

tonik gekennzeichnet werden. Als tektonische Einheiten können Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke abgegrenzt werden. Die übergeordnete, tektonische Struktur stellt möglicherweise einen erodierten Duplex dar, in dem die Basisüberschiebung (floor thrust) die Grenze zwischen Lechtaldecke im Hangenden und Allgäudecke im Liegenden bildet (Aufschlüsse: Schwabwammentobel, östlich Tristelleralpe: Rhätoliaskalk auf Allgäuschichten; Top Höllenspitze: Hauptdolomit auf Allgäuschichten). Die Dachüberschiebung (roof thrust) trennt Hauptdolomit der Inntaldecke im Hangenden und Kreideschiefer der Lechtaldecke im Liegenden (Rüfispitze, Gumplespitze, Krabachspitze). Überschiebungen und Schuppenbildung (horsetail structures) innerhalb der Lechtaldecke reflektieren die Zerschierung der Lechtaldecke während der

Kollision mit der nach Süden abtauchenden Allgäudeckenrampe (Aufschlüsse: Wöstersattel: Hauptdolomit, bzw. Raibler auf Lechtaler Kreideschiefer). Die tektonische Situation am Wösterhorn und die abtauchende Allgäudecke in Richtung Süden vermitteln den Eindruck einer schrägen Rampenüberschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke. Unterstützt wird diese Aussage durch den anschließenden Übergang in einen einfachen Sattel- und Muldenbau (Lechtaler Sattelstruktur).

Die Grenzziehung zwischen Allgäudecke und Lechtaldecke ist im bearbeiteten Kartiergebiet heftig umstritten. Die hier dargestellte Möglichkeit zur tektonischen Gliederung stellt die momentane Arbeitshypothese dar und soll im nächsten Jahr verifiziert oder verändert werden.

148 Brenner

Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Raum Miskopf auf Blatt 148 Brenner

BERND KOLENPRAT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der im Geländesommer 1998 aufgenommene Bereich am Kartenblatt Brenner 148 umfasst das Tarntaler Mesozoikum im Bereich des Miskopfs (2623 m) sowie jene Anteile der südlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone, die diesen Bereich einschließen.

Ziel dieser Aufnahme war es, die komplexe polyphase tektonomorphe Entwicklung sowie die Geometrie dieses kristischen Bereiches durch eine Detailkartierung und eine detaillierte Strukturbearbeitung zu klären.

Das Tarntaler Mesozoikum im Bereich des Miskopfs stellt eine der westlichen Fortsetzungen der Mesozoika der Tarntaler Berge dar. Im Gegensatz zu den Tarntaler Bergen zeigt sich eine nur unvollständig erhalten gebliebene Schichtfolge, welche aufgrund der starken spröde-tektonischen Beeinflussung noch weiter verkompliziert wird. Dennoch kann eine Differenzierung, vergleichbar mit dem eigentlichen Tarntaler Mesozoikum, in zwei Decken durchgeführt werden: Hippold Decke: Dolomite, Kalke, Rauwacken und Permoskythsedimente; Reckner Decke: Serpentin, Ophikalzite, Sandsteine, Kieselkalke, Radiolarite, Kalkphyllite, Tonschiefer und Dolomitbrekzien.

Die Deformationsentwicklung bzw. die Geometrie dieses Bereiches kann nur im Zusammenhang mit der Strukturentwicklung der südlichen Innsbrucker Quarzphyllitzone (IQP-Zone) und der Penninischen Nordrahmenzone des Tauernfensters verstanden werden. Typisch für diesen südlichen Anteil der IQP-Zone und der Penninischen Nordrahmenzone sind Imbrikationsstrukturen, welche sich während der Subduktion der Penninischen Einheiten ausbilden. Einerseits zeigt sich eine interne Imbrikation des Unterostalpins und andererseits führt dies zur Imbrikation von Unterostalpin mit der Penninischen Nordrahmenzone.

Diese Imbrikationsstrukturen werden nachfolgend während der beginnenden Exhumation des Tauernfensters durch eine transpressive Phase überprägt. Im Fall der IQP-Zone führt dies zur Überprägung der eoalpinen

mylonitischen Foliation durch eine SW-NE- und W-E-orientierte Faltung mit einer Achsenebenenschieferung bzw. auch zur vollständigen Crenulation dieser älteren Foliation und der Ausbildung einer penetrativen tertiären Foliation. Im Gegensatz zu der mittelsteil nach NW einfallenden eoalpinen mylonitischen Foliation (mit WSW-orientierter Streckungslineation, Schersinn top to WSW) zeigt die tertiäre Foliation ein steil nach N gerichtetes Einfallen (Streckungslineation W-E-streichend).

Im Tarntaler Mesozoikum des Miskopfs führt dieses Event zur Ausbildung einer großen W-E-streichenden asymmetrischen Synform, deren Achsenebene mittelsteil gegen N einfällt. Im Vergleich mit der IQP-Zone wird im Tarntaler Mesozoikum die präexistierende Foliation (Streckungslineation SE-NW-streichend) nicht vollständig überprägt, sondern es führt nur zur Ausbildung einer meist schwachen Achsenebenenschieferung. Diese fällt im Südschenkel (Bereiche südlich des Miskopfs) mittelsteil nach N, im Nordschenkel (Rauher Kamm – Kreuzjochl) steil nach N ein. Bemerkenswert ist, dass der IQP, welcher direkt nördlich und südlich an das Tarntaler Mesozoikum anschließt, eine penetrative tertiäre Foliation aufweist, wohingegen der IQP im Liegenden des Mesozoikums nur eine geringere Überprägung mit enger W-E-orientierter Faltung zeigt. Entsprechend der Strukturprägung in den anderen tektonischen Einheiten, zeigt die Nordrahmenzone des Tauernfensters eine transpressive tertiäre Foliation (parallel zur der tertiären Foliation der IQP-Zone), welche ebenso eine präexistente Schieferung überprägt. Die progressive Exhumation des Tauernfensters führt in der Nordrahmenzone zu der Ausbildung eines Scherbandgefüges bzw. einer neuen mylonitischen Foliation. Dieses Gefüge ist generell steiler als die transpressive Foliation orientiert und zeigt im Westen des Tauernfensters ein flacheres Westeinfallen (Schersinn top to W) und an der Nordgrenze ein steiles Einfallen nach N (Schersinn top to N).

Gegenüber diesen duktilen Strukturen im Tauernfenster führt diese Deformationsphase im Unterostalpin zur Ausbildung von spröden Abschiebungs- und Blattverschiebungsstrukturen. Dies sind einerseits die im Zusammenhang mit der Brenner Abschiebung stehenden, W-gerichteten Abschiebungsflächen und andererseits die im Norden des Tauernfensters auftretenden, N-gerichteten Abschiebungsflächen. Blattverschiebungen

spiegeln sich an Schrägabschiebungen an den N-einfallenden Abschiebungsflächen und an großen senkrechtstehenden W-E-streichenden Störungen wider. Die die Geometrie des Tarntaler Mesozoikums des Miskopfs bestimmenden sprödetektonischen Elemente sind vor allem die nach S einfallenden antithetisch zur Tauernabschiebung gebildeten listrischen Abschiebungen bzw. senkrechte W-E-streichende Seitenverschiebungen, die dieses ältere System überprägen.

Die Geometrie des Tarntaler Mesozoikums des Miskopfs kann somit als asymmetrische W-E-streichende Synform charakterisiert werden, welche während eines transpressiven tertiären Events gebildet wurde und welche durch antithetische S-gerichtete listrische Abschiebungsflächen bzw. darauf folgende W-E-Seitenverschiebungen segmentiert wurde. Das Tarntaler Mesozoikum des Miskopfs lässt sich somit in mindestens vier große Segmente unterteilen (Hirschenstein, Miskopf und anschließende südliche Bereiche, Winterstallgrat, Rauher Kamm – Kreuzjöchl). Eine Abschätzung der Abschiebungskomponente zeigt sich im Vergleich mit dem Hirschenstein (Pkt. 2281, südlich des Miskopfs), indem hier eine Vertikalkomponente von mindestens 200 Höhenmetern bestimmt werden kann.

Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1998 wurden die Untersuchungen im oberen Teil des Navistals, im Waldrastertal, im Voldertal und im Obernbergtal durchgeführt.

Navistal

Die Kartierung im Navistal war die Fortsetzung der dort im Jahre 1997 begonnenen Arbeiten und umfasste den um Navis gelegenen Teil des Tals. Die unteren Teile der Talabhänge sind mit ausgedehnten und mächtigen Eisrand-sedimenten (Kamesterrassenablagerungen) bedeckt. Die Terrassenkante ist nordöstlich von Navis besonders deutlich zu sehen – auf der Höhe von 60–80 m über der Talboden. Die Kamesterrasse besteht aus Schutt und größeren Felsblöcken. Dieser Schutt ist in Aufschlüssen am linken Talabhang unterhalb von Navis sichtbar. Die Kamesterrasse entstand in der Zeit des intensiven Schmelzens des Gletschers, der den tiefer gelegenen Teil des Tals ausfüllte, wahrscheinlich während des Steinach-oder Gschnitzstadiums.

Spätglaziale Endmoränen sind in den Seitentälern des Navistales zu finden. Ein ausgeschwemmter Wall einer Endmoräne befindet sich im Grünbachtal, in der Nähe der Schneideralm, auf der Höhe von etwa 1720–1740 m. Darunter ist dieses Tal mit fluvioglazialen Ablagerungen bedeckt. Der viel längere Grünbergalmgletscher hinterließ eine Moräne, die bis auf eine Höhe von etwa 1500 m (unterhalb des Gasthofs „Peeralm“), zu verfolgen ist. Dort fehlt jedoch der Endmoränenwall. Die Moränen der Gletscher, die von den nördlichen Abhängen der Schafseitspitze (2602 m) in Richtung Navistal herabfließen, erstrecken sich hangabwärts bis zu einer Höhe von etwa 1700–1800 m.

Die jüngsten spätglazialen Stadien, durch kurze Kar-gletscher gekennzeichnet, hinterließen gut erhaltene

Endmoränenwälle: auf den Mislböden (ca. 2260–2340 m), auf der Grünbergalm (2160–2260 m) und an den nördlichen Abhängen der Schafseitspitze (Schafalm-Hochleger: 2100–2180 m, Stippleralm: 2080–2300 m, Blasigleralm-Hochleger: 2050–2200 m). Die Verteilung dieser Moränen weist auf zwei bis drei Rückzugsphasen der Gletscher hin. Die ausgedehnten Blockfelder unter dem Naviser Jöchl und der Grafmarteralm, in einer Höhe zwischen 1900 und 2150 m, stammen vermutlich auch aus dieser Periode.

In der postglazialen Periode, nach dem Schwinden des Dauerfrostes kam es auch zur Entstehung der ausgedehnten Blockwerkfelder und der Bergstürze auf der Grünbergalm, in der Nähe der Tischleralm, unter der Naviserhütte und unter dem Gallenschrofen.

Waldrastertal

Der untere Teil des Waldrastertals, unterhalb der Ochsenalm, ist mit Moräne bedeckt, die wahrscheinlich dem Steinach-Stadium zuzuordnen ist. Die Endmoräne dieses Gletschers hat sich beim Ausgang des Tals, in der Nähe von Mötzens, erhalten. Sie bildet dort zwei parallele Wälle. Direkt unterhalb der Endmoräne schließen Eisstauseetone an. Sie entstanden wahrscheinlich vor dem Steinach-Stadium in einem durch den Wippalgtletscher aufgestauten See.

Von der Ochsenalm aufwärts sind die Abhänge und der Talboden des Waldrastertals mit ausgedehnten und mächtigen Murablagerungen bedeckt. Sie bestehen aus scharfkantigem Schutt, der in der Schottergrube, dicht vor der Ochsenalm, am besten aufgeschlossen ist. Die Muren gingen hauptsächlich von den steilen und ausgedehnten Abhängen der Serlesmassivs (2717 m) ab. Später wurden sie durch die Bäche im Tal teilweise erodiert. Im unteren Teil der Ochsenalm sind diese älteren Sedimente in Form einiger Hügel erhalten. Diese Murenablagerungen sind gute Wasserspeicher und es entspringen aus ihnen große Quellen (Siebenbrunnen).

Moränen sind im Langen Tal, wo sich Seitenmoränen zwischen der Höhe von etwa 1550 und 1720 m erstrecken, und im Waldrastertal (Matreier Grube) erhalten. Wälle von Endmoränen sind dort in einer Höhe zwischen ca. 1950 und 2200 m sichtbar.

Voldertal

Das Voldertal ist asymmetrisch: der linke Abhang (orographisch) ist steil und felsig, mit wenigen Quartärablagerungen. Der rechte Abhang ist sanfter und die Quartärablagerungen sind ausgedehnt und mächtig.

An beiden Abhängen des unteren Teiles des Tales, in der Nähe der Stiftsalm, hat sich auf der Höhe von etwa 20–70 m über dem Talboden eine Kamesterrasse erhalten. Diese Terrasse besteht aus Sand und Schutt, horizontal- und schräg geschichtet und in der Terrassenkante auf der linken Teilseite sichtbar. Die Terrasse entstand infolge der glazilimnischen Sedimentation im Bereich zwischen der Front des Voldertalgtletschers und dem Inntalgtletscher. Im Talboden, unterhalb der Kamesterrassenablagerungen, kommt Moräne vor. Unklar ist die Stellung und das Alter eines Seitenmoränenwalles, der die Terrasse westlich umrahmt.

Die ausgedehnte Verflachung des rechten Talabhangs in der Nähe der Galtalm (auf der Höhe von etwa 1800–2100 m) ist wahrscheinlich mit Eisrand-sedimenten (Kamesterrassenablagerungen) bedeckt. Sie entstanden in der Zeit, als das Tal mit dem Gletscher bis zur Höhe von mindestens 2100 m ausgefüllt war.