



Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark) – Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen

FRANZ NEMES, WOLFGANG PAVLIK & MICHAEL MOSER*)

8 Abbildungen

*Österreich
Steiermark
Nördliche Kalkalpen
Tektonik
Kinematik
Paläostress*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 71, 72, 101, 102*

Inhalt

| | |
|--|-----|
| Zusammenfassung | 349 |
| Abstract | 350 |
| 1. Einleitung | 350 |
| 1.1. Methodische Grundlagen | 352 |
| 2. Geologie und Tektonik der Mürzalpen-, Göller- und Ötscher-Decke | 352 |
| 2.1. Die Mürzalpen-Decke im Bereich der Hochschwab-Nordvorlagen | 352 |
| 2.2. Die Göller-Decke an der Ennstal-Mariazell-Linie | 355 |
| 2.3. Die Ötscher-Decke im Bereich des Hochkars und östlich von Göstling an der Ybbs | 356 |
| 3. Paläospannungen in der westlichen Göller- und Ötscher-Decke und die Kinematik entlang der Ennstal-Mariazell-Linie | 356 |
| 3.1. NW-SE-Kompression (? Kreide-Alttertiär) | 356 |
| 3.2. N-S-Kompression (Eozän) | 358 |
| 3.3. Laterale Extrusion – NW-SW-Kompression (Oligozän-Miozän) | 358 |
| 3.4. E-W-Kompression (post Miozän) | 361 |
| 3.5. N(W)-S(E)-Kompression (? post Miozän-rezent) | 362 |
| 4. Diskussion und Schlußfolgerungen | 362 |
| Dank | 364 |
| Literatur | 364 |

Zusammenfassung

Im westlichen Teil der Göller-, Ötscher- und Mürzalpendecke wurden zwischen Hiefflau und Gußwerk Störungsflächen analysiert und Paläospannungs- bzw. Straintensoren berechnet.

Neue geologische Detailaufnahmen im Schwabel- und Salzatal führten zu einer flächendeckenden Aufnahme von Strukturdaten, um vor allem Großstrukturen der lateralen Extrusionstektonik entlang der Ennstal-Mariazell-Linie (i.e.S., „SEMP“: Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Linie) zu dokumentieren. Dabei wird der Verlauf der Ennstal-Mariazell-Linie vom Schwabertal bei Hiefflau bis Mariazell neu definiert und eine mögliche Fortsetzung dieses Blattverschiebungssystems nach NE diskutiert.

Störungsflächenanalysen am Tribein (NW' Gußwerk) und in der Gosau von Mariazell belegen zahlreiche NE-SW-streichende divergente Duplexstrukturen, die auf eine Aufspaltung und auf das Ende der Störungszone im Gebiet Mariazell hinweisen. Strukturen in diesen Deckeneinheiten sind durch folgende kinematische Phasen gekennzeichnet:

- 1) NW-vergente Deckenüberschiebung von Kreide bis U-Eozän, NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen und Hauptimbrikation in der westlichen Göller- und Ötscherdecke (σ_1 subhorizontal NW-SE, σ_3 subvertikal)
- 2) N-vergente Deckenüberschiebungen durch orthogonale N-S-Konvergenz von O-Eozän bis U-Miozän und koaxiale Deformation mit konjugierten NW-streichenden dextralen und NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen (σ_1 subhorizontal N-S, σ_3 subhorizontal oder subvertikal).
- 3) Laterale Extrusion während U- bis M-Miozän, die hauptsächlich die zentralalpiner Einheiten und südliche Teile der Kalkalpen betrifft. Kinematische Daten belegen sinistrale Scherung an der ENE- bis NE-streichenden Ennstal-Mariazell-Linie, und kinematisch damit verbunden NE-gerichtete Überschiebungen (σ_1 subhorizontal N-S bis NE-SW, σ_3 subhorizontal E-W bis NW-SE). Straintensoren entlang der Ennstal-Mariazell-Linie streichen subhorizontal NE-SW und sind durch das ostgerichtete Ausweichen der Zentralalpen induziert.

*) Anschriften der Verfasser: Mag. FRANZ NEMES, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg; Dr. WOLFGANG PAVLIK, Mag. MICHAEL MOSER, Geologische Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, A-1031 Wien.

- 4) Post M-Miozäne E–W-Kompression, die einen Großteil der bereits vorhandenen Störungen reaktiviert (σ_1 subhorizontal E–W und σ_3 subhorizontal N–S). E-gerichtete Abschiebungen werden als Überschiebungen reaktiviert, mikrotektonische Strukturen sind durch die umgekehrte Überprägung der Schersinne charakterisiert.
- 5) NW–SE-Kompression, die Strukturen entlang der Ennstal-Mariazell-Blattverschiebung dextral versetzt und NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen reaktiviert.
- 6) N–S-Extension in den Kalkalpen als Reaktion auf die letzte Hebungsphase der Ostalpenkette (σ_3 subhorizontal N–S).

Geology and Tectonics in the Salza Valley (Styria) – Kinematics and Paleostress Along the Ennstal-Mariazell Strike Slip Fault System in the Northern Calcareous Alps

Abstract

In this paper we present new kinematic data and results of detailed geological mapping along the Ennstal-Mariazell strike-slip fault in the eastern part of the Northern Calcareous Alps. Fault striae-data were analysed and paleostress tensors computed from 70 stations in the western GÖller, Ötscher and Mürzalpen Nappes and along the Ennstal-Mariazell Line between Hiefiau and Gußwerk. The investigated stations are located in known stratigraphic and tectonic positions, and the fault sets resulted from more than one deformation. Overprinting criteria such as multiple polyphase slip and their chronology were observed and used for separation of heterogeneous fault sets into homogenous sets. For each subset deviatoric stress tensors are calculated. Graphic and numeric methods were used to calculate principle stress orientations and additionally confidence level assigned to each sense of slip was recorded for kinematic and dynamic analysis of faults. From oldest to youngest the calculated stress tensors fall into six kinematic phases which reflect several structural events of the tectonic evolution within the entire Calcareous Alps. These tensor groups are correlated with phases in the Cretaceous to post-Miocene tectonic evolution of the northern units of the Eastern Alps.

- 1) Cretaceous to Lower Eocene NW-directed nappe stacking, NW–SE dextral strike-slip faulting and main imbrication of the western GÖller and Ötscher nappe (thrusting-related NW–SE compression: subhorizontal σ_1 NW–SE, σ_3 subvertical).
- 2) Thrusting-related N–S compressional structures which encompass N-directed thrusting and NW–SE dextral strike-slip faulting due to orthogonal N–S compression from the Upper Eocene on. These tensors reflect stresses during northward thrusting in the Upper Eocene–Early Miocene. (tensors with (σ_1 subhorizontal N–S and vertical or subhorizontal σ_3 are related to this event.)
- 3) Lateral Extrusion affecting the Central Alps during Lower to Middle Miocene and the southern part of the Calcareous Alps. Strike-slip faults and extensional structures depict N–S compression (σ_1 subhorizontal N–S and σ_3 subhorizontal E–W). Induced by the eastward motion of the southern Alpine units, σ_1 trajectories along the Ennstal-Mariazell Line are oriented NE–SW. Reactivations of strike-slip faults during subhorizontal E–W extension are recorded in the western part of the study area.
- 4) Post Middle-Miocene E–W-directed compression reactivating large-scale pre-existing strike-slip faults is depicted by σ_1 trending E–W and subhorizontal N–S-directed σ_3 . E-directed normal faults are reactivated as thrust faults, and microtectonic structures indicating E–W compression are characterised by the reorientation of shear senses in the opposite direction. The significance of this relatively young E–W compression is presently not well understood and is discussed vehemently.
- 5) NW–SE compression displacing the Ennstal-Mariazell Line and reactivating older NW-striking dextral faults.
- 6) N–S directed extension in the northern Alpine margin in reaction to surface uplift (gravitational collapse: σ_3 subhorizontal N–S).

1. Einleitung

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse einer flächen-deckenden Aufnahme von Strukturdaten im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen präsentiert. In mehr als 70 Meßstationen wurden Detailuntersuchungen in Störungszonen und Störungsflächenanalysen entlang der Ennstal-Mariazell-Linie durchgeführt, um Aussagen über die Kinematik (Straintensoren) und die Dynamik (Paläospannungen) dieses Blattverschiebungssystems zu machen.

Die tektonische Karte wurde teilweise neu aufgenommen bzw. ergänzt (vgl. DECKER et al., 1994; LINZER et al., 1994). Als Arbeitsgrundlage für die strukturgeologischen Untersuchungen dienten die topographischen Kartenblätter ÖK 101 Eisenerz, ÖK 102 Aflenz Kurort, ÖK 72 Mariazell und ÖK 71 Ybbsitz, die geologische Karte Blatt 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) im Maßstab 1 : 50.000 sowie unveröffentlichte geologische Diplomkartierungen des Institutes für Geologie, Universität Wien (M. MOSER, 1990; SCHIEL, in Vorb.; RISAVY, in Vorb.; SALEK, in Vorb.), Aufnahmeberichte und Detailkartierungen der Geologischen Bundesanstalt (PAVLIK & PIROS, 1993, im Druck; M. MOSER et al., 1993; im Druck; und der OMV AG Wien (R. DELL'MOUR, OMV Wien).

Die kinematische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen von der Kreide bis ins Jungtertiär ist durch folgende verschiedene Phasen gekennzeichnet:

- NW-vergente Überschiebungen der kalkalpinen Einheiten und kinematisch damit verbundenen NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen während der Kreide bis zum Alttertiär (RATSCHBACHER, 1986; LINZER et al., 1995);
- N-vergente Überschiebungen während des späteren Eozän bis zum früheren Miozän (TOLLMANN, 1985; DECKER et al., 1993);
- laterale Extrusion der zentralalpiner Einheiten von Oligozän bis M-Miozän (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991a,b) und
- (N)W–(S)E-Kompression im späteren Miozän bzw. post-Miozän, die vor allem miozäne Strukturen in den Kalkalpen reaktiviert (FODOR et al., 1990; CSONTOS et al., 1991, 1995; DECKER et al., 1995).

Die Bewegung der Adriatischen Platte gegen den europäischen Kontinent erzeugte eine transpressive Einengung, die zur schrägen Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen auf das europäische Vorland führte. Die Überschiebungen kalkalpiner Decken verursachten ein System nordwestvergenter Deckenstrukturen, NW-vergenter Aufschiebungen und kinematisch damit verbundene NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen, die Falten und Rampen lateral begrenzen („tear faults“; LINZER et al., 1995).

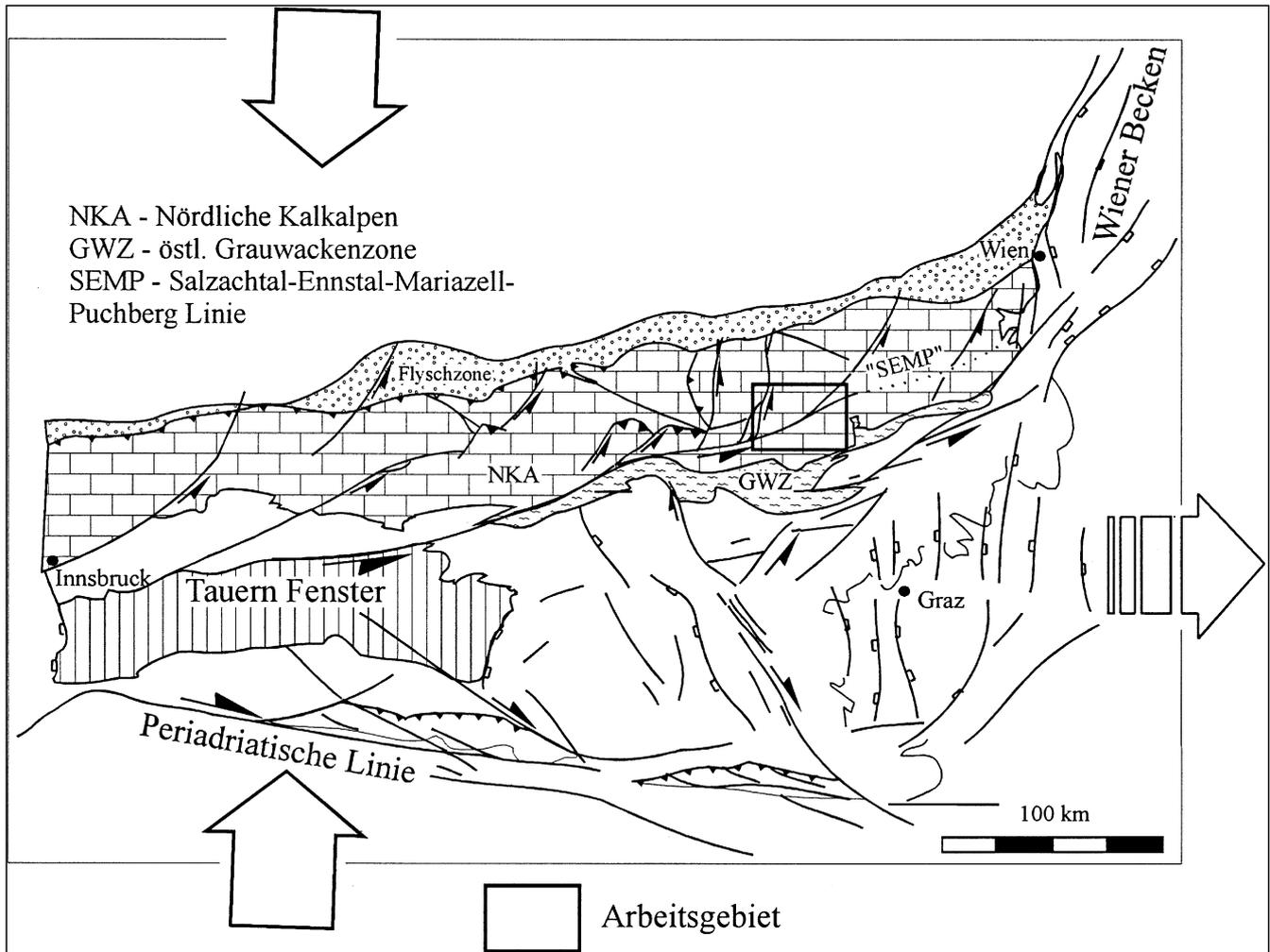


Abb. 1. Das Arbeitsgebiet in den Nördlichen Kalkalpen (geändert nach Strukturkarte von DECKER et al., 1994). Ab dem Miozän kommt es zum lateralen Ausweichen zentralalpiner Einheiten in den freien pannonischen Raum (RATSCHBACHER et al., 1991a, b), das an zwei markanten Störungssystemen der Ostalpen erfolgt: Im Norden sinistrale Scherung entlang des Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystems (SEMP: LINZER et al., 1990) und im Süden dextrale Bewegung entlang der Periadriatischen Linie (POLINSKI & EISBACHER, 1992; NEMES, 1995a). Escape-Modell: NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991b.

Die WNW–NNW-gerichteten Überschiebungen betreffen auch basale Schichtglieder der Gamser Gosau (F. MOSER, 1991; NEMES, 1994a,b) und belegen dadurch die Aktivität dieses Streifefeldes bis in das Alttertiär hinein.

Ab Eozän ist die Entwicklung in den Ostalpen durch orthogonale N–S-Einspannung gekennzeichnet. N–S-Konvergenz wird durch N-gerichtete Überschiebungen und dextrale NW–SE-streichende Blattverschiebungen kompensiert (vgl. DECKER et al., 1993). Die N-vergente Überschiebung der kalkalpinen Deckeneinheiten auf das europäische Vorland setzt sich bis in das frühe Miozän fort (KRÖLL & WESSELY, 1967; TOLLMANN, 1985).

Weiter andauernde N–S-Konvergenz führt im mittleren Miozän zu ostgerichteten Ausweichsbewegungen großer Fluchtschollen in den freien pannonischen Raum. Die Kinematik dieses Prozesses wird einerseits durch die fortschreitende N–S-Verkürzung zwischen dem Adriatischen Block und dem rheologisch starren europäischen Vorland („tectonic escape“), andererseits durch den gravitativen Kollaps („gravitational collapse“) der in den Ostalpen verdickten Kruste erklärt („lateral extrusion“, RATSCHBACHER et al., 1991a,b).

Dem kinematischen Modell der „lateralen Extrusion“ zufolge erfolgt im Norden die Relativbewegung der zentralalpiner Einheiten an der sinistralen SEMP-(Salzachtal-, Ennstal-, Mariazell-, Puchberg-)Linie, die zugleich die Grenze zwischen den in den pannonischen Raum ausweichenden Einheiten und den Hauptteil der Nördlichen Kalkalpen bildet. Die Bewegung gegen das südliche Widerlager findet an der dextralen Periadriatischen Linie statt (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991b; POLINSKI & EISBACHER, 1992; NEMES, 1995a; NEMES & NEUBAUER, 1995).

Von der Ennstal-Mariazell-Linie im Norden zweigen zahlreiche sinistrale NE–SW-streichende Blattverschiebungen ab, die einen Teil der nach Osten gerichteten Extrusionsbewegung in die nördlichen Deckeneinheiten transferieren (vgl. LINZER et al., 1990; DECKER et al., 1994). Kinematisch damit verbunden sind NE-gerichtete Überschiebungen, die entlang der Ennstal-Mariazell-Linie durch Störungsflächenanalysen belegt werden können (σ_1 NE–SW subhorizontal, σ_3 subvertikal).

Die laterale Extrusion beginnt im Oligozän und erreicht den Höhepunkt im unteren bis mittleren Miozän (RATSCHBACHER et al., 1991b). Entlang transtensiver Abschnitte der Ennstal-Mariazell-Linie sind Sedimente in „pull-apart“-Becken mit oberem U-Miozän datiert worden (STEININGER et al., 1989).

Der Versatz entlang der „SEMP“-Linie wird von RATSCHBACHER et al. (1991b) mit 60–100 km am Nordrand des

Tauernfensters angegeben. Im Gebiet zwischen Hieflau und Gußwerk wird ein Versatz von 60 km angenommen (persönl. Mitt., LINZER), durch zunehmenden transtensiven Charakter gegen Osten wird jedoch der Versatz geringer. Südlich der Ennstal-Mariazell-Linie streichen die Haupteinspannungsrichtungen σ_1 aufgrund der ostgerichteten Ausweichsbewegung der Zentralalpen subhorizontal NE-SW.

Eine relativ junge E-W-gerichtete, erst durch Spröddatenanalyse entdeckte, Kompression ist im späteren Miozän bzw. post-M-Miozän wirksam gewesen. Da keine großmaßstäbliche Strukturen neu gebildet wurden, sind von dieser jungtertiären Überprägung vor allem bereits vorhandene Strukturen, wie miozäne NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen oder ältere NW-streichende dextrale Blattverschiebungen, betroffen. Die Strukturen werden meist im umgekehrten Bewegungssinn reaktiviert, d.h. ursprünglich NW-streichende dextrale Störungen werden sinistral reaktiviert, wie auch NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen, die eine dextrale Überprägung erfahren. Die meist massiven Reaktivierungen dieser Störungen führen entlang der Ennstal-Mariazell-Linie zu umgekehrtem Bewegungssinn, die entlang von teilweise dextral überprägten Abschnitten dokumentiert werden konnte (NEMES, 1994b; 1995a). Die Bedeutung dieser jungen kinematischen Phase ist z.Zt. noch nicht geklärt und wird intensiv diskutiert (CSONTOS et al., 1991, 1995; DECKER et al., 1995).

1.1. Methodische Grundlagen

Grundlagen dieser Arbeit bilden die Methoden der sprödetektonischen Strukturanalyse (ANGELIER, 1979; RAMSAY & HUBER, 1983, 1987; ETCHECOPAR et al., 1981; HANCOCK, 1985; PETIT, 1987).

Die Analyse von gering deformierten Gesteinen wurde angewendet, um Aussagen über die Orientierung des Stressfeldes, über Deformationsmechanismen und über die Kinematik zu machen und eine relative zeitliche Abfolge von Deformationsprozessen zu bekommen. Dazu gehört u.a. die Analyse von Falten, Scherflächen, Zerrspalten und Klüften im Aufschlußbereich. An Störungsflächen wird die Orientierung der Bewegungsfläche und des zugehörigen Bewegungslinears, die Versatzrichtung und die Überprägungskriterien bzw. Altersbeziehungen der verschiedenen Lineare an mehrfach bewegten Flächen analysiert. Für die kinematischen Analysen und für die Paläostress-Berechnungen wurde ein Programmpaket von B. SPERNER (Univ. Tübingen) verwendet. Kinematische Richtungen wurden nach der P-T-Achsenmethode (TURNER, 1953) und der numerischen Methode (SPANG, 1972) bestimmt. Paläospannungsanalysen wurden mit der direkten Inversionsmethode (ANGELIER, 1979; SPERNER et al., 1993) berechnet und werden durch die Orientierung der Hauptnormalspannungen $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ bestimmt.

Störungsflächen wurden nach der graphischen Darstellungsmethode von ANGELIER (1984) dargestellt. Die Daten sind auf Anfrage von den Autoren erhältlich.

2. Geologie und Tektonik der Mürzalpen-, Ötscher- und Gölle-Decke

Das Arbeitsgebiet liegt in den steirisch-niederösterreichischen Kalkhochalpen und umfaßt tirolische und juva-

vische Deckeneinheiten (TOLLMANN, 1985). Die westliche Ötscher-(Unterberg-) und die Gölle-Decke nördlich der Ennstal-Mariazell-Linie werden noch zu den tirolischen Teileinheiten der niederösterreichischen Kalkvoralpen gezählt, in denen vor allem im Westteil mit mächtig ausgebildeter Mittel- und Obertrias die voralpine Dachsteinkalkfazies auftritt. Die Deckengrenze der beiden Decken wird im Westen im Bereich der Gamsen Gosau durch Gosausedimente überlagert (KOLLMANN, 1964).

Die Mürzalpen-Decke wird als juvavische Einheit von der Gölle- und Ötscher-Decke durch die Ennstal-Mariazell-Linie getrennt und ist vor allem durch vielfältige Faziesverzahnungen gekennzeichnet (TOLLMANN, 1985). Detaillierte Arbeiten über Faziesverteilung und stratigraphische Studien im Arbeitsgebiet findet man in TOLLMANN (1976a, b), DULLO (1980) und LEIN (1987).

2.1. Die Mürzalpen-Decke im Bereich der Hochschwab-Nordvorlagen

Die geologisch einfach gebaute Mürzalpen-Decke südlich des Ennstal-Mariazell-Störungssystems wird durch steilstehende, parallel zur Ennstal-Mariazell-Linie streichende Brüche in mehrere Blöcke und Späne zerlegt, die deutlich gegeneinander verschoben worden sind. So können wir – von Norden nach Süden – folgende zusammengehörige Blöcke unterscheiden:

- Gehart – Riegerin – Hochtürnach – Zeller Staritzen
- Griesstein – Schönberg
- Kalkspan der Prescenykuppe (Prescenyriegel – Prescenyklause – Saatstatt)
- Kalkspan der Mieskogelschuppe (Kalkschollen in der Lang-Eibel-Schlucht und im Bereich der Schüttbauernalm – Turm – Mieskogel – Weichselleiten – Höll)
- Hochschwab-Block, der intern auch wiederum durch W-E-streichende Brüche zerlegt wird.

Das strukturelle Streichen all dieser Teileinheiten ist deutlich W-E- bis WSW-ENE-gerichtet, paßt sich also deutlich dem tektonischen Zuschnitt des Gebietes durch die Ennstal-Mariazell-Linie und deren Parallelstörungen an. Diesem dominanten Bruchsystem sind N-S- und NW-SE-streichende Brüche untergeordnet. Im allgemeinen zeigen die NW-SE-streichenden Brüche dextralen Bewegungssinn, während N-S- und NE-SW-streichende Brüche oft sinistralen Bewegungssinn aufweisen – was deren Primäranlage zur Zeit einer N-S-Kompression belegt. Da diese Brüche immer wieder die Ennstal-Mariazell-Linie und deren Parallelstörungen unterbrechen und versetzen, sind sie wohl relativ spät noch reaktiviert worden. Die Anlage des glazial stark eingetieften Brunntales kann einem NNW-SSE-streichenden Bruchsystem zugeschrieben werden.

Die Schichtfolge der Mürzalpen-Decke ist im Bereich von Gschöder und von Weichselboden am vollständigsten aufgeschlossen, da hier unter dem mächtigen Wettersteinkalk/dolomit-Komplex noch die anisichen und skythischen Basisserien hervortreten. Gegen Westen gelangt man zunehmend in stratigraphisch höhere Abschnitte der Mürzalpen-Decke, sodaß südlich Hinterwildalpen bereits Dachsteinkalk dem mitteltriadischen Sockel auflagert. Die Hauptmasse der Mürzalpen-Decke im Bereich des Salztales wird hingegen von dickbankigem Wettersteinkalk und -dolomit aufgebaut. Die Grenze zwischen Wettersteinkalk und -dolomit ist oft tektonisch bedingt, sodaß nur erschwerte Aussagen über die stratigraphisch-strukturelle Position beider Gesteinstypen zu-

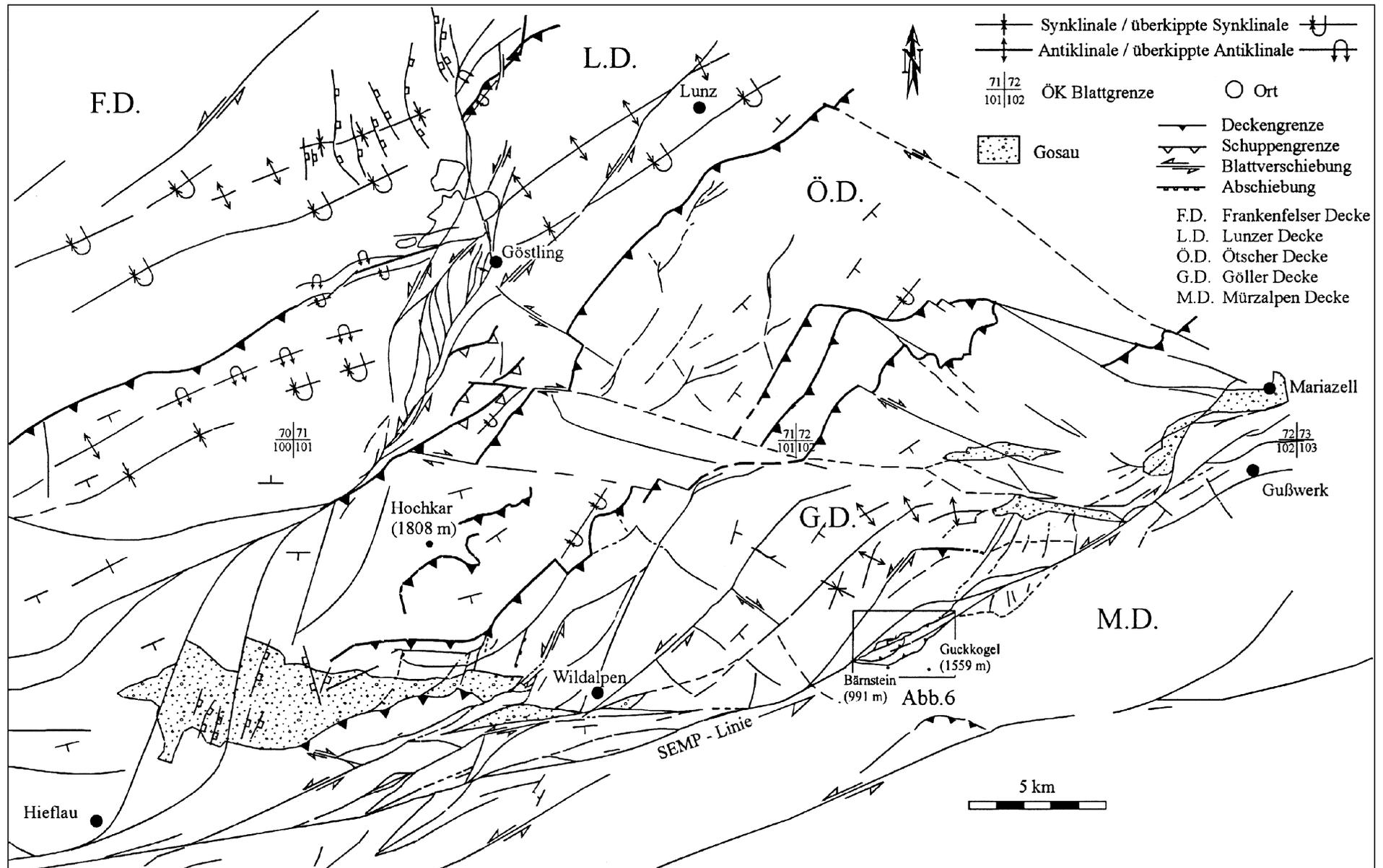


Abb. 2.

Tektonische Karte des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems zwischen Hieflau und Mariazell (ergänzt nach DECKER et al., 1994; LINZER et al., 1994).

Die SEMP-Linie streicht im Osten ENE, und im Gebiet W' Mariazell NE. Zahlreiche Duplexstrukturen markieren eine ca. 5 km breite Scherzone entlang der Mürzalpen- und Göller Decke, die zugleich die Grenze der beiden Deckeneinheiten bildet. Vom Störungssystem zweigen zahlreiche NE-streichende Blattverschiebungen ab, die die Deckenstirn der Ötscher- und Göller Decke überprägen und ältere NW-streichende dextrale Blattverschiebungen sinistral versetzen.

Nach geologischen Karten von KOLLMANN, 1964; RUTTNER & SCHNABEL, 1988; F. MOSER, 1991; NITSCH, 1991; MANDL et al., 1993, 1994, 1995; NEMES, 1994a, im Druck; PAVLIK, im Druck; M. MOSER, im Druck; WAGREICH, 1993; RISAVY, in Vorb.; SALEK, in Vorb.; SCHIEL, in Vorb.

einander getroffen werden können. Auch fazielle Kriterien können nicht angewandt werden, da die Dolomitisierung stets sekundär über alle Faziesgrenzen hinweg stattgefunden hat. Festzustehen scheint jedoch, daß sich die Dolomitisierung des Wettersteinkalkes im Nahbereich der Ennstal-Mariazell-Störungszone deutlich störungsparallel vollzogen hat und somit tektonisch gesteuert ist.

Die im Süden liegende Mürzalpen-Decke weist eine Schichtfolge vom Permoskyth bis in das Rhät auf, an einigen Stellen sind noch Gesteine der Gosau, Kambüelkalk und Paleozänsandsteine entwickelt.

Die Schichtfolge beginnt mit einigen schmalen Streifen Haselgebirge. Es handelt sich hierbei um graue bis rötliche Tonsteine mit Gipsführung. Sie sind in einigen schmalen Linsen entlang der Ennstal-Mariazell-Linie eingespießt.

Die Werfener Schichten überlagern das Haselgebirge. Sie bestehen aus rötlichen, violetten, grünlichen, grauen und bräunlichen, glimmerreichen Sandsteinen. Seltener sind Tonschiefer und Tonsteine ausgebildet. An der Basis des Riegerin-Hochtürnachstockes treten auch mehr oder minder kalkige, feinsandig-siltige Tonschiefer, denen gegen das Hangende zunehmend Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Lagen spätkalke, gelblichgrauer, mittel- bis dunkelgrauer, seltener rötlichgrauer, unterschiedlich dick-(cm-dm-)gebankter, ebenflächiger bis leicht wellig-schichtiger Werfener Kalke eingeschaltet sind, auf. Diese Kalke zeigen charakteristische Merkmale wie ockerbraune Verwitterungsfarbe und verhältnismäßig gute Fossilführung (spätige Kalke mit Crinoiden, Bivalven und Gastropoden, auch Lumachellenkalke). Neben Werfener Kalken sind auch feinsandige, grau-violette Siltschiefer und bräunlich verwitternde feinsandig-quarzitische Lagen entwickelt.

Die Gutensteiner Schichten im Hangenden sind ein ungefähr 100 Meter mächtiger, dünn-schichtig-flasriger, mittelgrau gefärbter, oft brekziöser, etwas feinsandig, dolomitischer Kalk mit Einschaltungen von mittel- bis dunkelgrauen Dolomiten und Dolomitbrekzien, die wahrscheinlich dem basalen Anis zuzurechnen sind. Die Fossilführung dieser flaserig-brekziösen Kalke ist gering, nur gelegentlich konnten im Schriff kleine Bivalvenschälchen und auch etwas Crinoidenspreu beobachtet werden.

Darüber folgt eine etwa 90 Meter mächtige Wechselfolge gut gebankter (dm), dunkelgrauer, anisischer Dolomite und Kalke. Die Kalke führen häufig Crinoiden und Bivalven, gelegentlich sind auch Feinschichtungsgefüge zu beobachten.

Der überlagernde Steinalmkalk ist ein basal stets dunkelgrauer, im Meterbereich gut gebankter Kalk, der sich gegen das Hangende plötzlich hellgrau färbt und schließlich lithologisch und faziell dem lagunären Wettersteinkalk ident ist, sodaß letzterer nur noch mit Hilfe von Grünalgen und Foraminiferen von Steinalmkalken abgetrennt werden kann. Folgende Grünalgen konnten von O. PIROS bestimmt werden:

Physoporella pauciforata pauciforata BYSTRICKY

Physoporella pauciforata undulata PIA

Physoporella pauciforata sulcata BYSTRICKY

Physoporella dissita GÜMBEL/PIA

Teutloporella peniculiformis OTT

Oligoporella pilosa pilosa PIA

Gelegentlich tritt auch die für das Anis typische Foraminifere *Meandrospira dinarica* auf.

Der hangende Wettersteinkalk läßt sich in zwei fazielle Bereiche gliedern: im Norden tritt lagunärer Wetterstein-

kalk, im Gebiet Polster – Stadurz – Weißenbachwand Wettersteinkalk auf. Der lagunäre Wettersteinkalk ist ein zumeist heller bis hellbeiger, weißlicher, vereinzelt hellgrau bis grau gefärbter Kalk. Gelegentlich sind auch dunkelgraue Partien entwickelt. Der Kalk ist zumeist nur undeutlich im Zehnermeter-Bereich gebankt. Faziell lassen sich die Wettersteinkalke durch das Auftreten von Algenlaminiten, Onkoiden, Rindenkörnern, Gastropoden und die zum Teil sehr reichhaltig entwickelten Dasycladaceenkalke mit den Arten (det. O. PIROS)

Diplopora annulata annulata HERAK

Diplopora annulatissima PIA

Diplopora annulata dolomitica PIA

der Lagunenfazies zuordnen. Vereinzelt sind feinkörnige, bräunliche bis leicht rötliche Dolomitsande ausgebildet, die einen Auftauchhorizont darstellen, der dem A-Horizont der Dachsteinkalke entspricht. Vereinzelt lassen sich patch-reef Komplexe mit Rifforganismen in der Lagune auskartieren.

Eine lokale Sonderentwicklung läßt sich in der Lang-Eibel-Schlucht, am Hochschwabplateau nördlich der Sonnshienhütte, auf der Säusensteinsüdostseite, der Riegerinnordseite, nördlich des Guckkogels, nördlich und südlich des Türnseegrabens und auf der Nordseite des Hochschwab zwischen Tremmelgraben – Edelbodenalm – Brunntal erkennen. Es handelt sich hierbei um schwarze, gut gebankte, etwas kieselige Kalke und Dolomite. Diese treten wie schon oben erwähnt entlang der Ennstal-Mariazell-Linie und ihrer Parallelsysteme in teilweise schmalen Streifen auf. Aus den massigen, bis zu 20 Meter mächtigen, grau bis hellgrau gefärbten, detritären Kalken südlich des Säusenstein bestimmte O. PIROS die Grünalge

Teutloporella herculea STOPPANI/PIA

Aus den Kalkeinschaltungen östlich des Türnseegrabens konnte

Diplopora annulata annulata HERAK

aufgesammelt werden.

In Proben der Lang-Eibel-Schlucht und des Hochschwabplateaus wurden Conodontenreste gefunden, die ein unterladinisches Alter ergeben. Weitere Proben für eine genauere Zuordnung müssen noch genommen werden. Es scheint aber, daß sich zu verschiedenen Zeitpunkten in der Lagune immer wieder euxinische Becken gebildet haben. Die Situation des östlichen Vorkommens muß noch zeitlich zugeordnet werden. Im Tremmelgraben liegen im unteren Talabschnitt graue, gut gebankte Kalke mit Hornsteinknollen (dm-groß), die dann hangaufwärts in fast sterile Kalke übergehen. Weiter Richtung Edelbodenalm schalten sich Biogenschutzkalke mit Riffschutt ein. Die Edelbodenalm besteht aus grauen Dolomiten, die sich gegen den Tremmelgraben und gegen das Brunntal faziell aus den Kalken entwickeln. Dies läßt sich durch Einschaltungen von Dolomiten in den Kalkbereichen und umgekehrt sehr gut belegen. In der Lang-Eibel-Schlucht und im Brunntal Richtung Höll läßt sich eine gegen Südost gerichtete Aufschiebung in den Serien erkennen.

Der Riffkomplex im Süden ist an einer zumeist einheitlichen, grauen bis hellgrauen Farbe erkennbar. Es sind sehr reiche Biogenkalke bis Biogenschutzkalke ausgebildet. An Organismen sind Schwämme, besonders Kalkschwämme, Korallen, Crinoiden, Dasycladaceen, Algen und Foraminiferen erkennbar. Weiters sind große Hohlraumgefüge sehr auffällig.

Der Wettersteindolomit ist ein meist heller, weißlicher bis hellgrauer, vereinzelt aber auch grauer bis dunkelgrauer, fein- bis zuckerkörniger Dolomit. Die grauen Partien

können vereinzelt leicht verkieselt sein. Selten treten Algenlaminite, Onkoide und Grünalgen auf. Ganz selten sind kleinere patch-reef Komplexe entwickelt, und es lassen sich noch schemenhaft Rifforganismen identifizieren. Im Gebiet des Gehart sind vereinzelt schmale Zonen mit Crinoidenspat ausgebildet, die wahrscheinlich Priele im Lagunenbereich repräsentieren. An Grünalgen konnten (det. O. PIROS) bestimmt werden:

Teutloporella herculea STOPPANI/PIA

Diplopora annulata annulata HERAK

Somit sind die Wettersteindolomite in den Bereich Ladin-Unterkarn einzuordnen. Die Dolomitisierung ist offensichtlich sekundär (teilweise tektonisch bedingt), auffällig sind schmale, im Wettersteindolomit steckende Kalkrippen, die zumeist reichlich Grünalgen führen und von der Dolomitisierung verschont geblieben sind. Die Kalk-Dolomitgrenze ist zumeist sehr scharf ausgebildet, stellenweise ist ein tektonischer Kontakt gegeben.

In der Mürzalpen-Decke wird im Gebiet südlich Wildalpen der Wettersteindolomit direkt von Dachsteinkalken überlagert. Es handelt sich hierbei um bunte, meist graue bis rötliche, mehr oder minder gut gebankte Kalke. Die in der Göller-Decke gut entwickelten Loferit-Zyklen konnten hier nicht wiedergefunden werden. Im Dünnschliff sind Foraminiferen, Bivalven, Gastropoden, Ostracoden und Schwebcrinoiden erkennbar. Die Faziesmerkmale lassen auf eine Entwicklung in der Lagune schließen.

Im Bereich des Plateaus sind zwischen Ebenstein – Sonnschienbründl und Fobisalm noch Paläozäne Kalke, Kambühelkalk und Sandsteine entwickelt. Der Kambühelkalk ist ein paleozäner Riffkalk bis Riffschuttkalk. Er ist zumeist hellbeige bis rötlich gefärbt und massig ausgebildet. Von den in der Umgebung vorkommenden Wettersteinkalken läßt er sich durch die Färbung und den zumeist sehr hohen Biogenanteil, mit reichen Rotalgenvorkommen, sehr gut abtrennen. Die Kambühelkalke lagern wie auch die Wettersteinkalke dem Wettersteindolomit auf, und es muß somit jeder kleine Kalkaufschluß untersucht werden, ob es sich um Mitteltriaskalke oder Paläozänkalke handelt. Die Riffschuttkalke sind als Rudstone mit Rifforganismen ausgebildet. Als Biogene treten besonders Rotalgen, Blau-Grün-Algen, Korallen, Foraminiferen, Ostracoden und Bivalven auf.

Nördlich treten hellgraue, weißliche, bräunliche bis rötliche Karbonatsandsteine mit Großforaminiferen auf. Eine genaue Bestimmung der Foraminiferen steht noch aus, weiters muß dabei berücksichtigt werden, daß viele Formen aus der Kreide in das Paleozän umgelagert worden sind. Das Mindestalter der Sandsteine wurde durch Komponenten einer Megabrekzie südöstlich Schafhalsattel bestimmt, in der Wettersteindolomite, Wettersteinkalke und paleozäner Kambühelkalk auftreten. Die Komponenten dieser Megabrekzie erreichen Größen von einigen m³.

Der geologische Bauplan der Ennstal-Mariazell-Störungszone selbst ist durch eine enge Aneinanderlagerung schmaler Kalk- und Dolomitstreifen unterschiedlichen (triassischen) Alters charakterisiert. Ein schmaler Streifen von Werfener Schichten und Haselgebirge markiert deutlich den Störungsverlauf. Im Bärnbachgraben und am Säusenstein gewinnt man den Eindruck, daß die hangendsten Anteile der Mürzalpen-Decke (karnische Dolomite und Dachsteinkalk) in die Störungszone steil eingeschuppt worden sind, während die Werfener Schichten samt Haselgebirge wohl nur von der Deckenbasis stammen können.

2.2. Die Göller-Decke an der Ennstal-Mariazell-Linie

Die Göller-Decke im Norden wird im Nahebereich der Ennstal-Mariazell-Linie von Wettersteindolomiten, Lunzer Schichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Gosausandsteinen aufgebaut.

Der Wettersteindolomit ist ein meist heller, weißlicher bis hellgrauer, vereinzelt aber auch grauer bis dunkelgrauer fein- bis zuckerkörniger Dolomit. Die grauen Partien können vereinzelt leicht kieselig sein. Er ist zumeist massig bis dickbankig ausgebildet. Es treten Algenlaminite und Onkoidstrukturen auf, die auf ein Ablagerungsmilieu in einer Lagune hinweisen.

Im Hangenden der Wettersteindolomite tritt ein mehr oder weniger schmales Band Lunzer Schichten auf. Es handelt sich hierbei um graue, bräunlich verwitternde Quarzsandsteine, die vereinzelt Schiefertone führen. Vereinzelt lassen sich Muschelschalen erkennen.

Der hangende Hauptdolomit besteht aus einem hellgrauen, grauen bis bräunlichen Dolomit. Sehr selten sind helle fast weiße Bereiche entwickelt, sodaß eine Trennung vom Wettersteindolomit sehr schwierig ist. Vereinzelt sind sehr helle, weißliche, sehr grobkörnige Partien ausgebildet. Häufig sind die Dolomite sehr gut geschichtet, mit einer Bankung im Dezimeter- bis Dekameterbereich. Mikrofazial ist der Hauptdolomit in eine lagunäre Flachwasserentwicklung zu stellen. An Mikrofossilien sind Foraminiferen und Algenmatten überliefert.

Der Dachsteinkalk bildet das nächstfolgende Schichtglied. Er ist ein meist gut gebankter Kalk, dem vor allem im Liegenden mächtigere Dolomitpartien eingeschaltet sind, sowie vereinzelt auch Tonschieferzwischenlagen. Die Grenze zum unterlagernden Hauptdolomit wurde mit der ersten, meist mächtigeren Kalkbank festgelegt. Diese bildet zumeist auch eine deutliche Geländekante aus. Die Farbe des Dachsteinkalkes ist zumeist hellgrau, grau, bräunlich, beige bis rosarot. Häufig sind die charakteristischen Loferit-Zyklen, mit Megalodontenkalken, Pelletkalken mit Klasten, Algenstromatolithendolomiten und vereinzelt Residualsedimenten, mit roten bis grünen Tonlagen, ausgebildet.

Im Dünnschliff sind weiters noch Foraminiferen, Bivalven, Gastropoden, Ostracoden und vereinzelt Schwebcrinoiden erkennbar. An einigen Bankoberflächen lassen sich feine bis gröbere Internbrekzien erkennen, die als Tempestiten gedeutet werden können. Die Algenlaminite zeigen oft ein durch Austrocknung entstandenes Aufbrechen der Algenkrusten. Diese wie auch die anderen Faziesmerkmale weisen auf eine Flachwasserentwicklung dieser Dachsteinkalke in einer Lagune, mit wiederholtem Auftauchen und Trockenfallen, hin. Der Hierlatzkalk ist ein bunter, meist rot bis bräunlich gefärbter, massig bis wellig-schichtiger Crinoidenspatkalk. Die altersmäßige Zuordnung erfolgte über Foraminiferen, *Involutina liassica* (JONES). Weitere Organismenreste sind Crinoiden, Schwebcrinoiden, Brachiopoden, Bivalven, Seeigelstachel und Ostracoden. Es handelt sich um einen Wackestone bis Grainstone, mit einem sehr hohen Biogenanteil. Als jüngstes Schichtglied der Göller-Decke in diesem Raum sind Sandsteine der Gosau entwickelt. Es handelt sich hierbei um graue, meist bräunlich verwitternde Karbonatsandsteine und Konglomerate. Eine genaue Zuordnung konnte noch nicht getroffen werden, aber es dürfte sich bei den Sandsteinen um Orbitoidensandsteine handeln, und die Konglomerate sind wahrscheinlich in das Paleozän zu stellen.

2.3. Die Ötscher-Decke im Bereich des Hochkars und östlich von Göstling/Ybbs

Die Ötscher-Decke ist in typischer Dachsteinkalkfazies entwickelt, die als Hauptschichtglieder Ramsaudolomit (Ladin), ein schmales Band von Lunzer Schichten (Karn), Dachsteindolomit (Nor) und gebankten Dachsteinkalk umfaßt. Die Deckengrenze zur Göstlinger Schuppenzone wurde mehrfach reaktiviert (NEMES, 1994a) und von sinistralen Blattverschiebungen, die von der Göstlinger Störung abzweigen, überprägt.

Das Lunzer Band ist etwa 20 m mächtig und beinhaltet dunkle Schiefer, dunkle Kalke mit Biogenen und im dm-Bereich gebankte Sandsteinbänke, über die mit scharfer Grenze der Dachsteindolomit einsetzt. Der gebankte Ramsaudolomit ist von zahlreichen Mylonitzonen und Störungsflächen durchzogen und recht deutlich lithologisch von Dachsteindolomit zu unterscheiden.

Für weitere Beschreibungen der Geologie im Bereich der westlichen Ötscher-Decke und der Göstlinger Schuppenzone wird auf RUTTNER (1976, 1977) und M. MOSER (1990) verwiesen.

3. Paläospannungen in der westlichen Göller- und Ötscher-Decke und die Kinematik entlang der Ennstal-Mariazell-Linie

Im folgenden beschreiben wir die Paläospannungen in der westlichen Göller- und Ötscher-Decke und analysieren die Deformationsphasen entlang der Ennstal-Mariazell-Scherzone während der „lateralen Extrusion“. Überprägungskriterien an mehrfach bewegten Flächen, wie auch an S-C-Gefügen, Scherbändern und Styloflächen, belegen eine Abfolge von kinematischen Phasen, die mit der tektonischen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen korreliert werden können.

3.1. NW–SE-Kompression (?Kreide–Alttertiär)

Das älteste Störungsmuster in der westlichen Göller- und Ötscher-Decke belegt eine NW–SE-Kompression für die prägosauische und teilweise postgosauische Deckentektonik. Die Deformation ist durch NW-vergente Überschiebungen und NW–SE-streichende, dextrale Blattverschiebungen gekennzeichnet und entspricht einem Überschiebungsregime bzw. Blattverschiebungsregime mit σ_1 NW–SE subhorizontal und σ_3 subvertikal oder subhorizontal NE–SW (Abb. 3).

Die Ötscher-Decke SE der Göstlinger Störung ist nach Nordwesten auf die Göstlinger Schuppenzone (vgl. M. MOSER, 1990; NEMES, 1994a) überschoben und durch ein Aneinanderreihen von nordwestvergenten Falten und Überschiebungen charakterisiert. Die Strukturen in dieser Deckeneinheit sind vor allem in den mächtigen Karbonatkomplexen aus Ramsaudolomit (ca. 1500 m mächtig) und Dachsteindolomit (ca. 1300 m mächtig) vorzufinden. NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen und NW-vergente Aufschiebungen werden bei Steinreut an der

Deckengrenze von jüngeren sinistralen NE–SW-streichenden Blattverschiebungen, die von der Göstlinger Störung abzweigen, abgeschnitten (vgl. Diagramm 1: Station Steinreut, Abb. 3; Diagramm 22: Station Steinreut, Abb. 4). Nördlich des Hochkar streicht im südlichen Teil der Ötscher-Decke die Deckengrenze am Feuereck bei Steinreut NE–SW (ca. 1000 m E Kote 844). Der Dachsteindolomit zeigt NW-vergente, deckeninterne Überschiebungsstrukturen; NW-vergente Imbrikationen im Dachsteinkalk können nur in der Ötscher-Decke belegt werden.

Im südlichen Teil der Ötscher-Decke am Hochkar ist ein nordwestvergenter Faltenbau im Dachsteinkalk gut aufgeschlossen. Dabei bilden sich im Dachsteinkalk Rampenduplexe, die die Mächtigkeit verdoppeln. Das generelle Einfallen des Dachsteinkalkes am Hochkar ist mit ca. 30–40° nach SE relativ gleichmäßig (Diagramm 2, Abb. 3).

Störungsflächenanalysen im Gebiet Steinbach (E' Göstling) ergeben NW-vergente Aufschiebungen und Rücküberschiebungen im Ramsaudolomit mit Paläostreibrichtungen von σ_1 subhorizontal NNW–SSE und σ_3 subvertikal (Aufschiebungsregime), die Blattverschiebungen (Diagramme 18–20, Abb. 3) subhorizontales σ_1 NNW–SSE und subhorizontales σ_3 ENE–WSW. Der gut gebankte Ramsaudolomit fällt nach SSW ein und ist vor allem im Kontakt zum hangenden Dachsteindolomit häufig gestört.

Etliche WNW–ESE-streichende dextrale Blattverschiebungen werden aufgrund ihrer ungünstigen kinematischen Orientierungen durch die jüngeren sinistralen Störungen der lateralen Extrusion nicht reaktiviert, sondern nur teilweise versetzt (Abb. 3).

Die Ötscher- und Göller-Decke im Raum Wildalpen wird mehrmals entlang NW–SE-streichender dextraler Blattverschiebungen versetzt, wobei Versatzbeträge von bis zu 1500 m angegeben werden können (F. MOSER, 1991). Die Annahme von Spengler (SPENGLER & STINY, 1926), daß die Begrenzung zwischen der Ötscher- und Göller-Decke ausschließlich als Deckengrenze (i.e.S., Überschiebung) definiert wird, erwies sich bei der geologischen Neuaufnahme als unzutreffend. E–W-streichende steilstehende (?sinistrale) Störungen begrenzen primär die beiden Deckeneinheiten, und überprägen teilweise NW-vergente Überschiebungsstrukturen. Störungsflächenanalysen ergeben σ_1 subhorizontal NW, σ_2 NE und σ_3 subvertikal orientiert, die ein Überschiebungsregime charakterisieren (Station Fischerau: Diagramm 5, Station Torsattel [Gosau]: Diagramme 6, 7; Abb. 3).

Auf NW–SE-Kompression lassen auch Strukturen in der Gamser Gosau schließen, die in den Gr. Torstein (Diagramm 3), Rödlstein (Diagramm 8), Gams Gosau (Diagramme 9, 10) gemessen wurden (Abb. 3). NW-vergente Überschiebungen, Rücküberschiebungen und konjugierte Störungsflächenpaare wurden in Basiskonglomerat (Coniac) gemessen und belegen die Aktivität des Spannungsfeldes bis in das Alttertiär. Berechnete Spannungstensoren ergeben σ_1 NW–SE und σ_3 subvertikal.

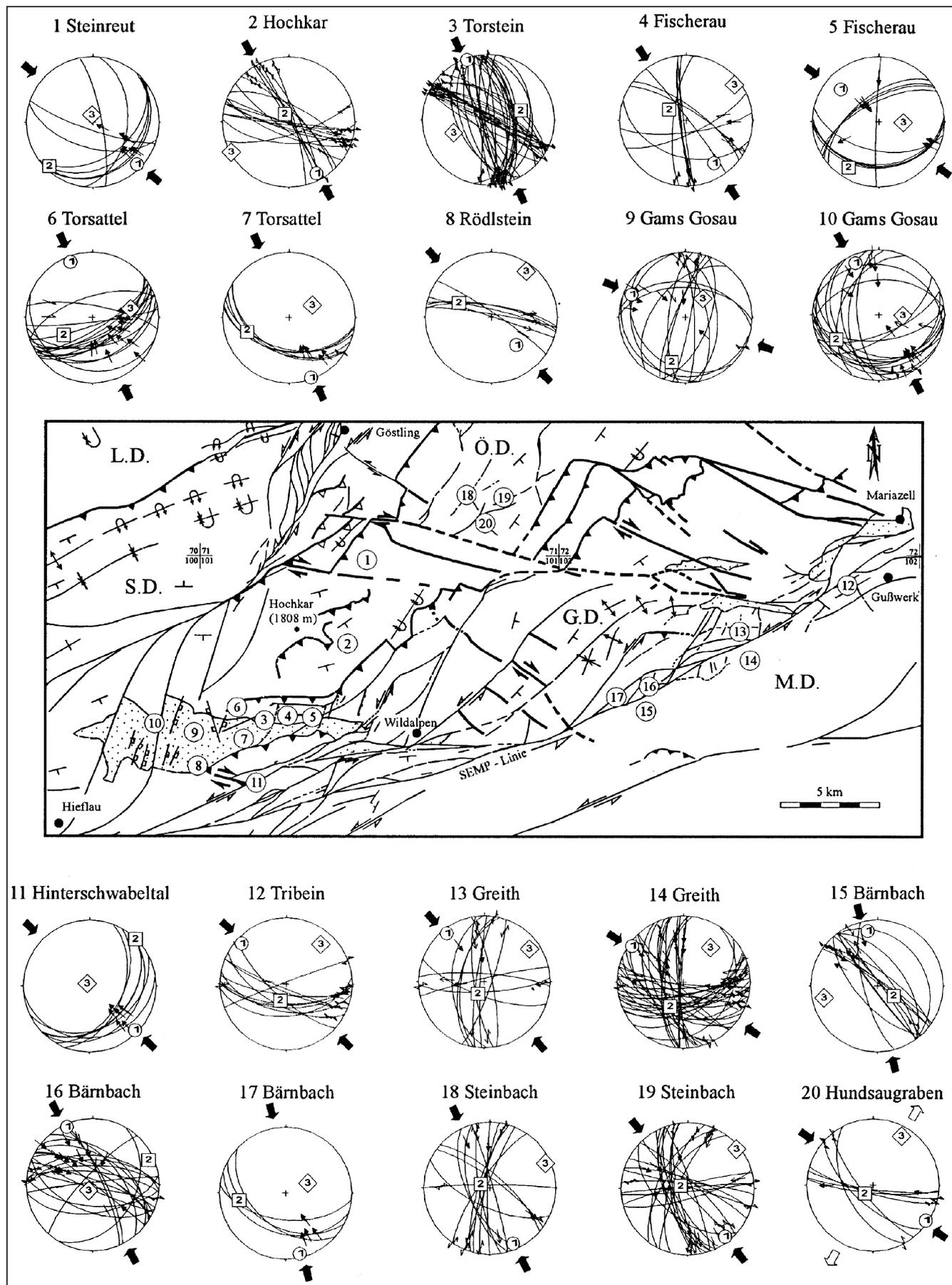
Im Ostabschnitt des Arbeitsgebietes im Raum Greith und Mariazell sind NW–SE dextrale Störungen ebenfalls

Abb. 3.

NW-vergente Deckenüberschiebung von Kreide bis U-Eozän, NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen (fett gedruckt) und Hauptimbrikation in der westlichen Göller- und Ötscherdecke (σ_1 subhorizontal NW-SE, σ_3 subvertikal). Kinematische Richtungen wurden nach der P-T-Achsenmethode (TURNER, 1953) und der numerischen Methode (SPANG, 1972) bestimmt. Paläospannungsanalysen wurden mit der direkten Inversionsmethode (ANGELIER, 1979; SPERNER et al., 1993) berechnet und werden durch die Orientierung der Hauptnormalspannungen $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ bestimmt. Störungsflächen sind nach der graphischen Methode von ANGELIER (1984) dargestellt.

auffällig, die von jüngeren NE-SW-streichenden sinistralen Seitenverschiebungen versetzt werden. Störungsflächenanalysen für die Diagramme 12 bis 17 (Abb. 3) ergeben σ_1 sub-

horizontal NW-SE, σ_2 subvertikal und σ_3 subhorizontal NE-SW (Blattverschiebungsregime) oder σ_1 subhorizontal NW-SE und σ_3 subvertikal (Überschiebungsregime).



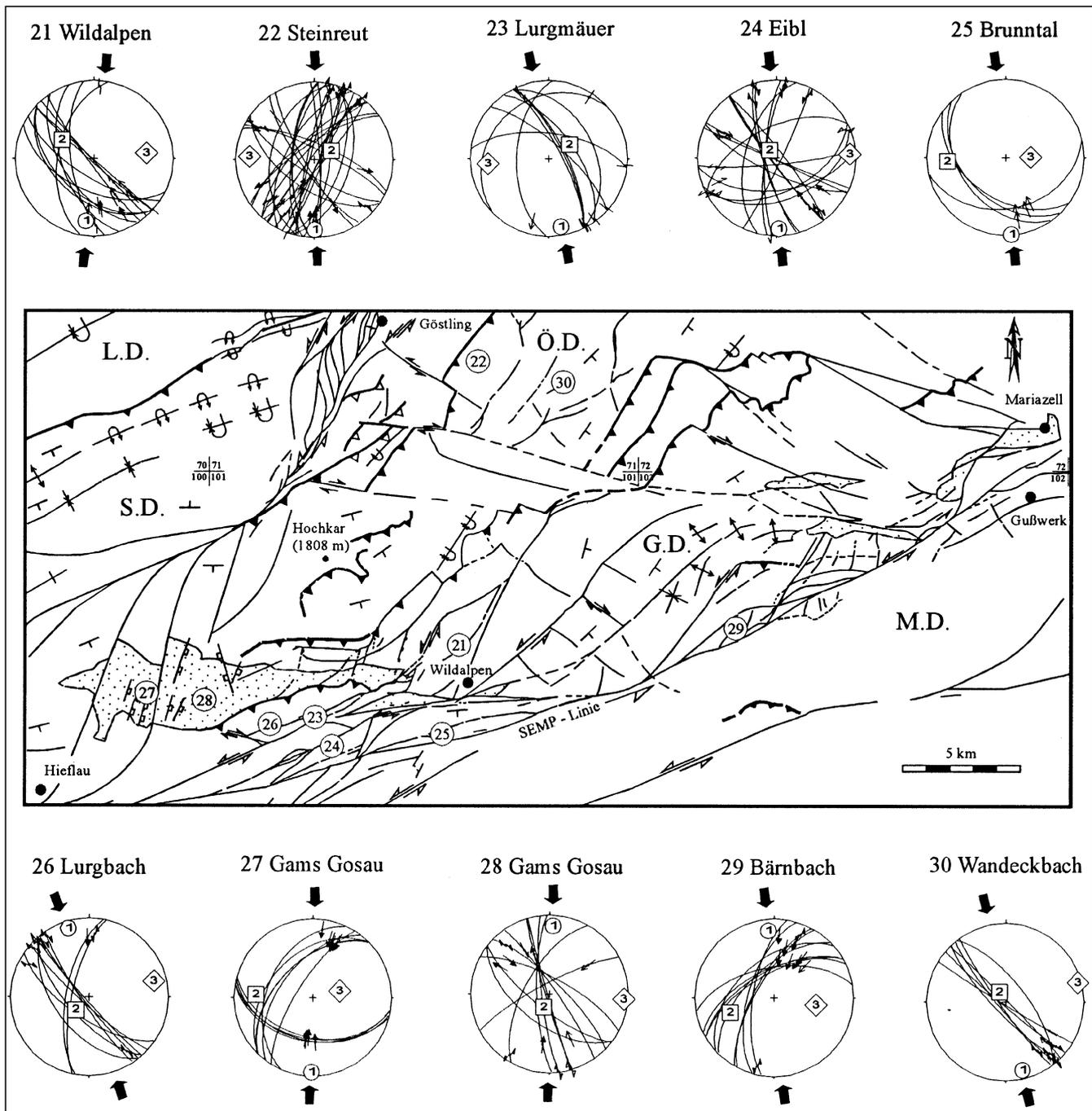


Abb. 4. N-vergente Deckenüberschiebungen durch orthogonale N-S-Konvergenz von O-Eozän bis U-Miozän und koaxiale Deformation mit konjugierten NW-streichenden dextralen und NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen (σ_1 subhorizontal N-S, σ_3 subhorizontal oder subvertikal).

3.2. N-S-Kompression (Eozän)

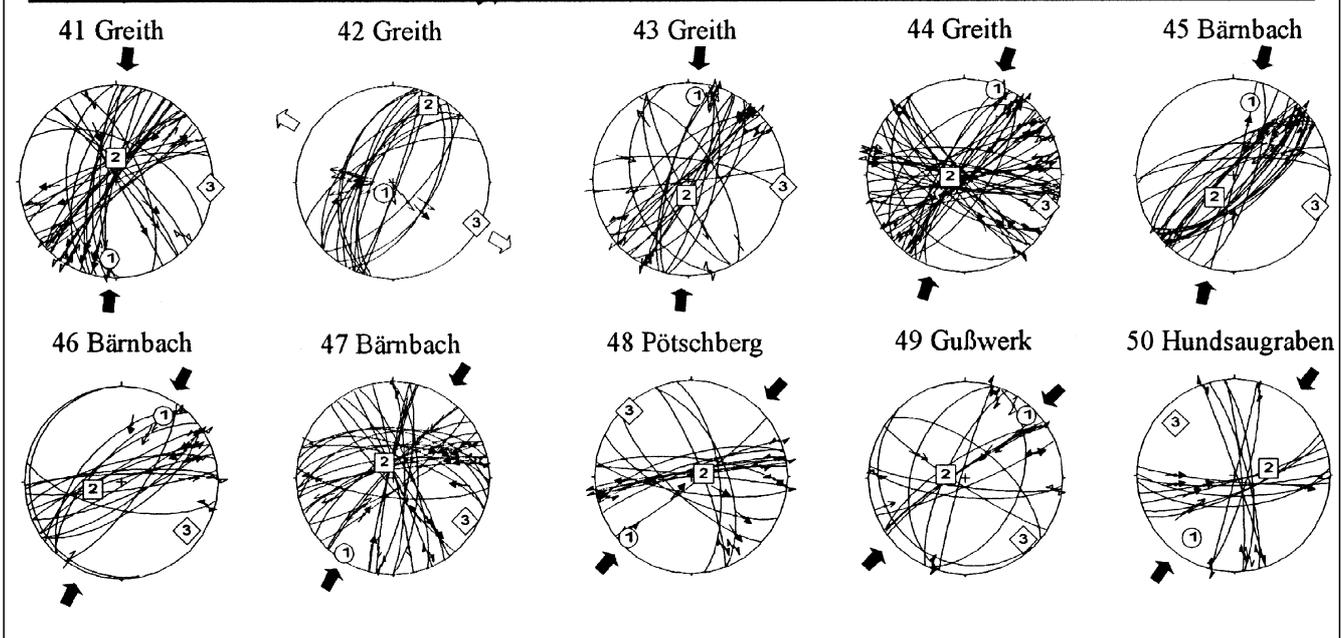
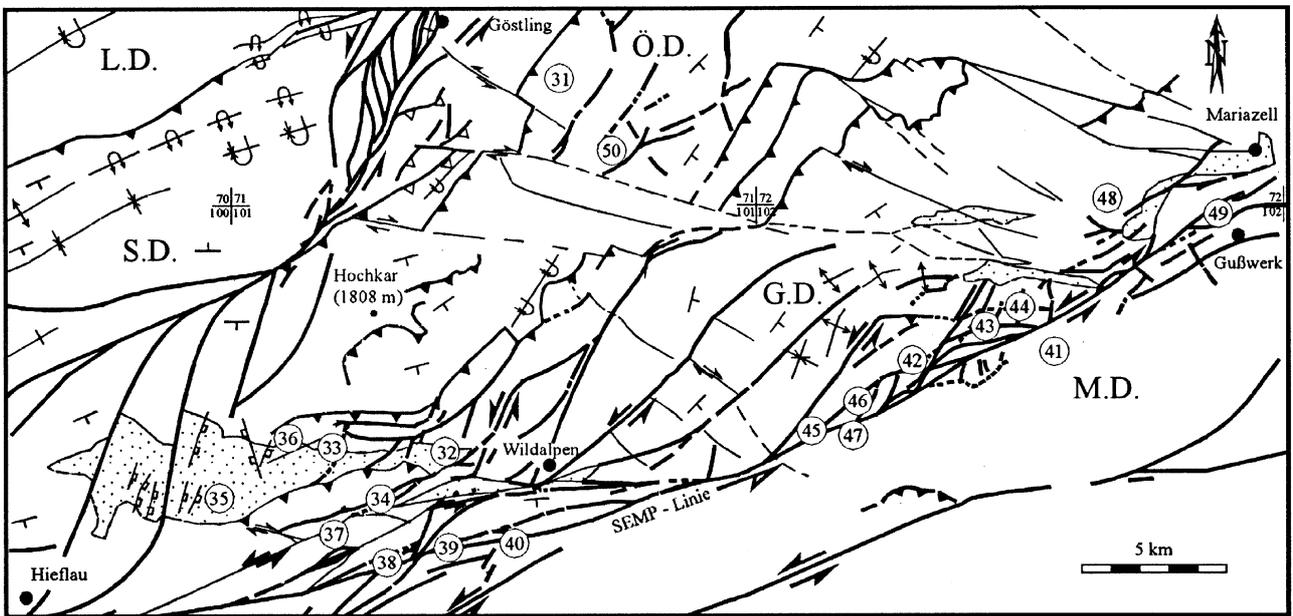
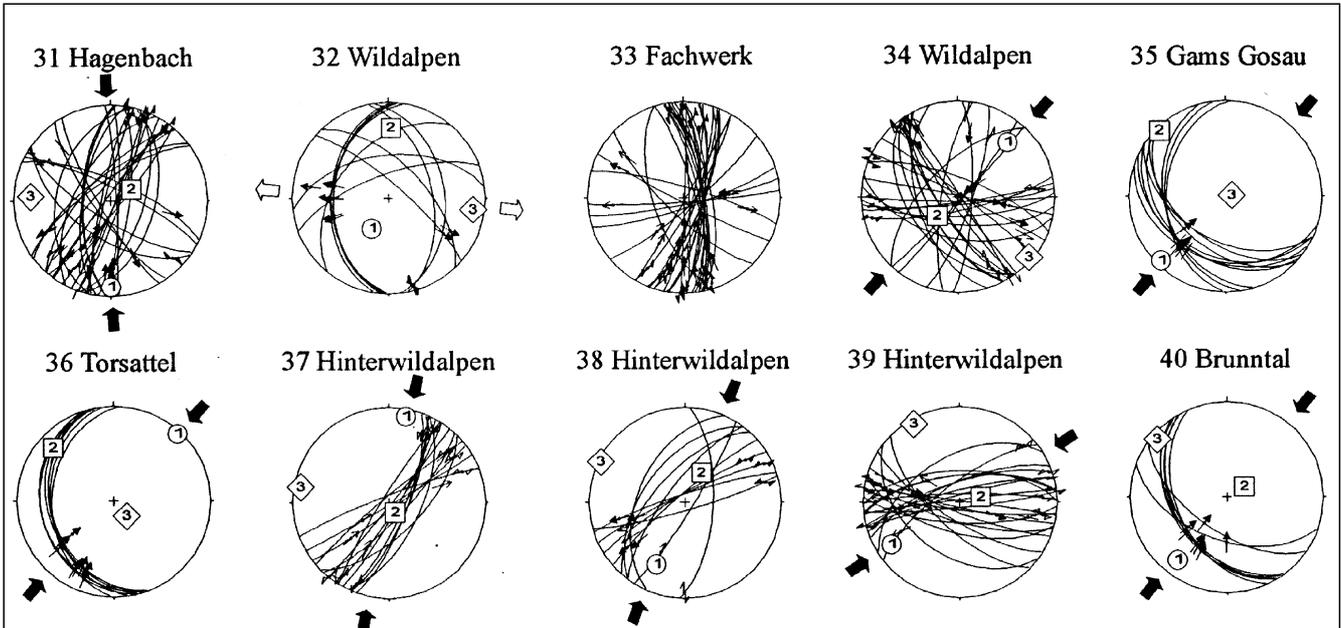
Eine jüngere kinematische Phase (N-S-Kompression) ist in der westlichen Ötscher- und Göller Decke durch N-vergente Überschiebungen, NW-SE-streichende dextrale und NE-SW-streichende sinistrale Blattverschiebungen belegt. Diese Strukturen überprägen ältere NW-vergente Überschiebungen und reaktivieren Überschiebungsf lächen top-to-N. Meistens werden ältere dextrale

NW-SE-Blattverschiebungen unter N-S-Kompression reaktiviert, und bilden mit NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen konjugierte Flächenpaare (Abb. 4).

3.3. Laterale Extrusion – NE-SW-Kompression (Miozän-Oligozän)

Die dominierenden Strukturen in den Nördlichen Kalkalpen sind (vgl. Abb. 2.) ein (N)-E-streichendes Stö-

Abb. 5. Laterale Extrusion während U- bis M-Miozän, die hauptsächlich die zentralalpiner Einheiten und südliche Teile der Kalkalpen betrifft (sinistrale Blattverschiebungen sind fett gedruckt). Kinematische Daten belegen sinistrale Scherung an der ENE- bis NE-streichenden Ennstal-Mariazell-Linie und kinematisch damit verbunden NE-gerichtete Überschiebungen (σ_1 N-S bis NE-SW subhorizontal, σ_3 E-W bis NW-SE subhorizontal). Straintensoren entlang der Ennstal-Mariazell-Linie sind durch das ostgerichtete Ausweichen der Zentralalpen induziert (σ_1 NE-SW subhorizontal).



rungsmuster, das während der Lateralen Extrusion im Miozän-Oligozän angelegt wurde (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991a,b).

NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen überprägen ältere dextrale Blattverschiebungen und Decken-

grenzen und bilden im markanten Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystem („SEMP“: LINZER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991a) eine sinistrale Scherzone, die die Grenze zwischen den ausweichenden Einheiten und dem Hauptteil der Kalkalpen bildet (Abb. 1)

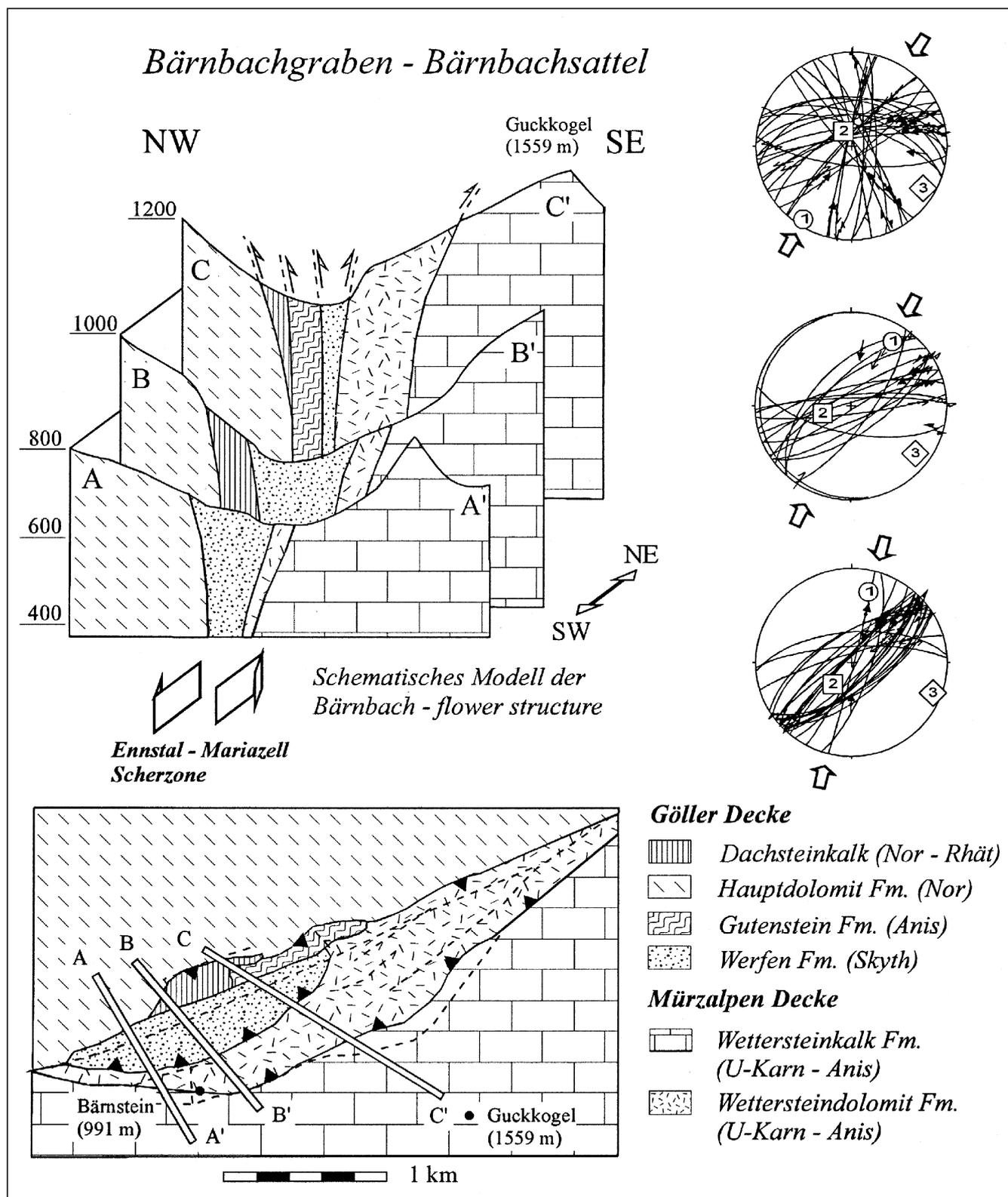


Abb. 6. Die „Bärnbachgraben Flower Structure“. Vereinfachte geologische Karte (M. MOSER, im Druck; W. PAVLIK, im Druck) aus dem Gebiet Bärnbachsattel. Im Bärnbachgraben treten Werfener Schichten und teilweise auch Haselgebirge, eingeklemmt zwischen Haupt- und Wettersteindolomit, auf. Die Begrenzung dieser Struktur bilden NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen der Ennstal-Mariazell-Linie. Das sinistral-transpressive Störungsmuster (siehe vereinfachte Querprofile), zeigt die Geometrie eines konvergenten Blattverschiebungsduplexes („positive flower structure“; HARDING, 1985).

NE–SW-streichende sinistrale Blattverschiebungen sind kinematisch mit NE-vergenten Aufschiebungen verbunden (Gamser Gosau, Diagramm 35; Torsattel, Diagramm 36; Brunntal, Diagramm 40; Abb. 5).

Eine deutliche Überprägung der Deckengrenze zwischen der Ötscher-Decke und Teilen der Göstlinger Schuppenzone (Lunzer-Decke) ist an der Forststraße Hagenbach σ_1 50 m N' „Die Not“ dokumentiert (Hagenbach, Diagramm 31; Abb. 5). Hier wird die Deckengrenze durch sinistrale Blattverschiebungen überprägt und schneidet Dachsteinkalk (Ötscher-Decke) von Raminger Kalk (Göstlinger Schuppenzone) ab. Die kinematischen Indikatoren belegen ein Blattverschiebungsregime mit einem σ_1 subhorizontal NNE–SSW und σ_3 subhorizontal E–W.

Die Ennstal-Mariazell-Linie im Raum Hinterwildalpen verläuft im Schwabeltal („Hieflauer Bruch“, SPENGLER & STINY, 1926) von Westen her, als große sinistrale Scherzone südlich der Ortschaft Hinterwildalpen in Richtung Osten. Die gemessenen Störungsflächen zeigen fast horizontale sinistrale Bewegungen an, die großteils der ENE-streichenden Ennstal-Mariazell-Linie entsprechen. Von der Ennstal-Mariazell-Linie zweigen zahlreiche sinistrale Störungen nach NE ab und verlaufen, teilweise subparallel zur Hauptstörung angeordnet, entlang dem Streichen der Störungszone.

Das Gebiet im Raum Hinterwildalpen wird von einem Störungsmuster mit hauptsächlich NE–SW-streichenden Störungen mit sinistralen Versatz durchzogen. In diesen Störungen zählen vor allem der Goßgraben, die Linie Buchberg (1563 m) – Lurghöhe, der Lurgbach, die subparallel angeordnet entlang der Ennstal-Mariazell-Linie (Winterhöh'-Brunntal) streichen.

Die Deformation entspricht einem Blattverschiebungsregime mit σ_1 subhorizontal N–S bis NNE–SSW und σ_3 subhorizontal E–W (Hinterwildalpen, Diagramme 37, 38, 39; Abb. 5).

Die Entwicklung von sinistralen Blattverschiebungen, die von der Ennstal-Mariazell-Linie abzweigen, ist in divergenten Bereichen durch E-gerichtete Abschiebungen und NNE-gerichtete sinistrale Störungsabschnitte gekennzeichnet. E-gerichtete Abschiebungen in der Gamser Gosau (KOLLMANN, 1964) sind teilweise diesen divergenten Duplexstrukturen zuzuordnen (Wildalpen, Diagramm 32, Abb. 5).

Die Ennstal-Mariazell-Linie verläuft südlich der Ortschaft Wildalpen (Säusenstein, 1282 m) in das Salztal und zieht nördlich des Bärnstein (991 m) in Richtung NE in den Bärnbachgraben hinein (Blatt 102, Aflenz). Nördlich des Bärnbachgrabens sind vorwiegend Dachsteinkalk und Hauptdolomit an der Kräuterspitze (1726 m) und Hochstadl (1919 m) aufgeschlossen. Südlich der Ennstal-Mariazell-Linie wird der Bärnstein (991 m) und der Guckkogel (1559 m) von Wettersteindolomit bzw. Wettersteinkalk gebildet, der von NE-streichende Grabensystemen (Ochsental usw.), subparallel zum Bärnbachgraben angeordnet, intensiv zerlegt ist. Im Wettersteindolomit entlang des Bärnbachgrabens wurden Störungsflächen an der Ennstal-Mariazell-Linie gemessen und belegen eine sinistral-transpressive Deformation in diesem Störungsbereich. Im Bärnbachgraben treten nördlich des Bärnstein (991 m) Werfener Schichten und Haselgebirge, eingeklemmt zwischen dem Hauptdolomit (N der Ennstal-Mariazell-Linie) und dem Wettersteindolomit-Areal, auf. Die Begrenzung dieser Struktur bilden sinistrale Blattverschiebungen, die in steilstehenden Werfener Schichten und mitteltriassischen Schichten (Gutensteiner Dolomit ?) die Grenze zum Wettersteindolomit bilden

und eine nach oben konvexe Geometrie zeigen (Abb. 6). Die Ennstal-Mariazell-Linie verläuft weiter nach NE nördlich von Brunnjäger in das Gebiet von Rotmoos (Hinterrotmoos).

Die sinistral-transpressive Deformation in diesem Abschnitt der Ennstal-Mariazell-Linie ist in den Diagrammen 45, 46, 47 dargestellt. Der Winkel, den synthetische und antithetische Riedel'sche Scherflächen (MANDL, 1988) mit der Hauptfläche einschließen, ist teilweise hoch und belegt den transpressiven Charakter der Deformation.

Zahlreiche Störungsflächen mit schrägen sinistralen Aufschiebungen können den Hinweis auf Vertikalbewegungen geben, die ältere Gesteine an die Oberfläche gehoben haben (Gutensteiner Dolomit, Dachsteinkalk, Werfener Schichten; siehe Abb. 6). Das Störungsmuster zeigt die Geometrie eines konvergenten Blattverschiebungsduplexes („positive flower structure“; HARDING, 1985), die auch in den Gefügestrukturen dargestellt werden kann. Alle Datensätze belegen eine Deformation im Blattverschiebungsregime mit σ_1 subhorizontal N–S bis NNE–SSW, σ_2 subvertikal und σ_3 ENE–WSW- bis E–W-orientiert (Abb. 6).

Der östlichste Störungsabschnitt reicht von Greith bis nach Gußwerk im Osten. In diesem Gebiet spaltet sich die Ennstal-Mariazell-Scherzone bei Greith in mehrere subparallel angeordnete ENE-streichende Störungen auf, die nördlich und südlich der Gratmauer (1296 m) verlaufen und bei Greith wieder eine Linie bilden. Der weitere Verlauf der Ennstal-Mariazell-Linie streicht entlang der Linie Greith – Oisching und wird gegen NE wieder in Einzelstörungen zerlegt. Die Teilstörungen verlaufen entlang des Köckensattels (1002 m) und südlich des Tribein (1297 m) in das Gebiet nördlich von Gußwerk. Störungsflächenanalysen in der Gosau von Mariazell belegen NE–SW-streichende divergente Duplexstrukturen („releasing bends“) und eine Aufspaltung der Störungszone in eine „Horsetailsplay“-Struktur (Pötschberg, Diagramm 48; Gußwerk, Diagramm 49; Abb. 5).

3.4. E–W-Kompression (Post Miozän)

Eine erst durch Spröddatenanalyse belegbare Reaktivierung von Störungen unter E–W-Kompression ist in zahlreichen Meßstationen in der Ötscher- und Goller Decke, sowie entlang der Ennstal-Mariazell-Linie dokumentiert.

Überprägungskriterien weisen darauf hin, daß sowohl miozäne sinistrale NE–SW-streichende Blattverschiebungen, wie auch alttertiäre NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebungen im umgekehrten Bewegungssinn reaktiviert werden. Da keine großmaßstäblichen Strukturen gebildet werden, beschränkt sich die Reaktivierung auf Störungsflächen.

Die Deformation in allen entspricht einer einer strike-slip Deformation mit σ_1 subhorizontal E–W bis NE–SW und σ_3 subhorizontal NE–SW bis N–S (siehe Abb. 7; Diagramme 51 bis 56).

Eine massive Reaktivierung von bereits vorhandenen Störungsflächen konnte auch im Gebiet Greith – Tribein weiterverfolgt werden. Dabei sind vor allem die miozänen NE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen betroffen, die im umgekehrten Bewegungssinn dextral reaktiviert werden. NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen haben den reaktivierten dextralen Bewegungssinn, und ursprünglich NW-streichende dextrale Blattverschiebungen haben einen sinistralen Bewegungssinn (Greith, Diagramme 57, 58, Abb. 7).

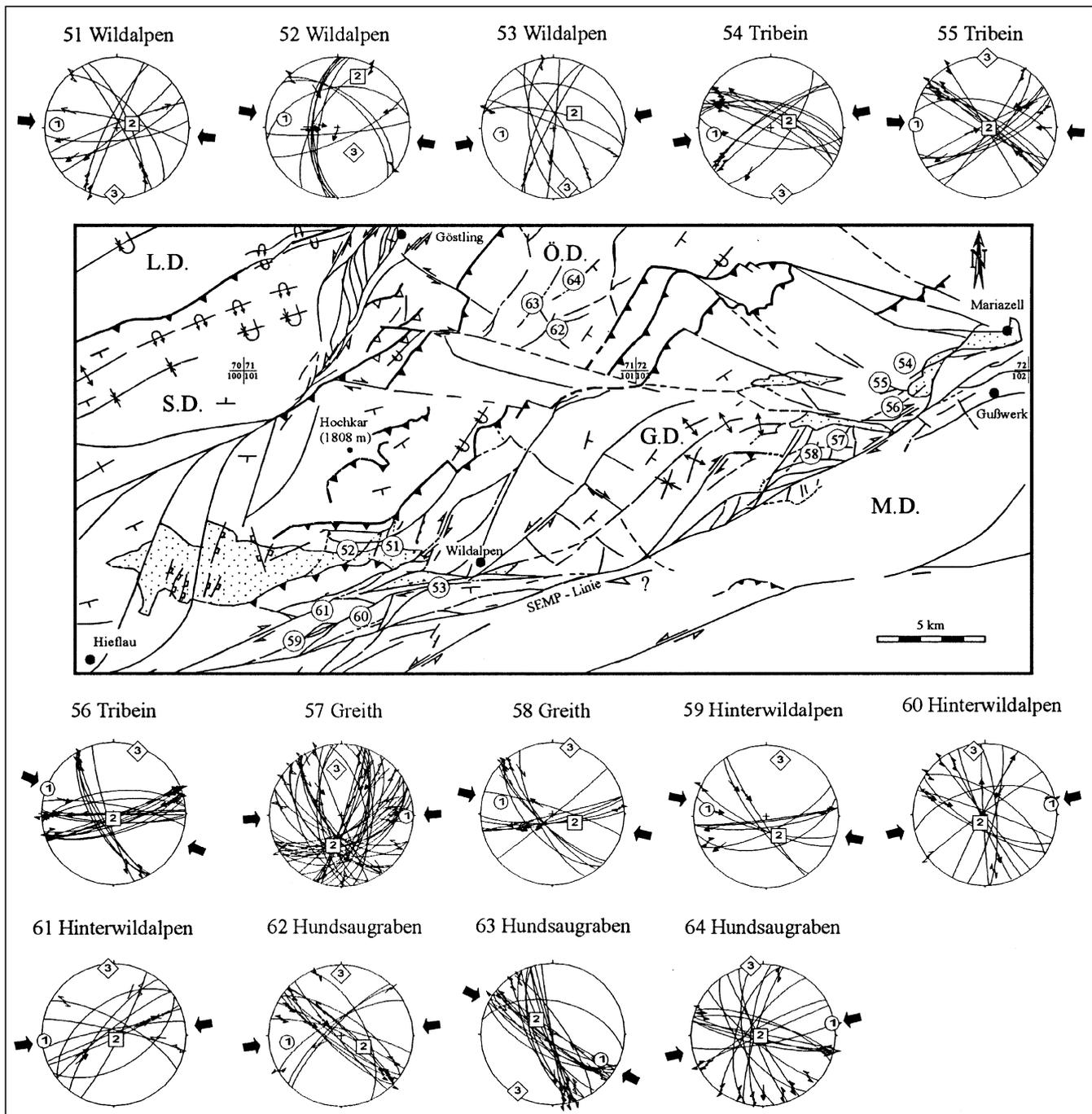


Abb. 7. Post M-Miozäne E-W-Kompression, die einen Großteil bereits vorhandener Störungen reaktiviert (σ_1 subhorizontal E-W; σ_3 subhorizontal N-S). E-gerichtete Abschiebungen werden als Überschiebungen reaktiviert, mikrotektonische Strukturen sind durch die umgekehrte Überprägung der Schersinne charakterisiert.

Alle Paläospannungsanalysen ergeben eine Deformation im Blattverschiebungsregime und ergeben ein durchwegs E-W-orientiertes Spannungsfeld. Die errechnete Orientierung von σ_1 ist E-W bis ESE-WNW subhorizontal und σ_3 subhorizontal N-S bis NNE-SSW.

3.5. N(W)-S(E)-Kompression (? Post Miozän - rezent)

Zahlreiche Querstörungen versetzen miozäne Strukturen an der Ennstal-Mariazell-Scherzone dextral und belegen ein junges NW-SE-orientiertes Spannungsfeld für Post-Miozän. In der Lineamentkarte (Abb. 8) sind zahl-

reiche Versätze aus Detailkartierungen und Luftbild-Auswertungen dargestellt.

4. Diskussion und Schlußfolgerungen

Zwei Störungsgenerationen in den Nördlichen Kalkalpen können kartenmaßstäblich dargestellt werden:

- Überschiebungsstrukturen, kinematisch damit verbunden NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen, die unter NW-SE-Kompression von Kreide bis Alttertiär und N-S-Kompression ab Eozän aktiv waren.
- (N)E-(S)W-streichende sinistrale Blattverschiebungen, die in Folge der lateralen Extrusion zentralalpiner Einheiten während des Miozäns angelegt wurden.

Die Kinematik des prägosauischen Falten- und Überschiebungsbaues in den Kalkalpen ist durch die Bildung von NW-streichenden dextralen Blattverschiebungen, Flachbahn- und Rampenstrukturen und NW-vergenten Überschiebungen gekennzeichnet. Falten- und Überschiebungsstrukturen sind teilweise kinematisch mit NW-streichenden dextralen Blattverschiebungen verbunden, die als Grenzblätter („tear faults“; vgl. LINZER et al., 1995) interpretierbar sind.

Die schräge Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen von der Kreide an verursachte ein System nordwestvergenger Decken und NW-streichender dextraler Grenzblätter, das auch Schichtglieder der basalen Gosau betrifft und die Aktivität dieses Spannungsfeldes bis in das Alttertiär belegt (vgl. F. MOSER, 1991; NEMES, 1994a).

Im Obereozän führt der Wechsel von NW-gerichteter Einengung zu N-S-gerichteter Konvergenz zur Reaktivierung älterer Überschiebungsstrukturen und N-vergente Deckenüberschiebungen. Die Bewegung der ostalpinen (und adriatischen) Platte relativ zum europäischen Vorland führt zu dieser N-S-Kompression, die durch N-gerichtete Überschiebungen, NW-streichende dextrale und NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen kompensiert wird. Dabei kommt es auch zur N-vergenten Überschiebung kalkalpiner Deckeneinheiten auf den Rhenodanubischen Flysch und das europäische Vorland.

Gefügedaten aus dem Untersuchungsgebiet sowie Vergleiche mit Strukturdaten aus anderen Gebieten der Kalkalpen und deren Vorland (vgl. DECKER et al., 1993, 1994) belegen, daß diese N-S-gerichtete Konvergenz die prägosauischen Strukturen unter NW-SE-gerichteter Einengung überprägt. In Ablagerungen der Gamser Gosau (Oberkreide-Alttertiär) konnten zeitliche Einstufungen der kinematischen Phasen und die relativen Bewegungsabläufe festgelegt werden

Weitere Reaktivierungen von prägosauischen Überschiebungen und das Durchschneiden von älteren Faltenstrukturen unter N-S-Einengung wurden ebenfalls in Strukturen der westlichen Ötscher-Decke beobachtet (vgl. Abb. 3, 4).

Ab U-Miozän wird die weitere N-S-Verkürzung nicht mehr in Form von Überschiebungen auf das europäische Vorland, sondern durch E-gerichtetes Ausweichen zentralalpiner Einheiten in den freien pannonischen Raum, kompensiert. Diese miozäne Tektonik ist im Arbeitsgebiet durch Großstrukturen, wie (N)NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen und NE-vergente Überschiebungen, gekennzeichnet.

In transtensiven Störungsabschnitten der Ennstal-Mariazell-Linie sind in „divergenten Duplexstrukturen“ (N)E-gerichtete Abschiebungen ausgebildet, die Schichtglieder teilweise um mehrere Zehnermeter versetzen (vgl. KOLLMANN, 1964). Mehrere sinistrale Blattverschiebungen zweigen von der Ennstal-Mariazell-Linie nach NE ab, und transferieren einen Teil der Extrusionsbewegung in die nördlichen Deckeneinheiten. Dies führt zur Reaktivierung von Deckengrenzen, wie an Strukturen an der Grenze der westlichen Ötscher-Decke dokumentiert.

Ältere NW-streichende dextrale Blattverschiebungen werden aufgrund ihrer ungünstigen Orientierung zu den Haupteinspannungsrichtungen während der lateralen Extrusion nicht reaktiviert, werden jedoch teilweise sinistral versetzt. Die Laterale Extrusion der Zentralalpen wird mit Oligozän-Miozän (30–14 Ma, RATSCHBACHER et al., 1991b) datiert.

Mikrotektonische Strukturen, die auf eine post-Miozäne E-W-Kompression hindeuten, sind vor allem durch die Reaktivierung von Störungsflächen charakterisiert. Die Überprägung der Schersinne an den Flächen führt zu dextralen NE-streichenden Störungsflächen (ursprünglich sinistral) und NW-streichenden sinistralen Störungen (ursprünglich dextral). E-gerichtete Abschiebungen werden als Aufschiebungen reaktiviert, oder NE-streichende Störungen, die subparallel zur Ennstal-Mariazell-Linie angeordnet sind, massiv dextral reaktiviert (NEMES, 1994b).

Ähnliche kompressive Ereignisse in den Kalkalpen wurden schon von DECKER et al. (1993, 1995) beschrieben.

Im Wiener Becken wurde von FODOR et al. (1990) und CSONTOS et al. (1991) dieses kompressive Ereignis mit M-Miozän datiert (σ_1 E-W), sowie eine (EN)E-(WS)W-gerichtete Kompression mit Sarmat (11 Ma; FODOR et al., 1990). Jüngste strukturgeologische Untersuchungen entlang der Periadriatischen Linie weisen auf ein ähnliches Spannungsfeld (σ_1 [N]E-[S]W) hin (NEMES, 1995a; NEMES & NEUBAUER, 1995).

Die Ursachen für diese spätmiozäne E-W- bis NW-SE-Kompression sind noch nicht bekannt und werden zur Zeit diskutiert (DECKER et al., 1995; CSONTOS et al., 1995).

Junge Bruchsysteme, die teilweise die Ennstal-Mariazell-Linie versetzen, sind in Detailkartierungen und in der Lineamentkarte (Abb. 8) dargestellt. Eine Reaktivierung N(W)-S(E)-streichender Störungssysteme normal zur Ennstal-Mariazell-Linie und zahlreiche Versätze der Störungslinie dürften auf ein sehr junges, möglicherweise rezentes Spannungsfeld unter N(W)-S(E)-Kompression hinweisen.

Die rezente tektonische Aktivität der Ennstal-Mariazell-Linie ist durch zahlreiche kleinere Erdbeben im Salztal in jüngster Zeit belegt worden, wobei die Bebenherde deutlich entlang des Störungssystems in Wildalpen und Weichselboden lokalisiert wurden. So wurden am 10./11. Juni 1994 zwei kleinere Beben im Raum Wildalpen (Winterhöh') von der Bevölkerung registriert (persönl. Mitt., Forstbedienstete und Jäger der Stadt Wien).

Das Ennstal-Mariazeller-Störungssystem durchschneidet die kalkalpiner Einheiten auf über 50 km Länge und ist durch die massive Scherung und den tektonischen Zuschnitt der geologischen Einheiten der Mürzalpen- und Göller Decke von der Gesäusestörung (S' Hieflau) bis zum Trieben (NW' Mariazell) deutlich zu verfolgen. Am Trieben (NW' Gußwerk) jedoch weisen zahlreiche NE-SW-streichende divergente Duplexstrukturen („releasing bends“) auf eine Aufspaltung der Störungszone in eine „Horse-tailsplay“-Struktur hin. Solche Strukturen werden meistens als das Ende großer Störungssysteme interpretiert und dürften die Aufspaltung der Ennstal-Mariazell-Scherzone in viele Fiederbrüche belegen (HANCOCK, 1985; WOJTAL et al., 1991). Diese gekrümmten Fiederbrüche können jedoch auch als „stepover“-Verbindungsstruktur einer möglichen Fortsetzung der Ennstal-Mariazell-Störung nach NE interpretiert werden.

Der mögliche Verlauf des „SEMP-Störungssystems“ nach Osten (im Sinne LINZER et al., 1990; RATSCHBACHER et al., 1991a,b) dürfte jedoch nicht im Halltal (E' Mariazell), sondern nach NE im Streichen des Mariazell-Türnitz-Lineamentes zu verfolgen sein. Das ostgerichtete Ausweichen der zentralalpiner Einheiten während der lateralen Extrusion wird im Süden entlang der Mur-Mürz-Furche aufgenommen, die bei Gloggnitz in das Wiener Becken mündet.

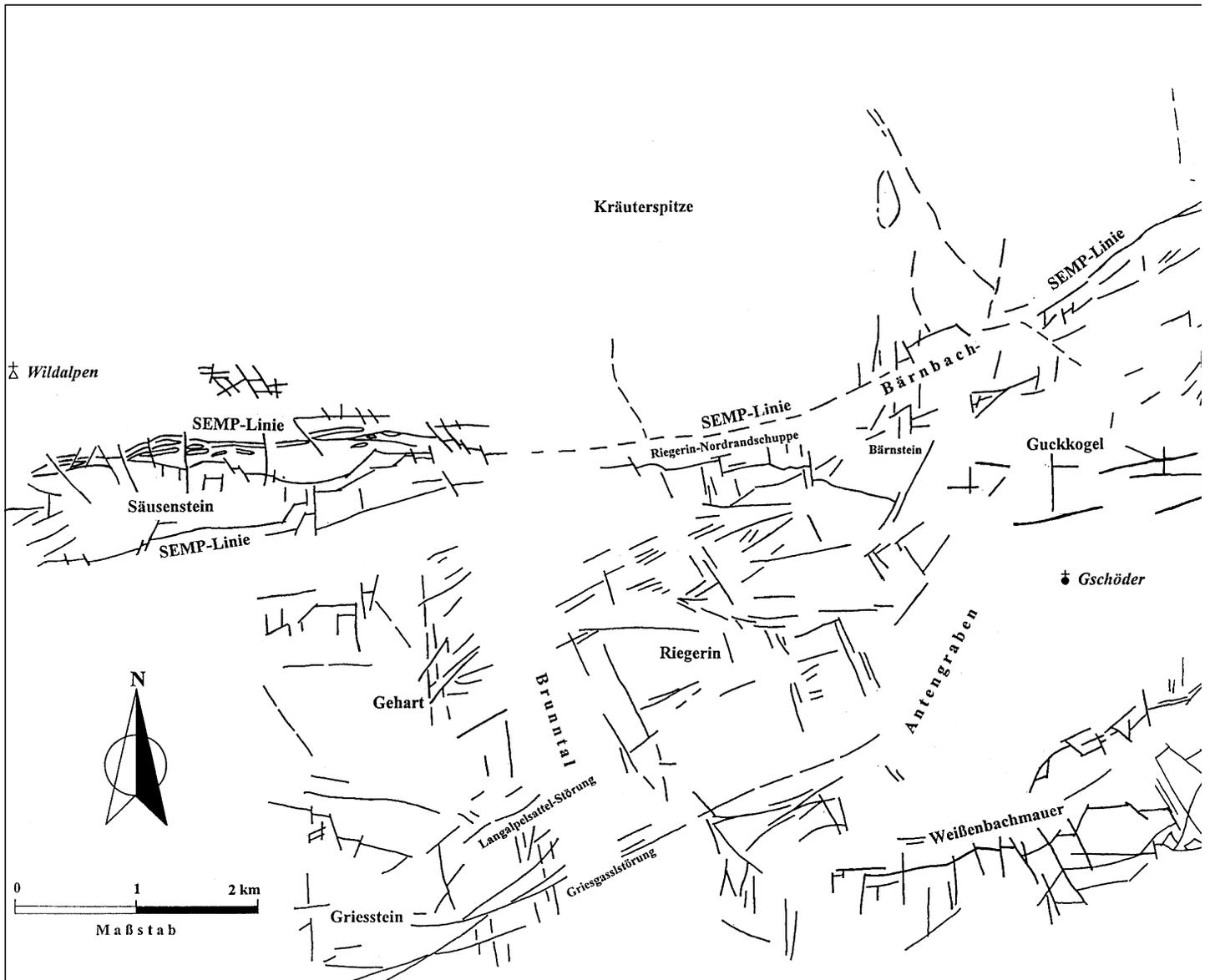


Abb. 8.
Lineamentkarte.

Dank

Diese Arbeit wurde vom Forschungsprojekt WA4A des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung im Auftrag der Stadt Wien („Karstforschungsprojekt der Gemeinde Wien“) finanziell unterstützt. Unser herzlicher Dank gilt Kurt DECKER (Universität Wien), Lothar RATSCHBACHER (Universität Tübingen/Stanford University), Gert LINZER (Universität Tübingen), Franz NEUBAUER und Hans GENSER (Universität Salzburg) für ausführliche Diskussionen über das tektonische Modell der Ostalpen.

Wir danken Gerhard MANDL (Geol. B.-A., Wien) und Richard LEIN (Universität Wien) für die Unterstützung unserer Geländearbeit.

Michael WAGREICH, Roman RISAVY, Bernhard SCHIEL, Sascha SALEK (Universität Wien), sowie Franz MOSER, Edgar NITSCH (Universität Tübingen) und Rudi DELL'MOUR (OMV, Wien) stellten unveröffentlichte Karten zur Verfügung.

Literatur

- ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. – *Tectonophysics*, **56**, T17–T26, Amsterdam.
- ANGELIER, J. (1989): From orientation to magnitudes in paleo-stress determinations using fault slip data. – *J. Struct. Geol.*, **11**, 37–50, Oxford.

ANGELIER, J. & GOGUEL, J. (1979): Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, **288**, 307–310, Paris.

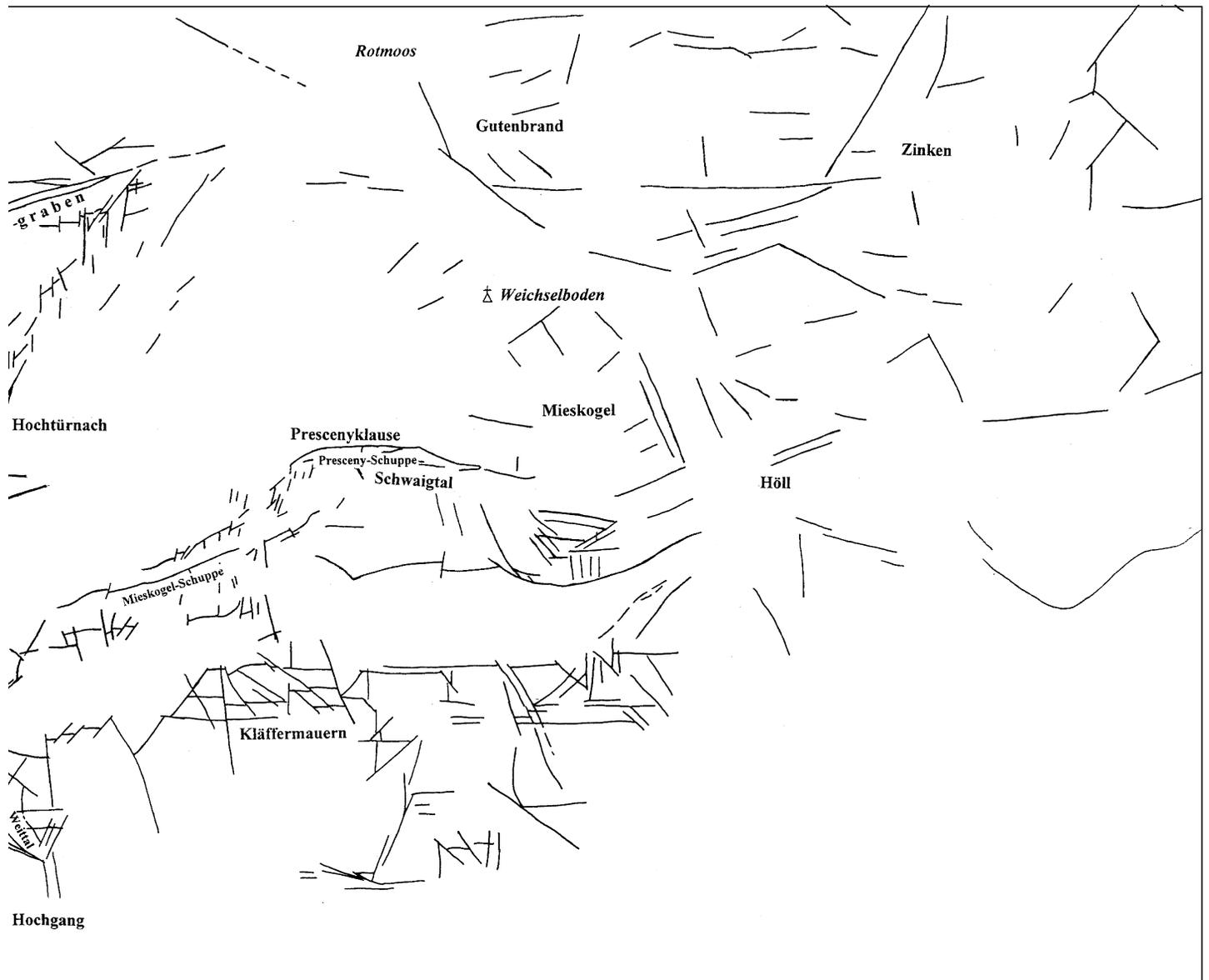
BERGERAT, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **6/2**, 99–132, Washington, D.C.

CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L. (1991): Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. – *Tectonophysics*, **199**, 73–91, Amsterdam.

CSONTOS, L., HORVÁTH, F., TARI, G. & NAGYMAROSI, A. (1995): Late Tertiary tectonic development of the Pannonian Basin. – *Terra Abstracts*, **7**, S. 179, EUG 8 Strasbourg.

DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – *Tectonophysics*, **223**, 291–312, Amsterdam.

DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 5–18, Wien.



Luftbildauswertungen zeigen junge N(W)–S(E)-streichende Bruchsysteme, die teilweise die Ennstal-Mariazell-Linie und deren Parallelstörungen unterbrechen und versetzen. Diese Brüche sind relativ spät noch reaktiviert worden und weisen auf ein relativ junges, möglicherweise rezentes NW–SE-orientiertes Spannungsfeld hin.

- DECKER, K. & PERESSON, H. (1995): Late Miocene E–W compression in the Alpine–Carpathian–Pannonian region linked to late subduction in the Eastern Carpathians. – *Terra Abstracts*, **7**, S. 271, EUG 8 Strasbourg.
- DULLO, W.-C. (1980): Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – *Facies*, **2**, 55–122, Erlangen.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. – *J. Struct. Geol.*, **3**, 51–65, Oxford.
- FODOR, L., MARKO, F. & NEMCOK, M. (1990): Evolution microtectonique et paléo-champs de contraintes du Bassin de Vienne. – *Geodin. Acta*, **4/3**, 147–158, Paris.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 437–457, Oxford.
- HARDING, T.P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **69**, 582–600, Tulsa.
- KOLLMANN, H.A. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Stmk., Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 71–159, Wien.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – *Erdöl Erdgas Z.*, **83**, 342–353, Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during triassic times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 85–102, Deuticke, Wien.
- LINZER, H.-G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Deformation pathway of the Northern Calcareous Alps: subsidence and destruction. – *Terra abstracts*, **2**, 16, Oxford.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- MANDL, G. (1988): *Mechanics of tectonic faulting: Models and basic concepts*. – 407 S., Elsevier, Amsterdam.
- MANDL, G.W., MOSER, M., PAVLIK, W., REITNER, J., MAGIERA, J. & BIRKENMAJER, K. (1993): Zwischenbericht 1993 für den Zeitraum Juni 92 bis März 93 über geologische Arbeiten im Hochschwab- und Schneeberggebiet (Projekt WA 4a) im Rahmen des „Karstforschungsprogrammes“. – Unveröffentlichter Zwischenbericht über das erste Projektjahr, Projekt WA-4a, 21 S., div. Farbbeilagen, Wien.
- MANDL, G.W., MOSER, M., PAVLIK, W. et al. (1994): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeo-

- logische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Startprojekte: Karstgebiet südlich der Kräuterbrunnen (Säusenstein, Brunntal, Riegerin, Türnach) und zentrale Schneeberggruppe. Projekt WA 4a/1992 der MA 31/Wasserwerke. – Unveröffentlichter Endbericht, 129 S., 21 Abb., 20 Beilagen, Wien.
- MANDL, G.W., MOSER, M. & PAVLIK, W. (1995): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsbereich der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Folgeprojekt: Hochschwab-Zeller Startitzen. – Unveröff. Zwischenbericht für den Projektzeitraum 1. Juni 1994–31. Mai 1995. Forschungsprojekt WA 4a/F 1994 im Auftrag der Stadt Wien-MA 31/Wasserwerke, 39 S., 3 Farbbeilagen (Geologische Karten Maßstab 1 : 25.000), Wien.
- MOSER, F. (1991): Kinematik der westlichen Gölle-Decke im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Dipl. Arbeit; Geol. Inst. Univ. Tübingen, 62 S., Tübingen.
- MOSER, M. (1990): Strukturgeologische Untersuchungen an der südlichen Göstlinger Störung. – Unveröff. Dipl. Arbeit, Naturwissenschaftl. Fak. Univ. Wien, 122 S. Wien.
- MOSER, M. (im Druck): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, Wien.
- MOSER, M., PAVLIK, W. & PIROS, O. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Bereich Riegerin-Bärenbachgraben) auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A. **136/3**, S. 588–589, Wien.
- MOSER, M. & PIROS, O. (im Druck): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, Wien.
- NEMES, F. (1994a): Geologie und Tektonik im Salza-Tal (Steiermark): Kinematische Analyse der westlichen Gölle- und Ötscher-Decke (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Naturwissenschaftl. Fak. Univ. Wien, 104 S., Wien.
- NEMES, F. (1994b): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen (strukturgeologische Untersuchungen) auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, Wien.
- NEMES, F. (1995a): Polyphase kinematics of thrusting and strike-slip faulting along the Salzachtal-Ennstal-Line and the Periadriatic Line (Eastern Alps). – Terra Abstracts, **7**, S. 271, EUG 8 Strasbourg.
- NEMES, F. (1995b): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen (strukturgeologische Untersuchungen) auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **138/8**, Wien.
- NEMES, F. & NEUBAUER, F. (1995): Lithosphere break off, Magma channelling, initiation and strain partitioning along major strike-slip zones: The Periadriatic Line in the Eastern Alps. – J. Czech Geol. Soc., **40/3**, p.70, Praha.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **120**, 203–219, Graz.
- NITSCH, E. (1991): Tektonische Karte der Umgebung von Hinterwildalpen/Steiermark. – Beilage zur unveröff. Diplomkartierung, Geol. Inst. Univ. Tübingen, 26 S., Tübingen.
- NITSCH, E. (1993): Kalkinseln im Wettersteindolomit von Wildalpen/Stmk: Diagenetische Relikte oder tektonische Sinkschollen? – Unveröff. Dipl. Arbeit, Geol. Inst. Univ. Tübingen, 50 S., 15 Taf., Tübingen.
- PAVLIK, W. (im Druck): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz und 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, Wien.
- PAVLIK, W. & PIROS, O. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 589–590, Wien.
- PAVLIK, W. & PIROS, O. (im Druck): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, Wien.
- PETIT, J. P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. – J. Struct. Geol., **9**, 597–608, Oxford.
- PIROS, O., MANDL, G.W., LEIN, R., BERCZI-MAKK, A. SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (1995): Dasycladaceen Assoziationen aus triadischen Kalkalpen. – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, 2. Teil, Redaktion H. LOBITZER, G. CZÁSZÁR & A. DAURER. – 343–362, 4 Abb., 3 Taf., Wien.
- POLINSKI, R.K. & EISBACHER, G.H. (1992): Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken mountains, southeastern Alps. – J. Struct. Geol., **14**, 1203–1213, Oxford.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of austro-alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356; Amsterdam.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989b): West-directed décollement of austro-alpine cover nappes in the eastern alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): Alpine Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**, 243–262, London.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. – Tectonics, **10**, 245–256, Washington D. C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis. – Tectonics, **10**, 257–271, Washington D. C.
- RISAVY, R. (in Vorb.): Geologisch-fazielle Untersuchungen im Raum Trieben-Pötschberg (Gußwerk, Salzatal, Stmk.). – Unveröff. Dipl.-Arbeit, Naturwissenschaftl. Fak. Univ. Wien, Wien.
- RUTTNER, A. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Bereich Ötscher- und Lunzer Decke südlich von Göstling auf Blatt 71 Ybbsitz. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A99–A102, Wien.
- RUTTNER, A. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Bereich der Lunzer Decke südlich von Göstling auf Blatt 71, Ybbsitz. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A69–A72, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Wien (Geol. B.-A.).
- SALEK, S. (in Vorb.): Geologische Untersuchungen im Gebiet von Hinterwildalpen (Stmk.). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Naturwissenschaftl. Fak. Univ. Wien, Wien.
- SCHIEL, B. (in Vorb.): Geologie und Fazies der Schuppenzone im Raum Dürradmer-Greith (Steir. Kalkalpen, Salzatal). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Naturwissenschaftl. Fak. Univ. Wien, Wien.
- SCHNABEL, W., RUTTNER, A. & BAUER, F. (1979): Arbeitstagung der Geol. B.-A., Blatt 71 Ybbsitz, Lunz/See. – 20 Abb., 83 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SPANG, J.H. (1972): Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. – Bull. Geol. Soc. Am., **83**, 467–472, Boulder.
- SPEGLER, E. (1924): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., **74/75**, 155–182, Wien.
- SPEGLER, E. (1925): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. – Jb. Geol. B.-A., **74/75**, 273–300, Wien.
- SPEGLER, E. (1931): Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 487–530, Wien.
- SPEGLER, E. & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Nr. 4954, Maßstab 1 : 75.000, Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Wien (Geol. B.-A.).
- SPEGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. B.-A. 100 S., 1 Profiltafel, Wien.
- SPERNER, B., RATSCHBACHER, L. & OTT, R. (1993): Fault-striae analysis: a TURBO PASCAL program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. – Computers & Geosciences, **19/9**, 1361–1388, Oxford.
- STEININGER, F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÖLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits-A case history. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl. Abt. I, **197**, 5–10, Wien.

- THURNER, A. (1951): Die Puchberg- und Mariazeller Linie. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, mathem.-natw. Kl., **160**, 639–672, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogenese, Stellung und regionale Tektonik. – X + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich (Außerzentralalpiner Teil), 2 – 680 S., Wien (Deuticke).
- TURNER, F.J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. – Am. J. Sci., **251**, 276–298, Washington D. C.
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosau-Gruppe (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990/11**, 1645–1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1993): Bericht über Aufnahmen in Kreide-Alttertiärablagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, Wien
- WESSELY, G. (1988): Structure and development of the Vienna basin in Austria. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **45**, 333–346, Tulsa.
- WOJTL, S. & PERSHING, J. (1991): Paleostresses associated with faults of large offset. – J. Struct. Geol. **13**, 49–62, Oxford.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. – J. Struct. Geol., **8**, 725–735, Oxford.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Mai 1995