

sind diskrete Züge und Späne von Dolomitmarmoren, Kalkmarmoren, Serizitquarziten und Prasiniten. Neue Untersuchungen durch FRANKE-BRUCKMAIER (1989) belegen zusätzlich das Auftreten von hochdeformierten, granatführenden Gneis-Myloniten.

Damit ist die von HEINISCH (1986) postulierte Eigenständigkeit der Uttendorfer Schuppenzone endgültig nachgewiesen. Ihre tektonische Bedeutung (Sutur Penninikum/Ostalpin?, Äquivalent der Matreier Schuppenzone?) ist Gegenstand weiterführender Untersuchungen.

Der tektonische Bau des Bereiches erscheint auf den ersten Blick einfach: Vertikal aufgerichtete, ca. 100° streichende Abfolgen werden spitzwinklig von der exakt W-E-streichenden Salzachtal-Furche abgeschnitten. Dadurch erreichen von W nach E fortschreitend immer höhere tektonische Einheiten den Talboden.

Am Westrand des Kartenblattes (Rapfen/Pölsen) hat die Uttendorfer Schuppenzone eine Ausstrichbreite von 1,2 km. Allerdings tritt hier als Besonderheit eine größere Schuppe von Löhnersbach-Formation auf, die im Liegenden und Hangenden von typischen Prasiniten und anderen charakteristischen Schuppenzonen-Gesteinen umgeben ist. Im Bereich östlich des Nagelköpfls (Talmorphologie!) verschwindet die Uttendorfer Schuppenzone unter dem Talboden (östlichstes Vorkommen von Kalkmarmor bei Einöden an der Salzachtal-Bundesstraße). Je nach Schersinn und Bewegungsbetrag an der Salzachtal-Störung wäre damit über eine mögliche Fortsetzung der Schuppenzone innerhalb des Tauernfensters (etwa im Bereich S Bruck) nachzudenken.

Die im tektonisch Hangenden anschließenden Serien sind meist bis in Nähe der Gipfellagen des Pinzgauer Spaziergangs vertikalgestellt (Gesamt-Ausstrichbreite von ca. 2,5 km). Es folgt zunächst in der Regel eine monotone Phyllitserie von durchschnittlich 1 km Mächtigkeit; abnehmender Phyllitglanz und beginnende Erhaltung sedimentärer Bänderungen dokumentieren eine rasche Metamorphose- und Deformationsabnahme nach Norden („brittle-ductile transition“ bezüglich des Quarz-Teilgefüges).

Darauf folgt eine Serie distaler turbiditischer Metasandsteine mit nicht selten ausgezeichnet erhaltener Bankung im dm-Bereich. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1,2 km (Mittereckbach) bis 2 km (Piesendorfer Bach). Trotz offener stratigraphischer Position handelt es sich nach faziellen Merkmalen wohl um Löhnersbach-Formation (distale Turbidite).

Erst kurz vor den Gipfellagen des Pinzgauer Spaziergangs ändert sich schlagartig die Raumlage der Abfolgen auf flaches Nordfallen bei gleichbleibender Streichrichtung; östlich des Pölsenberges treten Äquivalente von Metabasalten und geringmächtigen Carbonaten (Klingler Kar-Formation) in der Regel innerhalb dieser flachliegenden Serien auf. Die Gipfel selbst werden im gesamten Gebiet generell von proximalen Turbiditen der Schattberg-Formation eingenommen.

Abweichend vom beschriebenen Normalfall können gelegentlich auch bereits innerhalb des steilgestellten Bereiches Schollenzonen aus Metabasalten und Carbonaten auftauchen, die offensichtlich an Störungen eingeschuppt wurden (z.B. Rohrerberg und Forstweg Hochgitscheck; unabhängig sowohl von HELLER-SCHMIDT-ALBER, 1983/1988, als auch HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987, beschrieben). Im Bereich Sonnberg-

alm – Gruberalm markiert ein steilgestellter, in Schuppen aufgelöster Zug von Gesteinen der Klingler Kar-Formation (Metabasalte, Lydite, Carbonate) die Grenze zwischen Löhnersbach-Formation im Liegenden und Schattberg-Formation im Hangenden.

Der so ableitbare tektonische Großbau ist mit der klassischen Annahme einer einfachen, nordgerichteten Überschiebung der Grauwackenzone über die penninischen Serien nicht vereinbar. Strukturelle Profile und genetische Interpretationen sind in Vorbereitung. Die jungen Bruchsysteme (2 Hauptmaxima: W-E und N-S, div. Nebenmaxima) stellen eine besondere Delikatesse dar und verhinderten ein rasches Verständnis des älteren Großbaus. Auf die Überformung fast des gesamten beschriebenen Gebietes durch gravitative Massenbewegungen (z.B. Wengerberg, Dürnberg) wurde bereits im letzten Aufnahmebericht (HEINISCH & SCHLAEGEL, 1988) eingegangen.

### **Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Hohen Tauern auf Blatt 123 Zell am See**

VON GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich mit dem Nordrand der Hohen Tauern zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze im Bereich westlich der Kapruner Ache.

Der Südrand des Kartierungsgebiets von der Lehnbergalm bis 700 m SW Grünalm wird von Gesteinen der Habachformation aufgebaut. Diese hier angetroffenen dunklen Phyllite, Chlorit-Epidotgneise bis Chloritschiefer, Albitgneise und Albitserizitschiefer bis Serizitphyllite entsprechen der Habachformation wie sie im Falkenbachlappen entwickelt ist. Als erwähnenswert erscheinen nur zwei Funde von Porphyroidgneis im Hauptmannsbachtal 800 m E Lehnbergalm, sowie im Aisdorfer Tal nahe der Samer Hochalm. Über der Habachformation folgen gegen N helle, grüne bis weiße Arkosegneise und Quarzite, sowie als Besonderheit im Bereich Ugglalm – Knieberg Arkoseschiefer mit grauen und grünen Phyllitlagen, die der Wustkogelformation zugerechnet werden. Dolomit- und Kalkmarmore der Karbonatgesteinstrias überlagern im gesamten bearbeiteten Gebiet E-W-erstreckend, mit wechselnder Mächtigkeit die Wustkogelformation. Innerhalb der Karbonatgesteinstrias konnte im Bereich 500–800 m WSW Schlapfgrubenhütte (Kote 1354) Gesteine aufgesammelt werden, die lithologisch den hellen quarzitären Chloritoidschiefern des Brennkogelprofils gleichen. Bei hellen Serizitphylliten mit Dolomitschollen, die 700 m N Asthütte angetroffen wurden, handelt es sich vermutlich ebenfalls um Keupergesteine.

Der Kalkglimmerschiefer des Bürgkogels spaltet im Bereich des Maißkogels in zwei Lappen auf, die weiter nach W rasch an Mächtigkeit verlieren. Der Liegende dieser beiden Lappen erreicht noch das Dietersbachtal und quert dieses rund 1000 m N der Erlach Grundalm. Weiter nach W im Bereich Zillerbach – Kniewald konnten diese Kalkglimmerschiefer nicht mehr als E-W streichende Züge, sondern nur noch in einzelnen Schollen aufgefunden werden. Bemerkenswert erscheint auch ein Fund von Kalkglimmerschiefer (dunk-

ler Glimmermarmor) 500 m SW Winkelmann, der teils sandige, teils feinschichtige Einschaltungen aufweist. Im Bereich Kaprun – Schaufelberg – Hummersdorf entwickelt sich aus der mächtigen Folge von dunklen, zum Teil kalkarmen Phylliten, die die Kalkglimmerschiefer des Maßkogel überlagern, eine wechselhafte Sequenz aus Sandsteinen, Dolomitbreccien, verunreinigten Marmoren und Phylliten. Es handelt sich vermutlich um Gesteine der Sandstein-Breccien-Zone. Gleichartige Gesteine konnten auch noch weiter westlich im Gebiet von Niedernsill zwischen Mühlbach und Aisdorf auskartiert werden.

Fließschutt und Rutschmassen mit teilweise erhaltenem Gesteinsverband erfassen weite Hangbereiche des Schattberges SW Hummersdorf, des Königsberges und des Abendsberges S Aisdorf und des Tannwaldes S Schwarzenbach.

Eisrandsedimente wurden unmittelbar östlich und westlich des Aisdorfer Baches zwischen SH 980 und SH 1030 aufgefunden.

### **Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See\*)**

Von VOLKMAR STINGL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Bereich Leoganger Steinberge**

Der Sommer 1988 wurde großteils für die Vervollständigung der Aufnahmen im hochalpinen Bereich der Leoganger Steinberge verwendet.

Der Dachsteinkalk, der die Kare und Gipfelstöcke aufbaut, besteht im wesentlichen aus zyklisch gebankten Kalken der Lagunenfazies (mit z. T. mächtigen Megalodontenkalken und einzelnen Einschaltungen von Riffschuttkalken mit Großoolith-Zement). Das mittlere N-Fallen dieser Dachsteinkalkplatte (N-Schenkel der Birnhorn-Antiklinale) wird durch steile Bruchstrukturen gestört. Die markanteste im Ebersbergkar zieht von der Reissensandscharte entlang des Rothornkammes gegen NNE. Unter dem Kleinen Rothorn trifft sie mit einer Störung, die vom Leoganger Rotschartl gegen N zieht, und einer E-W-gerichteten Bruchlinie, die den Rothornkamm südlich der Schafspitze absetzt, zusammen. In diesem Zwickel tritt ein Hauptdolomit-Keil zutage, der sich gegen N und NE erweitert. Die westlich begrenzte Störung zieht über die Heinzmannscharte gegen NW, die östliche durch das untere Ebersbergkar zum Saalachtal.

Bezüglich der 1985 wiederentdeckten Juravorkommen in Niedergrub und Tischlergrub zeigt sich eine wesentlich größere Verbreitung als ursprünglich angenommen. Am Seilgang (Nordgrat des Brandhorns) wurde ein weiterer Rest der Liasauflagerung auf dem Dachsteinkalk entdeckt. Es handelt sich um Breccien mit Blöcken bis 10 m Durchmesser, deren Genese als Schuttstrom schön in der Westwand des Grates beobachtet werden kann. Hier sieht man deutlich, wie die Schuttströme beim Eingleiten in das Becken die roten Kieselkalke, die heute die Matrix darstellen, gestaucht und ausgepreßt haben. Knapp unter dem Brandhorn-Gipfel befindet sich noch ein kleiner Flecken von roten Liaskalken auf dem Dachsteinkalk. Jene Breccien, die bei 1950 m Seehöhe am Beginn des Westgrates des

Brandhorns zutage treten, sind dagegen als Spaltensediment anzusprechen.

Eine erheblich größere Fläche nimmt der Lias im Schoßhornkamm ein. Die ohnehin schon mächtigen und eindrucksvollen Vorkommen von roten Kieselkalke und Debriten am Pfannkopf finden ihre Fortsetzung am Vorderschoßriedel und ziehen am Ostgrat des Vorderen Schoßhorns bis in die Gipfelregion. Noch wesentlich eindrucksvoller als am Brandhorn kann das Aufplügen und Zerschneiden der Kieselkalke durch in E-Richtung eingleitende Schuttströme und Riesenblöcke am Vorderschoßriedel beobachtet werden. Sucht man nun die Westfortsetzung dieser flach lagernden Breccien, stößt man am Gramler Trett und in den Südwänden der Schoßhörner auf folgende Phänomene: einmal fällt sofort der am Hinteren Schoßhorn flach liegende und plötzlich steil gegen E einfallende Dachsteinkalk auf, als zweites die in den Südwänden zu beobachtenden chaotischen Lagerungsverhältnisse des Dachsteinkalks. Bei genauerer Betrachtung scheint sich hier in spektakulärer Weise der ursprüngliche Abhang, über den der Dachsteinkalk-Schutt abgeglitten ist, zu zeigen. Die wirre Lagerung geht auf rotierte und eingegleitene Schollen unterschiedlicher Größe zurück (die größte mit einem Durchmesser von ca. 200 m baut den Gipfel des Vorderen Schoßhorns auf). Bei Durchsteigung der Südwandrampe entlang dieser Auflagerungsfläche kommen zwar keine eindeutigen liassischen Rot-sedimente als Matrix festgestellt werden, allerdings sind solche in der Nordwand zu beobachten. Durch diese Deutung läßt sich auch die markante Diskordanz am Hinteren Schoßhorn erklären, es scheint sich um einen herausrotierten und aus dem Verband gegleitene Riesenblock (ca. 20 m massiger Riffkalk mit auflagernder gebankter Fazies) zu handeln.

Stützung erhält diese Interpretation nicht nur durch die chaotischen Verhältnisse, die noch in der Vorderen Schoß angetroffen wurden, sondern auch durch Beobachtungen im Steinernen Meer und am Hochkranz anläßlich von Vergleichsbegehungen. Dort wurde noch eindrucksvoller die Ostfortsetzung dieser Eingleits-sedimente mit Riesenschollen bis zu km-Dimension gefunden. Das Faktum, daß der Lias praktisch ungestört über das Saalachtal gegen E zieht, bringt mit sich, daß die Saalachstörung als markante, junge tektonische Linie nicht mehr aufrecht erhalten werden kann. Die bisherige Deutung als aufgefiedertes Störungssystem, das auffallenderweise hoch in den E-Flanke des Saalachtals durchziehen soll, beruht nur auf der Mißdeutung der Dachsteinkalk-Riesenschollen als tektonische Schürflinge zwischen Liassedimenten. Die Untersuchungen dieser Liasablagerungen und ihres Sedimentationsmechanismus sind derzeit im Gange.

Neben den Jurasedimenten konnten im vergangenen Aufnahmestadium auch erstmals tertiäre Sandsteine und Konglomerate in den Leoganger Steinbergen gefunden und untersucht werden. Das größte Vorkommen befindet sich in der Flanke zur kleinen Scharte westlich des Dürrkarhorns und in dessen Südwand. Es handelt sich um eine ca. 60 bis 70 m tief aufgeschlossene Karstspalte, die von groben Sandsteinen und Hohlräum-breccien mit Sandsteinmatrix erfüllt ist. Die groben Sandsteine mit Quarzpartikeln und Akzessorien magmatisch/metamorpher Herkunft und Bohnerz stellen umgelagertes Augensteinmaterial dar. Ein zweites Vorkommen liegt in 2330 m Höhe nordöstlich des Westli-