

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen der Schnabelbergmulde auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

VASILY ALEKSEEV
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Juli und August 2010 wurde eine geologische Neuaufnahme der Schnabelbergmulde im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Das ca. 6–8 km² große Gebiet umfasst die Nordflanken des Redtenbergs und Schnabelberg, sowie die Westflanke des Buchenbergs. Das Gelände ist gut begehbar und bietet relativ gute Aufschlussverhältnisse. Die vorkommenden kalkalpinen Gesteinseinheiten gehören zur Frankenfesler Decke und entsprechen in der faziellen Ausprägung der üblichen Abfolge. Die stratigraphische Reichweite erstreckt sich vom Karn bis ins Turon. Beherrschendes tektonisches Element des Aufnahmegebietes ist die Schnabelbergmulde (SCHNABEL, Geol. Karte der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, 1971).

Die Abfolge beginnt im Liegenden mit den Rauwacken der Opponitz-Formation. Diese sind nur im liegenden Schenkel im nördlichen Teil des Gebietes aufgeschlossen. Das Gestein weist die charakteristisch-löcherige Verwitterung auf und ist in der Regel schlecht aufgeschlossen. Eine Ausnahme hierzu sind die stellenweise auftretenden, nahezu steil gestellten Rauwacken-Rippen (z.B. am Ortseingang von Waidhofen beidseits der B 121), was vermutlich mit der Aufschiebung im Norden des Gebietes zu erklären ist.

Es folgen rhythmisch gebankte, grau-beige Dolomikrite, Dololaminite und „zuckerkörnige“ spätige Dolomite der Hauptdolomit-Formation. Stellenweise treten zuckerkörnige Horizonte auf. Das Gestein ist gut aufgeschlossen und kommt, wie die restlichen weiter unten beschriebenen Einheiten sowohl im liegenden als auch im hangenden Schenkel vor.

Die Gesteine der Kössen-Formation bieten aufgrund der Verlehmung der mergeligen Partien, vor allem im liegenden Schenkel relativ schlechte Aufschlussverhältnisse. Die eingeschalteten Kalkbänke (dm-Bereich) bestehen entweder aus dunklen Mudstones oder aus Lumachellen- und Bruchschill führenden, stellenweise mit Fossil detritus und Onkoiden angereicherten Pack- und Wackestones. Bemerkenswert sind auch die bis zu mehreren dm große Korallenstöcke am Top der Einheit.

Die Allgäu-Formation ist durch eine Wechselfolge von dunkelgrau-braunen, mikritischen, stark Ichnofossil führenden (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites*), kieseligen Kalkbänken und Kalkmergeln vertreten. Die Aufschlussverhältnisse sind, wie bei der Kössen-Formation, eher bescheiden. Von Interesse ist die stark verkieselte Ausprägung im Bereich einer durch Schuppung bedingten Schichtverdoppelung im Westen des Gebietes. Es wird angenommen, dass es sich hierbei um eine kleinräumige, fazielle Sonderausprägung handelt. Diese hat sich ggf. während der Faltung aufgrund der höheren Kompetenz anders als die restliche Allgäu-Formation verhalten und somit die Anlage der Störungsflächen begünstigt. Die Vermutung, dass Tektonik

möglicherweise zur selektiven „Ausquetschung“ einzelner Partien geführt hat, wird durch die am Osthang des Schnabelbergs, im Bereich des Muldenkerns auftretenden, mergelig ausgeprägten Allgäu-Schichten unterstützt.

Die Kalke des mittleren und oberen Jura wurden unter dem Begriff *Bunte Jura-Kalke* zusammengefasst. Es wurde zwischen einer hellgrauen, massigen Fazies (Mikritoidkalk) und einer gut gebankten, roten, geflaserten Fazies (Kimmeridge/Tithon-Flaserkalk) unterschieden. Die Einheiten lassen sich im Gelände gut verfolgen und bilden markante Steilwände aus. Die roten Flaserkalke lassen sich im hangenden Schenkel nicht durchgehend auskartieren; es wird jedoch angenommen, dass diese im inversen Hangschenkel der Mulde tektonisch reduziert und weitgehend von Hangschutt überdeckt sind. Gesteine der Ammergau-Formation fehlen komplett bis auf zwei Schollen entlang der Nordstörung. Diese werden aber nicht als zu den Gesteinseinheiten der Schnabelbergmulde zugehörig betrachtet.

Die Einheiten der unteren Kreide befinden sich im Muldenkern und umfassen die Schrambach-, Tannheim/Rossfeld- und Losenstein-Formationen. Die Schrambachschichten sind als weiche, dunkelgraue Mergel aufgeschlossen. Die jüngeren kretazischen Sedimente liegen in Form von Sandsteinen und Kristallingeröll führenden Konglomeraten vor. Die Mergel und Tone neigen stark zur Verlehmung, was unter anderem die Ausbildung von Blocksturz- und Hangschuttkörpern fördert. Leider konnten die Formationen aufgrund der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung nicht durchgehend aufgenommen werden. Aus Symmetriegründen ergibt es sich, dass die Tannheim/Rossfeld- und die Losenstein-Formation im Muldenkern liegen müssen.

Innerhalb einer Schuppe entlang der Störung im Norden des Gebietes kommen bunte Kalkbrekzien, dunkelrote Radialarite und Glimmer führende Sandsteine vor. Diese Gesteine werden zu den Einheiten der Klippzone zugehörig interpretiert und zusammengefasst.

Zu den bemerkenswerten quartären Erscheinungen zählen vor allen die unterhalb der hangenden Jura-Kalke gehäuft auftretenden Blockstürze und einige größere Hangschuttkörper entlang der entwässernden Wasseradern. Stellenweise treten unterhalb der liegenden Jura-Kalke Vorkommen von Quellkalk auf. Im Süden entlang der B 121 wird eine reliktsch erhaltene Flussterrasse vermutet.

Das wichtigste Strukturelement des Gebietes ist in erster Linie die Schnabelbergmulde. Die Muldenachse taucht mit einem relativ flachen Einfallswinkel von 10 bis 20 Grad nach Westen ein. Die Schenkel streichen mit 160–180° und fallen nach Süden ein. Das durchschnittliche Schichteinfallen des liegenden Schenkels beträgt ca. 40–50° und das des Hangenden ca. 50–60°. Die Mulde lässt sich durch das ganze Gebiet deutlich verfolgen, wobei am Buchenberg nur die Hauptdolomit- und die Kössen-Formationen aufgeschlossen sind. Es wird aufgrund des Kartenbildes vermutet, dass es im Bereich des Buchenbergs zu einer Verteilung und Ablenkung der Muldenachse kommt. Alternativ wäre auch eine Störung innerhalb des Hauptdolomits denkbar. Möglicherweise ist eine Aufschiebung im

Osten des Buchenbergs für die Änderung des Achsenverlaufs ursächlich.

Im Norden des Gebietes befindet sich eine ausgedehnte, E-W-verlaufende Störung, welche die Kalkalpinen Gesteinsabfolgen von den Abfolgen des Helvetikums und des Flysch trennt. Der genaue Verlauf ist aufgrund der Bedeckung und der landwirtschaftlichen Nutzung im Detail nicht möglich. Entlang der Störung liegen mehrere 100er-m breite Schuppen überwiegend kalkalpiner Zusammensetzung.

Im Westen des Gebietes kommt es im Bereich des liegenden Schenkels zur Ausbildung von spindelförmigen Störungsflächen, welche in einer Schichtverdoppelung des Lias resultieren. Es wird vermutet, dass es sich um, im Zusammenhang mit der Änderung des Achsenverlaufs östlich des Buchenbergs stehende, schräge Aufschiebungen handelt. Auf jeden Fall spricht die im Westen des Gebietes einsetzende, auffallend intensive Störungsbildung für eine tektonische Belastung der Schnabelbergmulde als Ganzes. Die genauen Ursachen sind vermutlich aus einer großräumigeren Untersuchung zu klären.

Die Ergebnisse der Kartierung decken sich überwiegend mit früheren Aufnahmen (SCHNABEL, 1971, ebenda). Es konnte jedoch eindeutig gezeigt werden, dass der Buchenberg eine Fortsetzung der Schnabelbergmulde darstellt. Ein weiteres wichtiges Element stellt die entlang der nördlichen Aufschiebung ausgerichtete, tektonische Schuppe der Helvetikums dar.

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Lugertal südwestlich von Waidhofen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

HARUN CAHIR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet befindet sich in Niederösterreich, etwa 3,5 km südwestlich von Waidhofen und hat eine Größe von etwa 7 km². Die Bundesstraße (B 121) am Waidhofener Bach markiert seine Ostgrenze. Den südlichsten Punkt bildet der Gipfel „Weißes Kreuz“. Die Westgrenze verläuft an der Ober-/Niederösterreichischen Grenze, zwischen Sulz und Lugerreith. Im Norden bildet der Schnabelberg die Gebietsgrenze. Das Kartiergebiet ist gekennzeichnet durch einen tiefen SW-NO-verlaufenden Taleinschnitt.

Das Kartiergebiet umfasst Einheiten aus der Lunzer- und der Frankenfesler Decke. Die Lunzer Decke, die sich im Wesentlichen im Süden des Luger Baches ausstreckt, beinhaltet vier stratigraphische Einheiten. Diese sind die Lunz-Formation, Opponitz-Formation, Hauptdolomit und Plattenkalk. Die Frankenfesler Decke nördlich des Luger Baches beinhaltet hingegen eine komplette stratigraphische Abfolge aus der Opponitz-Formation bis in die Losenstein-Formation.

Die Lunz-Formation ist sehr geringmächtig im westlichen Teil des Kartiergebietes aufgeschlossen. Außerdem treten vereinzelt Lesesteine aus der Lunz-Formation in den Wiesen bei Mitterlug auf. Aufgrund ihres weichen Charakters ist sie eher in Gebieten mit geringer Morphologie aufgeschlossen. Optisch sind die terrestrisch, nicht karbonatisch gebundenen bräunlichen Sandsteine ähnlich denen der Rossfeld-Schichten. Als wesentliches Unterscheidungs-

kriterium wurden die dunklen Pflanzenreste im Gestein herangezogen.

Die Opponitz-Formation bildet einen dünnen, in SW-NO-Richtung verlaufenden Streifen südlich des Luger Baches aus. Sie ist im Gebiet sowohl ganz im Osten in der Nähe der Hauptstraße als auch im Westen des Kartiergebietes gut aufgeschlossen. Größtenteils liegt sie in Form von beigefarbenen massigen Rauwacken vor. Im westlichsten Teil des Gebietes sind jedoch sterile, helle, dünnplattig gebankte Kalke anzutreffen, die zur Opponitz-Formation zugeordnet wurden.

Der Großteil der Lunzer Decke besteht aus der norischen Hauptdolomitfazies. Diese besteht aus beige bis graubraun gebankten Gesteinen, aus zuckerkörnigen Dolomiten und Dololaminiten, welche im Gebiet teilweise sehr gut aufgeschlossen sind. Das Gestein zeigt eine deutliche Bankung im dm-Bereich und ist teilweise von dünnplattigen hellgrauen Mergellagen unterbrochen. Typisch für den Hauptdolomit sind die sehr regelmäßigen Hangneigungen von etwa 30°.

An der südlichen Grenze des Gebiets bei Glashüttenberg sind auf dem Trampelpfad vereinzelt dunkle mikritische Kalke anzutreffen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Plattenkalk.

Die Kössen-Formation ist im Gebiet sehr sporadisch aufgeschlossen. Im westlichen Teil an der Grenze zu Oberösterreich und bei der Lugerberghütte stehen die Gesteine der Kössen-Formation an. Die Kalke und Mergel der Kössen-Formation können einen hohen Fossilgehalt an Muscheln, Brachiopoden und Korallen aufweisen. Jedoch ist im Kartiergebiet das Gestein an der dunkelgrauen mikritischen Matrix und den charakteristischen braunen Verwitterungsrandern auszumachen.

Die Allgäu-Schichten sind aufgrund ihres weichen Charakters eingeschränkt aufgeschlossen. Jedoch liefern umgefallene Baumwurzeln oft eindeutige Erkenntnisse. Entlang der Straße bei Obersteinriegel in Richtung Sulz sind die Allgäu-Schichten geringmächtig aufgeschlossen. Diese sind außerdem östlich von Sulz und zwischen den Bunten Jura-Kalken aufgeschlossen. Repräsentiert wird die Allgäu-Formation durch mikritische Kalke und Mergel mit dunklen ovalen Bioturbationsspuren der *Planolites*-, *Chondrites*-, *Zoophycos*-Ichnofazies oder aber auch durch gleichartige Kalke mit dunklen Hornsteinen. Aufgrund der Verwechslungsgefahr mit den Schrambach-Schichten ist das Vorkommen von Schwammnadeln und bestimmten Foraminiferen ein wichtiges Unterscheidungskriterium.

Der Dogger besteht aus den Bunten Jura-Kalken. Hierbei sind mehrere Fazies zu einer Einheit zusammengefasst. Allerdings wurden klippenbildende massige Mikritoidkalke (ca. 20 m Mächtigkeit) und rötliche gut bis dünn gebankte knollige Kalke (Mächtigkeit schwer abschätzbar; etwa 20–30 m) durch unterschiedliche Farbgebung in der geologischen Karte getrennt ausgewiesen. Die Bunten Jura-Kalke sind im Gebiet zwischen der Lugerberghütte und Sulz solide aufgeschlossen.

Die Schrambach-Formation ist geringmächtig bei Sulz aufgeschlossen. Sie besteht aus sehr weichen grünlich, blättrig ausgebildeten Mergeln im cm-Bereich, die teilweise fleckig ausgebildet sind und eine flache Ebene bilden.

Die Rossfeld-Sandsteine sind ausschließlich im Gebiet bei Sulz entlang der Straße bzw. in den Bächen zu finden.