



Zur Geologie des Koschuta-Zuges südlich von Eisenkappel (Karawanken)

JÖRG LOESCHKE, ANDREAS SONNTAG & JÜRGEN KULLMANN*)

8 Abbildungen, 1 Farbtafel (Beilage)

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blätter 212, 213

Kärnten
Karawanken
Koschuta
Stratigraphie
Tektonik

Inhalt

Zusammenfassung	35
Abstract	35
1. Einleitung	35
2. Geologische Karte	36
3. Profiltafel	38
4. Deformationsabfolge und Störungsflächenanalyse	39
Dank	42
Literatur	42

Zusammenfassung

Von einem ca. 25 km² großen Gebiet des Koschuta-Zuges in den Süd-Karawanken wurde eine neue geologische Karte 1 : 15.000 angefertigt. Eine dazugehörige Profiltafel zeigt acht in E-W-Richtung aufeinanderfolgende Querprofile durch den Koschuta-Zug. Die Abfolge, die vom Hochwipfelflysch (Oberkarbon) bis zum Cassianer Dolomit (Ladin) reicht, ist intensiv verfaltet und durch zahlreiche Horizontal-Verschiebungen in Groß-Boudins zerlegt. Ehemals stratigraphische Kontakte sind fast überall tektonisch überprägt. Die Deformationsabfolge kann in eine ältere Faltung und Schuppung und in eine darauffolgende horizontale Zerschering unterteilt werden, die mit der Entwicklung der Periadriatischen Naht in Zusammenhang steht.

Geology of the Koschuta South of Eisenkappel (Karawanke Mountains)

Abstract

An area of around 25 square km of the Koschuta-Zug in the southern Karawanken Mountains has been mapped. The new geological map has a scale of 1 : 15.000. Eight geological sections are shown which are arranged along an E-W-line. The stratigraphy which comprises the sequence from the Hochwipfelflysch (upper Carboniferous) to the Cassian Dolomite (Ladinian) is intensively folded. Several strike-slip faults cut through the sequence and are responsible for the formation of mega-boudins. Former stratigraphic contacts are nearly everywhere tectonically overprinted. The sequence of the deformations shows first folding and imbrication and then the evolution of strike-slip faults which are connected with the strike-slip movements along the Periadriatic Lineament.

1. Einleitung

Die Geologische Karte der Karawanken, Ostteil, 1 : 25.000 (BAUER et al., 1981) stellt im Vergleich zur Karte von TELLER (Eisenkappel – Kanker, 1 : 75.000, 1898) einen großen Fortschritt dar. Da im Vergleich zu früher jetzt aber wesentlich mehr Forstwege aufgefahen worden sind, die Einsicht in die komplexen geologischen Verhältnisse in unmittelbarer Nachbarschaft der Periadriatischen Naht

erlauben, erschien es nunmehr sinnvoll, Teile der vorhandenen Karte zu überprüfen und dort, wo es notwendig war, zu ergänzen. Als Arbeitsgebiet wurde der Koschuta-Zug gewählt, der von Gesteinen des Paläozoikums und der Trias der Südkarawanken südlich von Eisenkappel aufgebaut wird (Abb. 1). Die Grenzen des neukartierten Gebietes liegen im Westen am Obojnikbach und im Osten am

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. JÖRG LOESCHKE, Dipl.-Geol. ANDREAS SONNTAG, Prof. Dr. JÜRGEN KULLMANN: Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen.

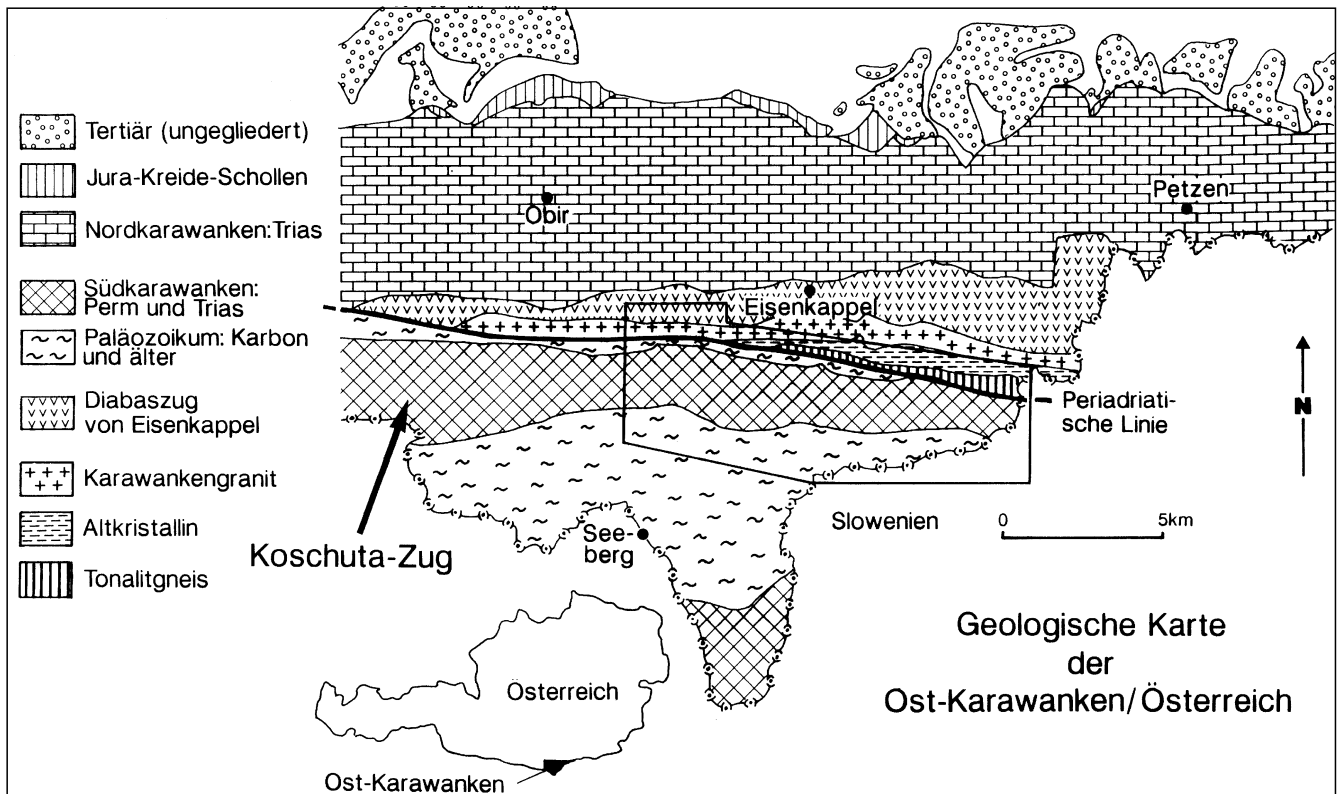


Abb. 1. Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Ost-Karawanken, verändert nach BAUER (1984); das Arbeitsgebiet im Koschuta-Zug ist umrandet.

Heiligeistsattel unmittelbar nördlich der österreichisch-slowenischen Grenze (Tafel 1, Beilage). Die Geländeaufnahmen wurden im Zuge von drei Kartierübungen mit Studierenden der Universität Tübingen und im Rahmen einer Diplomarbeit (SONNTAG, 1995) durchgeführt.

Es soll vorausgeschickt werden, daß sich die Kartierung – trotz im Vergleich zu früher besseren Aufschlüssen – als außerordentlich schwierig erwiesen hat. Dies liegt in erster Linie daran, daß an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes ein ungestörtes stratigraphisches Profil vorliegt, das vom Karbon durch das Perm in die Trias reicht. Die Schichtgrenzen werden fast überall von Störungen begleitet. Diese Störungen verlaufen überwiegend in E–W-Richtung parallel zur Periadriatischen Naht. Es handelt sich dabei um Aufschiebungen und Seitenverschiebungen. Außerdem wird das Gebiet von NW–SE verlaufenden synthetischen (dextralen) und NE–SW verlaufenden antithetischen (sinistralen) Riedelstörungen durchschnitten, die der Rechtsseitenverschiebung der Periadriatischen Naht zugeordnet sind (POLINSKI, 1992). Es liegt somit ein in zahlreiche Groß-Boudins zerschlitztes Strukturbild vor, das auf einen Falten- und Schuppenbau und daran zeitlich anschließend auf Seitenverschiebungen zurückzuführen ist.

2. Geologische Karte

Auf Tafel 1 ist die geologische Karte des Koschuta-Zuges dargestellt (s. Beilage).

Grob vereinfacht gesehen handelt es sich um einen Muldenbau, in dessen Mitte der Schlerndolomit bzw. der Cassianer Dolomit liegt. Daran schließen sich nach N und S ältere Schichtglieder an. Die Ausstrichbreite des in Groß-Boudins zerlegten Schlerndolomits variiert stark und ist im Bereich der synthetischen Riedelstörungen deutlich ausgedünnt. Auch alle anderen Schichtglieder

sind in E–W-Richtung in Groß-Boudins zerlegt, so daß sie in E–W-Richtung verfolgbar fetzenweise auftreten. Dennoch ist eine gewisse Systematik zu erkennen, die sogar den Diabaszug von Eisenkappel, der nördlich der Periadriatischen Naht liegt, mit einschließt. Von N nach S ergibt sich folgendes Bild:

Im N liegt im westlichen Teil der Tafel 1 der Sattel des Diabaszuges von Eisenkappel (LOESCHKE, 1970), dessen Alter nicht geklärt ist und unterkarbonisch oder älter sein kann.

Daran schließen sich südlich des Eisenkappeler Granits und Kristallins jüngere Schichtglieder an, und zwar südlich der Periadriatischen Naht zunächst ein Streifen aus Hochwipfelflysch, der Olistholithe devonischer Kalke enthält (KULLMANN & LOESCHKE, 1994).

Der langgestreckte Kalkzug, der in östlicher Fortsetzung dieses Flyschstreifens östlich des Vellachtales auftritt und die Kupitzklamm bildet, wird von uns ebenfalls als devonischer Olistolith gedeutet. Von BAUER et al. (1981) wird er als Muschelkalk angesprochen. Der Kalk enthält keine Makrofossilien und ist insofern bis jetzt nicht datiert. Da er aber in streichender Fortsetzung des Hochwipfelflysches liegt und der Hochwipfelflysch riesige Olistholithe enthalten kann, wird er von uns als Olistolith devonischen Alters gedeutet.

Im W wird der Flyschkeil von einer bedeutenden synthetischen (dextralen) Riedelstörung (R 3) abgeschnitten, die von der Periadriatischen Naht 500 m östlich des Obojnikbaches abzweigt und sich in NW–SE-Richtung durch das Vellachtal bis zum Pastirkasattel an der slowenischen Grenze verfolgen läßt. Diese Riedelstörung ist identisch mit der Obojnik-Blattverschiebung von POLINSKI (1992, S. 51). Im Obojnikbach-Profil tritt Hochwipfelflysch wieder auf. Er wird dort an einer wahrscheinlich antithetischen (sinistralen) Riedelstörung in östlicher Richtung abgeschnitten und grenzt deshalb an Grödener Schichten. Ein

kleiner Olistolith ist im Hochwipfelflysch im Bachbett aufgeschlossen.

Südlich des Hochwipfelflysches treten Auernigsschichten auf. Diese sind zwischen den Gehöften Zimpaser und Schejina zu finden. Sie werden allseitig von Störungen begrenzt und tauchen erst wieder im Osten südlich von Remschenig im Rijavitzabachtal als kleiner Fetzen unmittelbar südlich der Periadriatischen Naht auf.

Zwischen den Auernigsschichten und dem Schlern-Dolomit befindet sich eine tektonisch zerschlitze und in Sättel und Mulden gelegte Abfolge von Rattendorfer Schichten, Trogkofelkalk und Grödener Schichten, Bellerophon-Dolomit, Werfener Schichten und Muschelkalk.

Rattendorfer Schichten, die an der dunklen Farbe und der Führung von Schwagerinen erkennbar sind, treten nur an zwei Stellen auf, und zwar im Obojnibach 300 m westlich der Hütte 945 und am Forstweg, der östlich der Vellach vom Gehöft Nabernig zum Serpitschkogel führt 300 m südlich der scharfen Kehre im Probstwald.

Der Trogkofelkalk bildet an zahlreichen Stellen steile Sättel und Schuppen, die sich vom Obojnibach – versetzt durch die Obojnik-Blattverschiebung – durch das Vellachtal bis zum Tomaschitzbach und Rijavitzabach verfolgen lassen. Insbesondere im Tomaschitzbach sind drei Sättel zu erkennen, die an einer dem Tomaschitzbach folgenden dextralen Riedelstörung (R 2) um etwa 200 bis 300 m nach SE versetzt sind. In vielen Fällen wurden Trogkofelkalk-Vorkommen von BAUER et al. (1981) als Muschelkalk angesprochen. Sie enthalten aber an zahlreichen Stellen Schwagerinen, so daß die Natur als Trogkofelkalk eindeutig ist.

Die Tarviser Brekzie tritt unserer Ansicht nach nördlich des Schlern-Dolomites zum einen im Obojnibachtal 300 m westsüdwestlich der Hütte 945 auf. Von BAUER et al. (1981) wird sie dort als Muschelkalk-Konglomerat angesprochen. Das Konglomerat enthält verschiedene graue Kalke, aber auch helle und leicht rosa gefärbte Kalke, wie sie für den Trogkofelkalk typisch sind sowie gelbliche Dolomite. Es enthält aber keine Kalke der Werfener Schichten, die gut an kleinen braungefärbten Ooiden zu erkennen wären, so daß wir dieses Konglomerat als Tarviser Brekzie deuten (Die Situation ist im Detail in Kap. 3, Profil 8 und in Abb. 2 dargestellt). Zum anderen findet sich Tarviser Brekzie am Forstweg nördlich des Gehöftes Podpesnik, der durch den Schlerndolomit führt. Die Tarviser Brekzie tritt dort tektonisch eingeklemmt zwischen Grödener und Seiser Schichten auf. Außerdem tritt Tarviser

Brekzie am Forstweg oberhalb von St. Leonhard westlich des Heiligeistsattels auf.

Ein Konglomerat, das von BAUER et al. (1981) ebenfalls als Muschelkalk-Konglomerat angesprochen wird, findet sich südlich der Kupitzklamm. Da es eine rote Sandstein-Matrix enthält, rechnen wir es den Grödener Schichten zu, die an mehreren Stellen Konglomerate führen.

Die Grödener Schichten begleiten den Trogkofelkalk an vielen Stellen. Ein Kupfererzvorkommen mit Malachit befindet sich im Obojnibach südöstlich des Gehöftes Bi-Stritschnik.

Der Bellerophon-Dolomit konnte östlich der Vellach im Bereich Serpitsch- und Kuratkogel an mehreren Stellen erkannt werden. Es ist ein gelblicher Dolomit, der über den Grödener und unter den Seiser Schichten liegt. Ob der Bellerophon-Dolomit auch westlich des Vellachtales auftritt, ist nicht mit Sicherheit festzustellen, da dort die stratigraphischen Verbandsverhältnisse fast überall völlig zerrissen sind. Am wahrscheinlichsten ist noch ein Vorkommen von Bellerophondolomit südwestlich des Gehöftes Schejina.

Die Werfener Schichten lassen sich östlich der Vellach, wo sie eine große Verbreitung finden, in Seiser und Campiler Schichten untergliedern. Sie sind im Bereich Kuratkogel und Pettlar in mehrere Sättel und Mulden gelegt und zeigen einen sehr intensiven Faltenbau (siehe Kap. 3, Profil 1 und 2). Westlich der Vellach sind nur Seiser Schichten vorhanden.

Muschelkalk tritt nördlich und westlich des Zimpasers unterhalb des Schlern-Dolomites in großer Verbreitung auf. In östlicher Richtung wird er von der Obojnik-Blattverschiebung (R 3) abgeschnitten.

Der Schlern-Dolomit ist an seinen N- und S-Grenzen durchweg stark tektonisch brekziert, da er dort von Störungen begleitet wird. In der Mitte kann man häufig eine flache bis horizontale Lagerung erkennen, die das Zentrum der Mulde anzeigt. Er wird im Vellachtal von einer sinistralen Riedelstörung (R 4) zerschnitten, die wohl auch eine nach E hin abschiebende Komponente besitzt. Dies geht aus dem Kartenbild hervor, das einen sinistralen Versatz parallel zum Vellachtal anzeigt. Östlich des Schele-nigsattels wird der Schlern-Dolomit von einer dextralen Riedelstörung (R 1, Störung parallel zum Rijavitzabach) abgeschnitten.

Insgesamt sind aus dem Kartenbild vier dextrale, NW-SE streichende und eine sinistrale, NE-SW-streichende Riedelstörung zu ersehen. Von E nach W sind dies die Ri-

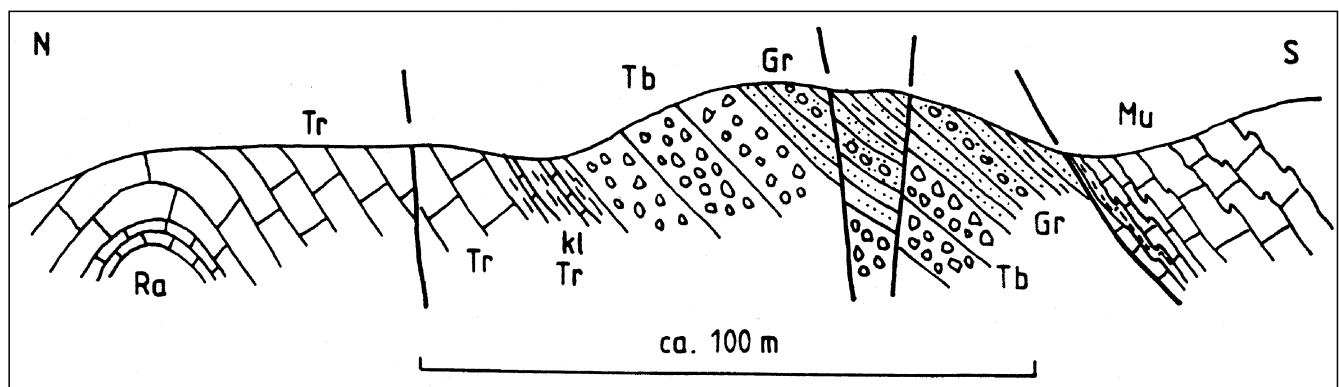


Abb. 2. Profilskizze durch die Permo-Trias des Koschuta-Zuges entlang des Forstweges im oberen Obojnibachtal. Das Profil ist im nördlichen Drittel östlich des Obojnibaches und in den südlichen zwei Dritteln westlich davon aufgeschlossen. Ra = Rattendorfer Schichten, Tr = Trogkofelkalk, kl Tr = klastische Trogkofelschichten, Tb = Tarviser Brekzie, Gr = Grödener Schichten, Mu = Muschelkalk, S = Schlern-Dolomit. Bellerophon-Dolomit und Werfener Schichten sind an der südlichsten Störung des Profils tektonisch ausgequetscht.

javitza- (R1, dextral), Tomaschitz- (R2, dextral), die Obojnik- (R3, dextral), die Vellach-Störung (R4, sinistral) und eine Störung, die im W der Karte durch den Kristan-Sattel hindurchzieht und dort den Cassianer Dolomit abschneidet (R5, dextral). Diese Störung ist identisch mit der Struglberg-Blattverschiebung von POLINSKI (1992, S. 50).

Der Cassianer Dolomit grenzt wahrscheinlich durch eine Störung getrennt an den Schlern-Dolomit des Zimpasers. Er ist an der Führung zahlreicher Hornsteinknollen erkennbar. Oberer wirklich die Ausdehnung hat, die auf der Karte von BAUER et al. (1981) angegeben ist, bleibt fraglich. Auf unserer Karte nimmt er ein kleineres Areal ein, weil unmittelbar westlich und östlich des Vellachtales keine Hornsteinknollen mehr zu sehen sind.

Auf der Südseite des Schlern-Dolomits ist das Bild einfacher als auf der Nordseite. Die Südgrenze des Schlern-Dolomits wird durch eine lange Störung gebildet, an der über große Distanzen hin Auernigsschichten nach N auf die Trias aufgeschoben sind. Diese Auernigsschichten fallen überwiegend steil nach S ein und liegen invers, weil sie im Bereich des Vellachtales unter den südlich folgenden Hochwipfelflysch abtauchen (KULLMANN & LOESCHKE (1994, Abb. 3). Die Störung wird aber auch von tektonischen Schürflingen unterschiedlicher Art begleitet. So finden sich südlich des Obojnikbaches und westlich des Kristansattels Kalke der Seiser Schichten zwischen Schlern-Dolomit und Auernigsschichten. Sie treten auch im Vellachtal in gleicher tektonischer Position auf. Weiter im E schalten sich zwischen Auernigsschichten und Schlern-Dolomit Fetzen von Trogkofelkalk (z.B. südlich des Naber-nigkogels und am Wilmosch, mit Schwagerinen), Grödener und Seiser Schichten ein. Alle diese Vorkommen sind auf der Karte von BAUER et al. (1981) nicht eingezeichnet.

Auf der Karte von BAUER et al. (1981) fehlen auch die großen Vorkommen von Trogkofelkalk, Tarviser Brekzie und Grödener Schichten bei St. Leonhard. Es läßt sich dort im E des Untersuchungsgebietes südlich des Schlern-Dolomits ein Sattel- und Muldenbau rekonstruieren, auf den der Hochwipfelflysch nördlich des Pastirksattels aufgeschoben ist.

3. Profiltafel

Auf der Profiltafel (Beilage 2) sind acht Profile in E-W-Richtung kulissenartig hintereinander gezeichnet. Die Lage der Profile ist aus Tafel 1 (Beilage 1) zu ersehen. Im einzelnen zeigen die Profile folgendes:

Profil 1

Südlich der Periadriatischen Naht tauchen Auernigsschichten als tektonischer Schubspan auf, der mit Unterbrechungen nach W in den anschließenden Profilen zu verfolgen ist. Seiser und Grödener Schichten sind in einen intensiven Faltenbau gelegt. Die Rijavitz-Riedelstörung (R1) durchzieht diesen in NW-SE-Richtung. Südlich des Schlern-Dolomits sind Auernigsschichten, Trogkofelkalk und Grödener Schichten in einen Falten- und Schuppenbau gelegt, der von Hochwipfelflysch überschoben wird.

Profil 2

Der in Profil 1 nördlich des Schlern-Dolomits dargestellte Faltenbau läßt sich auch in Profil 2 erkennen, wobei drei Sättel aus Trogkofelkalk deutlich zu sehen sind. In den Falten ist Bellerophon-Dolomit aufgeschlossen. Der Schlern-Dolomit wird von einer dextralen Riedelstörung (R2), die parallel zum Tomaschitzbach verläuft, durch-

schnitten. Südlich des Schlern-Dolomits lassen sich die Strukturen aus Profil 1 weiterverfolgen. Die Obojnik-Blattverschiebung (R3) endet wahrscheinlich im Hochwipfelflysch. Deutlich sichtbar ist sie in den Profilen 3 bis 7 zu verfolgen.

Profil 3

Wie in Kap 2 bereits erwähnt ist in der Kupitzklamm nördlich der Periadriatischen Naht ein ca. 120 m mächtiger, steilstehender, massiger Kalk aufgeschlossen. Aus dem Profil 3 erkennt man, daß er unmittelbar an Hochwipfelflysch grenzt, der in westlicher Richtung als zunächst schmaler, dann sich verbreiternder Zug bis zu Profil 7 zu verfolgen ist. Da dieser Kalk in dem tektonischen Streifen liegt, der in den Profilen 4 bis 7 von Hochwipfelflysch eingenommen wird, interpretieren wir ihn als großen Olistholith im Hochwipfelflysch. Letzterer ist allerdings in Profil 3 bis auf kleinste Reste ausgequetscht. Südlich des Schlern-Dolomits tritt am Wilmosch ganz deutlich Trogkofelkalk auf. Es läßt sich in den Profilen 1 bis 3 sehr schön zeigen, wie Trogkofelkalk und Grödener Schichten als Boudins zwischen Schlern-Dolomit und Auernigsschichten eingeklemmt sind.

Profil 4

Die Strukturen von Profil 3 setzen sich in Profil 4 fort. Hinzu kommt dort ein Streifen Seiser und Campiler Schichten, der direkt nördlich des Schlern-Dolomits erhalten ist.

Profil 5

In Profil 5 ist im N der Diabaszug von Eisenkappel zu erkennen. Er ist verschuppt und taucht unter den Granit von Eisenkappel nach S ein. Vermuteter Bellerophon-Dolomit tritt südlich Schejina auf. Die Strukturen sind sonst ähnlich wie in Profil 4. Nur der Schlern-Dolomit ist als schmales Band ausgebildet. Dies liegt daran, daß sich an dieser Stelle zwei Riedelstörungen schneiden, und zwar die dextrale (synthetische) Obojnik-Blattverschiebung (R3, in NW-SE-Richtung) und die sinistrale (antithetische) Vellachtalstörung (R4, in NNE-SSW-Richtung). Der Schlern-Dolomit ist dort total zerrüttet.

Profil 6

In diesem Profil ist die Abfolge am vollständigsten von allen Profilen entwickelt, auch wenn Teile der Abfolge fehlen und die Systematik nicht immer gewahrt ist. Im N liegt fraglicher Hochwipfelflysch auf dem Diabaszug von Eisenkappel. Weiterer Hochwipfelflysch schließt sich südlich der Periadriatischen Naht an. Er enthält kleine Olistholithe aus Flaserkalken, die als Devon bis Unterkarbon datiert sind (BAUER et al., 1981). Beide Hochwipfelflyschanteile sind durch den Granit und das Kristallin von Eisenkappel sowie die Periadriatische Naht voneinander getrennt und gehören verschiedenen Faziesräumen an, da der fragliche Hochwipfelflysch, der auf dem Diabaszug von Eisenkappel liegt, keine Olistholithe führt. Nach S folgen dann Auernigsschichten, Trogkofelkalk und Grödener Schichten. Ein weiterer Trogkofelkalkzug bildet eine kleine Schuppe westlich der Anhöhe 1176 (s. Geologische Karte) und ist eindeutig als solcher zu erkennen, da er Schwagerinen führt. Seiser Schichten treten in größerer Verbreitung weiter südlich auf, und Muschelkalk ist tektonisch reduziert, weil er von der Obojnik-Blattverschiebung (R3) abgeschnitten wird. Südlich des Schlern-Dolomits tritt ein kleiner Schubfetzen von Seiser Schichten auf. Erst weiter südlich folgen Auernigsschichten wahrscheinlich in inverser Lagerung.

Profil 7

Die Abfolge zwischen Hochwipfelflysch und Muschelkalk ist in diesem Profil stark tektonisch reduziert, weil die Obojnik-Blattverschiebung (R 3) die Schichten in NW-SE-Richtung durchschneidet. Der Zimpaserkogel wird im Gipfelbereich aus nicht-dolomitisiertem Schlern-Kalk aufgebaut. Cassianer Dolomit ist vom Schlern-Dolomit wahrscheinlich durch eine Störung getrennt.

Profil 8

Dieses Profil verläuft parallel zum Obojnikbach auf dessen östlicher Seite. Südlich der Periadriatischen Naht treten zunächst Hochwipfelflysch, danach vier Trogkofelkalk-Rippen auf, die jeweils von Grödener Schichten begleitet werden. Sie werden von uns als Schuppen bzw. steilstehende Sättel gedeutet. Im Kern des südlichsten Sattels treten Rattendorfer Schichten auf. Dieser Sattel wird weiter südlich von einer markanten Störung unter Ausbildung einer mehrere Meter breiten Kataklasitzone abgeschnitten. Südlich dieser Kataklasitzone tritt ein Kalk-Konglomerat auf, das wir als Tarviser Brekzie deuten. Dieses wird von roten Sandsteinen überlagert, die wahrscheinlich den Grödener Schichten angehören. Es ist an einer weiteren Störung versetzt, danach erneut von Grödener Sandstein überlagert, der hier Konglomeratlagen führt. Über diesen Konglomeratlagen liegen durch eine Störung getrennt gebankte Kalke und Tone, die wir zum Muschelkalk rechnen. Der obere Muschelkalk folgt weiter südlich in typischer Flaser-Wurstelkalkfazies.

Insofern ist dieses Profil keineswegs vollständig und ungestört, sondern schwer deutbar. Die Situation ist in Tafel 2 im Detail wiedergegeben. Dasselbe Profil wurde von

BAUER (1973, S. 5) in einer Kartenskizze dargestellt. Von uns werden die einzelnen Schichtglieder anders gedeutet.

Südlich des Schlern-Dolomits treten in Profil 8 noch einmal Seiser Schichten auf. Sie gehören einem tektonischen Span an, der in Profil 8, 6, 3, 2 und 1 südlich des Schlern-Dolomits zu erkennen ist und entweder aus Seiser Schichten oder Trogkofelkalk verschuppt mit Grödener Schichten besteht.

4. Deformationsabfolge und Störungsflächenanalyse

Der heute vorliegende Faltenbau ist durch eindeutige Nordvergenz gekennzeichnet und ein Ergebnis alpidischer Deformation. Variskische Falten oder Störungen sind nicht mehr zu erkennen, da die gesamte Schichtfolge alpidisch überprägt wurde. Das einzig klar erkennbare, tektonische Ereignis variskischen Alters ist durch die Olistholithe markiert, die als verschieden große Kalkblöcke im Hochwipfelflysch stecken. Die Grenze zwischen Hochwipfelflysch und Auernigschichten ist an keiner Stelle klar als Diskordanz zu beobachten, da diese ebenfalls alpidisch überprägt ist. Ein Hiatus im Metamorphosegrad zwischen Hochwipfelflysch und Auernigschichten ist im Gelände makroskopisch nicht offensichtlich.

Im Gebiet östlich der Vellach wurden zahlreiche Schichtflächen-Messungen durchgeführt, deren Ergebnisse in Abb. 3. wiedergegeben sind. Danach liegt ein NNE-vergenter Faltenbau vor, wobei die nach S einfallenden Faltenflügel bei weitem überwiegen. Die konstruierte Faltenachse taucht mit wenigen Graden nach WNW ein. Im Gelände gemessene Faltenachsen variieren in ihren Streich- und Fallwerten stärker. Sie tauchen flach in westliche oder östliche Richtungen ein. Das relativ flache Einfallen der statistisch ermittelten Faltenachsen kann dadurch erklärt werden, daß der überwiegende Teil der gemessenen Schichtflächen in der Nähe von Faltenumbiegungsstellen lag. Im Gegensatz dazu zeigen einzelne ausgemessene, größere Falten ein deutlich steileres Einfallen der Faltenachsen. Meist liegen offene Falten vor. Wenn die Faltenachsen in sich gefaltet sind, trifft man auch auf nahezu isoklinale und überkippte Falten.

Neben dem deutlichen Faltenbau ist auch ein recht markanter Schuppenbau zu erkennen, der durch die weiter anhaltende N-S-Einengung entstanden ist. Die E-W-streichenden Aufschiebungs-

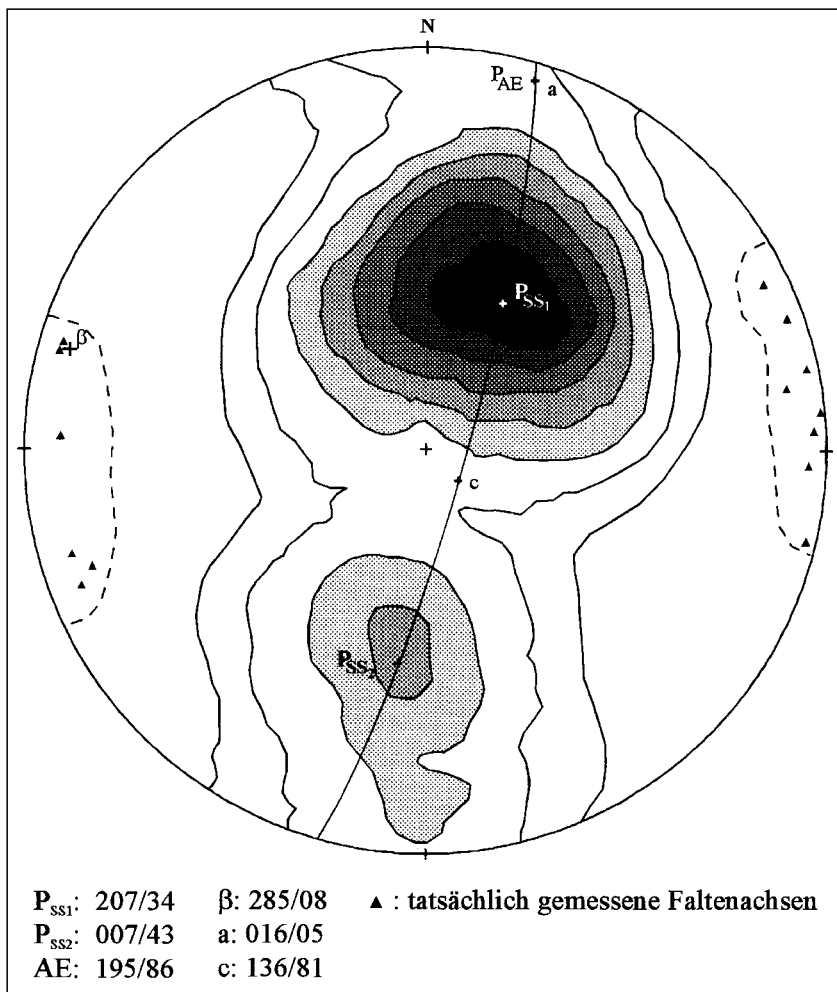


Abb. 3. Isolinien-darstellung von 638 Schichtflächen-polen aus Falten und Schuppen des Koschuta-Zuges östlich der Vellach im Schmidtschen Netz (Deformationsphase D1).

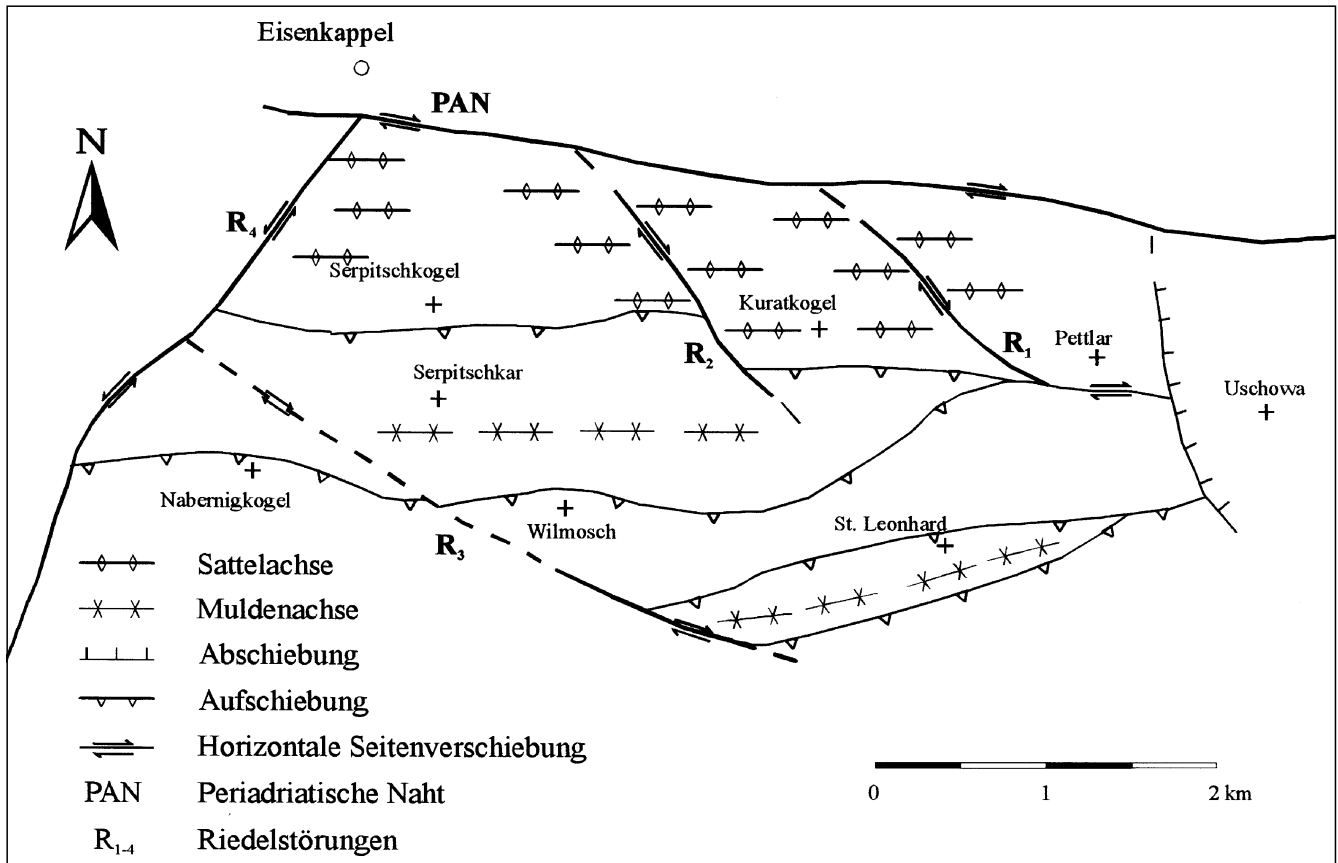


Abb. 4. Vereinfachte tektonische Übersichtskarte des Koscutha-Zuges östlich der Vellach, die die wichtigsten Störungen und Faltenachsen zeigt. PAN = Periadriatische Naht, R 1 bis R 4 = Riedel-Störungen, die der Periadriatischen Naht zugeordnet sind.

flächen zeigen ein steiles Einfallen (60–80°). Außerdem wurde vermutlich während dieser Deformationsphase ein dem Einengungsregime entsprechendes konjugiertes Scherflächensystem mit sinistralen NE–SW- und dextralen NW–SE-streichenden Störungen angelegt, die später durch die Periadriatische Naht als synthetische und antithetische Riedelstörungen reaktiviert wurden. Ihr Verlauf ist gemeinsam mit dem Verlauf der Faltenachsen in Abb. 4 wiedergegeben. Dieser Falten- und Schuppenbau ist das älteste alpidische Ereignis (D 1).

Im Anschluß an die nordvergente Faltung, Schuppung und Zerschierung an konjugierten Scherflächen fand eine intensive Zerschierung an Horizontalverschiebungen statt, wobei der Falten- und Schuppenbau zerschnitten wurde (D 2). Es ist anzunehmen, daß dabei ältere Aufschiebungsflächen teilweise zu Horizontalverschiebungsflächen umfunktioniert wurden. Die wichtigste Horizontalverschiebung ist die Periadriatische Naht, von der dextrale und sinistrale Riedelstörungen abzweigen (Abb. 2 und 3, R 1 bis R 5).

Um die Orientierung der Paläospannungsachsen während dieser Deformation (D 2) zu erfassen, wurden im Gelände an mehreren Meßstationen Störungsflächen eingemessen, die Strömungen, Faserkristallisate (Calcit, Quarz) oder Riedelscherflächen zeigen. Die Qualität dieser Schersinn-Indikatoren wurde mit 1 für sehr gut bis 4 für nicht bestimmbar bewertet. Um die relative Altersabfolge abzuleiten, wurde besonders auf Überschneidungs-Kriterien geachtet. Für die statistische Auswertung wurde versucht, mindestens 15 bis 20 Daten von Störungsflächen und Linearen pro Meßstation aufzunehmen, was jedoch nicht immer gelang. Häufig mußten zwei oder mehr Auf-

schlüsse, die nahe beieinanderlagen, zusammengefaßt werden.

Die Datenseparation und die Auswertung wurde nach den Methoden von SPERNER et al. (1993, 1994) vorgenommen. Die Ergebnisse sind in Abb. 5 und 5 wiedergegeben.

Wie aus Abb. 5 hervorgeht, wird das Untersuchungsgebiet von mehreren NW–SE- und NE–SW-streichenden Störungen in Form eines konjugierten Scherflächensystems durchzogen. Diese Störungsflächen fallen überwiegend steil mit 75 bis 80 Grad ein. Die gemessenen Lineationen und der Geländebefund, der im Kartenbild wiedergegeben ist, belegen einen überwiegend horizontalen Versatz. Vertikale Bewegungen spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Aufgrund der Auswertung von Calcit-Faser-Kristallisaten auf den Störungsflächen, die die Bewegungsrichtung zum größten Teil eindeutig erkennen ließen, läßt sich sagen, daß die NW–SE-orientierten Störungen einen dextralen und die NE–SW-orientierten Störungen einen sinistralen Versatz aufweisen. Insgesamt resultiert aus den Ergebnissen ein etwa NNW–SSE-orientiertes Einengungsfeld, das dem oligo-miozänen Störungsmuster in den Ost- und Südalpen (RATSCHBACHER et al., 1991, POLINSKI, 1992) entspricht. Die dadurch ausgelösten Bewegungen haben an der Periadriatischen Naht beträchtliche dextrale Horizontal-Verschiebungen (VON GOSEN, 1989, POLINSKI & EISBACHER, 1992) zur Folge gehabt. Die dextralen NW–SE-orientierten Störungen (z.B. Kupitzklamm, Rijavitzabach) sind meist synthetische Riedelstörungen der Periadriatischen Naht. Antithetische Riedelstörungen sind durch NE–SW-orientierte Störungen (z.B. Vellachtal) dokumen-

D₂: NNW-SSE-Kompression

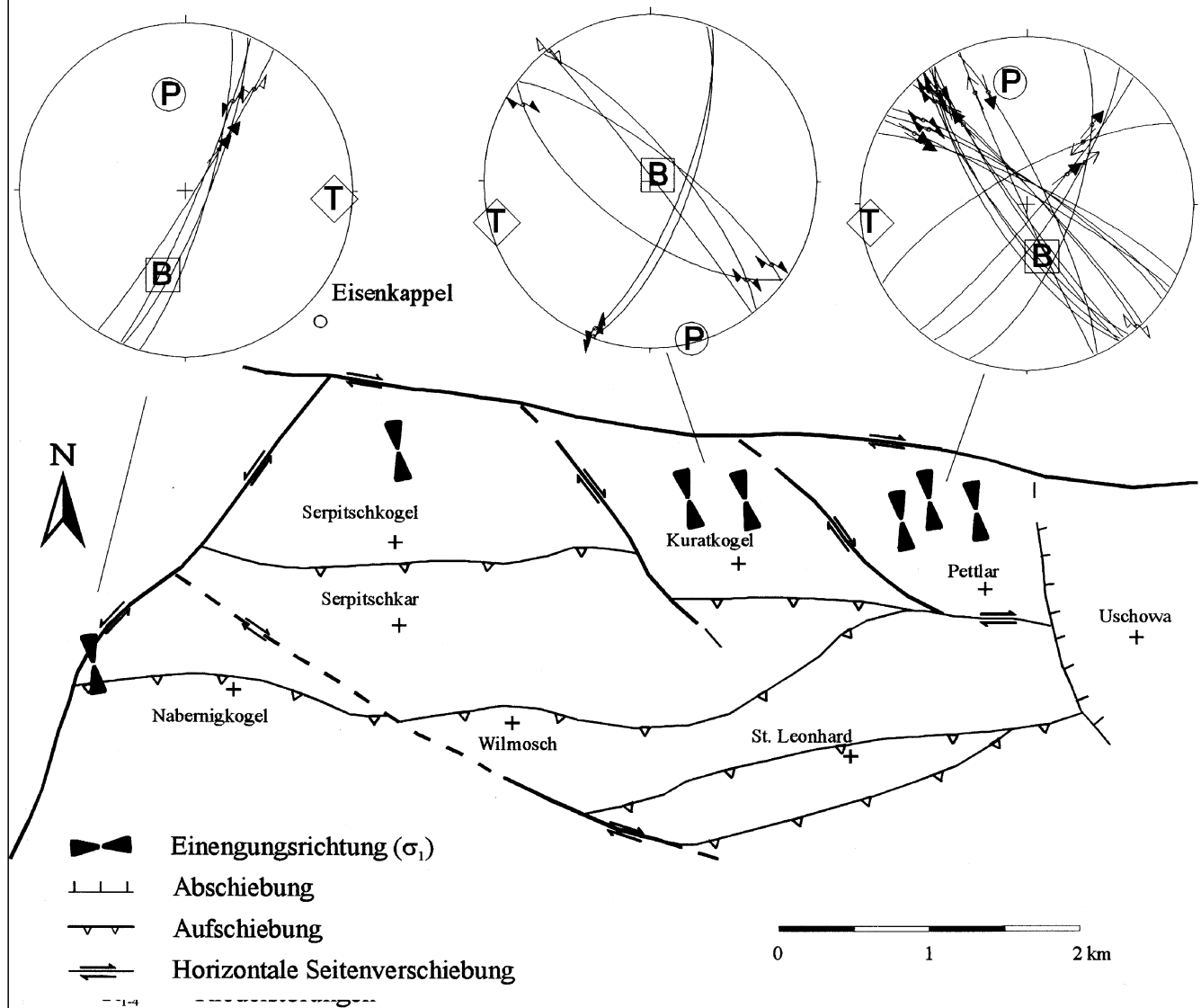


Abb. 5. Darstellung von Störungsflächendaten im Schmidtschen Netz, die eine NNW-SSE-gerichtete Kompression erkennen lassen und einer zweiten Deformationsphase zugeordnet werden können (D₂). P = Kompressionsachse, T = Dehnungsachse, B = neutrale Achse.

tiert. Der relativ große Winkel zwischen der Hauptstörung der Periadriatischen Naht und den Riedelstörungen könnte sich durch die Reaktivierung der älteren konjugierten Scherflächen (D₁) erklären lassen.

Außer den genannten Deformationsphase D₁ und D₂, die im ganzen Untersuchungsgebiet deutlich dokumentiert sind, sind noch Bewegungen einer E-W-gerichtete Einengungsphase an wenigen Stellen zu beobachten (Abb. 6). Die steil in nördliche oder südliche Richtungen einfallenden Störungsflächen zeigen einen sinistralen Versatz mit flach nach W oder E einfallenden Lineationen. Wenige NE-SW-streichende Störungen zeigen einen dextralen Versatz. Diese wenigen Daten deuten auf eine Einengung in E-W-Richtung hin (D_x). Sie finden sich am Serpitschkogel und am Pettlar (Abb. 6).

Das Alter dieser Einengungsphase ist unbekannt, da keine Überschneidungskriterien mit den unter D₂ genannten Harnischen gefunden wurden. Auch aufgrund des Kartenbildes ist keine eindeutige Interpretation möglich.

Es stehen mehrere Möglichkeiten der Alterseinstufung dieser Deformationsphase zur Diskussion:

- 1) Es könnte sich um eine E-W-gerichtete Einengung handeln, die kretazischen Alters ist.
- 2) Die unter D₁ und D₂ genannten Horizontalverschiebungen könnten rotiert sein.
- 3) Es könnte eine jüngere E-W-gerichtete Einengungsphase vorliegen.

Die erste Möglichkeit würde gut in den von LÄUFER (1995) entwickelten Deformationsplan der zentralen Karnischen Alpen passen. Es ist aber die Frage, ob die intensive N-S-Einengung (D₁) mit dem daraus resultierenden Falten- und Schuppenbau und die Bewegungen an der Periadriatischen Naht (D₂) Spuren einer älteren Einengungsphase nicht total überprägt haben.

Die zweite Möglichkeit besitzt eine höhere Wahrscheinlichkeit, da die Störungen, die dieser Deformationsphase (D_x) zugeordnet werden, alle in der Nähe der Periadriatischen Naht oder an größeren Aufschiebungen zu finden

D_x: E-W-Kompression

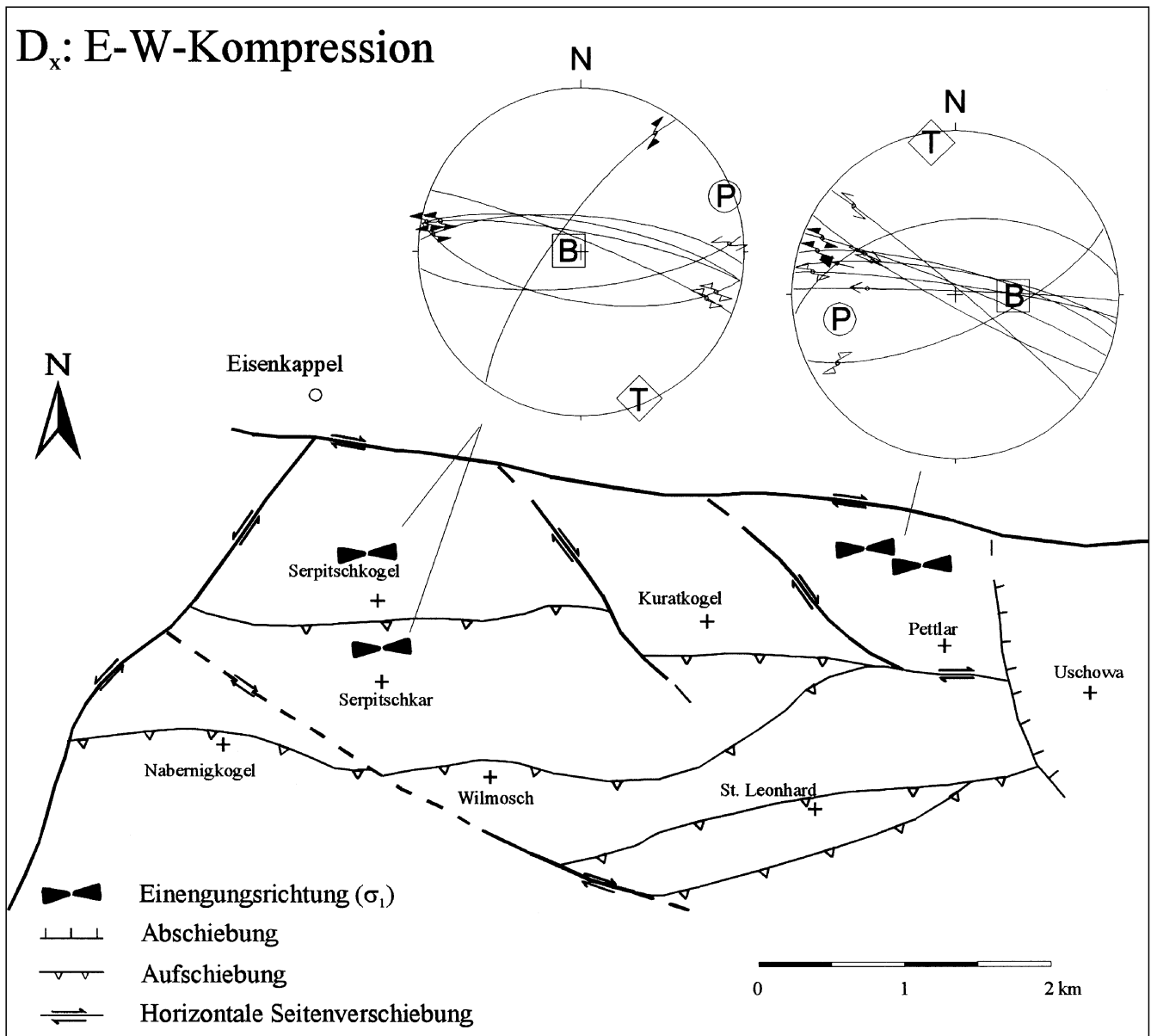


Abb. 6.
Darstellung von Störungsflächendaten unbekannter Alters (D_x) im Schmidtschen Netz, die eine E-W-gerichtete Kompression anzeigen.
P = Kompressionsachse, T = Dehnungsachse, B = neutrale Achse.

sind. Die in Abb. 8 gezeigten Störungsflächen könnten deshalb gut in ihre heutige Position rotiert worden sind.

Die dritte Möglichkeit wird zwar neuerdings diskutiert (NEMES, 1995), läßt sich aber im Untersuchungsgebiet nicht weiter nachweisen.

Die Störung im E des Untersuchungsgebietes, an der der Dachsteinkalk der Uschowa versetzt ist (Abb. 8), ist eine nach E gerichtete Abschiebung. Sie könnte gut in das System N-S-streichender Abschiebungen passen, das von RATSCHBACHER et al. (1991) im Rahmen der lateralen Extrusion der Ostalpen beschrieben worden ist.

Dank

Herrn Grafen Johannes THURN VALSASSINA, Herrn Ing. Johann JURITSCH und der Forstverwaltung des Herrn Grafen THURN VALSASSINA danken wir sehr herzlich für die Erlaubnis, die Forstwege befahren zu dürfen. Dadurch wurde uns die Arbeit sehr erleichtert.

Literatur

BAUER, F.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 1–23, Innsbruck 1973.

BAUER, F.: Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 289–297, Wien 1984.

BAUER, F., BUKENBERGER, U., EXNER, Chr., VAN HUSEN, D., KUPSCH, F., LOESCHKE, J., ROLSER, J., SCHULZE, R., SUETTE, G., TESSEN-SOHN, F. & WALTZ, W.: Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – Geol. B.-A., Wien 1981.

GOSEN, W. VON: Fabric development and the evolution of the Periadriatic Lineament in southern Austria. – Geol. Mag., **126**, 55–71, Cambridge 1989.

KULLMANN, J. & LOESCHKE, J.: Olistholithe in Flysch-Sedimenten der Karawanken: Die Entwicklung eines aktiven Kontinentalrandes im Karbon der Südalpen (Paläozoikum von Seeberg und Eisenkappel / Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **194**, 115–142, Stuttgart 1994.

LÄUFER, A.: Variscan and Alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) – structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology. – 102 S., Unveröff. Diss. Univ. Tübingen 1995.

LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabasuzuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. geol. Abh., **19**, 73–100, Karlsruhe 1970.

- NEMES, F.: Polyphase kinematics of thrusting and strike-slip faulting along the Salzach-Ennstal Line and the Periadriatic Line (Eastern Alps). – *Terra Nova Abstr. Supplement*, **1**, S. 271, Oxford 1995.
- POLINSKI, R.K.: Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Südkärnten, Österreich. – 143 S., Diss. Univ. Karlsruhe 1992.
- POLINSKI, R.K. & EISBACHER, G.H.: Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, southeastern Alps. – *J. Struct. Geol.*, **14**, 1203–1213, Oxford 1992.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G., & MERLE, O.: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington D.C., 1991.
- SONNTAG, A.: Stratigraphie und Tektonik im Koschuta-Zug und Datierung klastischer Zirkone aus dem Paläozoikum von Eisenkappel (Karawanken/Österreich). – 69 S., Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Tübingen 1995.
- SPERNER, B., RATSCHBACHER, L. & OTT, R.: Fault-striae analysis: A Turbo-Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. – *Computers & Geosciences*, **19**, 1361–1388, Manchester 1993.
- SPERNER, B., OTT, R., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J.: The stress analysis library of the University of Tübingen. – *Tübing. Geol. Abh.*, **21**, A, 23–48, Tübingen 1994.
- TELLER, F.: Geologische Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Eisenkappel und Kanker. – Geol. Reichsanst. Wien, 1898.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. November 1995