

Die Bänderkalke sind zunächst in ihrem stratigraphisch höheren Anteil als vielfach plattige, dunkelgraue Kalke ausgebildet, die öfters hell anwittern, z. T. auch leicht dolomitisch sein können. Stellenweise führen sie Crinoiden. Weiter gegen S folgen blaugraue Bänderkalke, vielfach mit dolomitischen Schlieren, die intensiv verfault sein können. Es treten darin auch einzelne größere Körper von dunkelgrauem Dolomit auf, immer wieder auch unregelmäßige Dolomitknollen bis zu mehreren m³ Größe. In den darauf folgenden blaugrauen bis hellen Bänderkalken findet sich immer wieder eine NW-SE verlaufende straffe Striemung auf den s-Flächen (gut erkennbar z.B. am alten Weg in etwa 1810 m Höhe, westlich des Tälchens). Aus Analogieschlüssen mit Untersuchungen im Seekarspitzgebiet wird vermutet, daß dieses Linear die Richtung der alpidischen Hauptbewegung angeben könnte.

② Preuneggsattel (1952)

Die Bänderkalke reichen, überrollt von Lantschfeldquarzitschutt, etwas östlich des Sattels den Hang hinauf. Die Verbreitung der Karbonatgesteine unter der Bedeckung ist hier und westlich des Oberen Giglachsees durch + augenfällige Karstgruben angedeutet.

(D. van HUSEN:) In südwestlicher Richtung ist am Hangfuß zwischen Oberen Giglachsee und Znachspitze ein Anhäufung groben Schuttes erkennbar, die einen inaktiven **Blockgletscher** darstellt. Diese Form periglazialen Massenabtrages entsteht vornehmlich in grobkörnigem Schutt durch die Füllung der Hohlräume im Schutt durch Seggregationseis, wodurch der Schutt zu kriechen beginnt. Erst wenn sich die Klimaverhältnisse bessern, so daß das Eis wieder schmilzt, kommt die Masse zum Stillstand. Dabei sinkt dann der zentrale Teil durch den Verlust des Eises mehr ein als der Rand (der auch schon in der aktiven Phase eisfrei war), wodurch die schleppenartige Verdickung des Randes entsteht. Als Alter des aktiven Blockgletschers kann wahrscheinlich die jüngere Dryas von 11.000-10.200 BP angenommen werden.

Das letzte Stück des Weges zum Znachtsattel führt wieder an der Grenze zwischen Bänderkalk und Lantschfeldquarzit entlang. Dieser zeigt neben dem Weg südvergente Knickfältelung.

③ Znachtsattel, etwa 200 m südwestlich (P. SLAPANSKY)

Die Schichtfolge des Mesozoikums setzt sich hier aus Lantschfeldquarzit, wenigen m Rauhwacke, Bänderkalken und Dolomitschlierenkalken, wenigen m grobspätigem Dolomit und massigem bis dickbankigem hellen Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.) zusammen.

Die tektonische Situation ist recht komplex. Die hellen Dolomite bilden den Kern der isoklinalen Liegendfalte des Kalkspitzenmesozoikums. Dieser wird durch spätere Falten mit NW-SE-Achsen überprägt.

Vom Znachtsattel gegen SW befindet man sich zunächst in den gegen E einfallenden Bänderkalken des verkehrten Hangendschenkels (Abb. 16/2). Dann folgen die Dolomite des Muldenkerns, zunächst ein geringmächtiger grobspätiger graubrauner Dolomit. Aufgrund des schleifenden Schnitts mit dem Gelände tritt er aber hier in einer mehrere Zehnermeter breiten Zone in Blöcken sehr häufig auf. Gegen NW wird er von massigem hellen Dolomit abgelöst. Darunter folgt ein Bänderkalkaufbruch, dem das markante Tälchen SE Kt. 2238 folgt. Diese Bänderkalke gehören bereits dem aufrechten Liegendschenkel des Mesozoikums an. Sie bilden hier eine oft sehr steile Auffaltung. Eine Schieferung im Faltenscheitel fällt gegen SW, weist somit auf NE-Vergenz dieser Sekundärfaltung hin. Gegen E folgt wieder grobspätiger, dann massiger heller Dolomit, schließlich die Bänderkalke des Hangendschenkels, die in den Gipfelaufbau der Lungauer Kalkspitze überleiten. In den hellen Dolomiten steckt ein weiterer dünner Bänderkalkzug, der bei etwa 2150 m den Wanderweg zur Ahkarscharte quert. Dieser scheint daraufhinzuweisen, daß der Muldenkern mehrfach isoklinal verfault ist. Die tektonische Situation wird weiter dadurch kompliziert, daß der Muldenkern hier eine Art Beutelmuldenstruktur zeigt und der Dolomit des Kerns bereichsweise unter die Bänderkalke des Liegendschenkels einfällt (etwa im Vordergrund von Abb. 16/2).

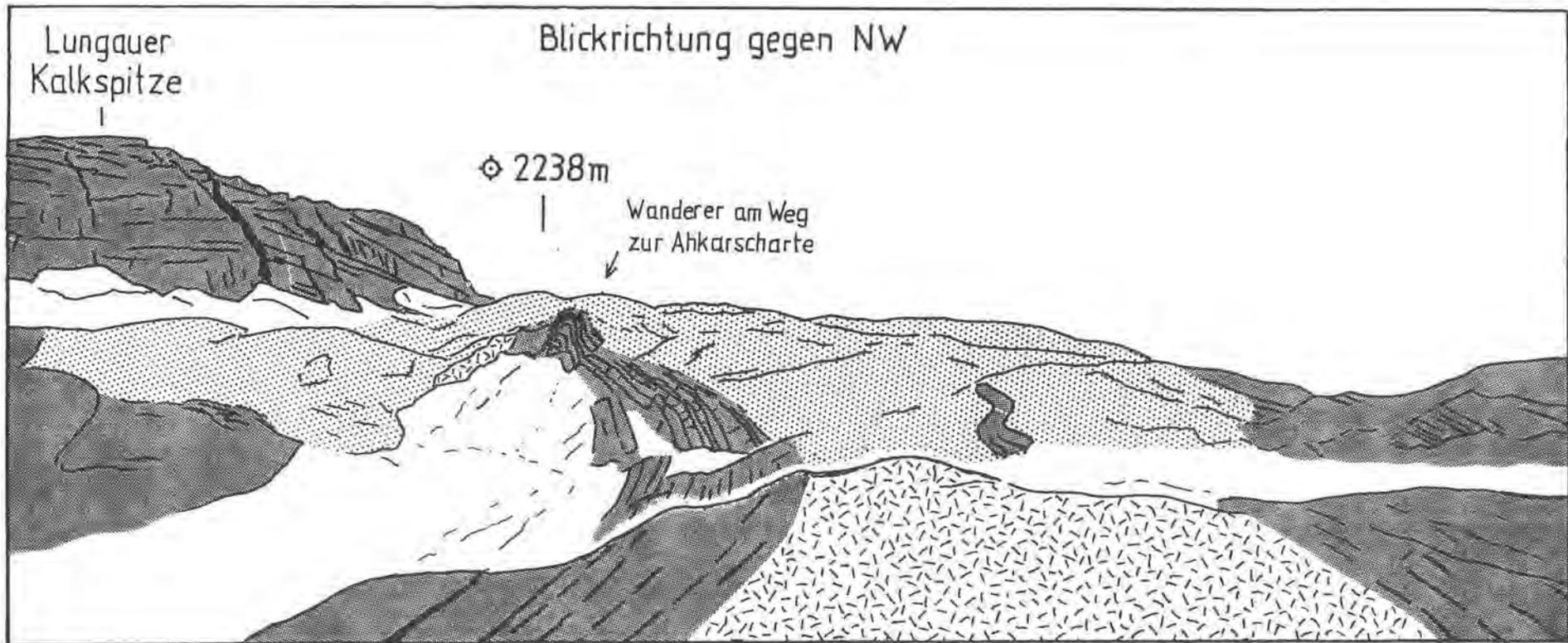


Abb. 16/2: Ansichtsskizze der Ostflanke der Lungauer Kalkspitze von einem Standpunkt etwa 200 m SE des Znachsattels. Dunkler, feiner Punktraster: Bänderkalke; Strichelsignatur: grobspätiger, bräunlicher Dolomit; lichter, grober Punktraster: massiger bis undeutlich gebankter heller Dolomit (Wettersteindolomit i.w.S.)

(E. HEJL:) Vom Znachsattel gegen E quert man zunächst **Lantschfeldquarzit**. Diese weißen bis blaßgrünen, dünn-schichtig bis plattig brechenden Quarzite fallen vor allem durch ihre Feinkörnigkeit auf. Auf s-parallelen Spaltflächen ist oft ein dünner, seidig glänzender Serizitbelag zu erkennen. Unter dem Mikroskop kann man aber auch feinschuppigen, ziemlich gleichmäßig verteilten Serizit zwischen den Quarzkörnern sehen.

Nach Untersuchungen von H. P. FORMANEK (1964, S. 32 f.) kann für den Lantschfeldquarzit folgender Modalbestand angegeben werden: Quarz 65-75%, Serizit bis ca. 20%, Kalifeldspat 5-15%, Albit (o-4% An) 3-5%, Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Epidot, Titanit und Opakes kommen akzessorisch vor. Spurenweise treten auch gebleichter Biotit und Chlorit auf. Die Korngröße aller Gemengteile ist sehr einheitlich; sie liegt meistens zwischen 0,02 und 0,2 mm.

Der Lantschfeldquarzit, der als ein nahezu unverwechselbares Schichtglied des zentral-alpinen Mesozoikums gilt, wird üblicherweise in die skythische Stufe gestellt. Östlich des Znachsattels beträgt seine Mächtigkeit rund 120 m.

Gemäß der inversen Lagerung der hier mittelsteil E-fallenden Schichtfolge folgen gegen E über dem Lantschfeldquarzit die Gesteine der **jungpaläozoischen Quarzphyllitserie** mit Serizitphylliten, quarzreichen Serizitphylliten und deutlich geschieferten Serizitquarziten. Untergeordnet treten dünne braune Karbonatlagen auf. Die sonst vorwiegend hellen Gesteinsfarben (Weiß, Blaßgrün, Blaßgelb, Hellgrau) unterscheiden die Quarzphyllitserie von den meist viel chloritreicheren und folglich dunkleren Diaphthoriten des Altkristallins. Serizitreiche Blastomylonite, die durch starke tektonische Beanspruchung heller Orthogneise des Altkristallins entstanden sind, können den Gesteinen der Quarzphyllitserie aber sehr ähnlich sehen. Eine sichere genetische Zuordnung einzelner Handstücke von Serizitschiefer ist daher selten möglich. Die Einordnung serizitreicher Schiefer in die postvariszische Quarzphyllitserie muß daher vor allem nach dem Serienverband erfolgen.

④ Znachspitze-N-Hang, in etwa 2000 m Sh S Kote 1921 (E. HEJL)

Eine Felsrippe aus **geröllführendem Serizitquarzit** zeigt lagenweise angereicherte, stark deformierte Quarzgerölle mit Durchmesser bis über 5 cm (vereinzelt bis zu 8 cm). Geröllführende Lagen wechsellagern mit vergleichsweise feinkörnigen Serizitquarziten im dm- bis m-Bereich. Anscheinend sind die Geröllquarzite aus einem eher schlecht sortierten Sediment entstanden; der Matrixanteil überwiegt deutlich gegenüber den Geröllen. Die Gesamtmächtigkeit des geröllführenden Bereiches beträgt hier ungefähr 10 m.

Da derartige Geröllquarzite ziemlich beständig an der Grenze zwischen dem Schladminger Altkristallin und der Quarzphyllitserie auftreten, wurden sie von einigen Kartierungsgeologen als Basiskonglomerate der postvariszischen Transgression interpretiert (A. SCHEDL, 1981, S. 1 u. 132 ff.; E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983, S. 27 f.; E. HEJL, 1986, S. 428). Zuvor hatte bereits A. MATURA (1976, S. A135) darauf hingewiesen, "daß die so kompliziert gestaltete Grenzzone der Radstädter Quarzphyllite zum Schladminger Kristallin in der Regel durch + geröllführende Serizitquarzitschiefer bis (z. T. bunte) Quarzgeröllschiefer markiert wird". Im Rahmen seiner kurz vor dem Abschluß stehenden Dissertation konnte P. SLAPANSKY die Existenz eines rund um das Altkristallin des Seekarspitzes (nördlich von Obertauern, Blatt 126 Radstadt) verfolgbaren, bis zu 150 m mächtigen, geröllführenden Horizontes nachweisen. Das Kristallin des Seekarspitzes ist ein westlicher Ausläufer des Schladminger Kristallins. Der geröllführende Horizont, der dieses Kristallin mehr oder weniger flach unterlagert, leitet die Schichtfolge einer verkehrt liegenden Permotrias ein.

Die Vorstellung eines primären (d.h. transgressiven) Kontaktes zwischen dem Schladminger Kristallin und dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum geht auf L. KOBER (1923, S. 114 f.; 1938, S. 30 f., S. 198, Taf. 1), der das Schladminger Kristallin konsequenterweise zum Unterostalpin zählte, zurück, A. TOLLMANN, der sich (1958, S. 344