.
- WALTER, F. (1998): Die Pegmatite des Millstätter See-Rückens. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 143, 437–458.
- WALTER, F. (2005a): Spodumen vom Fuß des Jungfernsprunges bei Landskron, Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al. (2005): Neue Mineralfunde aus Österreich LIV, Carinthia II, 195/115, 282–283, Klagenfurt.
- WALTER, F. (2005b): Kyanit-Paramorphosen nach Andalusit vom Oswaldiberg-Südosthang bei Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al. (2005): Neue Mineralfunde aus Österreich LIV. – Carinthia II, 195/115, 283–284, Klagenfurt.
- WEBER, L. et al. (1997): Die metallogenetischen Einheiten Österreichs. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs, Archiv Lagerst.Forsch., 19, 230–394.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. – Am. Mineral., 62, 793–800.