

sammensetzung ist sehr wechselhaft. Am augenfälligsten und kartierungsmäßig am leichtesten faßbar sind die Grünschiefer, mit Albit, Chlorit, Epidot und Quarz, sowie einem beachtlichen, bis 10 Volums-% erreichenden Opakanteil (vermutlich Magnetit). Fast immer sind auch Karbonat und geringe Anteile von Biotit vorhanden. Die Grünschiefer bilden entweder kleine, linsenförmige Körper oder auch länger anhaltende Züge von oft beachtlicher Breite. In der westlichen Talbachflanke, am markierten Touristensteig etwa 400 m nördlich der Straßenkehre von Untertal, tritt ein homogener, fast massiger, bis mittelkörniger Meta-Hornblendediabas auf, mit alter Hornblende und jungem Chlorit und Albit. Unter den übrigen Chlorit-ärmeren Phylliten mit wechselnden Anteilen von Quarz, Albit und Hellglimmer fallen gröber schuppige, meist intensiv gefaltete Glimmerschiefer auf, die nicht selten Granat führen, welcher wiederum teilweise bis gänzlich chloritisiert sein kann.

Die markante Geländerippe südlich von Schladming, die den Talbach nach Osten abdrängt, wo er schließlich diese Stufe mit Wasserfällen überwindet (eine Situation, die auch für den Betrieb eines Kleinkraftwerkes genützt wird), wird von einem Mylonit aufgebaut (und nicht von Diabas, wie seit K. KÜPPER, 1956, immer wieder angeführt wurde). Dieser mehrere Meterzehner mächtige Mylonitzug konnte weiter gegen Westen verfolgt werden. Er zieht zunächst von Schladming gegen Rohrmoos hinauf, dann südlich an Moser und Koglmann vorbei und erreicht den Hangfuß südlich der Ennsbrücke bei Kote 758. Die Fortsetzung östlich des Talbaches ist nicht erkennbar. Das liegt wohl hauptsächlich daran, daß der Nordwest- und Nordhang des Fastenberges sehr instabil ist und alle Anzeichen auf tiefgreifende Massenbewegungen hinweisen, die die mögliche östliche Fortsetzung des Mylonites nach Norden geschoben und/oder überrollt haben.

### **Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming**

Von PETER SLAPANSKY (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1985 wurde mit der Neuaufnahme des Mesozoikums im Bereich der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen begonnen. Eine Darstellung des gesamten Kalkspitzenbereichs gab zuletzt H. SCHEINER (1959, 1960). Die Metasedimente bilden eine flache, im S geschlossene isoklinale Mulde mit einer Schichtfolge von Alpinem Verrucano bis ins Ladin. Gesteine des Schladminger Kristallins bilden sowohl das Liegende als auch das Hangende. Der Internbau der Mulde ist durch spätere Falten- und Schuppenbildung kompliziert.

Am Nordrand des bearbeiteten Gebiets beginnt die mesozoische Schichtfolge SW der Ursprungalm mit skythischem Lantschfeldquarzit, der steil gegen N unter helle Quarzphyllite des Alpinen Verrucano einfällt. Die Mächtigkeit des Quarzits von etwa 200 m ist hier wohl auf tektonische Anschoppung zurückzuführen, worauf auch entsprechende Stauchfaltenbildungen hinweisen. Seitlich wird der Quarzit schon bald stark ausgedünnt, gegen W ist er am Kamm NW der Kranzhöhe bereits völlig abgeschert, gegen E endet er schon unter dem Talboden der Ursprungalm. Am Ostrand des Mesozoikums tritt erst N des Preunegg-Sattel wieder geringmächtiger Lantschfeldquarzit zwischen dem karbonatischen Mesozoikum und den Quarzphylliten des Alpinen Verrucano auf.

Am Nordhang der Steirischen Kalkspitze schaltet sich zwischen den Lantschfeldquarzit und die mächtigen hellen Dolomite ein Zug von anisichem Bänderkalkmarmor, der gegen W bald völlig ausdünnt. Gegen E findet er, unterbrochen durch die Schutt- und Moränenbedeckung der Ursprungalm, seine Fortsetzung in den Bänderkalken, die die Osthänge der Kalkspitzen aufbauen. Es handelt sich meist um blaugraue, selten auch hellgrau bis rosa gefärbte gebänderte Kalkmarmore, die öfters eine straffe NW-SE-Lineation aufweisen. Es bestehen fließende Übergänge zu Dolomitschlierenkalken, die hier kartierungsmäßig nicht eindeutig abgrenzbar sind, aber jedenfalls überwiegend im stratigraphisch tieferen Teil der Anisschichtfolge auftreten. In höheren Niveaus, besonders SE der Ursprungalm, findet sich ein dünnbankiger schwarzer Kalk, z. T. auch dolomitisch, der stellenweise Crinoiden führt. Daneben treten auch geringmächtige bunte Kalkbrekzien auf.

Die gegen E etwa hangparallel einfallenden Bänderkalke bauen die Osthänge und die Gipfelpyramide der Steir. Kalkspitze auf. Der Gipfel selbst besteht aus Lantschfeldquarzit. Von hier, über Preunegg-Sattel und Ursprungalm, verbinden sich Bänderkalke und Quarzite zu einer gegen N bis E abtauchenden Kuppel des inners lagernden Mesozoikums.

Das Gebiet S des Znachsattels und „Im Kalk“ ist überwiegend aus anisichem Bänderkalk aufgebaut, daneben tritt hier auch ein grobkristalliner, graubrauner, stellenweise sehr crinoidenreicher Dolomit auf, der in den höheren Anteil der Anisfolge zu stellen ist. Der Internbau dieses Bänderkalkareals ist charakterisiert durch weitspannige Falten mit NW-SE-Achsen, mit denen auch die steile Bänderkalkmulde E der Lungauer Kalkspitze in Zusammenhang steht.

Umrahmt wird dieser Bereich im E, S und W von Lantschfeldquarzit und Alpinem Verrucano. Am Südrand der Kalke ist das Permoskyth nur wenige m mächtig, am Grat SE der Lungauer Kalkspitze grenzen Paragneise direkt an die Bänderkalke. am Gipfel selbst ist auch der Bänderkalk stark ausgedünnt, sodaß nur wenige m von Lantschfeldquarzit und Bänderkalk zwischen dem hangenden Altkristallin und dem Wettersteindolomit liegen.

Der unter den Bänderkalken (aufgrund der verkehrten Schichtfolge) folgende, meist massige, stellenweise auch dickbankige helle Dolomit ist wohl insgesamt als Wettersteindolomit zu bezeichnen. Der z. T. auch stark rauhwackige Dolomit baut die Hauptmasse der Lungauer Kalkspitze und die Nordwände und Westflanke der Steirischen Kalkspitze auf.

Darunter folgt eine Serie von zumeist mittel- bis dunkelgrauen, hell anwitternden, sehr gut gebankten Dolomiten, die vielfach laminiert sind. Interne Brekzien, die wahrscheinlich durch Resedimentation entstanden sind, treten häufig auf, daneben finden sich öfters Lagen von schwarzen Ton- bis Mergelschiefern sowie auch rosa gebänderte Dolomite und Kalke. Diese Serie ist wohl als stratigraphisch höhere Ablagerung des Ladin aufzufassen (von H. SCHNEIDER als „Partnachschiechten“ ausgedieschieden, ROSSNER [1979] bezeichnet sehr ähnliche Typen, z. B. N der Gnadenalm, als „Wettersteinbankdolomit, Lagunenfazies des Ladin“).

Diese gebankten Ladindolomite bilden die Basis der Kalkspitzen und die markante Wandflucht im Oberhüttenbachtal, wo sie gegen N abtauchen. Am Kamm N der Kranzhöhe sind zwischen diesen Dolomiten und dem Alpinen Verrucano des Hangendschenkels der

Kalkspitzenmulde sämtliche anderen mesozoischen Schichtglieder ausgequetscht. Ebenso sind hier auch im Liegendschenkel zwischen diesen Dolomiten und dem Altkristallin alle anderen Schichtglieder bis auf wenige geringfügige Reste von anisischen Rauhwacken, Tonschiefern und Bänderkalken im Oberhüttenbachtal völlig reduziert.

Am Westgrat der Steirischen Kalkspitze liegen über dem massigen Wettersteindolomit anisische Bänderkalk- und Lantschfeldquarzit, die in ihrer Position den Gesteinen am Kalkspitzengipfel entsprechen und somit Erosionsreste des Hangendschenkels der Synklinale darstellen. Problematisch ist allerdings die Situation am Mereck. Dort sind Quarzit und Bänderkalk in einer NW–SE streichenden Falte eingefaltet. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß diese Gesteine über ein wenige m mächtiges Band von Bänderkalklagen mit Dolomitbrekzien und grobkristallinen Kalkmarmoren im Ahkar, die von H. SCHEINER ebenfalls zum Anis gerechnet werden, in Verbindung stehen, und somit eine Schuppengrenze anzeigen. Diese stratigraphische Zuordnung dieser isolierten, im übrigen Gebiet nicht auftretenden Gesteine scheint jedoch nicht völlig eindeutig zu sein (Versuche einer fossilmäßigen Einstufung waren bisher ergebnislos), auch treten im Ahkar bedeutende Brüche auf, die die tektonische Situation weiter unübersichtlich machen.

Das Liegende des Mesozoikums tritt S des Oberhüttenbachtals in Form von Orthogneisen (Plagioklas-Gneisen), Paragneisen und Amphiboliten des Schladminger Kristallins zutage. Das Streichen der Gneise schwenkt gegen S von E–W auf N–S, das Einfallen ist meist recht steil. Bei dem von H. SCHEINER im Weißpriachtal (N von P 1693) angegebenen Lantschfeldquarzit handelt es sich um einen Orthogneis (Plagioklas-Gneis).

Ein weiteres größeres zusammenhängendes Vorkommen von Mesozoikum der Kalkspitzen bildet die Mulde zwischen Gamskarlspitze und Roßkogel. Sie wird überwiegend aus massigem Wettersteindolomit und gebankten Dolomiten des Ladin aufgebaut, wobei Übergänge zwischen beiden Typen auftreten. Analog zur Situation im Oberhüttenbachtal ist auch hier der Liegendschenkel der Synklinale zwischen diesen Dolomiten und dem unterlagernden Kristallin bis auf geringe Reste reduziert. Die Dolomitmulde wird umrahmt von geringmächtigen, aber weithin verfolgbareren Zügen von anisischem Bänderkalk, Lantschfeldquarzit und Alpinem Verrucano. Stellenweise treten an der Basis des Anis auch Tonschiefer und mächtige Rauhwacken (überwiegend tektonisch?) auf, die im übrigen Gebiet nicht beobachtet wurden.

Ein innerhalb der Dolomite auftretender Zug von anisischen Bänderkalken und Tonschiefern dürfte, nach ersten Geländebefunden, von oben her eingefaltet sein. Dies könnte bedeuten, daß man sich hier schon nahe dem primären westlichen Ende der bereits sehr geringmächtigen Kalkspitzenmulde befindet.

### **Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming**

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1985 wurden die südliche Flanke und die Seitentäler des Ennstales ab dem Talbach nach Osten, und das Westende der Hochfläche Ramsau bei Pichl und Grießbach bearbeitet.

Die Eishöhe des würmzeitlichen Eisstromnetzes konnte nicht direkt festgestellt werden, da in dem Gebiet der Ennstaler Phyllite nur selten glaziale Erosionsspuren erhalten sind. Die Grundmoräne am Westabfall der Planai mit vielen Ferngeschieben, einem hohen Gehalt an Feinmaterial und hoher Konsolidierung zeigt aber eine Eishöhe an, die bis auf die Höhe der Planai oder etwas höher gereicht hat.

Aus dieser Zeit stammen auch die ausgedehnten Moränenbedeckungen in Rohrmoos, Prenner und Gumpenberg. Aus dieser Zeit des Eiszerfalles stammen einige mächtige Talverbaue am Ausgang der Seitengraben, die noch inaktive Eismassen im Haupttal anzeigen, als die Stirn des Lokalgletschers schon weiter im Talhintergrund lag. Hierher gehören hauptsächlich die Körper südlich Kurz im Bodenseetal und im Oberhausgraben bei Kote 1243 m mit einer Oberfläche in ca. 1200 m, sowie die bei Kote 821 m am Talausgang.

Spuren der spätglazialen Entwicklung der Lokalgletscher in den Seitengraben sind deutlich entwickelt. So findet sich im Seewigtal bei der Hinterhabner Alm in ca. 1100 m eine grobblockige mehrgliedrige Endmoräne, die sich in einer deutlichen Staukante bis zum Bodensee fortsetzt. Eine weitere Endmoräne findet sich bei der Baumschlag Alm in 1200 m im Gumpental und bei der Gföhlalm im Oberhausgraben. Hier läßt sich die ehemalige Gletscherzunge durch die Seitenmoräne rekonstruieren, die mit kurzen Unterbrechungen bis zur Dürrenbachalm zu verfolgen ist. Alle diese Moränen gehören nach ihrer Höhenlage einem Gletscherstand an, der nach ihrer Ausbildung wahrscheinlich ein kräftiger Wiedervorstoß (Gschnitz?) war.

Älter hingegen sind die mächtigen Moränenwälle unterhalb der Kaiblinghütte, die einen Zusammenstrom der Eismassen aus dem Kaiblingloch und dem Hasenkar in rund 1450 m anzeigen. Die Gletscherzunge muß dann weit über die Gföhlalm nach Norden gereicht haben.

Nach dem deutlichen Gletscherstand ist die weitere Entwicklung der Gletscher nur noch auf die Kare um den Höchstein beschränkt. So sind Endmoränen im Hasenkar, am Seeriesensee oder im Kaiblingloch erhalten, die von kleinen Lokalgletschern, wahrscheinlich im ausgehenden Spätglazial, gebildet wurden.

Während und nach dem Eisrückzug wurden in den Ennstaler Phylliten ausgedehnte Hangbereiche instabil. So ist die gesamte Nordflanke der Planai eine ausgedehnte Sackung, die zu einem steilen Hangfuß führte. Hier sind die Phyllite stark aufgelockert, was die Bildung tiefer Erosionsrinnen (besonders im östlichen Teil) begünstigt, die Sekundärbewegungen auslösten (Oberhausgraben). Die aktive Bewegung ist auch durch offene Spalten im oberen Bereich des Hanges zu erkennen. Am Nordhang des Hauser Kaiblings stellen die Rückfallkuppen um die Schwarzenlacke und den Salleitnerteich die oberen Bewegungsbereiche dar, an die sich zum Teil ein ebenso stark aufgelockerter Hangfuß wie weiter westlich anschließt. Aber auch zu den Seitentälern hin entwickelten sich große Massenbewegungen, von denen die deutlichsten die Bergzerreibungen im Gipfelbereich des Hauser Kaiblings, am Schwarzkogel und bei der Seewald Alm sind. Letztere stellt auch die Ursache für den Aufstau des Bodensees dar. Durch die Auswirkungen einer ausgedehnten Massenbewegung im Bereich der Krahberger Alm ist auch die versumpfte Talstrecke des Untertalbaches bei Tetter entstanden.