

## **Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Beckens von Greith auf Blatt 102 Aflenz Kurort**

MICHAEL MOSER

Im Wildgehege von Förster Sommerauer bei Greith konnte ich die vor allem quartären Ablagerungen um den Maißkogel herum rasch auskartieren. Der Maißkogel selbst, eine flache bewaldete Erhebung südlich von Greith (etwa 770 m SH), besteht durchwegs aus den schwarzen, dünnbankig-ebenflächigen, kieseligen Schuttkalken der Tremmlgraben-Formation. Diese streichen – wie der Berg selbst – etwa W–E und dürften mit den gleichen schwarzen Kalken des „Papst“ am Nordrand der Zeller Staritzen (BRYDA in: MANDL, Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karstgeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Folgeprojekt: Zeller Staritzen, Endbericht Projektzeitraum 1. Juni 1994–31. Mai 1996, 1996) jenseits der Salza in Verbindung stehen. Ganz allgemein werden die Kalke und Dolomite der Tremmlgraben-Formation in das (höhere) Ladinium gestellt, was mit Grünalgen (MOSER, Jb. Geol. B.-A., 138, 505–507, 1995; MOSER, Jb. Geol. B.-A., 149, 530–533, 2009) und Conodonten (PAVLIK in: BRYDA, Arbeitstagungsband 2009 Leoben, Geol. B.-A., 38–39, 2009) gut belegt ist, und stellen eine flache Beckenentwicklung der Mitteltrias am Nordrand der Mürzalpen-Decke dar. Durch einen allmählichen Übergang hängen diese schwarzen Bankkalken mit den hellen, lagunären Wettersteinkalken der Zeller Staritzen unmittelbar zusammen, sind jedoch, wie es zum Beispiel am Kleinen Proles (BRYDA, 1996) gut zu beobachten ist, an Störungen gegen diesen versetzt worden. Äquivalente dazu finden sich auch gegen Westen in der „Hochleiten“ und „Kaltlacke“ (MOSER, 2009).

Am Fuß des Maißkogels treten v.a. im Bereich von flachem Wiesengelände typisch polymikt zusammengesetzte rißeiszeitliche Altmoränensedimente auf, die sich durch ihre kantengerundeten Geschiebe deutlich vom Hangschutt des Maißkogels selbst unterscheiden lassen.

Ein weiteres, relativ umfangreiches Vorkommen von Moränensedimenten befindet sich im flach-kuppierten Wiesengelände am breiten Bergrücken unterhalb Kote 783 m zwischen 770 und 710 m SH. Eigenartigerweise ist diese Moräne von allen bisherigen Kartierern übersehen worden, obwohl sich diese nicht nur morphologisch, sondern auch sedimentologisch deutlich vom Hangschutt der Gratmauer unterscheidet: polymikte Zusammensetzung (Wettersteinkalk, Tremmlgraben-Formation, auch Dachsteinkalk und Hauptdolomit), deutlich zugerundete Komponenten, auch Blöcke und Geschiebe, teilweise auch verfestigtes Moränenmaterial (z.B. am Forstweg unmittelbar über dem Salza-Ufer in 710 m SH).

Rund um den Maißkogel (Fischteiche, Jagdhaus) setzt sich die auf etwa 720 m SH gelegene, flach kuppierte Terrassenflur der Terrasse von Greith fort. In einem kleinen Aufschluss nahe der Salza können schlecht verfestigte und undeutlich geschichtete, grobsandreiche Fein/Mittelkiese mit vereinzelt größeren, stark angerundeten Komponenten mäßiger Sortierung beobachtet werden. Das Komponen-

ten-Spektrum entspricht etwa dem des Einzugsgebietes des Ramsaubaches, Draxlergrabens und auch der Salza.

Da das Niveau der Terrasse von Greith (720 m SH) etwa mit jenem der Niederterrasse bei Ghf. Greifensteiner und vereinzelt Terrassenresten an der Salza (z.B. nördlich Kleiner Proles) ganz gut übereinstimmt, und da das würmeiszeitliche Eisstromnetz aus den Zeller Staritzen im Hochglazial gerade noch den Talboden des Salza-Tales erreicht hatte (vgl. KOLMER, Dipl. Arb., Univ. Wien, 1993, Beil. 2) bzw. die Terrassensedimente von Greith teilweise auch konglomeriert sind, würde ich diese ebenfalls zur Niederterrasse stellen.

Der Hügel, auf dem die Kirche von Greith (Kote 737 m) steht, besteht zum einen Teil aus anstehendem Dachsteinkalk (= Span aus der unterlagernden Gölle-Decke), zum anderen Teil ist dem Hügel südlich und östlich ein kleiner Rest eines höheren Terrassenkörpers (mit Kristallingeröllen aus dem Grenzbereich Grauwackenzone/Altkristallin) angeschlossen (etwa 730 m SH).

Kompliziert sind die geologischen Verhältnisse zwischen dem Ortsgebiet von Greith und der Gratmauer. Hier tritt nämlich die Basis der Mürzalpen-Decke mit grünen Werfener Tonschiefern zutage, in die an verschiedenen Stellen Späne von Dachsteinkalk aus der unterlagernden Gölle-Decke eingeschuppt sind. Diese Dachsteinkalke sind stets lichtgrau und (sekundär) etwas dolomitisch, zerfallen blockartig und sind fossilifer. Lediglich im Hangschutt unterhalb der Dachsteinkalkkrippe 400 m westlich Greith konnte ein charakteristischer Algenlaminit (lagunärer Dachsteinkalk) gefunden werden. Ähnliche Verhältnisse konnten auch an der Schuppengrenze der Mürzalpen-Decke SW' Oisching (MOSER, Jb. Geol. B.-A., 153, 383–386, 2013) angetroffen werden.

Erwähnenswert ist noch die kleine Scholle aus Wettersteinkalk und -dolomit, die den Werfener Schiefer der Deckenbasis der Mürzalpen-Decke aufgelagert ist. Auch diese Kalke und Dolomite führen keine Fossilreste, lassen sich jedoch aufgrund der feingliedrig-engständigen Klüftung und der gröberen Körnung, die dem Wettersteinkalk und -dolomit gemein sind, deutlich vom Dachsteinkalk unterscheiden. Erst in den Erhebungen beiderseits des Ramsaubaches sind die Wettersteinkalke deutlich fossilführend (MOSER, 2012).

## **Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Tribein–Sauwand–Zeller Staritzen auf Blatt 102 Aflenz Kurort**

MICHAEL MOSER

Ziel dieser Kartierung war die Abtrennung der basalen Obertrias im Bereich Tribein – Sauwand und der Ostabdachung der Zeller Staritzen, die weder bei SPENGLER & STINY (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, 1926) noch bei MANDL (Geologische Karte des Hochschwabgebietes 1:25.000, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt W-A-004a, Geologische Karte Karst 2008) verzeichnet war. Bei letzteren Kartierungen wurden jeweils der (ober)norische

Dachstein-Riffkalk (Tribein, Sauwand) und Aflenzer Kalk (Zeller Staritzen) direkt dem ladinischen Wettersteindolomit aufgelagert, wodurch eine Schichtlücke entstand, bei der das gesamte Karnium und wahrscheinlich auch Teile des tieferen Norium fehlten. Lediglich in der Kartierung von RISAVY (Jb. Geol. B.-A., 136/3, 593–594, 1993) wurde, in Anlehnung an SPENGLER & STINY, ein „brauner, dolomitischer Bankkalk“ des Karnium unterhalb des Tribein bereits ausgeschieden. Dieser wurde von SPENGLER & STINY als „Hauptdolomit“ noch der norischen Stufe zugeordnet. Eigenartigerweise konnten jedoch weder SPENGLER & STINY, noch MANDL (2008) diesen gut vom Wettersteindolomit abtrennbaren Horizont weiter nach Osten (Sauwand) und Süden (Zeller Staritzen) unterhalb der höheren Obertrias weiterverfolgen. Dieser Zusammenhang ist jedoch sehr wichtig, da damit eine enge, faziell-stratigrafische Verbindung zwischen Mitteltrias (Wettersteindolomit) und Obertrias (Karnium, Norium) der Mürzalpen-Decke hergestellt werden kann, die in letzter Zeit, in mündlicher Diskussion, von verschiedenen Geologen in Frage gestellt worden ist. Deren Hauptargument war, dass die Obertrias (z.B. karnische Bankkalke) einen deutlich niedrigeren Metamorphosegrad (CAI-Index) aufweist als die darunter befindliche Mitteltrias (z.B. Tremmlgraben-Formation oder Grafensteigkalk). Zudem ist die Grenze zwischen Mitteltrias und Obertrias der Mürzalpen-Decke tektonisch stark beansprucht worden (neben horizontalen und vertikalen Verstellungen ist das geringmächtige Band der julischen Reingrabener Schichten oft tektonisch reduziert worden), sodass sich verschiedenen Autoren (u.a. RISAVY, Jb. Geol. B.-A., Bd.136/3, 593–594, 1993) eine tektonische Abtrennung der Obertrias von der Mürzalpen-Decke als eigenständige tektonische Einheit (auch im Sinne einer „Gässaue-Decke“ bei LEIN & GAWLICK, Arbeitstagungsband 2001 – Neuberg/Mürz, Geol. B.-A., 2001) und Zuordnung zum Tirolikum (Göller-Decke) darbot.

Das Ergebnis meiner geologischen Aufnahmen rund um Gußwerk ist nun, dass sich – im Westen beginnend, am Almumdumkogel (nördlich Rotmoos bei Weichselboden), eine Obertrias-Schichtfolge einstellt, die über die Gratmauer (westlich Greith), das Bergfeld (westlich Oisching), bis zum Tribein bei Gußwerk durchverfolgen lässt und in fazieller Abwandlung, nämlich lediglich einer intensiveren Dolomitisierung der karnischer Beckensedimente, über die Sauwand nach Süden, bis Fallenstein am Ostrand der Zeller Staritzen fortsetzt. Damit wird eine tektonische Abtrennung dieser Obertrias-Abfolge von der Mürzalpen-Decke gänzlich unmöglich, trägt sie sogar die klassische Verzahnung zwischen Dachstein-Riffkalk und Aflenzer Kalk am Härterbauerkogel (MANDL, Jb. Geol. B.-A., 136, 645–646, 1993), wie sie ja auch an der Südseite des Hochschwabmassives ebenso noch gut erkennbar ist (LOBITZER, Eberhard-Clar-Festschrift der Mitt. Geol. Ges. in Wien, 75–91, 1974), deutlich mit.

Damit möchte ich das obige Argument der CAI-Werte nicht entkräften, jedoch muss ich einwenden, dass unterschiedliche Metamorphosegrade kein hinreichendes alleiniges Argument für eine deckentektonische Gliederung darstellen können (wie es die Erfahrung in den Zentralalpen lehrt!), da ja die Temperatur nicht der einzige Faktor für diagenetische oder metamorphe Vorgänge ist. Offen bleibt jedoch noch die Frage, warum im Bereich der östlichen Mürzalpen-Decke (ÖK 103, Kindberg) der Kontakt

zwischen Wettersteindolomit und Aflenzer Kalk vielfach als tektonisch ausgestaltet interpretiert wird (z.B. bei LEIN, Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1981, 203–221, 1982: „Sauwand-Tonion-Schuppe“). Vielleicht vollzieht sich gegen Osten lediglich ein Fazieswechsel von dunklen, oberkarnischen Beckendolomiten zu hellen „Waxeneckdolomiten“, die sich im Gelände nur schwer vom hellen Wettersteindolomit abtrennen lassen, vor allem wenn die stratigrafisch wertvollen Dasycladaceen fehlen?

#### **Wettersteindolomit (Ladinium–Cordevolium)**

Wettersteindolomit baut vor allem die östliche Hälfte der Zeller Staritzen auf und setzt sich zwischen Ghf. Greifensteiner und Gußwerk auch noch nördlich der Salza fort. Es ist stets ein hellgrau gefärbter, deutlich weiß verwitternder, sehr kleinstückig-grusig zerfallender Dolomit, der nach meinen Beobachtungen niemals dunkelgrau (wie der karnische Dolomit) wird. Aufgrund des kleinstückigen Zerfalls bildet er eher flacheres, lediglich ansproffiges Gelände mit deutlichem Grasbewuchs.

Faziell kann der Wettersteindolomit der Lagune zugewiesen werden, wenngleich Sedimentstrukturen oder Fossilien eher selten sind. Hin und wieder sind Feinschichtungsgefüge (z.T. Algenlaminite) und Bankungen erkennbar, die typisch für alle lagunären Sedimente sind.

Strukturell eigenartig ist, dass der Wettersteindolomit der Zeller Staritzen eine W–E streichende Struktur erkennen lässt, dabei auch flachwellig W–E streichend verfalltet ist, und am Ostrand der Staritzen deutlich an einer N–S streichenden Querstruktur nach Osten unter die Obertrias hinunterbiegt. Auch die Faltenstrukturen scheinen nach Osten gegen das Gollradbachtal hin abzubiegen.

#### **Reingrabener Schichten (Julium)**

Die Reingrabener Schichten sind als schwarze Tonsteine leicht zu erkennen und treten westlich von Gußwerk als breiter Streifen stets an der Basis der Obertrias auf. Unterhalb des Tribein fehlen sie bereits (tektonisch) und sind dann gegen Südosten nur noch in Resten oder gar nicht mehr vorhanden. Ein tektonisches Ausquetschen der mechanisch sehr inkompetenten Reingrabener Schichten ist daher naheliegend. Dass eine das ganze Julium andauernde Emersionsphase und daher das stratigrafische Fehlen der Reingrabener Schichten Teile der Mürzalpen-Decke betroffen haben könnte, ist bisher nirgendwo belegt. Allerdings finde ich interessant, dass, wie weiter unten angeführt wird, an der Basis des (ober)karnischen Dolomits grobe Dolomitmekzlien erkennbar sind, die einen basalen Aufarbeitungshorizont erkennen lassen. Reingrabener Schichten konnten am nördlichsten Spitz der Zeller Staritzen (NE' Vogelbühel) als schmales Band an der Basis der karnischen Dolomite wieder angetroffen werden.

#### **Karnische Echinodermenkalke (Tualium)**

Sowohl am Almumdumkogel, als auch an der Gratmauer und am Tribein wird der tiefere Teil der oberkarnischen Schichtfolge von fein- bis grobkörnigen, mittel- bis meist dunkelgrauen, crinoidenspäitigen Echinodermenkalcken („Cidariskalken“) eingenommen. Diese werden an der Südflanke des Tribein sukzessive vom karnischen Dolomit abgelöst, sodass – ähnlich wie auf der Lurghöhe bei Hinterwildalpen – eine Wechselfolge von grauem, Rauhwa-

führendem Dolomit mit dunklen, echinodermenspätigen Kalken, die das karnische Alter des grauen Dolomits belegen, zu beobachten ist.

### **Karnischer Dolomit (Tuvalium–mittleres Norium)**

Der graue karnische Dolomit ist etwa 150–200 m mächtig und tritt stets unterhalb der Dachstein-Riffkalke von Tribein–Sauwand bzw. unterhalb der Aflenzer Kalke von Wasserbauerkogel–Königsogel–Fallenstein auf.

Aufgrund seiner grauen-dunkelgrauen, nur seltener hellgrauen Farbe, seiner kompakteren Ausbildung (stückiger-kleinblockiger Zerfall), seiner kalkigen Partien und seiner Einlagerung von bis zu Meter mächtigen Rauhwackelagen ist der karnische Dolomit im Gelände leicht vom helleren Wettersteindolomit abtrennbar gewesen. Der karnische Dolomit ist kompakter (auch etwas kieselig) und bildet deutlich steileres Felsgelände. In ähnlicher Ausbildung konnte ich den karnischen Dolomit sowohl an der Gratmauer (bei SPENGLER & STINY z.T. noch als „Hauptdolomit“) als auch am Almundumkogel antreffen (MOSE, Jb. Geol. B.-A., 149, 530–533, 2009). Unterhalb des Tribein („Schimmelboden“) ist gut zu beobachten, dass der tiefere, kalkige Abschnitt des Tuvalium (sogenannte „Cidariskalke“, also echinodermenreiche Kalke) allmählich in ebenso dunkle, aber teilweise gebankte und ebenso Crinoidendetritus führende Dolomite übergeht, die so eindeutig dem (höheren) Karnium zuzuordnen sind. Das karnische Alter der „Cidariskalke“ wurde von SALEK (Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (Steirische Kalkalpen), Diss. Univ. Wien, 1998) mit *Metapolygnatus polygnatisformis* auf der Lurghöhe (bei Hinterwildalpen) belegt. Rollstücke von in den karnischen Dolomit eingeschalteten „Cidariskalken“ konnten bis oberhalb vom ehemaligen Bahnhof Gußwerk aufgefunden werden. Damit scheint mir das karnische Alter des Dolomits unterhalb vom Tribein gut belegt zu sein. Östlich Gußwerk setzt sich derselbe karnische Dolomit (vor allem mit den charakteristischen kalkigen Rauhwackelagen) unterhalb der Sauwand fort, wobei jedoch eine deutlich linkssinnige Blattverschiebung zwischen Tribein und Sauwand (mit einem Versatz von etwa 600 m) mit zu berücksichtigen ist. Diese Blattverschiebung dürfte sich auf Blatt 72 Mariazell (nördlich Bohrwerk) fortsetzen und auch die unterlagernde Gölzer-Decke erfasst haben. Südlich Gußwerk ist das Karnium nur noch in dolomitischer Ausbildung anzutreffen und nur aufgrund der oben angeführten lithologischen Merkmale vom Wettersteindolomit deutlich zu unterscheiden. Faziell vermute ich, dass der karnische Dolomit südlich Gußwerk in eine völlig dolomitisierte, crinoidenschuttreiche Beckenfazies übergeht, die nichts mehr mit der Flachwasserfazies des Wettersteindolomits gemeinsam hat. An einigen wenigen Stellen ist ganz gut der scharf ausgeprägte Kontakt zwischen hellem Wettersteindolomit im Liegenden, und grauem, oberkarnischem Dolomit im Hangenden ausgeprägt: so an einem alten Forstweg oberhalb von Fallenstein (830 m SH), wo ein deutlich ausgeprägter, rötlich verwitternder Grenzhorizont (? Emersionshorizont) zwischen Ladinium und Karnium erkennbar ist. Weiters an einem Ziehweg an der Westflanke des Wasserbauerkogels (Zeller Staritzen) in etwa 1.010 m SH, wo grobe Dolomitbrekzien, die den grauen, karnischen Dolomit als Komponente bereits aufarbeiten, an der Basis des karnischen Anteiles der Schichtfolge auftreten.

Im Norium läuft dann diese karnische Beckenentwicklung in den dunklen, allodapischen Aflenzer Kalk über (bei Fallenstein gut zu sehen), während im Norden (Gratmauer, Tribein, Sauwand) eine Inversion zur Flachwasserentwicklung des Dachstein-Riffkalkes vor sich geht. Ungeklärt erscheint mir jedoch, welche Anteile der Obertrias-Abfolge dem unteren Norium entsprechen (? Teile des karnischen Dolomits oder der Aflenzer Kalke). Im herausgehobenen Plattformbereich würde ich es nicht ausschließen, dass das gesamte untere Norium in strömungsreicher Mangel-sedimentation (Rotkalkfazies) vorliegt und tektonisch oft fehlt. Im abgesenkten Beckenbereich (Aflenzer Fazies) dürfte sich – nach einer Beprobung auf Conodonten durch MANDL (1993) – das untere/mittlere Norium noch im unterlagernden Dolomit befinden, da der hangendste brekziöse „braune Dolomit“ des Wasserbauerkogels (Zeller Staritzen) eine oberstkarnisch-mittelnorische Mischfauna (mit *G.steinbergensis* und *nodosa*) enthielt.

### **Dachstein-Riffkalk (oberes Norium)**

Der helle Dachstein-Riffkalk des Tribein ist – ähnlich wie jener der Gratmauer – oft schlammreich (floatstone-Gefüge) und führt gerne Bruchstücke von diversen Schwämmen, oft Kalkschwämme (auch Sphinctozoen), Korallen, Crinoiden, große riffbewohnende Bivalven und „Großoolithe“. Er ist – wie viele Riffkalke – eher kleinklüftig und massig entwickelt. MANDL (mündl. Mitt.) beschreibt auch lagunäre Fazieselemente wie Grünalgen und Gastropoden aus dem Dachsteinkalk des Tribein, was eventuell vergleichbar ist mit den Rückriffsedimenten, die FLÜGEL (Mitt. d. Mus. f. Bergb., Geol. u. Technik am Landesmus. „Joanneum“, 24, 1962) von der Sauwand anführt. Der Kontakt zum unterlagernden oberkarnisch-unternorischen Dolomit ist eher scharf und leider auch tektonisch überprägt. Ein feinkörnig-buntes, pelagisches Band in „Hallstätter Fazies“, wie es an der Basis vom Dachstein-Riffkalk der Mitteralpe (LOBITZER, 1974), Sauwand (MANDL, 1993) und Tonion (LEIN, Jb. Geol. B.-A., 130, 296–298, 1987) beschrieben wird, konnte nicht aufgefunden werden. Da nach MANDL (1993) der Dachstein-Riffkalk der Sauwand der Mürzalpen-Decke zugeordnet werden kann, und nach meiner Kartierung die unterlagernden karnischen (Echinodermen-)Kalke und Dolomite in eindeutiger fazieller-lithologischer Beziehung zu den entsprechenden Karniumserien des Tribein, der Gratmauer und des Almundumkogels gebracht werden können, sind auch Letztere eindeutig Teile der Mürzalpen-Decke, selbst wenn diese (mündl. Mitt. L. KRYSZYN, 2013) niedrigere CAI-Werte besitzen sollen als deren unterlagernde Mitteltrias. Konsequenterweise lehne ich auch eine eigene „Gesäuse-Decke“ (sensu LEIN & GAWLICK) aufgrund eben derselben Argumente ab, will aber nicht ausschließen, dass die nördlichen Gesäuseberge, der Goßkogel und Buchberg bei Gams-Hinterwildalpen ein tektonisch isoliertes Element darstellen, das Anklänge an tirolische Fazieselemente erkennen lässt und damit eine eigenständige Schuppe der Mürzalpen-Decke im alten Sinne darstellt.

### **Aflenzer Kalk (oberes Norium)**

MANDL (1993) beschreibt vom Härterbauerkogel eine zwar tektonisch gestörte, aber doch erkennbare fazielle Verzahnung zwischen dem Dachstein-Riffkalk der Sauwand und den Aflenzer Kalken der Waldau (Gollradbachtal). Da nun der Dachstein-Riffkalk in selber Weise wie der Aflenzer Kalk von einem vom Ladinium bis in das Karnium rei-



chenden Dolomitsockel (= Wettersteindolomit und Karnischer Dolomit) unterlagert werden, ist die Zugehörigkeit der gesamten Abfolge zur Mürzalpen-Decke meiner Meinung nach naheliegend.

## Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERD RANTITSCH, THOMAS NISCH, HEINRICH MALI &  
DANIELA WALLNER

(Auswärtige Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

In den Jahren 2012 und 2013 wurde das Gebiet um Etmühl zwischen dem Thörlbach, Lonschitzbach und dem Oischingbach im Maßstab 1:10.000 geologisch kartiert.

Im bearbeiteten Gebiet stehen Gesteine des Troiseck-Floning-Kristallins, Gesteine des Thörl Zuges und Gesteine der östlichen Grauwackenzone (Veitsch-, Silbersberg- und Norische Decke) an. Im Zentrum des Kartiergebietes werden diese Gesteine vom neogenen Becken von Etmühl überlagert. Hangschutt mit unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt große Teile des Arbeitsgebiets.

Das **Troiseck-Floning-Kristallin** tritt entlang der südlichen Flanke des Himmel-Berges bis zum Haselgraben auf. Es finden sich hier Gneise bis Glimmerschiefer, zum Teil auch mit sehr hohen Quarzgehalten. Der lokal anzutreffende fein- bis mittelkörnige Paragneis zeigt eine Wechsellagerung im mm-Bereich von hellen Feldspatlagen und dunkleren, biotitreicheren Lagen. Durch einen hohen Quarzanteil haben die Gneise eine große Härte und Abriebfestigkeit. Im Allgemeinen ist das Gestein leicht verwittert. Schieferungs- und Kluffflächen zeigen rostbraune Verwitterungsbeläge. Häufig sind Übergänge zwischen Gneis und Glimmerschiefer anzutreffen, was eine strikte Abgrenzung erschwert. Die Glimmerschiefer zeigen eine feinere Schieferung. Hier tritt der Feldspatanteil deutlich in den Hintergrund, was sich in einer dunkleren Färbung gegenüber dem Gneis widerspiegelt. Der Glimmeranteil nimmt zu und es zeigt sich ein höherer Muskovit- als Biotitanteil. Quarz tritt in bis zu 2 mm dicken Bändern parallel zu den Schieferungsflächen und in parallel zur Schieferung ausgelängten Linsen auf. Die Glimmerschiefer zeigen an den Schieferungs- und Kluffflächen rotbraune bis violette Verwitterungsbeläge. An der nördlichen und südlichen Flanke des Himmel-Berges sowie im Bereich südlich des Gehöfts Schwarzbauer sind bis zirka 15 m mächtige Amphibolitlinsen eingeschaltet. Die Färbung erscheint durch Amphibol, Chlorit, sowie durch einen, im Vergleich zu den Gneisen und Glimmerschiefern, erhöhten Biotitgehalt, dunkel. Vereinzelt lässt sich auch feiner Granat mit der Lupe erkennen.

Der **Thörl Zug** (entspricht der Thörl „Permotrias“ oder dem zentralalpiner Permo-Mesozoikum) überlagert das Troiseck-Floning-Kristallin. Die Quarzphyllite des Thörl Zuges sind fein geschiefert, dunkelgrau bis grünlich-schwarz und stark verwittert. Die Gesteine sind eher feinkörnig, es finden sich aber darin auch größere, ausgelängte Quarzlinsen. Der weitere Mineralbestand wird durch Biotit, Chlorit und untergeordnet Feldspat bestimmt.

Teilweise verursacht Serizit einen silbrigen Glanz an den Schieferungsflächen. Der Semmeringquarzit des Thörl Zuges überlagert den Quarzphyllit. Er ist massig ausgebildet, verwittert blockig, bricht scharfkantig und hat eine hellgraue bis graugrüne Färbung. Er ist sehr feinkörnig, und stark geklüftet. Durch Serizitanteile zeigen Bruchflächen einen seidig-matten Glanz. Der Semmeringquarzit zeichnet sich gegenüber dem Quarzphyllit durch eine höhere Verwitterungsresistenz aus. Die Karbonatgesteine des Thörl Zuges sind dunkelblau-grau gefärbt und oft gebändert ausgebildet. Nur im Bereich südöstlich des Gehöfts Soler finden sich hellgrau-weiße bis rosa Kalke, die den Kalkaufschlüssen bei Thörl entsprechen. Die Kalksteine sind gut gebankt mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 bis 30 cm. Löchrig-poröse, rauhwackeartige Karbonate finden sich lokal als Lesesteine. Hierbei handelt es sich um helle, dolomitische Gesteinstrümmer in einer braun-gelben Kalzitmatrix mit starken Lösungserscheinungen.

In der Normalabfolge überlagern Schwarzschiefer die Karbonate. Sie werden der Sunk Formation der **Veitsch-Decke** zugeordnet. Die Schwarzschiefer zeigen im Aufschluss einen schwarzen bis hellgrauen Farbeindruck. Zum Teil sind sie phyllitisch ausgebildet. Häufig können nicht anstehende Schwarzschiefer an der tiefschwarzen Bodenfärbung erkannt werden. In den Schwarzschiefern üblicherweise anzutreffende Gangquarze und Quarzlinsen bleiben bei der Verwitterung/Bodenbildung als Relikte bestehen. Die Schiefer sind dünnblättrig bis massig und stark tektonisch beansprucht. Kataklastische Störungen, Knickfalten und mit Quarz verfüllte Fiederklüfte sind des Öfteren anzutreffen. Innerhalb der Schwarzschiefer finden sich Einschaltungen von Kalkstein (Bereich Federleben, oberer Haselgraben, südöstlich vom Gehöft Hasbach am Lonschitz).

Hellgrau-grüne bis silbrige Phyllite der **Silbersberg-Decke** finden sich entlang des Lonschitzbaches. Sie umfassen feinschuppige, glimmerreiche Lagen mit vereinzelt Quarzlagen. Häufig finden sich ausgelängte Quarzkörner mit mehreren Millimetern Durchmesser, die von Glimmern „umflossen“ werden. Auf den Schieferungsflächen zeigt der Phyllit durch Serizit einen seidigen Glanz. Zum Mineralbestand gehört Quarz, Muskovit, untergeordnet auch Biotit und Chlorit.

Der westliche Teil des Kartiergebietes wird durch den schlecht aufgeschlossenen Blasseneck Porphyroid der **Norischen Decke** dominiert. Die Basis des Porphyroids ist durchwegs phyllitisch ausgebildet. In der Karte wurden grüne und graue Varitäten, sowie Grünschiefer und Phyllit unterschieden.

Große Schotter des neogenen **Becken von Etmühl** wurden zwischen Hasel- und Reitergraben bis auf Höhe des Gehöfts Wiederer bzw. zwischen Reiter- und Lonschitzgraben bis auf eine Höhe von zirka 870 m, am NE-Abfall des Lonschitz, sowie auf der Anhöhe nördlich von Etmühl kartiert. Es handelt sich vorwiegend um gut gerundete Grobschotter, stellenweise auch kantig, die in einer sandig-erdigen Matrix zu einem komponentengestützten Konglomerat verkittet sind. Die Komponenten zeigen durchschnittlich einen Durchmesser im Bereich von 5 bis 30 cm, vereinzelt finden sich aber auch größere Blöcke mit Durchmessern bis zu 1 m. Als Komponenten dominieren die lokalen Ge-