

sem um schwach abgerundete eckige Zentralgneisblöcke mit einem Durchmesser von einigen Metern. Die Blöcke bilden zum Tal parallele Rücken zwischen Toteislöchern. Das ganze Blockwerk ist bogenförmig angeordnet und erstreckt sich quer über das Tal. Eine größere Anhäufung von Blöcken liegt an der linken Seite des Zemmbachs vor, an der rechten Seite finden sich nur einzelne Blöcke. Diese Form ist ein gutes Beispiel einer Bergsturzmoräne. Sie entstand infolge eines Bergsturzes, dessen Gesteinsmassen auf die Oberfläche des Gletschers stürzten (wahrscheinlich von der linken Talflanke) und nachher umgelagert und deponiert wurden. Es ist schwer, etwas über die Herkunftsstelle des Gesteins und das Alter dieser Ablagerungen zu sagen. Sicher ist, dass sich zu dieser Zeit der Gletscher aus dem Zemmtal und jener aus dem Floitental nicht berührten. Es ist nicht bekannt, ob diese Form eine klimatisch induzierte Gletschervorstoßetappe oder ein Bergsturzereignis während der Rückzugsphase des Gletschers dokumentiert. Eine größere Anhäufung groben, aber gut gerundeten Moränenmaterials kommt auf der Ingental, oberhalb des Kraftwerks Rosshag vor, was möglicherweise belegt, dass der dendritische Gletscher des Zemmtales während einer spätglazialen Gletscherstandsphase bis dorthin reichte. Ein großer Streifen Grundmoräne bedeckt auch den Abhang oberhalb Breitlahner und die Abhänge nördlich des Schlegeisstausees.

Bergsturz bei Ginzling

Am Abhang bei Ginzling, oberhalb des Nestkar, findet sich ein imposanter Bergsturz mit einer Oberfläche von

3,3 km² und einer vertikalen Erstreckung zwischen 1000 und 2300 m SH. Er hat eine sehr gut ausgebildete Abbruchnische. Im oberen und mittleren Teil stehen viele stark zertrümmerte Felsmassen an. Im unteren Teil dagegen dominieren Blockwerk und Hangschutt. Unterhalb der westlichen Kante der Abbruchnische liegt Moränenmaterial vor, das wahrscheinlich von der linken Seitenmoräne jenes Gletschers stammt, der das Nestkar einnahm. Diese Moräne wurde mit dem Bergsturz umgelagert und mit Blockwerk gemischt. Der östliche und niedrigere Teil dieses Bergsturzes (Bödenalm) ist durch eine innere Abbruchnische vom Rest des Bergsturzes getrennt. Er wurde weiter in Richtung des Tals umgelagert und liegt isoliert von der Hauptmasse des Bergsturzes. Über der Oberkante der Hauptabbruchnische in ca. 2600–2650 m SH erstreckt sich im Nestkar eine Massenbewegung, die deutlich ausgebildete versackte Felsrücken und Zerrspalten zeigt. Sie verlaufen parallel zu lithologisch-tektonischen Lineamenten.

Weitere Massenbewegungen im Zemmtal

Eine ähnliche Form wie in Ginzling, aber etwas kleiner (0,6 km²), findet sich auf der Alblalm, südöstlich der Sautsteinaste, am rechten Abhang des Zemmtales. Nahe diesem Bergsturz sind beide Talseiten durch kegelförmige Bergsturzmassen bedeckt. Gleichartige, aber größere Formen, finden sich zwischen dem Rosshag und dem Wasedlekar. Die beiden Formen zeigen gut erhaltene Abbruchnischen. Im Falle des Bergsturzes im Wasendlewald konnten oberhalb der Nische Sackungsstrukturen kartiert werden.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2006 und 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris

GERHARD PESTAL

In den Jahren 2006 und 2007 wurden Revisionskartierungen in der Seidlwinkl-Decke zwischen der Scheitelstrecke der Großglocknerstraße, der Weißenbachscharte und dem Seidlwinkltal durchgeführt.

Das Gebiet schließt nördlich des Alpenhauptkammes an das von J. HELLERSCHMIDT-ALBER und G. PESTAL in den Jahren 2001 und 2002 revidierte Gebiet zwischen Heiligenblut, dem Großen Fleißtal und der Weißenbachscharte an. Die geologischen Grundzüge des Bereichs zwischen dem Rauris- bzw. dem Hüttwinkltal und der Großglocknerstraße sind durch die qualitätsvollen Manuskriptkarten des Seidlwinkltales, des Sulzbachtales, des oberen Wolfbachtales und des Diesbachkars, die G. FRASL bereits in den Fünfzigerjahren für die Geologische Bundesanstalt kartierte, gut bekannt. Diese wurden nun großteils übernommen, in einigen Abschnitten aber auch ergänzt und auf den aktuellen Stand gebracht.

Ziele der Nachbearbeitung und daraus resultierende Revisionen:

- 1) Schließung der Kartierungslücken in den vorhandenen Manuskriptkarten.
- 2) Aufnahme wichtiger Leithorizonte zur Entschlüsselung der Tektonik.
- 3) Revisionskartierungen in jenen Bereichen, die es ermöglichen, bekannte Gesteinseinheiten lithostratigraphisch entsprechend dem aktuellen Stand der Wissenschaft zu typisieren und zu ordnen.

In diesem Zusammenhang bildete die Differenzierung und Zuordnung der verschiedenen siliziklastischen Metasedimente und Quarzite zu den entsprechenden lithostratigraphischen Einheiten den Schwerpunkt der Untersuchungen. Die nachfolgend kurz erläuterten Ergebnisse betreffen vor allem die Wustkogel-Formation (Perm und Untertrias), die Piffkar-Formation (helle karbonatfreie Quarzite und Chloritoid führende Schiefer der Obertrias), die Schwarzkopf-Formation (dunkle Quarzite und Graphitschiefer des Unterjuras) und die in der Brennkogel-Formation häufig auftretenden flyschartigen Karbonatquarzite der Unterkreide.

Wustkogel-Formation (Perm und Untertrias)

Diese Gesteinsformation wurde von FRASL (Jb. Geol. B.A., 1958) nach dem 2507 m hohen Wustkogel (als „Wustkogelserie“) benannt. Dieser eher unscheinbare Berg der Glocknergruppe befindet sich zwischen dem Diesbachtal und dem obersten Seidlwinkltal, nordöstlich des Hochtores, gleichsam im Mittelpunkt des Kartierungsgebietes. In seinem Gipfelaufbau befindet sich ein mächtiges Vorkommen siliziklastischer Metasedimente des Perms und der Untertrias. Den permischen Anteil ihres Gesteinsbestandes vertreten helle Arkosegneise bis Arkosequarzite. Es handelt sich um Phengit führende, weiß-grünlich gesprenkelte, plattige bis grob gebankte Gesteine, die oft massenhaft reliktsche Kalifeldspate enthalten. Nimmt der Felspatgehalt ab, so gehen sie ohne scharfe Grenze in grünlich-weiße Phengitquarzite über. Horizonte mit Porphyroid- und Gneisgeröllen markieren ihre stratigraphische Basis, wie bereits G. FRASL vermutete. Der stratigraphisch höhere, in die Untertrias gestufte Anteil dieser Formation besteht aus

weißen bis blassgrünen, feinkörnigen, dünnplattigen Quarziten.

Die Ergebnisse der Revisionskartierungen erlauben es nun, die beiden bekannten, großen Vorkommen am Wustkogel und im Bereich der Hummelwand miteinander zu verbinden. Ein rund 10 m bis 50 m mächtiger Leithorizont, der siliziklastischen Metasedimente kann, beginnend in der Weißenbachscharte, durch das Plattenkar gegen Westen verfolgt werden. Das Grobblockwerk des Plattenkars stammt zu einem Teil von den Rauwacken, den Dolomit- und den Kalkmarmoren der Seidlwinkl-Formation, die hier die oberste, bei etwa 2600 m gelegene Felsplatte bilden. Die darunter liegenden Hangbereiche werden durch versackten, aufgelockerten Fels, bewegte Großschollen und Blockwerk gebildet. Hier kann die Wustkogel-Formation (in ca. 2500 m Sh.) in vier Aufschlussgruppen, als perlschnurartiges Band verfolgt werden. In der Felsnase, die das Plattenkar nach W begrenzt, tritt die Wustkogel-Formation zwischen 2430 m und 2450 m auf. Auch in den westlich daran anschließenden Karen wurde ihre Fortsetzung gefunden und bis nördlich der Fuscher Wegscheide kartiert. Die Leukokraten, leicht grünlichen, phengitreichen Arkosegneise der Wustkogel-Formation sind hier straff geschiefert, bankig brechend und bilden langwellige, offene Falten mit NNW-Achsenrichtungen. Anschließend (im Bereich des oberen Laboden und östlich des Großen- bzw. des Kleinen Woazköpfl) verdecken Hangschuttkegel, Blockgletscherablagerungen und Grundmoränen kurz ihre Fortsetzung nach Norden. Dieser Gesteinszug konnte erst wieder an der Oberkante der Felswände östlich bzw. nordöstlich der Tüchlhütte aufgefunden werden und danach konnte er in zahlreichen weiteren Aufschlüssen bis rund 700 m südöstlich von Kote 2424 verfolgt werden. Dann wird der kontinuierliche Verlauf der Wustkogel-Formation kurz durch eine Felsgleitung in den Rauwacken unterbrochen bzw. verdeckt, um danach am unteren Ende des Baumgartlkars das von G. FRASL erkundete mächtige Vorkommen der Hummlwand zu bilden.

Hier in der klassischen Lokalität der Seidlwinkl-Decke bildet die Wustkogel-Formation den Kern einer kilometergroßen Liegendfaltenstruktur mit prächtig entwickeltem Hangendschenkel und deutlich reduziertem Liegendschenkel. Vor allem bedeutet dies, dass alle nachfolgend genannten Einheiten der Seidlwinkl-Decke gut ausgebildet im Hangenden der Wustkogel-Formation vorkommen, aber auch im Liegenden auftreten können, hier aber mit deutlich reduziertem Schichtumfang.

Seidlwinkl-Formation (Mittel- und Obertrias)

Die in der Seidlwinkl-Decke aufgeschlossene Großstruktur entwickelt sich nördlich des Mäuskarls von einer Liegendfalte in eine riesige, nordgerichtete Tauchfalte. Im Liegend- und im Hangendschenkel bzw. in ihrem Falten-scheitel lagern mächtige Kalk- bzw. Dolomitmarmore und Rauwacken. Ihre Verbreitung im Bereich des Seidlwinkltales wurde, wie bereits einleitend erwähnt, von G. FRASL in den Fünfzigerjahren perfekt dokumentiert. FRASL & FRANK (Mitt. Geol. Ges., **57**, 1964) ist es danach gelungen, aufgrund ihrer großen Geländeerfahrung ein detailliertes Normalprofil der „Seidlwinkltrias“ anzugeben und diese als lithostratigraphische Einheit für den Bereich des gesamten Tauernfensters zu etablieren.

Piffkar-Formation (?Obertrias)

Die Seidlwinkl-Formation im Sinne von FRASL & FRANK (Mitt. Geol. Ges., **57**, 1964), umfasst neben den Kalkmarmor-, den Dolomitmarmor-, den Rauwacke- bzw. den Gipsvorkommen der Mittel- und der Obertrias auch die höhere Obertrias, die nicht mehr karbonatisch entwickelt, sondern siliziklastisch ausgebildet ist. Abkömmlinge von ehemals

tonig-, schluffig-, sandigen Sedimentgesteinen wurden durch die alpine Metamorphose in hellgraue, silbrig glänzende Chloritoidschiefer bis Chloritoidphyllite (mit mm-kleinen, schwarzen Punkten = Chloritoid) umgewandelt. Diese entsprechen nach Ansicht der genannten Autoren den „Quartenschiefern“ der Schweizer Alpen.

Die Revisionskartierungen im Bereich des Kärntner Scharecks, des Viehbichls, östlich des Hochtors bei Kote 2590, westlich des Mittertörls, zwischen Kleinem Woazköpfl und der Fuscherlacke zeigten ganz eindeutig, dass immer im Verband mit den hellen Chloritoidschiefern plattige bis massige, helle Quarzite auftreten. Westlich der Fuscher Lacke bereits am Kartenblatt 153 Großglockner erstreckt sich dieser Gesteinszug um den Törlkopf, über das Fuscher Törl und den Gipfel des Pfalzkogels bis zur Piffkarschneid. Die hellen Chloritoidschiefer und die assoziierten Quarzite treten danach im Bereich von der Piffkarschneid bis in den unteren Teil des Piffkühkars (Blattschnittsgrenze der Kartenblätter 153 Großglockner und 154 Rauris) in besonders schöner Ausbildung auf und wurden hier bereits von CORNELIUS & CLAR (Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, **25**, 1939, S. 122) in Serienprofilen dokumentiert. Daher werden in Übereinkunft mit den anderen Kartenblattbearbeitern (HÖCK und HELLSCHMIDT) diese hellen siliziklastischen Metasedimente im Hangenden der nunmehr ausschließlich auf die Karbonatgesteine (bzw. Evaporite) beschränkten Seidlwinkl-Formation als Piffkar-Formation bezeichnet. Besonders zu beachten ist in diesem Zusammenhang, dass die hellen Quarzite der Piffkar-Formation, im Gegensatz zu den ebenfalls hellen Quarziten der Brennkogel-Formation, stets karbonatfrei sind.

Schwarzkopf-Formation (Unterjura)

Im stratigraphisch Hangenden der Piffkar-Formation tritt stets (in allen bereits zuvor genannten Lokalitäten!) eine Gesteinsfolge auf, die reich an graphitischen siliziklastischen Metasedimenten ist. Es handelt sich um Wechsellaagerungen von Graphitquarziten, hellen karbonatfreien Quarziten und schwarzen graphitischen Schiefen. In Abhängigkeit von ihrer metamorphen Überprägung sind diese „graphitischen Schiefer“ als schwarze graphitreiche Phyllite, Chloritoidschiefer oder Disthen führende Chloritoidschiefer ausgebildet. Der Begriff der Schwarzkopf-Formation geht auf CORNELIUS & CLAR (Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, **25**, 1939) zurück, da diese Autoren die Bezeichnung „Schwarzkopffolge“ für die zuvor genannten, charakteristischen Gesteine, geprägt haben. Ihre Typlokalität, der 2765 m hohe Schwarzkopf, befindet sich ebenfalls am Kartenblatt 154 Rauris genau im Stirnbereich der „Seidlwinkl-Decke“.

Die Schwarzkopf-Formation und die Piffkar-Formation sind auch östlich des Schwarzkopfes eindeutig kartierbar. Sie lassen sich im steil nach Norden abtauchenden Hangendschenkel (der „Seidlwinkl-Decke“) über den Wandbereich nördlich des Keeskarls und an der Oberkante der Rauwacken der Heuwand bis ins Seidlwinkltal nördlich der Gollegenalm verfolgen und sind stets zwischen den Karbonatgesteinen der Seidlwinkl-Formation und den Metasedimenten der Brennkogel-Formation eingeschaltet. Östlich des Seidlwinkltales Richtung Schaflegerkopf und weiter ins Krumltal ist ihre Verfolgung noch ausständig.

Brennkogel-Formation (Unterkreide)

Der Name Brennkogel-Formation basiert auf der Publikation von FRASL & FRANK (Der Aufschluß, Sh. **15**, 1966), die Bündnerschiefer einer charakteristischen lithologischen Ausbildung nach dem nördlich von Heiligenblut gelegenen, 3018 m hohen Brennkogel benannten. Diese Bearbeiter stellten die „Brennkogelfazies“ in den „Lias“ bis

„Dogger“, da sie annahm, dass ihre Sedimentation unmittelbar an jene der „Seidlwinkltrias“ anschließt. Diese Alterseinstufung führt seit etlichen Jahren zu intensiven Diskussionen und z. T. zu recht kontroverseren lithostratigraphischen Parallelisierungen. So wiesen z. B. THIELE (1980 in: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs) oder LEMOINE (Bull. Soc. Géol. France, 174/3, 2003) auf die große Ähnlichkeit der Brennkogel-Formation mit gesichert kreidezeitlichen Ablagerungen hin.

Die Hauptbestandteile der Brennkogel-Formation sind dunkle, kalkfreie bzw. kalkarme Phyllite mit Einlagerungen von 5 m bis 20 m mächtigen, hellen, feinkörnigen Karbonatquarziten und dunkle Kalkphyllite bis Kalkschiefer.

Die erwähnten Karbonatquarzite wurden bei den Revisionen mehrmals eingehend studiert, so z. B. am Grat östlich der Kropfscharte in Richtung des Kärntner Scharecks, im obersten Seidlwinkltal zwischen der Litzlhofalm und dem unteren Labboden bzw. am nach N gerichteten Felsgrat des Brennkogels um Kote 2740 (bereits auf Blatt 153 Großglockner). Übereinstimmend zeigten die Aufschlüsse mit Karbonatquarziten, in allen zuvor genannten Bereichen, ein praktisch identisches, im Folgenden genauer erläutertes Bild. Bedingt durch die leicht herauswitternden, feinen Karbonatkörner können auf verwitterten Oberflächen der Brennkogel-Quarzite stets viele unterschiedliche Lagen mit gradierter Schichtung erkannt werden. Alle in der Brennkogel-Formation vorkommenden Karbonatquarzite bestehen praktisch zur Gänze aus zyklischen, flyschartigen Abfolgen. Der Karbonatgehalt dieser Quarzite ist meist gering (rund 10 %), selten sind Karbonatquarzite mit 30–50 % Karbonat. Diese treten lediglich in den stratigraphisch liegenden Teilen der Karbonatquarzite auf. Aus jenem Teil sind auch metamorphe Brekzien bekannt, deren Matrix stets quarzitisch ist und deren Komponenten vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehen. Diese Komponenten wurden z. T. extrem duktil deformiert. So z. B. wie die am Hochtort auftretenden Brekzien. Der Gesteinstyp der „Hochtortbrekzie“ wurde auch am Felsgrat östlich der Kropfscharte und etwa am westlichen Ende der Situationsbeschriftung „Tauernberg“ kartiert. Dieser charakteristische Leithorizont markiert südlich des Hochtorts Richtung Heiligenblut stets die Basis der Brennkogel-Quarzite.

Die überwiegende Hauptmasse der Brennkogel-Formation besteht aber aus den bereits erwähnten dunklen, kalkfreien Phylliten und den Kalkphylliten, die verbreitet ansehnliche Gehalte von Chloritoid und lokal auch von Granat aufweisen. Als Ausgangsgesteine dieser Metasedimente werden allgemein dunkle Ton-, Tonmergel- und Mergelsteine vermutet.

Durch die Definition einer eigenständigen Piffkar-Formation und durch die Separation der Schwarzkopf-Formation von der Brennkogel-Formation gibt es gute Argumente dafür, dass alle nunmehr zur Brennkogel-Formation gezählten Gesteine in der Unterkreide abgelagert wurden und vor allem die Karbonatquarzite der Typlokalität weitgehend den Gesteinsformationen des „Gault-Typs“ entsprechen.

N–S-verlaufende Störungen

Die Piffkar-Formation und die Schwarzkopf-Formation sind vom Kärntner Schareck bis ins Seidlwinkeltal nördlich der Gollehenalm auf einer Länge von mehr als 25 km immer an der Hangendgrenze der Seidlwinkl-Formation verfolgbar. Sie fehlen just nur am Hochtort, obwohl sie wenig südlich am Viehbichl und nördlich in den Aufschlüssen westlich des Mittertörls prächtig ausgebildet sind. Als Grund wird eine in N–S-Richtung verlaufende Störung mit bedeutendem Vertikalversatz angenommen. Diese Abschiebung begrenzt die Seidlwinkl-Formation am westlichen Ende der Torwand, senkt die Brennkogelschiefer um mehrere Zehnermeter ab und verdeckt hier die Piffkar-Formation und die Schwarzkopf-Formation. Die Fortsetzung dieser Störung verläuft nördlich der Fuscher Wegscheide in Richtung Oberer Labboden. Eine weitere in NNE–SSW-Richtung verlaufende Abschiebung quert den Alpenhauptkamm östlich von Kote 2590 und begrenzt hier ein kleines Vorkommen von Quarziten und Chloritoidschiefern der Piffkar- bzw. der Schwarzkopf-Formation scharf gegen die Dolomite und Rauwacken der Seidlwinkl-Formation. Ihre nördliche Fortsetzung durchtrennt und versetzt die Wustkogel-Formation am westlichen Ende des Plattenkars. Die weiter östlich durch die Weißenbachscharte verlaufende N–S-Störung wurde bereits von HELLERSCHMIDT (Jb. Geol. B.A., 2003) beschrieben.

Blatt 155 Bad Hofgastein

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Ankogel-Hochalmgruppe auf Blatt 155 Bad Hofgastein

LINDA LERCHBAUMER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

In den Sommern 2006 und 2007 wurden die Neu-Untersuchungen des Kristallins im Kleinellendtal (Ankogel-Hochalm-Gruppe; Kärnten) von 2005 fortgesetzt.

Im Arbeitsgebiet ist die klassische Vergesellschaftung von Zentralgneisen und ihren Hüllgesteinen (Glimmerschiefern und Amphiboliten) aufgeschlossen. In der Arbeit von HOLUB & MARSCHALLINGER (Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 5–31, Wien 1988) wurde eine relative Intrusionsabfolge für die einzelnen Zentralgneis-Typen erstellt, die auch hier verwendet wird.

Während der Kartierung in den Gebieten Zwischenellendscharte – Gurnböden im Jahr 2006 und Gurnböden – Steinkarboden im Jahr 2007 wurden auch Proben zur geo-

chemischen Untersuchung sowie zur geochronologischen Altersbestimmung genommen. Anhand der gewonnenen Daten wurde versucht, die Gesteine des Kleinellendtales und die Einheiten des zentralen Tauernfensters zu vergleichen.

Im Zuge der fortschreitenden geologischen Aufnahme mussten einige Aussagen, die im Bericht 2005 gemacht wurden, korrigiert werden.

Aus diesem Grund werden die Lithologien hier abermals beschrieben und eine veränderte Einteilung der Gesteins-einheiten, die auf den neu gewonnenen Altersdaten basiert, präsentiert.

Lithostratigraphisch werden die variszischen Orthogneise des Tauernfensters mit dem in der Literatur bestens bekannten Begriff „Zentralgneise“ im Rang eines Komplexes zusammengefasst. Ihre Hüllgesteine (Amphibolite, Biotit-Schiefer, Granat-Glimmerschiefer und Serizit-Phyllite) werden im Arbeitsgebiet mit dem informellen Begriff „Prä-Zentralgneis-Einheiten“ benannt und diese im Rang eines Komplexes den Zentralgneisen gegenübergestellt.