



Zur Frage der Mürzalpendecke im Gebiet der Gesäuseberge und eine Diskussion über die Stellung der Nördlichen Kalkalpen

FRANZ K. BAUER*)

2 Abbildungen

*Steiermark
Niederösterreich
Nördliche Kalkalpen
Gesäuseberge
Mürzalpendecke
Puchberg-Mariazeller Linie
Hallstatt-Meliata-Ozean
Südrudabányaicum
Akkretionstektonik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 71, 72, 100, 102, 103*

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	6
1. Einleitung	6
2. Die Gesäuseberge und deren Vorland	7
2.1. Die Frankenfesler Decke	7
2.2. Das Lunzer Deckensystem	7
2.3. Die Gesäuseberge	9
2.4. Die Hüpflinger Deckscholle	10
2.5. Die Ebneralm-Scholle	10
3. Zur Frage der Mürzalpendecke	11
3.1. Die Gamser Gosau	11
3.2. Das Schwabeltal	11
3.3. Der Kalkalpensüdrand	11
3.4. Die Südseite der Veitschalpe; Gollrad	12
3.5. Die Puchberg-Mariazeller Linie	12
4. Der Rauschkogel	13
5. Diskussion über die Stellung der Nördlichen Kalkalpen	14
Literatur	17

Zusammenfassung

Ausgehend von den Gesäusebergen wird zur Frage der Mürzalpendecke, aufgestellt von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962), Stellung genommen. Die Hauptdiskussionpunkte beziehen sich auf die Gamser Gosau und den Kalkalpensüdrand. In der Gamser Gosau lässt sich keine Gliederung in Unterberg- und Göller-Decke (= Tirolikum) durchführen, wie H. KOLLMANN (1964) bereits gezeigt hat. Aufbrüche von Werfener Schichten sind hier an tiefgreifende Brüche gebunden. Die gesamte Gamser Gosau gehört zur Unterberg-Decke (= Ötscher-Decke), die Deckengrenze ist an deren Südrand zu ziehen.

Nach TOLLMANN (1967) wird die Mürzalpendecke im N von der Puchberg-Mariazeller Linie begrenzt. Da sie eine steil stehende Störungslinie darstellt, sollte die ursprüngliche Überschiebungsfläche durch eine jüngere Bruchtektonik überlagert worden sein. Dagegen wird die Meinung vertreten, dass die Puchberg-Mariazeller Linie eine tiefgreifende und steil stehende Fuge ist, geprägt durch Blattverschiebungen, an der immer wieder Haselgebirge auftritt. Eine ältere Deckenbewegung an dieser Linie ist nicht nachweisbar.

Von ENE kommend mündet die Puchberg-Mariazeller Linie in die Gesäusestörung ein. Von ihr zweigt das einer Störung folgende Schwabeltal spitzwinkelig gegen WNW ab, das aber keine Deckengrenze darstellt. Die Gesäuseberge gehören als südlich an die Gamser Gosau anschließende Einheit zur Göller-Decke, die nordvergent auf die Reiflinger Scholle aufgeschoben ist. Die Reiflinger Scholle (hier Decke genannt) gehört zusammen mit der Sulzbachdecke und der Lunzer Decke i.e.S. (= Opponitzer Decke) zum Lunzer Deckensystem (Hochbajuvarikum).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ K. BAUER, A-1130 Wien, Auhofstraße 79/8.

Am Kalkalpensüdrand der Gesäuseberge und der Veitschalpe treten Verschuppungen von permoskythischen Gesteinen auf. Doch gibt es innerhalb dieser Schichtfolge keine eindeutige Fuge, die eine Abtrennung einer tieferen Einheit (Tirolikum) rechtfertigen würde. Der komplexe Bau an der Basis der Kalkalpen läßt sich wie z.B. in der Admonter Schuppenzone mit Stockwerkstektonik erklären (BÜCHNER, 1974). Mit Recht wurde auch auf zusammenhängende Abfolgen hingewiesen (ERKAN, 1977). Aus den Neuaufnahmen am Kalkalpensüdrand ergab sich, dass der Bau von Abschnitt zu Abschnitt zu beurteilen ist.

Fasst man die Puchberg-Mariazeller Linie als Fuge innerhalb des Tirolikums auf, dann ist das Juvavikum neu zu definieren. Die Zweiteilung nach TOLLMANN müsste wegfallen, nur die Schneeberg-Decke und verschiedene kleinere Schollen wären als juvavisch aufzufassen.

Die Nördlichen Kalkalpen nehmen im Bau der Ostalpen eine Schlüsselstellung ein. Für die Beurteilung deren Stellung kommt der Entdeckung der Meliata-Serie und des Südrudabányaicum in den östlichen Kalkalpen (KOZUR & MOSTLER, 1991/92) Bedeutung zu. Etwa 50 km weiter westlich wurde nun auch südlich der Veitschalpe am Rauschkogel der zur Südflanke des Hallstatt-Meliata-Ozeans gehörende Nadaska-Kalk gefunden. Dieser Ozean (Nord-Tethys) ist ein wesentliches paläogeographisches Element, einzuordnen nördlich des zentralalpinen Raumes, in dem in der Trias die südlichen Schelfbereiche zu suchen sind.

Mit dem Schließen bzw. der Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans im Oberjura (Oxford) kommt es in den Kalkalpen zur ältesten Metamorphose und in Folge zur ältesten Einengung. Zu dieser sind z.B. die Aufschiebung der Hüpflinger Scholle (Proles-Decke nach LEIN [1981, 1983]), öfters festgestellter Querfallenbau und auch die Anlage der Weyerer Bögen zu rechnen. Bei der in mehreren Phasen ablaufenden Baugeschichte der Kalkalpen wirkte im Süden der zentralalpine Kristallinblock als Widerlager. Daher gibt es hier einen komplizierten Schuppenbau (tektonische Mélange-Zone), während der Nordrand durch den keilartigen Zuschnitt bestimmt wird.

Als Unterostalpin (von den Kalkalpen überschoben) wird in den östlichen Ostalpen nur die durch die Keuperfazies ausgezeichnete Semmering-Einheit angesehen, nicht das in zentralalpiner Fazies ausgebildete Mesozoikum der Radstätter Tauern. Was die Breccien von Radstätter Tauern und Tarntaler Berge betrifft, wird eine Analogie zu ähnlich alten und ähnlich mächtigen Breccien in den Nördlichen Kalkalpen und ein Bezug zum Hallstatt-Meliata-Ozean gesehen.

Es liegt eine Logik darin, dass die Bewegungen in einer ersten Akkretionsphase südlich der Kalkalpen mit der Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans im Oberjura beginnen und sich in einer in Phasen gegliederten zeitlichen Abfolge nördlich von diesen mit der eoalpinen Subduktion im Südpennin und der mesoalpinen im Nordpennin fortsetzen. In der letzteren Phase erhielt die Flyschzone ihren Akkretionsbau. In einer letzten Phase, der neogenen, wird die Molassezone unter die Kalkalpen gebaut. Das Prinzip ist das der Unterschiebung, wobei die Bewegungen gegen Norden bzw. gegen das Liegende immer jünger werden.

Analog wird zwischen Drauzug und Südalpen ein Meeresarm (Süd-Tethys) gesehen, durch dessen Schließen die zwei Gebirgsstämme miteinander verschweißt wurden. Plattentektonisch geht es einerseits um den gegen Süden abtauchenden europäischen Kontinent, andererseits um die nordwärts vordringende adriatische Platte, deren Nordbegrenzung im Periadriatischen Lineament gesehen wird. Hinweise darauf geben die in den Westalpen der Schweiz erfassten Tiefenstrukturen, wonach die Moho-Fläche Europas von 40 bis ca. 60 km südwärts abtaucht, während die zur adriatischen Platte gehörende Moho-Fläche in ca. 40 km Tiefe liegt (FREI et al., 1990).

The Mürzalpen Nappe in the Gesäuse Mountains and the Position of the Northern Calcareous Alps

Abstract

The Mürzalpen Nappe to which the Gesäuse Mountains are belonging was established by KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). This nappe is the southern unit of the Northern Calcareous Alps (NCA) called Juvavicum. In contrast to TOLLMANN (1967) it is not possible to distinguish between two units (Unterberg and Göller Nappe = Tirolikum) within the Gosau of Gams, lying in front of the Gesäuse Mountains. Outcrops of Haselgebirge and Werfen beds do not prove nappe structure. The Gosau of Gams as a whole belongs to the Unterberg Nappe (= Ötscher Nappe).

The northern boundary of the Mürzalpen Nappe according to TOLLMANN is the fault of the Puchberg-Mariazell Line. Original thrusting however cannot be proved. Compression in the Tertiary had reacted to the fault resulting in a sinistral shearing. This line is no nappe boundary, therefore the unit of the Gesäuse Mountains can be integrated into the Göller Nappe.

The NCA have a key position within the Alpine mountain belt. The discovery of the Meliaticum in the Eastern NCA by KOZUR & MOSTLER (1991/1992) has great implications on the Triassic paleogeography. The Meliaticum consists of sedimentary sequences and the tectonically dismembered ophiolites. These ophiolites in connection with a salinar melange also crop out south of the Gesäuse Mountains in the Johnsbach valley.

South-Rudabányaicum was found by KOZUR & MOSTLER (1991/92) in the Geyerstein Nappe and in the Edenhof multiple window of the eastern NCA, which originally was situated south of the Hallstatt-Meliata-Ocean. The Nadaska limestone of the South-Rudabányaicum was also found now about 50 km farther to the West South of the Veitschalpe. The Rauschkogel ist built up by Gutenstein, Reifling and Nadaska limestone.

It can be concluded that the NCA had an original position in the north of the Central Alps. The Mesozoic of the Radstatt Mountains displays a distinct centralalpine facies. Only the Semmering Mesozoic containing the Keuper facies is to be attributed to the Lower Eastalpine. The breccias of the Radstatt and Tarntal Mountains can be compared with those of the NCA. The formation of the breccias can be referred to convergence in the Hallstatt-Meliata-Ocean, which is called Northern Tethys, whereas the Southern Tethys is thought to have been situated in the area of the Periadriatic Line, dividing the Southern Alps from the Drauzug.

Plate convergence started in the Oxfordian when the Hallstatt-Meliata-Ocean was closed, causing the oldest metamorphism in the NCA and first tectonic movements which affected the Hüpfling thrust slice south of the Gesäuse Mountains (in contrast to gravity sliding at that time, proposed by TOLLMANN, 1981). This was the first accretionary phase of convergence. The significance of Jurassic tectonics within the NCA is discussed.

The secondary phase is due to the subduction of the South Penninic Ocean (eoalpine), the third one to the subduction of the North-Penninic Ocean (mesoalpine). Finally the Molasse trough was closed (neoalpine). The principles of the tectonics outlined in Text-Fig. 2 are accretion and underthrusting, determined by the northward movement of the Adriatic plate, bordered in the north by the Periadriatic Line, and the relatively southward movement and underthrusting of the European continent with respect to southward plunging subduction zones of Hallstatt-Meliata, Southern and Northern Penninic Oceans.

1. Einleitung

Die Nördlichen Kalkalpen auf Blatt Hieflau zeigen eine deutliche Gliederung in die südlichen steil aufragenden Gesäuseberge, deren Morphologie wesentlich bestimmt

wird durch den mächtigen, aus kompakten Bänken bestehenden Dachsteinkalk und das nördliche Vorland, landschaftlich bestimmt durch die Gesteine der Lunzer Fazies.

Die Grundlagen der Geologie wurden von AMPFERER in der Geologischen Karte der Gesäuseberge 1 : 25.000 (1931) und in der Spezialkarte Admont und Hieflau 1 : 75.000 (1931) dargelegt. Von TOLLMANN (1967) stammt die Deckengliederung der östlichen Kalkalpen, in der als neue tektonische Einheit die Mürzalpendecke aufscheint, aufgestellt von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Zahlreiche ältere Arbeiten berichteten über verschiedene geologische Ergebnisse, darüber hinaus gibt es eine Reihe von neueren Bearbeitungen. Es bestehen verschiedene Auffassungen über die geologische Entwicklung und den Bau der Gesäuseberge und deren Vorland. Aufgrund eigener Kartierungsergebnisse soll zu Fragen des Baues und der Entwicklungsgeschichte Stellung genommen werden.

2. Die Gesäuseberge und deren Vorland

2.1. Die Frankenfesler Decke

Die Frankenfesler Decke (Tiefbajuvarikum) ist in die Bogenstruktur der Weyerer Bögen einbezogen, welche mit kleinen Fenstern bis südlich St. Gallen reicht. Westlich liegt die Reichraminger Decke (Hochbajuvarikum) mit der transgressiv auflagernden Gosau von Weißwasser – Unterlaussa an. Die Frankenfesler Decke ist westvergent auf die Gosau aufgeschoben. Die Gosau streicht NNW-SSE auf das hier zu beschreibende Gebiet und quert westlich St. Gallen den Spitzenbach. Sie besteht aus den Weißwasserschichten (Coniac/Santon), Spitzenbachschichten (Campan) und Brunnbachschichten (Obercampan-Paleozän).

Die Zone nördlich und südlich des Spitzenbaches gehört zu dem am stärksten eingegengten Südende der Weyerer Bögen. In einem schmalen Streifen kommen in einer Erstreckung von ca. 1 km in einem Fenster steil stehende Mergel der Losensteiner Schichten vor, die ein für die Frankenfesler Decke typisches Schichtglied sind. Die tiefgreifende Natur der Überschiebung zeigt sich auch in einem kleinen Aufbruch von Haselgebirge bei der Teufelskirche. Die bunten Malmkalke und die mit diesen vorkommenden Aptychenschichten in der Zone Teufelskirche sind zu der Lunzer Decke i.e.S. zu stellen. Dieser Decke gehören auch die gleichen Gesteine am Schoberriegel und am Hocheck an. Das Südende der Weyerer Bögen bei St. Gallen wurde von PLÖCHINGER (1987) beschrieben.

In der südlichen Fortsetzung des den Spitzenbach querenden Fensters mit den Losensteiner Schichten liegt bei Oberreith am Westfuß des Zinödlberges ein weiteres tiefbajuvarisches Fenster. Der Fensterinhalt besteht hier aus Allgäuschichten (Lias), Agatha- und Mühlbergkalk (Kimmeridge) und den Losensteiner Schichten (Cenoman). Letztere queren das Weißenbachtal und bilden ein schmales WNW-ESE sich erstreckendes Fenster (Hubenbauer-Schürfling).

Hier am Südende der Weyerer Bögen trifft von NW her die Windischgarstener Störungszone auf die Querstruktur. In dieser liegt etwas westlicher das Flysch-Schürflingsfenster Wanzenboden. Unmittelbar westlich des Weißenbaches fand PLÖCHINGER (1994) ein neues kleines Fenster mit Tonmergeln des Gaultflysches (Hollinger-Schürfling).

Schließlich ist noch ein Schürfling der Frankenfesler Decke anzuführen, der sich vom Bahnhof Weißenbach nordwärts bis zum Laussabach erstreckt. Er liegt in der tektonischen Fuge Reiflinger Scholle im Osten und Lunzer Decke i.e.S. im Westen. Die hier hochgeschürften Gesteine sind Aptychenschichten und bunte Kalke des höheren Malm.

2.2. Das Lunzer Deckensystem

Die über der Frankenfesler Decke liegenden höheren Einheiten des Hochbajuvarikums werden unter dem Begriff Lunzer Deckensystem zusammengefasst. Es soll zwischen Opponitzer Decke (= Lunzer Decke i.e.S.), der Sulzbachdecke und der Reiflinger Decke unterschieden werden (siehe Abb. 1). Die Opponitzer Decke beginnt keilförmig südlich St. Gallen. Der Bau dieses Keiles bis zum Laussabach wurde von PLÖCHINGER (1987) beschrieben. Westlich des Platzl biegt die Deckengrenze gegen Osten um.

Im NE kommt eine Störungslinie auf das Kartenblatt, die Weyerer Linie. Sie ist eine Schuppenfläche innerhalb der Opponitzer Decke und wird als ursprüngliche Faziesgrenze zwischen der Lunzer Fazies und der in einer schmalen Zunge nach Osten vorgreifenden Nordtiroler Fazies ge-

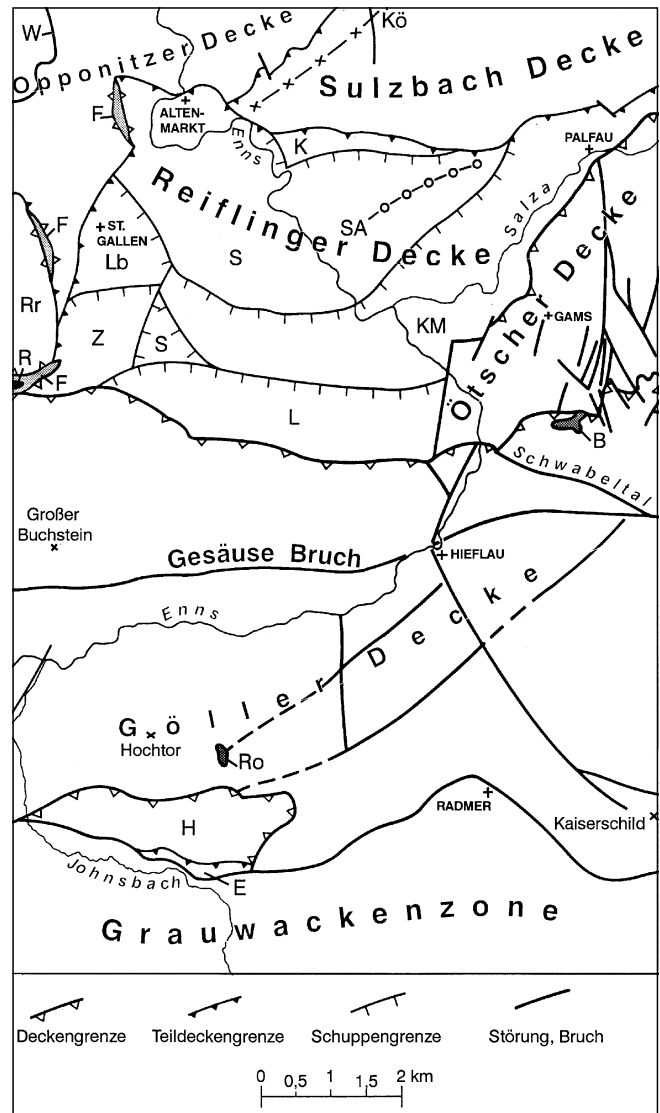


Abb. 1. Tektonische Einheiten auf Blatt 100 Hieflau. Penninikum: Fenster des Rhenodanubischen Flysches, Hollinger Fenster (R); Tiefbajuvarikum: Fenster der Frankenfesler Decke (F); Hochbajuvarikum (Lunzer Deckensystem): Opponitzer Decke (= Lunzer Decke i.e.S.), Sulzbachdecke, Reichraminger Decke (Rr), Reiflinger Decke (K = Kreistengrabenschuppe, S = Sulzkogelschuppe, KM = Kerzenmandlschuppe, Lb = Labodenschuppe, Z = Zinödlisuppe, S = Schindlgrabenschuppe, L = Landlerschuppe; Tirolikum: Ötscher-Decke (= Unterberg-Decke), Göller-Decke; Juvavikum: Hüpflinger Scholle (H), und Rotofenscholle (Ro), Ebneralm-Scholle (E), Bergstein-Scholle (B); W = Weyerer Linie, SA = Sulzkogelantiklinale, Kö = Königsbergsynklinale.

deutet. Sie verläuft westlich des Hochbrand, wo an einer Forststraße (Kurve bei 950m Sh.) die Störung gut aufgeschlossen ist. Der Hauptdolomit grenzt gegen Osten an eine hier auskeilende Abfolge von rotem Tithonkalk und Aptychenschichten. Weiter ostwärts folgen Reiflinger Kalke mit Einschaltungen von Partnachmergeln. Die Störung stößt auf den Laussabach, dem sie südwestwärts folgt, um dann auf die Fuge Reichraminger Decke/Opponitzer Decke zu stoßen (siehe PLÖCHINGER, 1987, Abb.1).

Nicht identisch ist diese Weyerer Linie mit der von DECKER et al. (1994) vorgeschlagenen Weyerer Störung. Diese soll von Admont gegen NE bis Altenmarkt und dann in nördliche Richtung über Weyer bis an den Kalkalpenrand verlaufen. Sie wird als linksseitige Blattverschiebung dargestellt. Probleme für die Blattverschiebung ergeben sich südlich St. Gallen aus der Sicht der Detailkartierung, wo die Windischgarstener Störungszone als rechtsseitige Blattverschiebung von NW her auf das Südende der Weyerer Bögen stößt. Fenstergesteine der Frankenfelder Decke, die beiderseits des Weißenbaches liegen (PLÖCHINGER, 1994), zeigen keine Versetzung.

Gegen Südosten schließt an die Opponitzer Decke die Sulzbachdecke an, die klare Trennungslinie bildet die Königsbergüberschiebung. Diese streicht NE-SW und hat ihre nordöstliche Fortsetzung auf Blatt Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988). Die Überschiebung ist aus einer tiefgreifenden Mulde durch Zerschierung im Kern hervorgegangen (STEINER, 1967). Den Muldenkern bilden Jura- und Neokongesteine. Es entstanden so zwei Lunzer Teildecken, die STEINER (1965) Opponitzer und Göstlinger Teildecke genannt hat. Östlich Altenmarkt trifft die Überschiebung auf die tektonische Grenze zur Reiflinger Decke. Hier ist die Königsbergmulde besonders stark zerstückelt und verschuppt. Bei der Eßlingalm wird sie von einer NNW-SSE-verlaufenden Blattverschiebung durchschnitten, an der Schichtglieder der Mulde nach NNW versetzt wurden.

Gegen SE schließt das Gamssteinmassiv an, aufgebaut aus Wettersteinkalk. Die dickbankigen Kalke gehören zur Nordtiroler Fazies, welche in einer schmalen Zunge weit gegen Osten in das Faziesgebiet der Lunzer Decke hereingereichte (SPENGLER, 1951; STEINER, 1967). Der SW-NE-streichende Gebirgsrücken bildet eine Halbantiklinale mit relativ einfachem Bau. Am Südfuß liegt unter dem Wettersteinkalk eine Abfolge mit Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflinger Kalk. Auffallend ist die große Mächtigkeit des Steinalmkalkes von 150–350 m, aus dem Dasycladaceen bestimmt wurden (MOSER & PIROS, 1994): *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY, *Physoporella dissita* PIA, *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Diplopora hexaster* PIA. Die Serien an der Basis des Gamssteinmassivs sind steil aufgerichtet und fallen gegen N bis NW ein. Sie sind z.T. auch überkippt.

Die Grenze zur südlich anschließenden Reiflinger Decke wird durch Züge von Werfener Schichten und Haselgebirge, Rauhwacken und Schuppen von dunklen Kalken und Dolomiten markiert. Sie zieht von der Moar Alm über Bergbauernalm, Bärenlucke zum Gamssteinhals. Die Grenze ist eine steil südfallende Scherfläche. Die Störung zieht weiter in den Kreistengraben, der westlich der Einmündung des Gamssteingrabens etwas gegen SW abweicht. Die tektonische Fuge zieht E-W weiter in Richtung Gehöft Scheffauer. Etwas westlich wird die spitzwinkelig heranreichende Königsbergmulde abgeschnitten.

Die Reiflinger Decke ist in eine Reihe von Teilschuppen zu unterteilen. Südlich des Kreistengrabens liegt eine

Schuppenzone (Kreistengrabenschuppe), bestehend aus zerschertem Hauptdolomit, der gegen den Gamssteinhals auskeilt. Die südliche Begrenzung bilden Haselgebirge und Gosasedimente. Diese Gesteine liegen in der Fuge zu der südlich anschließenden Sulzkogelschuppe. In dieser gibt es im Gebiet des Großen Sulzkogels eine auffallende Antiklinalstruktur, bestehend aus Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk. Letzterer taucht gegen Westen unter den Hauptdolomit ab. Der sedimentäre Kontakt ist tektonisch stark überprägt (BRYDA, 1997). Die Achse der Antiklinale fällt mitteltief gegen SW ein. In stark verfalteten dünnbankigen Gutensteiner Kalken an der Forststraße östlich des Großen Sulzkogels zeigen Faltenachsen dasselbe Eintauchen. Die Sulzkogelantiklinale ist als sich auch im Hauptdolomit abbildende Antiklinalzone gegen Weißenbach zu verfolgen. Südlich des Sulzkogels werden die Gesteinsschichten von einer NE-SW-streichenden Schuppenfläche abgeschnitten.

Südlich schließt die Kerzenmandlschuppe an (TOLLMANN, 1967). Die Schuppengrenze zieht steilsteil bis Großreifling, wo sie in westliche Richtung umbiegt, um sich dann bogenförmig gegen NW in Richtung Weißenbach zu wenden. Die Schuppe zeigt von Großreifling gegen NE einen bestimmten Aufbau. Über steil stehendem Gutensteiner Kalk folgt Reiflinger Kalk, sodann in normaler Abfolge Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk, der vom Hauptdolomit überlagert wird. Westlich Großreifling tauchen Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalk unter Hauptdolomit ab. Gutensteiner- und Reiflinger Kalk werden an einer NE-SW-verlaufenden Störung gegen den Hauptdolomit abgeschnitten. Westlich der Wedelalm ist die Schuppengrenze nicht mehr gut verfolgbar, da sie quer durch den Hauptdolomit verläuft. Östlich der Pflageralmhütten liegen in dieser Fuge Lunzer Sandsteine, die gegen ESE ausdünnen. Damit ist hier der Verlauf der Schuppengrenze deutlich markiert.

Die gegen SE einfallende Schichtfolge der Kerzenmandlschuppe lässt sich als NE-SW-streichender Muldenflügel deuten, der hier südöstlich an der Deckengrenze zur Ötscherdecke amputiert wurde.

Nach TOLLMANN (1967) entwickelte sich aus der Schuppengrenze zur Kerzenmandlschuppe gegen Osten die Stifflberg-Halbantiklinale. Dagegen ergaben Aufnahmen, dass die Kerzenmandlschuppe südlich der Pflageralmhütten begrenzt wird. Es lassen sich im SW-Teil der Reiflinger Decke drei Schuppen unterscheiden: die Zinödlgrabschuppe, die Labodenschuppe und die Schindlgrabschuppe. Hier am Südende der Weyerer Bögen liegt ein besonders komplexer Bau vor.

Die südliche Basis des Zinödlberges bildet der Gutensteiner Kalk, darüber liegen Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit. Die z.T. steil N-S-streichenden Gesteinszüge wurden im Zuge der Herausbildung der Weyerer Bögen im Uhrzeigersinn verdreht (PLÖCHINGER & PREY, 1968).

Im Osten wird die Schuppe von etwa N-S-streichenden Werfener Schichten begrenzt. Es schließt die Schindlgrabschuppe an, aufgebaut aus Hauptdolomit und Opponitzer Schichten, welche fossilführend sind. Am Eingang zum Schindlgraben bei einem kleinen Steinbruch wurde *Alectryonia cf. montis caprillis* gefunden (PLÖCHINGER, 1987).

Im Gebiet Ruine Gallenstein – Laboden – Pfaffengraben gibt es einen dem Zinödlberg vergleichbaren Bau. Diese Scholle, Labodenschuppe genannt, besteht aus Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten. Den

Opponitzer Kalk findet man nur in kleinen Linsen, er grenzt im Norden an den Hauptdolomit.

Die südlichste Schuppe ist die Landler Schuppe, die im Norden morphologisch klar durch die Talfurche Kirchenlandl – Übergang – Erbgraben begrenzt wird. Sie ist in sich weiter gegliedert. Östlich des Schwarz-Sattels liegen Schollen aus Gutensteiner Kalk in Werfener Schichten (Rauchschuppen nach PLÖCHINGER & PREY, 1968), welche z.T. quergestellt sind. Diese den Gesäusebergen vorgelagerte Schuppenzone hat bis zum Mühlbach größere Breite. Sie wird durch die gegen Süden vorspringende Hauptdolomitscholle, die sich vom Gresteneck bis Kirchenlandl erstreckt, stark eingeengt. Diese eingeengte Schuppenzone erstreckt sich vom Kaswassergraben (südlich Gresteneck), in dem Gutensteiner Kalk und eine Scholle Magnesit im Haselgebirge vorkommen, über Ischbaueralm in Richtung Mooslandl. Die im Haselgebirge steckenden Schollen aus Gutensteiner Kalk bzw. Dolomit biegen hier etwas in die NE-Richtung. Die Ostbegrenzung der Reiflinger Decke bildet die Deckengrenze zur östlich anschließenden Ötscher-Decke. Diese Deckengrenze ist z.T. durch Brüche überprägt. Die Ostbegrenzung der Landler Schuppe ist ein NNE–SSW-streichender Bruch.

Der Hauptdolomit der Kerzenmandlschuppe streicht NE–SW, etwa parallel zur östlich liegenden Ötscher-Decke. Es ist der Hauptdolomit dieser Schuppe, der sich mit unterlagernden Lunzer Schichten von Palfau gegen NE fortsetzt. Auch die weiter streichenden Gutensteiner- und Reiflinger Kalke sind zu dieser zu stellen. Die Sulzkogelschuppe beginnt im Osten mit der Antiklinale des Großen Sulzkogels, die Begrenzung bilden Werfener Schichten mit kleinen Schuppen von Gutensteiner Kalk bei Unterpalfau. Das verschuppte Schichtpaket NE Palfau erstreckt sich bogenförmig auf das östliche Kartenblatt 101 Eisenerz und hat seine nordöstliche Fortsetzung in der Göstlinger Schuppenzone auf Blatt Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988).

Die Einheit der Gesäuseberge ist als Decke auf die Reiflinger Decke aufgeschoben. Der Verlauf der Überschiebung ist deutlich durch das an der Überschiebungsfläche heraufgeschürfte Haselgebirge markiert, das als plastischer Bewegungsteppich fungierte. Auf der ganzen Erstreckung der Überschiebungszone kommen auch kleinere Linsen von Gosausedimenten (Konglomerate, Sandsteine, Mergel) vor. Diese eingeklemmten Gosauvorkommen belegen die nachgosauische Deckenbewegung. Das Gleiche gilt für die in Bewegungsfugen liegenden Gosausedimente innerhalb des Lunzer Deckensystems.

Die Reiflinger Scholle, hier als Decke bezeichnet, ist eine viel diskutierte Einheit der östlichen Nördlichen Kalkalpen. Der Begriff geht auf AMPFERER (1931) zurück. Er sah in ihr eine über die Geäuseberge reliefüberschobene Ultradecke. Diese Deutung wurde von TRAUTH (1937) wegen der auffälligen Lunzer Fazies der Schichtfolge abgelehnt, doch blieb die paläogeographische Deutung weiter problematisch. Es war STEINER (1965), der die Reiflinger Scholle in den Faziesverband des Lunzer Deckensystems zurückgeführt hat. Die Reiflinger Scholle ist die südlichste Teildecke. Der Bau ist mitbestimmt durch die Lage am Südende der Weyerer Bögen.

TOLLMANN (1967) betrachtete die Reiflinger Scholle als Tirolikum. Gibt es eine Einbindung in den Lunzer Faziesraum, was nicht zu bezweifeln ist, dann sollte die Scholle auch als Teildecke des Lunzer Deckensystems (Hochbajuvarikum) angesehen werden. Ähnliches gilt für die Reisalpendecke, die sich im Grenzbereich der Kartenblätter 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) und 72 Mariazell

(BAUER, RUTTNER & SCHNABEL, 1997) als Lunzer Teildecke zu entwickeln beginnt. Daraus ergeben sich Konsequenzen für die Deckengliederung der östlichen Nördlichen Kalkalpen. Zur Diskussion zu stellen ist, ob die Gesäuseeinheit eine höhere (juvavische) Decke ist, Mürzalpendecke nach TOLLMANN (1967), oder ob sie als tirolische Einheit zu gelten hat.

2.3. Die Gesäuseberge

Seit AMPFERER (1921) wurden die Gesäuseberge als große nach Osten abtauchende und im Kern auseinander gebrochene Antiklinale aufgefaßt. Für den Bau bestimmend ist die ca. 2000 m mächtige Karbonatplatte, bestehend aus Wettersteindolomit und Dachsteinkalk, getrennt durch ein schmales Band von Raibler Schichten. Maßgebend für den Bau war ein unterschiedliches Deformationsverhalten der triadischen Schichten. Dem bei der tektonischen Verformung sich starr verhaltenden dickbankigen Dachsteinkalk standen die leichter verformbaren, inkompetenten Permoskythschichten mit Haselgebirge und Werfener Schichten gegenüber. Die Kalkplatte der Gesäuseberge wurde für sich deformiert und vom Untergrund abgeschert, wodurch sich eine Stockwerkstektonik ergab (BÜCHNER, 1970, 1974).

Im südlichen Teil ist ein Großfaltenbau erkennbar. Eine Muldenstruktur zeichnen die jurassischen Gesteine im Gebiet Sulzkaralm – Mandlalm (Sulzkarmulde) und nördlich des Lugauer (Lugauer Mulde) nach. Zum Baustil gehört eine Zerteilung der starren Karbonatplatte in Schollen. So ist der Dachsteinkalk des Lugauer steil aufgerichtet und fällt mit 70–80° nach NW ein. Er ist nur bedingt als südlicher Muldenflügel aufzufassen. Nördlich des Lugauer ist der Dachsteinkalk deutlich durch eine Störung vom Hierlatzkalk und den Allgäuer Schichten abgegrenzt. Morphologisch zeigt sich eine NE–SW-verlaufende Störung, die vom Krautgartengraben über Hüpflinger Alm bis nördlich Hochhäusl gezogen werden kann. Diese Störung kann nach NE bis ins Schwabertal verlängert werden, wo sie den Rand zum Hiefflauer Tertiär markiert.

Etwa parallel verläuft eine Linie vom Waaggraben, in dem jurassische Gesteine und Gosau vorkommen, zur Sulzkaralm. Ein Großfaltenbau wurde sicher durch Brüche und Störungen stark überprägt. Eine der großen Störungen zieht von Hiefflau, dem Erz-, Radmer- und Weißenbach folgend gegen SE zum Hochkogel. Beim Rauchfanggraben zweigt eine Störung, an der Werfener Schichten liegen, in ESE-Richtung ab, den Kaiserschild nördlich begrenzend.

Bei Hiefflau fällt auf, dass der Lauf der Enns aus der E–W-Richtung in nordöstliche Richtung abgelenkt wurde. Der Grund liegt in einem jungen Querbruch. Verschiedene tiefe Einschnitte wie z.B. der des von der Enns gegen Süden abzweigenden Johnsbaches oder auch der des Hartelsgrabens, sprechen für solche junge Querbrüche.

Der SE-Teil der auf Blatt 100 Hiefflau liegenden Gesäuseberge wird von Wettersteinkalk und Wettersteindolomit aufgebaut. Der Wettersteinkalk baut das Plateau des Kaiserschildes auf und erstreckt sich weiter gegen NW. Das Tal der Jassingau und die hier einmündenden Gräben sind im Wettersteindolomit eingeschnitten. Diese Kaiserschildscholle ist tektonisch gegen den im NW angrenzenden Dachsteinkalk (Zwölferkogel) abgetrennt.

Das Einfallen des Dachsteinkalkes im Gebiet Großer Buchstein – Tamischbachturm ist meist mittelsteil gegen SE, manchmal dreht das Streichen auf N–S bei Osteinfallen. Ähnlich ist das Schichtfallen im Gebiet Hochtor –

Hochzinödl. Ein auffallendes Merkmal in den gesamten Gesäusebergen ist eine Faltung des Dachsteinkalkes. Man sieht die Schichtverbiegungen der starren, 1–3 m mächtigen Kalkbänke schon bei Fahrten durch das Gesäuse. Bei verschiedenen Touren kann man die Verfaltungen gut beobachten. Kleinräumige Faltenzüge treten im Kamm der Gsuchmauer und in den südlichen Hängen des Hochzinödls auf, die NNW–SSE streichen. Bereits AMPFERER (1921) beschrieb im Gebiet Kl. Buchstein N–S-streichende Falten. Daraus ergibt sich die Frage nach Deutung und zeitlichen Einordnung dieses Querfaltenbaues. Es ist wahrscheinlich ein älteres Bauelement.

Ein Hauptelement der Tektonik der Gesäuseberge ist die Gesäusestörung. Sie zieht vom Brucksattel ostwärts über die Hochscheibenalm, sie quert bei Hieflau die Enns und verläuft über den Jagersattel in das Schwabeltal. Sie gliedert den Gebirgsstock in eine nördliche und südliche Scholle. Nach AMPFERER (1935) wurde der südliche Flügel gegenüber dem nördlichen stark abgesenkt. BÜCHNER (1970, 1974) nahm im Westen eine Sprunghöhe von 1500 m an, die gegen Osten abnimmt. Bei der Hochscheibenalm ist eine kleine Scholle mit Wettersteindolomit und Raibler Schichten grabenbruchartig abgesenkt.

Bemerkenswert ist, dass im Gebiet Jagersattel und in dem gegen Hieflau ziehenden Graben Haselgebirge in der Störungszone liegt. Dieses ist auch kennzeichnend für den Verlauf weiter gegen Osten. Das heißt, dass der Bruch bis an die Triasbasis reicht und an ihm Gesteinsschichten des Permoskyth heraufgepresst wurden.

Das geradlinige Durchziehen der Störung spricht für eine steile Stellung. Bekannt sind Gosauvorkommen an der Störung. AMPFERER (1935) schloss auf eine vorgosauische Anlage, da Gosausedimente die Störung überlagern. Doch hat die Gosau nicht die große Verbreitung, wie sie AMPFERER (1933) in seiner Karte zeichnete.

Neu gefunden wurde ein Vorkommen von Tertiär an der Gesäusestörung. Von der Scheibenbrücke führt eine Forststraße gegen W hinauf auf 1100 m Sh. Südlich der Kote 1191 wurde die Straße quer durch den Dachsteinkalk gebaut, der hier sehr stark zertrümmert ist. In einem Grabeneinschnitt wurde eine Linse von Quarzkonglomeraten und Sandsteinen aufgeschlossen, vergleichbar mit dem Hieflauer Tertiär. Diese Gesteine liegen in einer südlich der Hochscheibenalm von der Gesäusestörung spitzwinkelig gegen ESE abzweigenden Scherfläche. Dadurch wurde eine schmale, ca 2 km lange Dachsteinkalklinse abgetrennt. Dieses Tertiär zeigt eine deutliche tektonische Beanspruchung, womit eine junge Bewegungsphase belegt werden kann.

Im NE ist den Gesäusebergen eine Einheit vorgelagert, welche die Gamser Gosau enthält. Sie ist von der Reiflinger Decke durch die NE–SW-verlaufende Deckengrenze getrennt. TOLLMANN (1967) unterschied zwischen Unterberg- und Göller-Decke und sah im Schwabeltal die Deckengrenze zur südlichen Mürzalpendecke der Gesäuseberge. Im Gebiet der Gamser Gosau gibt es eine Reihe von Brüchen. Ein bedeutender Bruch begrenzt den Akogel im Osten und zieht über die Reiteralme nach Norden in Richtung Palfau. An Brüchen sind Haselgebirge und Werfener Schichten hochgepresst worden. Zu dieser Aufbruchzone gehören auch die Saalfeldener Rauhwacke und der Gutensteiner Dolomit.

Nördlich und östlich des Bergsteins, der aus Hippuritenkalk aufgebaut ist, gibt es Schollen von Hallstätter Kalk, für die ein vorgosauischer Transport nachgewiesen ist. Die Deckschollen sind Reste der juvavischen Hallstätter Decke (KOLLMANN, 1964).

Südlich des Schwarzsattels liegen im Gebiet des Kl. und Gr. Looskogels Schollen von Dachsteinkalk, der den höheren Anteilen des Dachsteinkalkes am Kl. Buchstein entspricht. AMPFERER (1931) und PLÖCHINGER & PREY (1968) haben diese Schollen als kleinere Schubmasse vom Stirnbereich der Gesäuseberge bezogen.

2.4. Die Hüpflinger Deckscholle

Nördlich von Johnsbach liegt eine tektonische Einheit von ca. 7 km E–W-Erstreckung. AMPFERER (1921) fasste sie als Rest einer die Gesäuseberge diskordant überlagernden Schubmasse auf und nannte sie Hüpflinger Deckscholle. Diese ist von einer eigenen Schichtfolge aufgebaut, die bereits BITTNER (1885, 1886) aufgefallen ist. Doch die Erstellung einer stratigraphischen Abfolge und deren fazielle Einordnung stellten sich als schwierig heraus. Die über den mächtigen Halobien-schiefer liegenden Hornsteinkalke nannte BITTNER (1886) Hüpflinger Kalk und stellte ihn in das Niveau des Opponitzer Kalkes. BÖSE (1898) verglich die Schichtfolge von Johnsbach mit jener von Aflenz und führte den Begriff Aflenzer Fazies ein, den SPENGLER (1920) neu fasste. Später blieb SPENGLER (1951, 1959) bei der faziellen Gleichstellung von Hüpflinger und Aflenzer Kalk. Diese Ansicht wurde zuletzt bei TOLLMANN (1981) in einer paläogeographischen Skizze widergegeben. Hüpflinger- und Aflenzer Kalk wurden dem Hallstätter Mittelkanal zugeordnet.

Neuaufnahmen durch LEIN (1983) brachten eine Klärung. Es liegt nach ihm eine invers liegende Abfolge von mitteltriadischen Kalken und obertriadischen Hallstätter Graukalken (Hüpflinger Kalk, Pedata-Schichten) vor. Diese wurde aber nicht mit der Aflenzer Fazies verglichen, sondern als Element des südjuvavischen Hallstätter Troges angesehen.

Eine Neukartierung der Hüpflinger Scholle erfolgte durch BRYDA (1992, 1993). Allgemein gilt für die Schichtfolge, dass sie stark zerteilt ist und ein Gesamtprofil nur aus Teilstücken zusammengesetzt werden kann. In einem Normalprofil folgen über dem Gutensteiner Kalk der Steinalkalk, nach Übergangsschichten Reiflinger Kalk, so dann Halobien-schiefer, Pötschenkalk und Pedata-Kalk. Nördlich des Gamssteins liegen im Profil der inversen Abfolge Tonschiefer und Mergel, die AMPFERER (1935) als an der Basis der Hüpflinger Scholle verschleppte Liasflekkenmergel auffasste. Während LEIN (1983) in ihnen das normale Hangende der Pedata-Schichten sah und zu den Zlambachschiechten stellte, konnte BRYDA (1993) das jurassische Alter bestätigen.

Allgäuschichten liegen auch auf dem Dachsteinkalk der Gesäuseberge. Es ist wahrscheinlich zu unterscheiden zwischen diesen und den zur Hüpflinger Schichtfolge gehörenden Allgäuschichten. Zu erwähnen sind noch kleine Linsen von Radiolarit, die östlich des Gamssteinsattels vorkommen. Das Alter ist wahrscheinlich Oxford.

Der Umfang der Schichtfolge ist an der Basis der Mitteltrias nach unten zu ergänzen. Berücksichtigt man die starke Schichtzerteilung, so können doch die einzelnen Schollen von Gutensteiner Kalk zu den liegenden Werfener Schichten vermitteln, deren Liegendes wieder das Haselgebirge ist. Die Abtrennung eines Tirolikums im Sinne TOLLMANNs (1967) erscheint zu willkürlich.

2.5. Die Ebneralm-Scholle

Die südlichste tektonische Einheit ist die Ebneralm-Scholle, die südlich an die Hüpflinger Scholle anschließt.

Diese baut sich aus Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Allgäuschichten auf. Das Liegende bilden die Werfener Schichten, die auf Phylliten der Grauwackenzone liegen. In der Deckengliederung TOLLMANN (1967) wird sie als zur Mürzalpendecke gehörende Deckscholle aufgefasst.

3. Zur Frage der Mürzalpendecke

Von TOLLMANN (1967) stammt die Deckengliederung der östlichen Kalkalpen, in der als neue Einheit die Mürzalpendecke aufscheint, aufgestellt von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962). Die Gesäuseberge und die westlich anschließenden Haller Mauern gehören nach dieser Gliederung dem westlichen Teil dieser Einheit an. Eine erste kritische Stellungnahme von THURNER erschien bereits 1963.

Von PLÖCHINGER & PREY (1968) wurden die Haller Mauern und die Gesäuseberge dem Tirolikum zugeordnet, dem das Reichraminger – Lunzer Deckensystem vorgelagert ist, zu dem auch die Reifflinger Scholle gerechnet wurde. In der tektonischen Skizze der östlichen Nördlichen Kalkalpen von PLÖCHINGER (1980) wurde der Mürzalpendecke Rechnung getragen und in der die Gesäuseberge durchschneidenden Gesäusestörung die Deckengrenze gesehen. Aufgrund der langjährigen Kartierungsarbeiten auf Blatt Hieflau ergab sich die Konfrontation mit der Frage nach der Existenz der Mürzalpendecke in diesem Abschnitt der Kalkalpen. Es gibt verschiedene Ausgangspunkte für die Diskussion.

3.1. Die Gamser Gosau

Der Gamser Gosau kommt in der Diskussion eine Schlüsselstellung zu. Einwände gegen die Deckengliederung nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962), wonach im Gebiet Gamser Gosau bis zum Schwabeltal zwei Decken (Unterberg- und Göller-Decke) unterschieden wurden, kamen aufgrund der sorgfältigen Kartierung von KOLLMANN (1964). Nach diesen Ergebnissen gehört die gesamte Gamser Gosau zur Unterberg-Decke, die Deckengrenze verläuft danach an deren Südrand. Südöstlich von Mooslandl sind Mitteltrias und Gosau vom Dachsteinkalk des Wiedenberges überschoben. Westlich der Enns treten die gleichen Serien unter dem Peterkogel hervor. Da zwischen Wiedenberg und Peterkogel faziell kein Unterschied besteht, wurden diese Gebiete zur selben tektonischen Einheit, d.h. zur südlich anschließenden Göller-Decke gestellt.

Kartierungsarbeiten von LAHODYNSKY (1989) bestätigten die Ergebnisse von KOLLMANN (1964). Kleinere Vorkommen von Haselgebirge und Werfener Schichten sind als Aufpressungen an Brüchen erklärbar (wie z.B. beim Bischofsbauern). Östlich der Noth streichen Störungen etwa N–S, an die Aufbrüche von Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhacke und Gutensteiner Dolomit gebunden sind. Eine Überschiebungsfläche einer Gamser Stirnschuppe war im Gebiet Bischofsbauer nicht nachweisbar. Auch südlich und westlich vom Sulzbacher sind Haselgebirge und Werfener Schichten an Brüchen an die Oberfläche gebracht worden.

3.2. Das Schwabeltal

AMPFERER (1931) und SPENGLER (1951) ließen die vom Trieben gegen WSW verlaufende Puchberg-Mariazeller Linie in den Gesäusebruch einmünden. Das Schwabeltal zweigt in einem spitzen Winkel von der Störung gegen NW

ab. AMPFERER (1931) sah in diesem Tal keine Störungslinie, sondern eine tiefe Einbiegung des Dachsteinkalkes.

Zur Untermuerung einer durch das Schwabeltal verlaufenden Deckengrenze wurden von TOLLMANN (1976) fazielle Gegensätze angeführt. Entgegen dieser Meinung können aber verschiedene Ähnlichkeiten herausgearbeitet werden. Außer dem nördlich und südlich des Tales anstehenden Dachsteinkalk gibt es ähnliche Gesteinszüge der karnischen Stufe. Ein nördlicher Zug von Opponitzer Schichten erstreckt sich vom Gehöft Franzbauer gegen Osten. Die Schichten bestehen aus Cidariskalken, dunklen gebankten Kalken mit Übergängen in Dolomite und Mergelzwischenlagen. Auf der Südseite des Tales kommen im Gebiet des Wahrheitswaldes ganz ähnliche, hier wandbildende Kalke und Dolomite vor.

Vergleichbar ist auch die auf Dachsteinkalk des Wiedenberges liegende Gosau mit den Gosauvorkommen im Schwabeltal (Schwarzenbach) und jenem südlich Gehöft Hinterreiter südlich des Tales. Die Gosau besteht aus Hippuritenskalk, sandigen Mergeln und Konglomeraten, das Alter ist Coniac–Campan. Ähnliche Schichten liegen im Waaggraben. Im Gegensatz zur differenzierten Gamser Gosau kann man südlich davon nur mehr allgemein von Tieferer Gosau sprechen.

Das Schwabeltal ist aber sicher keine einfache Einbiegung des Dachsteinkalkes. Für eine Störung spricht, dass es südlich vom Gehöft Hinterreiter auch einen Aufschluss von Haselgebirge gibt, das hier hochgepresst wurde.

3.3. Der Kalkalpensüdrand

Von Steinach im Westen erstreckt sich am Kalkalpensüdrand parallel zum Ennstal bis zum Gesäuseeingang ein aus permoskythischen Serien aufgebauter Gesteinszug, den SPENGLER (1928) als Admonter Schuppenzone bezeichnet hat. Diese kann man mit der Werfener Schuppenzone vergleichen. Die Schichtfolge umfaßt Präbichlschichten, Werfener Schichten und Reichenhaller Rauhacke. Es gibt eine Internektone mit intensiver Schuppung (HESS, 1985, HESS & ROSSNER, 1984). Die Basis bildet die Grauwackenzone. Diese verschuppten Gesteinschichten am Kalkalpensüdrand wurden dem Tirolikum zugeordnet. Das Tirolikum bildet nach TOLLMANN (1967) östlich Admont das Gesäusehalbfenster. Über der Schuppenzone wurde eine große Schubfläche gesehen und die Gesäuseberge dem Juvavikum zugeordnet. HESS (1985) beschrieb eine Reihe von Vorkommen von Haselgebirge im Hangenden der Werfener Schichten. Zur Diskussion steht, ob zwischen diesen Horizonten eine bedeutende Schubbahn zu legen ist. Nach BÜCHNER (1970, 1974) sind die Gesäuseberge nicht als Decke über die Admonter Schuppenzone geschoben worden. Sie sind zwar an einem mechanisch vorgezeichneten Horizont vom Untergrund abgeschert worden, aber es ist keine Überschiebungstektonik nachweisbar.

Haselgebirge und Werfener Schichten lassen sich entlang des Südrandes der Gesäuseberge auf Blatt Hieflau verfolgen. Es gibt eine Reihe von Profilen, die unterschiedlich aufgebaut sind. Im Johnsbachtal schließen Forststraßen im Gebiet des Wolfsbauer Sattels eine Abfolge auf. Das Liegende bilden Werfener Schichten, die im Süden an die Ebneralm-Scholle grenzen. Darüber liegt nördlich Haselgebirge mit Rauhacke, Gips kommt in einem Graben östlich Wolfsbauer vor. Über den Rauhacke folgen Werfener Schichten mit deutlicher Dreiteilung, wie sie von TOLLMANN (1976) ähnlich beschrieben wurde. An der Basis liegen grüne Quarzite, darüber folgen rote Sand- und

Siltsteine. Das Hangende bilden karbonatische Werfener Schichten, welche steil aufgerichtet sind. Zum Steinalkalk des Wolfbauerturmes besteht eine tektonische Fuge. Unmittelbar westlich liegt Haselgebirge mit Gips und Rauhwacken, aufgeschlossen nördlich Ghf. Kölbl am Wanderweg zur Heschhütte. Hangende Werfener Schichten fehlen. Nördlich Ghf. Donner bauen Sandsteine der Werfener Schichten einen bewaldeten Rücken auf, darüber liegt Gutensteiner Kalk der Hüpflinger Scholle.

Im Gebiet Radmer haben Haselgebirge und Werfener Schichten weite Verbreitung. Werfener Schichten liegen über den devonischen Kalken des Bergbaues. Sie bauen die Südhänge zwischen Schüssergraben und unterem Sulzbachgraben auf. An der Basis liegt beim Schüssergraben nur geringmächtiges Präbichlkonglomerat, bestehend aus vorwiegend Quarz und verschiedenen Komponenten von Gesteinen der Grauwackenzone. Darüber liegen grüne und rote Schiefer der Werfener Schichten, welche in ca. 1100 m Sh. vom Haselgebirge überlagert werden. Dieses ist aber nicht weiter in nordöstliche Richtung verfolgbar. An der in den Weinkellergraben führenden Forststraße stehen am Kontakt zum Dachsteindolomit des Lugauers steil aufgerichtete Werfener Quarzite an.

Östlich des Lugauers ist im oberen Sulzbachgraben Haselgebirge mit Tonen und Gips aufgeschlossen. Es findet sich auch in einer Höhe von ca. 1400 m NE des Lugauers. Die gesamte Mitteltrias fehlt an der Basis des Dachsteinkalkes. Südöstlich Radmer liegen Werfener Schichten unter dem Wettersteinkalk, Böse Mauer und Senkkogel aufbauend, stratigraphisch vermittelnder Gutensteiner Kalk fehlt hier. Diesen Horizont gibt es östlich des Radmerhalses, wo kleine Schollen von Gutensteiner Dolomit über den Werfener Schichten folgen. Die Basis bilden geringmächtige Konglomerate der Präbichlschichten.

3.4. Die Südseite der Veitschalpe; Gollrad

Aufgrund eigener Kartierungsarbeiten soll auch hier zum Bau an der Kalkalpensüdseite Stellung genommen werden. Auf der Südseite der Hohen Veitsch haben Präbichlschichten, bestehend aus Konglomeraten und Sandsteinen, größere Mächtigkeit. Sie bauen den Schwarzkogel und das Gebiet westlich Ghf. Scheikl auf. Sie sind in einem einige 100 m breiten Streifen bis Neuberg zu verfolgen. Die Kriterien für die Abgrenzung der hangenden Werfener Schichten sind die deutliche Verfeinerung des Kornes und der Farbumschlag von den dunklen Konglomeraten und Sandsteinen mit Fe-Mn-Belägen in grünliche und violette Farben.

Bei Fadeneben kommt Gabbro vor (als Hornblende-gabbro in der Geol. Karte 1 : 75.000 [H.P. CORNELIUS, 1936] bezeichnet). Er ist nur in losen Stücken zu finden und steht in Verbindung mit Rauhwacken, die sich ostwärts verfolgen lassen. Die Rauhwacken sind tektonischer Entstehung und weisen auf eine Schuppenfläche hin. Etwas östlich Fadeneben liegt eine kleine Schuppe von Präbichlkonglomerat über den Werfener Schichten, getrennt durch einen Horizont von Rauhwacken. Dieser lässt sich bis östlich Lahnboden verfolgen, wo bei der obersten Liftstütze nochmals Gabbro auftritt. Weiter gegen Osten ist diese Schuppentrennung nicht mehr durchführbar.

Im Gebiet Hochwiese – Teufelssteig ist in den Werfener Schichten zwischen einem unteren Profilteil mit grünen Sandsteinen und Schiefeln und einem oberen karbonatisch ausgebildeten Teil zu unterscheiden. Darüber folgt die Mitteltrias der Veitschalpe, an deren Basis keine Deckengrenze gezogen werden kann (LEITHNER, 1990). Bei den

Veitschalmhütten liegen karbonatische Werfener Schichten in reduzierter Mächtigkeit über dem Präbichlkonglomerat. Hangender Gutensteiner Dolomit und höhere Mitteltrias zeigen, dass hier die Abfolge wenig gestört ist.

In der Bucht von Gollrad – Aschbach treten permoskythische Gesteine in großer Verbreitung auf. Präbichlschichten liegen verbreitet SE von Aschbach z.T. auf den paläozoischen Radschiefern, z.T. auf Porphyroiden, überlagert von Resten von grünen und violetten Werfener Schichten. Die Präbichlschichten verschmälern sich gegen SW hin stark und keilen gegen die Göriacher Alm aus. Entsprechend nehmen die Werfener Schichten an Ausdehnung zu. Sie haben besonders im Raum Gollrad Verbreitung. Im Süden wird die Gollrader Bucht von der Turntaler Antiklinale begrenzt, aufgebaut aus Gesteinen der Grauwackenzone (TOLLMANN, 1967).

Der Rand der Gollrader Bucht ist nach TOLLMANN (1967) eine Deckengrenze, die Schichten des Permoskyth wurden zum Tirolikum, die der Mitteltrias zur Mürzalpendecke gestellt. Östlich Gollrad ist ein mittelsteiles NW-Einfallen der Werfener Schichten zu beobachten. Gegen den nördlichen Rand zur Mitteltrias wird das Einfallen steiler. Nördlich Gollrad (Eingang Lerchgraben oder Graben NE Schitterkogel) fallen die Werfener Schichten mit 60–70° gegen NW unter dunkle Mitteltriaskalke bzw. -dolomite ein. Es zeigt sich hier keine flache Überschiebungsfläche. Das steile Einfallen wird im Sinne einer SE-vergerten Aufschubung interpretiert.

Nördlich Göriach gibt es wenig gestörte Unter- bis Mitteltriasabfolgen. Wie an Forststraßen zu sehen ist, liegt über den Werfener Schichten Gutensteiner Dolomit, darüber Wettersteinkalk. Auf zusammenhängende Abfolgen wies auch ERKAN (1977) hin und stellte aus dieser Sicht die Existenz der Mürzalpendecke in Frage.

Schlussfolgerungen

Aufgrund der Aufnahmen am Kalkalpensüdrand der Geäuseberge sowie der Veitschalpe ergab sich keine klare Fuge innerhalb der permoskythischen Abfolgen, wie sie KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) forderten, die man als Deckengrenze zwischen einem Tirolikum und der Mürzalpendecke ansehen könnte. Es gibt einerseits Verschuppungen der permoskythischen Schichten, andererseits auch Zusammenhänge mit der Mitteltrias. Es treten regionale Unterschiede im Aufbau auf, daher ist der Bau am Kalkalpensüdrand von Abschnitt zu Abschnitt zu beurteilen. Zwar ist die Grenzfläche zum liegenden Permoskyth häufig gestört, doch dies ist mit Stockwerk-tektonik erklärbar. Insgesamt ist keine Deckenüberschiebung nachweisbar. Dagegen sind die vielfach am Kalkalpensüdrand beschriebenen Südbewegungen zu berücksichtigen.

Aus dem Wegfall einer schmalen tirolischen Einheit auf der Südseite der östlichen Kalkalpen ergibt sich die Konsequenz, dass man die Mürzalpeneinheit nicht mehr als höhere, juvavische Decke auffassen kann. Im Norden wird sie von der Puchberg-Mariazeller Linie begrenzt, die keine Deckengrenze ist, sondern durch Blattverschiebungen geprägt wurde. Eine Neudefinition der Mürzalpeneinheit ist daher erforderlich. Nur mehr Schneeberg-Decke und andere Deckschollen sollten zum Juvavikum gerechnet werden.

3.5. Die Puchberg-Mariazeller Linie

Die Nordbegrenzung der Mürzalpendecke stellt nach TOLLMANN (1967) die Puchberg-Mariazeller Linie dar. Sie ist eine steil stehende Störung, an welche Aufbrüche von

Haselgebirge gebunden sind. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) gaben eine Deutung der Linie, wonach eine ursprüngliche Überschiebungsfläche durch spätere Brüche überlagert worden wäre. Der Bärenbachgraben E Wildalpen zeigt das geradlinige Durchstreichen der steil stehenden Linie sehr klar. In der Fuge liegen Haselgebirge und Werfener Schichten. NEMES et al. (1995) sahen hier eine flower structure.

Nach eigenen Kartierungsarbeiten verläuft die Puchberg-Mariazeller Linie von Rotmoos gegen NNE (was auf eine Blattverschiebung hinweist) und von der Nordseite der Gratmauer nach Greith, von hier aus weiter über den Hals in nordöstliche Richtung auf die Südseite des Trieben. Was bedeutet, dass nach TOLLMANN (1967) die Südseite des aus Dachsteinkalk aufgebauten Trieben zur Mürzalpendecke, der Nordteil zur Göller-Decke (Triebenschuppe) gehören würde.

Die nördliche Begrenzung der Triebenschuppe verläuft über den Köckensattel südwestwärts über Moosbachsattel, Fuchsriegel (wo Haselgebirge vorkommt) nach Düradmer, wo unter dem Dachsteinkalk des Aufgespreitzten Haselgebirge zu Tage tritt. Die westliche Begrenzung bildet der Geröhremoosgraben. Vom Köckensattel verläuft die Begrenzung bogenförmig nordostwärts in das Halltal.

Im Gebiet Rotmoos – Gußwerk kommen N und S der Puchberg-Mariazeller Linie verschiedene Triaskalke und -dolomite von einer eigenen Fazies vor. Es gibt eine eigene Fazies des Wettersteinkalkes mit dunklen dünnbankigen Kalken mit etwas Hornsteinführung, die die Felsen südlich des Almumkogels aufbauen. In etwas veränderter Fazies ziehen diese Kalke bis Dolomite weiter bis zum Illmitzkogel. Ostwärts bis Gußwerk schließt hellerer Wettersteindolomit an. Über diesen Karbonaten liegen Mergel und Sandsteine, die den Lunzer Schichten entsprechen. Darüber folgen Kalke, vergleichbar mit dem Opponitzer Kalk (Almundumkogel, Rote Mauer). Diese Obertriaskarbonate liegen teils nördlich, teils südlich der Puchberg-Mariazeller Linie. Es bietet sich an, den Bau mit flower structure zu erklären.

Der Lärchkogel ist von einer eigenen Abfolge karnischer Sedimente aufgebaut. Er ist durch eine N–S-verlaufende Störung vom westlichen Hauptdolomit abgetrennt. Den Gipfel bauen dickbankige stark umkristallisierte Kalke mit nicht mehr genau bestimmbar Gerüstbildnern (wahrscheinlich Schwämme) auf. Darüber liegen dünnbankige dunkle, etwas Hornstein führende Kalke mit Mergellagen.

Unmittelbar östlich liegen zwei kleinere Schollen von einem grauen Hallstätter Kalk, der mit Hilfe von Conodonten (*Metapolygnathus polygnathiformis*) in das Tuval eingestuft wurde (RISAVY, 1994). Diese Form wurde auch in Bankkalken S der Lasinger Alm gefunden. Auch SE des Lärchkogels (Straßenkurve bei ca. 1100 m Sh.) konnte ein Conodontenfragment gefunden werden, das ebenfalls auf Oberkarnialter hinweist. Ein Intraplattformbecken mit karnischen pelagischen Kalken steht hier zur Diskussion. Dem komplexen Bau entsprechend kann man auch von einer Einengungszone im Gebiet der Puchberg-Mariazeller Linie ausgehen.

Hinzuweisen ist auch auf mächtige Breccien, die Mittelberg und Wieskogel aufbauen. Sie bestehen aus verschiedenen Jurakalken und Gleitschollen aus Dachsteinkalk. Diese Breccien liegen in einer Position über Radiolariten oder enthalten diese als Komponenten. Im Gebiet der Backstubengrabenhütten liegen sie über den Oberalmer

Schichten. Die Breccien sind als Bildungen des Oberjura (Malm) anzusehen.

Diskutiert wurde, ob die Puchberg-Mariazeller Linie auch als Suturzone des Hallstatt-Meliata-Ozeans in Frage kommt (KOZUR & MOSTLER, 1991/92). Die Mürzalpendecke bzw. die Schneeberg-Decke als ursprünglich südlich dieses Ozeans gelegene Einheiten anzusehen, ist wegen der südorientierten Riffe (westliche Gesäuseberge, Rax – Schneeberg) nicht möglich. Kommen tatsächlich ophiolitische Schürflinge der Meliata-Serie an der Puchberg-Mariazeller Linie vor (KOZUR & MOSTLER, 1991/92), dann müsste man von einer südvergente Rücküberschiebung über die Suturzone ausgehen. Die Schürflinge wären an der schon früher angelegten Linie heraufgeschürft worden.

Eine miozäne Deformation der östlichen Kalkalpen ist nach RATSCHBACHER et al. (1991), DECKER et al. (1994), NEMES et al. (1995) gekennzeichnet durch eine sinistrale Blattverschiebung an der Puchberg-Mariazeller Linie, die eingebunden wird in die SEMP-Linie. Die Bewegung lief im Unter- bis Mittelmiozän ab, als sich verschiedene intramontane pull-apart-Becken bildeten, zu denen auch das Hieflauer Tertiärbecken zu zählen ist (STEININGER et al., 1989). Im Profil durch die östlichen Kalkalpen wird von LINZER et al. (1995) die SEMP-Linie als steil südfallende Fläche gezeichnet, an welcher der südliche Mürzalpenblock gegenüber der Göller-Decke gehoben erscheint.

4. Der Rauschkogel

Der Rauschkogel bildet eine von der Veitschalpe kleine abgetrennte Triasinsel. Der Abstand vom Kalkalpensüdrand beträgt ca. 2,5 km. Die Trias liegt auf den Radschiefern der Grauwackenzone. Nach der Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 (CORNELIUS, 1936) besteht der Rauschkogel aus Wettersteinkalk. Aufgrund der Neuaufnahmen ergab sich ein gänzlich neues Bild, das auch in Gegensatz zur TOLLMANN'S (1967) tektonischer Gliederung in eine tiefere Einheit mit Werfener Schichten (Tirolikum) und eine höhere, die Mitteltrias umfassend (Mürzalpendecke), steht.

Die Triasabfolge beginnt mit den Werfener Schichten, z.T. noch verbunden mit den Präbichlschichten. Über den Werfener Schichten liegt Gutensteiner Dolomit. Die hangenden Werfener Schichten sind südlich des Roßkogels steil aufgerichtet, doch stellt die Grenzfläche zum Gutensteiner Dolomit keine Abscherungsfläche dar. Der Eibelkogel bildet eine kleine aus Gutensteiner Dolomit bzw. Kalk bestehende Scholle. Auf der südlich des Eibelkogels verlaufenden Forststraße sind karbonatische, hangende Werfener Schichten aufgeschlossen. In normaler Lagerung liegt darüber der Gutensteiner Dolomit. Im Gipfelbereich gehen die Dolomite in dunkle Kalke über.

Eine neuere westlich des Roßkogels in ca. 1350 m Sh. verlaufende Straße schließt Übergänge von den Werfener Schichten zum Gutensteiner Dolomit auf. Graue, an der Straße aufgeschlossene Kalke sind stark zerbrochen. Am Straßenende führen dunkle Kalke Hornstein. Über der Straße bildet ein massig ausgebildeter Kalk, welcher mit dem Steinalkalk zu vergleichen ist, eine 15–20 m hohe Wandstufe. Der Kalk zeigt ebenfalls kataklastisches Gefüge und führt fragliche Echinodermerreste. Darüber gibt es eine Lage von einem grauen deformierten Schiefer.

Darüber folgen NW des Roßkogels Reifflinger Kalke. Diese bestehen aus grauen knolligen, Hornstein führenden Kalken. Auf den Knollen liegen graue und rötliche Mergel-

krusten. NE des Roßkogels ist an der Forststraße in ca. 1400 m Sh. eine kleine isolierte Scholle von Reiflinger Kalken aufgeschlossen, die hier eine tektonische Stellung hat. Die in diesem Kalk gefundenen Conodonten mit *Neogondolella* cf. *bifurcata* (det. KRYSŤYN) zeigen ein oberanisches Alter an (Grenzbereich Pelson/Illyr). Der Reiflinger Kalk NW des Roßkogels enthielt an Conodonten (det. KRYSŤYN): *Gladigondolella tethydis*, *Paragondolella excelsa*, *Neogondolella* cf. *transita*, *Paragondolella trammeri*. Daraus ergab sich eine Einstufung in das Ober-Fassan.

Über den Reiflinger Kalken liegen die Kalke des Roß- und Rauschkogels, die als Nadaska-Kalk angesprochen wurden. Die Kalke sind regelmäßig gebankt und haben eine Mächtigkeit von ca. 150–200 m. Die meist dickbankigen Kalke fallen mittelsteil gegen NE ein. Es handelt sich um einen feinkörnigen, stärker umkristallisierten Kalk. Dieser ist vielfach hellgrau, wobei es Schattierungen bis zu fast weißer Farbe gibt. Häufig sind Übergänge in rosa bis blaßviolett zu beobachten. Die Kalke sind leicht metamorph und zeigen s-parallele bräunliche Streifen, die auf tektonische Beanspruchung zurückzuführen sind.

SW des Rauschkogels beginnt das Profil bei der Sattelmauer (1520 m Sh.) mit einem hellgrauen feinkörnigen Kalk, der eine 15–20 m hohe Felswand bildet. Darüber folgt eine kleine Verebnung, in der Bänke von einem rötlichen Hornstein führenden Kalk liegen. Hier tritt auch ein Aufarbeitungshorizont mit einer konglomeratischen Lage auf. Diese besteht aus gerundeten Kalkkomponenten mit einem Durchmesser von 2–5 cm. Die Komponenten haben teilweise rote kieselige Umkrustungen. Bei den Bildungsbedingungen ist an gravitative Resedimentationsvorgänge zu denken. Ähnliche Horizonte findet man auf der SE-Seite des Rauschkogels am Wanderweg in ca. 1600 m Sh. und SW des Roßkogels, aufgeschlossen an der Forststraße in ca. 1250 m Sh. Etwas SE des Rauschkogels sind die Kalke dünnbankiger ausgebildet und enthalten Knollen von einem grauen Hornstein.

Schliffe zeigen ein mikritisches, infolge der Umkristallisation nur mehr schwer aufzulösendes Gefüge. Neben nicht bestimmbar wenig Mikrofossilresten fanden sich häufig Filamente. Zu beobachten waren auch Sprossungen von Dolomit in rhomboedrischer Form.

Waren einheitlich hellgraue Kalke steril, so fanden sich in den grauen bis blass rosa Kalken am Steig SE des Rauschkogels in 1600 m Sh. Conodonten (det. KRYSŤYN): *Gladigondolella malayensis*, *Paragondolella polygnathiformis*. Ein Merkmal der Conodonten ist deren metamorpher Charakter. Das Gestein konnte in das Cordevol eingestuft werden.

Es gibt eine große Ähnlichkeit dieser Kalke mit jenen von MANDL (1987) und KOZUR & MOSTLER (1991/92) vom Geyerstein beschriebenen. Diese pelagischen Kalke waren bisher nur aus den Karpaten unter der Bezeichnung Nadaska-Kalk bekannt, zu dessen Merkmalen auch intraformationelle Breccien gehören. Von Bedeutung ist dessen paläogeographische Stellung, da er eine Ablagerung an der Südflanke des Meliata-Ozeans darstellt. Der Nadaska Kalk ist ein wichtiges Westkarpaten mit den Nördlichen Kalkalpen verbindendes Element, aus dem Schlüsse zur Stellung der Kalkalpen gezogen werden können (KOZUR & MOSTLER, 1991/92).

Die nördlich liegende Veitschalpe besteht aus Gesteinen der Mitteltrias. Nach LEITHNER (1990) setzt sich die Schichtfolge aus Gutensteiner Kalk, Steinalmkalk und Reiflinger Kalk zusammen. Darüber folgt der Wettersteinkalk, der das Plateau aufbaut. Fazielle Untersuchungen durch LOBITZER (1987) ergaben für den Wettersteinkalk

eine Riffentwicklung. Etwas östlicher gibt es auch Hallstätter Kalke auf der Südseite der Veitschalpe. Diese Entwicklung steht jener des Rauschkogels gegenüber.

SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) gehen in ihrer paläogeographischen Vorstellung ebenfalls von der Existenz des Hallstatt-Meliata-Ozeans aus, sehen in der Südflanke aber ein Hochjuvavikum, zu dem Berchtesgadener- und Dachsteindecke gestellt werden.

5. Diskussion über die Stellung der Nördlichen Kalkalpen

Den Nördlichen Kalkalpen kommt im Bau der Ostalpen eine Schlüsselstellung zu. Es geht darum, den differenzierten triadischen Ablagerungsraum mit den Lagunen und den südexponierten Riff- und Beckenbereichen in ein paläogeographisches Schema einzuordnen. Die Art der Tektonik hängt sehr davon ab, wie man die paläogeographische Ausgangsposition wählt. Entscheidend für die Geodynamik der Kalkalpen ist die Vorstellung, dass diesen im Süden ein Ozean, der Hallstatt-Meliata-Ozean, mit einer Breite von 800–900 km vorgelagert war (Paläotethys nach SENGÖR, 1985, 1986; Kimmerischer Ozean nach KOZUR, 1991). Die ozeanische Meliata-Serie, bekannt aus den Karpaten, wurde nun auch in den östlichen Kalkalpen im Florianikogel- und Edenhof-Fenster gefunden (KOZUR & MOSTLER, 1991/92, MANDL, 1996).

Vorkommen von basischen Vulkaniten im Haselgebirge der Nördlichen Kalkalpen sind seit langem bekannt. Nach KIRCHNER (1985) spricht das gemeinsame Auftreten von Serpentin, Pillowlava und gangförmig intrudierten Basalten für eine Ophiolithserie. Im Johnsbachtal wurde nördlich der Ebneralm ein größerer Vulkanitkörper gefunden, der einen bewaldeten Rücken aufbaut und bis zur Forststraße östlich der Ebneralm reicht. Haselgebirge konnte hier nur in Resten gefunden werden. Das Gestein ähnelt einem Diabasmandelstein. Es besteht aus Quarz, Albit/Oligoklas, Karbonat, Leukoxen, Chlorit/Smectit und Erz und ist als Spilit anzusprechen (HESS, 1985). Nördlich Johnsbach ist an der Forststraße Haselgebirge aufgeschlossen, in dem kleinere Linsen von Vulkaniten liegen. Die enge Verbindung von Salinargesteinen mit Vulkaniten spricht für eine Mélange-Zone, welche die Hallstatt-Meliata-Sutur anzeigt.

Der zur Südflanke des Hallstatt-Meliata-Ozeans gehörende Nadaska-Kalk (Südrudabányaicum) wurde nun auch am Rauschkogel ca. 50 km weiter westlich vom Geyerstein gefunden. Damit ergeben sich wesentliche Nördliche Kalkalpen und Karpaten verbindende Elemente. Die tektonische Stellung der Hüpflinger Scholle mit den obertriadischen Beckensedimenten läßt es als wahrscheinlich erscheinen, dass auch diese zur Südflanke gehörte.

Südlich anschließend ist auf einen Schelfbereich zu schließen, der in der zentralalpiner Trias zu suchen ist. Für diese paläogeographische Vorstellung wesentlich ist die Schüttung klastischen Materials von NW her in den karischen Ablagerungsraum des Drauzuges (KRAUS & OTT, 1968; KRÄINER, 1984). Daraus konnte man den Schluß auf eine zentrale, Drauzug und Nördliche Kalkalpen in der Trias trennende Schwellenzone ziehen. Diese wurde durch paläontologische Untersuchungen bestätigt, die Faunenunterschiede in allen untersuchten Faunengruppen zwischen der südalpinen und nordalpinen Mittel- und Obertrias ergaben (KOZUR & MOSTLER, 1991/92).

Die Nördlichen Kalkalpen haben einen Deckenbau, der nicht in Frage zu stellen ist. Dieser ist jedoch in der

Deckenlehre mit Fernschub verbunden worden, d.h. Schub vom Drauzug her über das Kristallin des Mittelostalpins. BAUER (1987) versuchte zu zeigen, dass Deckenbau möglich ist, ohne die Kalkalpen fernüberschieben zu müssen. Auch KOZUR & MOSTLER (1991/92) sprachen sich gegen ein Herleiten der Kalkalpen vom Drauzug aus. Es gibt zahlreiche Einwände gegen das paläogeographische und tektonische Konzept von KOVÁCS (1982) und KAZMÉR & KOVÁCS (1985).

Drauzug und Südalpen bildeten die Flanken zu einem dazwischen liegenden Meeresraum. Doch fälschlicherweise wurde in diesem der Vardar-Meliata-Ozean gesehen (TOLLMANN, 1987; FAUPL et al., 1987). Wahrscheinlicher ist, dass es sich hier um einen Meeresarm der Südtethys handelt, der sich von SE in den Alpenraum erstreckte (KOZUR & MOSTLER, 1991/92). Das Periadriatische Lineament stellt sich so als Suturlinie dar, an der nach Schließen dieses Ozeans zwei Gebirgsstämme (Drauzug und Südalpen) miteinander verschweißt wurden. Dieser Stellung von Drauzug und Südalpen entspricht besser die kinematische Entwicklung in diesem Raum, der durch das dinarische Bewegungssystem geprägt wurde (EISBACHER & POLINSKI, 1992).

Nach FRANK (1987) hatten die Kalkalpen ursprünglich eine Position nördlich vom Silvretta-Ötztal-Kristallin, wären aber weiter im Osten von den nördlichen Teilen des Wölzer- und Koralm-Kristallins abgeschert worden. Zu beachten zu dieser Vorstellung ist der Einwand TOLLMANN (1987), dass die Kalkalpen mit ihrem Riffgürtel und der Hallstätter Zone zwischen den durch zentralalpine Fazies ausgezeichneten Radstätter Tauern (Unterostalpin) und der südlich anschließenden mittelostalpinen Trias faziell in völlig unpassender Position wären.

Zur Radstätter Trias wird die Meinung vertreten, dass sie aufgrund der nachgewiesenen zentralalpinen Fazies und der primär-sedimentären Verbindung mit dem Schladminger Kristallin (SLAPANSKY & FRANK, 1987) zum zentralalpinen und nicht zum unterostalpinen Faziesbereich zu stellen ist. Damit rücken die Nördlichen Kalkalpen weiter nach Norden vor.

Eine erste Formung erfuhren die Kalkalpen mit dem Schließen des Hallstatt-Meliata-Ozeans im Oxford. Mit dieser Subduktion hängt wahrscheinlich die älteste Metamorphose von Gesteinen der Kalkalpen zusammen. Apatit-Spaltpurenalter, gemessen an Diabasen aus dem Haselgebirge nördlich der Lammermasse, fallen in den Oberjura (149 bzw. 143 Ma). Diese Abkühlalter (HEJL & GRUNDMANN, 1989) korrespondieren gut mit der Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans. Die Meliata-Sutur könnte im Oberjura auch eine über den Ozean nach Westen hinausreichende sinistrale Verschiebungszone gewesen sein, während in der Sutur der Südtethys (Periadriatisches Lineament) eine dextrale Verschiebung ablief. Von der Sutur der Nordtethys mit aufgepressten basaltischen Gesteinen kann der von Süden nach Norden geschüttete ophiolithische Detritus bezogen werden, der sich in den Roßfeldschichten und in den jüngeren Tannheimer und Losensteiner Schichten findet. Diese Suturzone stellte auch WAGREICH (1993) als Herkunftsgebiet der chromspinellreichen Mineralspektren zur Diskussion. Auch in der Oberkreide wird Chromspinell aus dem Süden in die Gosauschichten transportiert, wofür noch immer diese Sutur, über deren Lokalisierung verschiedene Meinungen bestehen, zur Verfügung gestanden haben kann.

Oberjurassische Tektonik wurde im Ostalpenraum mehrfach diskutiert, die sich besonders auf die Hallstätter Zone bezog. Die Art der Tektonik wurde aber als Gleittek-

tonik großen Stils gesehen (TOLLMANN, 1981). Auch die Platznahme der Hüpflinger Scholle, von LEIN (1983) mit der Prolesdecke korreliert, wurde durch den Mechanismus der Gleitung erklärt (LEIN, 1981). Die Grenze der Hüpflinger Scholle zum Dachsteinkalk der Gesäuseberge stellt sich als steil stehende Fläche dar. Ausgehend von der Schließung des Hallstatt-Meliata-Ozeans im Oxford ergibt sich eine erste Einengungsphase, in der es wahrscheinlich schon zu ersten Faltungen und Überschiebungen gekommen ist. Die aus Pedata-Kalken aufgebaute Scholle im Gebiet Rotofen liegt etwa 3 km nördlich des Glanegg-Turms. Sie wird als jurassisch überschoben und als später in den Dachsteinkalk eingefaltet angesehen. Gegen Gleitung spricht das Fehlen von Breccien, in die meist Gleit-schollen eingelagert sind, für eine Einengungstektonik, dass an der Fuge zum Gebirgsstock der Gesäuseberge außer Allgäuschichten auch Radiolarite vorkommen, die den Zeitraum der Konvergenz im Hallstatt-Meliata-Ozean anzeigen.

Im Zusammenhang mit dieser oberjurassischen Einengung gab es auch großflächig Gleittektonik. Außer den bei Dürradmer neu gefundenen Breccien ist die Obersee-Breccie südlich Lunz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) ein Beispiel jurassischer Breccienbildung. In der aus verschiedenen Jurakomponenten bestehenden Breccie schwimmen große eingegleitene Dachsteinkalkschollen. PLÖCHINGER (1974, 1976) beschrieb intermalmisches Eingleiten von Hallstätterkalk-Schollen.

Wie GAWLICK (1996) am Beispiel der Strubbergbreccie im Lammertal zeigte, waren alle Ablagerungsräume des triassischen Südrandes bereits im frühen Oberjura mobilisiert. Es wurden Becken mit Breccienkomponenten, Megalolithen und Gleitschollen gefüllt. Als Ursache dieser Geodynamik wird eine früh-oberjurassische Kollisionsszone am Kalkalpensüdrand angenommen.

Stellt man das Mesozoikum der Radstätter Tauern und der Tarntaler Berge, wie hier angenommen, zum Zentralalpin, dann ist die Breccienbildung in diesen Gebieten zu überdenken. Nicht Vorgänge während der kimmerischen Phase im südenninisch-unterostalpinen Raum waren dafür verantwortlich (HÄUSLER, 1988), sondern es ist an einen südlich des Hallstatt-Meliata-Ozeans gelegenen Raum zu denken, der von der Subduktion dieses Ozeans ausgehenden Konvergenz betroffen wurde.

Wie weit der ganze Kalkalpenkörper von der Juratektonik betroffen war, ist noch nicht abzuschätzen. Verschiedene ältere Strukturen wie Querschiebungsbau, z.B. von RUTTNER (1949) im Ötschergebiet beschrieben, ist bereits auf eine Formung im Oberjura zurückzuführen, auch die Anlage der Weyerer Bögen, wobei der schon vorgeformte kristalline Untergrund des Europäischen Sockels mitentscheidend war. Es ist an ein Äquivalent der Diendorfer Störung zu denken, die sich gegen SW fortsetzte und sich im mesozoischen Stockwerk darüber durchpauste.

Geht man von einem Fernschub der Kalkalpen aus, dann müssten zahlreiche ältere Strukturen und ältere Deckenbildungen als transportiert aufgefaßt werden. Insbesondere erscheint es problematisch, die Hallstatt-Meliata-Sutur mit Haselgebirge und Reste der Südflanke (Nadaska-Kalk) transportieren zu können. Nach dem hier vertretenen Modell geht es um Einengung zwischen dem im Süden als Widerlager wirkenden Zentralalpenblock und den von Norden her von der Subduktion ausgehenden unterschiebenden Kräften.

Als Bauprinzip stellte BAUER (1987) die Akkretionstektonik zur Diskussion. Nach MIYASHIRO (1979) setzen sich Orogengürtel aus tektonischen Mosaiken oder Akkre-

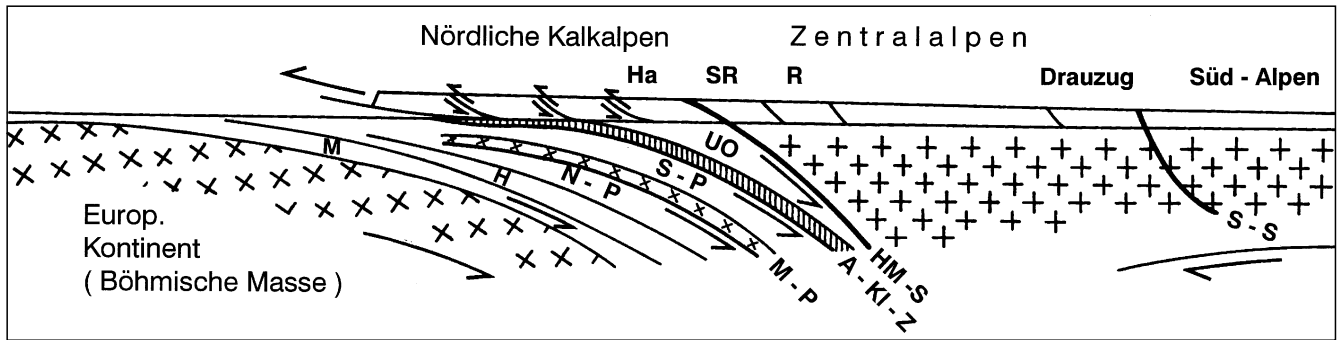


Abb. 2.
Schematische Darstellung des Akkretionsbaues der Ostalpen.
Ha = Hallstätter Zone, SR = Südrudabányaicum, R = Radstätter Tauern, M = Molassezone, H = Helvetikum, NP = Nordpenninikum, MP = Mittelpenninikum, SP = Südpenninikum, A-Kl-Z = Arosa-Ybbsitzer-Klippenzone, UO = Unterostalpin, HM-S = Hallstatt-Meliata-Sutur, S-S = Sutur – Südtethys.

tionsprismen zusammen, die durch Akkretion (Zusammenschweißen) separater Gesteinskomplexe (Gebirgsstämme) entstanden sind. Eine große Bedeutung kommt der Erfassung von Suturen zu, die anzeigen, wo sich Ozeane geschlossen haben. Diese bilden sich heute als Zonen magnetischer Anomalien ab (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990).

Die Abb. 2 gibt in einem schematischen Profil eine Deutung des alpidischen Akkretionsbaues wider. Es liegt eine Logik darin, dass die konvergente Bewegung im Oberjura am Kalkalpensüdrand mit dem Schließen des Hallstatt-Meliata-Ozeans begann. In einer zeitlichen Abfolge setzten sich die Bewegungen nördlich der Kalkalpen bzw. des Unterostalpin, ausgehend von der Subduktion im Südpennin, fort. Damit fallen die Argumente für eine Stellung der Nördlichen Kalkalpen nördlich des Tauernpennin (BAUER, 1987) weg (Fehlerelimination zur Verbesserung einer Hypothese im Sinne von K. POPPER).

Als Unterostalpin gilt eine von den Nördlichen Kalkalpen überschobene Einheit. Das fazielle Kriterium dafür ist die Keuperfazies, welche auf die germanische Entwicklung hinweist. Die Keuperfazies ist nur in der Semmeringtrias entwickelt. Daher soll nur diese als ursprünglich nördlich der Kalkalpen gelegen und als Unterostalpin angesehen werden, nicht die Trias der Radstätter Tauern.

Fasst man die Keupergipse im Unterengadiner Fenster als ursprünglich weit nördlicher gelegen, zum Unterostalpin gehörig auf, dann zeigt sich deutlich die enorme Unterschiebung. Das gleiche gilt für die Gesteine der Arosa Zone. In Aufbrüchen können verschiedene unterschobene Gesteinskomplexe wieder zu Tage treten. Im Großen gesehen gilt dies auch für die penninischen Serien des Tauern- und Unterengadiner Fensters.

Die Akkretionstektonik beruht auf dem Prinzip der Unterschiebung, es wird Gesteinskomplex um Gesteinskomplex unterschoben und dadurch im kalkalpinen Ablagerungsraum nördlich des zentralalpinen Blockes eine große Raumverkürzung (um ca 60 % nach LINZER et al. [1995] in den Nördlichen Kalkalpen) erreicht. Die erste Unterschiebungsphase ist korrelierbar mit der vorgosauischen (eoalpinen) Konvergenz im Bereich des südpenninischen Ozeans. In der mesoalpinen Phase (Obereozän/Oligozän) wird der nordpenninische Flyschkomplex erfaßt und wahrscheinlich auch das Mittelpennin unterschoben. Schließlich wird im Oligozän und Miozän (neoalpin) die Molassezone angegliedert und unterschoben. Insgesamt werden die Bewegungen gegen das Liegende zu immer jünger, in mehreren Phasen wird jeweils ein jüngerer Gesteinskomplex unter einen älteren gebaut.

Ältere Bewegungsflächen können bei jüngeren Einengungsphasen reaktiviert werden.

Von BRAUNSTINGL (1988) wurde für den Bau der Flyschzone ein Akkretionsbau vorgeschlagen. Er stellte Vergleiche mit einem rezenten aktiven Plattenrand an und sah frappante Analogien zu Profilen durch die Flyschzone. Ein Phänomen im Bau der Flyschzone ist die Inversion der stratigraphischen Abfolge von in sich aufrechten Einheiten. Diese als Divertikulation bezeichnete Erscheinung wurde durch Schweregleitung erklärt (TOLLMANN, 1973, 1987). Auch eine rein tektonische Lösung wurde in Erwägung gezogen. Doch der auslösende Mechanismus, der zur Divertikulation führte, ist in einer normalen Subduktion zu sehen, wobei die jeweils liegende Schuppe die jüngste Bewegungsphase markiert. Auch die verkehrte Anordnung von Nord- und Südhelvetikum spricht für dieses Konzept.

Einen eigenen Problemkreis bilden die Stellung von Arosa-Zone und Ybbsitzer Klippenzone und die Frage des Mittelpennin. Dazu wurden verschiedene Lösungsvorschläge gemacht. Für die Stellung des Rhenodanubischen Flysches ist von Bedeutung, dass es Faziesbeziehungen zur mittelpenninischen Falknisdecke gibt (HESSE, 1973). Die Arosa-Zone wird von TOLLMANN (1987) in das Südpennin gestellt, die Ybbsitzer Klippenzone hingegen in das Nordpennin. EGGER (1990), DECKER (1990) und HOMAYOUN & FAUPL (1992) betonen die Ähnlichkeiten zwischen Arosa-Zone und Ybbsitzer-St. Veiter Klippenzone, diese Autoren stellen diese Zonen in das Südpennin. Die Arosa-Zone ist eine tektonische Mélange-Zone, die unter den westlichen Kalkalpen liegt. Die Ybbsitzer Klippenzone hat die gleiche tektonische Position weiter im Osten. Die Bohrung Grünau (HAMILTON, 1989, 34 ff.) erfaßte an der Basis der Kalkalpen einen 500 m mächtigen Serpentinkörper, welcher der Herkunft nach als südpenninisch zu deuten ist. Da in der Klippenzone die Schichtfolge mit mittelkretazischen, Chromspinell führenden Sandsteinen bis ins Santon-Campan reicht, im Gegensatz zu der bis in das Unterturon gehenden Abfolge der Arosa-Zone, muß die vorgosauische (eoalpine) Konvergenz im Osten länger ange dauert haben.

Die Nördlichen Kalkalpen sind eine langgestreckte, komplex gebaute Einheit von Ostalpen und Karpaten. Sie sind eine große, passiv sich verhaltende Masse, die nur durch die direkt von unten her ansetzenden Kräfte der Subduktion abgesichert werden konnten. Für die Absicherung sind von Norden her ansetzende Unterschiebungs kräfte notwendig, die den keilartigen Zuschnitt der Kalkalpen bewirkten. Der Kalkalpensüdrand zeigt einen ganz anderen Bau mit südvergenten Verschuppungen. Als Bei-

spiel sei die komplex gebaute Werfener Schuppenzone genannt, die als tektonische Mélange-Zone zu interpretieren ist.

Das Problem der Südüberschiebung ist auch für die Schneebergdecke zu diskutieren, unter welcher im Edenhof-Fenster Gesteine des Meliaticum und des Südrudabányaicum auftauchen (KOZUR & MOSTLER, 1991/92). Das südexponierte Riffwachstum im Wettersteinkalk (PIROS, MANDL, LOBITZER et al., 1994) spricht für eine südvergente Rücküberschiebung.

In der Hallstatt-Meliata-Zone haben sich in besonderer Weise die tektonischen Bewegungen konzentriert. Es ist verständlich, dass ursprünglich südlich des Hallstatt-Meliata-Ozeans gelegene Teile heute fehlen. Zu der oberjurassischen Konvergenz kommen die späteren alpidischen Bewegungen. Fazielle und paläogeographische Zusammenhänge sind daher nicht mehr direkt ersichtlich. Fehlende Bindeglieder vermitteln das Bild von nicht mehr zusammenpassenden Faziesräumen.

Im Deckenbau der Kalkalpen wird zwischen vor- und nachgosauscher Tektonik unterschieden. Gosausiedimente werden häufig noch von jüngeren Bewegungen erfaßt. Auffallend oft kommen diese zusammen mit Haselgebirge und Werfener Schichten in Überschiebungszonen vor (z.B. am Nordrand der Gesäuseberge oder des Ötschers). Eine mögliche Deutung dieser Tektonik liegt darin, dass es nach der vorgosauschen Einengung zu einer bedeutenden Dehnungsphase und zu Abschiebungen (listrische Flächen) in den Kalkalpen gekommen ist. Abschiebende Flächen (normal faults) können bis an die Triasbasis reichen und so sehr tiefe Schichten freilegen. Auch für die Anlage der Gosaubecken könnte dieser Mechanismus, verbunden mit dem Absinken in bathyale Tiefen (WAGREICH, 1993) eine Rolle gespielt haben. In der nachgosauschen Einengung wurde der Bewegungssinn umgekehrt, und es kam in den Abschiebungsflächen zum Zusammenschub (reverse faults) und zur Deckenbewegung. COHEN (1982) beschrieb normal faults, die in große Tiefe reichen können, aus denen sich nach Einsetzen der Einengung reverse faults entwickelt haben.

Literatur

- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie der Ennstaleralpen. – Jb. Geol. B.-A., **71**, 117–134, Wien 1921.
- AMPFERER, O.: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 45–86, Wien 1931.
- AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75-000, Geol. B.-A., Wien 1933.
- AMPFERER, O.: Geologische Karte der Gesäuseberge, 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1935.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 177 S., Geol. B.-A., Wien 1935.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, **81**, 17–53, München 1981.
- BAUER, F.K.: Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 289–297, Wien 1984.
- BAUER, F.K. & SCHERMANN, O.: Das Periadriatische Lineament in den Karawanken. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 127–305, Wien 1984.
- BAUER, F.K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 113–131, Wien 1987.
- BAUER, F.K., RUTTNER, A. & SCHNABEL, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geol. B.-A., Wien 1997.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien 1978.
- BITTNER, A.: Aus den Ennstaler Kalkalpen. – Neue Fundstelle von Hallstätter Kalk. – Verh. Geol. R.-A., **5**, 143–146, Wien 1885.
- BITTNER, A.: Aus dem Ennstaler Kalkhochgebirge. – Abh. Geol. R.-A., **4**, 92–101, Wien 1886.
- BITTNER, A.: Aus dem Gebiet der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., **3**, 89–98, Wien 1878.
- BITTNER, A.: Die Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., **4**, 1–325, Wien 1890.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **50**, 468–586, Berlin 1898a.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **50**, 695–761, Berlin 1898b.
- BRAUNSTINGL, R.: Die Flyschzone südwestlich von Steyer (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlegungen zum Helvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, Wien 1988.
- BRYDA, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckscholle auf Blatt 100, Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 704–705, Wien 1992.
- BRYDA, G.: Geologie und Fazies der Hüpflinger Deckscholle (Gesäuseberge – Steiermark/Österreich). – Unveröffentl. Diplomarbeit Wien, 144 S., 1993.
- BRYDA, G.: Bericht 1995 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Großreiflinger Scholle auf Blatt Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 317–318, Wien 1996.
- BÜCHNER, K.-H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Obersteiermark, Österreich). – Dissertation, 118 S., Marburg 1970.
- BÜCHNER, K.-H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Obersteiermark, Österreich). – Mitt. Geol. Bergbaustud. Österreichs, **22**, 71–94, Wien 1974.
- CHANNEL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P.: Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analyses. – Geology, **18**, 828–831, 1991.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. **G**, 11–35, Wien 1965.
- COHEN, C.R.: Model for a passive to active continental margin transition. – AAPG Bull., Vol. **66**, No 6, 708–718, 1982.
- DECKER, K.: Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **67**, 85–99, 1990.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P.: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 5–18, Wien 1994.
- DULLO, W.-C.: Paläontologie, Fazies und Geochemie des Dachsteinkalkes (Obertrias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – Facies, **2**, 55–122, Erlangen 1980.
- EGGER, L.: Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 131–155, Wien 1990.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 343–400, Wien 1E977.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies Development of the Gosau Group of the Eastern Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–155, Wien (Deuticke) 1987.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Basin analyses of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian–Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publication No. **5**, 127–135, 1996.

- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.
- FREI, W. et al.: Geotraverse across the Swiss Alps. – *Nature*, Vol. **340**, 544–547, 1989.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 693–699, Wien 1984.
- GAWLICK, H.-J.: Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs*, **39/40**, 119–186, Wien 1996.
- HAMILTON, W.: Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen in Flysch und Kalkalpen zwischen Wien und Salzburg. – *Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges.* 55 S., Wien 1989.
- HÄUSLER, H.: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 21–131, Wien 1988.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W.: Magnetic structures of the Eastern Alps west of the Tauern Window. – *Mém. Soc. géol. France, N.S.*, **156**, 123–128, 1990.
- HEJL, E. & GRUNDMANN, G.: Apatit-Spaltspuren zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und der Molassezone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 191–212, Wien 1989.
- HESS, R.: Petrographie, Sedimentologie und Paläogeographie der Permoskythschichtfolge zwischen Lienz und dem Johnsbachtal (Stmk.) unter besonderer Berücksichtigung der grobklastischen, basalen Anteile. – *Diss. der Univ. Erlangen-Nürnberg*, 267 S., 1985.
- HESS, R. & ROSSNER, R.: Die Lithofazies der Salberg-Schichtfolge (Permoskyth) im Bereich Lienz – Admont (Styria, Austria). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs*, **30/31**, 95–116, Wien 1984.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – *Geologica et Palaeontologica*, Sb. 2, 90 S., Marburg 1973.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P.: Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbitzer Klippenzone (Niederösterreich). – *Mitt. Ges. Bergbaustud. Österreichs*, **38**, 1–20, Wien 1992.
- KÁZMER, M. & KOVÁCS, S.: Permian–Paleogene Paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament System: Evidence for continental escape of the Bakony – Drauzug Unit. – *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 69–82, 1985.
- KIRCHNER, E.CH.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/79), 385–396, Wien 1980.
- KOLLMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 71–159, Wien 1964.
- KOVÁCS, S.: Problems of the “Pannonian Median Massif” and the Plate Tectonic Concept. Contributions based on the Distribution of Late Palaeozoic – Early Mesozoic Isopic Zones. – *Geol. Rdsch.*, **71**, 617–640, Stuttgart 1982.
- KOZUR, H.: The geological evolution at the western end of the Cimmerian ocean in the Western Carpathians and Eastern Alps. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, 99–121, Stuttgart 1991a.
- KOZUR, H.: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for early evolution of the Eastern and Western Carpathians. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 109–135, Amsterdam 1991b.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. – *Geologia*, **44**, 5–100, Bratislava 1988.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **18**, 87–129, Innsbruck 1991/92.
- KRAINER, K.: Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 159–179, Wien 1984.
- KRAINER, K.: Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläontologie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – *Arch. f. Lagerst.forsch., Geol. B.-A.*, **6**, 129–142, Wien 1985.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalphendecke – eine neue hochalpine Groseinheit der östlichen Kalkalpen. – *Sitzungsber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, **171**, (2), 7–39, Wien 1962.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Österreich. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **97**, 134–148, Wien 1981.
- LAHODYNSKY, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in Oberkreide und Tertiär auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 557–558, Wien 1989.
- LEIN, R.: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Arch. f. Lagerst.forsch., Geol. B.-A.*, **6**, 117–128, Wien 1985.
- LEIN, R.: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich Mariazell. – *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österreichs*, **27**, 207–235, Wien 1981.
- LEIN, R.: Vorbericht über die Stratigraphie und Tektonik der Hüpfinger Deckschollengruppe (Östliche Kalkhochalpen, Stmk.). – *Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15*, 237–247, Graz 1983.
- LEITHNER, W.: Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 575–589, Wien 1990.
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W.: Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam 1995.
- LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 298–299, Wien 1987.
- MANDL, G.W.: Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs*, **30/31**, 133–176, Wien 1984.
- MANDL, G.W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Bereich des Ödenhof-Fensters auf Blatt 75 Puchberg/Schneeberg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 404–405, Wien 1986.
- MANDL, G.W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 304–305, Wien 1987.
- MANDL, G.W.: Zur Geologie des Ödenhof-Fensters (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **139**, 473–495, Wien 1996.
- MAURACHER, J.: Die Überschiebungen der Mürzalpendecke im Schwabertal östlich der Gesäuseberge. – *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österreichs*, **23**, 153–162, Wien 1976.
- MIYASHIRO, A.: Plattentektonik und Orogenese. – In: MIYASHIRO, A., AKI, K. & SENGÖR, A.M.C.: Orogenese. Grundzüge der Gebirgsbildung, 51–115, Wien (Deuticke) 1985.
- MOSER, M. & PIROS, O.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Großreiflinger Scholle auf Blatt 100 Hieflau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, 476–477, Wien 1995.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Mikrofazies und Paläökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – *Facies*, **10**, 87–144, Erlangen 1984.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M.: Geologie und Tektonik im Salztal (Steiermark) – Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138**, 349–367, Wien 1995.

- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän - Oligozän). – In: OBERHAUSER, R. (Redaktion): Der geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Springer Wien 1980.
- OBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 369–432, Wien 1995.
- PIROS, O., MANDL, G.W., LOBITZER, H. et al.: Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. – Jubiläumsschrift 20 J. Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn. Teil 2, 343–362, Wien 1994.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 175–211, Wien 1968.
- PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 71–88, Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein – Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304–324, Stuttgart 1976.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 218–264, Geol. B.-A., Wien 1980.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1986 über eine geologische Revision auf Blatt 100 Hiefiau. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 295, Wien 1987a.
- PLÖCHINGER, B.: Zur Klärung der geologischen Situation am Südeinde der Weyerer Bögen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 93–108, Wien 1987b.
- PLÖCHINGER, B.: Die Störungszone südöstlich des Hengstpasses mit Fenstern des Flysches und Tiefbajuvarikums (Oberösterreich, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **137**, 331–344, Wien 1994.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implication for the geodynamic evolution of Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77**, 641–670, Stuttgart 1988.
- POLINSKI, R.K. & EISBACHER, G.H.: Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. – Journal of Structural Geology, **14**, No 10, 1203–1213, 1992.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. – Tectonics, **10**, 245–256, Washington D.C. 1991 a.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analyses. – Tectonics, **10**, 257–271, Washington D.C. 1991 b.
- RISAVY, R.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Trieben – Pötschberg auf den Blättern 72 Mariazell und 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 467–468, Wien 1994.
- RUTTNER, A.: Querfaltenbau im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (NÖ., Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **93**, 99–128, Wien 1949.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1979, Thema Blatt 71 Ybbsitz, Wien 1979.
- SCHNABEL, W. & RUTTNER, A.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Ybbsitz. – Geol. B.-A. Wien 1988.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F.: New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996**, 329–343, Stuttgart 1997.
- SENGÖR, C.A.M.: Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. – Geol. Rdsch., **74**, 181–213, Stuttgart 1985.
- SENGÖR, C.A.M.: The dual nature of the Alpine – Himalayan system: progress, problems and prospects. – Tectonophysics, **127**, 177–195, 1986.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northwestern Schladming crystalline (NE Radstätter Tauern). – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- SPAUN, G.: Die geologischen Vorarbeiten und der Sondierungsstellen des Ennskraftwerkes Landl. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs, **18**, 342–366, Wien 1968.
- SPENGLER, E.: Das Aflenzer Triasgebiet. – Jb. Geol. B.-A., **69** (1919), 221–254, Wien 1920.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: SCHAFFER, F.X. (ed.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302–413, Wien (Deuticke) 1951.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–312, Wien 1959.
- STEININGER, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – A case history. – Sitzungsber. Akad. Wiss. math-naturwiss. Kl., **198**, 309–332, Wien 1989.
- STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reifflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer – Reichraminger Deckensystems. – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österreichs, **14/15**, 267–298, Wien 1965.
- STEINER, P.: Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreichs, **18**, 9–88, Wien 1968.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**, 551–538, Wien 1972.
- SUMMESBERGER, H.: Problematik der Mitteltrias von Großreifling. – 5. Jahrestagung der Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, 48–52, Graz – Wien 1984.
- THURNER, A.: Kritische Betrachtungen zur „Mürzalpendecke“ E. u. A. TOLLMANN. – Verh. Geol. B.-A., H **1/2**, 69–79, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59** (1966), 2, 231–253, Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen alpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, 580 S., Wien (Deuticke) 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, 449 S., Wien (Deuticke) 1976 b.
- TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 167–195, Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **29**, 473–573, Wien 1937.
- WAGREICH, M.: Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau-Gruppe, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, H **6**, 663–673, Stuttgart 1993.
- WESSELY, G.: Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine – Carpathian foreland in eastern Alps. – Tectonophysics, **137**, 45–59, 1987.
- WESSELY, G.: Der Tiefenaufschluß im Wiener Becken und der Molassezone als Ausgangspunkt für die Alpenexploration in Österreich. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **104**, 404–446, Wien 1988.