

höhe kartierbare Metaquarzkonglomerate und Metaquarzfanglomerate eingeschaltet (letztere mit einem matrixgestützten Gefüge), deren Quarzgerölle mitunter einen rötlichen Schimmer aufweisen. Dies wird in der Regel als diagnostisch für das wahrscheinliche permische Alter angesehen. Neu entdeckt wurden tuffogene weiße quarzreiche Serizitschiefer und saure, helle Metavulkanite, die in einem E–W-streichenden, N-fallenden, Zehnermeter bis max. 100 m mächtigen Zug vom Westhang der Kemahdhöhe über den Nordhang der Kemahdhöhe bis zum Taurachtal verfolgt werden konnten. Sie können zwanglos als unterpermische saure Metavulkanite interpretiert werden. Diese sauren Metavulkanite nehmen eine hohe tektonische Position innerhalb des Alpenen Verrucano ein und unterstreichen deshalb die inverse Lagerung der Schichtfolge. Neu aufgefunden wurde auch ein mehrere 100 m langer Zug von 5 bis 10 mächtigen, massigen Grünschiefern innerhalb des Alpenen Verrucano, und zwar im tektonisch Liegenden der hellen Metavulkanite. Der gesamte Bereich des Alpenen Verrucano (Serizitschiefer und Quarzphyllite, helle Metavulkanite etc.) ist durch eine ausgeprägte Versumpfung gekennzeichnet, was auf die wasserstauende Natur der Serizitschiefer hinweist. Ähnlich ausgebildete Serizitschiefer finden sich auch an den Kämmen und Hängen östlich und westlich des Zauchensees. Diese Serizitschiefer bilden hier eine Synform mit inverser Schichtfolge, deren Schenkel ebenfalls von Lantschfeld-Quarzit und Mittel- und Obertriaskarbonaten aufgebaut werden.

Der Alpine Verrucano wird am Nordhang der Kemahdhöhe von der Koppenlamelle überlagert und diese von der Wagrain-Phyllitzone überlagert. Die Koppenlamelle besteht vorwiegend aus stark retrograd überprägten Grünschiefern, in denen seltene Relikte von amphibolitfaziellen Gesteinen zu vermuten sind, was erst in Dünnschliffuntersuchungen überprüft werden muss. Sie zeigen ein linsiges Domänengefüge, wobei die höher metamorphen Relikte von grünschieferartigen Myloniten und Ultramyloniten umflossen werden. Dazu treten reine Kalkmamore, Kalksilikatgesteine, Glimmermarmore und seltene Glimmerschiefer und Paragneise. Die auflagernde Wagrain-Phyllitzone ist durch graue dünnblättrige Phyllite gekennzeichnet, in die sich dünne Züge von Kalkphylliten, seltenen Grünschiefern und Eisendolomiten einschalten (siehe auch Bericht von WINDBERGER & NEUBAUER).

Die gesamte erwähnte Abfolge ist von einer ausgeprägten Schieferung s_1 gekennzeichnet, auf der sich ein vorwiegend WSW–ENE-streichendes Streckungslinear befindet. Die erste Schieferung ist im Aufschlussbereich durch offene bis enge Falten mit meist E- bis ENE-fallenden Faltenachsen charakterisiert. Diese Falten sind mit einer steil N-, seltener S-fallenden Achsenflächenschieferung s_2 verknüpft. Diese Falten sind Parastärfalten zum großräumigen Faltenbau der Quarzphyllitdecke, in dessen inversen Faltenkernen die mittel- bis obertriadischen Karbonate auftauchen.

Unterhalb einer Seehöhe von ca. 1600 m ist eine ausgeprägte Moränenüberdeckung, die bis 80 Prozent der Oberfläche ausmachen kann, die dominante Kartiereinheit. Dazu treten in bestimmten Höhenlagen (ca. 1220–1200 m und 1480–1600 m) Kränze von Hochmooren und Versumpfungen an geneigten Hängen, die von Hangschuttarealen, aber auch von matrixarmen Kiesen mit schlecht gerundeten Geröllen, die auch fluviatilen Transport hinweisen, begleitet werden.

Einige Profile auf der Südseite des E–W-erlaufenden Kammes des Roßbrands und nördlich der Talfurche Radstadt – Mandling wurden nachgegangen, um ältere Kartierungen (FEITZINGER & PAAR, 1988) auf deren Konsistenz zu überprüfen und insbesondere quartäre Bereiche besser abzugrenzen. Dieser Bereich besteht insgesamt aus relativ monotonen grauen Phylliten und Quarzphylliten, in die sich

Schwarzphyllite, brandige sulfidreiche Schwarzschiefer und schwarze, graphitische Quarzite einschalten. Diese Gesteine fallen mehrheitlich – ungewöhnlich für die Grauwackenzone – insgesamt flach gegen Süd ein. Im hohen Hangbereich schalten sich zunehmend hellgrünliche bis weißlich verwitternde, quarzreiche tuffitische Schiefer ein, die insgesamt aus einer Folge von sauren metavulkanischen Gesteinen hervorgegangen sind. Sie sind deutlich weiter verbreitet als zuletzt in einer unveröffentlichten Kartierung von Ch. EXNER (2004) dargestellt. Seine Linsen von sauren Metavulkaniten lassen sich zwanglos zu durchgehenden Zügen vereinigen.

Einige Verflachungen des Südhanges des Roßbrands sind von quartären Sedimenten, fast immer Moränen, überdeckt. Größere geschlossene Hangschuttfelder treten nur am Hangfuß auf. Im oberen Hangbereich sind, kennlich an Morphologie und Vernässungszonen, kleinere Rutschmassen und eventuell kleinräumige Felsgleitungen häufig, die sich durch das südwärtige Einfallen der Phyllite und sauren Metavulkanite entwickeln.

Die Talbereiche des Ennstales zwischen Flachau und Mandling und das Taurachtal wurden weitestgehend aufgenommen. Das hintere Taurachtal ist gekennzeichnet durch einen Einschnitt des heutigen Flusslaufes in eine Niederterrasse und ein junges Akkumulationsgebiet im vorderen Taurachtal, die vor allem auf der Ostseite durch eine Niederterrasse begleitet wird. Die Niederterrasse ist auf beiden Talseiten von großräumigen Schwemmfächern bzw. von Murengängen durchschnitten, auf denen auch häufig die älteren Siedlungen liegen. Großräumige, tw. versumpfte Moränenbedeckung ist charakteristisch für den unteren Westhang des Taurachtales. Sie wird gegen Radstadt/Felserhof hin dominant und lässt Aufschlüsse des präquartären Untergrundes nur in tief eingeschnittenen Bachläufen erkennen. Die Moränenüberdeckung ist durch ungewöhnlich viele kleine und große Hochmoore gekennzeichnet. In einigen dieser Moore und Versumpfungen wurden in den letzten Jahren umfangreiche Drainagen angelegt, um die Hänge zu stabilisieren.

Der Verlauf des Ennstales zwischen Flachau und Mandling ist durch einen versumpften holozänen Talboden gekennzeichnet, in dem sich insbesondere zwischen Radstadt und Mandling einige Moore befinden.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 126 Radstadt

MANFRED WINDBERGER & FRANZ NEUBAUER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Kartierung im Sommer 2005 wurde der Mandlingzug sowie der südlich davon aufgeschlossene Wagrain-Phyllit südwestlich von Radstadt neu kartiert. Dabei sollten vor allem auch die Geländeergebnisse mit den Erkenntnissen der Bohrung Radstadt 1 (GAWLICK, 1996) korreliert werden.

Im Liegenden wird der nördliche Hangbereich zwischen Palfen und Höggen großteils von Wagrain-Phylliten aufgebaut. Diese Formation ist überwiegend ein mittelgraues, im frischen Bruch dunkelgraues, feinblättriges Gestein. Die Schieferungsflächen sind serizitreich, leicht spaltbar und zeigen stellenweise eine Runzelungslinierung. Häufig weist der Phyllit auch Quarzknuern auf. Eine eisenschüssige Variante dieses Gesteins ist weniger serizitreich, rotbraun verwitternd und enthält ebenfalls Quarzknuern und erkennbaren Biotit. Der untergeordnet im Bereich des Wagrain Phyllits vorkommende Kalkphyllit dagegen ist wesentlich heller, im Millimeterbereich gebändert, insgesamt weniger serizitreich, zeigt dafür aber einen hohen

Anteil an Biotit. Eine Variation dieses Gesteins ist ein grünlicher, Chlorit führender Karbonatphyllit. Generell weist der Kalkphyllit eine stärkere Fältelung auf und der enthaltene Quarz ist tektonisch zu schmalen Bändern ausgedünnt. Insgesamt dürfte dieses Gestein daher eine höhergradige Grünschiefermetamorphose erlebt haben. Die Messungen in den Wagrain-Phylliten lassen zwei, vermutlich frühalpide, duktile Deformationsereignisse erkennen (Deformation D_1 mit Schieferung s_1 und Streckungslineation l_1 bzw. Deformation D_2 mit Verfaltung der Schieferung s_1).

Einzelne eng begrenzte, meterdicke Linsen von Kalk- und Dolomitmarmoren innerhalb der Wagrain-Phyllite zeigen eine große Variation in Farbe und Körnigkeit, wobei alle Arten eine mittelbraune Verwitterungskruste aufweisen. Anhand der Stellung innerhalb der Phyllite handelt es sich vermutlich um turbiditische Kalkeingleitungen in die noch unverfestigten, späteren Phyllite. Der Versuch einer biostratigraphische Datierung anhand von Conodonten ist noch ausständig. Vereinzelt in den Wagrain Phylliten subansteigend auftretende Quarzite sind von dunkler, schmutzig graubrauner Farbe und enthalten detritische Hellglimmer und neu gebildeten Serizit.

In mehreren Aufschlüssen bildet ein schmales Band aus schwarzen Graphitphylliten und eingeschalteten Graphitquarziten entlang der Salzach–Enns-Störung eine scharfe Grenze zu dem hangenden Wettersteindolomit des Mandlingzuges. Dabei handelt es sich um ein schwarze Gesteine, welche teilweise als Lydit ausgebildet sind und wegen des hohen Graphitgehaltes eine niedrige Festigkeit besitzen. Aufgrund des hohen graphitischen Anteils färbt der Graphitphyllit insbesondere im bergfeuchten Zustand stark ab. Die Schieferungsflächen des Graphitphyllits sind mit glasigem bis metallischem Glanz überzogen und wurden als Scherflächen benutzt.

Die nördlich angrenzende Salzach–Enns-Störung streicht im bearbeiteten Gebiet beinahe W–E (bzw. WSW–ENE). Direkt aufgeschlossen ist dabei die Störung nur in den N–S-streichenden Gräben und an ebenso verlaufenden Wegen. Auf den dazwischen liegenden Bergrücken ist jedoch oft eine markante, E–W-streichende morphologische Senke oft in Verbindung mit Vernässungszonen erkennbar, welche auf den weiteren Verlauf dieser Störungszone schließen lässt. Die Störung selbst ist mit einem schwarzen Kakirit mit weißer Bänderung verfüllt, wobei das Ausgangsgestein vermutlich der Wagrain-Phyllit dargestellt haben dürfte.

Im Nahbereich der Salzach–Enns-Störung bzw. direkt an der Störung selbst treten auch Kiese und Schotter vermutlich pleistozäne Alters auf. Dabei handelt es sich um gut gerundete und gut sortierte, fluviatile Kiese und Schotter mit einem Korndurchmesser bis maximal etwa 15 cm. Diese Lockersedimente folgen ebenfalls der Salzach–Enns-Störung und streichen W–E. In einer Lokalität sind sie noch direkt von der Störungsaktivität betroffen (Kamm in Seehöhe ca. 980 m südlich Untertiefenbach).

Auffällig ist das fast völlige Fehlen von permoskythischen bis untertriadischen Gesteinen nördlich der Salzach–Enns-Störung. Nur in einem Aufschluss südlich von Untertiefenbach konnte ein schmales Band von steil gestellten, nordfallenden Werfener Schichten beobachtet werden. Insgesamt wird der Bereich nördlich der Salzach–Enns-Störung bis zur Mandling-Störung fast ausschließlich von stark zerrüttetem mitteltriadischen Wettersteindolomit aufgebaut. Dieser stellt einen hell- bis mittelgrauen, tw. leicht schwefelig unter dem Hammer riechenden, tektonisch stark beanspruchten Gesteinskörper dar. Als Störungsbrekzie weist der Wettersteindolomit mittelgraue Dolomit-

klasten in einer meist kalzitischen, tw. durch Eisenführung gelblich bis rot gefärbten Matrix auf. Der starke Zerlegungsgrad der Brekzie zeigt sich in einer grusigen Verwitterung des Wettersteindolomits, sowie in der Ausbildung von ausgeprägten Hangschuttmassen. Durch die tektonische Beanspruchung sind ausgeprägte Harnischflächen in mehreren Generationen erkennbar. Die Ergebnisse der Messungen der Spröddeformationen des Wettersteindolomits zeigen kaum die eigentlich erwarteten E–W-streichenden Störungen. Dafür konnten in dieser Formation zumindest drei getrennte spröde Deformationsereignisse sowie deren relative Altersbeziehung unterschieden werden. Ein Aufschluss in dem bearbeiteten Gebiet dürfte zudem die Möglichkeit einer zumindest relativen Altersbeziehung zwischen Störungsgesteinen und angrenzenden, heute weit über dem Talboden liegenden, unverfestigten See- bzw. Flusssedimenten unsicheren Alters (Pliozän oder Pleistozän) bieten.

Die Korrelierung der Geländedaten mit den Ergebnissen der Thermalbohrung Radstadt 1 (GAWLICK, 1996) zeigt, dass der Wettersteindolomit des Mandlingzuges in diesem Bereich einen nur seicht lagernden, stark zerrütteten Gesteinskörper darstellt, eingeklemmt zwischen den steilstehenden Salzach–Enns-Störung und der nördlich davon verlaufenden Mandling-Störung. Dabei wurde der Mandlingsspan erst durch die begrenzende Salzach–Enns-Störung mit dem unterlagernden Wagrain-Phyllit des Unter- oder Oberostalpins in Kontakt gebracht.

Das Vorkommen des miozänen Wagrainer Tertiärs im Kartiergebiet konnte nur geomorphologisch vermutet werden. Etwa 200 m SW des Felserhofes erhebt sich aus den E und W davon erstreckenden, ausgedehnten Schuttfächern ein kleiner Hügel, welcher als Gegenhang den Auslaufbereich einer alten Schisprunganlage darstellt. Leider ist die Aufschlusssituation derartig schlecht, dass kein direkter Nachweis für das Vorliegen des miozänen Wagrainer Tertiärs geführt werden konnte. Bereits EXNER vermutete hier ein tertiäres Vorkommen. In der Bohrung Radstadt 1 (nordöstlich des Felserhofs) wurden in einer Tiefe von 182,5 m bis 229 m feinkörnige, siliziklastische Gesteine angefahren, welche vermutlich dieses Tertiär darstellen (GAWLICK, 1996). Es kann daher in diesem Bereich Wagrainer Tertiär mit hinreichender Sicherheit vermutet werden.

Das gesamte Gebiet ist glazial überprägt, wobei ausgedehnte Bereiche von teilweise Zehnermeter mächtigem Moränenmaterial überlagert werden. Weite Bereiche des Kartiergebietes werden außerdem von monomiktem, seltener polymiktem Hangschutt bedeckt. Überwiegend bestehen deren Komponenten aus Phyllit und Wettersteindolomit. Stellenweise neigen die Nordhänge im Wettersteindolomit auch zu Bodenfließen, welches insbesondere am Säbelwuchs der Bäume erkennbar ist. Morphologisch werden die Nordhänge in Richtung Talboden von ausgeprägten Schwemmfächern beherrscht. Der hohe Zerrüttungsgrad des Wettersteindolomits dürfte die Ursache für den hohen Schüttungsbetrag und die damit verbundene mächtige Ausbildung dieser Schwemmfächer sein. Dabei fällt auf, dass der Neigungswinkel dieser Schuttmassen für Schwemmfächer einheitlich zu steil ist. Nur der östlichste Schwemmfächer bei der Talstation des Liftes weist einen geringeren Neigungswinkel auf. Dies dürfte jedoch auf bauliche Maßnahmen im Zuge der Liftrassenerichtung zurück zu führen sein. Alle anderen Schwemmfächer sind dagegen aufgrund ihrer Neigungswinkel eigentlich als Murenkegel anzusprechen.

