

ZUR GEOLOGIE DES MIEMINGER GEBIRGES

von M. Becke*)

mit 9 Abbildungen und 3 Beilagen

Zusammenfassung

Das Hauptgewicht lag auf der Untersuchung des tektonischen Aufbaus des zentralen und westlichen Mieminger Gebirges (Nördliche Kalkalpen, westlich von Innsbruck, Tirol, Österreich) und der zeitlichen Abfolge der tektonischen Ereignisse.

Das Mieminger Gebirge wird zum größten Teil der Inntaldecke (Tirolikum) zugeordnet. Nördlich davon ist die liegende Lechtaldecke (Hochbajuvarikum). Während der Deckenüberschiebung kam es zur Bildung von mehreren Grenzblättern und zur Zerlegung in einzelne Schollen, die verschieden gefaltet und verschuppt wurden, und anschließend einer Deckenfaltung (Mieminger Gewölbe) unterworfen wurden. Verallgemeinernd kann gesagt werden, daß die älteren tektonischen Akte zu den deckeninternen Strukturen (vorgosauisch) gehören, während die jüngeren tektonischen Ereignisse diejenigen sind, die den gesamten Deckenstapel betreffen (nachgosauisch, Deckenfaltung) und auch im Untergrund noch sichtbar sind.

Summary

The investigations were primarily concentrated on the tectonics of the Mieming Mts. (Northern Calcareous Alps, west of Innsbruck, Tirol, Austria), and on the temporal sequence of tectonic events. The major part of the Mieming Mts. belongs to the Inntal nappe (Tirolikum). The subjacent Lechtal nappe (Hochbajuvarikum) outcrops in the northern part of this area.

The older tectonic events are mainly nappe-internal structures as folds of different size, tear faults and upthrow faults. They are thought to be pregosauic. Younger tectonic events mainly concern the whole pile of nappes as nappe folding.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Max Becke, Institut für Geophysik, Montanuniversität, A-8700 Leoben, Austria

1. EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil der Dissertation mit dem Thema "Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge". An dieser Stelle wird vorwiegend der tektonische Bau der Mieminger und der zeitliche Ablauf der tektonischen Ereignisse dem Leser vorgestellt. Das Kapitel Paläomagnetik wird nach Einarbeitung neuer Ergebnisse demnächst an anderer Stelle veröffentlicht.

Das Mieminger Gebirge liegt westlich von Innsbruck zwischen der Seefelder Senke im Osten und dem Fernpaß im Westen. Im Süden wird das Arbeitsgebiet vom Mieminger Plateau mit seinen mächtigen glazialen und interglazialen Ablagerungen, im Norden vom Ehrwalder Becken und dem Gaisal begrenzt (Abb. 1).

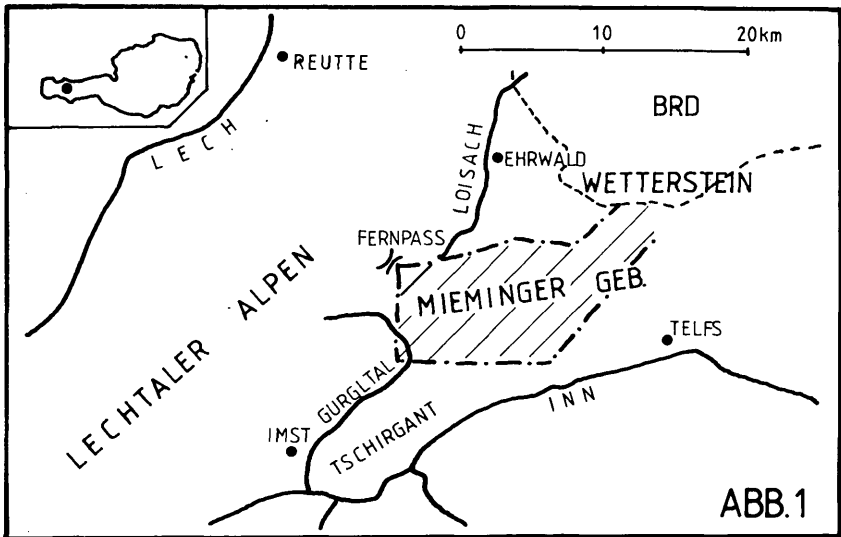


Abb. 1: Lageplan des Arbeitsgebietes

Die erste Bearbeitung der Mieminger wurde von AMPFERER zu Beginn des Jahrhunderts durchgeführt: AMPFERER (1902, 1905 a, b) charakterisiert dieses Gebirge als großes Gewölbe, dessen Scheitelzone, die sich nach Westen keilförmig verbreitert, eingesunken ist. Auch zählt AMPFERER (1912) die Mieminger bereits der Inntaldecke zu, jedoch das Wettersteingebirge, das ja nur im Westen aus dem Verband mit seiner Decke gelöst ist, während es im Osten bei Mittenwald mit dieser unzweifelhaft zusammenhängt, der tektonisch liegenden Lechtaldecke. An dieser Zuordnung des Wettersteingebirges entfachte sich ein lebhafter Streit, auf dessen einer Seite AMPFERER (1912, 1914) und auf dessen anderer SCHLAGINTWEIT (1912 a, 1912 b), MYLIUS (1914, 1915, 1916) und LOESCH (1915) standen.

Einen mehr oder weniger ungestörten Übergang von der Inntaldecke (Vorbergzug) zur Lechtaldecke (Puitentalzone) sahen KRAUS (1956) und ZITZLSPERGER (1960), wobei ein primäres Fehlen von Hauptdolomit zwischen Raibler Schichten und Jungschichten in Erwägung gezogen wurde.

Eine neue Bearbeitungsperiode zu Beginn der Sechzigerjahre ging von den Münchner Instituten aus. Hier ist als erster H. MILLER (1962, 1963 a, 1963 b, 1965) zu nennen, der das Mieminger Gebirge und das Wettersteingebirge in stratigraphischer sowie tektonischer Hinsicht neu überarbeitete und die tektonischen Beziehungen zwischen den beiden Gebieten untersuchte. Weitere Arbeiten wurden von BÖGEL (1958), BOCK (1965), GERMANN (1963) und ZITZLSPERGER (1960) angefertigt, die aber meist kleinere Areale und speziellere Fragestellungen bearbeiteten. Die jüngsten Arbeiten waren stratigraphisch-fazieller Natur (BECHSTADT & MOSTLER, 1976; ENDERS, 1974).

In den weiten Nordkaren der Mieminger lassen sich die einzelnen post-Würm-Vereisungsstadien fast lehrbuchhaft verfolgen; sie wurden von W.v.SENARCLENS-GRANCY (1938) aufgenommen.

Da im Rahmen dieser Arbeit stratigraphische Untersuchungen vorwiegend dazu dienten, Unklarheiten bei der Kartierung in tektonisch heiklen Zonen zu beseitigen, wird auch an dieser Stelle nicht näher auf die allgemein bekannte Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen (TOLLMANN, 1976 b) eingegangen. Nur auf zwei Punkte möchte der Autor kurz hinweisen:

a) Der Begriff des Alpenin Muschelkalks ist eigentlich ein Sammelbegriff für verschiedene Schichtglieder mit teilweise sogar stark voneinander abweichender Fazies. Auch der stratigraphische Umfang wurde von etlichen Autoren verschieden angesetzt. Daher besteht die Tendenz, diesen Begriff zu streichen (G.v. ARTHABER, 1906, S. 261; O. KUHN, 1962, S. 305; TOLLMANN, 1976 b, S. 65 ff). Aus kartierungstechnischen Gründen ist es jedoch oft unmöglich, den Alpenin Muschelkalk wegen der Geringmächtigkeit mancher Teilerien in der geologischen Karte oder den Profilen zu untergliedern. Daher wird auch in dieser Arbeit der Begriff des Alpenin Muschelkalks für die in diesem Gebiet vorkommenden drei Schichtglieder als Sammelbegriff gebraucht (untere Gesteinsserie: Virgloriakalk oder Wurstel- und Bankkalkserie; mittlere Gesteinsserie: Steinalmkalk oder Massenkalkserie; obere Gesteinsserie: Reiflinger Knollen- und Bankkalke).

b) Radiolarit: In der Puitentalzone südlich vom Hohen Kamm konnten in den direkt hangenden bunten Aptychenschichten erstmals Laevaptychen gefunden werden, die von Herrn Doz. Dr. RESCH (Innsbruck) bestimmt wurden.

Laevaptychus tenuilongus TRAUTH var. *cincta* TRAUTH (1931): die einzigen bei TRAUTH (1931, S. 53) erwähnten Exemplare stammen aus dem Malm γ und δ von SW-Deutschland.

Laevaptychus cf. *flamandi* (THURMANN & ETALLON) em. TRAUTH var. *zonophora* TRAUTH (1931): das einzige bei TRAUTH (1931) erwähnte Exemplar ist aus dem Malm ϵ des Berner Jura.

Laevaptychus latissimus TRAUTH (1931): Alter: gesamter Malm.

Vor allem durch die ersten beiden angeführten Formen ergibt sich eine obere Grenze des Radiolarits bereits im unteren Kimmeridge.

Die Meinung einer Gleichzeitigkeit der Radiolaritbildung im gesamten Alpenraum (TOLLMANN, 1976 b, S. 342) scheint dadurch widerlegt zu werden, zumindest was die Obergrenze betrifft.

So liegt diese in der Langbathzone (OO) im Untertithon (mündl. Mitt. von Prof. MOSTLER über neue Radiolarienbestimmungen), in der Puitentalzone jedoch um eine ganze Stufe tiefer, im unteren Kimmeridge.

2. TEKTONIK

Im folgenden werden die einzelnen tektonischen Elemente des bearbeiteten Gebietes eingehend beschrieben. Zwei tektonische Karten und eine Profilsérie (Beilagen 1-3) sollen dem Leser den Aufbau graphisch darstellen.

Im großen gesehen zerfällt das Gebiet in die liegende Lechtaldecke, die im Untersuchungsgebiet nur einen schmalen Teil im Norden einnimmt, und die hangende Inntaldecke, die den größten Teil des kartierten Gebietes umfaßt.

2.1. Lechtaldecke

Im Arbeitsgebiet wird der Nordsockel des Wannigstocks, bestehend aus einem Hauptdolomitsattel und einer isoklinal gefalteten Jungschichtenzone und dem Wettersteingebirge mit einer südlich vorgelagerten Jungschichtenzone, die in der Literatur auch als Puitentalzone bekannt ist, der Lechtaldecke zugeordnet.

2.1.1. Hauptdolomitbereich im nördlichen Wannigstock

Der Hauptdolomit baut den nördlichen Sockel des Wannigstockes von der Talfurche des Fernpasses bis hinauf zur Verebnung im Bereich der Nassereither Alm auf. Er bildet eigentlich nur einen kleinen Ausläufer des südlich an die Lermooser-Holzgauer Synklinale anschließenden Antiklinoriums.

Der Hauptdolomit bildet einen Sattel (Abb. 8 a, Beilage 3), der besonders gut im Einschnitt des Branntweintales zu erkennen ist. Der Sattelnern ist durch mehrere b-c-Klüfte gestört und an diesen auch deutlich versetzt. Die Antiklinale wird nach Westen zu spitzwinkelig von der Fernpaßfurche abgeschnitten. Im Detailbau weist der Südflügel des Sattels generelles E-W-Streichen, aber stark verschiedenes Südfallen auf. Dies wird durch eine Kleinfaltung (Abb. 8 b) im Zehnmeterbereich bedingt.

Ganz im Westen des Südflügels, direkt an der Bundesstraße, findet man ein Gipsvorkommen. Der Gips ist diapirisch in den Hauptdolomit eingedrungen und verursacht in diesem Gebiet chaotische Lagerungsbedingungen.

Getrennt durch das Branntweintal ist weiter im Osten im Bremstattkopf, nördlich des Marienbergjoches, nochmals Hauptdolomit aufgeschlossen. Er bildet ebenfalls einen Sattel, dessen Scheitel jedoch eine kleine Mulde aufweist, in der noch Kössener Schichten erhalten sind. Diese Mulde taucht mit etwa 25° nach Osten in die große Schutthalde, die von den Marienbergspitzen herabzieht, ein.

Am Rücken, der vom Bremstattkopf zum Marienbergjoch hinaufzieht, ist eine Verschuppung obertriadischer Gesteine (Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten) mit geringen Anteilen von Allgäuschichten auskartierbar (Abb. 2).

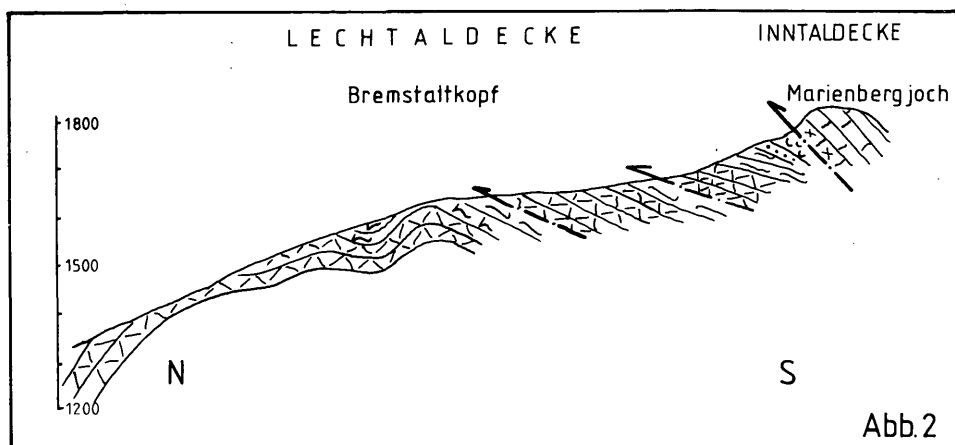


Abb. 2: Detailprofil im nördlichen Wannigzug. Verschuppung der Lechtaldecke im Bereich Marienbergjoch an der Deckenbahn (Legende in Beilage 3)

2.1.2. Jungschichtenzone im nördlichen Wannigstock

Bedingt durch die Inkompetenz und die leichte Erodierbarkeit der Jungschichtenzone tritt diese auch morphologisch durch die Verebnung im Bereich der Muthenau-Alm (= Nassereither Alm) deutlich hervor.

Sie bildet ein isoklinal gefaltetes Schichtpaket und umfaßt Allgäuschichten bis grüne Aptychenschichten. In den westlichen Ausläufern der Muthenau-Alm sieht man besonders deutlich am Radiolarit als Leithorizont eine doppelte Mulde, deren verbindender Sattel durchgeschert ist. Die Richtung der Faltenachse ist ungefähr parallel zum Deckennordrand der Inntaldecke und taucht mit ca. 5° nach ENE ein. Auffallendes tektonisches Merkmal ist ein enggepreßter, isoklinaler, nordvergenter Faltenbau, in dem nur Längsstörungen größere Bedeutung zukommt. Es ist ein sehr ähnliches Bild, wie es etwas später auch von der Puitentalzone gezeigt wird.

Doch plötzlich zeigt sich nördlich des Wanniggipfels ein gänzlich veränderter Bauplan. Dieser Bereich wurde von BOCK (1965) bereits in einer Sonderkartierung im Maßstab 1:3 300 eingehend aufgenommen. BOCK interpretiert diesen Bereich als Abfolge von vier Mulden mit jeweils gestörten Sätteln. Betrachtet man das Kartenbild dieses Gebietes, fällt vor allem das dieses Areal beherrschende System von in etwa N-S verlaufenden Störungen auf. Eine Richtung also, die weder aus der hangenden tektonischen Einheit der Inntaldecke, noch aus dem Hauptdolomit der Lechtaldecke bekannt ist. Weiters erscheint auch eine abrupte Verdoppelung der Faltenzahl unter gleichen, sehr starken Einengungsbedingungen unwahrscheinlich. Durch das Fehlen von tief einschneidenden Erosionsrinnen ist es leider nicht möglich, ein sicheres dreidimensionales Bild dieser auffälligen Struktur zu entwerfen.

Da die von BOCK (1965) oben erwähnte Lösung nicht unbedingt befriedigend erscheint, wurden auch noch andere Möglichkeiten der Deutung in Erwägung gezogen. Betrachtet man das erwähnte Gebiet von der anderen Talseite, mag es von der Ferne an einen großen, bereits abgefahrenen Hangrutsch erinnern. Begeht man jedoch den Hang eingehend, müßte man zumindest im oberen Teil die Allgäuschichten und den Radiolarit durchverfolgen können. Doch ist das morphologisch höchste Vorkommen von Radiolarit nicht tiefer, wie man es bei einer Rutschung erwartet, sondern bedeutend höher. Somit scheidet (sub-) rezente Hangtektonik für die Erklärung des abweichenden Bauplanes sicher aus.

So möchte der Autor die hier auftretenden Phänomene mit synsedimentärer Tektonik lösen, die im folgenden genauer erläutert werden soll.

- a) Die bereits erwähnten N-S-Störungen können weder mit der hangenden noch mit der liegenden Einheit in Einklang gebracht werden. Sie müssen daher einer präorogenen Phase zugeordnet werden.
- b) Die tektonischen Hauptelemente in der Nähe einer Deckengrenze sind meist (sub-) parallel dazu angeordnet. Es handelt sich dabei meist um Störungen, die Falten durchschneiden. Hier jedoch sind eine Menge sehr spitzwinklig verlaufender Störungen ungefähr in N-S-Richtung vorherrschend.
- c) Dieser für eine Jungschichtenzone fremde Bauplan hat nur eine Längserstreckung von ca. 1 km.
- d) Es gibt ferner bereits genügend Hinweise, daß es im Oberjura Bodenunruhen gab, die zu Breccienbildung und Slumpings Anlaß gaben. So sind hier z.B. die Schwarzbergklambreccie, die Tauglbodenbreccie, die Rofanbreccie oder die Hinterrißschichten zu nennen, aber auch Schichtwiederholungen infolge von synsedimentären Rutschungen sind bestens bekannt (PLOCHINGER, 1975).

2.1.3. Wettersteingebirge und Jungschichtenzone (Puitentalzone)

Die Jungschichtenzone wird im Norden vom mächtigen Gebirgsstock des Wettersteins begrenzt. Das Wettersteingebirge bildet eine flache Mulde, die im Westteil weit herausgehoben wurde, bei Mittenwald jedoch eindeutig mit der Lechtaldecke zusammenhängt. Der gesamte West- und Südfuß ist von Jungschichten eingerahmt. Interessant ist vor allem die Tatsache, daß am Nordrand eine nordvergente, am Südrand eine südvergente Überschiebung anzutreffen ist. Ein Westschub der gesamten Wettersteinmasse, wie er früher von einigen Autoren wie BODEN (1930) oder auch LEUCHS (1930) angenommen worden ist, wurde bereits von MILLER (1963 a, S. 311 ff) widerlegt.

Ein viel größerer Streit entstand aber an der Zuordnung des Wettersteingebirges entweder zur Lechtaldecke oder zur Innthaldecke. Auf der einen Seite standen AMPFERER (1912, 1914, 1931), REIS (1911) und REIS & PFAFF (1911), die das Wettersteingebirge zur Lechtaldecke zählten, sowie in späterer Folge HEISSEL (1958), TOLLMANN (1976 a) und der Autor selbst. Dieser Auffassung entgegen standen LOESCH (1915), MYLIUS (1915, 1916) und SCHLAGINTWEIT (1912 a, b). In späterer Zeit sahen KRAUS (1956) und ZITZELSPERGER (1960) einen mehr oder weniger ungestörten Übergang von der Innthaldecke (Vorbergzug) zur Lechtaldecke (Puitentalzone), wobei ein primäres Fehlen von Hauptdolomit zwischen Raibler Schichten und Jungschichtenzone in Erwägung gezogen wurde.

Die Jungschichtenzone beginnt im Osten nördlich von Leutasch im sogenannten Puitental und zieht zwischen Wettersteinsgebirge und Vorbergzug bis ins Ehrwalder Becken. Sie ist durchwegs sehr eng, teilweise sogar isoklinal gefaltet, wie wir es auch schon als typischen Baustil im Wannigstock kennengelernt haben. MILLER (1963 a) erkannte den antivergenten Bau, der am deutlichsten am Westende bei Ehrwald ausgeprägt ist. Der Nordrand der Puitentalzone ist eindeutig südvergent und deutet auf eine Rücküberschiebung des Wettersteingebirges hin. Der Südrand hingegen ist meist mehr oder weniger deutlich nordvergent, was durch die nordgerichtete Deckenüberschiebung des Mieminger Gebirges hervorgerufen wurde.

Dominierend ist eine große Mulde, deren Kern mit grünen Aptychenschichten gefüllt ist. Im Süden anschließend ist des öfteren eine Reihe von kleinen, meist isoklinalen Falten aufgeschlossen, die dann direkt an den Vorbergzug grenzen. Sehr deutlich ist dies am Verbindungsgrat vom Hochwannigkopf zum Hohen Kamm zu sehen (Abb. 3). Zusätzlich ist die Puitentalzone durch eine Reihe von E-W verlaufenden Längsstörungen zerschert.

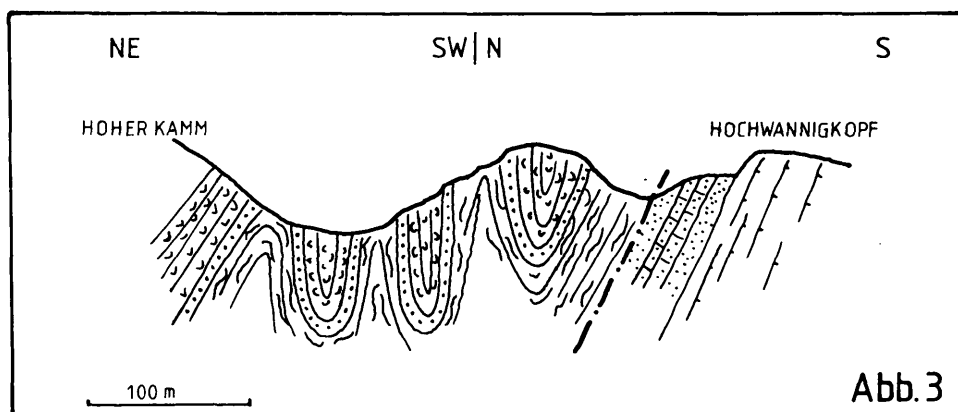


Abb. 3: Intensive Verfallung der Jungschichten im Südteil der Puitentalzone zwischen Wettersteingebirge und Vorbergzug (Legende in Beilage 3)

Außerdem gibt es noch eine Reihe isolierter Jungschichtenaufschlüsse. An der Basis der Überschiebung des Issentalkopfes sind vor allem an seiner Westseite, aber auch östlich davon bei der Hochfeldernalm Jura- und Neokongesteine aufgeschlossen. Sie lassen deutlich eine annähernd horizontale Überschiebung erkennen.

Auch zwischen dem Vorbergzug im Süden und der Nordscholle der zentralen Mieminger sind noch einige Aufschlüsse von Jungschichten perl-schnurartig aufgereiht. Diese dürften zwischen den beiden Wettersteinkalkmassen hochgequetscht worden sein.

2.2. Inntaldecke

Der größte Teil des Arbeitsgebietes wird von der Inntaldecke eingenommen. Die Nordbegrenzung bildet die soeben beschriebene Jungschichtenzone. Die Deckengrenze ist im Wannigstock, genauso wie in der westlichen Fortsetzung zur Heiterwand (NIEDERBACHER, 1980) steilgestellt. Vom Marienbergjoch stößt die Inntaldecke einige Kilometer weit nach Norden vor, bis zum Rauhen Kopf und den Seebenwänden, die die Südeinrahmung der Ehrwalder Alm bilden. Die Nordgrenze des Hauptkörpers der Inntaldecke ist am unteren Nordhang des Gaistales meist von Schutt bedeckt. Zwischen den im Norden anschließenden Vorbergzug, der ebenfalls der Inntaldecke zuzuordnen ist, schiebt sich noch halbfensterartig ein Keil von Jungschichten.

2.2.1. Vorbergzug mit Issentalkopf

Der Vorbergzug beginnt im Westen mit dem Issentalkopf und bildet, durch die Gatterlstörung nach Norden versetzt, die Gipfelserie vom Hochwannigkopf bis zur Gehrenspitze bei Leutasch.

Der Issentalkopf bildet den östlichen Talabschluß der Ehrwalder Alm. Er ist eine vom übrigen Vorbergzug isolierte Scholle. An seiner Westseite kann man sehr gut die annähernd söhlig liegende Überschiebungsfläche verfolgen. Zieht man noch den bereits erwähnten Aufschluß von Jungschichten 200 m östlich der Hochfeldernalm in Betracht, ergibt sich eine wenige Grade nach Westen geneigte Fläche.

Nur der Süden der Issentalkopfscholle ist durch mehrere Brüche zerhackt, wodurch sich eine Wiederholung von Wettersteinkalk und Raibler Schichten ergibt. Diese Ost-West verlaufenden Brüche dürften wohl jünger als die Überschiebungsbahn sein.

Nach einer fast einen Kilometer langen Aufschlußlücke, in der der Vorbergzug vermutlich erosiv entfernt wurde und nur riesige Schutthalden über den Jungschichten liegen, beginnt der eigentliche Vorbergzug mit einem mächtigen Paket von Wettersteinkalk und Raibler Schichten. Der gut gebankte Wettersteinkalk fällt mit 70-80° nach NNE ein. Die Raibler Schichten im Hangenden, die direkt an die Jungschichten anschließen, sind noch erstaunlich gut erhalten.

Typisch für den Vorbergzug ist ein ausgeprägtes SW-NE-Störungssystem. An diesen Versetzungen wird der östliche Teil immer nach Norden vorgeschoben, so daß sich - großräumig gesehen im Widerspruch zum NW-SE-Schichtstreichen - ein E-W-Streichen des gesamten Körpers des Vorbergzuges ergibt.

Dieses Störungssystem gehört einem jungen Diagonalstörungssystem (Mohrsches Spannungssystem) an, wobei in diesem Gebiet nur eine Richtung ausgebildet ist. SCHMIDT-THOME (1954) ordnete diese Richtung dem "Loisachsystem" zu, die NW-SE-Richtung dem "Ammerssystem".

2.2.2. Das zentrale Mieminger Gebirge

Dieser Bereich wird im Westen und Norden von der Deckengrenze, im Süden von der Südrandstörung begrenzt. Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch eine südvergente und mehrere nordvergente Über- und Aufschiebungen.

Besonders hervorzuheben sind noch zwei ungefähr senkrecht zur Überschiebungsbahn stehende Störungen, deren beide Seiten einen stark voneinander abweichenden Aufbau zeigen. Dieses recht kompliziert gestaltete Gebiet wurde nachträglich noch durch vertikale E-W verlaufende Brüche zerstückelt.

In den folgenden Unterkapiteln werden die einzelnen Bauelemente, von Nord nach Süd fortschreitend, eingehend beschrieben.

Nordscholle

Dieser Begriff der Nordscholle wurde bereits von MILLER (1963 a) geprägt und wird in dieser Arbeit im gleichen Sinn verwendet. Sie wird vorwiegend durch ein Plateau, das den Gipfeln der Sonnenspitze und des Vorderen Tajakopfes im Norden vorgelagert ist, und dann nach Osten hin ins breite Gaistal überleitet, gebildet; ferner baut sie den Hauptgipfel der Sonnenspitze auf und einen Teil der Nordflanken von Taja-, Igels- und Breitenkopf. Die Südbegrenzung ist durch eine nordvergente Überschiebung, die MILLER (1963 a) "C"-Störung nannte, gegeben. Nach Osten hin hängt dieser Bereich vermutlich ohne bedeutende Störung mit dem Hauptkörper der Inntaldecke direkt zusammen.

Der nördlichste Teil bei der Pestkapelle ist durch einen jungen, vertikalen Bruch etwas abgesenkt. Er bildet einen 100 m breiten Streifen von knapp 1 km Länge, auf dem noch Raibler Schichten erhalten sind. Es dürfte sich hierbei um das gleiche E-W verlaufende Bruchsystem handeln, das bereits bei der Besprechung des Issentalkopfes erwähnt wurde.

Der Hauptteil, der die plateauartige Verflachung bildet und dann ins Gaistal übergeht, ist im Ostteil durch die Überdeckung von Moränen, Hangschutt und kleinen Felsstürzen nur spärlich aufgeschlossen. Kennzeichnend ist eine meist flache Lagerung, die durch einige Falten im 100-m-Bereich unterbrochen ist. Die konstruierten Faltenachsen fallen mit 10° bis 25° nach Westen ein (Abb. 8 c, d). Dieses Westtauchen der Achsenrichtungen ist nicht ident mit dem großräumigen Osttauchen des gesamten Bereiches. Diese verhältnismäßig kleinräumigen Falten scheinen somit einem eher frühen Verfaltungsakt anzugehören.

Viele Autoren (z.B. SCHLAGINTWEIT, 1912 a; MYLIUS, 1914; LEUCHS, 1924, 1927; HESSEL, 1958; BÖGEL, 1958) sprechen hier von einer Gaistalmulde, was MILLER jedoch ablehnt. Dem Gegenargument von MILLER (1963 a, S. 302), daß der Vorbergzug kein Muldenordflügel sein kann, ist sicher beizupflichten. Doch sollte man nicht unerwähnt lassen, daß über den gesamten Bereich des Gaistales sich der Nordflügel des Mieminger Gebirges verflacht und an einigen Stellen auch Südfallen feststellbar ist. MILLERs Nördliche Teilmulde ist somit die Westfortsetzung der Gaistalmulde.

In der Sonnenspitze baut sich eine Antiklinale auf. MILLER (1963 a) bezeichnet diese als Nördlichen Teilsattel. Der Kern der Antiklinale ist zwar durch nordvergente Aufschiebungen gestört, doch ist die Sattelstruktur an der Ostflanke der Sonnenspitze noch sehr gut erkennbar (Beilage 3, Abb. 8 e).

Durch die im Kessel des Seebensees weit nach Norden vordringende "C"-Störung wird die in der Sonnenspitze noch so mächtige Antiklinale fast völlig überfahren. Nur ein kleiner Rest von Muschelkalk am NW-Fuß des Vorderen Tajakopfes zeugt noch von dieser Struktur.

Am Fuß der Westwand der Sonnenspitze liegt noch eine kleine Scholle, die vorwiegend aus Reichenhaller Dolomiten, Muschelkalk und etwas Wettersteinkalk besteht. Sie muß bereits früh durch einen Bruch vom übrigen Teil abgetrennt worden sein, da man in ihr die eben beschriebene Antiklinale nicht erkennen kann (Grenzblatt?).

Tajakopfschuppe

Sie wird im Norden von der schon erwähnten "C"-Störung begrenzt und im Süden von der einzigen südvergente Aufschiebung, der "B"-Störung (MILLER, 1963 a). Ihre Längserstreckung von der Biberwierer Scharte bis zum Igelskopf beträgt ca. 4 km. Der Aufbau ist sehr einfach. Sie besteht aus einem steil nach Nord einfallenden Schichtpaket aus Reichenhaller Schichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk. Nach unten hin tritt eine leichte Verflachung der Lagerung ein, so daß hier eine ursprüngliche Synklinale, die durch die "C"-Störung abgesichert wurde, vermutet werden darf.

Diese Ansicht spiegelt sich auch in der Bezeichnung der Tajakopfschuppe als Mittlere Teilmulde (MILLER, 1963 a) wider. Um das gleiche Maß, um das die Sonnspeitzantiklinale im Tajakopf eingengt wird, entfaltet sich die Tajakopfschuppe ebensowenig zu ihrer größten Breite. Weiter nach Osten nimmt sie rasch an Mächtigkeit ab, da sich die beiden begrenzenden Störungen bereits wenig östlich der Igelscharte spitzwinklig treffen.

Schuppen und Bruchzone rund um die Coburger Hütte

Der südlich anschließende Bereich ist nicht nur durch eine alte Verfaltung und jüngere Auf- und Überschiebungen gekennzeichnet, sondern noch zusätzlich durch Bruchstrukturen, die annähernd senkrecht zur Einengungsrichtung verlaufen und spätestens zu Beginn der ersten Großfaltung entstanden sein müssen. Beide Seiten sind stark abweichend voneinander gefaltet. Diese oben angeführten Eigenschaften können am besten mit dem Begriff Grenzblatt umschrieben werden (TOLLMANN, 1973, S. 349 ff).

Drachenkopfgrenzblatt

Das Drachenkopfgrenzblatt beginnt im Süden am Ostgrat des Grünsteines und zieht durch die sogenannte "Schneerinne" in das westlichste Drachenkar hinab, trennt den Ostteil des Vorderen Drachenkopfes vom Hauptgipfel ab - hier ist die unterschiedliche Faltung am besten zu erkennen - und verschwindet dann im Schutt des Seebenseeekessels. Hier scheint das Drachenkopfgrenzblatt auch noch den Verlauf der Tajakopfschuppe etwas zu beeinflussen, was auf eine spätere Nachbewegung deutet.

Scholle westlich des Drachenkopfgrenzblattes

Sie umfaßt die Gipfelaufbaue rund um das Schwärzenkar (Schartenkopf, Wamperter Schrofen, Marienbergspitzen, Grünstein und die Drachenköpfe). Der Hauptteil dieser Scholle wird durch eine enggepreßte, im Kern durchgescherte Mulde gebildet, die von MILLER (1963 a) als Südliche Teilmulde bezeichnet wird.

Ein allmähliches Umbiegen der Schichten, wie es MILLER (1963 a, Taf. 33, Profil 9) zeichnet, konnte nirgends nachgewiesen werden. Außerdem muß, wie sich aus der Untersuchung von Geopetalgefügen ergab, der Nordflügel der Mulde noch weiter nach Süden reichen. Seine Südbegrenzung beginnt im Westen mit einer Störung, die die Partnachschichten im Norden abschneidet, und zieht über den Nordgrat des Wamperten Schrofens nach Osten in die Scharte zwischen Vorderem und Hinterem Drachenkopf. Der Südflügel der Mulde wurde im Vergleich zum Nordflügel vertikal nach oben versetzt. Anzeichen dazu sind am westlichen Wandfuß des Wamperten Schrofens in Form von Harnischflächen mit Riefung gegeben.

Der Südflügel, der ein generelles Einfallen von 50°-60° nach Nord zeigt, ist im Gegensatz zum Nordteil nicht nur aus Wettersteinkalk aufgebaut, sondern führt noch mächtige Partnachschichten, die teilweise mit Muschelkalk verzahnen und an der Basis Reichenhaller Schichten aufweisen.

Durch eine steile Aufschiebung ist die Grünsteinschuppe von der oben besprochenen Synklinale getrennt. Blickt man von den Marienbergspitzen in die Nordwand des Grünsteins, erkennt man im Muschelkalk einen überkippten Sattel. Dieser wurde von MILLER (1963 a) als Südlicher Teilsattel bezeichnet. Eine Aussage, inwieweit der überkippte Sattel auf eine primäre Faltung zurückgeht oder auf eine Schleppung während der Aufschiebung, läßt sich nicht treffen (siehe Abb. 4).

Zusätzlich wurde dieser Bereich um den Grünstein und die Marienbergspitzen noch von etlichen, vertikalen E-W-Brüchen nachträglich zerteilt.

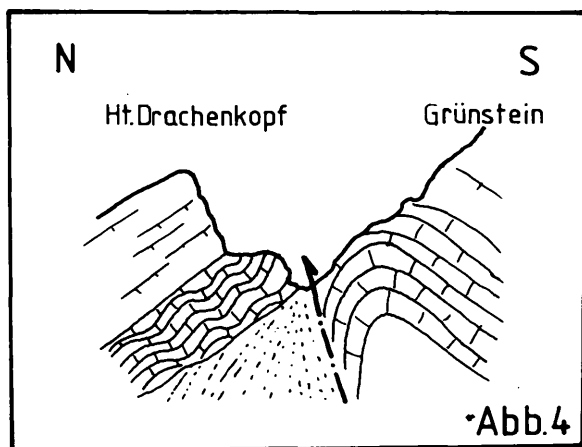


Abb. 4: Aufschlußskizze südlich Schwarzenkar. Die Aufschiebung ist die Grenze zwischen Grünsteinschuppe im Süden und "Südl. Teilmulde" im Norden. Die Entstehung der Falte durch Schleppung oder eine frühere Verfaltung ist nicht eindeutig (Legende in Beilage 3)

Scholle östlich des Drachenkopfgrenzblattes

Das nördliche Gebiet dieser Scholle rund um den Drachensee wird von der schönen Form der Drachenseeantiklinale beherrscht. Sie bildet eine nordvergente Faltenstruktur, deren Nordschenkel annähernd saiger steht (Abb. 5).

Aus dem Wettersteinkalk, der die Stufe zwischen Drachensee und Seebensee bildet, wurden einige orientierte Handstücke entnommen, um an ihnen Geopetalgefüge zu untersuchen. Es ergab sich eine eindeutige Zugehörigkeit zum Nordschenkel der Drachenseeantiklinale. Somit kann man die Südliche Teilmulde nicht wie MILLER (1963 a) auf der Ostseite des Drachenkopfgrenzblattes fortsetzen.

Der Südflügel zieht ziemlich flach, nur leicht verfaltet und durch kleinere Brüche verstellt, bis unter die Nordabbrüche des langen Grünstein-Ostgrates.

An den Westhängen des Hinteren Tajakopfes ist die Drachenseeantiklinale nicht mehr eindeutig erkennbar. Sie scheint durch mehrere vertikale, annähernd N-S verlaufende Versetzungen gleich östlich des Drachensees nach unten, etwas östlicher nach oben versetzt worden zu sein.

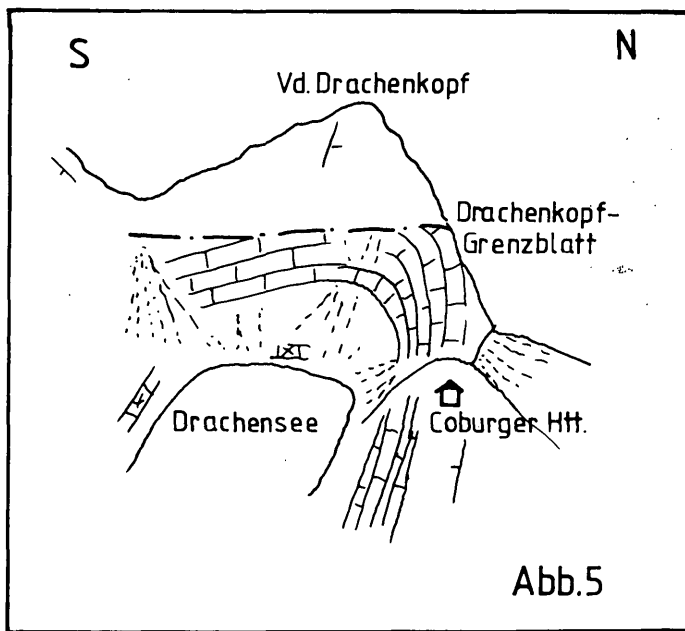


Abb. 5: Ostseite des vorderen Drachenkopfes mit Drachenseeantiklinale, die nach Westen durch das Drachenkopfgrenzblatt abgeschnitten wird

Der Wettersteinkalk ist hier sehr massig, so daß eine genaue Feststellung der Schichtung unmöglich ist.

Südlich anschließend bildet der Ostgrat des Grünsteins eine eigene Schuppe – die Grünsteinostgratschuppe. Sie ist nur bedingt mit der Grünsteinschuppe vergleichbar. Die Aufschiebungsbahn der Grünsteinostgratschuppe ist wohl parallel, aber um einige hundert Meter, im Vergleich mit der Grünsteinschuppe nach Norden versetzt.

Grünsteinschartengrenzblatt

Die Richtung dieses Grenzblatts ist NNE-SSW. Es beginnt im Süden in der "Hölle", verläuft über die Grünsteinscharte in das südöstliche Drachenkar, und teilt schließlich den Gipfel des Hinteren Tajakopfes. Es scheint im Gegensatz zum Drachenkopfgrenzblatt die Tajakopfschuppe nicht mehr zu beeinflussen.

Gebiet westlich des Grünsteinschartengrenzblatts

Bis zur Grünsteinscharte reicht das bereits unter "Scholle östlich des Drachenkopfgrenzblatts" beschriebene Gebiet. Nach Süden anschließend kommt die Grünstein-Süd-Schuppe. Sie beginnt westlich der Marienbergalm als schmaler Streifen aus Wettersteinkalk und verbreitert sich zusehends im Grünsteinmassiv. An ihrer Aufschiebung findet das Drachenkopfgrenzblatt seine Südbegrenzung. In den Felswänden, die zur Höllreise hin abbrechen, ist eine bis jetzt unbekannte Antiklinale erkennbar (Abb. 6). Dieser Sattel wird schräg nach Westen hin durch die eigene Aufschiebung abgeschnitten.

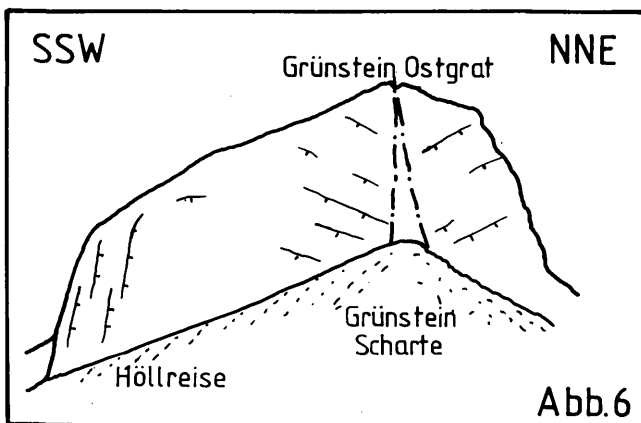


Abb. 6: Sattel im Wettersteinkalk der Grünstein-Süd-Schuppe

Gebiet östlich des Grünsteinschartengrenzblatts

Betrachten wir die Ostseite wieder von Norden beginnend, müssen wir uns zuerst mit dem Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes beschäftigen. Dieser ist an seiner Nordseite durch die bereits erwähnte "B"-Störung begrenzt und im Süden durch nordvergente Aufschiebungen. Er verschwindet unter den weiten Schutt- und Moränenmassen des Brendelkars, ohne weiter im Osten am Grat der Igelsköpfe noch einmal einen Aufschluß zu bilden. Die wenigen deutlichen Schichtflächen weisen auf eine steiles NE-Fallen hin.

Nach Süden anschließend folgt eine Schuppenzone, die vorwiegend aus Gesteinen der Reichenhaller Schichten und des Muschelkalkes aufgebaut sind. Da diese Schuppenzone den Nordrand des Mieminger Hauptkammes bildet, wird diese Zone im weiteren als "Nordrandschuppenzone" bezeichnet. Die drei Grate, die der Hauptkamm nach Norden hin zum Tajakopf, Igelskopf und Breitenkopf aussendet, bieten jeweils eine Menge von Information über die Nordrandschuppen, doch in dem breiten, schuttbedeckten Igels- und Brendelkar ist es kaum möglich, die Längserstreckung der einzelnen Schuppen zu eruieren.

So wie die Tajakopfschuppe, die Sonnenspitzeantiklinale und der Wettersteinkalk des Hinteren Tajakopfes nimmt auch die Nordrandschuppenzone gegen Osten hin in ihrer Breite, bedingt durch die spitzwinkelig zulaufenden Überschiebungsflächen, ab, um an der Ostseite des Breitenkopfes einen nur wenige Zehnermeter mächtigen Aufschluß von Muschelkalk zu zeigen.

Nach Süden hin erhebt sich der mächtige Hauptkamm mit der höchsten Erhebung in den Griesspitzen. Er besteht zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk, der steil nach Süden einfällt und über seine ganze Erstreckung gleichmäßig E-W streicht. Im Liegenden, an der Nordseite also, steht er noch mit Teilen des Muschelkalkes in Verbindung, von der Grünsteinscharte bis zum Tajatörl sogar noch etwas mit Reichenhaller Schichten. Im Süden sind ab dem Südfuß der Mitterspitzen nach E hin Raibler Schichten und in zunehmender Mächtigkeit Hauptdolomit am Aufbau des Hauptkammes beteiligt.

Zwischen Östlicher und Westlicher Griesspitze macht sich eine scheinbare, plötzliche Mächtigkeitszunahme des Wettersteinkalkes im Kartenblatt bemerkbar. Diese Erscheinung kann jedoch durch eine Verflachung des Einfallens im Gipfelbereich der Östlichen Griesspitze im Vergleich zur Westlichen Griesspitze erklärt werden.

2.2.3. Südrandstörung

Der Verlauf der Südrandstörung beginnt bei der Deckengrenze beim Marienbergjoch und zieht weiter übers Hölltörl und das Stöttltörl hinab ins Stöttl. Wahrscheinlich streicht die Südrandstörung in der gleichen Richtung nach Osten weiter, indem sie den Hauptdolomit der Judenköpfe zweiteilt. Ihr Einfallen scheint parallel mit dem des Hauptkamm-Wettersteinkalkes zu sein, somit 75° – 80° südfallend.

Die Bedeutung der Südrandstörung kommt erst voll zur Geltung, nachdem man sich auch mit dem Wannigstock und den südlichen Hauptdolomitvorbergen beschäftigt hat.

Die Südrandstörung trennt zwei Gebiete mit völlig verschiedenem Baustil. Ein Grund, warum man annehmen darf, daß sie die gesamte Inntaldecke durchschneidet, ist die stark voneinander abweichende Streichrichtung der großen tektonischen Bauelemente. Bis jetzt haben wir aus den westlichen Miemingern einen Baustil kennengelernt, der stark durch Bruchstrukturen beeinflusst war, ein eigentlich eher ungewöhnliches Bild in den Nördlichen Kalkalpen. Im nächsten Kapitel werden wir wieder mit einem Gebiet konfrontiert, das durch großräumige Faltung und kleinere Aufschuppungen charakterisiert ist.

2.2.4. Der Wannigstock und die südlichen Hauptdolomitvorberge

Wenn es auf den ersten Blick den Leser zwar etwas befremden mag, den Wannigzug mit den südlichen Hauptdolomitvorbergen zusammenzufassen und nicht mit dem Mieminger Hauptkamm, so wurden die Hauptgründe dafür bereits bei der Beschreibung der Südrandstörung gegeben.

Deckennordrand

Die steilgestellte Deckenbahn fällt über den gesamten Bereich des Wannigzuges mit ca. 70° nach SSE ein.

Wenn auch die Überschiebungsbahn selbst fast nie direkt aufgeschlossen ist, kann trotzdem aufgrund der Aufschlüsse ihre Lage ziemlich genau eingezeichnet werden.

Als unterstes tektonisches Element der Inntaldecke ist eine kleine Schuppe bemerkenswert. Im Nordgrat des Wannigs ist sie sogar als überkippter Sattel ausgebildet. Nach Westen hin kann diese Schuppe noch bis in den Einschnitt der Fernpaßfurche verfolgt werden, doch ist bald nur noch der Südfügel der kleinen Antiklinale vorhanden. Weiter nach Osten ist diese Schuppe wegen des großen Kars am Fuß der Handschuhspitzen nicht mehr verfolgbar. Beim Marienbergjoch kann festgestellt werden, daß sie hier sicher nicht mehr vorhanden ist, da die Liegendaufschlüsse der Inntaldecke und die höchsten Vorkommen der Jungschichtenzone bereits so knapp aneinander zu liegen kommen, daß hier kein Platz für eine Verdoppelung der untertriadischen Gesteinsserien gegeben sein kann.

Auffallend ist auch ein diagonales Störungssystem, dessen Auswirkungen am besten an der Grenze Muschelkalk/Wettersteinkalk zu sehen sind. Dieses

Störungssystem muß bereits noch während der deckentektonisch wirksamen Phase entstanden sein, da zwar einerseits die Verschuppung am Nordrand bereits ausgebildet war, andererseits noch soviel Zeit vorhanden gewesen sein muß, daß die bis 100 m großen Versetzungsbeträge durch die fortlaufende Überschiebung an der Deckengrenze wieder abgeschliffen werden konnten.

Wannighauptkamm

Hauptgesteinsbildner des Wannigs ist der Wettersteinkalk. Auffallend ist das NE-SW-Streichen, das für größere Gebiete in den Nördlichen Kalkalpen eher ungewöhnlich ist. Erwähnung finden sollten auch die beträchtlichen Mächtigkeitsunterschiede des Wettersteinkalkes. Die Zunahme in Richtung Westen vom Marienbergjoch, wo der Wettersteinkalk kaum 300 m mächtig ist, ist wohl vorwiegend sedimentärbedingt, doch mag auch die Verschuppung am Südhang des Kammes eine Rolle spielen, die nur dann eindeutig erkennbar ist, wenn zwischen zwei Schuppen aus Wettersteinkalk andere Gesteine - im gegenständlichen Fall sind es Raibler Schichten - zu liegen kommen.

Weitere Aufschiebungen sind besonders gut im Pleisengraben zu beobachten. Wenn auch bei einem Wettersteinkalkaufschluß in 1400 m Höhe ein Umbiegen der Schichtung zu beobachten ist, scheint dies dem Verfasser eher auf Schleppestrukturen hinzuweisen als auch einen enggefalteten Wettersteinkalk, wie dies BOCK (1965) in seinen Profilen zeichnet. Es dürfte eher unwahrscheinlich sein, daß der ohne Zweifel sehr kompetente Wettersteinkalk so eng verfault ist.

Im Bereich der Handschuhspitzen biegen die Schichtflächen sogar annähernd in die N-S-Richtung um. Trägt man alle Schichtflächen des gebankten Wettersteinkalkes in ein Diagramm ein, sind diese recht gut auf einem Großkreis angeordnet und es läßt sich eine Achse mit 145/60SE konstruieren (Abb. 8 f).

Da diese Achse aber weder im liegenden Muschelkalk noch in den hangenden Raibler Schichten nachzuweisen ist, läßt diese Struktur vorerst keine weitere Zuordnung und Deutung zu, ob sie tektonischer oder synsedimentärer Art ist.

Südliche Hauptdolomitvorberge

Verfolgen wir die Profile (Beilage 3) weiter nach Süden bzw. Südosten, gelangen wir nach diesen Komplikationen im oberen Wettersteinkalk und in den Raibler Schichten in ein großes Hauptdolomitareal. Kennzeichnend für die beiden südlichen Vorbergmassive Höllkopf-Arzberg und Wankspitze-Nisskogel ist die Nisskogelsynklinale. In ihrem Kern ist sie isoklinal gefaltet und nach Norden überkippt.

Die Achsenrichtung ist hier ebenfalls annähernd NE-SW und horizontal (Abb. 8 g). Der inverse Hangendschenkel kann auf zweifache Weise belegt werden. Erstens erkennt man ihn sehr gut in den paläomagnetischen Ergebnissen. Da im gesamten Nor sicher kein inverses Erdmagnetfeld vorhanden war, kann eine negative Inklination nur auf eine inverse Lagerung zurückgeführt werden.

Zweitens ergeben sich am Nisskogel zwei Maxima von Kleinfaltenachsen. Ordnet man das Richtungsmaximum 1 dem inversen Schenkel der isoklinalen Nisskogelsynklinale zu und 2 dem normalen Schenkel, lassen sich die beiden Maxima bei einer Drehung in die gleiche Ebene (Drehung um 180°) zur Dekkung bringen (Abb. 8 h). Dies bedeutet, daß diese Kleinfaltung älter als die Großfaltung ist.

Die Entstehung der Form der Nisskogelsynklinale läßt sich nicht durch einen einzigen Faltungsakt erklären, sondern ist mehraktig. Abgesehen von der oben erwähnten Kleinfaltung wurde der Hauptdolomit zuerst einer Großfaltung (Kap. 3, Altersfolge der tektonischen Ereignisse) unterworfen und später einer weiteren großräumigen Faltung (Deckenfaltung?). Aufgrund der divergierenden Faltenebenen kann man auf ein Synklinorium rückschließen (Abb. 7).

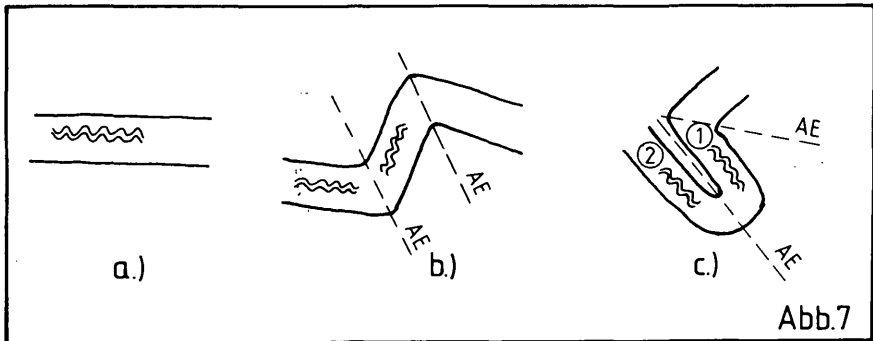


Abb. 7: Entwicklung der Nisskogelsynklinale
a) Kleinfaltung, b) Großfaltung, c) Deckenfaltung

Nassereither Grenzblatt

Bei einem Vergleich der beiden Talflanken der Fernpaßfurche nördlich Nassereith fällt auf, daß diese verschieden aufgebaut sind. Die Jungschichtenzone nördlich des Wannigs ist bedeutend mächtiger als ihre Fortsetzung im Tegestal. Besonders auffallend ist der Unterschied der beiden Synklinalstrukturen in der Inntaldecke. So findet die Mutteköpfgosau-Sinnesbrunnmulde (NIEDERBACHER, 1981) keine direkte Fortsetzung östlich des Grenzblattes. Umgekehrt findet auch die Nisskogelsynklinale in den südlichen Miemingern keine Fortsetzung westlich des Nassereither Grenzblattes. Der weitere Verlauf nach SE ist durch die quartäre Bedeckung des Mieminger Plateaus verschleiert, doch dürfte es bei Mötz den Deckensüdrand erreichen.

Schachtkopf

Der 1642 m hohe Schachtkopf liegt südlich von Biberwier und ist vor allem durch seinen historischen Bergbau auf Bleiglanz und Zinkblende bekannt. So wie der bekannte Fernpaßbergsturz ist auch der Schachtkopf nacheiszeitlich abgeglitten. Er löste sich aus der Ecke, die jetzt von der Westflanke des Wamperten Schrofens und der Nordwand der Marienbergspitze gebildet wird, und hatte auf den Partnachschichten einen sehr guten Gleithorizont. Der Annahme von K. GERMANN (1963) einer prä-würmeiszeitlichen Abgleitung möchte der Autor hier widersprechen. Als Gegenargument soll vor allem die Form des Gipfelaufbaus des Schachtkopfes ins Treffen geführt werden, die ja trotz der starken Zertrümmerung und Auflockerung des Wettersteinkalkes ein viel zu wenig ausgeglichenes Erscheinungsbild zeigt, als daß sie vom

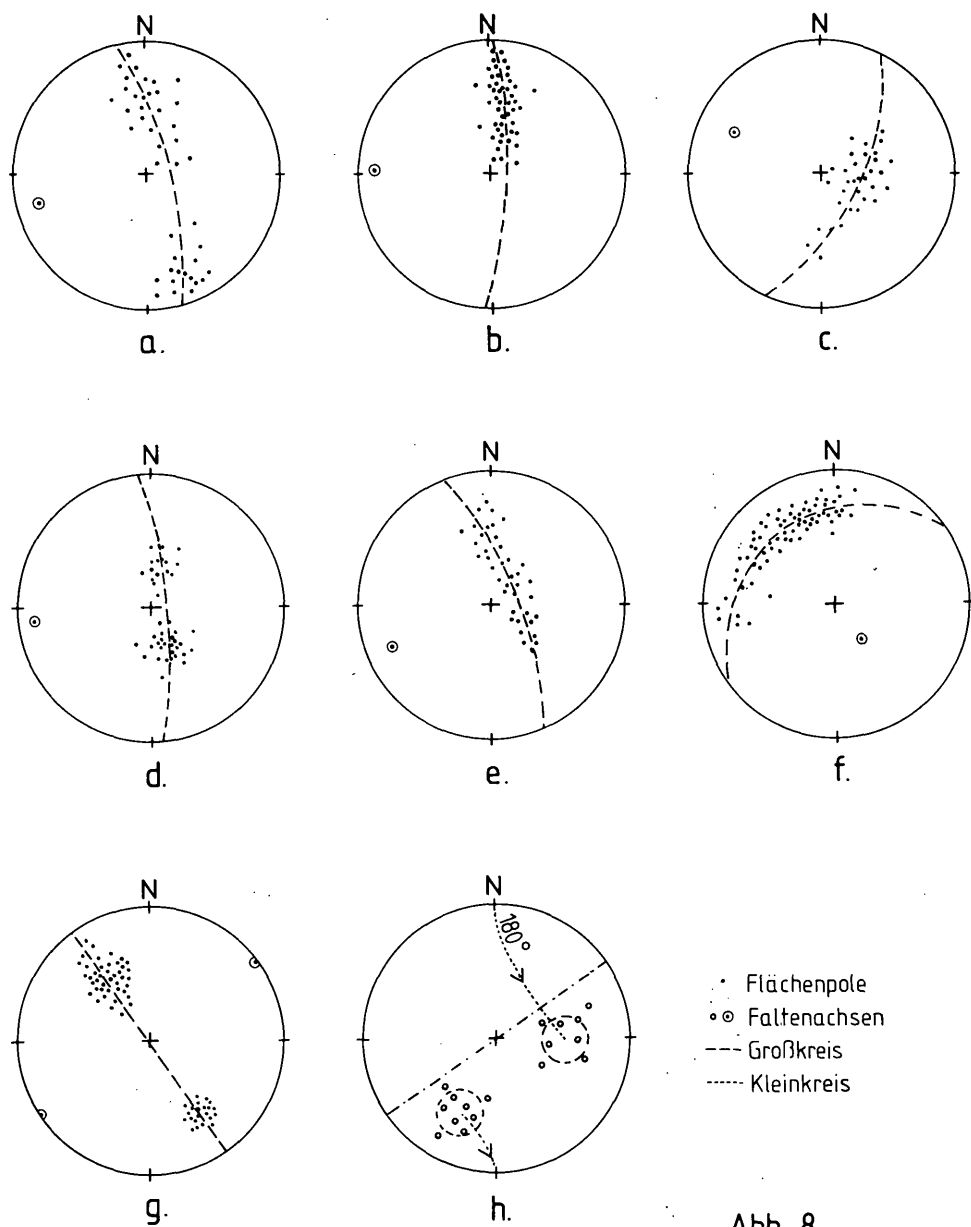


Abb. 8

Abb. 8: Schichtflächenmessungen und Faltenachsenkonstruktionen aus den verschiedenen Arealen (Beschreibung im Text)

Gletscher hätte geformt werden können. Weiters konnte kein einziges Erratum des Inntalgletschers gefunden werden, obwohl in der näheren Umgebung immer wieder kristalline Gerölle gefunden werden können.

Da der Schachtkopf zweifelsfrei eine abgeglittene Felsmasse darstellt, die mit der Inntaldecke in keinerlei Zusammenhang mehr steht, sollte man auch diesen nicht mehr zur Inntaldecke zählen. Daher wurde die Deckengrenze hier abweichend von TOLLMANN (1976 a) und MILLER (1963 a) in die tektonische Karte eingezeichnet.

3. ABFOLGE DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE

Wenn im untersuchten Gebiet auch kein Gosauvorkommen vorhanden ist, ist es durch Vergleiche mit Nachbargebieten (Muttekopf-Gosau), Kenntnisse über die altersmäßige Abfolge des bruchtektonischen Zyklus und das Wissen über die Transportzeit der Decken (TOLLMANN, 1973) trotzdem möglich, eine Altersabfolge aufzustellen und sie zumindest teilweise vor- und nachgosauischen Phasen zuzuordnen. Zusätzliche Informationen lassen sich auch noch aus den paläomagnetischen Ergebnissen ablesen.

Im folgenden werden nur die tektonischen Ereignisse näher erläutert, die bereits dem orogenen Stadium angehören. Tektonische Äußerungen der Geosynklinalzeit, wie z.B. die erwähnten Slumpings, werden hier nicht näher behandelt.

Kleinfaltungen

In mehreren Gebieten treten Faltungen auf, deren Faltenlängen im Zehnermeterbereich liegen (Muschelkalk im Wannigstock und beim Hinteren Drachenkopf, Hauptdolomit im Nisskogel). Durch die Abwicklung der Kleinfaltenachsen in der Nisskogelsynklinale kann eindeutig gezeigt werden, daß die Kleinfalten älter als die großen Falten sind. Die Verfaltungen im Muschelkalk können aufgrund der negativen paläomagnetischen Falten-tests ebenfalls als noch vor der Deckenüberschiebung entstanden eingestuft werden.

Grenzblätter und Südrandstörung

Ob die Anlage der im folgenden beschriebenen tektonischen Elemente vor oder nach der oben besprochenen Kleinfaltung vor sich gegangen ist, kann zwar nicht sicher gesagt werden, doch scheint diese Abfolge wahrscheinlich. Ebenfalls ist anzunehmen, daß spätestens bei der Entstehung der Grenzblätter der Beginn der Deckenüberschiebung anzusetzen ist (dies wird etwas später genauer besprochen). Die in Kap. 2 phänomenologisch beschriebenen großen Brüche wie das Nassereither Grenzblatt und die beiden Grenzblätter in den zentralen Miemingern sind ebenfalls einer sehr frühen Phase zuzuordnen. Der Begriff des Grenzblattes wurde bei TOLLMANN (1973, S. 349) genau erläutert und ist für diese Brüche sowohl rein beschreibend als auch in der zeitlichen Einstufung voll zutreffend.

Nicht ganz sicher ist die Einstufung der Südrandstörung, die hier zwei Areale trennt, deren tektonische Vorzugsrichtungen diskordant zueinander stehen. Prinzipiell scheinen zwei Deutungsmöglichkeiten offen zu stehen.

Die erste, daß das ganze Gebiet während der Faltungsphasen die gleiche Richtung aufgewiesen hat und erst sehr spät aus der jetzt noch in den zentralen Miemingern vorherrschenden E-W-Richtung im Gegenuhrzeigersinn in eine NE-SW-Richtung rotiert wurde. Oder aber, daß durch eine sehr frühe Zerlegung des Deckenkörpers in einzelne Schollen und, durch Inhomogenitäten im Gesteinsverband bedingt, die Richtung der Einengung schon von Beginn an nach NW-SE in einzelnen Bereichen umgelenkt wurde.

Großfaltung

Durch die weitere Einengung des Ablagerungsraumes kommt es nun zur Bildung von Falten im Kilometerbereich. Am Westrand der zentralen Mieminger sind diese Falten in den Profilen M 9 bis M 12 erkennbar. Auf diese Falten geht MILLER (1963 a) ein, wenn er die Untergliederung in eine nördliche, mittlere und südliche Teilmulde bzw. -sattel trifft. Ebenfalls ist die erste Anlage der Nißkogelsynklinale in dieser Zeit anzunehmen.

Bildung von Schuppen und deckeninternen Aufschiebungen

Der nächste tektonische Akt besteht im Zerschneiden der Falten und führt zu einer starken Reduktion der einzelnen Faltenstrukturen, so daß diese nur noch als Rudimente erhalten sind.

Die älteste Aufschiebung ist die südvergente, von MILLER (1963 b) als "B"-Störung bezeichnete, die die Tajakopfschuppe im Süden begrenzt. Anschließend daran kann der Zeitraum, in dem sich die nordvergenten Störungen ausbilden, angesetzt werden. Die nördlichste derartige Aufschiebung ist die "C"-Störung, sie begrenzt die Tajakopfschuppe nach Norden hin. Sie setzt sich noch weiter nach Osten über den Breitenkopf ins obere Schwarzbachkar fort, wo sie sich mit der südlichen "A"-Störung vereinigt und weiter über die Alplscharte auf die Südseite des Hauptkammes zieht.

Direkt nördlich des Hauptkammes zwischen Hochplattig und Grünstein sind ebenfalls mehrere Aufschiebungen vorhanden, die teilweise mit der "A"-Störung MILLERs ident sind und im Kapitel Tektonik bereits eingehend behandelt wurden. Sie bilden vor allem zwischen Tajatörl und Igelskar eine Reihe von kleinen Schuppen und Schichtverdoppelungen, wie z.B. der Muschelkalk am hinteren Igelskopf.

Weitere nordvergente Überschiebungen sind sowohl auf der Südseite des Grünsteins als auch des Wannigstockes. Eine genauere relative zeitliche Einstufung ist hier aber nicht möglich, da in dieser Zone andere tektonische Akte kaum wirksam waren und somit eine Vergleichsmöglichkeit fehlt. Die Gleichstellung mit der Schuppenbildung in den zentralen Miemingern erfolgte also nur aufgrund der Affinität der nordvergenten Aufschiebung.

Deckenüberschiebung

Die genaue zeitliche Einstufung der Deckenüberschiebung ist in diesem Gebiet nicht möglich, da einerseits die Deckengrenzen hier nirgends, auch nicht in der weiteren Umgebung, durch Gosausedimente plombiert wurden, andererseits die Deckenbahn im Untersuchungsgebiet nur spärlich aufgeschlossen ist. Es kann also nur aufgrund der Ergebnisse in anderen Gebieten auf eine vorgosauische Hauptdeckenüberschiebung geschlossen werden (TOLLMANN, 1973, S. 48 ff).

Ob und in welcher Größe nachgosauische Reaktivierungen der Deckenbahnen stattgefunden haben, wie sie z.B. aus der Reisalpendecke bekannt sind (SPENGLER, 1928), ist aus den oben erwähnten Gründen nicht möglich festzustellen.

Es kann jedoch angenommen werden, daß die Deckenüberschiebung ungefähr zeitgleich mit der Bildung der Schuppen und Aufschiebungen innerhalb der Decke stattgefunden hat, aber darüber hinaus sowohl früher begonnen, als auch länger angedauert haben könnte.

Die bis jetzt beschriebenen tektonischen Ereignisse sind also in ihren Hauptbewegungen vorgosauisch anzusetzen. Die beiden nächsten tektonischen Äußerungen, die Deckenfaltung und junge Bruchtektonik, sind nach der Ablagerung der Gosausedimente entstanden.

Deckenfaltung

Dieser Faltungsakt betrifft nicht nur einzelne Schichtglieder und ist auch nicht nur auf die Inntaldecke beschränkt, sondern umfaßt den ganzen Deckenstapel, zumindest aber die direkte Unterlage, die liegende Lechtaldecke. Es kommt zur Bildung von großräumigen Synklinalen und Antiklinalen. Die Faltenlänge liegt im Bereich von 10 km und mehr.

Im Untersuchungsgebiet bildet sich zu dieser Zeit das "Mieminger Gewölbe". Es kommt dadurch zu einer Versteilung der Deckenbahn im Bereich des Wannig und in der östlichen Fortsetzung im Mieminger Hauptkamm.

Diese große Aufwölbung ist sicher nicht nur auf das Mieminger Gebirge beschränkt, sondern setzt sich auch in den Lechtaler Alpen fort. In einem tektonischen Übersichtsprofil von GROTTENTHALER (1968, Taf. 19) kann man die Fortsetzung des Mieminger Gewölbes im "Loreasattel" gut erkennen. Richtigerweise müßte man hier von einem normalen Antiklinorium sprechen, also mit divergierenden Faltenebenen der Teilfalten, die in der tektonischen Karte von TOLLMANN (1976 a, Taf. 2) alle angeführt wurden.

Längsbrüche und Diagonalschersystem

Die letzten deutlichen orogenen Akte spiegeln sich in einer Vielzahl von Brüchen wider, deren gegenseitige Altersstellung zueinander nicht feststeht, da sich die beiden Störungssysteme nicht überschneiden.

In den zentralen Miemingern herrschen die Längsbrüche vor. Einer dieser E-W streichenden Brüche teilt die Nordscholle und versetzt den nördlichen Teil nach unten. Er läuft jedoch nach Osten aus. Ein weiterer hebt den südlichen Teil der "Südlichen Teilmulde" und verliert ebenfalls nach Osten hin rasch an Größe des Versetzungsbetrages.

Etliche kleinere E-W verlaufende Brüche sind an der Nordseite des Grünsteins im Muschelkalk und im oberen Drachenkar zu beobachten.

Das Diagonalstörungssystem ist vorwiegend an der Südseite des Wettersteingebirges ausgebildet. Im Vorbergzug dominiert die NE-SW-Richtung.

4. GROSSSTRUKTUREN RUND UM DAS MIEMINGER GEBIRGE

Der Beweis, daß sich großräumige Antiklinalen bzw. Synklinalen auch im Kalkalpenuntergrund nachweisen lassen, wurde bei der Prospektion nach Kohlenwasserstoffen im bayerischen Raum durch geophysikalische Untersuchungen erbracht und durch die Tiefbohrung Vorderriß erhärtet (BACHMANN et al., 1978). Hier wurden der Wamberger Sattel und seine Fortsetzung nach Osten untersucht.

Der Wamberger Sattel ist also ebenso wie das Mieminger Gewölbe durch Deckenfaltung entstanden und bildet auf einer Untergrundkarte ein "Hoch". Die Abb. 9 zeigt den Versuch, die Deckenfaltungen auch in der weiteren Umgebung des Mieminger Gebirges herauszufiltern.

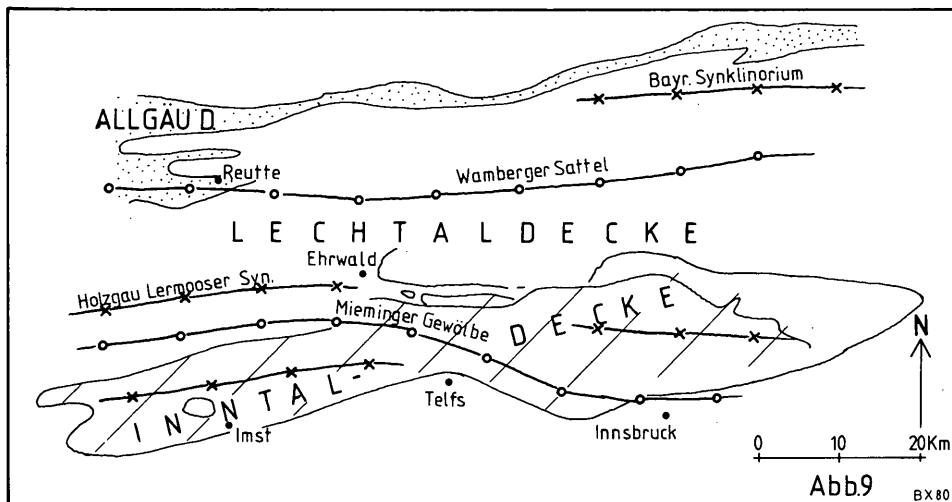


Abb. 9: Deckenfaltung rund um das Mieminger Gebirge

Die Fortsetzung der Aufwölbung der Mieminger nach Westen ist in den Lorea- und Galtbergantiklinalen und -synklinalen (TOLLMANN, 1976 a) zu suchen, die zusammengefaßt ein Antiklinorium bilden. Nach Osten wird das Mieminger Gewölbe durch die Seefelder Quereinmuldung unterdrückt. Die Fortsetzung im Karwendel möchte der Verfasser weder mit AMPFERER (1905) und TOLLMANN (1976 a, Taf. 2) im Gleirschkamm, noch mit G. HEISSEL (1978, S. 232) im Solsteingewölbe sehen, da beide Antiklinalen nicht auf eine Deckenfaltung zurückzuführen sind, sondern deckenspezifische Antiklinalen darstellen (G. HEISSEL, 1978, Profilserie durch das Karwendel). Das Mieminger Gewölbe müßte daher eher der Aufwölbung der Inntaldeckengrenze an der Südseite der Nordkette entsprechen, die in der eben zitierten Profilserie deutlich zu sehen ist. Die Einengung dürfte hier aufgrund der nahen Kalkalpensüdgrenze noch etwas stärker als im Mieminger Gebirge sein. Einschränkung möchte der Autor hinzufügen, daß die Hohe-Munde-Antiklinale wahrscheinlich während der Großfaltung (siehe Kap. 3) angelegt wurde, d.h. mit der Gleirschkamm- oder Solsteinantiklinale gleichzusetzen wäre, jedoch später durch die Deckenfaltung überlagert wurde, die im Karwendel eben mit keiner der zwei erwähnten Antiklinalen zusammenfällt.

Nördlich des Deckensattels schließt eine große Muldenstruktur an. Im Westen ist dies die bekannte Holzgau-Lermooser Synklinale. Durch das Wettersteingebirge und die Seefelder Quereinmuldung wird diese Struktur nördlich des Mieminger Gebirges etwas verschleiert. Im Karwendel läßt die Inntaldecke jedoch wieder einen weiten Muldenbau erkennen.

Die anschließende nördliche Antiklinale zeigt sich in dem schon erwähnten Wamberger Sattel. Nach Westen ist diese Aufwölbung für das Tannheimer Halbfenster verantwortlich. Auch nach Osten hin läßt sich der Wamberger Sattel noch weiter verfolgen und schließt an das nördlich gelegene Bayerische Synklinorium an.

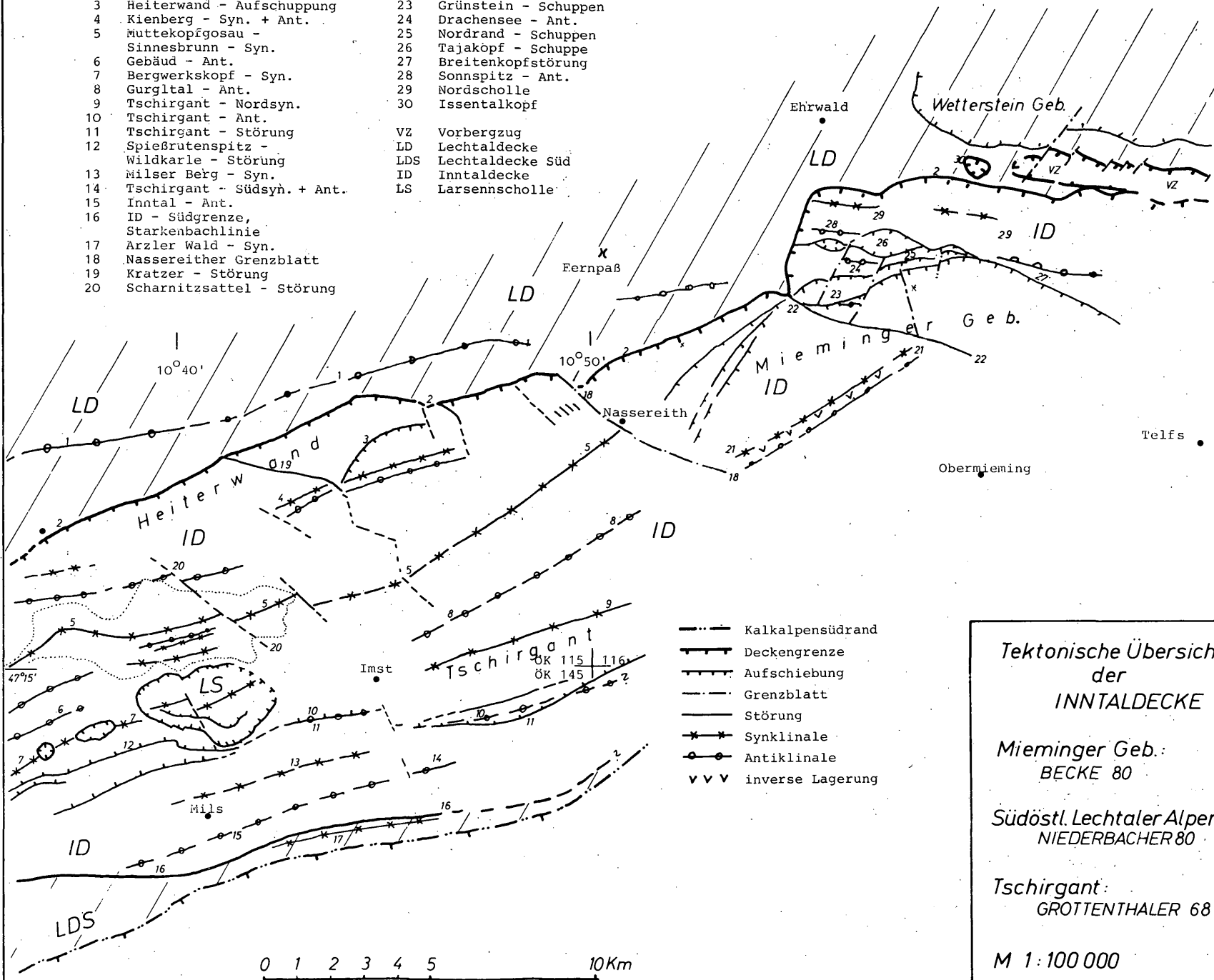
Literatur

- AMPFERER, O. (1902): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1902, 170-180, Wien.
- AMPFERER, O. (1905 a): Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1905, 118-125, Wien.
- AMPFERER, O. (1905 b): Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. - Jb. K.K. Geol. R.-A., 55, 451-562, Taf. 12-14, Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1912, 197-212, Wien.
- AMPFERER, O. (1914): Besprechung mit O. SCHLAGINTWEIT, K.Ch. v. LOESCH und H. MYLIUS über das Wettersteingebirge. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1914, 338-352, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. - Jb. Geol. B.-A., 81, 25-48, Wien.
- ARTHABER, G.V. (1906): Die alpine Trias des Mediterrangebietes. - Frechs Letaea geognost., 2. Tl., 1. Bd., 223-472, Taf. 34-60, Stuttgart.
- BACHMANN, W. et al. (1978): Die Erdgas-Tiefenaufschlußbohrung Vorderriß 1, ein erster Schritt zur Erschließung der Kalkalpen im Freistaat Bayern. - Compendium 1978/79, Ergänzungsbd. zu Z. Erdöl und Kohle, 14-40, Leinfelden-Echterdingen.
- BECHSTADT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mittel-triadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, 4 Abb., 4 Taf., 4 Tab., Innsbruck.
- BECHSTADT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z. Dt. Geol. Ges., 127, 271-289, 6 Abb., Hannover.
- BOCK, K. (1965): Geologie des Wannigstockes. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., Univ. München.
- BODEN, K. (1930): Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. - 458 S., Stuttgart (Enke).
- BÖGEL, H. (1958): Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Bucher Sattel im Süden des Wettersteinhauptkammes. - Unveröff. Dipl.-Arb., 35 S., T.H. München.
- ENDERS, P. (1974): Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalkes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. - Unveröff. Diss., 152 S., T.U. München.
- GERMANN, K. (1963): Der Bau der westlichen Mieminger Gruppe im Bereich des Marienbergjoches. - Unveröff. Dipl.-Kartierung, 33 S., 8 Taf., Univ. München.

- GROTTENTHALER, W. (1968): Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im Norden und dem Kalkalpensüdrand. – Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst., T.U. München.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W. HEISSEL, 227–288, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 95–132, Wien.
- KRAUS, E. (1956): Zum Verankerungsproblem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wettersteingebirges. – Z. Dt. Geol. Ges., 108, 141–155, Hannover.
- KÜHN, O. (1962): Autriche – Lexique Stratigraphique International, vol. 1, fasc. 8, 646 S., Paris (Centre Nat. Rech. Sci.).
- LEUCHS, K. (1924): Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges., 75, 100–113, Berlin.
- LEUCHS, K. (1927): Geologie von Bayern, 2. Teil. – 374 S., Berlin (Borntraeger).
- LEUCHS, K. (1930): Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. – Geol. Rdsch., 21, 81–96, Berlin.
- LEUCHS, K. (1935): Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. – Z. Dt. Geol. Ges., 87, 703–719, Berlin.
- LOESCH, K.C. v. (1915): Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. – Jb. K.K. Geol. R.-A., 64, 1–98, Taf. 1–3, Wien.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – Z. Dt. Geol. Ges., 113 (1961), 409–425, 6 Abb., Hannover.
- MILLER, H. (1963 a): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., 118, 291–320, 7 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- MILLER, H. (1963 b): Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wettersteingebirges. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont., 3, 51–72, 1 Tab., 2 Abb., München.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 187–212, 1 Tab., 7 Abb., Wien.
- MYLIUS, H. (1914): Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. – Mitt. Geogr. Ges. München, 9, 435–478, Taf. 11–13, München.
- MYLIUS, H. (1915): Besprechung mit O. AMPFERER über das Wettersteingebirge und das Hornbachtal. – Verh. K.K. Geol. R.-A., 1915, 242–249, Wien.
- MYLIUS, H. (1916): Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., 1916, H. 1, 10–40, Taf. 3–4, Stuttgart.
- NIEDERBACHER, P. (1980): Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen. – Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- PLOCHINGER, B. (1975): Das Juraprofil an der Zwölferhorn-Westflanke (Nördliche Osterhorngruppe, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1975, H. 2–3, 27–33, Wien.

- REIS, O.M. (1911): Erläuterung zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. - Geogn. Jh., 23 (1910), 61-114, München.
- REIS, O.M. & F.W. PFAFF (1911): Geologische Karte des Wettersteingebirges, Maßstab 1:25 000. - Geogn. Jh., 23 (1910), München.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912 a): Die Mieminger Wettersteinüberschiebung. - Geol. Rdsch., 3, 73-92, Taf. 1-2, Leipzig.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912 b): Zum Problem des Wettersteingebirges. - Verh. K.K. Geol. R.-A., 1912, 313-327, Wien.
- SCHMIDT-THOME, P. (1954). Kluftektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch., 42, 172-187, Stuttgart.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v. (1938): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. - Jb. Geol. B.-A., 88, 1-12, 2 Ktn., Wien.
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentaales und des oberen Rielachgebietes. - Jb. Geol. B.-A., 78, 53-144, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976 a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976 b): Analyse des klassischen mesozoikums; Stratigraphie. Fauna und Facies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1931): Aptychenstudien VI-VII. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 45, 1931, 17-136, 1 Taf., 3 Fig., Wien.
- ZITZLSPERGER, L. (1960): Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten. - Unveröff. Dipl.-Arb., 56 S., T.H. München.

- | | |
|--------------------------------|-------------------------|
| 1 Teges - Ant. | 21 Nisskogel - Syn. |
| 2 ID - Nordgrenze | 22 Südrandstörung |
| 3 Heiterwand - Aufschuppung | 23 Grünstein - Schuppen |
| 4 Kienberg - Syn. + Ant. | 24 Drachensee - Ant. |
| 5 Mutteköpfigosau - | 25 Nordrand - Schuppen |
| Sinnesbrunn - Syn. | 26 Tajakopf - Schuppe |
| 6 Gebäud - Ant. | 27 Breitenkopfstörung |
| 7 Bergwerkskopf - Syn. | 28 Sonnspliz - Ant. |
| 8 Gurgltal - Ant. | 29 Nordscholle |
| 9 Tschirgant - Nordsyn. | 30 Issentalkopf |
| 10 Tschirgant - Ant. | |
| 11 Tschirgant - Störung | VZ Vorbergzug |
| 12 Spießrutenspitze - | LD Lechtaldecke |
| Wildkarle - Störung | LDS Lechtaldecke Süd |
| 13 Milser Berg - Syn. | ID Inntaldecke |
| 14 Tschirgant - Südsyn. + Ant. | LS Larsennscholle |
| 15 Inntal - Ant. | |
| 16 ID - Südgrenze, | |
| Starkenbachlinie | |
| 17 Arzler Wald - Syn. | |
| 18 Nassereither Grenzblatt | |
| 19 Kratzer - Störung | |
| 20 Scharnitzsattel - Störung | |



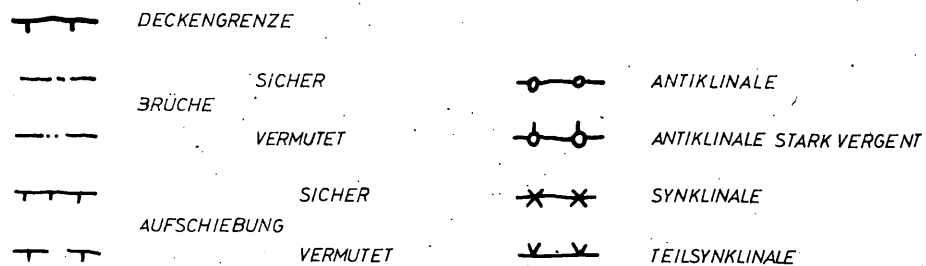
Tektonische Übersicht der INNTALDECKE

Mieminger Geb.:
BECKE 80

Südöstl. Lechtaler Alpen:
NIEDERBACHER 80

Tschirgant:
GROTTENTHALER 68

M 1:100 000



M 1: 25 000

PROFILE durch das MIEMINGER GEBIRGE

BEIL. 3

