

Grundmoränen sind am Südrand des Waggrainer Tertiärbeckens weit verbreitet, erdige Schuttmassen und Verwitterungsdecken dominieren den Rücken Am Feuersang.

Spät- oder postglaziale Terrassenschotter, die bis zu 60 bis 70 m über dem heutigen Talboden liegen, dominieren das Kleinartal um die Ortschaft Wagrain.

Blatt 126 Radstadt

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen des Tannkoppenstocks und westlichen Roßbrandgebietes der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 126 Radstadt

FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2006 wurde eine geologische Karte des westlichen Roßbrand-Tannkoppenstocks der Nördlichen Grauwackenzone neu aufgenommen. Das Gebiet wird im Norden vom Fritzbach, im Westen von der Senke bei Eben, im Süden von der Bundesstraße Eben – Radstadt und im Osten durch die Linie Wallersbachgraben – Rossbrand – Dachbrunnensattel – Bach südlich Unterhag abgegrenzt. Der Südteil grenzt an die Karte des südlichen Hanges des Roßbrandstocks von FEITZINGER & PAAR (1987; Jb. Geol. B.-A.) an, auf der Nordseite an eine unveröffentlichte Kartierung von CHRISTOPH EXNER.

Der Höhenrücken schließt ausschließlich fossilfreie, grünschieferfaziell metamorphe, vermutlich vorwiegend altpaläozoische Gesteine der Norischen Decke der Nördlichen Grauwackenzone auf. Das generelle Streichen ist ca. E–W, wobei fast alle Gesteinslagen – überraschender Weise – flach bis mittelsteil nach Süden einfallen. Nur im nordwestlichsten Teil, östlich Eben, konnte flaches Nordfallen festgestellt werden, wodurch klar wird, dass der Tannkoppen-Roßbrandstock eine flache Antiform darstellt, für die hier der Begriff Rossbrand-Antiform eingeführt wird.

Der Großteil des Roßbrand-Tannkoppenstocks besteht aus quarzarmen, hellgrauen bis manchmal bräunlichen Phylliten, in denen verschiedene, geringmächtige Einschaltungen vorkommen, die eine Gliederung des ca. 1000 m mächtigen Pakets zulassen. Die lithostratigraphisch tiefsten Anteile sind im nördlichen Teil aufgeschlossen. Lithostratigraphisch besteht das Profil vom Liegenden zum Hangenden aus nachfolgend angeführten markanten Leithorizonten. An der Basis, im Nordwest- und Nordteil, finden sich mehrere ca. 5–10 mächtige Grünschiefer einschaltungen. Diese Lagen streichen vom Steig nördlich des Gehöftes Steiner über das Gehöft Ortner zum unteren Wallersbachgraben.

Am Südhang des Tannkoppenstocks finden sich zwei Einschaltungen von hellen, sauren Metatuffen, die bereichsweise Einsprenglinge von Quarz und Feldspat führen. Dabei handelt es sich um helle bis weiße, eng geschieferte quarz- und feldspatreiche Gesteine, die manchmal auch mit Phyllitlagen wechsellagern, d.h. im Maßstab von Zentimetern bis Dezimetern gebändert sind. Dünnschliffuntersuchungen zeigen den Reichtum an Feldspateinsprenglingen, wobei zwei Grundtypen – rhyolithische Gesteine mit Alkalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglingen und quarzkeratophrische Gesteine mit vorwiegend Albit-einsprenglingen – unterschieden werden können. Die quarzkeratophrischen Gesteine sind vorwiegend als Tuffe zu finden und beinhalten Lagen mit serizitreichem epiklastischen Material. Die meisten der hellen Metatuffe sind als rhyolithische Kristalltuffe anzusprechen. Die einzelnen Horizonte von hellen Metatuffen zeigen eine Mächtigkeit

von ca. einem, selten mehreren Zehnermetern. Im Bereich der hellen Metatuffe, vorwiegend im unmittelbar Hangenden, sind auch dunkel gefärbte, graphitische Phyllite zu finden sowie dunkle und helle quarzitische Lagen.

Die prägende Schieferung s_1 der altpaläozoischen Gesteine wurde vermutlich während der altpaläozoischen Orogenese während der späten Unterkreide gebildet, wie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen an Hellglimmern im westlich anschließenden Gebiet der Grauwackenzone zeigen (SCHMIDLECHNER et al. 2006, Kurzfassungen PANGEO Austria III). Diese haben Alterswerte von ca. 100 Ma für die gesteinsbildenden Hellglimmer ergeben und damit eine vollständige Rekristallisation der Gefüge während der altpaläozoischen Gebirgsbildung.

Wie bereits beschrieben, lassen sich die altpaläozoischen Phyllite und ihre Einschaltungen als Antiform (Rossbrand-Antiform) deuten. Zugehörige Kleinfalten sind im Aufschlussbereich häufig und werden einem Deformationseignis D_2 zugeordnet. Diese Falten streichen E–W und besitzen eine steil S- bzw. N-fallende, meist subvertikale Achsenflächenschieferung s_2 . Nachdem bei oben genannten Altersdatierungen bei einigen Proben eine weitere Überprägung um ca. 70 Ma festgestellt werden konnte, erscheint eine Öffnung des Isotopensystems für Ar während des Deformationseignisses D_2 als sehr wahrscheinlich.

Insbesondere am Südwest- und Westhang des Tannkoppen finden höher gelegene Schotter, die vermutlich als Schotter von Eisrandterrassen einzustufen sind. Solche Schotterniveaus wurden in einer Seehöhe von 1150 bzw. 1250 m angetroffen. Postglaziale Terrassenschotter sind am Südhang des Fritzbachtals weit verbreitet. Sie steigen vom Bereich N Eben, wo die Terrassenschotter in Seehöhe 865 m anzutreffen sind, bis auf Seehöhe 980 m am Ausgang des Wallersbachgrabens an.

Ausgeprägte Bergerzerrissen und Doppelkämme wurden am Rücken Dachbrunnensattel – Rossbrand beobachtet. Erdige Schuttmassen und Hangschutt kennzeichnen vor allem den Süd- und Westhang (Sinnhub, Schigebiet Reit-lehen) des Tannkoppenstocks. Vernässungszonen und Vermoorungen sind ebenfalls verbreitet. Moränen mit erratischen Blöcken kennzeichnen vor allem die Nordseite, z. B. die Hänge westlich und östlich des Bruckgrabens.

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Unterostalpin auf Blatt 126 Radstadt

FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Frühjahr bis Herbst 2006 wurde die geologische Kartierung der unterostalpinen Quarzphyllitdecke zwischen Flachauwinkel und Fageralm-Geißsteinrücken fortgeführt und – mit Ausnahmen von kleinen Lücken – auch weitestgehend abgeschlossen.

Östlich Flachauwinkel des Ennstales wurde das Gebiet zwischen den beiden E–W-streichenden Lantschfeld-Quarzitschenkeln östlich von Flachauwinkel, d.h. der Westhang des Vorder- und Hinterkogels neu aufgenom-

men, eine mehrere Kilometer breite Lücke in der Kartierung von ROSSNER (1979). Dieser Bereich besteht fast ausschließlich aus verschiedenen Varianten von Alpinem Verrucano, also Quarzphyllit. Im Gegensatz zur östlichen Fortsetzung dominieren hier bereichsweise graugrünliche quarzarme Phyllite über weite Strecken, in die dann mehrere Zehnermeter mächtige grobe Quarzkonglomeratzüge, v.a. zwischen Ennslehenalm und P. 1898 m eingeschaltet sind. Selten sind schmale Linsen von hellen, sauren Metatuffen und eine einzelne Linse von Grünschiefern, letztere südlich der Dachebenalm.

Diese Phyllite bilden hier eine weite Synform, die sich über den Zauchensee nach Osten bis in das Gebiet nördlich des Geißsteins verfolgen lässt. Für diese Synform wird hier der Begriff Zauchensee-Synform vorgeschlagen. Da die Schichtfolge invers liegt, handelt es sich genau genommen um eine antikinale Synform.

Der Höhenrücken Vorderer Fagerkopf zum Geißstein östlich des Taurachtales besteht aus verschiedenen Typen von meist quarzreichem Quarzphyllit, die dem Alpinen Verrucano zuzurechnen sind. Verfolgbare Metakonglomeratzüge konnten nur selten ausgedehnt werden. Im Gebiet nördlich des Vorderen Fagerkopfs, am Kogel P. 1672 wurde ein tw. sehr mächtiger, E–W-streichender heller, saurer Metatuff gefunden, der die Fortsetzung des Zuges nordöstlich der Kemahdhöhe darstellt. Dieser Zug streicht vom Schreinbachgraben bis Großhausmannstätt. An anderen, kartierbaren Einschaltungen sind nur wenige Linsen von max. Zehnermeter mächtigen Grünschiefern erwähnenswert. Sie wurden v.a. im Gebiet zwischen Steinergraben und Arleralm angetroffen. Die Quarzphyllite werden beim Hinteren Fager von einem mächtigen Zug mit Lantschfeld-Quarzit unterlagert, der auch die markanten, schwer zugänglichen Gipfel des Vorderen und Hinteren Geißsteins aufbaut. An den Hangfüßen des anstehenden sind mächtige Quarzitzblockhalden weit verbreitet, die Kare (z.B. Ödenkar, Peterarzkar) sind mit grobblockigem Moränenmaterial gefüllt, wobei Mittel- und Endmoränen von spätpleistozänen Rückzugsstadien sehr gut erkennbar sind.

Die Quarzphyllite werden tw. von jüngeren Gesteinen in zwei fensterartigen antiformalen Aufbrüchen westlich und östlich des Taurachtales unterlagert, und zwar im Bereich Wh. Hammer und östlich Schrotter. Ein dritter südlicher Bereich beim Lackenhof ist bereits Teil des großen Halbfenslers von Untertauern. Diese Antiformen bestehen aus triadischen, invers liegenden Karbonaten und werden durch südvergente Synformen aus Alpinem Verrucano getrennt. Die beiden schmalen fensterartigen Aufbrüche führen tw. schmale Lantschfeld-Quarzitzzüge, dann darunter tw. tektonisch entstandene Rauhwacke, weit verbreitete, aber dünne Züge des graurosa Kalkmarmors, dunkle massige Dolomite, Züge massiger Kalkmarmore und seltene Kalkmergel- und Tonschiefer.

Die dominierenden Strukturen des unterostalpinen Quarzphyllits, des Quarzits, der Kalkmarmore, der Mergel und Tonschiefer sind eine Schieferung s_1 und eine darauf liegende, flach E–W-streichende Streckungslineation l_1 . Diese Schieferung wird durch eine Faltung während eines Deformationsakts D_2 überprägt, die zur Bildung von E–W- bis ENE–WSW-streichenden Faltenachsen b_2 und einer damit einher gehenden Achsenflächenschieferung s_2 führte. Diese Kleinfalten sind Ausdruck der Großfalten (Synformen und Antiformen).

Der Hang zwischen Taurachtal bis Höhenrücken Fagerköpfe – Geißstein und der Westhang des Taurachtales sind von tw. mächtigen Hangschuttablagerungen, von Moränen und fluviatilen Schottern überdeckt. Moorbereiche sind an den höher gelegenen Hangbereich charakteristisch. Ähnliches trifft auf die Almbereiche um die Fageralm zu, wo mächtige Moränenablagerungen und Moore do-

minieren. Moore sind in Seehöhen 1600 bis 1700 m westlich des Mittleren Fagers weit verbreitet. Bergzerreißung, Doppelkämme, Abrissnischen sind im Bereich des Höhenrückens Vorderer Fager bis Hinterer Fager häufig.

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Mandlingzug und im Unterostalpin westlich von Forstau auf Blatt 126 Radstadt

MANFRED WINDBERGER & FRANZ NEUBAUER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 2006 wurde ein Gebiet zwischen Predigtstuhl im Mandlingzug und Vorderer Fageralm vorwiegend innerhalb des Unterostalpins westlich von Forstau geologisch neu aufgenommen. Ziel war es, einen Beitrag zur Aufklärung der Struktur dieser Einheiten und insbesondere zum Aufbau des Salzach-Ennstal-Störung, die die beiden geologischen Einheiten trennt, zu leisten.

Der Mandling-Span besteht aus einem hellgrauen, meist massigen, untergeordnet bankigem Dolomit (Typ Wetterstein-Dolomit), der über weite Bereiche brekziiert ist und generell gegen N einfällt. Dieser brekziierte Dolomit kann zwischen Gh. Seitenalm und Lehen mehr als einen Kilometer breit werden. Im Bereich Heimscharte – Schachenkopf lagern Dachsteinkalke dem Dolomit auf. In der Unterlagerung des Wetterstein-Dolomits und unmittelbar an die Salzach-Enns-Störung gebunden finden sich Späne von rötlichen Werfener Schichten (Steinbruch in Schachen) und vereinzelt Quarzsandsteine. Die Salzach-Enns-Störung selbst ist geprägt von schwarzen, stark quellfähiger Störungsletten, die tw. zu Vernässungsflächen am Südhang des Schechenkopfs-Steinwandgebietes führen. Diese Störungsgesteine werden bis ca. 20 m breit.

Südlich der Salzach-Enns-Störung schließen sich E–W-streichende, steil N-fallende dunkle Wagrain-Phyllite vermutlich altpaläozoischen Alters an, denen Linsen von Kalkphyllit und feldspatreiche Grünschiefer bzw. relativ massige Chloritgneise eingeschaltet sind. Südlich des Höllbaches folgen dann helle, gneisartige Schiefer, die vorläufig als Äquivalent der kristallinen Koppenlamelle weiter im W angesehen werden. Diese Gneise und Schiefer sind die Fortsetzung des Schladminger Kristallins weiter im Osten. Diese Gesteine fallen tw. steil gegen N bzw. S ein. Es schließen weit verbreitete, helle Quarzphyllite des Unterostalpins an, in denen vereinzelt Linsen von Metaquarzkonglomeraten erkannt wurden. Im Straßenbereich NE der Höhe 1872 m wechsellagern Quarzphyllite mit hellen, weißlichen feldspatreichen Schiefer, die als saure Metatuffite angesprochen werden können.

Das Arbeitsgebiet ist durch weit verbreitete junge Sedimente überdeckt. Dazu gehören verlehnte Blockschotter, die nördlich und östlich des Schachenkopfs in einer Seehöhe von ca. 1250 m, wie auch in terrassenartigen Resten in Seehöhe 1150 bis 1180 m auftritt. Im Bereich der Steinwand sind sie an eine ausgeprägte Verebnungsfläche gebunden (um Seehöhe 1150 m). Das Alter dieser verlehnten Blockschotter ist unklar. Große Flächen nehmen Moränen (z.B. im Bereich der Vorderen Fageralm), erdiger Hangschutt und blockiger Hangschutt ein. Der Bereich des Alpinen Verrucano ist geprägt durch verbreitete Vernässungszonen und auch vereinzelt Moränenreste mit erratischen Blöcken. Vernässungszonen sind auch im Bereich Schachen unmittelbar auf der Salzach-Enns-Störung häufig, hier bedingt durch die darunter vorkommende wasserundurchlässige Störungsletten.