

Aufgrund des Geröllspektrums werden die Konglomeratgneise mit den, auch im Aufschluß völlig gleichen, Konglomeratgneisen der Greiner Mulde (Pfitzner Joch – s Hauptental) gleichgesetzt und als Hinweis für eine postvariszische Abkunft der Schönachmulde gewertet.

- 2) Der von RAASE (1972) unterhalb der „der Röte“ und im Lahnkar beschriebene weiße, als Härtling hervortretende „Quarzit“ ist nicht nur dort aufgeschlossen, sondern markierte an vielen Stellen (Bodenkar, Ligeedlscharte, Jaunkopf usw.) die Grenze zwischen der Schönachmulde und den Zentralgneiskernen so deutlich, daß man ihn als „Leithorizont“ bezeichnen könnte.

Der Quarz-Feldspat-Mylonit geht durch zunehmende Zerschieferung aus dem Zentralgneis hervor und weist nur gegen die Gesteine der Schönachmulde eine klare Grenze auf. Charakteristisch sind die stellenweise extrem gehäuften Quarzkonkretionen.

Anzeichen dafür, daß diese „Grenzquarzite“ die Zeugen eines Intrusivkontaktes seien (MORTEANI, 1971) wurden nicht gefunden, vielmehr sprechen die Lagerungsverhältnisse und die mikroskopischen Befunde dafür, daß es sich um eine tektonische Randfazies des Zentralgneises handelt.

- 3) Die Schönachmulde ist eigentlich eine Doppelmulde mit einem dazwischenliegenden Sattel. Der Sattelkern besteht aus stark zerschertem und migmatisiertem Zentralgneis und ist in den Profilen Trennknerkirchl – Kühscharte, Ahornspitze – Popbergscharte, Dristner – Jaunkopf, meist eingerahmt von „Grenzquarziten“ und/oder Konglomeratgneisen, gut aufgeschlossen, wenn auch durch kleinere Verschiebungen und/oder Parasitärtafaltung nicht unmittelbar als Sattelkern der Doppelmulde erkennbar. In den Geländeabschnitten zwischen diesen Kämmen ist die Grenze nur selten aufgeschlossen, die Struktur ist daher dort, wegen der starken Zerschierung des Sattelkernes nur schwer zu identifizieren. In der Karte von RAASE (1972) ist am Trenkner bereits ein von Schönachmuldengesteinen eingesäumter Span, aus „migmatischem Metagranit bis -granodiorit“ ausgehalten. Desgleichen wurden auch im Umlaufstollen Zillergründl – Stillupspeicher der Tauernkraftwerke 260 m Zentralgneis, eingerahmt von Konglomeratgneisen der Schönachmulde aufgenommen. Diese Vorkommen wurden jedoch nicht strukturell interpretiert.

- 4) Entgegen den Angaben von KUPKA (1953) und MORTEANI (1971) hebt die Schönachmulde nicht zwischen Popbergscharte und Stillupspeicher nach Westen aus, sondern läßt sich über den Westrand des Kartenblattes hinaus verfolgen.

Mit der Aufnahme eines Profils Ligeedlscharte – Dristner – Jaunkopf (und Aufnahmen westlich des Kartenblattes) kann die schon mehrfach geäußerte Vermutung einer Verbindung mit dem Höllensteintauchsattel (KUPKA, 1953; KNEIDL, 1972; FRISCH, 1974 u. a.) belegt werden.

In den Hängen beiderseits des Stillupspeichers, der in etwa in der Kulmination des Ahornkernes liegt, heben aber beide Flügel der Doppelmulde fast völlig aus. Östlich des Stilluptales findet sich nur unmittelbar S des Wohnhauses Wasserfall ein wenige 10er-Meter mächtiger Streifen von „Grenzquarziten“,

westlich des Stillup setzt die Mulde erst über 1500 m wieder ein.

Diese Gesteine sind helle, bitotit- und feldspatführende Glimmerquarzite, die im Aufschluß und im Dünnschliff gut mit den oben erwähnten „Grenzquarziten“ der Zentralgneise übereinstimmen. Sie sind wohl identisch mit den „feinschiefrigen Übergangsquarziten“ MORTEANI's (1971).

- 5) Die Interpretation des Kartenbildes wird durch die Tatsache erschwert, daß die dominierende Faltungsphase f_3 (Doppelmulde, Achsenflächenschieferung) von einer nahezu senkrecht dazu stehenden Faltung überprägt wurde.

Diese Querfaltung ist nur sehr selten direkt aufgeschlossen (Kamm P. 2925 – Bodner Nieder) läßt sich aber immer wieder in den unterschiedlichen Fallwinkeln der f_3 -b-Achsen nachweisen. Diese b-Achsen fallen nicht nur (wie immer wieder berichtet) gemäß ihrer Lage im „Ahorndom“ gleichmäßig mit 30–35° nach Osten bzw. Westen ein, sondern sind gefaltet und können dementsprechend die unterschiedlichsten Fallwinkel aufweisen.

- 6) Aus dem Kartenbild ergibt sich, daß durch den Stillup-, Ziller- und Bodengrund Scherzonen verlaufen. Diese Scherzonen werden als im Gefolge der Tauernrandstörungen entstandenen Riedelscherzonen interpretiert. Quantitative Angaben sind wegen der Tatsache, daß sich zwischen den Zentralgneisen und den „Grenzquarziten“ keine klare Grenze ziehen läßt und/oder schlechten Aufschlußverhältnissen nicht möglich.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Nordteil des Blattes 150 Mayrhofen

Von OTTO THIELE

In diesem Jahre wurde die von F. POPP (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30, 1984) aufgeworfene Frage geprüft, ob im Gebiet der Gerlos die Hauptmasse der Richbergkogelserie DIETIKERS und der Kaserer Serie THIELES als Bündnerschieferserie aufgefaßt und zu einer großen Tauchfalte der Glocknerdecke vereint werden kann, oder ob das tektonische und prostratigraphische Bild von THIELE (Jahrb. Geol. B.-A., 117, 1974) zutrifft. Im ersten Falle wäre die tektonische Fuge zwischen der Venedigerdecke und der Glocknerdecke im direkten Hangenden des Hochstegenkalkes der Porphyrmaterialschieferschuppe, im zweiten Falle eine Deckengrenze im Hangenden der Kaserer-Serie gelegen.

H. DIETIKER (1937) hatte an der Brandrinne unweit des Schönbichels einen sedimentären Übergang vom Hochstegenkalk in seine unteren Schistes lustres (THIELE's späterer Kaserer-Serie) beschrieben. Es wurde deshalb diese Lokalität besucht und zusammen mit Herrn Prof. Dr. H. MILLER und Dissertanten und Diplomanden der Universität München studiert. Eine genaue Beschreibung ist von H. DANECK zu erwarten. Meiner Meinung nach ist in den prächtigen Olisthostromen der Brandrinne die Kaserer-Serie sehr typisch repräsentiert. Eine Entscheidung, ob diese in sedimentärem Verband mit dem unterlagernden Hochstegenkalk

steht, ist jedoch nach den derzeitigen Aufschlußverhältnissen hier nicht zu treffen. Ebenso wenig konnte ich aber irgendwelche Hinweise auf eine Deckengrenze sehen.

Demselben Problem war das Studium der neuen Aufschlüsse entlang des Güterweges von Brandberg über die Labergalm zum Lawinenverbau SW des Hochfelds gewidmet. Leider ist auch dort der direkte Kontakt zwischen dem Hochstegenkalk der Prophyrmaterialschieferschuppe und der darüber folgenden Kaserer-Serie nicht erschlossen. Für eine andere Fragestellung, nämlich nach dem Alter des Prophyrmaterialschiefers, konnte hingegen eine interessante Beobachtung gemacht werden. In etwa 1470 m Seehöhe sind in der Böschung des Güterweges im Prophyrmaterialschiefer verquetschte Pegmatoide und Quarzgänge erkennbar. Diese können als Indiz für ein altpaläozoisches Alter des Prophyrmaterialschiefers gewertet werden.

Gute und entscheidende Aufschlüsse zur Frage der Existenz und der Stellung der Kaserer-Serie auf Blatt Mayrhofen liefert das Profil von Astegg. Hier ist die Grenze zwischen Hochstegenkalk und grobklastischen Phylliten der Kaserer-Serie bei der Mittelstation der Penken-Seilbahn mehrfach gut erschlossen: das Fundament einer Seilbahnstütze befindet sich direkt über dem Kontakt Hochstegenkalk/Kaserer-Serie, was technisch peinlich wäre, wäre dieser ein tektonischer. Der Sedimentärkontakt ist aber hier, ebenso wie an weiteren Aufschlüssen neben dem in nordöstlicher Richtung zu einem Seilbahn-Warnsignal führenden Weg, offensichtlich. Ebenso gut studierbar ist der Sedimentärkontakt Hochstegenkalk/Kaserer-Serie an bereits auf Blatt Lanersbach (149) gelegenen Aufschlüssen entlang der von Astegg nach Persal-Finkenbergr führenden Straße. Hier wie dort erfolgt der Wechsel von der kalkigen Sedimentation in die sandige und später grobklastische relativ rasch, im Zentimeterbereich.

Im Hangenden der Kaserer-Serie sind hingegen an vielen Orten deutliche Anzeichen für eine Deckengrenze im Sinne THIELE'S (1974) gegeben, und zwar meist in Form von feinblättrigen grünen Serizitphylliten, ausgewalzen Bändermarmoren und Rauhwacken im Liegenden der dem Modereckdeckenstockwerk angehörigen Serie der karbonatischen Mitteltrias: am Güterweg WNW oberhalb von Astegg, schon ein wenig jenseits des Kartenblattrandes zu Lanersbach, am Weg Kotahornalm – Gerlossteinalm, am Weg von Zapfen in die Mühlbach-Schlucht und am Güterweg von Gmünd zur Kothüttenalm, um nur einige leicht erreichbare Punkte zu nennen.

Des Weiteren wurde der Idee F. POPP'S, wonach die Phyllite meines Brennstaufenfensters, die im Bereich Zapfen – Anger – Mühlbach in etwa 1300–1400 m Seehöhe tunnelförmig nach Osten unter Triaskarbonate und Wustkogelserie abtauchen, etwa 2,5 km weiter ostnordöstlich im Bereich der Gerlostalalm in über 1700 m wieder auftauchen sollen, nachgegangen. Im betreffenden Bereich und auch noch darüber hinaus im Graseggwald, im Tal des Gmünder Baches bis hinüber zum Riederbach pendeln die B-Achsen höchst selten mehr als 15–20° um die Horizontale, und ich habe nirgends eine auffällige Achsenverteilung gefunden, wie sie mit einem so jähren Wiederauftauchen der Gesteine des Brennstaufenfensters einhergehen müßte. Ich halte es daher für gerechtfertigt, auch diese Idee bei der Erstellung des Kartenblattes Mayrhofen unberücksichtigt zu lassen.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 150 Zell am Ziller von T. DA-NECK & H. NEUGEBAUER.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von THOMAS STADLMANN & PETER NEUMAYR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Aufnahmen im Sommer 1988 wurden mit Schwerpunkt im N-Anschluß der Kartierungen 1986 und 1987 im Gebiet Mooserboden – Kapruner Törl – Hohe Riffel – Schwarzköpfl fortgesetzt. Kleine Bereiche der durch den Rückgang der Pasterze freigegebenen neuen Aufschlüsse im Gebiet des Kleinen und Mittleren Burgstalles sind ebenfalls kartiert worden.

Aufnahmen im Kapruner Tal (Mooserboden)

Neben der kartographischen Aufnahme wurden zwei Profile begangen:

- Über P. 2553 m den N/NW-Grat des Schwarzköpfels (3120 m) entlang bis zum Gipfel und
- vom Kapruner Törl (2639 m) über den Torkopf N-Grat Richtung Hohe Riffel.

Beide Profile beginnen mit Amphiboliten der Habachformation, über denen die aus dem Dorfertal bekannten, mächtigen, lagigen Paragneise der Riffeldecke folgen. Beide Profile enden mit Kalkglimmerschiefer und Prasinit der Glocknerdecke.

Im Schwarzköpflprofil dominieren ab 2500 m Sh. bis 2640 m Sh. Metavulkanite (massige Feinkornamphibolite und mit intermediären Plagioklasgneisen im cm- bis dm-Bereich wechsellagernder Bänderamphibolite) neben Grobkornamphiboliten mit Gabbrostruktur.

Auf diese der Habachformation zuzuordnenden basischen/intermediären Gesteine folgt eine 200 m mächtige metamorphe Sedimentabfolge mit Hgl-reichen Paragneisen, Hellglimmerschiefern, Hgl-Chl-Bio-Gneisen, Albitporphyroblastenschiefer und dunklen Glimmerschiefern. Auch hier sind untergeordnet metamorphe Vulkanitanteile (vor allem sauer/intermediär) vorhanden.

Ab 2860 m Sh gehen die Metasedimente wieder in ca. 100 m mächtige Metavulkanite mit Amphiboliten und Plagioklasgneisbändern über. Aplitische, später intensiv verfaltete Injektionen können vor allem in den Metavulkaniten beobachtet werden.

Nach etwa 20 m karbonatreichem Granatglimmerschiefer und Hellglimmerschiefer folgt eine wenige Meter starke, saure Hellglimmergneislage (Arkosegneis). Darüber bauen die mesozoischen Kalkglimmerschiefer und Prasinite den Gipfelbereich des Schwarzköpfels auf.

Das Profil vom Kapruner Törl (2639 m) über den Torkopf (2873 m) auf den N-Grat der Hohen Riffel setzt ab Kapruner Törl ebenfalls mit ca. 120 m mächtigen basischen bis untergeordnet intermediären Metavulkaniten (massige Feinkornamphibolite, Bänderam-