

Bericht 1994 über strukturgeologische Untersuchungen auf Blatt 150 Mayrhofen

HANS PETER STEYRER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Untersuchungen erfaßten ein Gebiet im nordöstlichen Viertel des Kartenblattes 150, das sich nordwestlich des Gerlosbaches zwischen Gmünd im SW und Innertal im NE erstreckt, sowie südwestlich des Gerlosbaches bis zur Kirchspitze (2312 m) reicht.

In diesem Profilstreifen ist ein Bereich aufgeschlossen, der in der Vergangenheit immer wieder Anlaß zu Diskussionen über seine tektono-stratigraphische Zuordnung gegeben hat: Folgt man den Ergebnissen von FRISCH (1974) und THIELE (z.B. 1974), umfaßt dieser Bereich mehrere tektonische Einheiten, nämlich den Gesamtbereich der Glocknerdecke bzw. der Oberen Schieferhülle, der unterlagernden Wolfendorndecke, die etwa der Porphyrmaterialschieferschuppe von THIELE (1974) entspricht, sowie die Hülle des Ahornkernes (Schuppenzone der Unteren Schieferhülle – THIELE, 1974).

Der Begriff der „Glocknerdecke“ wurde schon von STAUB (1924) aufgestellt, und später von FRISCH (1974) aufgrund geologischer Neuaufnahmen und Profilbegehungen in der Tauernschieferhülle zwischen Brenner und Gerlospaß neu belegt und definiert, vor allem, um damit die zum Teil recht unterschiedlich verwendeten Begriffe wie „Obere Schieferhülle“, „Obere Schieferhülldecke“ (TOLLMANN, 1963) oder „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ (EXNER, 1971; THIELE 1974) abzulösen.

SCHÖN & LAMMERER (1989) hingegen betrachten auf Grund detaillierter Kartierungen und Profilaufnahmen westlich meines Untersuchungsgebietes nicht nur die Zentralgneise des Ahornkernes als autochthon, sondern auch die darüberliegende permomesozoische Abfolge von Quarziten, Marmoren, Kalkphylliten und Phylliten, in der sie eine kontinuierliche Entwicklung von grobklastischen Sedimenten hin zu lagunär-evaporitischen Gesteinen sehen.

Die tektonisch tiefsten Gesteine im S des Arbeitsgebietes bilden jedenfalls sehr grobe metamorphe Geröllquarzite – so z.B. gut im Gipfelbereich der Kirchspitze aufgeschlossen – die in derselben tektonischen Position liegen, wie die weiter westlich als ehemalige postvariszische Transgressionsgesteine eingestufteten „Metakonglomerate“ (s.u.). Diese Gesteine sind intensiv duktil deformiert: die mehrere cm bis dm großen Komponenten des Geröllquarzites sind überwiegend prolat und liegen in einer Matrix aus Hellglimmer-Quarzit mit teilweise penetrativer, flach nordfallender Schieferung. Das mittlere Längen/Breitenverhältnis der Komponenten beträgt 3,7 : 1 (100 Messungen), wobei die lange Achse der Gerölle söhlig ist und SSW–NNE streicht. Aus Scherkriterien in der Matrix der Geröllquarzite (vor allem s-c-Gefüge) ist genereller N-Transport klar abzuleiten. Die Schieferung wird von isoklinalen bis engen Knickfalten mit söhlicher Achsenebene und etwa E-W-streichenden Achsen überprägt. Parallel zur Achsenebene dieser Deformation treten immer wieder cm-mächtige, quarzgefüllte Zerrklüfte auf. Jüngstes Deformationereignis in den Geröllquarziten sind duktil-spröde Abschiebungen an mittelsteil bis steil SW-fallen-

den Bewegungsbahnen. Innerhalb dieser semiduktilen bis spröden Scherzonen treten quarzgefüllte en-echelon-Gänge auf. Neben den schon erwähnten SW-fallenden Abschiebungen ist übrigens weiter im N (z.B. im Wildenbach auf SH 1830 m in einem Arkosegneis) noch ein zweites, konjugiertes System von Abschiebungsbahnen zu beobachten, die flach bis mittelsteil nach NE einfallen.

Geröllquarzite in vergleichbarer tektonischer Position wie im hiesigen Gebiet werden weiter westlich von SCHÖN & LAMMERER mit Fragezeichen ins Perm gestellt. An der Basis der Geröllgneise treten dort übrigens ehemalige, heute hochmetamorphe Bodenbildungen in einzelnen Linsen auf (BARRIENTOS & SELVERSTONE, 1987); vergleichbare Gesteine konnten bisher im hiesigen Gebiet an der Basis der Geröllquarzite aber nicht beobachtet werden.

FRISCH (1974) und THIELE (1974) stufen die groben Geröllquarzite hingegen als altpaläozoisch ein und rechnen sie zur „Hülle des Ahornkernes“ bzw. zur „Schuppenzone der Unteren Schieferhülle“.

Überlagert werden die Geröllquarzite im hiesigen Gebiet von ebenfalls intensiv deformierten Porphyrmaterialschiefern (THIELE, 1970, 1974) mit Quarzkomponenten bis 2 mm Durchmesser. Diese Porphyrmaterialschiefer zeigen eine penetrative, mit 50–60° nordfallende Schieferung und ein ausgeprägtes NE-tauchendes Streckungslineare. Aus Scherkriterien (asymmetrische Druckschatten um Quarzgerölle, s-c-Gefüge) läßt sich auch hier zweifelsfrei der generell N- bis NE-gerichtete Transport ableiten. Im Porphyrmaterialschiefer sind immer wieder größere Lagen von Geröllgneisen eingeschaltet (z.B. Liftrasse SE der Fürstalm, 1960 m), wobei die Deformation der Komponenten entsprechend der Annäherung an eine Überschiebungsbahn (s.u.) zunimmt und Werte bis 5,5 : 1 erreicht.

Im Hangenden der Porphyrmaterialschiefer folgen im Untersuchungsgebiet mehrere 10er-Meter mächtige Karbonatgesteine der Trias (THIELE, 1974): etwa 250 m südlich der Bergstation Fürstalm befindet sich ein aufgelassener Steinbruch in diesen Karbonaten (hellgrauer, zuckerkörniger Kalkmarmor). In diesem Steinbruch konnten mit Hilfe von Harnischflächen und darauf ausgebildeten Streckungslinearen Paläostress-Analysen durchgeführt werden (Methode von ANGELIER und MECHLER, 1977), die für die Richtung der größten Hauptnormalspannung σ_1 eine sehr gut definierte SW–N-Orientierung ergeben.

Unmittelbar nördlich des Gerlostales konnten in Trias-Dolomitmarmor und -Dolomitbreccien, die entlang des Forstweges zur Gerlos-Grundalm auf mehrere 100 m durchgehend aufgeschlossen sind, noch weitere Paläostress-Analysen durchgeführt werden, die eine von den weiter im S ermittelten Richtungen (s.o.) nur unwesentlich abweichen, und für die Richtung von σ_1 SSW–NNE ergeben haben. Diese Orientierungen von σ_1 stimmen übrigens mit Ergebnissen von Paläostress-Analysen aus dem Permomesozoikum der Silbereckserie im östlichen Tauernfenster überein (KURZ et al., 1994), und können hier wie dort am ehesten im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Tauernfensters zwischen zwei großräumigen sinistralen und orogenparallelen Blattverschiebungen gesehen werden (RATSCHBACHER et al. 1989; GENSER & NEUBAUER, 1989), die durch die SW–NE-gerichtete σ_1 Hauptnormalspannungen aktiviert wurden.

Die Dolomite und Dolomitbreccien nördlich des Gerlostales werden jedenfalls ohne erkennbaren tektonischen Kontakt überlagert von grünlichen Quarziten, die ich am ehesten zur Wustkogelformation (FRASL, 1958) stellen würde. Damit ergibt sich aber der Verdacht, daß nördlich des Gerlostales eine verkehrte Schichtfolge und damit ein großräumiger Faltenbau vorliegt, wie er auch aufgrund prostratigraphischer Überlegungen schon von KARL & SCHMIDEGG (1964), KRISTAN-TOLLMANN (1962) und THIELE (1974) postuliert wurde. Tatsächlich konnten nun in kalkigen Konglomeraten und Sandsteinen 300 m südlich der Innerertensalm mehrere isoklinale Falten gefunden werden, die dieses (pro)stratigraphisch begründete Argument unterstützen: hier finden wir immer wieder einen sehr

schön erhaltenen primär-sedimentären Wechsel zwischen groben Konglomeratlagen einerseits und sandigen Lagen andererseits vor. Dieser primäre Lagenbau ist in isoklinale Falten im Zehnermeter-Bereich gelegt. Die Achsenebene dieser Falten fällt mittelsteil bis steil nach N ein und stimmt mit der nördlich des Gerlostales ebenfalls mittelsteil nordfallenden Schieferung s_2 überein, die allerdings nur in den glimmerreicheren Phylliten der Bünderschiefer penetrativ ausgebildet ist. Aus dem Verhältnis zwischen Langschenkel und Kurzschenkel dieser isoklinalen Falten kann auf einen großräumigen nordvergenten Faltenbau für diesen Bereich der Glocknerdecke geschlossen werden, und zwar mit isoklinalen Falten und flachliegenden, etwa E-W-streichenden Achsen.