

DAS WETTERSTEINGEBIRGE, WIDERLAGER DER ALLOCHTHONEN INNTALDECKE, UND DIE ÖTZTALMASSE, MOTOR TERTIÄRER POSTHUMER NW-BEWEGUNGEN IM MIEMINGER GEBIRGE (NORDTIROL, ÖSTERREICH)

Rafael Ferreira Mählmann & Jürgen Morlok

Mit 13 Abbildungen

Zusammenfassung:

Eigene tektonische, litho- und biostratigraphische Arbeiten zwischen Garmisch-Partenkirchen und dem Inntal haben zusammen mit den modernen Kenntnissen zur Diagenese und Anchimetamorphose der Arbeitsgruppe KRUMM (Universität Frankfurt am Main) zu einem neuen tektogenetischen Modell beigetragen. Hierbei spielt die frühe Heraushebung des Wettersteinmassives die entscheidende Rolle, da sie schon in der Kreide die Digitation der Inntaldecke verursachte und im westlichen Gaistal das Vordringen dieser Einheit nach N oder WNW abbremste. Es wird versucht, Strukturen, die durch Stauchung und Deckentektonik in der Kreide entstanden, von solchen zu trennen, die im Tertiär den Deckenstapel überprägten. Ein besonderer Schwerpunkt behandelt die Argumente zugunsten der Deckentektonik und die Begrenzung der Inntal- und Lechtaldecke im Gaistal und in der Puitentalzone. Hierbei haben die Untersuchungen zur transportierten Anchimetamorphose von Herrn Dr. R. PETSCHICK die Ergebnisse untermauert. Des Weiteren wird die Rolle der Aufschiebung auf die Kalkalpen durch die Ötztaldecke für die Abläufe der tertiären Bewegungsmechanismen im Mieminger Gebirge dargestellt, vor allem der Schollenrotation und Blattverschiebungen. Die Kristallindecke des Ötztals wirkt als Indenter, während die Wettersteinmasse als Widerlager den Druck abfängt und der Spannungsausgleich an gebogenen sinistralen Blattverschiebungen und SSW-NNE- und SSE-NNW-Brüchen transpressiv erfolgt.

Summary:

A new tectonic model of the area between Garmisch-Partenkirchen and the Inn Valley has been established combining our own tectonic, litho- and biostratigraphic work with new knowledge of diagenesis and anchimetamorphism from the group of workers of KRUMM (University of Frankfurt/Main). The early uplift of the Wetterstein Unit in the Cretaceous caused a digitation of the Inntal Nappe. It also stopped a further displacement toward the N or WNW of the thrust sheet in the western Gaistal. We distinguish structures, which were formed in the Cretaceous by decollement and compression from those overprinting the tectonic wedge in the Late Tertiary. Arguments in favour of the nappe tectonic theory and evidences for the boundary of the Inntal and Lechtal Nappes in the W Gaistal and the border zone of the Puitental were of particular interest. Studies of Dr. R. PETSCHICK regarding transported anchimetamorphism gave important data to support our model. Furtherly, the importance of Tertiary movement mechanisms (mainly block rotation and strike-slip faulting) in the Mieminger Mountain Range is modelled by the overthrusting of the Ötztal Nappe onto the Northern Calcareous Alps. The crystalline basement of the Ötztal Nappe is considered as indenter whereas the Wetterstein Massif as abutment absorbs the pressure. At anti-clockwise SE-NW curved strike-slip faults and SSW-NNE and SSE-NNW faults a stress compensation is proved.

Vorwort (H.Krumm):

Die dieser Publikation zugrundeliegenden beiden Kartierungsarbeiten von J. Morlok im westlichen Gaistal und von R. Ferreira Mählmann im südlich anschließenden Westteil der Mieminger Gruppe, waren seinerzeit begonnen worden, um für dieses „traditionelle“ Problemgebiet kalkalpiner Deckentektonik im Bereich der Lechtal- und Inntaldecke eine einheitliche geologische Neukartierung

in großem Maßstab (1:10.000) zu erhalten, als Basis einer umfassenden Neubearbeitung, auch unter Berücksichtigung der jüngeren stratigraphischen und faziellen Kenntnisse zur Einordnung der posttriassischen Sedimentgesteine. Zudem konnten gegenüber den bisher vorhandenen Bearbeitungen sehr viele Neuaufschlüsse infolge Wege- und Pistenbaues ausgewertet werden.

Die Ergebnisse, vor allem hinsichtlich der tektonischen Zusammenhänge zwischen Wettersteingebirge, Puitentalzo-

ne, Vorbergzug und Mieminger Gebirge, werden von den beiden Autoren anschließend detailliert und aufgrund langjähriger Bearbeitung vorgestellt. Damit ist ein weiterer Fortschritt zur geologisch-tektonischen Kenntnis dieses Gebietes und seiner Darstellung gelungen.

Zusammen mit zwei weiteren Neukartierungen im nordwestlichen (R. Petschick, 1983) und westlichen (Th. Ohlenschläger, 1984) Wettersteingebirge, auf die in der vorliegenden Arbeit z.T. Bezug genommen wird, liegt damit für das gesamte, tektonisch interessierende Westende des Wettersteingebirges, südlich Grainau beginnend und bis zum Mieminger Hauptkamm reichend, eine umfassende, gleichmäßig bearbeitete Neuuntersuchung vor, basierend auf einheitlichen Neukartierungen im Maßstab 1:10.000. Eine zusammenfassende Darstellung mit einer farbigen geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 dieses gesamten Gebietes ist anderenorts vorgesehen.

1. Einleitung und stratigraphischer Überblick

Durch die Verfeinerung der lithostratigraphischen und z.T. mikrofaziellen Gliederung der Reichenhaller Schichten, des Alpenin Muschelkalkes, des Wettersteinkalkes und der „Jungschichten“ (Jura und Kreide) gelang es, im Wettersteingebirge, im Gaistal und im Mieminger Gebirge neue Kenntnisse zu sammeln, die Argumente für die Allochthonie der Inntaldecke liefern. Dabei können die Reichenhaller Schichten (Campil?–Anis) in eine liegende Karbonatserie und eine hangende Rauhackenabfolge getrennt werden. Die basalen Rauhacken des Campil – Skyth fehlen tektonisch. Die Formation des Alpenin Muschelkalkes wird nach der Gliederung von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974/1976) in Virgloria-, Steinalm-, Reiflinger Knollen- und Reiflinger Bankkalk (Anis – Ladin) unterschieden. Auch der Wettersteinkalk läßt sich in einen gebankten Unteren (Vorriff-Fazies), massigen Mittleren (Riff-Fazies) und gebankten Oberen Wettersteinkalk (Lagunen, Hinterriff-Fazies) auskartieren.

In der Trias des westlichen Mieminger Gebirges läßt sich schon in den **Reichenhaller Schichten** eine Beckenschwellen-Entwicklung von W nach E erkennen. Diese hatte im Anis – Unter-Ladin wenig ausgeprägt weiter Bestand und führte im Ober-Ladin und Karn aufgrund höherer Subsidenzunterschiede, durch eine synd sedimentäre Dehnungs- und Bruchtektonik ausgelöst, zur Faziesdifferenzierung von **Partnachschiechten** (Tone, Mergel und Kalkmergel) im Becken, den **Reiflinger Kalken** (Kalkmergel, Kieselknollenkalke, Kalksteine, Tuffe und Tuffi-

te) am Beckenrand und dem **Wettersteinkalk** (Kalke, Dolomite und vereinzelt an der Basis Tuffite) auf der Riffschwelle. Dabei sind die Reiflinger Kalke distal in der Ausbildung der **Reiflinger Grenzschiechten** (KOBEL, 1969: 56) sowie **Reiflinger Knollenkalke** und proximal als **Reiflinger Bankkalke** oder als **Schusterbergkalke** nach v.PIA (1924: 47f.) vertreten. Die Schusterbergkalke sind auf einer submarinen Schwelle abgelagert worden. Nach einer Pionierbesiedlung folgen im Hangenden unmittelbar **Wettersteineriffkalke** und **-riffschuttkalke**.

Im Alpenin Muschelkalk und Wettersteinkalk ist, vom Mieminger Hauptkamm ausgehend, eine Vertiefung im nordalpinen Nebenmeer der Tethys (i.w.S.) nach N und W zu beobachten. Dies gilt auch für das Obere Karn bis Obere Nor (KESSLER, 1985). Diese Trends werden durch bedeutende Aufschiebungen im Internbau der Inntaldecke, die z.T. auch durch Fazies sprünge belegt sind, kompensiert. Im N der Inntaldecke bricht dieser Zusammenhang ab und findet im Wettersteingebirge keine kontinuierliche Fortsetzung. Eine offene Wasserstraße (Infrariffbecken) oder Einbuchtung zwischen den Riffatollen des Mieminger und Wettersteingebirges (vgl. auch BECHSTÄDT et al., 1978, Fig. 6) fehlt. Lithofaziell lassen sich die **Raibler Schichten** am Issentalkopf und am Vorbergzug durch gute Korrelation der Schichtenfolge (nur zwei „Schiefer tonfolgen“, Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten u.a.) mit denen südlich des Mieminger Hauptkammes vergleichen. Die faziellen Unterschiede zum Wettersteingebirge sind beachtlich (MORLOK, 1987: 13 f.).

In der Puitentalzone ist seit dem Rhät eine zunehmende Vertiefung des Meeresraumes erkennbar (das Milieu verlagert sich von der Plattform zum offen marinen Bereich), die im Lias α durch die Ablagerungen der **Scheibelbergkalke** einen tiefneritischen Ablagerungsraum, möglicherweise schon einen Übergangsbereich zum Bathyal belegen (tiefer Schelf- oder Beckenrand). Im Lias α folgen die „kondensierten“ Tiefschwellenablagerungen der **Adneter Kalke** im Bereich eines offen marinen Schelfes. **Hierlatzkalke** treten nur als Lesesteine an der Überschiebungsbahn der Inntal- auf die Lechtaldecke auf und werden als abgeschürfte Splitter einer südlich gelegenen, flachneritischen (?) Schwelle – der Fortsetzung der Zürser Schwelle der Lechtaldecke – diskutiert.

Im oberen Lias zerbricht die Tiefschwellenstruktur. Zur Zeit der Sedimentation der **Jüngeren Allgäuschichten** muß schließlich ein bathyalen Ablagerungsraum postuliert werden. Wahrscheinlich an der Wende Dogger/Malm werden mit den Gesteinen der **Radiolaritgruppen** (Radiolarite i.e.S., Kieselkalke und Kieselmergel, vgl. MORLOK, 1987: 56ff.) die größten Ablagerungstiefen er-

reicht. Es werden mehrere 100 m bis maximal 2.000 m in einem im S und N von Schwellen begrenzten Becken angenommen (Dehnungsgräben durch Krustenausdünnung) Ab Unter?-Kimmeridge nimmt die Vertiefung wieder ab und mit den **Bunten Aptychenschichten** werden Sedimente einer bathyalen Tiefschwelle mit pelagischen Organismenvergesellschaftungen abgelagert. Nach W findet man mit den „**Bianconekalken**“ Übergänge zum Becken bzw. tiefen Schelf. Nach E ist eine Verflachung zu einer tiefneritischen Fazies bemerkbar (N der Issentalköpfe). Die Becken-Tiefschwellendifferenzierung wird im Berrias-Valangin durch Sedimente des offenen marinen Schelfes ausgeglichen. In den **Grünen Aptychenschichten** wird mit Einschüttungen von Quarzsanden, Pflanzenresten u.a. eine zunehmende Landnähe bemerkbar (Einsetzen der alpinen Orogenese?). Zur Gliederung, Bathymetrie und Biostratigraphie wird auf MORLOK (1987) verwiesen.

Der Ablagerungsraum läßt sich einer grabenartigen Struktur auf dem passiven Kontinentalrand im S des penninischen Ozeans zuordnen, vergleichbar mit den Tiefschwellen-Becken-Arealen bei BERNOULLI & JENKYNS (1974) und JENKYNS (1986) Neuerdings haben TROMMSDORFF et al. (1990) eine Fortdauer eines sich dehrenden Grabens im Bereich des Gaistales bis ins Ober-Alb angenommen. An saiger gestellten Schichtpaketen und entlang Schwächezonen in der Kruste drangen die subkontinentalen Magmen der basanitischen Ehrwaldite auf.

Im Gaistal konnten neue Fundpunkte diskordant in Grünen Aptychenschichten kartiert werden (MORLOK, 1987:81). Die Vorstellung eines Extensionsgrabens, in den noch Magmen im Alb intrudieren, läßt sich gut mit der Vorgeschichte des Ablagerungsraumes von Lias bis Alb vereinbaren.

2. Historisches zur Tektonik im Mieminger Gebirge

Seitdem AMPFERER (1912, Abb. 1: 20), ausgehend von der „Karwendel-Reliefüberschiebung“, die neu definierte „Inntaldecke“ als eine freischwimmende, wurzellose Decke (vgl. M. RICHTER, 1930: 2) ausgliederte, stehen das Mieminger und das Wettersteingebirge im Mittelpunkt verschiedener Diskussionen über die Existenz der Inntaldecke, ihre Abgrenzung und ihren internen Bau.

Obwohl das Mieminger Gebirge immer wieder in tektonische Modelle Aufnahme fand, ist es seit AMPFERERs Erforschung (1902/1905) erst wieder grundlegend von MILLER (1962) und erneut von BECKE (1983)

bearbeitet worden. Die erste großmaßstäbliche Kartierung des Gaistales stammt von REIS & PFAFF (1911). Detailkartierungen wurden erst wieder von MILLER (1962) publiziert.

Eine detaillierte Besprechung der Literatur vor 1961 kann man bei SCHNEIDER (1962) und MILLER (1962) nachlesen. Beide Autoren haben sich mit unterschiedlichen Argumenten für eine parautochthone Lösung entschieden, wobei sie der ortsgebundenen Schollenüberschiebungs-Tektonik (i.S.v. MYLIUS, 1916) anhängen. Die E-W-streichenden Jura- und Kreidestrukturen des Gaistales und der Puitentalzone sollen dabei nach den Schollenaufschiebungen an steilen reaktivierten Störungen entstanden sein.

Bezogen auf die Inntaldecke, waren es vornehmlich BEURLIN (1944), E. KRAUS (1957:146) und ZEIL (1959:58), die eine tektonische und fazielle Übereinstimmung mit dem Untergrund forderten. Mit faziellen Methoden versuchten JERZ (1966), ENDERS (1967), HARSCH (1968) und zuletzt noch J.FRISCH (1968/1975) in den folgenden Jahren eine Autochthonie zu bestätigen.

TOLLMANN (1971/1976 u.a.) war es schließlich, der die kalkalpine Deckentektonik „rehabilitierte“, wobei parautochthone Elemente nicht prinzipiell ausgeschlossen werden. Auch G.HEISSEL (1978) wies im W der „Seefeld der Quereinmuldung“ eine wurzellose Auflage nach. Der Südrand der Inntaldecke wird südlich des Mieminger Gebirges an der Tschirgantstörung (sensu TOLLMANN) oder der Starckenbachlinie (sensu AMPFERER) etabliert (TOLLMANN, 1973: 370 ff. und 1976). Die Lechtaldecke wird von den Autoren nach der HAHNSchen Gliederung den tieferen kalkalpinen Decken des Hochbajuvarikums und die Inntaldecke den höheren Einheiten des Tirolikums zugeordnet. Eine ausführliche Zusammenfassung zur Autochthonie-Allochthoniediskussion hat TOLLMANN (1976:16 u. 30) publiziert.

AMPFERER (1902/1905:477) glaubte, im westlichen Mieminger Gebirge einen sich nach W ausweitenden Einbruch des Gewölbescheitels zu sehen, der seinen Ausgang im First der Mieminger Antiklinale im W der Hohen Munde nimmt. Diese Auffassung ist bis 1962 von den meisten Autoren übernommen worden. Erst MILLER (1962) konnte nachweisen, daß es sich bei den vermeintlichen Raibler Schichten und dem Hauptdolomit im zentralen Mieminger Gebirge, welche die Grundlage für AMPFERERs Einsenkungstektonik waren, um Reichenhaller Schichten bzw. um Alpinen Muschelkalk handelt. Der Einbruch kamischer bis rhätischer Sedimente in Gesteine des Skyth bis Ladin war widerlegt. Die großen E-W-Störungen wurden als Aufschiebungen erkannt (MILLER, 1962: 74).

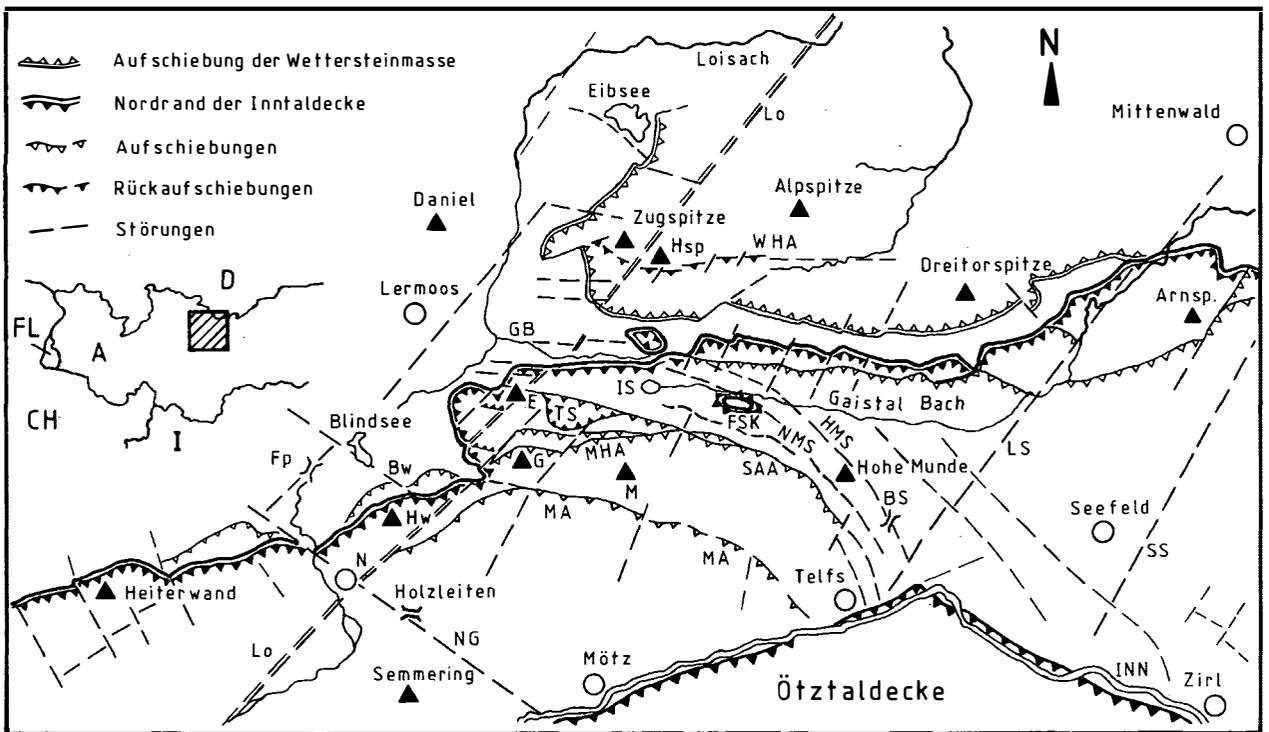


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes mit den wichtigsten tektonischen Strukturen.

Ergänzungen nach SCHNEIDER (1953), W. HEISSEL (1957) und TOLLMANN (1976) und im Text genannte

- **Lokalnamen:** BS = Buchener Sattel, Bw = Brandtweintal, E = Ehrwalder Sonnenspitze, Fp = Fernpaß, G = Grünstein, GB = Geißbach, Hsp = Höllental Spitze, Hw = Hochwannig, IS = Igelsee, M = Mitterspitze, N = Nassereith.
- **tektonische Einheiten:** FSK = Fenster der Lechtaldecke im Schwarzbachkar, IS = Schwarzbachkar, HMS = Hohe-Münde-Störung, Lo = Loisachstörung, LS = Leutaschstörung, MA = Marienbergaufschiebung, MHA = Mieminger-Hauptkamm-Aufschiebung, NG = Nassereither Grenzblatt, NMS = Niedere-Münde-Störung, SAA = Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung, SS = Seefelder Störung (auch Isarstörung oder Drahnbachstörung), TS = Tajakopf-Schuppe, WHA = Wetterstein-Hauptkamm-Aufschiebung.

Während des Reviews ist die interessante Arbeit von EISBACHER et al. (1990) erschienen. Die tektonischen Folgerungen werden in der Diskussion, insbesondere im Hinblick auf die posthume Bruchtektonik, berücksichtigt.

Heute hat sich bei den meisten Geologen die Deckenlehre in den Nördlichen Kalkalpen durchgesetzt. Ein allochthoner Charakter der Inntaldecke wird aber noch vielfach angezweifelt. So wird von EISBACHER et al. (1990, Beilage) als Arbeitshypothese ein stratigraphischer Zusammenhang der Inntaldecke mit dem Ötztalkristallin vermutet und nicht als wurzellose Auflagerung diskutiert. Diese Verbindung der Inntaldecke mit dem Ötztalkristallin, bzw. der Lechtaldecke mit dem Silvrettakristallin, erklärt nicht die zeitlich und in ihrer Stärke sehr unterschiedlichen Diagenese-Metamorphose-Ereignisse (vgl. dazu THÖNI, 1983/1988; FLISCH, 1986; FERREIROMÄHLMANN et al., 1991) in den verschiedenen Decken. Als autochthon gilt die Wettersteinmasse, die im N im Wamberger Sattel mit der Lechtaldecke verbunden ist.

3. Der tektonische Bau der Lechtal- und Inntaldecke

3.1. Lechtaldecke

3.1.1. Wettersteingebirge

Die Lechtaldecke läßt einen weitständigen Faltenbau erkennen (von N nach S): Wamberger Sattelzone, Wetterstein-Hauptmulde, Wetterstein-Hauptsattel und Reintalmulde. Der Faltenbau wird von weit verfolgbareren E-W-Störungen unterbrochen, deren bedeutendste die Wettersteinhauptsattel-Aufschiebung ist (Abb. 1). Im S schließt sich die Muldenzone des Gaistales an, auf die von N nach S die Wettersteinmasse aufgeschoben wurde (S-vergenger Faltenbau der liegenden Jura- und Kreidegesteine). Gesteine des Illyr (Reiflinger Kalk) bis Longobard (Wettersteinkalk) wurden auf Grüne Aptychenschichten (Neokom und Apt) geschoben. Die Faltenstrukturen weisen ein beträchtliches Axialgefälle nach E zur Seefelder

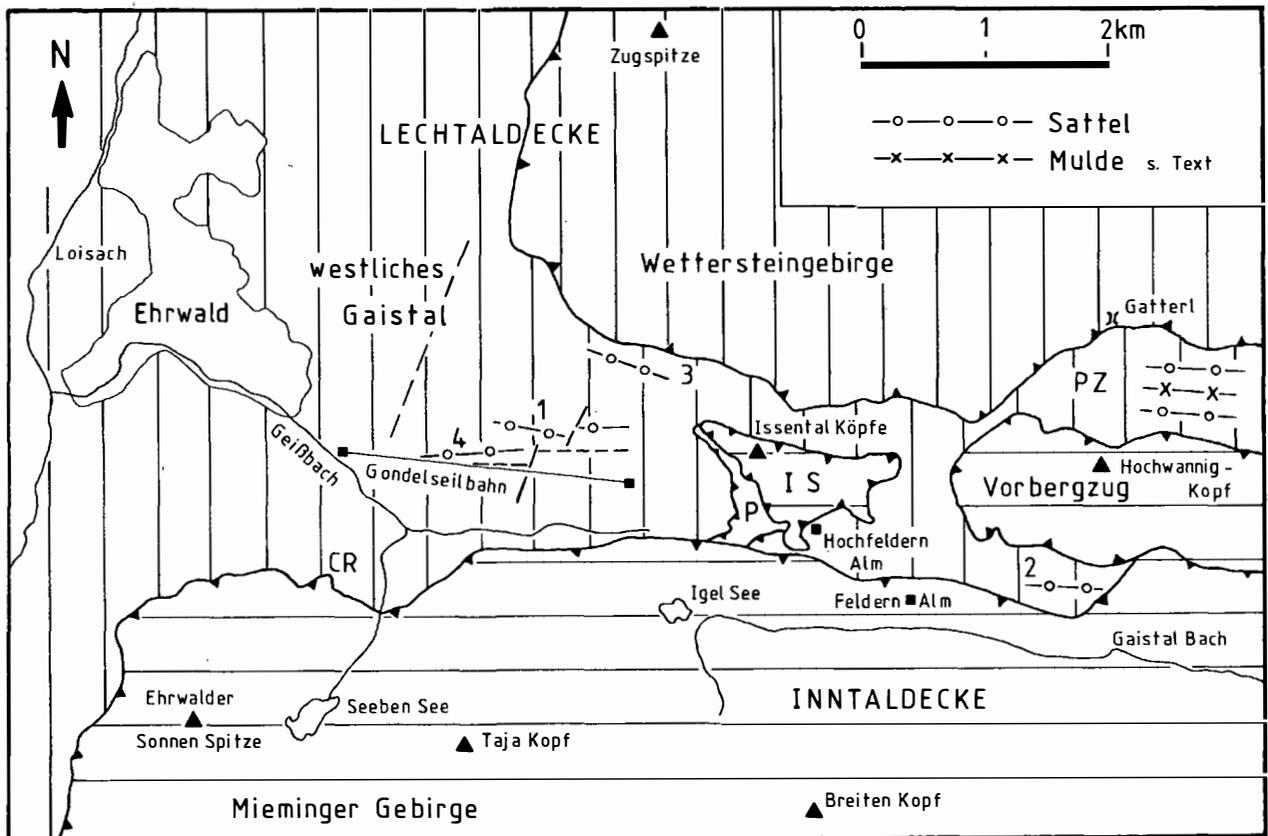


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte des westlichen Gaistales (nach MORLOK, 1987)

IS = Issentalscholle (Inntaldecke), P = Inverse parautochthone Schuppe der Lechtaldecke, PZ = Puitentalzone (Lechtaldecke), CR = Ciburger Rast, 1 = Lehnplätzle-Sattel, 2 = Feldertal-Sattel, 3 = Hochbrand-Sattel, Rappenbach-Sattel, 1 bis 4 vgl. Kap. 3.1.2.

Senke hin auf, die im W zur über 4.000 m reichenden Aushebung der Wettersteinmasse führte (PETSCHICK, 1983: 52).

Die Heraushebung mit ihrer ca. 20°S-gerichteten Aufschubung wird als eine Auspressung der rigiden Riffkalke in einer mergeligen Beckenfazies (Partnachbecken im N in der Wamberger Sattelzone und im S des Wettersteinatolls) interpretiert, die die nordwärtsdrängende Inntaldecke ausgelöst hat. Flache E-W-Striemungen an der Aufschubung und den E-W-Störungen im Wettersteingebirge weisen eine jüngere Reaktivierung nach, der nur eine untergeordnete Rolle mit geringen Versätzen zukommt.

Der starre Körper des Wettersteingebirges reagierte nach Einengung neben dem zuerst großräumig angelegten Faltenbau sekundär mit zahlreichen Auf- und Abschiebungen, die gegensinnig zum N-S-gerichteten Schub der Wettersteinmasse gerichtet sind. An der Wettersteinhauptsattel-Aufschubung sind unterhalb des Ehrwalder Köpfels Jura- und Kreidegesteine als Schürflinge eingeschuppt (PETSCHICK, 1983: 65; OHLENSCHLÄGER, 1984).

Im E des Arbeitsgebietes versetzt die Gatterlstörung das Wettersteingebirge sinistral um 1 km nach NE. Eine Vertikalkomponente ist nicht zu beobachten. Diese Störung wird bei MORLOK (1987: 95) als ein mögliches Grenzblatt diskutiert (resp. TOLLMANN, 1973: 349 ff.), in dem „durch die verschieden starke Faltung der Flügel eine einfache Abwicklung durch Verschiebung nicht möglich“ ist. Eine Fortsetzung zwischen Issentalscholle und Vorbergzug (Abb. 2) kann nicht angenommen werden. Eine Zuordnung zu NE-SW-streichenden Störungen im Mieminger Gebirge ist wegen der unterschiedlichen Horizontal- und Vertikalkomponenten der Versätze schwer möglich.

3.1.2. Westliches Gaistal und Puitentalzone

Beide Bereiche sind durch eine engständige Faltung gekennzeichnet, wobei größere Sattel- und Muldenstrukturen eine Internfaltung aufweisen. Die E-W- ($\pm 30^\circ$) strei-

chende Faltung weist im N an der Wettersteinaufschichtung S-Vergenz (zwischen 7°S am Lehnplätzlesattel und 28°S am Felderntalsattel), und im S an der Inntaldeckengrenze N-Vergenz (zwischen 8°N am Hochbrandsattel und 52°N am Rappenbachsattel) auf (Abb. 2 und MORLOK, 1987: 111). Die Faltenachsen tauchen sowohl nach E als auch nach W ab. Eine enggestaffelte N-S-streichende Blocktektonik mit Vertikalbewegungen kann durch Schleppung die Faltenachsen verstellt haben. Die Verstellung der Faltenachsen (Wellung) kann aber auch auf E-W-Bewegungen zurückgeführt werden (REIS, 1911, u.a.).

Die überkippten Falten südlich des Rappenbaches unterhalb der Coburger Rast entstanden bei der Überföhrung durch die Inntaldecke. Kössener, Adneter, Allgäuschichten und Bianconekalk-Schürflinge werden dabei an der Deckenbahn mitgeschleppt, so z.B. an der Coburger Rast, am Wasserfall an der Hochfeldernalm und an der Pestkapelle (vgl. Abb. 12 und 4). Ein E-W-streichendes Lineament zwischen Rappenbach und Gondelseilbahn im W und an der Feldernalm im E, an dem mehrfach Rhät- und Kreidesteine nebeneinanderliegen, ist im westlichen Gaistal nachgewiesen worden. Grüne Aptychenschichten schieben sich entweder flach von S auf Kössener Schichten oder werden durch eine einfache Abschiebung voneinander getrennt (durch die Auflast der Inntaldecke, die vor ihrer Erosion bis hierhin vorgerückt war?; vgl. Abb. 2).

Die fast ungestörte Abfolge von enggefalteten Kössener Schichten im Felderntal läßt sich mit denen am Rappenbach und im W des Issentalkopfes strukturell und faziell vergleichen. Dies spricht gegen die Möglichkeit, hier einen Schürfling der Lechtaldecke nach TOLLMANN (1976) anzunehmen. Man muß die Abfolge als autochthones Halbfenster (Abb. 2 u. 6) im Bezug zur Lechtaldecke interpretieren.

Unmittelbar im Liegenden der Issentalscholle ist im W des Issentalkopfes eine 100 m mächtige inverse Abfolge von Gesteinen der Radiolaritgruppe, Bunten Aptychenschichten, Bianconekalk und eng gefalteten Grünen Aptychenschichten aufgeschlossen, die flach nach S einfällt. Im E kommt noch eine intensive Zerschüppung hinzu. Ähnlich wie die Grünen Aptychenschichten sind im Liegenden am tektonischen Kontakt die autochthonen, normalliegenden Kössener und Allgäuschichten stark durchbewegt. Diese von uns erstmals erkannte inverse Serie wird als parautochthone Scholle in bezug zur Lechtaldecke definiert. Eine südlich beheimatete Lage kann auch faziell untermauert werden. Die inverse Scholle stammt aus einem pelagischen Ablagerungsraum, während benthonische Einflüsse in der autochthonen Normalserie (N des Issentalkopfes) auf eine Tiefschwelle weisen. Es dürfte sich um den abgescherten Teil einer überkippten Faltenflanke

handeln, die bei der Überföhrung durch die Issentalscholle von S mitgeschleppt worden ist. Die Scholle paßte sich flach einfallend der Überschiebung an (Abb. 2 und 3).

Als Puitentalzone werden saiger stehende, isoklinal gefaltete bis S-vergente Rhät- bis Kreideabfolgen bezeichnet, die dem Vorbergzug nördlich vorgelagert sind. Am Brand (Vorbergzug) kann zwischen Puitentalzone und Vorbergzug eine wenige Meter mächtige Schuppenzone mit Schubspänen, bestehend aus Gesteinen des Rhät, des Jura und der Kreide ausgehalten werden. Im N des Hochwannigkopfes ist diese Zone erneut am tektonischen Kontakt aufgeschlossen. Ein stratigraphischer Verband zwischen Vorbergzug und Puitentalzone, z.B. von E.KRAUS (1957) gefordert, ist nicht nachzuweisen. Die melangeartige Schuppenzone spricht entschieden dagegen.

3.2. Inntaldecke

3.2.1. Inntaldeckenüberschiebung

Die Nordgrenze der Inntaldecke verläuft vom Marienbergjoch entlang dem Nordabfall des Mieminger Gebirges über die Coburger Rast zum Tealekopf, gemäß AMPFERER (1912: 203 ff.). Dabei wurden die mergeligen Gesteine des westlichen Gaistales von den karbonatischen Triasserien des Mieminger Gebirges überfahren.

Am N-Rand des Mieminger Gebirges gibt es nur wenige Stellen, an denen die Trias der Inntaldecke und die Jungschichten der Lechtaldecke nebeneinander aufgeschlossen sind: Marienbergjoch, Coburger Rast (vgl. Abb. 4). Beide tektonischen Elemente weisen überwiegend einen N-vergenten Faltenbau bzw. einen Schuppenbau auf, wobei die Gesteine durch die Zerschüppung teilweise bis zur Unkenntlichkeit gestört sind. Im Tschirgantstock am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen sind ebenfalls N-vergente Faltenstrukturen dominierend (TOLLMANN, 1973: 373)

Diese Bauform deutet in erster Linie auf eine S-N erfolgte Bewegung hin, wie dies schon früh z.B. von SCHLAGINTWEIT (1912) postuliert worden ist.

Eine N-vergente Stauchung wird am Marienbergjoch deutlich. So kann man am Rotschrofen eng isoklinal gefaltete Grüne Aptychenschichten (Lechtaldecke) unter Reichenhaller Schichten (Inntaldecke) erkennen. Die überkippt gefaltete, W-streichende Unterkreide taucht mit 15–35° nach E unter die Inntaldecke und wird in der Nähe der ca. 20° nach N fallenden Deckengrenze teilweise nach NE mitgeschleppt.

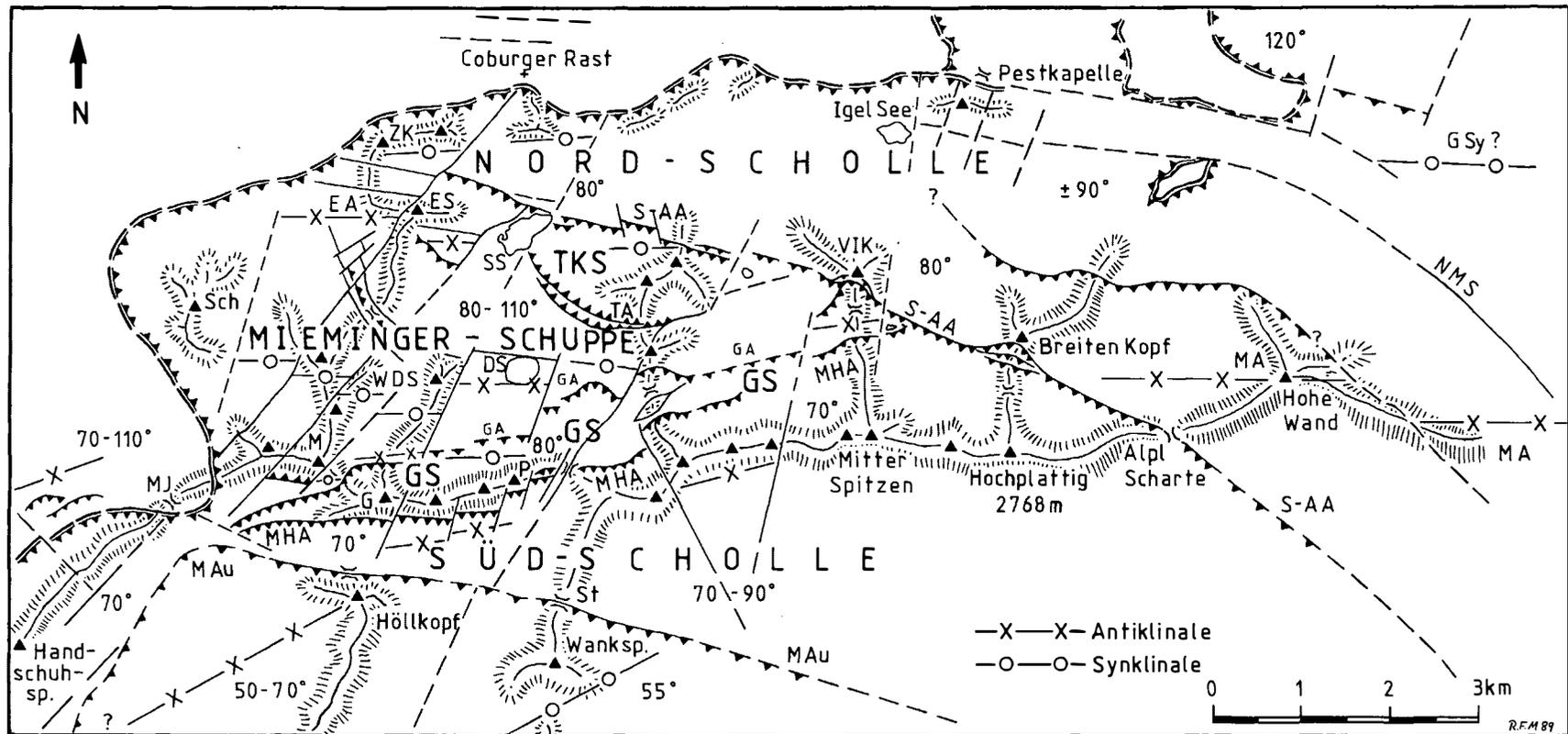


Abb. 3: Tektonische Karte des Mieminger Gebirges mit den im Text erwähnten Lokalnamen. EA = Ehrwalder-Sonnenspitzen-Antiklinale, ES = Ehrwalder Sonnenspitze, DS = Drachensee, G = Grünstein, GA = Grünstein-Aufschiebung, GS = Grünstein-Schuppe, GSy = Gaistal-Synklinale, M = Östliche Marienbergspitze, MA = Mieminger Antiklinale, MAu = Marienberg-Aufschiebung, MHA = Mieminger-Hauptaufschiebung, MJ = Marienbergjoch, NMS = Niedere-Munde-Störung, P = Punkt 2563 m am Grünstein-Ostgrat, S-AA = Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung, SS = Seebensee, St = Stötlörtl, Sch = Schachtkopf, TA = Tajakopf-Aufschiebung, TRS = Tajakopf-Schuppe, WDS = Wamperter Schrofen-Drachenkopf-Synklinale, VIK = Vorderer Igelkopf, ZR = Zunterkopf.

Die „Jungschichten“ sind im N des Marienbergjoches aufgrund ihrer überwiegend tonigen Fazies stark zerschliffen und feinstgefältelt bis ineinander verschmiert. In der Nähe der Deckenbahn fallen zahlreiche kleine, flache Harnische an Inhomogenitätsflächen auf, die ebenfalls für eine kaum geneigte Überschiebungsbahn sprechen. In den Reichenhaller Gesteinen sind keine für die Schubrichtung beweisführenden Indizien zu finden. Die Karbonatgesteine sind auf mehreren Metern in der unmittelbaren Umgebung der Überschiebung polymikt zertrümmert. An der Deckenbahn ist ein bis 3 dm mächtiger Kakirit aufgeschlossen. BECKE (1983) hat ebenfalls eine flache Überschiebung erkannt. MILLER (1962) und, modifiziert, GERMANN (1963, Taf. 2) beschrieben steile Aufschiebungen.

Am Nordrand der Inntaldecke läuft nach BECKE (1977–79) ein Sattel im Hauptdolomit zwischen Wannigkamm und Fernpaß in Schubspäne aus. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um die Fortsetzung der Lorea-Antiklinale (im W des Brandtweintales), die sich hier vermutlich unter den Mieminger Bergen fortsetzt. Am Brandstattkopf ist der Sattel deutlich N-vergent (GERMANN, 1963: 25), wobei er an der Deckengrenze eine immer steilere Inklination erhält. Nahe der Deckengrenze werden Werte von 25° NE bis E erreicht (W. HEISSEL, 1957: 116). Schon SCHLAGINTWEIT (1912: 76) war überzeugt, daß am Marienbergjoch eine Überschiebung deutlich zu sehen ist, und verneint die Existenz vertikaler Blocktektonik.

In der W-Flanke der Mieminger Gruppe wird die Überschiebungsbahn von mächtigen Schutthalden und der Sackungsmasse des Schachtkopfes (Kap. 4) verdeckt. Sie ist uns aber aus dem Bergbau Silberleiten durch AMPFERER (1905) und TAUPITZ (1954) bekannt. Der Max-Braun-Stollen hat unter dem Schrofengipfel bei 1.210 m NN Jura angefahren, womit zumindest im W der Mieminger Gruppe die maximale Tiefenlage der Inntaldeckenbasis festgelegt wäre.

Auch am Nordrand der Inntaldecke bleibt die Überschiebung der Jura- und Kreidgesteine des westlichen Gaistales weitgehend unter Block- und Hangschutt verborgen. An den wenigen Aufschlüssen ist ein isoklinaler, N-vergenter bis überkippter Faltenbau zu erkennen. An der Langen Lehne fallen die Jungschichten mit ca. 14° unter die Mieminger Trias nach S ein. An der Coburger Rast deuten spärliche Aufschlüsse auf eine N-vergente E–W-streichende, zerscherte Faltung bzw. Schuppenbau hin. So ist ein Vorkommen von Adneter Kalken an der Überschiebungsbahn auch als Schürfling zu interpretieren.

Weiter nach E bis zum Tealekopf sind keine weiteren Aufschlüsse in unmittelbarer Nähe der Inntaldecken-Nordgrenze vorhanden. Nördlich vom Tealekopf im

Bachbett des Geißbaches sind kleine Späne von Raibler Dolomit und fossilführenden Kössener Schichten anzutreffen. Diese Vorkommen sind wenige Meter von den Wettersteinkalken der Inntaldecke entfernt. Ob die steilstehende Störung, die von der Pestkapelle bis nahe an den Knappensteig mit der Überschiebung direkt zusammenhängt, ist nicht zu beantworten. Sie streicht 125°/33° und weist eine flache NW-Striemung auf.

Bei einer Begehung des Igels- und des Schwarzbachkares wurde erstmals ein Jura/Kreide-Vorkommen westlich des Schwarzbaches zwischen 1.410 und 1.500 m entdeckt (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 230, und MORLOK, 1987: 97). Dieser Aufschluß ist etwa 300 m südlich von der erosionsbedingten N-Grenze der Inntaldecke entfernt. Die Deckengrenze ist oberhalb der Feldernalmhütte E–W-streichend aufgeschlossen. Auch in diesem Bereich ist eine flache Überschiebung mit 15° (max. 20°) S zu vermuten.

Im W sind dagegen steile Aufschiebungen zwischen Wannig und Heiterwand mit 65–75° SSE bis S vorhanden (GERMANN, 1963; BOCK, 1965; O. KRAUS, 1964; KROLL, 1965).

Steilstellung war oft ein Argument, um die Deckennatur anzuzweifeln (BEURLEN, 1944, u.a.). W. HEISSEL (1957: 125) allerdings führte diese auf junge Schübe zurück. Steileres Einfallen ist auch dort zu erwarten, wo die Überschiebung in eine Antiklinalstruktur eingebaut wurde oder nach der Faltung auslief. An den Flanken findet man bis zu saigere Gefügewerte wie im W (Aufschiebung auf die Lorea-Antiklinale). Ähnliches ist im östlichen Wettersteingebirge zu beobachten, wo im Bereich der Gehrenspitze sich die Fortsetzung des Vorbergzuges (Inntaldecke) mittelsteil auf die Wettersteinmasse schiebt.

Zusammen mit den tektonischen Beobachtungen sind noch die neuesten Ergebnisse der Diagenesebestimmung mittels Illit-„Kristallinität“ und Huminit-Vitrinitreflexion von PETSCHICK (1988) und KRUMM, PETSCHICK & WOLF (1988) zu nennen. Die Werte der Illit-„Kristallinität“ im Mieminger Gebirge zeigen eine erhöhte Diagenese an. Die Werte aus dem westlichen Gaistal weisen eine nur schwach diagenetische Beeinflussung auf, welche dagegen untereinander stark variieren. Auch Inkohlungsmessungen bestätigen diese Ergebnisse. Im Anis/Ladin des Mieminger Gebirges sind die Bedingungen des mittleren Steinkohlestadiums (110–150°C) erreicht. Die jungen Gesteine (Rhät, Jura und Kreide) des westlichen Gaistales liegen dagegen im Bereich gering inkohlter Steinkohlen (ca. 50–80°C), d.h. eine nur relativ schwache Diagenese hat auf die Gesteine gewirkt. Die dennoch verhältnismäßig hohen Werte in den Jungschichten im Gaistal sind nur verständlich, wenn man annimmt,

daß die Gesteine von einer heute fehlenden Auflast überlagert wurden. PETSCHICK (1988: 120 f./145 f.) konnte in den Jungschichten der umliegenden Gebiete der Inntaldecke deutlich niedrigere Werte nachweisen.

Die relativ niedrigen Werte der Raibler Gesteine in den südlichen Mieminger Bergen können nur mit einer geringmächtigen Auflast erklärt werden, d.h. jüngere als norische Gesteine fehlen primär (Schwelle) oder wurden frühzeitig erodiert.

Man muß hier im Einklang mit den geologischen Beobachtungen eine „transportierte Diagenese“ im Tirolikum der Inntaldecke über Hochbajuvarikum der Lechtaldecke verlangen, da die Diageneseunterschiede vor der Platznahme der Inntaldecke entstanden.

Ferner ist noch auf das Fehlen des „Partnachbeckens“ zwischen den Schwellenzonen des Wetterstein- und Mieminger Gebirges hinzuweisen, das aus den paläogeographischen Rekonstruktionsversuchen ersichtlich wird (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 65 f., 86 ff., 153 ff.). Die im Alpinen Muschelkalk und Wettersteinkalk sehr auffallenden Faziessprünge zwischen den beiden Gebirgsgruppen passen ebenfalls gut in das Bild und sind einmal mehr eine Bestätigung für die ortsfremde Lage der Inntaldecke.

Vielleicht kann sogar das größtenteils tektonisch und erosiv fehlende Infrariffbecken im N der Mieminger Berge als die für die Abscherung der Inntaldecke notwendige Schwächezone zwischen den mächtigen kompetenten Riffkalkkomplexen des Wettersteins und der Mieminger Gruppe angenommen werden. Die theoretische Folgerung wäre eine vor der Deckenstapelung unmittelbar südlich der Lechtaldecke gelegene Inntaldecke. Die Partnachschichtenvorkommen im Inntal bei Imst könnten vielleicht Teile dieses Beckens repräsentieren. Hierzu gehört auch die von DONOFRIO, HEISSEL & MOSTLER (1979:17) beschriebene, faziell ortsfremde Scholle am Martinsbühel bei Zirl.

3.2.2. Issentalscholle

Die Issentalscholle besteht aus Raibler Schichten mit einem Rest der Hauptdolomitbasis an den Issentalköpfen, die faziell enge Parallelen zu den entsprechenden Raiblerabfolgen des Vorbergzuges aufweist. Unterlagert wird die Scholle durch die inverse, parautochthone Schuppe, aufgebaut aus Jungschichten; sie wird nördlich von fast saigeren Kössener und Allgäuschichten begrenzt. Im S grenzt sie unter Quartär verdeckt (?) an die Mieminger Nordscholle. Die Issentalscholle ist strukturell eine N-ver-

gent gefaltete, flache Antiklinale mit nach E abtauchender Achse.

Eine tektonische Trennung der Issentalscholle vom Vorbergzug wird durch Digitationsvorgänge an der Inntaldeckenstirn diskutiert (Kap. 6.2). Hier die Verlängerung des Vorbergzuges zu vermuten, muß abgelehnt werden, da bei Rückformung des Versatzbetrages die Issentalscholle weiter im SW liegen müßte, andererseits würden Wettersteinkalke des Vorbergzuges und gegenübergestellt die Oberen Raibler Schichten der Issentalscholle bedeutende Vertikalbewegungen verlangen. Diese sind im Untergrund in der normalliegenden Lechtaldecke nicht zu erkennen. Kössener und Allgäuschichten im E wie im W der Scholle liegen auf gleichem Niveau über NN. Außerdem fehlen als Basis der Issentalscholle 800 m Wettersteinkalk.

Die tiefere Trias fehlt an den Issentalköpfen. Die Raibler Schichten beginnen mit dem ersten Tonschieferhorizont. An diesen Peliten ist die Scholle abgesichert worden und vermutlich von der Inntaldeckenstirn (Mieminger Nordscholle) nach N gravitativ abgeglichen, wobei sie eine überkippte Sattelstruktur aus Jura- und Kreidgesteinen der Lechtaldecke durchscherte. Der liegende Schenkel dieser Antiklinale wurde als Scholle mitgeschleppt und bildet heute die inverse, parautochthone Basis der Issentalköpfe (vgl. Abb. 2 u. 4). Gleichzeitig wurden normalliegende, autochthone Kössener und Allgäuschichten der Lechtaldecke an der Schollenstirn (N der Issentalköpfe) abgehobelt und saiger aufgestellt. Teilweise kommt es auch zu einem Materialaustausch, wie er an Deckenüberschiebungen typisch ist. Späne der Raibler Schichten kommen im NW der Issentalköpfe eingespießt in Allgäuschichten vor. Die Überschiebungsbahn ist sählig bis flach S geneigt. Eine Lokalisierung der Issentaltrias auf den Nordrand der Mieminger Nordscholle erscheint wegen der identischen Fazies der Raibler Schichten naheliegend.

Im SE der Scholle liegen auf den fast sähligen Raibler Schichten mehrere Klippen mit gebanktem Wettersteinkalk in Lagunenfazies mit stark divergierender, steil einfallender Schichtung. Diese Vorkommen widerlegen die von AMPFERER (1905) erstmals geäußerte Annahme, daß sich hier eine staffelartige Abfolge von Wettersteinkalk und Raibler Schiefer-tonen fünfmal mit steilem NE-Einfallen wiederholt. Pistnenplanierungen mit frischen Hanganschnitten haben die deutlich verschiedene Lagerung der Raibler Schichten zu den Wettersteinkalken gezeigt. Zu den Detailbeschreibungen der Lokalitäten sei auf MORLOK (1987:106 f.) verwiesen. Die Lagerungsverhältnisse lassen auch eine Aufschiebung von S nach N erkennen. Es wird eine Überföhrung der Mieminger Nord-

scholle auf die Issentalscholle postuliert, wobei einzelne Fragmente an der Basis der Nordscholle abbrechen und das vielfältige Schichteinfallen der Wettersteinkalke verursachen. Vereinzelt wurden im Untergrund die Tonmergel der Raibler Schichten steilgestellt, sodaß sie einen stratigraphischen Verband vortäuschen. Wenige Meter vom Kontakt entfernt liegen die Pelitserien wieder flach bis söhlig.

3.2.3. Vorbergzug

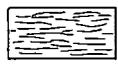
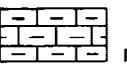
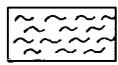
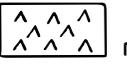
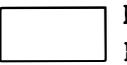
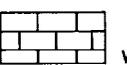
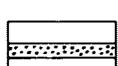
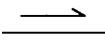
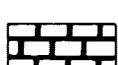
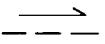
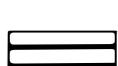
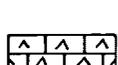
Wie schon im Kap. 3.1.2 erläutert, ist der Kontakt Vorbergzug/Puitentalzone tektonischer Natur. Enge fazielle Verwandtschaften weisen auf eine Zugehörigkeit zu den tektonischen Elementen des Mieminger Gebirges. Gegen diese wird der Vorbergzug durch eine E-W-streichende Störung im Gaistal von der Nordscholle getrennt. Im S im Gaistal fällt die Bankung der Wettersteinkalke in Lagunenfazies flach nach N ein. Im N werden Gesteine der unteren Trias an der Störung zusammen mit „Jungschichten“ der darunterliegenden Lechtaldecke herausgehoben. Der

Vorbergzug wurde als Block vertikal von S nach N gedreht, sodaß er jetzt auf die Mieminger Nordscholle zurückgeschoben erscheint. Die Schichtung im gesamten Vorbergzug fällt mittelsteil nach NE ein, wobei SSW-NNE-verlaufende Störungen diesen in NW-SE-streichende Blöcke zerlegten und den jeweils östlichen nach N versetzten (vgl. Abb.5).

ZITZELSPERGER (1960; Abb.40) hat hierfür ein einfaches und plausibles Lösungsschema vorgeschlagen, das sich gut mit den sinistralen Rotationen (vgl. Kap. 6.6 ff.) in den Schuppen des Mieminger Gebirges erklären läßt. Scherkräfte an den sinistralen von N nach S gebogenen bedeutenden Blattverschiebungen (vgl. Abb. 13) haben senkrecht dazu Ausgleichsbrüche verursacht, an denen der Vorbergzug blockartig gegen die Scherrichtung eindrehte. Dies wurde durch die Plastizität inkompetenter Gesteine (Kössener bis Grüne Aptychenschichten der unter dem Vorbergzug vermuteten Lechtaldecke) im Untergrund erleichtert. Posthume Aufhebungen durch SSW-NNE-„Loisachstörungen“ (vgl. Kap.5) haben die Versätze unter Umständen verstärkt.

Das vieldiskutierte Fehlen des Hauptdolomites am Vorbergzug (Gleiches gilt auch für die Issentalköpfe, hier

Legende

	na	Grüne Aptychenschichten		r	Raibler Kalke	Raibler Schichten
	jk	Jura, Kreide ungegliedert		r	Raibler Dolomite	
	bi	Bianconealk		II I	obere untere Schiefer tonfolge	
	ba	Bunte Aptychenschichten		w	Wettersteinkalk	
	ra	Radiolaritgruppe			Überschiebung	
	ag	Allgäuschichten			Überschiebung vermutet	
	ad	Adneter Kalk, Scheibelbergkalk			Störung	
	kö	Kössener Schichten			Störung vermutet	
	h	Hauptdolomit		W.Ü.	Wetterstein - Überschiebung	
				M.Ü.	Mieminger - Überschiebung	

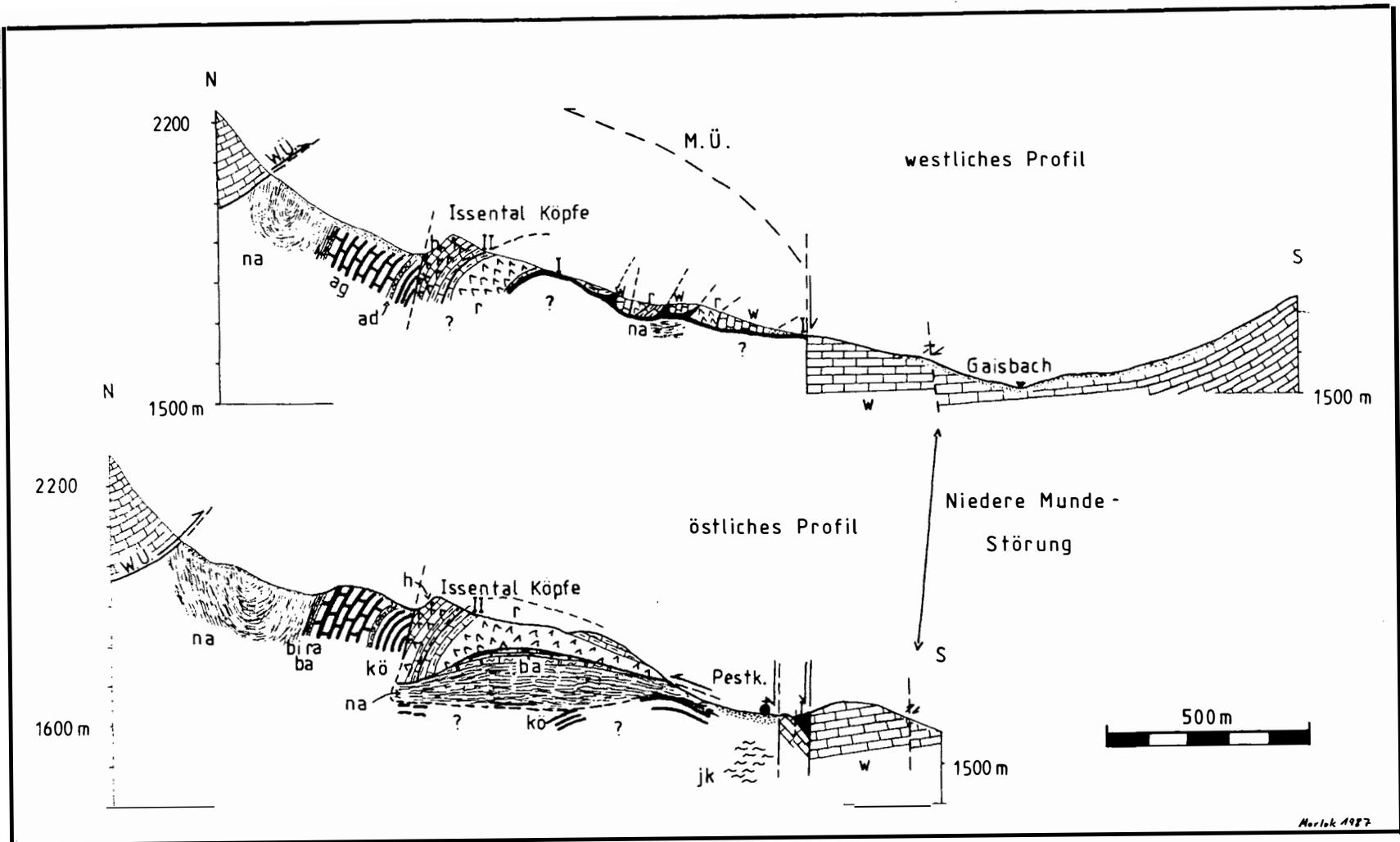


Abb. 4: N-S Profile durch die Issental-Scholle mit der inversen, parautochthonen Basisscholle der Lechtaldecke.

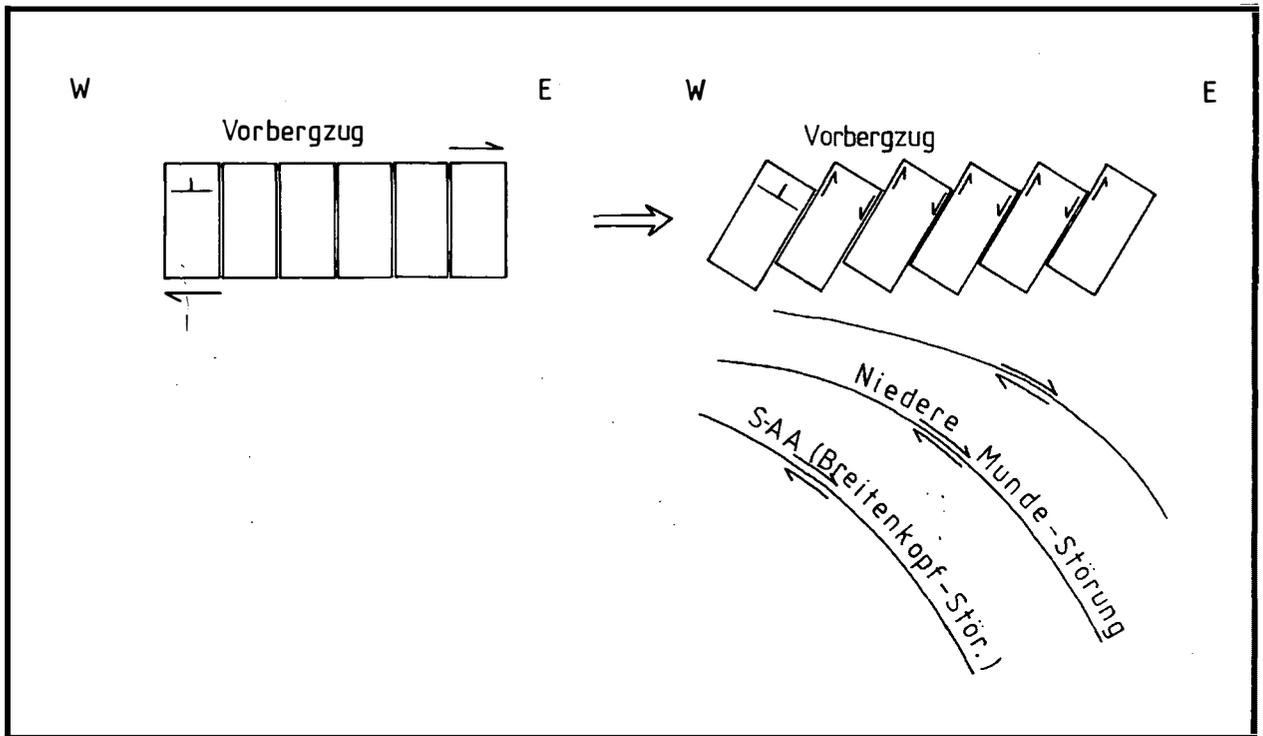


Abb. 5: Blockartiges Eindrehen des Vorbergzuges in Richtung der Scherbewegung an den SE-NW-Aufschiebungen.

Modell zur Erklärung des Divergierens zwischen Schichtstreichen und morphologischem Streichen am Vorbergzug. Ergänzt nach ZITZELSPERGER (1960), unter Einbeziehung der Untersuchungen von ENDERS (1967).

ist allerdings noch ein spärlicher Hauptdolomitrest vorhanden) ist sicher nicht auf eine Sedimentationsunterbrechung im Nor zurückzuführen, da in unmittelbarer Nähe (Seefelder Senke, S-Seite des Mieminger Gebirges) Hauptdolomit mit Mächtigkeiten bis 2.000 m ansteht.

Eine Erklärungsmöglichkeit stellt die der tektonischen Reduzierung dar, d.h. beim Abtauchen in den Untergrund wird die hangende Hauptdolomitplatte an dafür prädestinierten Horizonten abgeschert (Schieferbänder vgl. MORLOK, 1987: 17). Die abgelöste Platte bleibt beim Vorschub der Inntaldecke nach N zurück und wird unter Umständen von der eigenen Decke überfahren.

Eine zweite, plausiblere Erklärung ist ein erosives Fehlen. Schon während der frühen Deckenstapelung können Stirnbereiche der kalkalpinen Decken soweit durch Aufwölbungen (Stirnfalten) herausgehoben werden, daß sie einer subaerischen Verwitterung unterliegen (vgl. LEISS, 1990; WEIDICH, 1984; GAUPP, 1980). Eine vorgosauische Erosion wird durch Konglomerate, Siltlagen, Lagen mit hohen Phytoklastengehalten des Apt bis Cenoman u.a. in den Grünen Aptychenschichten belegt.

Der stärker herausgehobene Stirnbereich der Inntaldecke war vermutlich subaerischer Verwitterung ausgesetzt, genauso wie das nördlichere Wettersteingebirge, da

dieses aus den Überlegungen der „Kollisionstheorie“ heraus mindestens das gleiche Höhenniveau eingenommen haben muß.

3.2.4. Mieminger Nordscholle

MILLERs (1962) Verdienst war es, daß die wichtigsten Lineamente als bedeutende Aufschiebung erkannt wurden, welche die Mieminger Berge in unterschiedliche Teile gliedern. Die Aufschiebungen werden als „A-, B- und C-Störungen“ bezeichnet, die das Gebirge in eine „Nord-, Mittel- und Südscholle“ aufteilen, wobei gegen E die mittlere abgeschnitten wird. Diese sollen sich an der Hohen Wand auf die „Nordscholle“ aufschieben, wobei es zu einer scheinbaren Sattelstruktur kommt. Die N-Flanke seines „nördlichen Teilsattels“ wird von der S-Flanke des „südlichen Teilsattels“ überfahren. Östlich vom Breiten Kopf ist etwa AMPFERERs Auffassung (1905: 477) gefolgt worden. AMPFERER hat eine interne Zerschering desselben Sattels postuliert.

Die altersmäßige Reihenfolge der Aufschiebungen erfolgte von der ältesten, der „B-Störung“ (diese entspricht

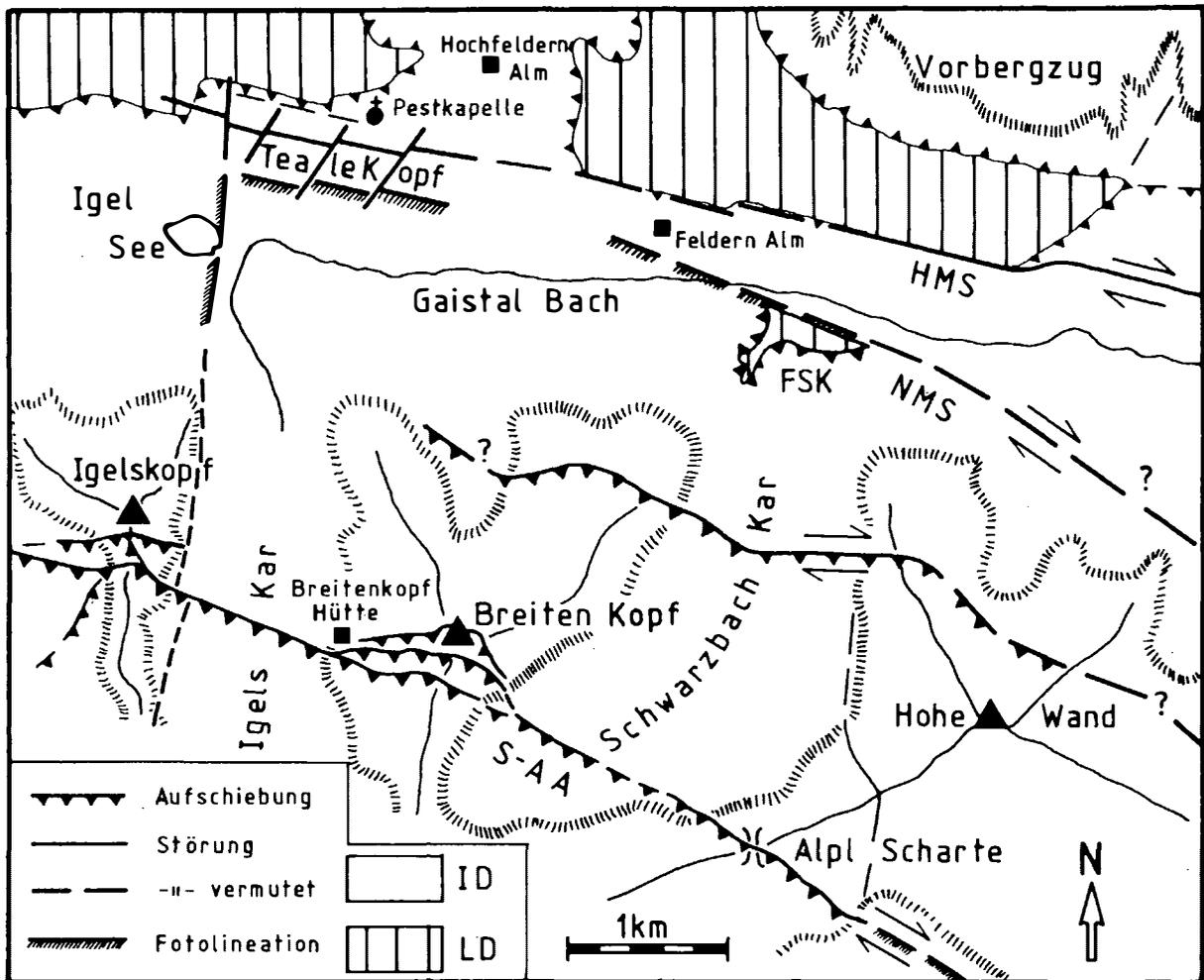


Abb. 6: Lage des Fensters aus "Jungschichten" der Lechtaldecke (FSK) an der Niedere-Munde-Störung im Schwarzbachkar. E des Igel-sees ist die Störungsschar der SE-NW-Aufschiebungen am besten aufgeschlossen. Eingezeichnet ist die tertiäre Überprägung durch Blattverschiebungsbewegungen. LD = Lechtaldecke, ID = Inntaldecke.

der Tajakopfaufschiebung, die hier nicht i.S. von MILLER verifiziert werden kann), über die „A-Störung“ (Mieminger-Hauptkamm-Aufschiebung) zur „C-Störung“, die von uns als Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung („S-AA“) bezeichnet wird (vgl. dagegen MILLER, 1962: 75, und BECKE, 1983: 335).

Der Begriff der „Nordscholle“ (MILLER, 1963: 30 ff.) findet hier leicht verändert weiterhin Verwendung. Sie wird im NW und N von der erosionsbedingt zurückversetzten Inntaldeckengrenze abgeschnitten. In ihr müßten vorraussichtlich im E die Gaistalsynklinale (?) und die Mieminger Antiklinale liegen. Von S wird diese „Teileinheit“ der Inntaldecke zwischen der N-Wand der Ehrwalder Sonnenspitze und der Alpscharte (auch Fraueschritt genannt) mittelsteil bis steil durch die „Mieminger Schuppe“

und durch die „Südscholle“ eingengt bzw. überfahren (vgl. Abb. 3). Die S-Begrenzung der Nordscholle bildet die „S-AA“, die v.LOESCH (1914, Taf. II) als „unbedeutende Verwerfung“ östlich des Igel-sk. erkannt hatte.

TOLLMANN (1976) hat die Störung östlich des Igel-skopfes bis zur Alpscharte als eine inntaldeckeninterne, steile N-vergente, ehemalige Blattverschiebung, in seiner tektonischen Karte als „Breitenkopf-Störung“ (sensu ENDERS 1967: 39 f.) beschrieben, die im E durch weitere Einengung zur Aufschiebung wurde. ENDERS (1967: 40) konnte die Struktur durch das Alptal weiter verfolgen und vermutete, daß sie nach NW in die „A- oder C-Störung“ MILLERs einmündet. Im W ist der Zusammenhang mit anderen Störungen bisher sehr kontrovers diskutiert worden.

Im W beginnt die S-AA in der N-Wand der Ehrwalder Sonnenspitze mit (110°/75°S) mit großen, wandbildenden Hamischflächen. Westlich des Seebensees setzt sich die Störung bis zum Igelskopf bei einem leicht nach SSE einlenkenden Streichen fort. Verflacht sich in der Tajakopf-S-Wand die Aufschiebung auf 80° bis 65° S, so sind es am Igelskopf und weiter östlich schon 50° bis 45°S. Bis zur Alpscharte biegt das Streichen auf 115° bis max. 130° um und kann im Luftbild bis nördlich des Alplhauses verfolgt werden. Die Aufschiebung ist oft in parallele Störungen aufgeteilt und fiedert am Breiten Kopf auf 200 m kurzzeitig in drei Äste auf.

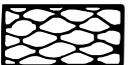
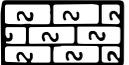
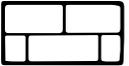
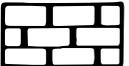
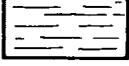
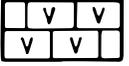
Aus den Versätzen im W kann eine Sprunghöhe von 250 m angenommen werden. Am Vord. Tajakopf haben Aufschiebungen mit 400 m, und in der E-Wand, wo Basaler auf Oberen Wettersteinkalk aufgeschoben wird, haben Aufschiebungen von mindestens 600–800 m Versatz stattgefunden. Am Igelskopf beträgt die Sprunghöhe mindestens 800–1.000 m. Im Igelskar und weiter nach E bleibt der Vertikalversatz dann etwa konstant. Mit der zunehmenden Sprunghöhe nach E wird durch den Übergang der Aufschiebung in eine Überschiebung die Sprungweite beträchtlich größer – von fast 0 m im W auf 1.500 m im E.

Weitere Argumente für die bedeutende einengende Wirkung sind die vielen Schürflinge mit Gesteinen des Campil bis Ladin, die zwischen Wettersteinblöcken eingeschuppt wurden. Einige sind bisher nicht bekannt gewesen (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 237 ff., 241).

BECKE (1977–79/1983) dagegen verbindet die S-einfallende Aufschiebung am Tajakopf mit einer Störung am Südgrat der Ehrwalder Sonnenspitze. Ferner nahm er an, daß die „C-Störung“ im Hauptkörper der Inntaldecke gegen E ausläuft.

Der südliche Block (die Mieminger Schuppe) ist an der S-AA überwiegend gegen NNW bis W bewegt worden (so weit dies die Aussage der Rutschstreifung zuläßt). Eine jüngere E–W-Striemung ist zu beobachten, die anzeigt, daß der nördliche Block (die Nordscholle) nach W verschoben wurde. Der Betrag muß aber sehr klein sein, weil junge SSW–NNE-Störungen kaum versetzt werden. Diese Bewegung wird durch zahlreiche kleinere E–W-Störungen verdeutlicht, die Schichtung oder Kleinfalten in der Nordscholle versetzen. Parallel dazu verläuft im E die Niedere-Munde-Störung (ENDERS, 1967: 40), die im Luftbild als Lineation bis südlich des Teale-Kopfes zu erkennen ist. An ihr liegt auch im Schwarz-

Legende zu den Abbildungen 7,8,9,10 & 11.

	Firn		bk Reiflinger Bankkalk
	Schrofen		Pietra verde-Tufflagen
	Schuttfächer		kk Reiflinger Knollenkalk
	Block- und Hangschutt		fk Reiflinger Flaserkalk
	p Partnarschichten		sk Steinalmkalk
	wg gebankter oberer Wettersteinkalk		vk Virgloriakalk
	wm massiger Wettersteinkalk		rei Reichenhaller Schichten
	wb basaler Wettersteinkalk		rei Reichenhaller Rauhwacke
	pmh Partnachmergelhorizont		

bachtal das Fenster mit den Jungschichten. Dieses Vorkommen läßt sich auch als Schürfling interpretieren. Weitere kleinere Aufschiebungen folgen gleichsinnig diesen Störungen und versetzen die Sattelachse der Mieminger Antiklinale gegen E immer weiter nach N (vgl. Abb. 6 und 13).

Die Nordscholle hat einen großräumig zusammenhängenden, einfachen Bau und wird fast nur aus Wettersteinkalk in Vorriff- und Lagunenfazies aufgebaut. Im unteren Igelskar und Schwarzbachkar kommen fensterartig in tief eingeschnittenen Bachrinnen die liegenden Rifffalke zum Vorschein.

Die Einmuldung auf dem Seebenplateau kann nicht als die West-Fortsetzung der Gaistalsynklinale angesehen werden. Es liegt hier nur eine sich im Gaistal verflachende N-Flanke eines Sattels vor (vgl. LEUCHS, 1921/1927; W.HEISSEL, 1957). Es kann sich durchaus um den Rest der von S überschobenen Mieminger Antiklinale handeln (MILLER, 1962). BECKE (1983: 325) sieht zwischen MILLERs „Nördlicher Teilmulde“ und der „Gaistalmulde“ einen strukturellen Zusammenhang. S-geneigte Schichtpakete im N des Seebenplateaus sind u.E. nicht mit einer Einmuldung zu erklären, sondern mit einer jungen

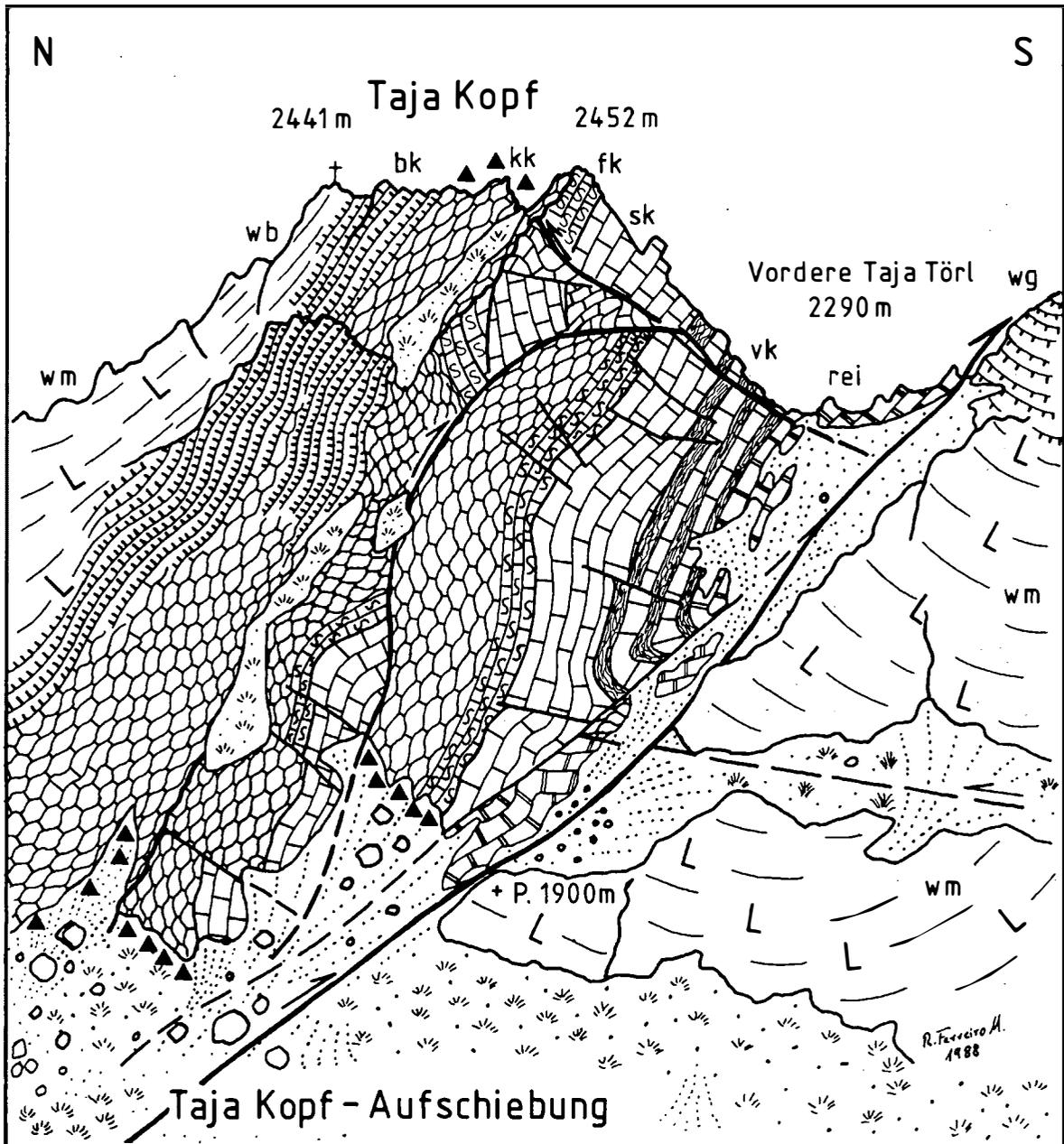


Abb. 7: Ansicht von W auf die Tajakopf-Aufschiebung mit der verdoppelten Abfolge von Reiflinger Kalken und Steinalmkalken.

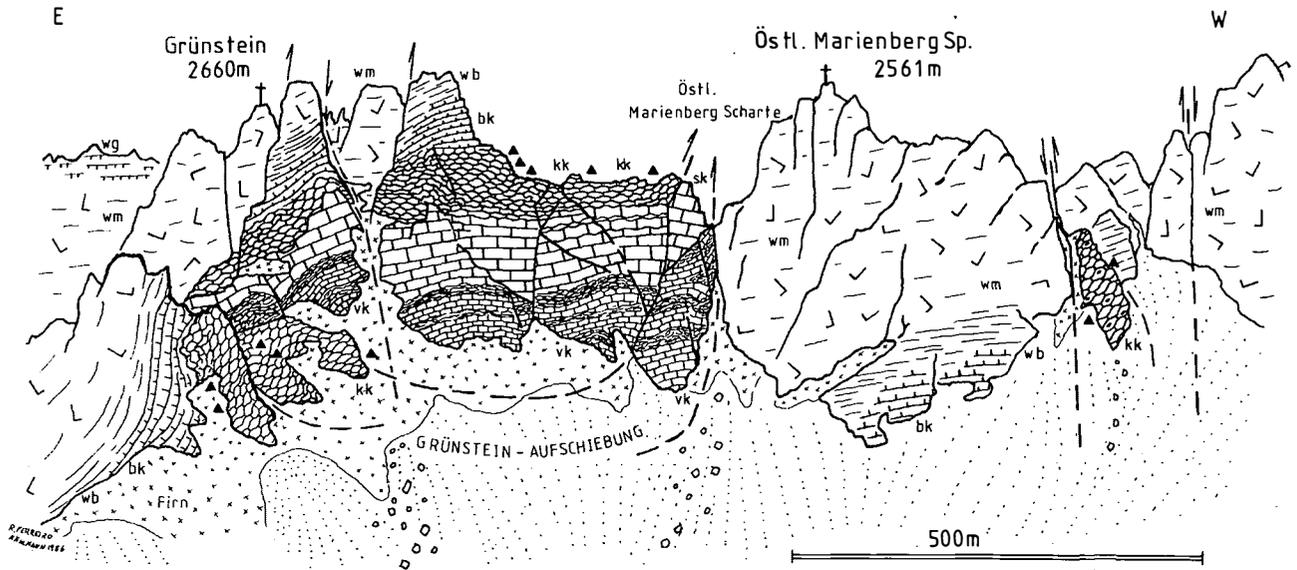


Abb. 8: Blick aus dem Schwarzkar auf die N-Wände von Grünstein und Östlicher Marienbergspitze.

Auf der Abbildung kommen sehr deutlich die wichtigsten tektonischen Bauelemente der Mieminger Gruppe zur Geltung. Rechts die nach Süden einfallenden Aufschiebungen – Grünstein-Aufschichtung mit dem Westteil der Grünstein-Schuppe (Grünstein 2660 m). Links die Vertikalbewegungen an den SW–NE-Störungen des Loisch-Typs. In der Östlichen Marienbergscharte, in der die Grünstein-Aufschichtung nach S umlenkt, ist der Aufschiebungscharakter durch eine Loisch-Störung überprägt worden. Legende siehe Abb. 7.

Bruchtektonik, da S-einfallende Bereiche blockartig auftreten.

Die Faltenachsen tauchen bei einem Schichtstreichen von 85° bis 110° mit 20° bis 40° flexurartig nach E ein. Im E taucht schließlich die Nordscholle (?) mit 45° unter die Seefelder Quereinmuldung (TOLLMANN, 1976).

3.2.5. Tajakopfschuppe

Die von BECKE (1983: 326) als „Tajakopfschuppe“ definierte tektonische Einheit ist nicht vollkommen identisch mit der in der vorliegenden Arbeit bezeichneten „Tajakopfschuppe“.

Ein Charakteristikum dieser im N durch die S-AA und im S durch die „Mieminger Schuppe“ begrenzten tektonischen Einheit sind S-vergente Aufschiebungen. Die Strukturen am Igelskopf sind rein N-vergent, deshalb erscheint uns eine Ausdehnung der Tajakopfschuppe sensu BECKE bis zum Vorderen Igelskopf unwahrscheinlich.

Die südliche Begrenzung der Schuppe wird von einer mächtigen Aufschiebung gebildet. An ihr werden Spä-

ne mit Gesteinen der Unteren Trias aufgeschürft und in eine Kataklastizzone eingepreßt, Schleppungen sind häufig. Im E ist die Aufschiebung durch zahlreiche Störungen stark zerstückelt. Ihre Fortsetzung ist danach in der Karrinne zwischen den Tajaköpfen zu vermuten.

An der „Tajakopfaufschichtung“, im folgenden mit TKA abgekürzt, treten vertikale Sprunghöhen von 1.100 m auf, die eine Sprungweite von N nach S von mindestens 1.000 m festlegen. Es werden Reichenhaller Schichten gegen Oberen Wettersteinkalk versetzt. Diese Aufschiebung der Tajakopfschuppe auf den Zentralteil der „Mieminger Schuppe“ muß bedeutend älter als die S-AA sein. Die Tajakopfschuppe wird ohne Versatz der S-AA durch diese von der Nordscholle getrennt. Die TKA ist auch älter als die südlicher gelegenen Grünstein- und Hauptkamm-Aufschiebungen, auf die noch eingegangen wird. Diese Aufschiebungen haben im E die Tajakopfschuppe überprägt.

Die Tajakopfschuppe wurde im W-Teil schließlich durch weitere interne südeinfallende Aufschiebungen zusammengestaucht, die zu einer Verdoppelung der Reiflinger Kalke führen (Abb. 7).

Zwischen der TKA und den einzelnen Anschoppungen ist besonders der Reiflinger Knollenkalk extrem stark

gefältelt, wobei N- und S-vergente Fältelungen auftreten, was auf eine Zweiphasigkeit der Bewegungsrichtung mit sehr starker Einengung zurückgeführt werden kann. Das Maximum der Fältelungs-B-Achsen streicht E–W, wie auch die Schichtung, und taucht mit 35–60° nach E ab.

Faziell steht die Tajakopfschuppe eng mit der „Mieminger Schuppe“ in Verbindung.

3.2.6. Mieminger und Grünsteinschuppe

Die Mieminger Schuppe ist innerhalb der Inntaldecke ein tektonisches Element, das durch seinen individuellen Bau und durch Faziessprünge an den Schuppen Grenzen auffällt. Man kann die Mieminger Schuppe in drei tektonisch verschieden gebaute Bereiche gliedern. Im W wird der Faltenbau durch E–W-streichende Aufschiebungen verkürzt und von mächtigen SSW–NNE-Störungen staffelbruchartig zerlegt. Im mittleren Bereich überfährt die Tajakopfschuppe eine weite Synform und im E ist die Mieminger Schuppe nur noch fragmentarisch als Scholenteppich erhalten. Die Mieminger Schuppe wird im N durch die S-AA begrenzt. Zwischen Igelskar und Zunterkopf wurde die Schuppe auf die Nordscholle geschoben.

Im S wird die Schuppe von einer weiteren bedeutenden Aufschiebung begrenzt, die nach E spitz auf die S-AA zuläuft und im westlichen Igelskar von dieser abgeschnitten wird (Abb. 1 u. 3). Diese Aufschiebung streicht zwischen Marienberg- und Grünsteinscharte mit 60° bis 70° quer über den Hauptkamm des Grünstein-Ostgrates und setzt sich dann mit 70°, meist von Hangschuttfächern verdeckt, zur Hinteren Igelsscharte fort. Die „Mieminger-Hauptkamm-Aufschiebung“ (im folgenden als MHA bezeichnet) weist vertikale Versätze von ca. 1.500 m auf und ist als mächtige Zerrüttungszone ausgebildet. An der Aufschiebungsbahn wurden zahlreiche Späne und Schürflinge aufgepreßt und i.d.R. saiger gestellt sowie Teile der Mieminger Schuppe in kleinere Schollen zerlegt (oberes Drachenkar, Hinteres Tajatörl), die noch einen stratigraphischen Zusammenhang erkennen lassen.

Die größte zusammenhängende Schuppe bildet der Grünstein mit dem Grünstein-Ostgrat, die im weiteren als „Grünsteinschuppe“ bezeichnet werden soll. Sie wird im N von der MHA und im S von der Grünstein-Aufschiebung begrenzt, die tektonogenetisch im Zusammenhang mit der MHA betrachtet werden muß. Zwischen östlicher Marienbergscharte und Hinterem Tajatörl schiebt sie sich mit einem vertikalen Versatz von 800–1.000 m und einer Sprungweite von 500 m auf die Mieminger Schuppe. An der östlichen Marienbergscharte wird die Aufschiebung

von einer jungen NNE–SSW-Störung überprägt. Die Aufschiebung ist an der Hinteren Drachenscharte als eine durch starke Einengung hervorgegangene N-vergente Sattelzersetzung erkennbar. Östlich des Grünsteins vereinigt sie sich mit der MHA, die ähnliche Versätze wie die Grünstein-Aufschiebung aufweist (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 242). Beide fallen mit 70° bis 90° S ein.

Die Grünsteinschuppe umfaßt flächenmäßig die „Grünsteinschuppe und Grünstein-Ostgrat-Schuppe“ von BECKE (1983: 327 f.). Da die bedeutenderen Bauelemente in beiden Einheiten gleichartig sind, werden sie hier zusammengefaßt.

Im SE von P 2563 m treten bis zum Grünstein-Ostgrat z.T. stark zertrümmerte, steil einfallende bis saiger stehende Späne mit Reichenhaller Schichten an der MHA auf, die durch saigere Störungen begrenzt in Wetterstein-Lagunenfazies eingespießt und auf die Grünsteinschuppe aufgeschoben wurden. Teilweise liegen einzelne Späne invers zwischen saigeren bis steil N-einfallenden Aufschiebungen. Durch nachfolgende intensive S–N-Einengung muß dieses Strukturelement steilgestellt bzw. überkippt worden sein.

Die Reichenhaller Gesteine lassen sich weit nach W in die S-Wand des Grünsteins bis unterhalb von P 2563 m verfolgen. Danach wird das Gelände sehr brüchig und unzugänglich. Am S-Grat des Grünsteins findet man wieder gestörte Bereiche mit Gesteinen des Campil bis Ladin. Diese Schürflingszone hat eine größere E–W-Ausdehnung als bisher angenommen.

Nach MILLER (1962: 70) kann diese nicht unbedeutende Störung (vgl. auch AMPFERER, 1905) „mit den Strukturelementen am E-Fuß der Handschuhspitze verbunden werden“, die hier 35°/70° streicht. An der Grünsteinscharte wird die Aufschiebung durch eine tiefgreifende SSW–NNE-Störung kompliziert. Am Kreuzungspunkt der MHA und der SSW–NNE-Blattverschiebung (Loisachstörung) kommt es zu Verschuppungen von Wettersteinriff- (u.a. der Grünsteinturm) und Reichenhaller Gesteinen. Tektonisch ähnlich gebaute Bereiche sind am Nordwand-Fuß des Hauptkammes über das Hintere Tajatörl bis zum Igelskopf an der Aufschiebungsbahn zusammen mit Tektoklastiten zu finden. Dabei wurden Gesteine der Mieminger Schuppe und der aufgeschobenen Süd-scholle miteinander zerrieben. Schon AMPFERER (1905: 481) hat die ankeritisierten Brekzien am Igelskopf als Zerrüttungszonen gedeutet. Hier konnten mehrere Schürflinge neu ausgehalten werden (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 243).

Am Hinteren Igelskopf wird die Mieminger Schuppe durch die MHA vollständig überschoben. Reichenhaller Schichten und Virgloriakalk werden dabei zu einer

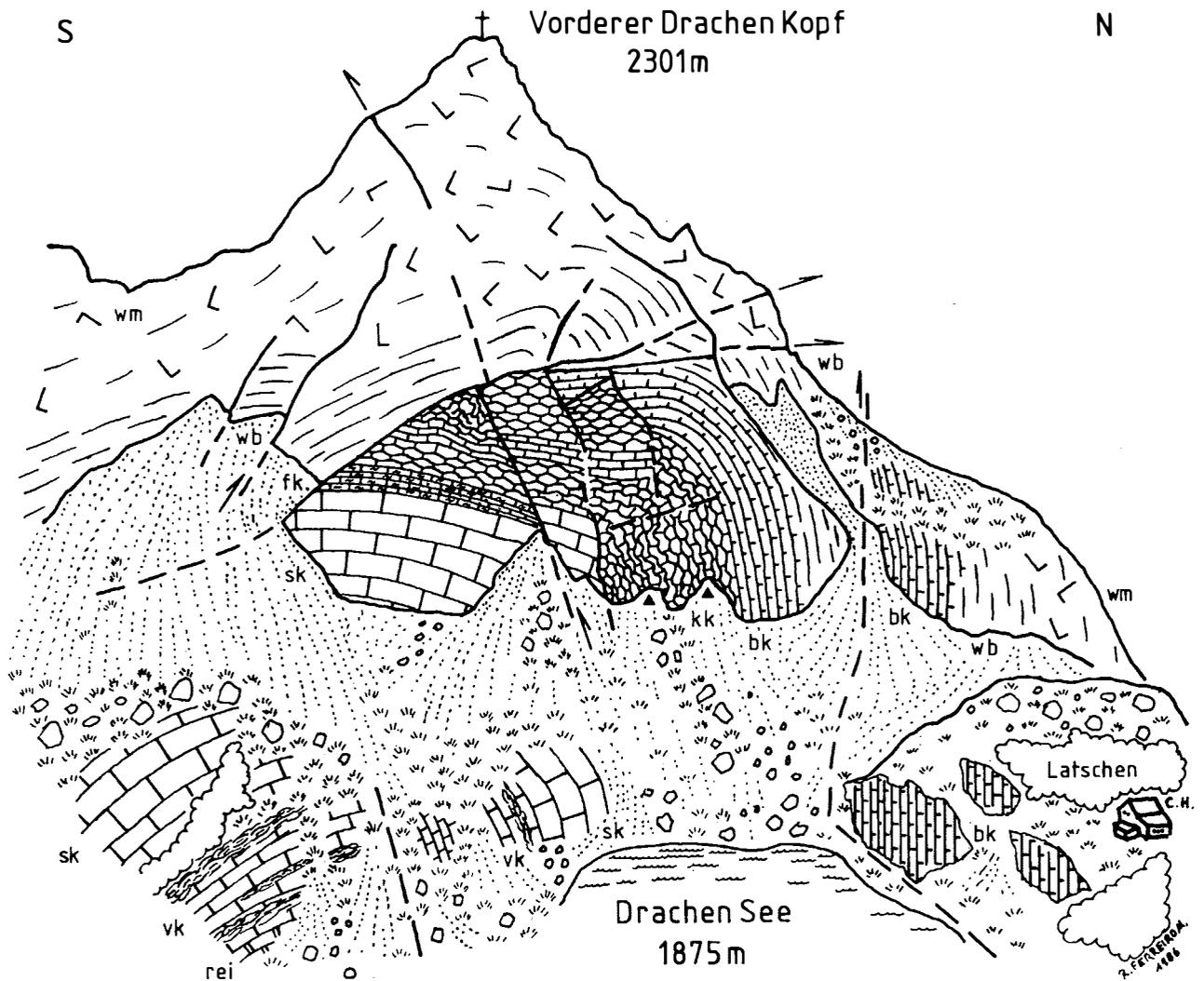


Abb. 9: Vorderer Drachenkopf. Ostwand mit Coburger Hütte (C.H.).

Vom Weg Coburger Hütte – Hintere Tajatörl ist die Aufschiebung der Wamperter Schrofen–Drachenkopf-Synklinale auf die Drachensee-Antiklinale gut einzusehen. Der Sattelkern ist vor der Überschiebung durch S-Rückaufschiebungen zerschert worden. Die Störung zwischen Drachensee und Coburger Hütte kann als Bindeglied zur Aufbruchsstruktur an der Biberwierer Scharte angesehen werden. Legende siehe Abb. 7.

stark N-vergenten bis überkippten Antiklinale gefaltet und gegen NW S-förmig umgebogen. Einzelne Schichtglieder des Alpenen Muschelkalkes sind dabei miteinander verschuppt worden. Eine Verdoppelung des Alpenen Muschelkalkes durch eine parallele Störung (BECKE, 1983: 335) zur MHA ist nicht vorhanden.

Andere Argumente für eine bedeutende Sprungweite sind noch die prägnanten faziellen Unterschiede der Reichenhaller Gesteine und der Reiflinger Kalke sowie die Entwicklung des Wettersteinkalkes und seine Vererzung in der Südscholle im Gegensatz zur Mieminger Schuppe. Genannt seien hier nur die auffälligsten Merkmale, wie z.B. die Verbreitung des Schusterbergkalkes und die Kupfervererzung des Basalen Wettersteinkalkes in der Südscholle nördlich der Aufschiebung. Aufgrund der Versätze und der Überfäherung der Mieminger Schuppe ist eine

Schubweite von mindestens 3.5 km zu erwarten, die wegen der Faziessprünge und der Tektonik an der MHA noch deutlich höher liegen könnte.

MILLER (1962/1963) hat wie schon AMPFERER (1902/1905) versucht, die verschiedenen, für die Inntaldecke ungewöhnlich engen Faltungen der Mieminger Schuppe durch palinspastische Entzerrung miteinander zu verbinden. Er unterschied drei Sattel- und Muldenstrukturen, die gegen E unterdrückt werden. Diese sollten den Scheitel des „Mieminger Großgewölbes“ bilden. Da wir die N-Scholle als die überschobene Mieminger Antiklinale ansehen und die Mieminger Schuppe ca. 2 km weiter südlich ansiedeln, können wir dieser Auffassung nicht folgen. Auch ist der interne Bau so verschiedenartig, daß sich die Strukturen nicht alle verbinden lassen.

Der „südliche Teilsattel“ nach MILLER kann nicht als Sattel angesprochen werden. Im W der Hint. Drachenscharte bis zum Wamperten Schrofen ist statt eines Sattels eine weitgefaltete Mulde gut belegbar, deren Achse am N-Gipfel E–W-streichend mit 20° E abtaucht. Die enge Synklinale an der östlichen Marienbergspitze ist sekundär, aber noch vor Bildung der Grünstein-Aufschubung durch weitere Einengung entstanden, da diese die Mulde überfährt. Nach W wird sie durch bisher nicht kartierte S-Aufschubungen zerstört. Im E sind die antiklinalartigen Formen als Schleppungen an der MHA zu deuten (vgl. BECKE, 1983: 327).

Die erste große Synklinale (Wamperter-Schrofen-Drachenkopf-Synklinale) streicht über den Wamperten Schrofen und findet ihre Fortsetzung im Kamm der Drachenköpfe, wobei sie durch eine SW–NE-Störung, die unter dem Schwarzkar verborgen liegt und zwischen den Marienbergspitzen durch den Hauptkamm streicht, versetzt wird. Die westliche Scholle ist um 50 m nach N verschoben. Die „Wamperter-Schrofen-Drachenkopf-Synklinale“ überfährt ihrerseits mit 35° von N nach S am Vorderen Drachenkopf die „Drachensee-Antiklinale“ (nach BECKE, 1983: 328), die nach E von der Grünsteinschuppe überfahren und am Hinteren Tajatörl nach intensiver Zerschuppung gänzlich unterdrückt wird. Die Bewegungsbahn entstand dabei aus der Zerschering der Antiklinale, die ihre nördlichen Teile überflügelt. Reaktivierte Deckelklüfte verstärken noch diesen Vorgang. Im W-Teil der Mieminger Gruppe ist die Drachensee-Antiklinale dann vollständig von ihrer S-Flanke überschoben und im N der „Biberwierer-Scharte-Aufschubung“ ist nur noch ein Relikt des nördlichen Flankenansatzes erhalten.

An der Biberwierer Scharte sind Sprunghöhen von 700 m anzunehmen. Da das Aufschubungssystem zweimal hintereinander Gesteine des Skyth und Ladin gegen Wettersteinkalk versetzt, erscheint eine Sprungweite von 800 m realistisch.

Südlich der Drachensee-Antiklinale lassen sich kaum noch Faltenstrukturen verbinden.

Nördlich der Wamperter-Schrofen-Drachenkopf-Synklinale wird zwischen Biberwierer Scharte und Coburger Hütte die N-Flanke der Mulde durch steil N-einfallende E–W-Störungen verkürzt.

An der Biberwierer Scharte sind zwischen sehr steilen SW-einfallenden Störungen gefaltete Reiflinger Kalke und stark zertümmerte Reichenhaller Schichten eingeschuppt. Auch hier ist die Feinfältelung südlich der Störung wie in der Tajakopfschuppe und an den Marienbergspitzen S-vergent. Die S-Vergenzen können als eine sekundäre Folge intensiver Einengung interpretiert werden. Das N-Einfallen der Schichten in den Schürflingen kann

aber auch als Rest einer S-Flanke einer tektonisch vollständig zerscherten Synklinale (MILLERs „mittlere Teilmulde“) gedeutet werden. Die N-Flanke ist noch am S-Grat der Ehrwalder Sonnenspitze erhalten und auf die Schuppen an der Biberwierer Scharte rückgeschoben. Ausläufer dieser Störung sind in der N-Flanke des Drachenkopfes und bei der Coburger Hütte erhalten, wo sie die N-Flanke der Drachensee-Antiklinale verkürzen (s. Abb. 9 und 3).

Die Mulde ist im Seebenkar mit Quartärschutt verdeckt, am Hinteren Tajakopf aber mit Raibler Schichten im Muldenkern gut aufgeschlossen. Die Synklinalachse taucht mit 20° nach E unter die MHA. Weiter im E wird sie durch die MHA und die TKA zweiseitig überfahren. SW-NE- und S–N-Störungen verwischen hier zusätzlich die Muldenstruktur.

Die Inhomogenität der Reichenhaller Schichten und des Reiflinger Kalkes führt bei Stauchungen zu interner Biegegleit- und Scherfaltung. Eng begrenzte Scherfaltungszonen können bei bedeutenden Lateralbewegungen auf einzelne inkompetente Schichtglieder begrenzt sein (RAMSAY, 1987). Die nötige Reibungsspannung und Kompression ist durch sinistrale Scherbewegung der Nordscholle an der S-AA angelegt worden. Auch nach palinostastischer Ausglättung lassen sich einzelne Strukturen nicht verbinden.

An die oben beschriebene Synklinale schließt in der Ehrwalder Sonnenspitze die nördliche Antiklinale an. Sie ist nur noch vollständig in der W-Wand erhalten (vgl. Abb. 3). In der E-Wand wird der S-Flügel des Sattels durch eine E–W-Störung angehoben, sodaß Gesteine des Alpinen Muschelkalkes aufgeschlossen sind, die wiederum von einer Aufschubung von S her reduziert werden.

Zum Seebensee hin wird der Sattelkern an einer SSW–NE-Störung gegen Reichenhaller Dolomite und Brekzien versetzt, die in eine vom Großfaltenbau der Mieminger Schuppe unabhängige Mulden-Sattel-Struktur deformiert wurden.

Ein stratigraphischer Zusammenhang zwischen den Reichenhaller Schichten und dem Wettersteinkalk im W des Seeben Sees existiert nicht. Die „C-Störung“ findet keine Fortsetzung bis zur Biberwierer Scharte (s. dagegen BECKE, 1983).

Im E wird die Ehrwalder-Sonnenspitze-Antiklinale vollständig von der Tajakopfschuppe mit 50° N–NW-Einfallen und 110° Streichen von N nach S überschoben.

In der S-Wand der Westlichen Marienbergspitze sind an einer lokalen S-Rückaufschubung Reichenhaller Kalke und Dolomite, Wurstelflaserkalke des Virgloriakalkes und Reiflinger Knollenkalke innerhalb der Wettersteinkalke der Riff-/Lagunenfazies als Schürflinge polyklinal gefältelt. Diese erstmals aufgefundene Schürflingszone ist eine lokal begrenzte Struktur, die mit 70° bis 80°

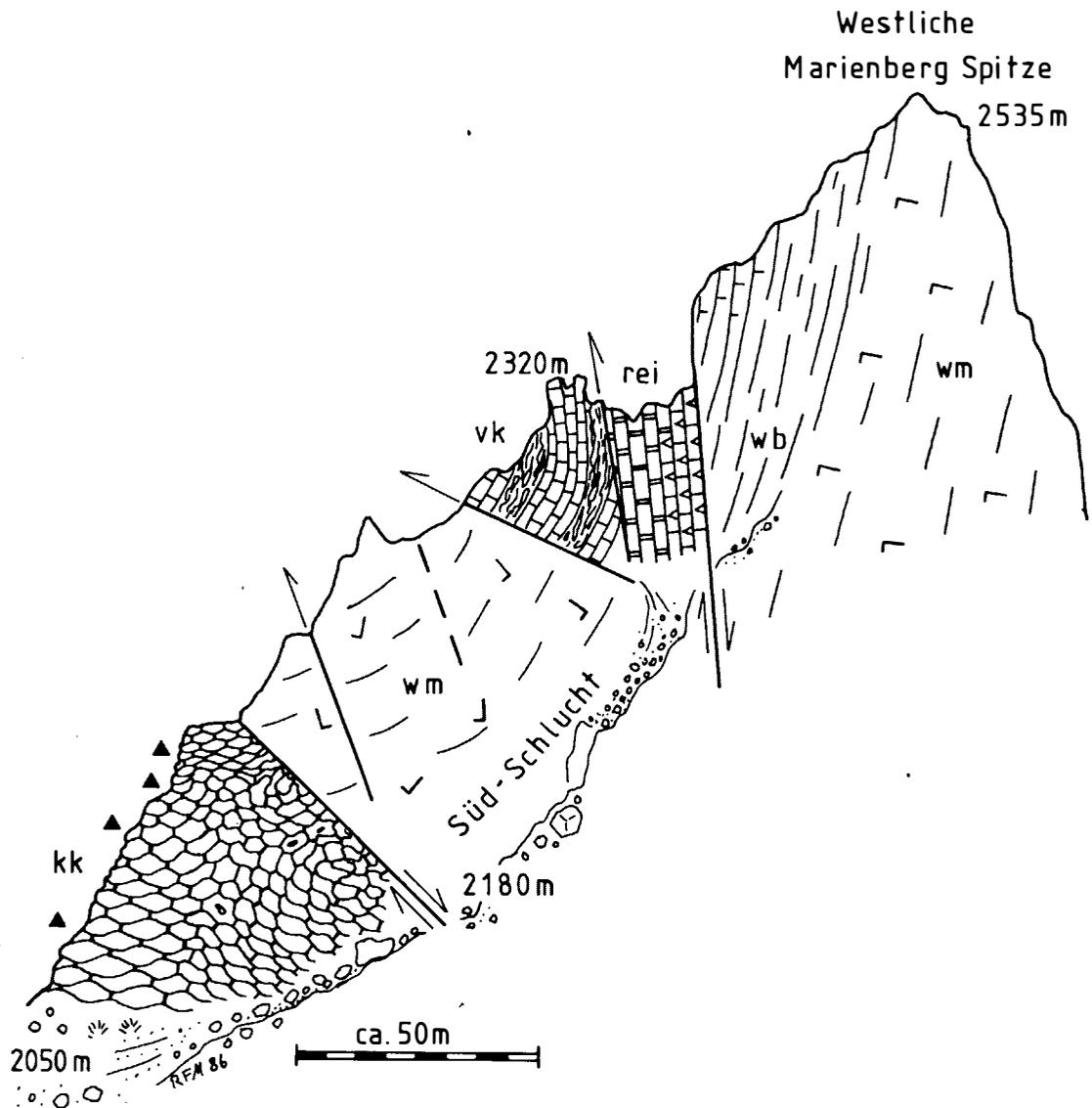


Abb. 10: Rückaufschiebungen in der Marienbergspitzen-Südwand.

In der Südwand sind alte Strukturen erhalten geblieben, die mit dem Widerlager-Modell der Wettersteinmasse in Zusammenhang gebracht werden. Legende siehe Abb. 7.

streicht und östlich wie westlich von SW–NE-Störungen begrenzt wird. Nach W wie E konnte sie nicht wieder aufgefunden werden. Diese Struktur läßt sich als eine „Durchspießungsschuppe“ i.S. von TOLLMANN (1968) erklären (vgl. Abb. 10).

In der Mieminger Schuppe fallen die 85° bis 100° EW-streichenden B-Achsen der Großfalten mit 20° nach E ein und tauchen an den Aufschiebungen vereinzelt flexurartig steiler ab. Das Streichen der Schichtglieder variiert zwischen 80° und 100°.

3.2.7. Südscholle und Marienberg-Aufschiebung

Die Bezeichnung „Südscholle“ nach MILLER (1962) wird hier beibehalten. Der im bearbeiteten Gebiet liegende Teil stellt am Hauptkamm eine große zusammenhängende Einheit dar. Diese erstreckt sich vom Hochwanig über den Mieminger Hauptkamm bis zur Alplscharte und weiter bis zum Arzbödele und kann als der S-Flügel einer großen Antiklinale angesehen werden. Die Schichtung ist durch die Aufschiebung und jüngere Einengung steilge-

stellt worden. In der gesamten „Scholle“ dominiert ein Streichen von 70° , das ganz deutlich von den Werten aus der Mieminger Schuppe (100°) und der Nordscholle (90°) abweicht. So ist es möglich, daß im Igelskar nacheinander alle Formationen spitzwinkelig von der ca. 120° streichenden S-AA ohne östliche Fortsetzung abgeschnitten werden (s. Abb. 3). MILLER (1962) hat dieses Phänomen mit einer Rotation der Südscholle erklärt.

In der Südscholle erkennen AMPFERER wie MILLER die westliche Fortsetzung der S-Flanke des Mieminger Gewölbes, deren E-Teil von TOLLMANN (1976) als Mieminger Antiklinale bezeichnet wird. Nach den Geländebefunden ist eine Rotation um 15° gegen den Uhrzeigersinn nach NW anzunehmen, womit es aber noch unwahrscheinlicher wird, daß die Mieminger Antiklinale im W der S-AA fortbesteht. Bei der Rückformung der Rotation und bei Berücksichtigung der Aufschiebungsweiten der MHA und der S-AA kann eine Parallelisierung nicht angenommen werden.

Der Hauptdolomit im S des Hauptkammes reagiert als starrer Körper auf seitlichen Druck mit großen blockartigen Verschuppungen. Diese Bruchtektonik wird am Stöttlörtl, Hölltörtl und südlich vom Marienbergjoch durch eine weit verfolgbare Störung, die „Marienberg-Störung“ (W. HEISSEL, 1957), augenfällig. Diese wiederum wird östlich des Wannigkammes durch mehrere Aufbrüche und Verdoppelungen von Hauptdolomit, Raibler Schichten und Wettersteinkalk erkennbar.

Die Marienberg-Störung wird aufgrund ihres Charakters in Marienberg-Aufschiebung umbenannt. Diese Aufschiebung fällt mit 70° bis 80° nach SE ein. Die steile Aufschiebung hat zur starken Zertrümmerung des basalen bitumenhaltigen Hauptdolomits beigetragen (vgl. AMPFERER, 1905: 483) und die in den südlichen Mieminger Bergen bis ca. 80 m mächtigen Raibler Schichten am Hölltörtl nördlich des Höllkopfes (Abb. 3) bis auf einen 12 m mächtigen Span aus Dolomitalgenmatten-Bänken und Sandsteinen reduziert. Diese sind am Stöttlörtl fast vollständig zu mürben Kalksand-Tektoklastiten ausgewalkt.

Interessant ist das SW–NE-Streichen der Schuppen in der Trias und den Jungschichten der Lechtaldecke westlich des Marienbergjoches. Ähnliche Strukturen finden wir am Wannigkamm in der Inntaldecke. Dies spricht erneut für eine sehr junge W–NW-Bewegung, wie sie in der Nordscholle und untergeordnet in der Mieminger Schuppe vorzufinden ist, da sie auch die Lechtaldecke gleichartig verformt.

W.HEISSEL (1957, Taf. 1) hat die Störung am S-Fuß des Hauptkammes bis südlich der Hohen Wand mit etwa 90° eingetragen, wo sie dann fast mit der Störung

AMPFERERs (1902) am Arzgründe (Arzbergklamm) nördlich Telfs zusammenläuft. Diese stellt aber im Luftbild die unmittelbare Fortsetzung der S-AA dar, während die Marienberg-Aufschiebung vermutlich im Lennbachgraben nach SE umbiegt.

Südlich der Marienberg-Aufschiebung streichen die Schichten mit ca. 70° weiter südlich stellen sich die Werte auf 50° bis 55° ein (vgl. u.a. KROLL 1965, BECKE, 1983: 331). Dies gilt auch für die Spezialfaltungen im Hauptdolomit.

MILLER (1962) hat das für die Inntaldecke ungewöhnliche Streichen der Strukturelemente mit einer Trennung des Wannigkammes vom Mieminger Hauptkamm an einer Blattverschiebung („Marienbergjoch-Störung“) zu erklären versucht, die den S-Teil nach SE zurückspringen läßt (vgl. auch LEUCHS, 1927: 131). Nach dem Tektogenesemodell MILLERs (1962: 74) wird zuerst eine E–W-Bewegung postuliert, die später in S–N-Schübe übergeht. Nimmt man dies an, kann aber andererseits die „A-Störung“ (= MHA) nicht in die S-Flanke der Handschuh-Spitze weiterstreichen.

Vielmehr biegt die Marienberg-Aufschiebung nördlich der Marienbergalm nach SW um und streicht mit 50° nach Nassereith. Wie in der Südscholle ist die Hauptdolomitmasse südlich davon durch Rotation sinistral um weitere 15° , also insgesamt 30° nach NW gedreht. Diese Bewegung hat auch der Wannigkamm mitgemacht (BOCK, 1965).

Die Aufschiebungen im Mieminger Gebirge (S-AA, MHA und Marienberg-Aufschiebung) haben vermutlich die gesamte Inntaldecke durchbrochen, da südlich wie nördlich der Störungen der tektonische Bau sehr unterschiedlich ist.

4. Loisach-, Ammer- und N–S-Störungen

Alle tektonischen Strukturelemente der Mieminger Gruppe unterlagen einer Bruchtektonik, die durch Reaktivierung alter gekreuzter Diagonalzerschersungsflächen aus dem Spannungsmuster der Faltungs- und Schubphasen der Deckenbewegungen stammt. Diese verstellen die Hauptstrukturen in mehrere Schollen mit z.T. großen Versätzen zueinander. Nach dem „MOHR’schen Spannungssystem“ sind diese Scherstörungen als Blattverschiebungen ausgebildet und weisen ein sehr gleichmäßiges Streichen mit deutlichen Maxima bei 15° und 35° sowie 135° auf, die sich auch in der Klüftung kleinräumig durchpausen.

Nach KOCKEL et al. (1931) werden die SW–NE-Lineamente als „Loisachstörungen“ und die SE–NW-Lineamente als „Ammerstörungen“ bezeichnet. S–N-(0° bis 5°) und E–W-streichende ac-Brüche kommen nur weit untergeordnet vor.

Im W-Teil der Mieminger Gruppe fällt auf, daß an den Loisach-Störungen die größten Bewegungen stattgefunden haben, viel bedeutender als die saigeren S–N-Blattverschiebungen. Das Loisach-Störungssystem wird durch das gleichartige Engadiner-Loisach-Lineament verstärkt (vgl. BUCHROITNER, 1984a, Fig. 1). Es kann, vom Bergell bis nach Murnau SW–NE-streichend, durch das Gurgltal über das westlichen Mieminger und Wettersteingebirge sowie durch das Loisachtal (BUCHROITNER, 1984b, Taf. 1) im Satellitenbild verfolgt werden (vgl. Abb. 1). Im Mieminger Gebirge werden durch die SW–NE-Blattverschiebungen i.d.R. nur schwache horizontale Versätze der westlichen Schollen um ca. 50 m nach N bemerkbar. Eine Ausnahme ist die Störung, die westlich von der Westlichen Marienbergspitze den Alpen Muschelkalk um ca. 200 m nach N verschiebt und dabei auch die Partnachsichten in der Schwärze kappt, wobei die tektonische Begrenzung durch die vertikale Komponente von ca. 600 m viel bedeutender ist. Zu ähnlichen Ergebnissen kam PETSCHICK (1983) im Wettersteingebirge.

Oft werden Späne mit Gesteinen der Untertrias an den SSW–NNE-, SE–NW- und S–N-Blattverschiebungen mitgeschleppt und meist in Wettersteinkalken verkeilt (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 257 f.), wobei die Gesteine bei geringer Kohäsion in den Schichtfugen (Tonmergellagen) flexurartige Biegegleitfältelungen aufweisen. Das weniger deutlich ausgeprägte Ammer-Störungssystem hat nur geringfügige N-Versätze der jeweils westlichen Scholle verursacht.

BECKE (1983: 326) hat eine N–S-Störung als Grenzblatt (Drachenkopf-Grenzblatt) interpretiert. Grenzblätter sind u. E. im Mieminger Gebirge wahrscheinlich nicht vorhanden, da die zeitliche Entstehung der hier beschriebenen Störungen nicht als einer der ersten Akte anzusehen ist. Vielmehr versetzen die als solche gedeuteten Störungen die meisten Strukturelemente. Sie können natürlich schon bei der Deckenbewegung angelegt und später reaktiviert worden sein. Die Hauptversätze sind aber einer der jüngsten Akte. Einzig posthume Bewegungen an den SE–NW-Aufschiebungen versetzen sinistral mit geringen Sprungweiten die Loisach-Ammerstörungen.

5. Schachtkopf-Sackungsmasse

Die Schachtkopfmasse ist eine durch Bergzerreißung (AMPFERER, 1905) abgerutschte Sackung, wobei die Abrutschungsbahn schon lange vor der Katastrophe als eine nahezu N–S-streichende 70° W einfallende Störung vorangelegt gewesen ist (vgl. MILLER 1962: 69). Die Abrutschung erfolgte vermutlich in einem vorwürmeiszeitlichen Interstadial oder spätestens im Churer Stadium (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 214f.). Die Abrutschung wird im Sinne AMPFERERs (1905: 495) gedeutet.

6. Tektogenese und Diskussion

6.1. Zu Beginn der alpinen Orogenese werden die ersten Kompressionsprozesse durch Faltungen kompensiert, wobei das Cenoman in den Kalkalpen noch in die Faltung einbezogen wird. In den starren Kalkkomplexen der Trias formen sich weitständige Falten-Muldenstrukturen. Diese sind im Wetterstein- und im südlichen Mieminger Gebirge erhalten geblieben. Während dieser „prägosauischen Phase“ (TOLLMANN, 1963/1976) hat sich möglicherweise durch Entspannungsprozesse die Anlage für die Scher- und Diagonal-(ac-)Klüfte herausgebildet.

Gleichzeitig führt weitere Einengung zu Deckenüberschiebungen. Die Basis der Inntaldecke bilden die Reichenhaller Schichten, an deren inkompetenten Gesteinen die Abscherung erfolgt. Möglicherweise haben in der Trias angelegte Störungen in der Dehnungszone des Infrariffbeckens zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge und damit verbundene vertikale und horizontale Fazieswechsel die Auf- und Überschiebungstektonik ermöglicht. Im W des Wannigkammes und der Heiterwand, wie auch westlich des Mieminger Gebirges, sind vom Skyth bis Tuval, im Nor und Rhät Beckensedimente, oft in Form plastischer Tonsteine und Mergel abgelagert worden, auf die sich die rigiden und mächtigeren Riff- und Schwellensedimente schieben konnten (Abb. 11).

Die Stapelung der kalkalpinen Decken setzte im Cenoman ein (GAUPP, 1980) und hat ihre Kulmination im Turon erreicht (TOLLMANN, 1987: 369; FRANK, 1987: 402). In den westlichen Nördlichen Kalkalpen weisen K/Ar- und Rb/Sr-Apparent-Alter an Illitfraktionen $\leq 0.6 \mu\text{m}$, $0.6\text{--}2.0 \mu\text{m}$ und $2.0\text{--}4.0 \mu\text{m}$ auf ein Temperaturmaximum um 110 bis 85 ma mit einem Mittel um **95 ± 10 ma** hin (unpublizierte Arbeiten an der Universität Frankfurt und an der Universität Bern). Da die paläogeo-

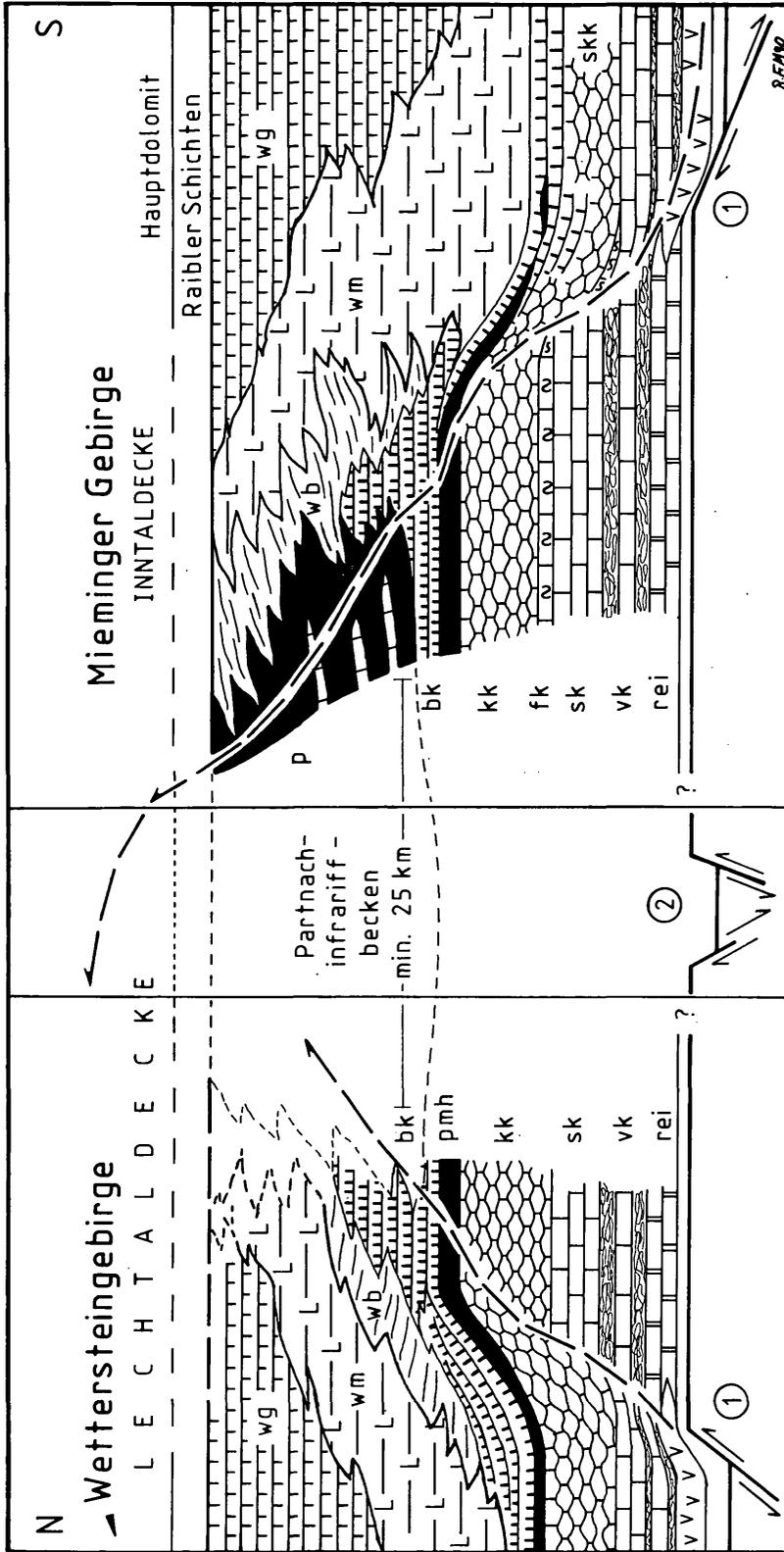


Abb. 11: Schema der fazieskontrollierten Anlage der Basalabscherung der Inntaldecke und der Aufschiebung der Wettersteinnasse. Der hier abgebildete Teil des Wettersteingebirges fehlt heute erosionsbedingt. Die Faziesverzahnung läßt sich aus Analogien zu Profilen aus dem Anis und Ladin der Lechtaldecke rekonstruieren (vgl. R. PETSCHICK, 1983 und Th. OHLENSCHLÄGER, 1984). 1 = Rifting im Anis bis Kam („aborted rifting“, BECHSTÄDT et al., 1978), 2 = Grabenstruktur vom Rhat bis ins Alb im Gaistal. Legende siehe Abb. 7.

thermischen Gradienten des maximalen Temperaturereignisses an den Deckenbahnen unterbrochen werden (PETSCHICK, 1988), muß der Höhepunkt der Deckenstapelung nach dem thermischen Paroxysmus im Cenoman erfolgt sein (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1991). Nach FRANK et al. (1987: 213) ist dieser nach dem thermischen Klimax um 83 bis 95 ma anzunehmen. Die Jungschichten wirkten bei diesen überwiegend submarinen Vorgängen als Gleithorizonte. Diagenese/Metamorphose-Untersuchungen und tektonische Rekonstruktionen lassen eine Lokation der Nördlichen Kalkalpen nördlich des Zentralalpins schon zu einem frühen Zeitpunkt während der alpidischen Ereignisse als am plausibelsten erscheinen (FRANK, 1983; PETSCHICK, 1988: 196). Die orogenetischen Bewegungen, welche durch Subduktion ausgelöst wurden, können radiometrisch zwischen Ende Barrême und Unterem Coniac mit einem Paroxysmus im Turon verhältnismäßig gut eingegrenzt werden (WINKLER & BERNOULLI, 1986:600).

Nach TROMMSDORFF et al. (1990) läßt der Magmenchemismus der Ehrwaldite eine Subduktion unter die Nördlichen Kalkalpen erst nach dem Oberen Alb zu, also nicht früher als vor 100 ma. Im W ist ein früherer Subduktionsbeginn wahrscheinlich (FERREIRO MÄHLMANN, 1991). Cenomane flyschoiden Gesteine im Falkensteinzug bis hin zu einer präcenomanen Emersion am Nordrand der Lechtaldecke lassen die Einbeziehung der Kalkalpen in die orogenetischen Ereignisse ins Alb, Grenze zum Cenoman, datieren (GAUPP, 1982; WEIDICH, 1984).

Die Kompressionstektonik, einhergehend mit der Bildung der Flyschmassen, ist auf den Zusammenschub des „piemontesischen Tethysraumes“ zurückzuführen, die durch das Aufreißen des Atlantischen Ozeans in Oberjura und Mittelkreide eingeleitet worden ist (U. FRISCH, 1984; LAUBSCHER, 1985: 154).

Abb. 12 (S. 25): Tektogenesmodell: Verwendete Abkürzungen: SZ = Schuppenzone, U = Unter, M = Mittel, O = Ober, C, ITS = Issentalscholle, VSZ = Vorbergzug.

a) Während der internen Deckenüberschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen schiebt sich die Inntaldecke von S nach N auf Jungschichten der Lechtaldecke. Diese werden an der Deckenstirn N-vergent verfault und vor der Inntaldecke hergeschoben und schließlich überfahren. Dabei entstehen zahlreiche Schuppen und Schürflinge. Gleichzeitig werden die Issentalscholle und der Vorbergzug vom Hauptkörper der Inntaldecke getrennt. Von N schiebt sich aber auch gegen S die Wettersteinmasse auf die Jungschichten, wobei im W die Heraushebung größer ist als im E. Zusammen mit den Basalabscherungen haben sich Scherspannungskluftsysteme (Diagonalstörungen) gebildet. Da am Vorbergzug und im Wettersteingebirge Gesteine jünger als Nor fehlen und in den Gesteinen des Neokoms deutliche terrigene Einflüsse zu beobachten sind (Planzenhäcksel, detritischer Quarz, Sandsteineinschaltungen und Gerölle), wird ein frühes Einsetzen (höhere Unterkreide/tiefere Oberkreide) einer subaerischen Erosion angenommen.

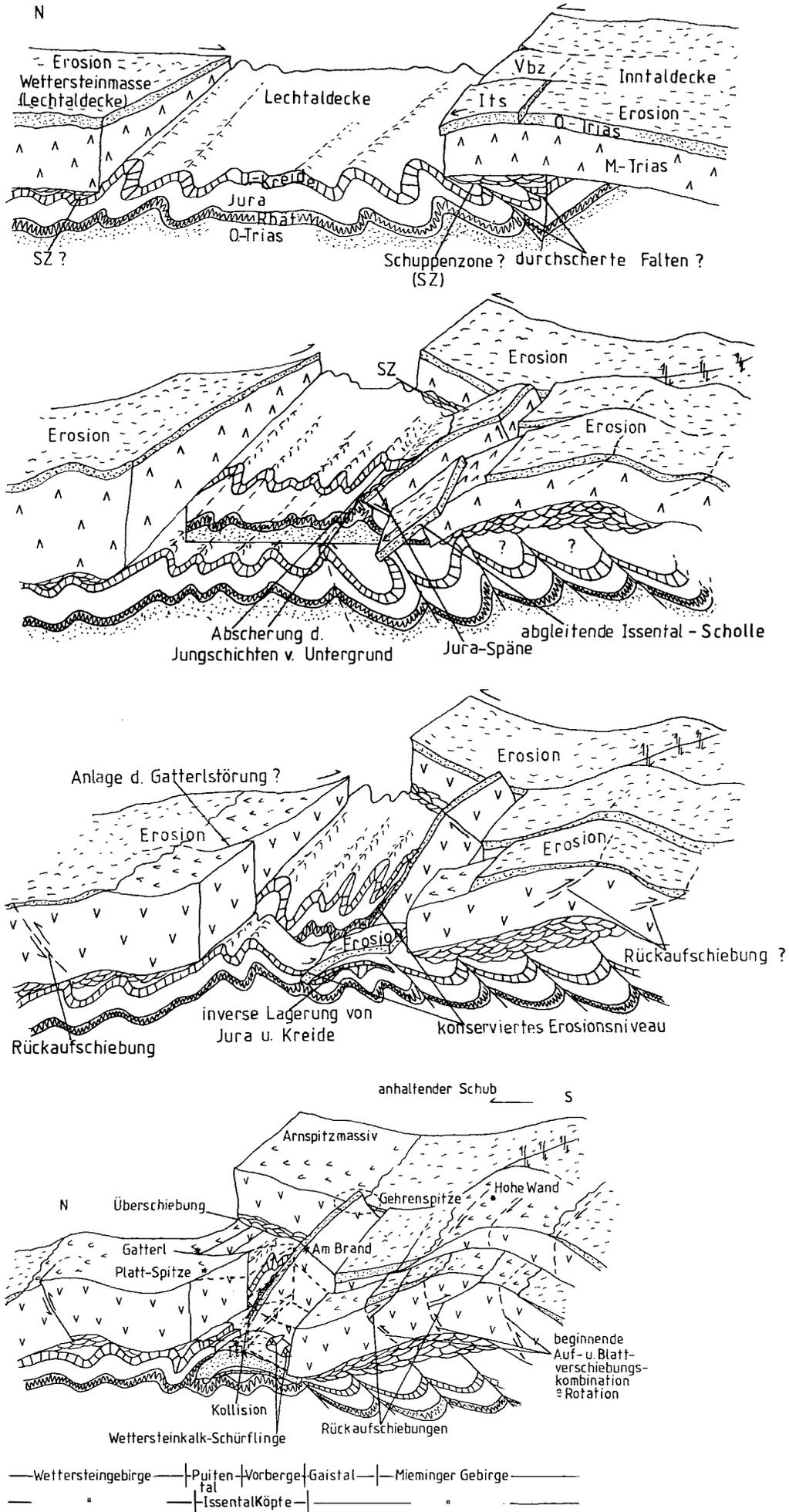
b) Bei fortschreitender Einengung schiebt sich die Inntaldecke im E auf die Wettersteinmasse. Im W, wo diese schon weit herausgehoben worden ist, kann die Inntaldecke die Wettersteinmasse nicht überwinden. Im Bereich des westlichen Gaistales kommt es zur Digitation der Inntaldeckenstirn (Ableiten der Issentalscholle am ersten Schieferthonhorizont der Raibler Schichten, der Vorbergzug „taucht“ in die Jungschichten ein, wobei Jura-Kreide-Gesteine vom Untergrund abgelöst werden). Beim Ableiten der Issentalscholle werden im Stirnbereich der Inntaldecke gefaltete Jungschichten eines Sattels durchschert. Kompetente Gesteine des Sattelkernes – Bunte Aptychenschichten, Radiolaritgruppe – geraten in direkten Kontakt zur Obertrias der Issentalscholle.

c) Anhaltende N-S-Bewegung der Inntaldecke schiebt die späteren Issentalköpfe vor sich her und spießt diese in die Jungschichten. Das Erosionsniveau mit basalem Hauptdolomit wird durch das „Eintauchen“ in die Jungschichten konserviert. Der durchscherte Jungschichtensattel wird überkippt und in inverse Lagerung gedreht, dabei kann die Scholle auf den plastischen Grünen Aptychenschichten weitergleiten. Vermutlich werden schon zu dieser Zeit erste Störungssysteme angelegt, da die Einengung zwischen Wettersteinmasse und Inntaldecke ihren Höhepunkt erreicht. Die plastische Deformation kann die anhaltende Einengung nicht kompensieren. In der Inntaldecke und im Wettersteingebirge kommt es wahrscheinlich zu Aufschiebungen, die der Überschiebungsrichtung entgegengesetzt verlaufen (Wetterstein-Hauptsattel-Aufschiebung, Tajakopf-Aufschiebung).

d) Wettersteinmasse und Inntaldecke kollidieren miteinander und die Jungschichten im westlichen Gaistal werden gänzlich von Wettersteinmasse und Inntaldecke zugeschoben. Weiterer Druck wird posthum an den SSE-WNW-Aufschiebungen in Form von Blattverschiebungen ausgeglichen. Östlich der Gehrenspitze wird die Wettersteinmasse überfahren, die hier nicht in demselben Maße als Barriere wirken konnte wie im W. Die Issentalscholle wird von N vermutlich z.T. von der

Wettersteinmasse überfahren, wie das Umbiegen der Jungschichten im Stirnbereich der Issentalscholle vermuten läßt. Ebenso wird die Issentalscholle von S von der Inntaldecke überschoben, wofür die eingeschuppten Wettersteinkalkschollen als Hinweis gewertet werden können.

Der vollkommen unterschiedliche Baustil von Karwendel- und Mieminger Gebirge läßt aber zusammen mit den anderen Untersuchungsergebnissen darauf schließen, daß die Inntaldecke zwischen Ehrwald und Gehrenspitze ihr nördliches Ende fand.



6.2. Die N-Vergenz des Großfaltenbaus kann als Indiz für eine S–N-Schubrichtung gewertet werden. Die zunehmende Verengung durch Druck von S führte zur Zerschneidung der früh angelegten Falten. Die ältesten tektonischen Bauformen nach der Faltung sind flach S-einfallende Überschiebungen, die sog. „Deckelklüfte“. Sie werden von allen anderen Störungen versetzt, aber nicht von der Faltung verformt. Sie sind im Mieminger Gebirge weitverbreitet und ein direkter Effekt der S–N-Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke. Die höheren Blöcke sind stets über die tieferen geschoben worden, bedingt durch höhere Reibungsspannungen an der Basis. Ein typisches Merkmal für die Inntaldecke ist die interne Zerschneidung von Antiklinalen mit dem Übergang zu Aufschiebungen (z.B. Drachensee- und Ehrwalder-Sonnenspitz-Antiklinale).

Beim Vordrängen der Inntaldecke wölbt sich die Stirn ein und wird dabei früh (Ob.Alb, Unt.Cenoman, wie an der Lechtaldeckenstirn ? – LEISS, 1990) herausgehoben. Die herausgehobenen Bereiche unterliegen einer Erosion (vgl. Kap. 2.3.2), die z.B. die Trias am Vorbergzug bis auf die Raibler Schichten reduziert. Am Vorbergzug ist die Deckenstirn als abgebrochener und eingedrehter Block erhalten. Die Deckenstirn hat von der Lechtaldecke Späne abgehobelt und als Schuppenzone vor sich her nach N geschoben. Die Vorbergzone kann als eine Stirnschuppe der Inntaldecke angesehen werden.

Bei der Aufwölbung der Deckenstirn (mit einer Vergenz nach N) ist vermutlich, begünstigt durch die Schwächezone des ersten Tonschieferhorizontes der Raibler Schichten, die Issentalscholle gravitativ abgeglitten und der Inntaldecke vorausgeeilt. Sie hat beim Auftreffen auf die Lechtaldecke einen Rhät-Jura-Kreide-Sattel durchschert und den Liegendschenkel als inverse Scholle mitgerissen (parautochthone Schuppe der Lechtaldecke). Als neuer „Schmierhorizont“ dienen nun die Grünen Aptychenschichten (vgl. Abb. 2 und 4). Das Vorauseilen jüngerer Gesteinsserien vor älteren wird nach TOLLMANN (1973: 45ff.) als Indiz für Gleitdecken gewertet. Die ständig nach N drängende Inntaldecke schiebt die Issentalköpfe samt parautochthoner Unterlage vor sich her, bis ein unüberwindbares Hindernis (Wettersteingebirge) eine weitere Überschiebung der Lechtaldecke nicht mehr möglich macht. Die Stirn der Issentalköpfe taucht spätestens zu diesem Zeitpunkt in gleicher Weise wie am Vorbergzug in den duktilen Jungschichtenuntergrund, hobelt diesen ab und türmt ihn als Schuppenzone vor sich auf, wie dies in der Puitentalzone zu beobachten ist (vgl. Abb. 2, 4 und 12).

6.3. Trotz des S–N-Schubes kommt es während der Deckenüberschiebung, nach der Faltung und der Bildung der Deckelklüfte, als nachfolgendes Aufschiebungsereignis zu relikartig erhaltenen S-vergenten Rückbewegungen (S-Wand der Marienbergspitze, Tajakopf-Schuppe). Die Schuppen an der Biberwierer Scharte lassen sich auch mit einer posthumer Inversion einer älteren Struktur erklären, bei der eine neue Bewegungsdynamik mit einem unterschiedlichem Deformationsfeld zu S-Vergenzen führte. Ortsveränderungen, die gegen die Schubrichtung verlaufen, verlangen im N nach einem Widerlager, das auch verantwortlich sein könnte für die in der Inntaldecke ungewöhnlich enge Faltung der Mieminger Schuppe.

Die enge Faltung in der westlichen Mieminger Schuppe könnte genetisch gleichartig entstanden sein wie die Aufschiebung der Tajakopf-Schuppe (BECKE, 1983: 326/328).

Um diese Strukturen zu verstehen, bietet sich die Heraushebung des Wettersteingebirges an, die nach PETSCHICK (1983: 58) an der W-Flanke etwa 4.000 m beträgt. Die Spannungsveränderungen durch die heranrückende Inntaldecke, sowie die damit verbundene plastische Kompaktion der überwiegenden Ton-Mergelserien im südlichen Vorfeld des Wettersteinkomplexes, zusammen mit der Aufhebung von in der Mitteltrias und im Jura bis zur Unteren Kreide präorogen angelegten Schwächungszonen (Grabenbrüche – s.a. Abb. 11), haben zur in Schubrichtung verlaufenden antithetischen Auspressung der Wettersteinmasse geführt. Die deformierbaren Serien im Gaistal begünstigten die Aufschiebung nach S, bis diese von der nach N drängenden Inntaldecke abgebremst wurde. Strukturelemente im Wettersteingebirge, die mit einer Kollision in Zusammenhang gebracht werden, sind die E–W-streichenden nach N rückaufgeschobenen Lineationen. Die bedeutendste Struktur ist die Wetterstein-Hauptkamm-Aufschiebung mit ihren Jura- und Kreideschüfflingen. Diese Späne belegen die Anlage der N-gerichteten Bewegung nach der Überfahrung der „Jungschichten“ des Gaistales.

Als Schlußfolgerung daraus muß aber das Ende der Inntaldecke nach der heutigen Position der autochthonen „Wettersteinscholle“ etwa 2–3 km nördlich der Seebewände gelegen haben. Dies setzt allerdings voraus, daß die Inntaldecke (Mieminger Gebirge) nur bis an die Wettersteinmasse angrenzte, während im E (Gehrenspitze, Arnspitze) diese auf das Wettersteingebirge aufgeschoben vorliegt. So kann auch nach dem erhöhten Diageneseegrad der Jungschichten im westlichen Gaistal eine Überlagerung durch die Inntaldecke erwartet werden. Da diese Prozesse wahrscheinlich syn-deckentektonisch abgelaufen

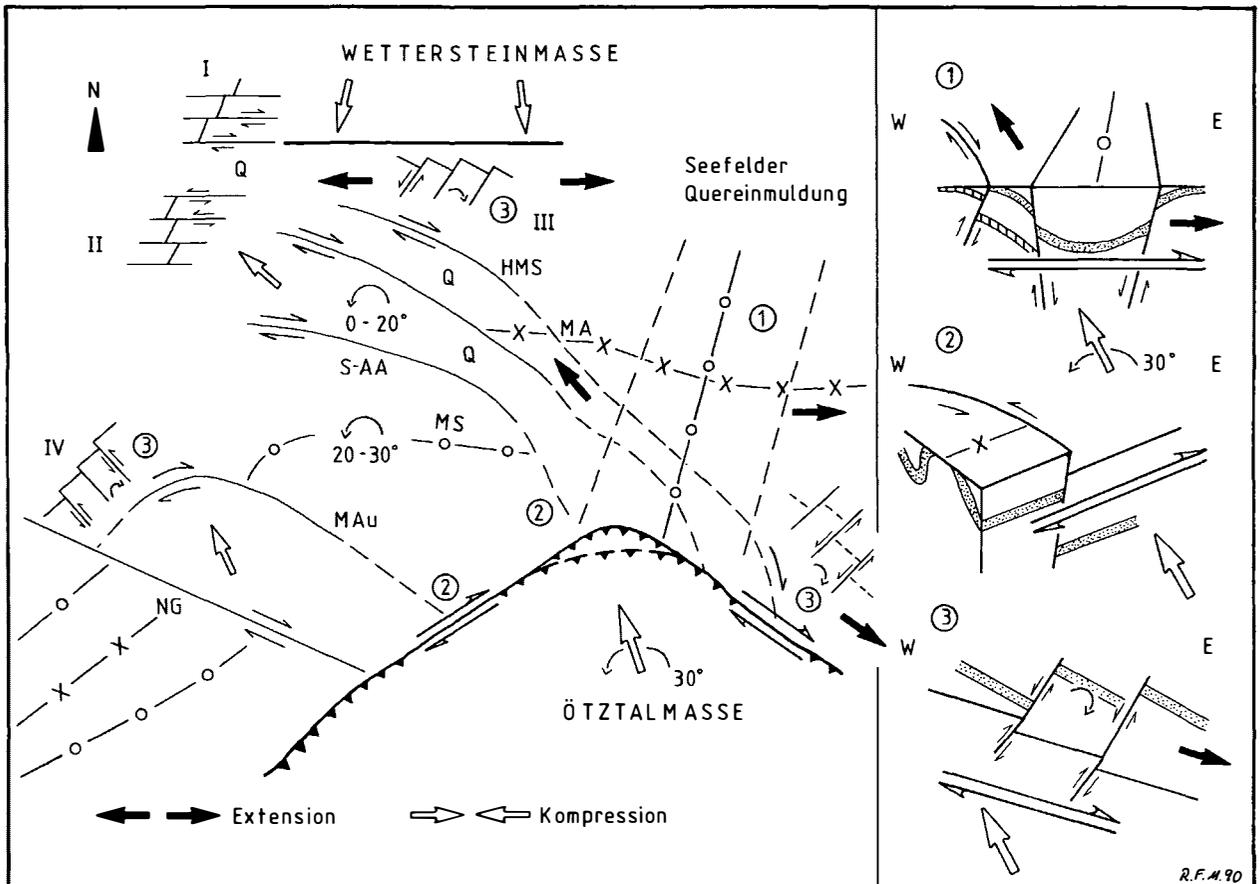


Abb. 13: Postdecken- und postfaltentektonische Kinematik in den Mieminger Bergen.

I) Situation im südwestlichen Wettersteingebirge, II) im nordwestlichen Mieminger Gebirge, III) am Vorbergzug und IV) am Wannigkamm.

13.1. = transpressive Dehnungsmulde mit Trennfugen – Modell zur Seefeldler Quereinmuldung. E–W-Dehnungen. Im W der Seefeldler Mulde wird die Dehnungsspannung durch die sinistralen SE–NW-Störungen (HMS, NMS und S-AA) nach NW abgelenkt. Ähnlich sind die Einmuldungen = Q senkrecht zu den Blattverschiebungen im Mieminger Gebirge zu erklären.

13.2. = Blockweises Rotieren zur Transversalverschiebung (Überschiebung) der Inntallinie mit reneganter Aufhebung der Aufschiebungen im Mieminger Gebirge.

13.3. = Posthume Blattverschiebungen an den syndeckentektonischen ac-Klüften mit Schollenrotationen zu den entsprechenden Scherfugen (die Blöcke rotieren im durch Dehnung entstandenen Spannungsfeld). Zu den weiteren Abkürzungen vgl. Abb. 3.

sind, muß die Heraushebung der Wettersteinmasse in der mittleren Kreide erfolgt sein und somit auch das Alter der N–S-Bewegungen abgrenzen. Ein höherer Wärme fluß in Zusammenhang mit den Vulkaniten der Ehrwaldite ist nicht nachweisbar. Die geringmächtige kontaktmetamorphe Aureole (TROMMSDORFF et al., 1990) spricht dagegen.

Die Inntaldeckenstirn kann aber auch 10 km weiter nördlich gewesen sein, wenn man das S-Aufpressen der Wettersteinscholle um 5–6 km (MILLER, 1963: 314) zurückformt. Nach einer Parallelisierung der „Solstein-Antiklinale“ mit der „Mieminger Antiklinale“ und der „Zirler-

Mäher-Synklinale“ mit der „Mieminger Synklinale“, wie sie G. HEISSEL (1978: 232) vornimmt, würden im Vergleich zum Karwendelgebirge 16 km erosiv fehlen; dies unter der Prämisse, daß die Inntaldecke die Wettersteinmasse überfahren hätte.

Auch plötzliche Änderungen der Vergenzen im westlichen Gaistal von N-vergent im S der E–W-Störung zwischen Rappenbach und Hochfeldernalm und S-vergent im N, erhärten die Annahme, daß die Deckenstirn nicht viel weiter nördlich gelegen hat als ihr heutiger erosiver Rand. Man kann annehmen, daß die Issentalscholle von der Wettersteinmasse und der Inntaldecke überfahren

worden ist. Vor der zweiseitigen Überschiebung ist die Scholle wie in einem Schraubstock eingeeignet und zu einer Sattelstruktur gefaltet worden.

Durch den nach E immer geringeren Heraushebungsbetrag des Wettersteingebirges kommt es zur Digtation der Inntaldecke. Im E fehlt ein Widerlager als formverändernde Kraft der rheologischen Abläufe. Die Inntaldecke kann sich mittelsteil auf die Wettersteinmasseschieben (östlich der Gehrenspitze nach SCHNEIDER, 1953).

Im W kann die Inntaldecke nicht weiter nach N gleiten. Die weiteren Ausgleichsbewegungen (6.4a bis 6.4c) führen zu einer rein internen Deformation. Eine intensive Zerschering und Zerschuppung ist die Folge (Abb. 13).

6.4a. Die Mieminger Schuppe wird nachfolgend durch die Grünstein- und Mieminger-Hauptkamm-Aufschiebung um ca. 4 km verkürzt; die weitesten Schubweiten werden an den Mitterspitzen bei völliger Unterdrückung der Mieminger Schuppe erreicht. Die Mieminger Schuppe und der E-Teil der Tajakopf-Schuppe werden dabei (unter Einbeziehung der Tajakopf-Aufschiebung) vor der Aufschiebung in Schuppen zerlegt.

6.4b. Die Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung hat im E möglicherweise ihren Ursprung in der Mieminger-Hauptkamm-Aufschiebung gehabt und bricht dann, sich von letzterer ablösend, am Vorderen Igelskopf mit Überschiebungsweiten von ca. 1 km bis in die S-Wand der Ehrwalder Sonnenspitze durch, wobei nach W der Aufschiebungscharakter immer mehr abnimmt und sie fast zu einer lateralen, fast saigeren Blattverschiebung wird.

Die Zerschörungen sind häufig faziell vorgezeichnet, wobei im Mieminger Gebirge Reichenhaller Dolomite und Rauhacke, die Wurstflaserkalk im Virglorkalk, die Reiflinger Flaser- und Hornstein-Knollenkalk und die Raibler Mergel und Sandsteine den Ausgang für die tektonischen Schwächungszonen bilden. Der Ausgleich erfolgt bevorzugt an Antiklinalen, da hier die Schichtung nicht mehr parallel zum Druck liegt. Die induzierte Deformationsenergie konnte nicht mehr durch Faltung absorbiert werden. Die Reibungskräfte nahmen aber ständig zu und konnten wahrscheinlich nicht weiter nach N abgeleitet werden. Es traten als Folge überwiegend Durchschörungen-Aufschiebungen auf „thrust faulting“ (Ehrwalder Sonnenspitze, Drachenköpfe, Hohe Wand). Dies hat auch für die bedeutenden E-W-Aufschiebungen zu gelten (S-AA, TKA und MHA). In Schuppen bleiben isoliert zerlegte synklinale und antiklinale, ursprünglich eng gefaltete Schichtpakete aufgeschlossen.

Die Mieminger Strukturelemente lassen sich aber weder zur „Karwendelschuppenzone“ noch zur „Karwendelstirnschuppe“ i.S. G.HEISSELS (1978) bzw. TOLLHANNs (1976) stellen. Im Mieminger Gebirge fehlen die typisch inversen Elemente, das Aufschleppen von Jungschichten-Schürflingen und die starken faziellen Unterschiede zwischen den einzelnen Schuppengliedern. Vielleicht kann man den Vorbergzug als Struktur äquivalent zur Karwendelstirnschuppe ansehen.

6.4c. An der Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung, die nach NE konvex über die Alpscharte führt, setzen möglicherweise W-Bewegungen an, die als Ausgleich zum Druck gegen die Wettersteinscholle erfolgen. Die jeweils nördlichen Schollen lenken im Mieminger Gebirge stärker nach W, während im Wettersteingebirge der umgekehrte Vorgang der Fall ist, d.h. die jeweils südlichere Scholle verschiebt sich weiter nach W (vgl. Abb.13).

Untergeordnete W-Bewegungen sind im Wettersteingebirge an reaktivierten Brüchen recht häufig (PETSCHICK, 1983: 53, 63). PETSCHICK (1983) fand ihre Fortsetzung in den Jungschichten, wobei die bezüglich der Blattverschiebung südliche Scholle nach W ohne große Vertikalkomponente versetzt wurde. Da im Mieminger Gebirge der umgekehrte Fall vorliegt, ist es möglich, daß beim Vorprellen der Inntaldecke das Wettersteingebirge als starres Widerlager in etwa heutiger Heraushebung dem S-N-Schub weiter im Wege stand und dies zu westlich gerichteten Ausgleichsblattverschiebungen quer zum Druck geführt hat. Ähnlich hat dies RICHTER (1930: 41) formuliert. Diese E-W-Bewegung ist von allen Bearbeitern nachgewiesen worden (erstmalig von GÜMBEL, 1861).

Zu den extremsten Modellen haben v. LOESCH (1914), mit einer Schubweite von 16 km in Anlehnung an die ROTHPLETZsche „rhätische Schubmasse“ und LEUCHS (1927) gegriffen. Über die Größe der W-Bewegungen kann hier keine Aussage gemacht werden, da korrelierbare Versätze im Arbeitsgebiet fehlen. Im E hat ENDERS (1967: 40) an einer zur Seebensee-Alpscharte-Aufschiebung gleichsinnig verlaufenden „Niedere-Munde-Störung“ einen Versatz des Westteils der Mieminger Kette um 3 km festgestellt. Möglicherweise sind ähnlich große Bewegungen an der S-AA aufgetreten, wobei ebenfalls der Westteil nach NW verschoben wurde.

Flache, laterale W-NW-Bewegungen findet man durch Strömungen belegt an Harnischen der S-AA, der TKA, der MHA, der Biberwierer Aufschiebung, an E-W-Störungen in der N-Scholle, der Mieminger Schuppe und der Südscholle. Die alten Strukturen wurden fossilisiert und von einer reneganten Bewegungsdynamik überlagert.

Alle diese tektonischen Ereignisse sind noch mit den großräumigen S–N-Überschiebungen in Zusammenhang zu bringen.

Die Symmetrie der Deformation, die Abscherungen „simple shear“ und die steilen antithetischen Ausgleichsbewegungen nach S, sowie die elastische, plastische Fältelung homogener, isotroper Tonhorizonte im Virgloria- und Reiflinger Kalk lassen eine Nähe zur Erdoberfläche, zumindest eine geringe Sedimentlast (Schwellen-Fazies oder frühe und schnelle erosive Abtragung) annehmen. Diageneseuntersuchungen führen zu einer identischen Hypothese (PETSCHICK, 1988). Am Muttekopf (westliche Inntaldecke) wurden in der Kreide (Cenoman–Turon) die Gesteine bis auf den Hauptdolomit erodiert. Fanglomerate, alluviale Fächer, bauxitische, lateritische, pflanzenhäckselreiche Sedimente und ein Paläokarstniveau sind Merkmale einer bedeutenden Verlandungsphase, auf die ein Molassestadium im Ob. Coniac bis Santon folgt (LEISS, 1990: 65 ff.)

6.5. Die Engadiner Linie ist nach dem älteren Miozän wirksam geworden (HANTKE, 1983: 79). Nach TRÜMPY (1977: 6) sind ihre Blattverschiebungen von 5–20 km ins mittlere Oligozän bis Miozän zu datieren. Tektogenetische Rekonstruktionen und neue Altersdatierungen verlangen nach einer jüngeren Entstehung als 30 ma (NIEVERGELT et al., 1991 und in Vorb.). LINIGER & NIEVERGELT (1990) haben im Oberengadin geringere sinistrale Horizontalbewegungen von maximal 1,5 km strukturgeologisch nachgewiesen. Diese Daten werden neuerdings von SCHMID & HAAS (1989) bestätigt, wobei eine vertikale Komponente von 4 km im nördlichen Engadin ausschlaggebend ist. An der Loisachstörung sind ebenfalls hauptsächlich Hebungsbewegungen vorhanden. Ihre Aktivität ist wahrscheinlich synchron. Gleichzeitig wurde das alte synparoxymale Spannungsmuster der ac-Klüfte reaktiviert. Je nach der Spannungssituation haben Ammer- oder Loisachstörungen zu deckeneigenen größeren Blattverschiebungen geführt und vereinzelt auch zu S–N-Störungen.

Am Wannigkamm sind es überwiegend die SE–NW-Blattverschiebungen, an denen die wichtigsten Ausgleichsbewegungen der jungen Bruchtektonik ablaufen. Vielleicht ist dies auf ein im W fehlendes Widerlager zurückzuführen.

Tertiäre Strukturen sind Produkte der Subduktion des wallisischen und helvetischen Beckens (U. FRISCH, 1979; TRÜMPY, 1980).

6.6. Durch postjungalpidische kontinuierliche Anschoppungen und weitere Einengung kommt es zum Überkippen wiederaufgelebter steiler Aufschiebungen und zur Saigerstellung (Grünstein-Ostgrat, Biberwierer Scharte, Mieminger Hauptkamm u.a). Die Zerschuppung konnte dabei noch zunehmen. Steilschichtungen an den Stirnregionen einer Decke haben oft ihre Ursache in Sekundärbewegungen (TOLLMANN, 1968: 37). Daß diese Prozesse teilweise nach der Anlage des Loisach-Ammerstörungssystems erfolgten, kann an zumindest nacheozänen Bewegungen in einzelnen Schollen beobachtet werden. Zwischen S–N- und SW–NE-Störungen ist sehr unterschiedlich starkes Einfallen festzustellen (Griesspitzen-Nordwände, Marienbergspitzen).

Weiterer Druck führt zu stärkeren NW-Ausgleichsbewegungen durch Rotation. In der westlichen Inntaldecke sind ähnliche „cross faults“ (EISBACHER et al., 1990: 716 f., Fig. 1) weitverbreitet, die z.T. auch auf die Lechtaldecke übergreifen. Der Bewegungssinn läßt sich sehr gut mit unserem Modell vergleichen (Abb. 12). Auch das heutige Streichen der Hauptkamm-Aufschiebung ist mit einer Verstellung ihrer primären Lage nach NW zu erklären. Die Folge davon ist das Rotieren der Südscholle um 15° und der Hauptdolomitmasse in den südlichen Mieminger Bergen um 30° gegen den Uhrzeigersinn (Abb. 11). Messungen des Paläomagnetismus (MAURITSCH & BECKE, 1987: 286/293) bestätigen diese Bewegungsmechanismen. Möglicherweise wurde dies durch Mitwirkung von Schleppung und Dehnung an der Transversalverschiebung entlang der Inntallinie erleichtert. Dies könnte den immer größeren Winkel der Externrotationen der Schollen nach S erklären.

Die begrenzenden Störungen biegen zur Inntallinie ein und können als Fiederstörungen gewirkt haben, die die Bewegung durch Dehnung ermöglichten. Die Quereinmuldung der Seefelder Senke ist wahrscheinlich gleichzeitig durch elastische Dehnung im einaxialen Streßfeld an der „wrench fault“ der Inntallinie angelegt worden. Durch lang andauernde Beanspruchung können sich auch Karbonate duktil verhalten. Nach Überschreiten der Plastizitätsgrenze bildeten sich Trennfugen, die die Mulde heute begrenzen: Leutasch- und Seefelder Störung. Diese primäre Anlage hat dann die Aufschiebung der Ötztalmasse erleichtert und die Quereinmuldung akzentuiert.

Möglicherweise hat eine frühe synsedimentäre Schwächezone in der Trias – lokale Grabenbruchzone mit längsgerichtetem Sedimentationstrog (BRANDNER 1984:452) –, die im Bereich der Seefelder Senke nachgewiesen wurde, die Anlage der Quereinmuldung erleichtert.

Ein weiterer Grund für diese Drehung wird sowohl in einer jungen reaktivierten gegensinnigen Rotation der Ötztaldecke $\approx 30^\circ$ zu suchen sein (vgl. u.a. FRANK, 1987: 398), als auch in den Westbewegungen, die im Tauernfenster zwischen 50 und 15 ma andauerten (SELVERSTONE & HODGES, 1987).

6.7. Glättet man palinspastisch die Internfaltung und Zerschierung zwischen Marienbergjoch und Coburger Rast aus, so erhält man eine ursprüngliche Breite der Inntaldecke von etwa 11 km. Dazu muß die Weite der fremdauflagernden Inntaldecke auf der Lechtaldecke von etwa 5 km addiert werden. Kollidierte die Inntaldecke mit der Wettersteinmasse, dann sind maximale Transportweiten von ca. 20 km gesichert. Bei Rückformung der Rotation der südlichen Schollen sind dann mindestens 25 km zu erwarten.

Außerdem ist der Schusterbergkalk nur vom S-Rand der Kalkalpen bekannt. Die nördlichsten Vorkommen, abgesehen vom Mieminger Gebirge, sind aus der Innsbrucker Nordkette, bei Zirl, Mötz und dem Tschirgant bekannt. G. HEISSEL (1978: 232) vertritt die Meinung, daß die Mieminger Berge u.a. aus diesem Grund viel weiter im S gelegen haben müssen.

Die „wahre Schublänge“ der zu postulierenden „Ferndecke“ i.S. von TOLLMANN (1968) läßt sich aber nicht rekonstruieren. Die Kenntnisse zur ursprünglichen Position der Inntaldecke sind noch zu fragmentarisch. Eine paläogeographische prä-cenomane Lage der Inntaldecke nur wenige Kilometer südlich der Lechtaldecke ist wahrscheinlich (vgl. auch EISBACHER et al., 1990: 718).

Eine für die Diskussion zur Deckennatur der Inntaldecke interessante Interpretation liefern PETSCHICK (1983) und KRUMM (1984: 252). Demnach handelt es sich möglicherweise am Martinsbühel um den angeschoppten Teil einer tieferen Deckeneinheit (S-Rand der Lechtaldecke?). Dies würde einer vollständigen Überschiebung der Lechtaldecke gleichkommen. Eine Untermuerung mit Inkohlungsparametern der durch Illitkristallinitäts-Untersuchungen gewonnenen Daten gelang nicht (vgl. PETSCHICK, 1988).

6.8. Schon früh haben zahlreiche Alpengeologen auf die Tatsache hingewiesen, daß an der Inntallinie die oberostalpinen Einheiten von ihrem kristallinen Sockel (Phyllitgneiszone, Landecker Quarzphyllit) und den Ötztal- bzw. Silvretta-Kristallineinheiten überfahren bzw. angepreßt wurden (M. RICHTER, 1930: 36; vgl. auch OBERHAUSER, 1970; DOERT & HELMCKE, 1976).

Eine der auffälligsten Erscheinungen ist die Überschiebung der Roßberg-Krestakopf-Schuppe (FERREIRO MÄHLMANN, 1987: 174 ff.) im Rätikon. Als tektonisches Fenster liegt die Alpine Trias des Krestakopfes in Phylliten, Quarziten und Schiefern der Phyllitgneiszone. Im östlichen Rätikon wird es auffällig, wenn man die paläogeothermischen Gradienten und Metamorphoseintensitäten miteinander vergleicht, daß die Silvrettedecke, die Phyllitgneiszone, die Tschaggunser Sedimentmulde, die Madrisa-Zone und die Nördlichen Kalkalpen nur „eoalpine“, selten „mesoalpine“ oder keine Gemeinsamkeiten aufweisen (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1991, und FERREIRO MÄHLMANN, GIGER & FLISCH, in Vorb.). Eine Zuordnung von oberostalpinen Kristallindecken zu Sedimentdecken (vgl. EISBACHER et al., 1990) ist noch sehr „hypothetisch“.

Auch südlich der Mieminger Gruppe nimmt W.HEISSEL (1957: 118) östlich von Mötz – Telfs eine 8–10 km weite Überschiebung des Ötztalkristallins an, die auch die W–NW-Bewegungen verursacht habe. Diese Spannungsrichtung hat zu Ausgleichsbewegungen geführt, die aber im Verhältnis zum früheren S–N-Schub immer weit untergeordnet bleiben. Rezent sind die Störungsbündel (KÖHLER, 1979; BUCHROITNER, 1984a) der Inntallinie noch eine sehr aktive Störungszone, die auch die Leutasch-Isar-Störungsschar aktiviert, also den E- und W-Rahmen der Seefelder Quereinmuldung (vgl. auch KÖHLER, 1978:45).

Als weitere Folge der bei Telfs weit nach N „vorporenden“ zentralkristallinen Einheiten werden die Faltenstrukturen der Mieminger Berge mit 30° niedergedrückt, während nördlich der Einfluß zurückgeht und die Wettersteinmasse „nur“ noch mit 20° bis 25° nach E abtaucht. Die allgemeine Neigung der Nordscholle und der Mieminger Schuppe von 20° dürfte ebenfalls hierdurch verursacht worden sein. Im Karwendel werden parallel verlaufende Erscheinungen gegen W deutlich (DONOFRIO, HEISSEL & MOSTLER, 1979, und G. HEISSEL, 1978). Als weiteres Kriterium darf das Auslaufen der Illitkristallinitäts-Isolinien am Kalkalpensüdrand unter das Kristallin zwischen Mötz und Inzing gelten (vgl. PETSCHICK, 1983: Taf. 51 und 52). Der höher anchizonal überprägte S-Rand der Kalkalpen taucht unter den Kristallinkeil und ist erst wieder südlich der Innsbrucker Nordkette abgeschlossen. Nach der Inkohlungsverteilung wird dieses Phänomen noch deutlicher (KRUMM, PETSCHICK & WOLF, 1988; PETSCHICK, 1988: 126f., Abb. 64). Geophysikalische Untersuchungen bringen heute weitere Beweise hierzu (vgl. TOLLMANN, 1985: 108 /s 1987: 375).

Ein sehr junges Alter der Inntallinie geht auch aus dem Metamorphosesprung „einander entsprechender Gesteine gleicher tektonischer Zuordnung“ der oberostalpinen Einheiten „südlich und nördlich der Inntallinie im Bereich von Innsbruck hervor“ (KRUMM, 1984: 248).

Posthume NW-Bewegungen und sinistrale Rotationen sind in den Nördlichen Kalkalpen Ausgleichsbewegungen des noch andauernden Anrückens der zentralalpinen Einheiten (TRÜMPY, 1975: 234).

Das „Nachdrängen“ des Ötztalkristallins hat alle oben beschriebenen jungen Bewegungen ausgelöst. Nach TRÜMPY (1977: 8) hat das Ötztalkristallin die Kalkalpen im Verlauf dextraler Rotationsbewegungen überfahren. Da dabei die Engadiner Linie überschoben wird, muß das Ereignis im späten Oligozän bis Miozän anzusetzen sein. N–S- und SE–NW-Ausgleichsbewegungen im Ostkarwendel sind ebenfalls hierzu in Bezug zu bringen, wobei die westliche Scholle immer stärker nach N versetzt wird. Im Mieminger Gebirge sind es interessanterweise umgekehrte Spannungsentlastungen, d.h. die N–S- und SW–NE-Bewegungen versetzen stets die östlichen Schollen nach N. So kristallisiert sich ein fächerartiger, transpressiver Bewegungsplan heraus.

Dank

Wir möchten vor allem Herrn Prof. Dr. H. Krumm (Frankfurt) und Herrn Prof. Dr. H. Willems (Bremen) für die Betreuung unserer Diplomarbeiten danken, die die Grundlage dieser Arbeit darstellen. Die uneingeschränkte Themenstellung hat uns freie Entfaltung ohne Modellzwang erlaubt. Des weiteren hat uns besonders Herr Dr. R. Petschick (Bremerhaven) im Gelände und durch zahllose Anregungen an langen Diskussionsabenden unterstützt. Seine Kenntnisse zur Diagenese und Anchimetamorphose im Arbeitsgebiet sind eine hilfreiche Stütze. Auch möchten wir uns bei Herrn Prof. Dr. H. Krumm und Herrn Dr. R. Petschick für die kritische Durchsicht des Manuskripts und bei Herrn Dr. R. Brandner für die minutiöse Begutachtung und die wichtigen Anmerkungen bedanken. Bedanken möchten wir uns für die Fahrbewilligungen der Wege im Gaistal bei Herrn Oberförster E. Schlichtherle und bei der Familie Seidner auf der Coburger Hütte für die liebe Gastfreundschaft. Nicht zuletzt möchten wir die freundliche und großzügige Unterstützung des DAV (Deutscher Alpenverein, München) dankend erwähnen. Die unter Punkt 6.1. erwähnten Altersdatierungen sind Teil des DFG-Projektes „Diagenese und Anchimetamorphose an der Grenze West-/Ost-Alpen“.

Literatur

- AMPFERER, O. (1902): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1902, 170–180, Wien.
- AMPFERER, O. (1905): Geologische Beschreibung des Seefelder-Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **55**, 451–562, Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Gedanken zur Tektonik des Wettersteingebirges. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **7**, 197–212, Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 408–451, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 25–48, 10 Abb., Wien.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**, 5/6, 1–74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **127**, 271–289, 6 Abb., Hannover.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **126**, 157–178, Hannover.
- BECKE, M. (1977-79): Unpublizierte geologische Karte der Mieminger Gruppe (verkleinerte Farbkopie).
- BECKE, M. (1983): Zur Geologie des Mieminger Gebirges. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 15, 317–340, Innsbruck.
- BERNOULLI, D. & JENKYNS, H.G. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys. – In: R.H. DOTT & R.H. SHAVER: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **19**, 129–160, Tulsa.
- BEURLEN, K. (1944): Zum Problem der Inntaldecke. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 1943, 239–264, München.
- BOCK, K. (1965): Geologie des Wannigstockes. – Unveröff. Dipl.-Arb., 87 S., Univ. München.
- BÖGEL, H. (1958): Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitental und Buchener Sattel im Süden des Wettersteinkammes (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb., TH München, 35 S.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. Jb. Geol. B.-A., **126**, 435–475, 25 Abb., Wien.
- BUCHROITNER, M.F. (1984a): Quantitative evaluation of the major fracture pattern in Austria. – Geol. Rdsch., **73**, 1, 399–418, 9 Fig., Stuttgart4.
- BUCHROITNER, M.F. (1984b): Erläuterungen zur Karte der Landsat-Bildlineamente von Österreich 1:500.000. – 16 S., 1 Abb., 1 Taf., 1 Karte 1:500.000, Geol. B.-A., Wien.
- DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976): Geologie des Flecken-Passes (Vorarlberg/Österreich). Erläuterungen

- zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1:25.000. – Geol. et Palaeontol., **10**, 181–200, 9 Abb., 1 geol. Karte, Marburg.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1979): Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. – Geol.-Paläont.-Mitt.-Innsbruck, **7**, 1–43, 13 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Innsbruck.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – Eclogaegeol. Helv., **83/3**, 711–725, Basel.
- ENDERS, P. (1967): Zur Geologie des Gaistals zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb., TH München, 67 S., 25 Abb., 7 Taf., 5 Beil.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1987): Geologische Kartierung des westlichen und zentralen Mieminger Gebirges (Nordtirol – Österreich) mit lithofaziellen Vergleichen zum Skyth, Anis und Ladin im Rätikon (Vorarlberg – Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a.M., 283 S., 29 Abb., 31 Taf., 2 Tab., 3 Beil.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1991): Die Temperaturgeschichte im Unterostalpin und Pennin des Oberhalbsteins und ihre tektonogenetische Bedeutung (Graubünden, Ostschweiz). – Abstract SANW 171 Jv. Chur.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., GIGER, M. & FLISCH, H. (in Vorb.): Radiometric mica and illite ages, fission track ages, illite-‘crystallinity’ and coalification data from the Penninic-Austroalpine boundary – a comparative study.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETSCHICK, R., ERDELBRÖCK, K., WOLF, M., KRUMM, H., BERNOLLI, D. & FREY, M. (1991): A Coalification Map of the Central Alps. Appenzell, St. Gallen, Glarus, Graubünden, Vorarlberg and Tyrol (Switzerland, Liechtenstein and Austria). – Abstract Schweiz. Akad. Nat. Wiss., 171 Jv., Chur.
- FLISCH H. (1986): Die Hebungsgeschichte der ostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. **53/123**, 23–49, 13 Abb., 6 Tab.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt **S15/4**, 249–262, 4 Abb., 1 Tab., Leoben.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, 9 Abb., 1 Tab., F. Deuticke, 418 S., Wien.
- FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. (1987): The Austroalpine Unit West of the Hohen Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 179–225, 22 Abb., 5 Tab., F. Deuticke, 418 S., Wien.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithologische und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhal-
ler Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Unveröff. Diss., Univ. München, 133 S.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithologische und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhal-ler Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 75–117, Wien.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. Tectonophysics, **60**, 121–139, 8 Figs., Amsterdam.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **73**, 33–45, 1 Abb., Stuttgart.
- GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diss. TH München, 282 S.
- GERMANN, K. (1963): a.) Der Bau der westlichen Mieminger Gruppe im Bereich des Marienbergjoches. 33 S., 8 Taf. b.) Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges. 131 S. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 42 Taf., Perthes, Gotha.
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter. Bd.3: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc. – 730 S., 311 Abb., 1 Beil., Ott, Thun.
- HARSCH, W. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein, sowie verschiedene Vorkommen in Graubünden. – Unveröff. Diss. TH München, 150 S., 30 Taf., 17 Abb.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, Festschr. W. Heißel, 227–288, 24 Abb., 10 Beil., Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 95–132, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic environments. – In H.G. READING (ed.): Sedimentary Environments and Facies, 343–397, Oxford.
- JERZ H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, **56**, 102 S., 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil., München.
- KESSLER, F.L. (1985): Fazieszyklen und Subsidenz auf einem evaporitischen Schelf. Die Raibler Schichten Westtirols und Südbayerns (Alpine Trias, Karn, Nördliche Kalkalpen). – Diss., Univ. Freiburg i.Br., 140 S., 44 Abb., 6 Tab.
- KOBEL, H. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltri-

- as (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). – Mitt. Geol. Inst. TH Zürich, **118**, 149 S., Zürich.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, H. & STEINMANN, H.G. (1931): Die Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. D.Oe.A.V., **10**, 231 S., Innsbruck.
- KÖHLER, M. (1977): Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg) 1. Teil: Regionalgeologische Ergebnisse. Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 9, 1–26, 3 Tab., 2 Prof., 1 geol. Karte 1:10.000, Innsbruck.
- KÖHLER, M. (1978): Brennerflachbahn, Projekt 1978, Ergebnisse der geologischen Untersuchungen. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, Festschr. W. Heissel, 1–99, Innsbruck.
- KRAUS E. (1957): Zum Verankerungsproblem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wettersteingebirges. – Z. deutsch. Geol. Ges., **108**, 141–155, Hannover.
- KRAUS, O. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im westlichen Bereich des Heiterwand-Gebietes (Lechtaler Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 97 S. 1 geol. Karte 1:10.000, 3 Beil.
- KROLL, J.M. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im östlichen Bereich des Heiterwand-Gebietes. – Unveröff. Dipl.-Arb., TH München, Karte 1:10.000.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geol. Rdsch., **73**, 1, 223–257, 13 Abb., Stuttgart.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, H. (1988): From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. – Geodinamica Acta, **2**, 1, 33–47, 11 Abb., Paris.
- LAUBSCHER, H.P. (1985): Der Bau der Alpen. – In: Ozeane und Kontinente, 3. Aufl., Spektrum der Wissenschaft, 144–171, 8 Abb., Heidelberg.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Geol. Rdsch., **79**, 1, 47–84, Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1921): Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg. – (J. Lindauersche Universitätsbuchhandlung), 66–195, München 1921.
- LEUCHS, K. (1927): Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der Nördl. Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **17**, 151–159, Stuttgart.
- LINIGER, H. & NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. – Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., **70**, 95–101.
- LOESCH v., K.C. (1914): Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **64**, 1–2, 1–98, Wien.
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, H. (1987): Paleomagnetic Investigations in the Eastern Alps and the Southern Border Zone. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 282–308, F. Deuticke, 418 S., Wien.
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). (Strukturzusammenhänge am Ostrand des Ehrwalder Beckens). – Unveröff. Diss., Univ. München, 115 S.
- MILLER, H. (1963): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **118**, 3, 291–320, 7 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- MORLOK, J. (1987): Die Geologie des westlichen Gaistals zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Tirol, Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss., Univ. Frankfurt a.M., 128 S., 55 Abb., 14 Taf., 1 Tab., 6 Anl.
- MYLIUS, H. (1914): Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. – Mitt. geogr. Ges. München, **9**, 435–478, München.
- MYLIUS, H. (1916): Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., **1**, 10–40, 2 Taf., Stuttgart.
- NIEVERGELT, P., LININGER, M., FROITZHEIM, N. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1991): The Turba Mylonite Zone: An Oligocene extensional fault at the Pennine-Austroalpine boundary in eastern Switzerland. – Terra abstracts, **5/1991**, 248, EGU VI, Strasbourg.
- NIEVERGELT, P., LININGER, M., FROITZHEIM, N. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (in Vorb.): Early Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). – Submitted to Tectonics.
- OBERHAUSER, O. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und im Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien.
- OBERHAUSER, O. (1970): Die Überkippungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. Verh. Geol. B.-A., 1970, 477–485, 6 Prof., 1 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, O. (1980): Das Altalpidikum. – In: Der geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Hrsg.: OBERHAUSER, R., Springer, Wien–New York.
- OHLENSCHLÄGER, Th. (1984): Teil 1: Zur Geologie des westlichen Wettersteingebirges mit geol. Karte 1:10.000, 60 S., 18 Abb., 8 Taf., 3 Beil. Teil 2: Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose in mitteltriadischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kufstein und Saalfelden. 153 S., 19 Abb., 24 Taf., 3 Tab. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a.M.
- PETSCHICK, R. (1983): Sedimentpetrographische und sehr schwache Metamorphose mitteltriadischer Beckengesteine der zentralen Westlichen Kalkalpen. Mit geologischer Kartierung des Nordwestlichen Wettersteingebirges 1:10000. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Frankfurt a.M., 249 S.
- PETSCHICK, R. (1988): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illitkristallinität). – Veröff. Diss. Univ. Frankfurt a.M. 1987, 259 S., 75 Abb. – Frankfurter Geowiss. Arb., Serie C, Mineralogie, **10**, Frankfurt a.M.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: Der geologische Aufbau Österreichs. Hrsg.:

- OBERHAUSER, R., 218–242, 10 Abb., (Springer) Wien – New York.
- RAMSAY, J.G. (1987): Geometric constraints in décollement zones. – Abstract, 77. Jht. der Geol. Ver. Basel.
- REIS, O.M. (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil: Kurze Formationsbeschreibung, allgemeine tektonische und orogenetische Übersicht. – Geogn. Jh., **23**, 61–114, 3 Karten, 15 Abb., 1 Beil., München.
- REIS, O.M. & PFAFF, W. (1910): Geologische Karte des Wettersteingebirges. 1:25.000. Geogn. Jh., **23**, München.
- RICHTER, M. (1930): Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. – N. Jb. f. Min. etc., Beilagenband **LXIII**, Abt. B, 1–62, 3 Taf., 7 Abb.
- SELVERSTONE, J. & HODGES, K.V. (1987): Unroofing history of the Western Tauern Window: Evidence for west-directed removal of the Austroalpine nappe sequence. – Terra cognita **7**, 2–3, 89, Strasbourg.
- SCHLAGINTWEIT O. (1912): Die Mieminger-Wetterstein-Überschiebung. – Geol. Rdsch., **3**, 73–92, 2 Abb., 2 Taf., Berlin.
- SCHMID, S.M. & HAAS R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement décollement, Schling Thrust, Eastern Alps. – Tectonics, **8**, 697–718.
- SCHNEIDER, H.J. (1953): Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – Geologica Bavarica, **17**, 17–55, München.
- SCHNEIDER, H.J. (1962): Der Bau des Wetterstein- und Mieminger Gebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. – Jb. Deutsch. A.V., **87**, 77–94, 8 Abb., München.
- TAUPITZ, K.Ch. (1954): Die Blei-, Zink- und Schwefelzuckerlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. – Unveröff. Diss., Clausthal, 120 S.
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. – Mem. sci. geol. Padova, **36**, 211–238, Padova.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 169–202, 22 Abb., 5 Tab., Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekton. Forsch., **29**, 26–59, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 273–360, 49 Abb. 2 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., 170 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen – Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., F. Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich – Teil 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., F. Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 Abb., F. Deuticke, 418 S., Wien.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P. & ULMER, P. (1990): Mid-Cretaceous, primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps: Significance for Austroalpine Geodynamics. – G.R., **79/1**, 85–97, Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic Austroalpine Boundary in the Swiss Alps. – Amer. J. Sci., **275 A**, 209–238.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: A sinistral wrench fault in the Central Alps. – Memoir of the Geol. Soc. of China, **2**, 1–12, 12 Abb., 1 Beil.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland – a Guidebook. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. – 102 S. 46 Abb. 1 Tab., 1 Beil., Wepf & Co., Basel – New York.
- WEIDICH, K.F. (1984): Über die Beziehung des „Cenoman“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkung auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., **73**, 517–566.
- WINKLER, W. & BERNOULLI, D. (1986): Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the Eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. – Geology, **14**, 598–601, 4 Abb., 3 Tab.
- ZEIL, W. (1959): Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. – Z. dt. geol. Ges., **111**, 74–100, Hannover.
- ZITZLSPERGER, E. (1960): Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten. – Unveröff. Dipl.-Arb., TH München, 65 S., geol. Karte 1:10.000.

Anschriften der Verfasser:

Rafael Ferreira Mählmann, Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, D-6000 Frankfurt 1, Deutschland; Jürgen Morlok, Landratsamt, D-8750 Aschaffenburg, Deutschland

eingereicht: 9. Juli 1991

angenommen: 20. Sept. 1991