

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band 127	Heft 1	S. 29–133	Wien, April 1984
-----------------	----------------	----------	--------	-----------	------------------

Der Werdegang der Karawanken – stratigraphischer Abriß und Strukturgeschichte

Von WOLF SIEWERT*)

Mit 29 Abbildungen, 1 Tabelle und 16 Tafeln (davon 2 Beilagen)

Österreich
Karawanken
Ostalpen
Südalpen
Tektonik

Strukturgeschichte
Periadriatisches Lineament

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 200, 201, 202, 203, 204, 205, 210, 211, 212, 213

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract, Résumé	30
Riassunto	31
Vorwort	31
Abkürzungen	31
1. Einleitung	32
2. Arbeitsmethodik	33
2.1. Arbeitsbereich, statistische Erhebung	33
2.2. Die Erstellung der Strukturdiagramme	36
2.3. Statistische Aufbereitung, Darstellung und Auswertung der Diagramme	36
2.4. Einige methodische Randprobleme	38
3. Stratigraphischer Abriß	39
3.1. Altkristallin und Magmgesteine	39
3.1.1. Eisenkappeler Aufbruch	39
3.1.2. Seeberg-Aufbruch	41
3.2. Das Altpaläozoikum der Karawanken	42
3.2.1. Überblick	42
3.2.2. Die Schichtfolge	43
3.3. Postvariszisches Paläozoikum und Mesozoikum der Karawanken	45
3.3.1. Überblick	45
3.3.2. Postvariszisches Paläozoikum	45
3.3.3. Mesozoikum	46
3.4. Neozoikum	50
3.4.1. Tertiär	50
3.4.2. Quartär	51
4. Der Bau der Karawanken	51
4.1. Der Bau der Nordkarawanken	52
4.1.1. Bereich NK I, Bärental – Freibachtal	52
4.1.2. Bereich NK II, Freibachtal – Vellachtal	55
4.1.3. Bereich NK III, Vellachtal – Petzen	57
4.2. Die Basisschuppen am Nordfuß der Karawanken	60
4.3. Der Bau der Südkarawanken	61
4.3.1. Bereich SK I, Mittagskogel – Bärental	62
4.3.2. Bereich SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm	63
4.3.3. Bereich SK III, Dicke Koschuta – Uschowa	65
4.4. Der Bau des Eisenkappeler Aufbruches	67
4.4.1. Bereich EA I, westlich von Eisenkappel	69
4.4.2. Bereich EA II, östlich von Eisenkappel	71
4.5. Der Bau des Seeberg-Aufbruches	73
4.6. Der Bau der Westkarawanken	77
5. Tektonische Zusammenschau der Karawanken	77
5.1. Die synoptischen Diagramme der Nordkarawanken	77
5.1.1. Bereich NK I, Bärental – Freibachtal	77
5.1.2. Bereich NK II, Freibachtal – Vellachtal	78
5.1.3. Bereich NK III, Vellachtal – Petzen	78

*) Anschrift des Verfassers: Dr. WOLF SIEWERT, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, Böblinger Straße 72, D-7 Stuttgart 7.

5.2. Die synoptischen Diagramme der Südkarawanken	79
5.2.1. Bereich SK I, Mittagkogel – Bärental	79
5.2.2. Bereich SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm	79
5.2.3. Bereich SK III, Dicke Koschuta – Uschowa	80
5.3. Die synoptischen Diagramme des Eisenkappeler Aufbruches	80
5.3.1. Bereich EA I, westlich von Eisenkappel	80
5.3.2. Bereich EA II, östlich von Eisenkappel	80
5.4. Basisschuppen, Seeberg-Aufbruch und Westkarawanken	81
6. Die synoptischen Gesamtdiagramme der Karawanken	81
6.1. Die synoptischen Gesamtdiagramme der Nord- und Südkarawanken	81
7. Die Rückwicklungen	83
8. Der Ablauf der strukturbildenden alpidischen Bewegungen in den Karawanken	84
8.1. Nord- und Südkarawanken	84
8.2. Paläozoische Aufbrüche	85
8.3. Chronologische Abfolge der Bewegungen	86
9. Deformationsgeschichte der Karawanken in ihrem alpidischen Rahmen	88
9.1. Präalpidische Daten ?	88
9.2. Perm und Trias	88
9.3. Jura	88
9.4. Kreide	89
9.5. Tertiär	90
9.6. Zusammenfassung des Kapitels 9.	94
10. Zur Frage der alpidischen Bewegungen am Periadriatischen Lineament und der Hauptstörung der Karawanken	95
10.1. Zusammenfassung des Kapitels 10.	98
Dank	99
Literatur	99
Tafeln	106

Zusammenfassung

Die Nord- und Südkarawanken, der Eisenkappeler und der Seeberg-Aufbruch werden mit den Mitteln der statistischen Tektonik untersucht. Die Strukturanalyse beruht auf Messungen von Schicht-, Kluft- und Verwerfungsflächen, sowie Linearen (zum größten Teil Faltenachsen). Zur Auswertung werden neben Pol-, β - und Linearendarstellungen Sammel- und synoptische Diagramme herangezogen. Auf den letzteren basieren die Rückwicklungen der (jüngeren) Strukturgeschichte der Karawanken. Dabei zeigt sich, daß Nord- und Südkarawanken, Eisenkappeler und Seeberg-Aufbruch verwandte und sehr ähnliche Strukturmuster besitzen.

Die Rückwicklungen erbringen eine zeitliche Reihenfolge der Bewegungen:

- Anlage einer Achse, die heute ENE–WSW streicht (Achse „B“).
- Prägung einer ostwestlichen Achse (Achse „A“).
- Sinistrale Schrägabschiebungen an N–S bis NE–SW streichenden Störungen des Untergrundes. Dabei finden Kippungen der Krustenareale nach W und SW statt, welche die vorher angelegten Strukturen mit verstellen. Das alpidische Stockwerk (Nord- und Südkarawanken) ist im Gefolge dieser Verwerfungsbewegungen ferner durch die Bildung von Flexuren gekennzeichnet, an denen sinistrale Schleppungen stattfinden (Abb. 26).
- Zuletzt lassen sich in den Karawanken einengende Bewegungen beobachten, die sich in Kippungen der Strukturen nach SE und S äußern und mit nördlich gerichteten Auf- und Überschiebungen, sowie Hebungen einhergehen. – Die Karawanken-Überschiebung wird in diesem Zusammenhang gesehen.

Schließlich wird der Versuch unternommen, die genannten Gefügeprägungen auch altersmäßig in ihren alpidischen Rahmen einzugliedern. Danach ist die Achse „B“ entstanden, bevor (in der Oberkreide) die Rotationen der Südalpen gegen den Uhrzeigersinn begannen, die Achse „A“ aber nach deren Ende (Oligozän). Die nachfolgenden Bewegungen setzen im Jungtertiär ein und dauern mindestens bis in das Pliozän fort.

Die Frage nach den Bewegungen am Periadriatischen Lineament wird diskutiert. Für deren Ostende, bzw. die Karawanken-Hauptstörung, ergeben sich wichtige Argumente gegen die Annahme größerer Horizontalverschiebungen während der oben aufgezählten Strukturprägungen.

Abstract

The North and South Karawanken, the Eisenkappel and the Seeberg windows are here analysed by means of statistical tectonics. This structural analysis is based on the measure-

ment of bedding, joint, and fault planes, as well as linear structures (mainly fold axes), interpreted in pole and β diagrams, and stereographic projection of linear elements. Maxima of these representations were compiled to form cumulative graphs which were combined, lastly, in synoptical diagrams. The reconstruction of the younger structural history of the Karawanken is interpreted mainly by means of the last mentioned graphs, where it is shown that the North and South Karawanken, and the Eisenkappel and Seeberg uplifts have related and very similar structural patterns.

The reconstruction reveals the following sequence of movements:

- Origination of an axis, today striking ENE–WSW („B“ axis).
- Formation of an East–West axis („A“ axis).
- Sinistral oblique down-faulting on N–S to NE–SW striking basement faults with simultaneous tilting of crustal areas westwards and southwestwards, which affected all previously formed structures. Especially the alpidic units (North and South Karawanken) are additionally characterised by monoclines, along which sinistral drag took place (Fig. 26).
- Finally, compressive movements caused southeastward and southward tilting of the structures, hand in hand with uplifting and northward reverse faulting and overthrust, including the Karawanken Overthrust itself.

In closing, a parallelisation between these deformations and the tectonic events of their alpidic frame is discussed. According to this, the „B“ axis originated before the anticlockwise rotation of the Southern Alps in the Upper Cretaceous, the „A“ axis after the end of this rotation in the Oligocene. The subsequent movements started in the Neogene and continued at least until the Pliocene.

The question as to large-scale wrench faulting along the Periadriatic Lineament is discussed. As to the Karawanken main fault, commonly regarded as the eastern prolongation of the Periadriatic Lineament, there are important arguments against large strike-slip movements, during and after the time of the deformations mentioned above.

Résumé

Les Caravanques septentrionales et méridionales, l'Eisenkappeler Aufbruch (soulèvement de Eisenkappel) et le Seeberg-Aufbruch (fenêtre du Seeberg) sont analysés par les moyens de la tectonique statistique.

L'analyse structurale est basée sur des mesures de stratifications, des plans des diaclases et des failles, ainsi que des structures linéaires (pour la plupart des axes de plissement).

La présentation des recherches se fait par les graphes sui-

vants: proiezioni stéréographiques des pôles des plans, diagrammes cyclographiques et diagrammes des axes. La compilation de structures analogues se fait dans des diagrammes collectifs qui de leur part sont combinés dans des diagrammes synoptiques.

C'est avec les derniers que se fait la reconstruction de la (plus récente) histoire structurale des Caravanques. Il se montre que les structures alpidiques des chaînes mésozoïques septentrionales et méridionales ainsi que des fenêtres paléozoïques sont presque pareilles et principalement du même origine.

Le résultat de la reconstruction se présente par la succession chronologique suivante:

- origine d'un axe, qui aujourd'hui montre une direction ENE-WSW (axe "B")
- formation d'un axe de direction E-W (axe "A")
- basculement de parties de la croûte vers l'ouest et le sud-ouest inclinant les déformations précédentes. Cette basculement a été provoquée par des mouvements obliques (avec composante normale et sinistrale) qui ont eu lieu sur des failles du socle de direction N-S à NE-SW. L'étage alpidique (les chaînes mésozoïques) est caractérisé par des flexures et des entraînements en conséquence des mouvements sur les failles (Abb. 26).
- Finalement on peut observer des mouvements compressionales qui font incliner les structures vers le SE et le S, liés avec des soulèvements et des chevauchements vers le nord. Le charriage des Caravanques est vu dans ce contexte.

Une coordination des déformations susdites avec des phases alpidiques connues est tentée. Ainsi la formation de l'axe "B" a eu lieu avant que (dans le crétacé supérieur) la rotation des Alpes méridionales dans le sens antihoraire ait commencé. L'axe "A" par contre s'est formé après (oligocène). Les mouvements suivants commencent au néogène et se poursuivent au moins jusqu'au pliocène.

A la fin le problème des mouvements le long du Linéament Périadiatique est discuté. Pour le prolongement oriental, respectivement la faille principale des Caravanques, l'hypothèse d'importants rejets latéraux durant et après les déformations traitées dans cette dissertation est mise en question par des arguments sérieux.

Riassunto

Le Caravanche settentrionali e meridionali, l'Eisenkappeler Aufbruch e il Seeberg-Aufbruch (finestre di Eisenkappel e del Seeberg) vengono esaminate con i mezzi della tettonica statica. L'analisi delle strutture si basa su misure prelevate su superfici di strato, di fratturazione e di faglia come pure sulla misura di elementi lineari (prevalentemente assi di piegamento). Per la valutazione si utilizzano oltre a rappresentazioni polari, β e lineari anche diagrammi cumulativi e diagrammi sinottici. Su questi ultimi si basa la ricostruzione della storia strutturale (più recente) delle Caravanche. Ne risulta che le Caravanche settentrionali e meridionali (formazioni nordalpine e sudalpine posterciniche), le finestre di Eisenkappel e del Seeberg (formazioni prealpide) hanno uno schema strutturale congiunto e molto simile.

La ricostruzione pone in evidenza una successione cronologica dei movimenti:

- Induzione di un asse con andamento odierno ENE-WSW (asse "B")
- Formazione di un asse ad andamento occidentale-orientale (asse "A").
- Traslazioni oblique (con componenti normali e sinistrali) lungo faglie del basamento ad andamento da N-S a NE-SW. Esse determinano rovesciamenti di aree crostali verso W e SW, che comportano anche una dislocazione delle strutture formatesi in precedenza. In conseguenza di questi movimenti di faglia il piano alpidico (Caravanche settentrionali e meridionali) risulta caratterizzato anche dalla formazione di flessure, lungo le quali sono avvenuti trascinamenti verso sinistra (fig. 26).
- Infine si osservano nelle Caravanche movimenti compressivi, che si esprimono in rovesciamenti delle strutture verso SE e S e che si accompagnano a sovrascorrimenti verso nord ed a sollevamenti. Il sovrascorrimento delle Caravanche è visto in questo contesto.

Infine si cerca di inquadrare le impostazioni della compagine strutturale nel loro contesto alpidico anche dal punto di vista dell'età. Ne risulta che l'asse "B" si è formato precedentemente alla rotazione antioraria (avvenuta nel Cretacico superiore) delle Alpi meridionali, l'asse "A" invece al termine di tale rotazione (Oligocene). I movimenti successivi iniziano nel Terziario superiore e proseguono come minimo fino al Pliocene.

Si discute il problema dei movimenti lungo il Lineamento Periadriatico. Riguardo alla sua terminazione orientale, vale a dire alla Linea principale delle Caravanche, emergono argomenti importanti contro l'ipotesi di grandi traslazioni orizzontali durante e dopo l'impostazione delle strutture sopraindicate.

Vorwort

Gleich zu Anfang soll der Leser um Verständnis für den Raum gebeten werden, den die schwer lesbare Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse und ihrer Zusammenhänge (Kapitel 4.) in der vorliegenden Schrift einnimmt: Diese Daten sind Grundlage und Beleg für alle weiteren Schritte und Schlußfolgerungen. In Verbindung mit den Diagrammen sollen sie späteren Untersuchungen im betrachteten Gebiet, auch in Fragen der angewandten Geologie und Geophysik (Kluftflächeninhalt und Kluftvolumen, Gefügebildungen in Verwerfungszonen, fossile und rezente Spannungen im Gestein etc.; vgl. SIEWERT, 1980 a und b), Orientierung und Hilfe bieten.

Basis der vorliegenden Arbeit ist die statistisch-tektonische Geländeaufnahme und Auswertung einer großen Zahl von Gefügedaten aus Aufschlüssen beiderseits der Hauptstörung der Karawanken und der Gailtal-Linie. Das Ziel war die Erprobung und Verfeinerung der Methodik in einer Strukturanalyse größerer Gebirgsareale mit klar umrissener tektonischer Problemstellung.

Die Aufgabe sollte mit geringem apparativen, finanziellen und personellen Aufwand in angemessener Zeit gelöst werden. Die letztgenannte Anforderung scheint auf den ersten Blick nicht erfüllt: Die Arbeit zog sich über mehr als 10 Jahre hin, wenn auch die Messungen im Gelände mit zusammen etwa 350 Arbeitstagen einen vergleichsweise geringen Anteil an dieser Zeit hatten. Allerdings stellt der nachfolgende Text nur die Niederschrift eines ersten Abschnittes der Aufnahmen in Kärnten und Friaul dar; ein großer Teil der Messungen in den Gebieten westlich von Villach ist aber ebenfalls abgeschlossen und in der Auswertung.

Die Vorstellungen des Verfassers zur Mechanik der beschriebenen Deformationen sollen wegen des Umfangs der vorliegenden Abhandlung zusammen mit Ergebnissen aus laufenden Untersuchungen in Südwestdeutschland an anderer Stelle diskutiert werden.

Abkürzungen

Himmelsrichtungen:

N, S, E, W = Norden, Süden, Osten, Westen.

n, s, e, w = nördlich, südlich, östlich, westlich.

NE, SW, ENE usw. bedeuten: Nordost, Südwest, Ostnordost usw.

ne, nnw, ese usw. bedeuten: nordöstlich, nordnordwestlich, ostnordöstlich usw.

Ortsangaben:

NK, SK, EA, SA, WK, V = Nordkarawanken, Südkarawanken, Eisenkappeler Aufbruch, Seeberg-Aufbruch, Westkarawanken, Vorbergzone.

NK I, SK III, EA II usw. werden die Homogentitätsbereiche bzw. Meßbereiche der verschiedenen Gebirgseinheiten der Karawanken benannt.
 P 21, P 324 bedeuten die Kennziffern der Meßpunkte (in der tektonischen Karte verzeichnet).
 PN, PL = Periadriatische Naht, Periadriatisches Lineament.

Gefügekoordinaten und darauf bezogene Angaben:

a, b, c = Gefügekoordinaten der Falten und Deformationsstrukturen.

hkl-Flächen = Flächen allgemeiner Lage, bezogen auf das Koordinatensystem a, b, c.

OkI-, h0I-, hk0-Flächen = Flächen (-systeme), welche die a-, bzw. b- oder c-Koordinate des Gefüges enthalten.

ab = 00I, ac = 0k0 und bc = h00 sind Flächen, welche die Gefügekoordinaten a und b, a und c, oder b und c enthalten; „ac“ wird auch im Sinne des Begriffes Deformationsebene benutzt, „ab“ im Sinne von „Hauptzonenkreis“; die Zonenkreise werden z. T. auch als „Kluftgürtel“ (Gürtel der Normalenpole) bezeichnet.

Diagramme:

SS = Schichtfläche(n)

SF = Schieferungsfläche(n)

KI = Kluft, Klüfte

St = Störung(en)

B = Faltenachse(n), im Gelände eingemessen.

SS-, SF-, KI-, St-Diagramme sind Poldiagramme von Schichtflächen, Schieferungen usw.

β_{SS} -, β_{KI} -Diagramme usw. sind zylographische Diagramme von Schicht-, Kluftflächen usf.

β_{SS} , β_{KI} usw. sind Maxima in β_{SS} -, β_{KI} -Diagrammen usf.
 π_{SS} , π_{KI} sind aus SS- bzw. Kluftdiagrammen ermittelte Falten- oder Rotationsachsen.

\max_{SS} = Maximum in einem SS-Diagramm.

\max_{SS} -Diagramm = Sammeldiagramm aus \max_{SS} eines Meßbereiches.

z_{KI} = Maxima von β_{KI} -Diagrammen, Hauptzonenachsen der Kluftsysteme.

z_{KI} -Diagramm = Sammeldiagramm aus den z_{KI} eines Meßbereiches.

z_{KI} -Kreis = Großkreis, der die Maxima eines z_{KI} -Diagrammes miteinander verbindet, Deformationsebene weitspanniger Verbiegungen oder Rotationen. – Die z_{KI} -Kreise wurden zusätzlich an Diagrammen überprüft, die z_{KI} und \max_{SS} enthielten: z_{KI} - \max_{SS} -Diagramme.

1. Einleitung

Die Anregung zu dieser Arbeit entstand aus der Diskussion um das Periadriatische Lineament (vgl. BÖGEL, 1975). Unter diesen Begriff faßt man eine Reihe großer Bruchstrukturen im südlichen Alpenraum zusammen, die sich im Kartenbild zu einem vorherrschend e–w verlaufenden, auffallenden Linienzug aneinanderfügen.

Das Lineament taucht mit seinem Westende bei Lanzon ne von Turin am Innenrand der Alpen aus der Poebene auf und setzt sich als „Insubrische“ und „Tonale-Linie“ in einem weiten Bogen bis an die NE-Spitze des Adamello-Plutons fort. In Südtirol, zwischen Dimaro und Mauls, wird der e–w Verlauf der Störungszone von der „Judicarien-Linie“ unterbrochen, die ein ne–sw Streichen besitzt. Östlich Mauls setzt sich das PL als „Pustertal-“ und „Gailtal-Linie“ bis in die Gegend von Villach fort, wo es von der NW–SE verlaufenden Möll-Drau-Verwerfung abgeschnitten und ein Stück nach SE versetzt wird.

Möglicherweise löst sich das Lineament in diesem Gebiet in eine Reihe von NW–SE und E–W streichenden Störungssystemen auf. Sicher ist aber die Hauptverwerfung der Karawanken, die dieses Gebirge in e–w

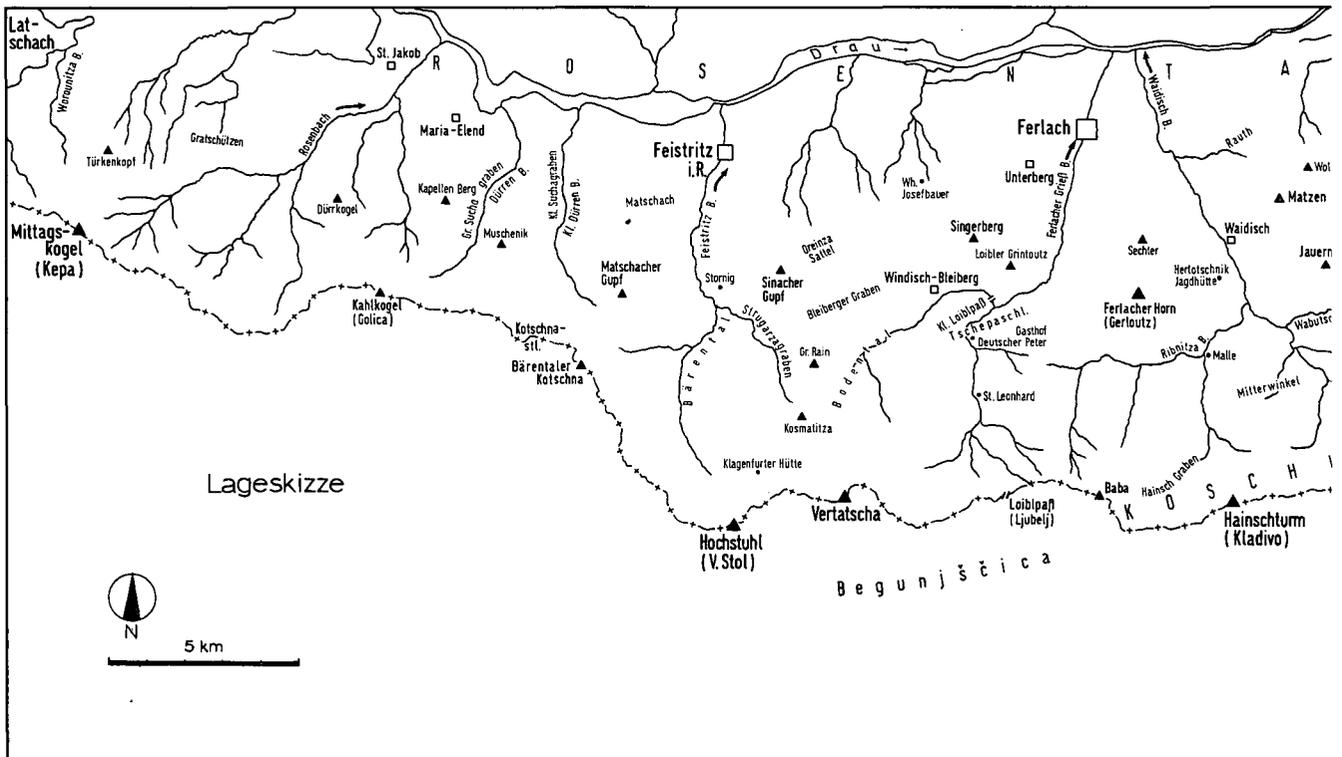


Abb. 1: Geographische Übersicht.

Richtung durchtrennt, eine Fortsetzung der Gailtal-Linie, wenn nicht die Ostfortsetzung des PL schlechthin.

An ihrem östlichen Ende wird die Störungszone noch einmal durch eine NW–SE verlaufende Verwerfung, die „Lavanttal-Linie“ nach SE rechtssinnig versetzt, ehe sie unter der jungen Füllung des Pannonischen Beckens versinkt.

Das Periadriatische Lineament hat damit eine Erstreckung von über 600 km. Es trennt in diesem Verlauf die Nord- bzw. Ostalpen von den Gesteinen der Südalpen.

Das im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Gelände befindet sich zu beiden Seiten der Gailtal-Linie und der Karawanken-Störung vom Lesachtal bis zur österreichisch-jugoslawischen Staatsgrenze südlich von Bleiburg in Ostkärnten. Es umfaßt im W die Gailtaler Alpen und das Gailtal, die südlich anschließenden Karnischen Alpen und ihre alpidische Bedeckung, sowie den italienischen Anteil der Julischen bzw. Friauler Alpen e von Tolmezzo. Im E sind die österreichischen Karawanken mit den Nord- und Südkarawanken, dem Eisenkappeler und dem Seeberg-Aufbruch erfaßt worden (Abb. 1, 2, 3; Taf. 1, 2).

In dem vorliegenden ersten Teil dieser Untersuchung werden die Karawanken bearbeitet. Die Besprechung der westlichen Gebiete wird zu einem späteren Zeitpunkt erfolgen.

Auf die Bedeutung des PL bzw. der Karawanken-Hauptverwerfung im hier besprochenen Arbeitsgebiet und dessen Rahmen wird in den Kapiteln 9. und 10. näher eingegangen. Entscheidend für die Themenstellung der vorliegenden Schrift war der Gedanke, daß bedeutende Bewegungen an dieser Störungszone sich nicht nur in den beobachteten faziellen und petrographischen Unterschieden zwischen den Gesteinsserien beiderseits der Verwerfung äußern sollten (vgl. BRANDNER, 1972; EXNER, 1972; KRAUS, 1969 u. a.), sondern ebenso in

voneinander abweichenden Strukturprägungen. Von einer detaillierten statistisch-tektonischen Geländeaufnahme durfte erwartet werden, daß sie Aufschluß zumindest über die Reihenfolge, möglicherweise auch über das Alter verschiedener Gefügeprägungen geben würde.

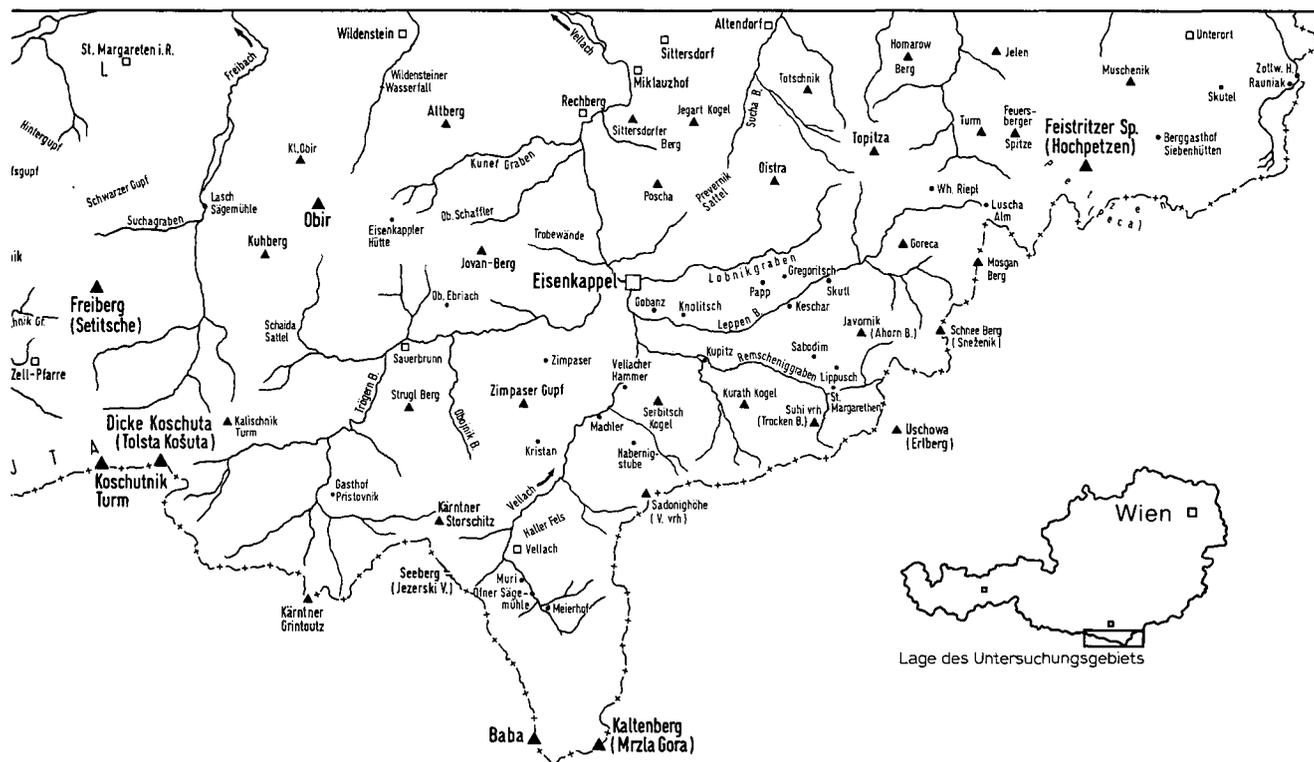
Ein Teil dieser Fragen konnte schon bei SIEWERT (1978) einer ersten Beantwortung zugeführt werden. In der hier vorgelegten Arbeit sind diese Aussagen überprüft und präzisiert worden. Neue Ergebnisse ermöglichten die Vervollständigung der tektonischen Rekonstruktion und ihre Einordnung in den regionalen alpidischen Rahmen. Die bei SIEWERT (1978) angekündigte tektonische Karte kann für die Ketten der Nord- und Südkarawanken, den Eisenkappeler und den Seeberg-Aufbruch vorgestellt werden (Taf. 2). Eine entsprechende Bearbeitung der in den Gailtaler Alpen, dem Gailtal-kristallin, den Karnischen Alpen (mit Westkarawanken) und den Friauler Alpen gesammelten Daten ist in Angriff genommen und wird demnächst zur Veröffentlichung gelangen.

2. Arbeitsmethodik

2.1. Arbeitsbereich, statistische Erhebung

Die statistische tektonische Analyse ist eine Arbeitsweise, die sich vor allem auf zwei Bereiche anwenden läßt. Diese sind die Mikro- und die Makrotektonik. In zunehmendem Maße wird allerdings auch der groß- (oder mega-) tektonische Bereich über die Auswertung von Satellitenfotos und Flugbildern einer statistischen Bearbeitung zugänglich.

Der Mikrobereich ist auf die Untersuchung von Gesteinsdünnschliffen, Acetatfolienabzügen u. ä. eingestellt. Er ist das Arbeitsfeld des Petrologen. Die Makroanalyse befaßt sich dagegen in der Hauptsache mit den Strukturen der im Gelände sichtbaren und im Aufschluß



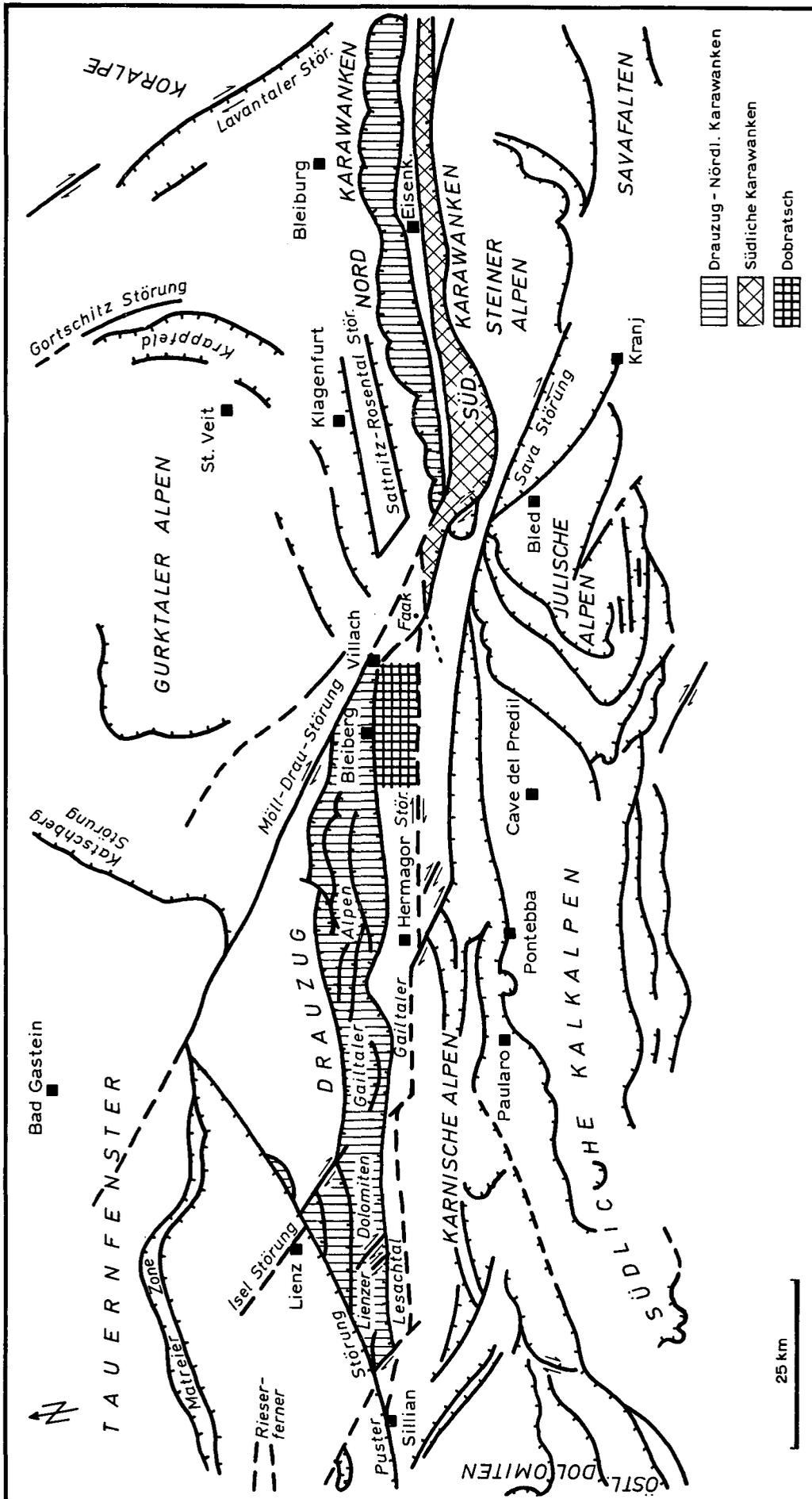


Abb. 2: Tektonische Übersichtsskizze der südöstlichen Alpen (nach VAN BEMMELN & MEULENKAMP, 1965).

meßbaren tektonischen Verformungen, wobei das Handstück den Grenzbereich zur Mikroanalyse darstellt. Auf der anderen Seite leiten weiträumigere und regionale Zusammenstellungen von Meßserien, dargestellt in Sammel- und synoptischen Diagrammen, häufig in das Feld der Großtektonik über. – Das Hauptwerkzeug des makrotektonisch arbeitenden Geologen ist der geologische Kompaß, mit dem die gebirgsbaulichen Strukturen im Gelände aufgenommen werden. Allerdings müssen zusätzliche Erkenntnisse, wie sie z. B. mit den Methoden der Geophysik gewonnen werden oder bei der Auswertung von Luftbildern, mit in die Untersuchung einbezogen werden.

Die vorliegende Schrift basiert auf der statistischen Erhebung, Aufbereitung, Darstellung und Auswertung makrotektonischer Strukturen, die in den Jahren 1972 bis 1980 in den Kärntner Karawanken aufgenommen wurden. Die eingemessenen Strukturelemente sind:

a) Lineare:

Achsen von Gesteinsfalten und -verbiegungen verschiedener Dimensionen: Runzelungen und Falten mit Spannweiten zwischen dem mm- und km-Bereich. Die größeren Strukturen wurden hauptsächlich durch weiträumigere Zusammenstellungen in Sammeldiagrammen und synoptischen Diagrammen erfaßt. – Harnischstriemungen an Verwerfungsflächen wurden nur bei bereits im Gelände klar erkennbarer Aussage mit in die Analyse einbezogen. Eine quantitative statistische Erfassung von Bewegungsspuren an Störungsflächen erwies sich als undurchführbar. Einmal erscheint eine direkte Korrelation zwischen der Ausbildung einer Harnischstriemung, der Dicke einer Harnischtapete etc. und der Bedeutung einer Verwerfung (Erstreckung, Versetzungsbeträge) unmöglich: Eine deutliche Striemung und eine dickere Harnischtapete müssen keineswegs zu einer bedeutenden Störung gehören. Zweitens sind natürliche Aufschlüsse entlang Verwerfungen häufig flächig und parallel der Störungsfläche ausgerichtet, was eine dreidimensionale Aufnahme des Bewegungssystems meistens verhindert. Diese wäre aber notwendig, da erfahrungsgemäß eine (größere) Verwerfung nicht allein auftritt, sondern von Flächen gleichen Sinnes, sowie von Störungen begleitet wird, die einen abweichenden Versetzungssinn besitzen. In Steinbrüchen und anderen artifiziellen Aufschlüssen sind die Verhältnisse im allgemeinen zwar günstiger, jedoch sind auch bei schräg oder querschlägig angefahrenen Verwerfungen viele Bewegungsspuren noch in der Aufschlußwand verborgen. Zum dritten können an ein und derselben Störung unterschiedliche Bewegungen ausgeführt worden sein, die sich darin äußern, daß an derselben Fläche übereinander mehrere Harnischtapeten mit verschiedenen Striemungsrichtungen auftreten. Auch hier ist in der Regel eine quantitative Untersuchung der differierenden Richtungen nicht möglich, da sich die Tapeten schlecht voneinander lösen und untersuchen lassen.

b) Flächen:

Unter den flächigen Strukturelementen wurden vor allem die Schichtung (das SS) und die Systeme der tektonischen Klüfte (KI) und Störungen (St), sowie gegebenenfalls die Schieferung beachtet. Bei einigen Magmatiten wurde die Ebene des SS aus entsprechenden Strukturen (Pillows, Tufflagen) ermit-

telt. Die Auswertungen der Schichtmessungen und der Klufsysteme bilden die Hauptgrundlage der vorliegenden Arbeit. Sie gestatten sowohl Aussagen über einzelne Aufschlüsse wie – nach entsprechender Zusammenstellung – über größere Gebirgsteile, sowie die Unterscheidung zwischen eng- und weiträumigen Verformungen (s. u.).

- Die Auswahl der Meßpunkte und Meßbereiche erfolgte unter mehreren Gesichtspunkten: Meßprofile wurden vorzugsweise in n–s Richtung gelegt. Sie verlaufen damit quer zum Streichen der Eisekkappler Störungszone. Ihre Erstreckung in der generellen Deformationsebene der Karawanken bietet die besten Möglichkeiten zum Studium der Baupläne. Die Zwischenräume zwischen den Meßprofilen wurden nach Möglichkeit durch flächig verteilte Meßpunkte ausgefüllt.

- Die Anzahl der Messungen pro Aufschluß ist abhängig von der Art der Strukturen und ihrer Ausbildung: Mäßig verfaltete oder verbogene Schichtflächen wurden möglichst mit einem Netz von etwa 100 Messungen pro Aufschluß überzogen. Bei geringerer Verbiegung konnte man sich zum Ermitteln des generellen SS mit 20 bis 50 Messungen begnügen. Bei primär welligen oder verkarsteten Schichtflächen waren oft mehr Werte nötig.

Bei der Aufnahme von Klufsystemen wurde darauf geachtet, daß jede der Hauptklufscharen möglichst mit etwa 20 Messungen im Diagramm vertreten ist, so daß pro Klufdiagramm und Aufschluß in der Regel über 100 Werte eingebracht wurden, bei welligen Flächen auch mehr. Das zum eingemessenen Klufsystem gehörende (Haupt-) SS wurde gegebenenfalls im Feldbuch gesondert vermerkt.

An Verwerfungen und Faltenachsen eines Aufschlußbereiches fand keine repräsentative Auswahl statt. Da diese im allgemeinen in geringerer Zahl auftreten, wurden sie in ihrer Gesamtheit aufgenommen.

Bei allen Messungen wurde sorgfältig auf eine dreidimensionale Erfassung der Strukturen geachtet. Es ist also möglichst nicht nur entlang einer Aufschlußwand, sondern auch senkrecht und schräg dazu gemessen worden.

Die Größe des Meßfeldes pro Diagramm war bei Schichtflächen und Klufmessungen generell gleich der Größe des Aufschlusses. War dieser gestört, so wurden die Teilbereiche getrennt aufgenommen. Zeigten andererseits mehrere benachbarte Aufschlüsse derselben Gebirgseinheit gleichartige Strukturmuster, so wurden diese, wo es sinnvoll schien, nach der Kontrolle durch Einzeldiagramme zu Aufschlußbereichen zusammengefaßt. Ähnlich wurde bei den größeren Gebirgsteile überdeckenden Sammeldiagrammen verfahren. Die ausgewerteten Strukturdiagramme von Bereichen, die als homogen in Bezug auf die Prägung dieser Strukturen gelten können, wurden in entsprechenden (Achsen-) Diagrammen gesammelt. Bei Störungsdiagrammen sind generell mehrere Aufschlüsse oder Aufschlußbereiche zusammengefaßt worden, da die Messungen von Verwerfungen eines einzelnen Aufschlußbereiches selten ein vollständiges Bild des Störungssystems im betreffenden Gebiet ergeben: Bezüglich der Verwerfungen verhalten sich in der Regel größere Areale eines Gebirgskörpers als ein Homogenitätsbereich.

2.2. Die Erstellung der Strukturdiagramme

Die Erstellung der Strukturdiagramme erfolgte anfangs manuell. Mit dem Anwachsen der Datenmenge wurde jedoch die Hilfe der elektronischen Datenverarbeitung (EDV) unumgänglich. Nach Testläufen und Vergleichen mit manuell erstellten Diagrammen wurde deshalb im weiteren Verlauf der Untersuchungen das Computer-Programm FTTEKT (NAGEL, 1975) nach kleineren Änderungen zum Ausdrucken der Flächendiagramme (SS, KI, St) verwendet. Für die Konstruktion der Achsen- bzw. Lineardiagramme wurde das Programm PTCT (ebenfalls von K.H. NAGEL) zur Grundlage genommen und neu gefaßt.

2.3. Statistische Aufbereitung, Darstellung und Auswertung der Diagramme

Gleichartige Strukturelemente, z. B. Schichtflächen, wurden im Feldbuch zu Fünferblöcken zusammengestellt, um die Anzahl der Messungen leichter überblicken zu können. Wertungen bzw. Wichtungen der Daten wurden nur bei Verwerfungen vorgenommen. Sie konnten – entsprechend ihrer im Gelände eingeschätzten Bedeutung – eingeteilt werden in Kleinstörungen (St,m), mittlere Störungen (St,d) und größere Verwerfungen (St,k). Mit St,m ist dabei eine Struktur bezeichnet worden, deren sichtbare oder schätzbare Erstreckung im Streichen und Fallen ca. 10 m nicht überschreitet; mit St,d solche Störungen, deren Ausdehnung im Streichen und Fallen etwa 100 m nicht übertrifft und mit St,k solche, deren Erstreckung mehrere 100 m oder darüber beträgt.

Eine Trennung der Verwerfungen des 100 m-Bereiches von denen höherer Größenordnungen ist aus dem Gelände heraus nicht sinnvoll, da die Ausdehnung des einzelnen Aufschlusses unter den im Untersuchungsge-

biet gegebenen (Vegetations-) Bedingungen eine solche Beurteilung selten zuläßt. Selbst im Luftbild ist diese Unterscheidung oft noch problematisch.

Die anderen Strukturelemente wurden nicht gewichtet. Eine Wertung der Klüfte erschien aus folgenden Gründen nicht sinnvoll:

Ihre sichtbare Erstreckung ist in hohem Maße davon abhängig, in welcher Richtung die Hauptausdehnung des Aufschlusses verläuft. Klüftflächen parallel der Aufschlußwand erscheinen häufig als größer und seltener als andere Ebenen, ohne ursprünglich in einer abweichenden Ausbildung vorgelegen zu haben. Die Hauptwände können dabei durch Talrichtungen, aber auch durch künstliche Eingriffe bestimmt werden. Sekundär sind die Klüfte in Wandnähe oft zu Spalten erweitert und täuschen damit eine größere Bedeutung vor. Auch primär kann die Öffnungsweite einer Trennfläche schwanken.

Weiterhin sind bekanntlich Unterschiede in Klüftsystemen zu beobachten, die von der Petrographie des Gesteins, der Bankung, Massigkeit etc. abhängen, so daß auch aus diesen Gründen eine tektonische Wichtung fragwürdig wird.

Nach der Geländeaufnahme wurden die (vollständigen) Meßwerte (Streichen und Fallen) nach Streichwerten in Gruppen von 10 zu 10° geordnet aus dem Feldbuch in „Urlisten“ übertragen (vgl. ADLER et al., 1965). Die zeichnerische Umsetzung der Daten erfolgte in Achsendiagrammen (Faltenachsen und andere Lineare), Flächenpoldiagrammen (Polpunkte der Flächennormalen) und β -Diagrammen: Flächenspuren werden miteinander zum Schnitt gebracht und die Durchstoßpunkte in der unteren Halbkugel der Projektion ausgezählt. Die Projektionsebene war das winkeltreue Wulfsche Netz in äquatorialer Sicht.

Auf diese Weise entstanden neben Achsendarstellungen Flächenpol- und β -Diagramme aus Meßwerten von



Abb. 3: Übersichtsskizze der Karawanken mit den Meßbereichen (Homogenitätsbereichen).

Schicht-, Kluft- und Störungsflächen. Neuartig ist der im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Weg, Kluft- und Verwerfungssysteme als β -Diagramme zu erstellen. Die so entstandenen Abbildungen heißen β_{kl} - und β_{st} -Diagramme. Wie an anderer Stelle ausgeführt (SIEWERT, 1977), vereinigt diese Methode die Übersichtlichkeit der sog. „Kluft-“ und „Störungsrosen“ mit der Vollständigkeit der Projektion in das Wulffsche Netz: Die Flächensysteme können unter Berücksichtigung ihres Streichens, ihrer Fallrichtung und ihres Fallwinkels in ihrer genauen geometrischen Position dargestellt werden. Die Zonenachsen tautozonaler Flächen ergeben sich als Häufungen von Schnittlinearen (Maxima). Die dazu senkrechten Großkreise, sowie die aus den Poldiagrammen ermittelten Kl-Zonengürtel sind aus Gründen der Übersichtlichkeit in die Figuren der Tafeln 3–10 nicht eingezeichnet worden.

Die Hauptzonenachse (z_{kl}) der untersuchten Kluftsysteme steht meistens etwa senkrecht auf dem SS des zugehörigen Aufschluß(teil)es und wurde bei tektonischen Beanspruchungen auf ähnliche Weise verstellt wie die Normale der Schicht (-fläche), in der die Klüfte angelegt sind: Bei Faltungen und ähnlichen Verstellungen wurde sie in der ac-Ebene der Deformationssymmetrie bewegt. Dies führte zu Längungen der Maxima parallel der Deformationsebene. Daher können mit dieser Methode aus dem β_{kl} -Diagramm das ac des Aufschlusses, die b-Achse der Verstellung, h0l-, hk0- und Okl-Flächen, sowie Flächen allgemeiner Lage (hkl) voneinander getrennt werden. Durch die Beobachtungen des Winkels zwischen der Hauptzonenachse bzw. dem ab-Gürtel auf der einen und dem zugehörigen SS auf der anderen Seite kann gegebenenfalls der Faltungsvorschub ermittelt werden. Auch Überlegungen über die Zeit der Klüftenstehung werden möglich.

Erbrachten die bisher besprochenen Darstellungen Aussagen über einzelne Aufschlüsse bzw. Aufschlußbe-

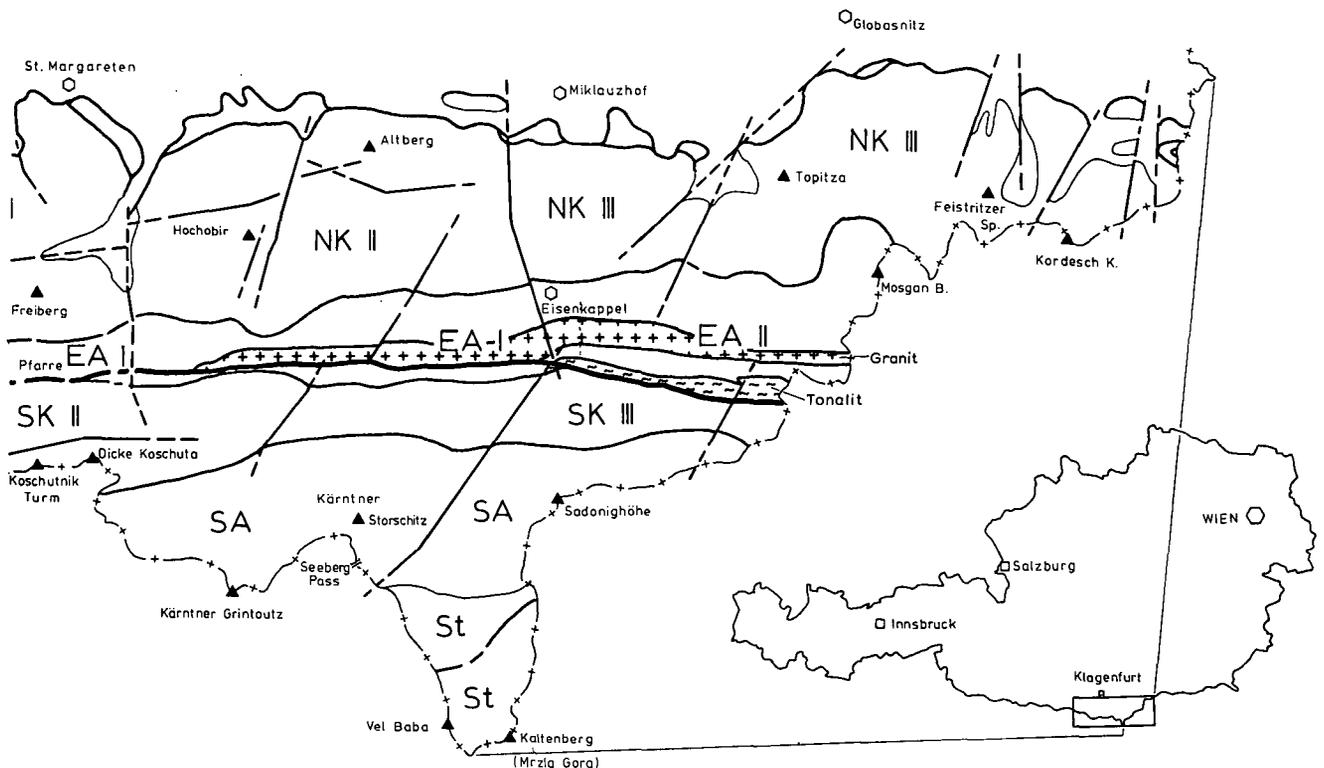
reiche und deren nähere Umgebung, so konnten übergreifende Strukturentwicklungen mit Hilfe der Sammeldiagramme und der synoptischen Diagramme erfaßt werden. Hierbei wurde folgendermaßen verfahren:

Zuerst sind die B-Maxima (Faltenachsen, gemessen), die π_{ss} -Maxima (Deformationsachsen, rekonstruiert aus SS-Diagrammen), ebenso die β_{ss} -Maxima (Deformationsachsen, ermittelt aus β_{ss} -Diagrammen) und die π_{kl} -Maxima (Deformationsachsen, rekonstruiert aus Kluftdiagrammen) jeweils für sich in Sammeldarstellungen kompiliert worden. Danach wurden die Sammeldiagramme eines Areals (Homogenitätsbereich; s. u.) zu je einem synoptischen Diagramm kombiniert. Auch die z_{kl} -Pole der Hauptzonenachsen der Kluftsysteme (und gegebenenfalls die entsprechenden z_{st} -Pole der Verwerfungen) sind gesammelt und dann mit anderen Zusammenstellungen „synoptisch“ verglichen worden. Zur Kontrolle der z_{kl} -Diagramme wurden \max_{ss} -Diagramme gezeichnet, d. h. Sammeldarstellungen, in denen die Maxima der SS-Pole der Einzelaufschlüsse aufsummiert sind. Diese enthalten im Prinzip dieselben Aussagen wie z_{kl} -Diagramme und wurden mit diesen kombiniert in der Auswertung verwendet.

Alle diese verschiedenen Strukturelemente, Rekonstruktionen und Darstellungsweisen wurden in jedem Arbeitsgang aneinander überprüft und in ihrem Aussagegehalt verglichen.

Die z_{kl} - und \max_{ss} -Diagramme sind darüber hinaus nötig, wenn man enge und weitspannige Verbiegungen voneinander trennen will; diese müssen ja durchaus nicht immer dieselben Achsenlagen aufweisen:

Es wurde bereits erwähnt, daß die meisten Geländedaten (B, SS, Kl) Auskunft über den Deformationsstil im Aufschlußbereich geben, wogegen andere, z. B. St-Diagramme, über die Bruchtektonik in einer größeren Dimension informieren. Stellt man jedoch die SS-Maxima oder die Hauptzonenachsen von Kluftsystemen aus



Einzelaufschlüssen größerer Gebiete, wie beispielsweise den Bereichen NK I, NK II usw. (s. u.), zu z_{kl} - und max_{ss} -Diagrammen zusammen, so erhält man ebenfalls Informationen über weitspannige, übergreifende Verstellungen. In den Karawanken werden kleinere e-w Falten häufig durch große Strukturen überlagert, deren Achse eine NE-SW-Richtung einnimmt.

Der Vergleich der Einzel-, Sammel- und synoptischen Diagramme ermöglichte auf der Basis der Geländebeobachtungen die Aufgliederung der Karawanken in Bereiche, die bezüglich der in den Diagrammen abgebildeten tektonischen Geschichte als homogen angesehen werden können. Diese Gliederung wurde weniger durch die e-w Linien bestimmt, die dem Verlauf der PL, der Nord- und Südkarawanken, des Eisenkappeler und des Seeberg-Aufbruchs entsprechen, als erwartet. Tatsächlich weisen Areale dieser verschiedenen Einheiten, die n-s benachbart sind, häufig z. T. quer über die Eisenkappeler Störungszone hinweg größere strukturelle Ähnlichkeiten miteinander auf als Gebirgstteile, die innerhalb derselben Einheit im generellen Streichen nebeneinander liegen. Darüber hinaus muß bei der

Ausgliederung der Homogenitätsbereiche beachtet werden, daß für jedes dieser Gebiete eine Datenmenge gegeben ist, die für die statistisch-tektonische Bearbeitung ausreicht. Diese wiederum hängt von der Dichte und Zugänglichkeit der Aufschlüsse ab. Die Nordkarawanken sind daher stärker untergliedert als die restlichen Teilgebirge. Wir unterteilen in die Bereiche

- NK I: Abschnitt Bärental – Freibachtal,
- NK II: Abschnitt Freibachtal – Vellachtal und
- NK III: Abschnitt Vellachtal – Petzen.

Als Homogenitätsbereiche der Südkarawanken werden behandelt

- SK I: Bereich Mittagkogel – Bärental,
- SK II: Bereich Hochstuhl – Koschutnik Turm und
- SK III: Bereich Dicke Koschuta – Olševa (Erlberg).

Der Eisenkappeler Aufbruch wird getrennt in

- EA I: EA westlich von Eisenkappel (Loibtal – Vellachtal),
- EA II: EA östlich von Eisenkappel (Vellachtal – Schneeberg).

Das Gebiet des (österreichischen) Seeberg-Aufbruchs läßt auf Grund seiner geringen Ausdehnung keine sinnvolle vergleichbare Untergliederung zu und wird deshalb in seiner Gesamtheit behandelt. Auch die Basisschuppen der Nordkarawanken und die zum Vergleich herangezogenen Westkarawanken werden nicht unterteilt. Bei den ersteren ist es vor allem die wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse geringere Anzahl der Messungen, welche eine Gliederung verhindert.

Die Aufteilung der Karawanken in die genannten Meßbereiche ist aus Abb. 3 ersichtlich. In die

Tektonische Übersichtskarte (Taf. 2) sind aus Gründen der Übersichtlichkeit weder die Homogenitätsbereiche, noch Sammel- oder synoptische Diagramme eingetragen worden. Zur Darstellung der Strukturen in den Einzelaufschlüssen oder Aufschlußbereichen wurden vereinfachte Diagramme gezeichnet, welche die Hauptschichtflächen oder das generelle SS und die aus den Kluftdiagrammen ermittelte ac-Ebene der Verformung enthalten. Bei komplizierteren Verhältnissen können mehrere Kluffflächen in der vereinfachten Darstellung festgehalten sein, z. B. ein Scherflä-

chenpaar (bei fehlender oder undeutlicher ac-Kluft), unter Umständen (Achsen-schwenken; mehrere Deformationen) auch verschiedene ac-Fugen. Die Art der eingetragenen Kl-Scharen wird durch Symbole verdeutlicht. Diese simplifizierten und verkleinerten Strukturdiagramme erscheinen in der tektonischen Karte möglichst dicht am geographischen Ort des Aufschlusses, dessen Aussagen sie enthalten.

2.4. Einige methodische Randprobleme

In β -Diagrammen treten neben tektonisch signifikanten Maxima, welche in der Natur vorhandenen Achsenlagen entsprechen, weitere, meist geringer besetzte β -Häufungen auf, denen keine natürlichen Lineare zugeordnet sind. Auch von RAMSAY (1964) wurde dargelegt, daß β -Häufungen in Abhängigkeit von der Raumlage der zugehörigen Flächen streuen und nicht-signifikante β -Maxima ergeben können. Diese Verhältnisse wurden bei SIEWERT (1976) genauer untersucht und in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt: Signifikante β -Häufungen entstehen aus dem Schnitt mehrerer, deutlich voneinander abweichend verlaufender Flächenscharen; sie werden überlagert durch Schnitteffekte zwischen den Einzelflächen einer jeden Schar. In jedem Falle ist es daher angeraten, eine tektonische Strukturanalyse nicht allein auf β -Diagramme zu gründen, sondern diese immer an den jeweiligen Poldiagrammen und anderen Auswertungen zu kontrollieren.

Zu dem Problem der Strukturprägungen an Horizontalverschiebungen:

Bei der Bearbeitung von Diagrammen aus der Umgebung von Seitenverschiebungen im Gailtal und den angrenzenden Gebirgszügen mehrten sich die Hinweise auf eine weitgehend eigenständige Prägung bzw. Überprägung der Gesteine beiderseits der Störung (SIEWERT, 1980 a). Danach kann sich eine größere Horizontalverschiebung – auch wenn sie selbst nicht an der Erdoberfläche aufgeschlossen ist – im makrotektonischen Bereich durch folgende Anzeichen bemerkbar machen:

- a) Schleppung der Gesteine und in ihnen enthaltener Strukturen, Schwenken flacher und mittelsteiler Achsen;
- b) einseitige Besetzung der β_{kl} -Diagramme durch das Hinzutreten flacher bis mittelsteiler Kluffscharen und
- c) Verstellungen von SS- (und SF-) Polen auf Bahnen, die sich nicht mehr durch Großkreise nachzeichnen lassen, sondern eher spiralförmige Spuren folgen.

In unmittelbarer Nähe der Störung sind die Kluftdiagramme oft sehr unübersichtlich, die Schichtflächendiagramme durch steile Flächen beherrscht.

Abschließend soll dem oben gesagten noch eine

allgemeine Bemerkung angefügt werden: Es gibt verschiedene Wege, an eine Problemstellung heranzugehen. Eine Möglichkeit ist beispielsweise, ein Modell zu entwickeln, das man mit bewährten herkömmlichen oder neuen Methoden und an den Ergebnissen vorhandener Publikationen überprüft.

Die Methodik, welche in der vorliegenden Arbeit angewendet wurde, kann als der entgegengesetzte Weg angesehen werden. Hier wurde bewußt vermieden, vom Boden einer Modellvorstellung auszugehen. Keine Hypothese wurde untermauert, sondern man ließ sich von den Ergebnissen einer statistisch-tektonischen Kleinar-

beit „überraschen“. Diese wurden anschließend an (groß-) tektonischen Modellen überprüft.

Die Grundlage bildete eine große Menge im Gelände eingemessener Strukturdaten (ca. 75.000–80.000, einschließlich der Gebiete westlich von Villach). Mit diesen sind Möglichkeiten der statistischen Untersuchung makroskopischer Gefüge am Problem der Strukturprägungen in Gebieten beiderseits des PL auf ihre Aussagekraft durchgesehen, verfeinert und erweitert worden.

Im Laufe der Untersuchungen wurde eine Anzahl verschiedener tektonischer Bewegungen ermittelt. Die durch Rückwicklung in den Diagrammen nachvollzogenen und überprüften Deformationsakte (Faltungen bzw. Verbiegungen, Kippungen und Bruchbildungen) ergaben eine Reihe von Vorstellungen von diesen Abläufen, über die z. T. schon an anderen Orten referiert wurde (SIEWERT, 1973; 1978; 1980 a). Einige Konzepte mußten wegen innerer oder mechanisch nicht erklärbarer Unstimmigkeiten, oder auf Grund eines Widerspruchs zu den Geländebeobachtungen wieder aufgegeben werden (s. Abs. 6.1. und 8.3.). Die hier vorgestellte Rückwicklung der tektonischen Deformation in den Karawanken blieb als schlüssigste Lösung bestehen.

3. Stratigraphischer Abriß

3.1. Altkristallin und Magmengesteine

3.1.1. Eisenkappeler Aufbruch

Der Eisenkappeler Aufbruch gliedert sich von Norden nach Süden in folgende Gesteinskomplexe:

- den Eisenkappeler Diabaszug, der aus basischen Magmatiten und deren Tuffen besteht, eingeschaltet in eine Serie von klastischen Gesteinen (vorwiegend Tonschiefern), die als noch nicht eindeutig bestimmtes Altpaläozoikum angesehen wird;
- den Eisenkappeler Granitzug;
- das Eisenkappeler Altkristallin, das aus diaphthoritischen Gesteinen und Phylloniten besteht, die altpaläozoischen bis möglicherweise präkambrischen Ursprungs sind;
- den Eisenkappeler Tonalitgneis.

Die klastischen Gesteine des Eisenkappeler Diabas-zuges werden wegen ihrer engen Verknüpfung mit den Vulkaniten dieser Gesteinsserie an dieser Stelle mit behandelt. Die näher datierbaren altpaläozoischen Serien der Karawanken sollen jedoch im Absatz 3.2. gesondert besprochen werden.

3.1.1.1. Der Eisenkappeler Tonalitgneis

ist ein intensiv postkristallin deformierter Plutonit, der in den Karawanken auf eine Länge von 41 km und in einer Breite von höchstens 2,2 km zutage tritt. Seine östliche Begrenzung findet er bei Plesivec in Slowenien, wo er von der Lavantaler Störungzone abgeschnitten wird. Von dort streicht er in WNW-Richtung bis südlich von Eisenkappel und keilt am Vellachtal aus. Auf Kärntner Gebiet ist er in einer Länge von 6,2 km und in einer Breite von maximal 650 m aufgeschlossen. Sein Süd- rand wird von der Karawanken-Hauptstörung gebildet, die allgemein als das (bzw. ein) östliche(s) Teilstück des Periadriatischen Lineamentes angesehen wird (Abb. 3 und Taf. 1).

Wo die Trias der Südkarawanken an dieser Großverwerfung N-vergent auf mylonitisierten Tonalitgneis aufgeschoben ist, fehlt dementsprechend der südliche altkristalline Dachbereich des ehemals wohl domförmigen

Plutons, ebenso wie das südalpine Karnische Paläozoikum.

Die nördliche Begrenzung des Körpers ist eine meist ebenfalls mylonitische Überschiebungsfläche, an welcher der Tonalit auf das steil südfallende Eisenkappeler Altkristallin aufgefahren ist, wobei er sein Intrusionsdach in nördlicher Richtung überfahren hat. Teile dieses Daches blieben jedoch als Hornfelse überliefert.

Der Tonalitgneis der Karawanken ist nach EXNER (1972) ein echter Pluton, der auf Grund extremer tektonischer Beanspruchungen zu einer langgestreckten und sehr schmalen Gneislamelle deformiert wurde. EXNER vermutet, daß er vor seiner Deformation ein ca. 120 km langer und 10 bis 20 km breiter, domförmig in das Altkristallin aufgedrungener Gesteinskörper war. – Petrographisch zeigt er Übereinstimmungen mit dem Adamello-Pluton, mit dem er auch die Lage am PL gemeinsam hat; der Adamello liegt allerdings südlich der Tonalite-Linie.

Zu erwähnen ist noch die Tonalitgneis-Lamelle von Finkenstein im Rosental. Auch dort ist der Plutonit im Altkristallin aufgedrungen, dieses dabei kontaktmetamorph zu Hornfelsen umwandelnd und später nordvergent überschiebend. Im Süden wird die Lamelle von Finkenstein wie der Eisenkappeler Tonalit von der Karawankenstörung begrenzt.

Die Altersstellung des Eisenkappeler Tonalites ist noch nicht geklärt. Seine Intrusion erfolgte vor der Sedimentation der Sotzkaschichten Sloweniens (Mitteloligozän) und nach der Bildung der (präkambrischen bis) altpaläozoischen Serien des Altkristallins, die sein Dach bilden. Radiometrische Altersbestimmungen (SCHARBERT, 1975) ergaben Biotit-Alter von 28 ± 4 und 29 ± 9 Ma, kommen also kaum als Bildungs- oder Abkühlungsalter des Tiefengesteinskörpers in Frage. Sie werden deshalb von SCHARBERT (1975) als „alpidische Verjüngungen durch Bewegungen entlang der periadriatischen Naht“ gedeutet (gedacht wird vor allem an Hebungen; der Verf.).

3.1.1.2. Das Altkristallin von Eisenkappel besteht in der Hauptsache aus feinkörnigen Paragneisen mit phyllitischem Habitus. Nach EXNER (1972) sind diese Metamorphite aus Biotit-Plagioklas-Paraschiefern hervorgegangen, die sekundär phyllonitisiert wurden. Diesen Paragneisen zwischengeschaltet sind dunkle graphitische Lagen mit geringmächtigen Quarzitbändern und quarzreiche Paragneise. Amphibolitlagen sind selten. Ferner bilden Züge von ebenfalls phyllonitisierten Mikroklingneisen Härtlinge im Altkristallin.

Die metamorphe Geschichte des Eisenkappeler Altkristallins ist wechsellvoll:

Nach der Ablagerung der Sedimente und dem Aufdringen von Magmengesteinen (Plutonite und Vulkanite) wurde das Ausgangsgestein des Kristallins spätestens variszisch von einer mesozonalen Regionalmetamorphose erfaßt und zu Orthogneisen, Amphiboliten und Paragneisen umgeprägt. Später erfolgte die Intrusion der dioritischen und nachfolgenden tonalitischen Magmen des Eisenkappeler Tonalites, die das Altkristallin des Dachbereiches kontaktmetamorph überprägten. Danach ist das Gebiet von einer regressiven Metamorphose erfaßt worden: Der Tonalitpluton wurde zum Gneis deformiert, die Para- und Orthogesteine wurden phyllonitisiert. Das spätere Aufdringen des Eisenkappeler Granites brachte eine weitere Kontaktmetamorphose in das Altkristallin und die Grünschieferserie.

Nach SCHÖNLAUB (1979) intrudierte der Eisenkappeler Tonalit – anders als bei EXNER (1972) – erst nach der Platznahme des Granites, eventuell erst im Tertiär.

Die letzten Überprägungen des Eisenkappeler Aufbruches erzeugten die steile Schieferung in der Grünschieferserie und unterwarfen das Kristallin einer erneuten (retrograden) Metamorphose und Phyllonitisierung. Sie standen im Zusammenhang mit der Aufschiebung des Eisenkappeler Granites auf den Diabaszug und der ebenfalls nordwärtigen Überschiebung des südalpinen Paläozoikums und der Südflanke des Tonalitgneises durch die Trias der Südkarawanken.

Aus der vorliegenden Strukturanalyse ergab sich für diese Bewegungen ein mittel- bis jungtertiäres Alter. Die von SCHARBERT (1975) am Eisenkappeler Tonalit gemessenen (rejuvenierten) Biotit-Alter von ca. 29 Ma (Oberoligozän) passen in diesen Kontext (s. Absatz 9.5.).

3.1.1.3. Der Eisenkappeler Granitzug streicht auf eine Länge von ca. 46 km und mit einer maximalen Breite von etwa 2 km durch die östlichen Karawanken (österreichischer Teil: Abb. 3, Taf. 1). Im Osten taucht er in 7 km Entfernung von der Lavanttaler Verwerfung unter die mitteloligozänen Sotzkaschichten Sloweniens ab. An der Lavanttal-Linie wird er zusammen mit seiner Umgebung nach SE versetzt. Sein Westende ist im Schaidasattel südlich des Obirstockes zu finden.

Der Nordrand des Granitkomplexes ist tektonischer Natur, die N-vergente Aufschiebung auf den Diabaszug von Eisenkappel. Südlich wird der Karawanken-Granit im Gebiet östlich der Vellach durch das Altkristallin und westlich dieses Flusses durch das südalpine (Karnische) Paläozoikum nordwärts überschoben, wobei jedoch teilweise der primäre Intrusionskontakt erhalten ist.

Ansonsten zeigt sich der Eisenkappeler Granit trotz seiner starken Einengung in n-s Richtung und seiner Ausquetschung zu einer schmalen, in alpidischer E-W-Richtung streichenden Lamelle als massiger Körper, der weder eine echte Schieferung, noch Spuren einer Regionalmetamorphose erkennen läßt (EXNER, 1972). Jedoch sind zahlreiche steile bis vertikale, alpidisch streichende Bewegungsflächen und Mylonitizonen vorhanden.

Die Gesteine des Karawanken-Granites bilden eine Differentiationsreihe von grobkörnigem Olivingabbro über mächtige, mittel- bis grobkörnige Diorite und Granodiorit zu grobkörnigem Granit (EXNER, 1972). Im Kontakthof zum Nebengestein fand die Bildung von Hornfelsen statt. Das Intrusionsdach wird von lamprophyrischen, aplitischen und pegmatitischen Gängen durchsetzt.

Die tektonische Stellung des Granites, seine intensive Deformation und die „geradezu modellförmige Magmendifferentiation“ (EXNER, 1972) deuten auf eine ehemals viel größere Ausdehnung des Plutonkörpers hin. Er dürfte ursprünglich eine Breite von 20 km bei einer Längserstreckung von ca. 50 km eingenommen haben, wobei seine Längsachse wohl schon bei der Intrusion dem Verlauf des Periadriatischen Lineamentes folgte (EXNER, 1972 und 1976).

Radiometrische Bestimmungen am Granodioritporphyr (Rb/Sr) ergaben für diesen ein Abkühlungsalter von 216±9 bis 224±9 Ma (SCHARBERT, 1975). Mithin könnte der Eisenkappeler Granit in der Trias aufgedrun-

gen sein (HARLAND et al., 1982: mittlere Trias). K/Ar-Bestimmungen an Hornblenden eines Pegmatites am Rand einer dioritischen Scholle (CLIFF et al., 1975) ergaben einen Wert von 244±9 Ma (nach HARLAND et al., 1982: Wende Perm/Trias). Jedenfalls ist die Intrusion jünger als der Diabaszug und das Altkristallin des Daches und älter als die auflagernden oligozänen Sotzkaschichten in Slowenien.

3.1.1.5. Der Eisenkappeler Diabaszug (Grünschieferserie)

ist, zusammen mit seiner östlichen Fortsetzung in Jugoslawien, etwa 50 km lang und östlich von Eisenkappel bis zu 3,5 km breit. An seinem Nordrand ist er auf die nordalpine (Permo-) Trias der Nordkarawanken auf-

Gesamt - Profil

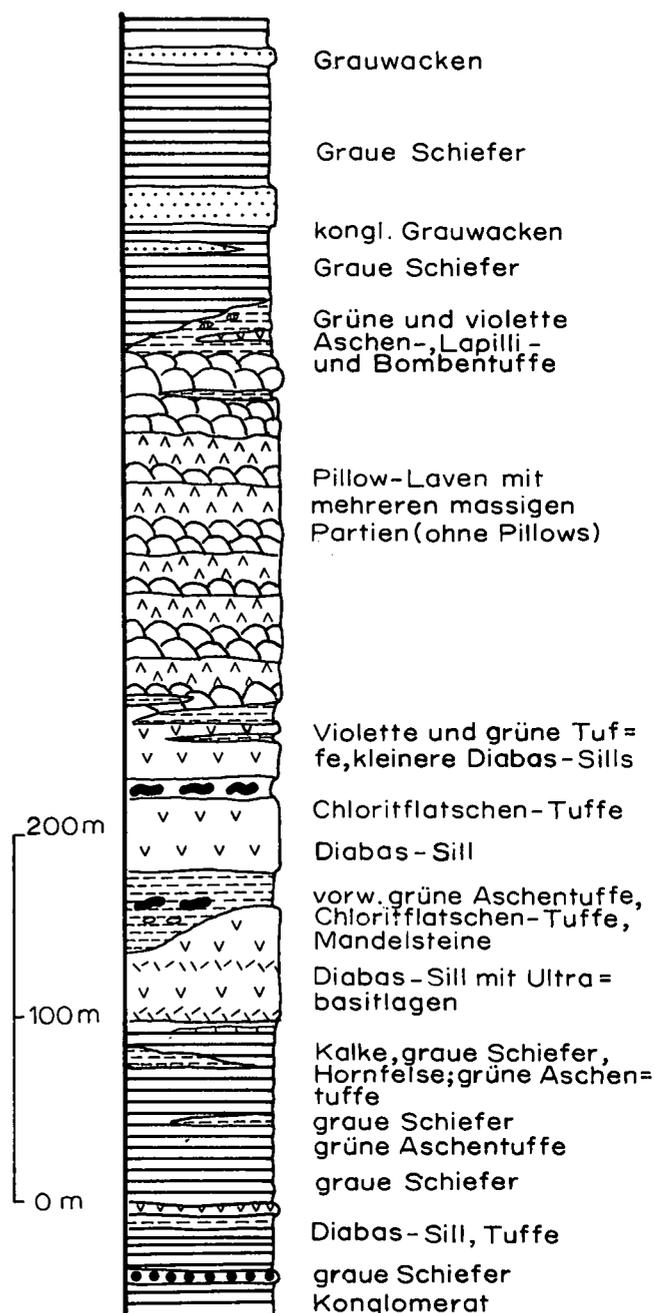


Abb. 4: Schematisches Säulenprofil durch den Grünschieferzug westlich von Eisenkappel (nach LOESCHKE, 1970).

gefahren, die mit ihm in transgressivem Verband stand, während sein Südrand vom Eisenkappeler Granitzug überschoben wurde.

Im Ebriachtal westlich von Eisenkappel, wo die schwach metamorphen (EXNER, 1972: submetamorph, = anchimetamorph) Gesteine des Diabaszuages am besten aufgeschlossen sind (Abb. 4), liegt nach LOESCHKE (1970) eine ca. 650 m umfassende Abfolge in tektonischer Mächtigkeit vor. Sie besteht aus Schiefen, Grauwacken, Konglomeraten, Kalken, Tuffen und Tuffiten, Pillowlaven, Diabas-Lagergängen und Ultrabasiten. Die Normalsedimentation baut sich aus eintönigen Tonschiefern auf, die im Liegenden durch einige Dezimeter mächtige konglomeratische Rutschsedimente, Kalkbänke und Tuffbänder gegliedert sind. Letztere nehmen zum Hangenden hin zu.

Diese liegende Serie ist etwa 130 m mächtig. Sie wird überlagert von einem ca. 180 m mächtigen Komplex vulkanischer Gesteine, die in ihrer Hauptmasse aus Pillowlaven bestehen. In verschiedene Niveaus der die Pillowlaven unterlagernden Tonschiefer und Tuffe sind Diabas-Lagergänge eingedrungen, wobei sich generell drei Intrusionshorizonte ausgliedern lassen.

Im Hangenden des Vulkanitkomplexes befindet sich eine ca. 170 m mächtige Serie, die mit Tuffbändern beginnt und sich in eine Folge von Tonschiefern fortsetzt, in welche Grauwacken und Konglomerate eingeschaltet sind.

Die Genese der Serien des Eisenkappeler Diabaszuages wird von LOESCHKE (1970) wie folgt dargelegt:

Die Sedimentation begann mit monotonen Tonschiefern in einem relativ küstenfernen, tiefen und ruhigen Meeresbecken, in das von Zeit zu Zeit konglomeratische Rutschmassen von den Seiten her einglitten. Die magmatische Tätigkeit setzte mit einer kurzen, explosiven Schüttung von Pyroklastika ein. Dann erfolgte die Förderung mächtiger basischer (Pillow-) Laven aus einer parallel zur Achse des Meerestrogas aufgerissenen, ca. e-w Spalte („PL“?) in ein wahrscheinlich bereits recht tiefes Meer.

Nachfolgenden Magmenschüben war die Ausfuhrspalte durch die Pillowlaven verschlossen, so daß sie als Lagergänge in die Tuffe und Schiefer im Liegenden der Kissenlaven eindringen, dabei das Nebengestein etwas kontaktmetamorph überprägend. In mächtigeren Diabaslagern wurden ultrabasische Differentiate abgeagert. Gleichzeitig oder kurz nach der Bildung der Diabas-Lagergänge wurden Tuffe auf die Pillowlaven sedimentiert. Nach dem Ende der vulkanischen Tätigkeit setzten die Tonschiefer, nur von gelegentlichen Grauwackenschüttungen der Trogränder unterbrochen, die Ablagerungsfolge fort.

Die Altersstellung des Diabaszuages wird noch diskutiert. Zwar werden seine Gesteine nach den Untersuchungen KAHLERS (1953) und RIEHL-HERWISCHS (1966) mit der Magdalensbergserie und den Vulkaniten des Christofberges nördlich von Klagenfurt verglichen, die ein oberordovizisches Alter haben. K/Ar-Bestimmungen an Spiliten der Eisenkappeler Grünschieferserie ergaben nach LOESCHKE & WEBER (1973) jedoch ein Alter von 300 Ma (Westfal), das gut mit der ebenfalls spilitführenden „formazione del Dimon“ der Karnischen Alpen übereinstimmen würde. Allerdings ist bei der Bestimmung der Eisenkappeler Spilite nicht geklärt, welchen Einfluß die oben erwähnte schwache Metamorphose auf das K/Ar-Verhältnis der Gesteine hatte.

3.1.2. Seeberg-Aufbruch

Während nördlich des Periadriatischen Lineamentes, im Eisenkappeler Aufbruch, geosynklinale Magmangesteine von basischem Chemismus auftreten, sind die im Altpaläozoikum des Seeberg-Aufbruches südlich des Lineamentes gefundenen Vulkanite vorwiegend saurer bis intermediärer Zusammensetzung. Pyroklastische Sedimente wurden im oberen Trögertal und in einem Areal südöstlich des höheren Vellachtales gefunden (LOESCHKE & ROLSER, 1971 und LOESCHKE, 1974), wo man zusätzlich einen basischen Gang entdeckte.

3.1.2.1. Das Gebiet von Trögern (Abb. 5)

Bei den Vulkaniten dieses Bereiches handelt es sich um eine etwa 60 m mächtige Folge von sauren bis intermediären Tuffen, die von Flachwasserkalken des Oberordoviziums und einer klastisch-karbonatischen Wechselfolge des Llandovery überlagert werden (LOESCHKE & ROLSER, 1971).

Die pyroklastische Serie ist in eine ca. 15 m mächtig aufgeschlossene, untere massige Partie, einen middle-

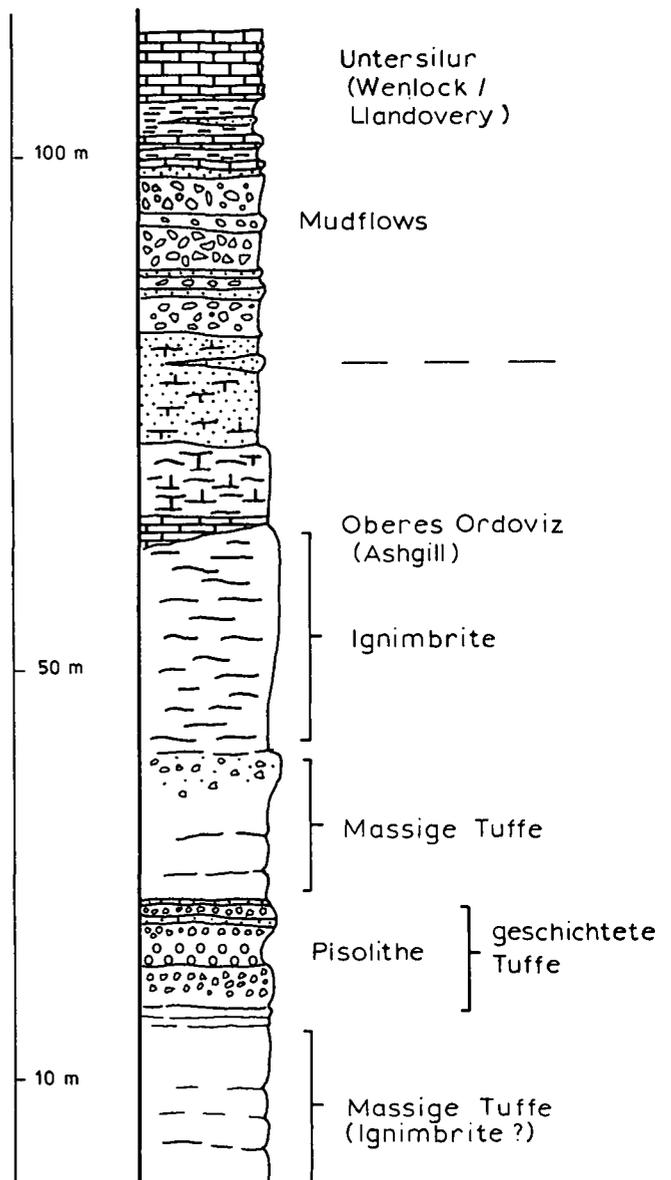


Abb. 5: Säulenprofil der oberordovizischen und untersilurischen Gesteine des Gebietes von Trögern, Seeberg-Aufbruch (nach LOESCHKE, 1974).

ren geschichteten Teil (ca. 10 m) und eine obere massige Folge (ca. 35 m) dreigliedert. – Pisolithen in den Aschen der geschichteten Serie können als sicherer Hinweis auf nahe subaerische Ausbruchstätigkeit gewertet werden. Das Gefüge und die Zusammensetzung der hangenden massigen Folge ist ignimbrisch und deutet auf den Absatz aus einer Glutwolke hin.

Die Altersstellung des Trögerner Vulkanismus wird von den genannten Autoren den überlagernden Sedimenten entsprechend mit dem Grenzbereich Ordovizium/Silur angegeben und mit gleich alten Vulkaniten des Klagenfurter Beckens und der Gurktaler Decke verglichen.

3.1.2.2. Das Vellach-Gebiet (Abb. 6)

Die vulkanischen Serien des Vellach-Gebietes bestehen aus bisher undatierten Tuffen und devonischen Lavas und Tuffen.

Die Vulkanite des Devons setzen sich aus intermediären bis basischen Aschen- und Lapillituffen, sowie karbonatischen Tuffiten zusammen, die in ihren liegenden Teilen von einem ca. 10 m mächtigen Diabas-Lagergang

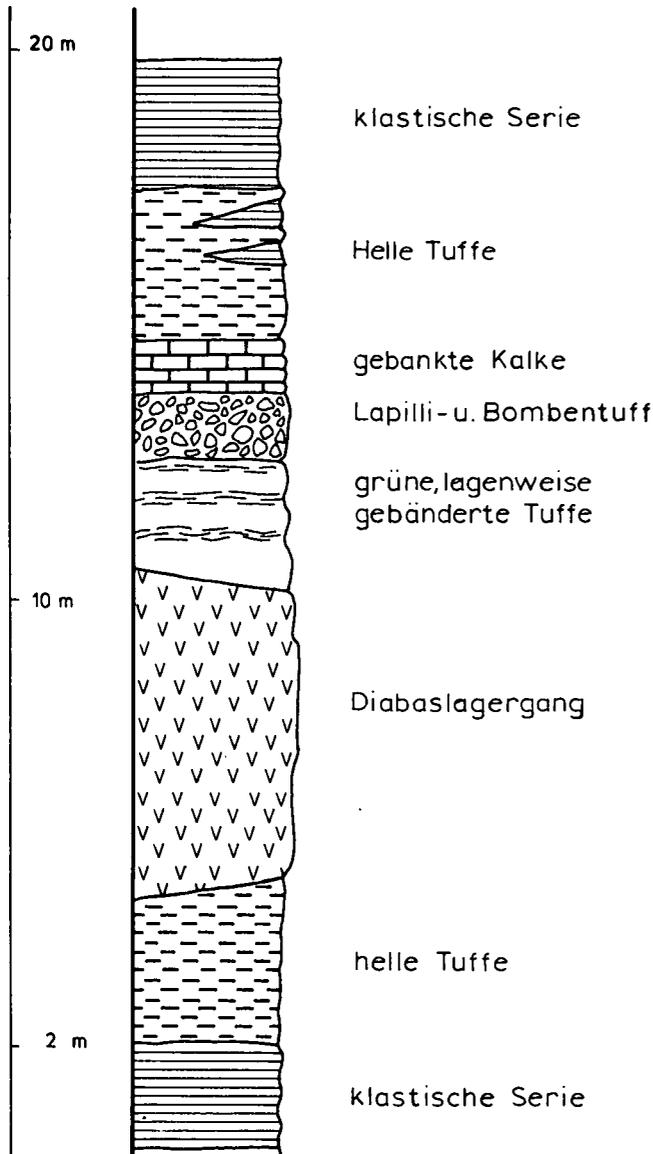


Abb. 6: Schematisches Säulenprofil aus der devonischen Vulkanitserie des Vellach-Gebietes, Seeberg-Aufbruch (nach LOESCHKE & ROLSER, 1971).

gang durchschlagen werden. Die Abfolge enthält einige Bänke von dichten und feinschichtigen Kalken, die mittels Conodonten auf ein Alter zwischen Ems und Oberdevon II eingengt werden konnten.

Die sauren bis intermediären, undatierten Pyroklastika (LOESCHKE & ROLSER, 1971: Ordovizium bis Silur?) des Vellach-Gebietes setzen sich aus mehreren, einige cm bis 20 m mächtigen Lagen von Kristalltuffen zusammen, die in eine monotone klastische Folge von fossil-leeren Tonschiefern und Siltiten mit zwischengelagerten Lyditen, Sandsteinen und Grauwacken unbekanntes Alters eingeschaltet sind.

Allgemein kann gesagt werden, daß die Pyroklastika des Seeberg-Aufbruches zu der Gruppe der paläozoischen Vulkanite gehören, die als „Quarzkeratophyrtuffe“ bekannt sind. Die Tuffe des Vellach-Gebietes repräsentieren wahrscheinlich anatektische Schmelzprodukte der sialischen Kruste (s. LOESCHKE, 1974).

3.2. Das Altpaläozoikum der Karawanken (Abb. 7)

3.2.1. Überblick

Innerhalb der Karawanken sind altpaläozoische Sedimente im Eisenkappeler und im Seeberg-Aufbruch zu beobachten. Das Altpaläozoikum der Westkarawanken knüpft im Westen an die entsprechenden Serien der Karnischen Alpen an und wird an anderer Stelle mit diesen zusammen besprochen.

Die datierbare altpaläozoische Schichtfolge des Eisenkappeler Aufbruches ist westlich des Vellachtales durch einen Geländestreifen im Süden des Granitzuges aufgeschlossen. Sie ist zusammen mit den übrigen Serien des Aufbruches in einen steilen, nordvergenten Schuppen- und Faltenbau einbezogen.

Auch der etwa 2,5 km breite nördliche Teil des Seeberg-Aufbruches ist steilgestellt. Der Süden dieses Gebietes wurde dagegen zu einem flacheren, ebenfalls Nordvergenten Sattelgewölbe geformt, in dem mehrere tektonische Einheiten übereinander liegen. Es werden Schubweiten von mehr als einem km beobachtet. Dieser Bereich des Seeberg-Aufbruches wird im Süden von der Permotrias der Steiner Alpen überlagert (Abb. 25).

Überschobenes Oberkarbon am Seebergpaß und eingefaltetes Perm im Norden des Aufbruches belegen das alpidische Alter des tektonischen (Groß-) Baues (Abb. 24).

Mit TESSENHORN (1971) läßt sich der Seeberg-Aufbruch weiter in drei Zonen untergliedern:

- Zone I ist ein steilgestellter und eng gefalteter Bereich, der hauptsächlich aus „Normalflysch“ des Variszikums (s. u.) und jungpaläozoischer „Molasse“ (Flachwasserfolge des Auernig-Oberkarbons) besteht.
- Die intensiv verschuppte und durch großräumige Überschiebungen gegliederte südliche Zone II ist durch die bedeutende Storschitz-Nordrandstörung (SCHÖNENBERG, 1965) von der Zone I getrennt. Sedimentologisch ist dieser Bereich vor allem charakterisiert durch einen geringeren Anteil des Flyschs an der Schichtfolge, die insgesamt vom Grenzbereich Ordoviz/Silur bis ins Karbon reicht, sowie durch das Auftreten der unterkarbonischen Bänderkalke.
- Unmittelbar nördlich der Storschitz-Nordrandstörung kann nach TESSENHORN (1971) aus der Zone I ein südlicher Anteil als Zone III ausgeschieden werden,

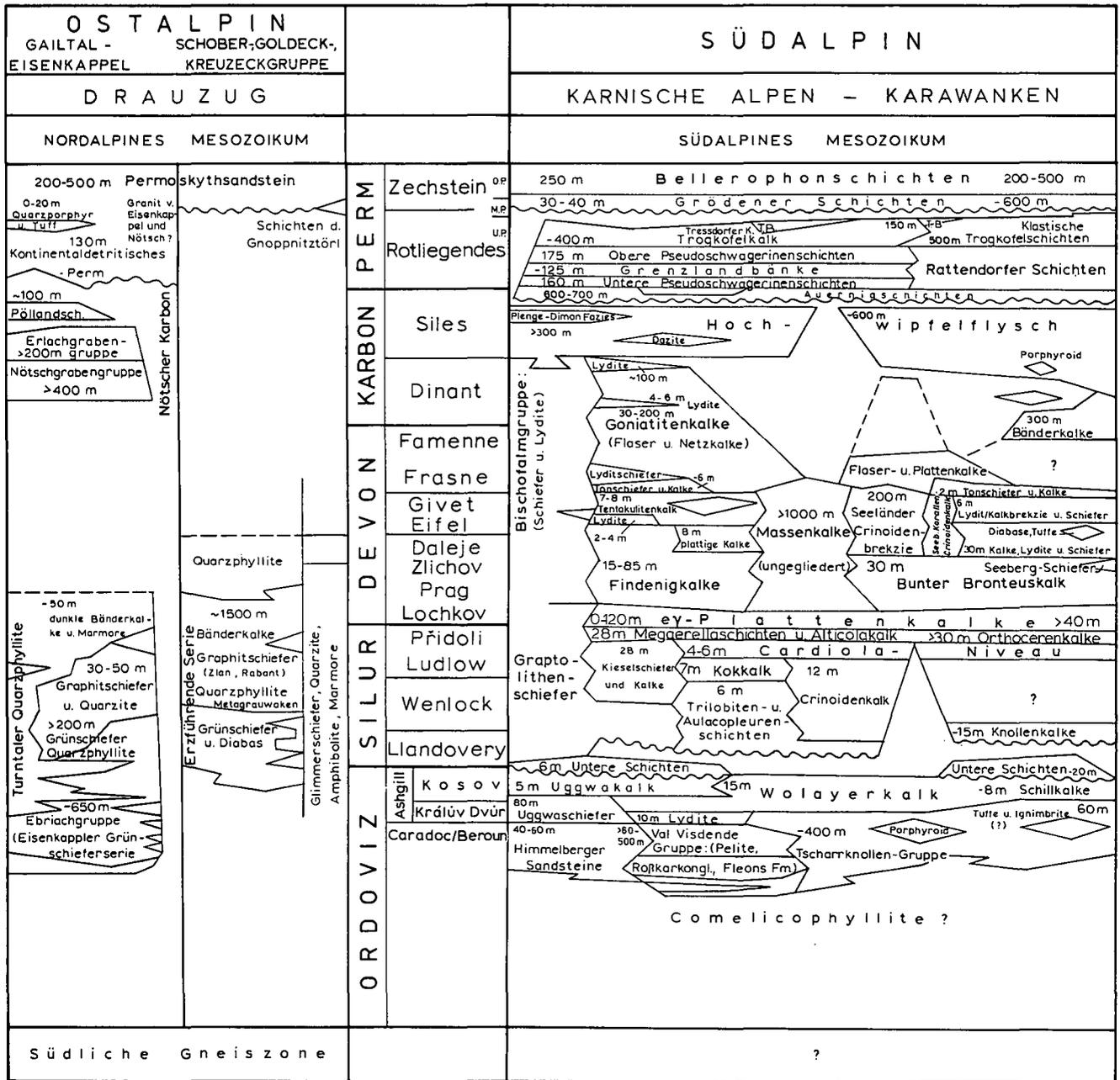


Abb. 7: Stratigraphisches Schema des Paläozoikums im Drauzug und den Karnischen Alpen (nach SCHÖNLAUB, 1979 und 1980).

der durch die hohe Beteiligung von Schlammströmen und Rutschsedimenten am Flysch und durch das Diapir-ähnliche Durchspießen isolierter Klötze von Devonkalke durch die Flyschserien charakterisiert wird.

3.2.2. Die Schichtfolge

3.2.2.1. Oberes Ordovizium bis mittleres Silur (Wenlock)

Wie bereits erwähnt, wird im Seeberg-Aufbruch eine etwa 60 m mächtige, subaerisch entstandene Serie von sauren bis intermediären Pyroklastika durch Flachwasserkalke des Grenzbereiches Ordovizium/Silur überlagert. Im Llandovery wechseln sandige, terrigene Sedimente, Kalke mit wechsem Fossiltschutt und Mudflows, die vulkanisches Material enthalten, mehrfach miteinander ab. Gegen die Wende Llandovery/Wenlock (unteres/mittleres Silur) enden die Schüttungen terrigenen

Materials und werden im unteren Wenlock von Orthoceren und Graptolithen führenden, rein pelagischen Kalken abgelöst.

Im Eisenkappeler Aufbruch vertritt eine Sedimentation von Tonschiefern und Lyditen, in welche in Abständen karbonatische und feinsandige Lagen eingeschaltet sind, denselben Zeitraum. Selten ist ein feiner grauer Fossiltschillkalk zu beobachten.

Der südliche Sedimentationsraum des Seeberg-Aufbruchs wird als eine der Erosion unterliegende vulkanische Schwelle gedeutet. Die Eisenkappeler Serie im Norden weist dagegen auf einen tieferen, pelagischen Ablagerungsraum hin.

3.2.2.2. Oberes Silur (Ludlow)

Die bislang zwischen dem Eisenkappeler und dem Seeberg-Aufbruch beobachteten faziellen Unterschiede erscheinen im oberen Silur und dem tieferen Unterdevon weitgehend ausgeglichen. Es soll aber darauf hingewiesen werden, daß die genannten Gebiete zu dieser

Zeit möglicherweise durch ein beträchtliches Areal voneinander getrennt waren:

Nach SCHÖNLAUB (1979, Abb. 75) befand sich zwischen der Zone von Eisenkappel und der des Seeberg-Paläozoikums der Ablagerungsraum der östlichen Grauwackenzone. Auch die von CASTELLARIN & VAI (1982) während des Oberdevons und des Unterkarbons vermuteten großen dextralen Horizontalverschiebungen am Periadriatischen Lineament (um 1.000 km) dürften wohl kaum ohne Auswirkungen auf die angrenzenden Gebiete geblieben sein.

Die sichere Datierung der Gesteine beginnt erst wieder im Obersilur, da der Grenzbereich Wenlock/Ludlow im hier besprochenen Gelände noch nirgends fossilbelegt nachgewiesen werden konnte. Ludlow ist im Seeberg-Aufbruch in einer Serie von feinschichtigen Mergeln belegt, die mit bituminösen schwarzen Kalken wechsellagern. Darüber folgen ca. 35 m rote und graue Knollenkalke des oberen Ludlow, die durch Eisen- und Mangankrusten charakterisiert sind.

Im Eisenkappeler Aufbruch findet sich im Liegenden eines ca. 12 m mächtigen, massigen Pakets von grauen und roten, schlierigen Kalken mit häufigen Bioklasten ein 2 m mächtiger Crinoidenschuttalk, dessen Conodonten das Ludlow belegen (KUPSCH et al., 1971). Darüber lagern rote und graue Knollenkalke, die denen des Seeberg-Aufbruchs ähnlich sind.

3.2.2.3. Unteres Devon bis Oberdevon I (Gedinne – Adorf)

Im Gedinne (und unteren Siegen) folgen in beiden paläozoischen Aufbrüchen der Karawanken dunkelgraue bis schwarze, gut gebankte Plattenkalke, in die z. T. hellere Schuttalkale eingelagert sind. In der Hauptsache setzt sich die Folge aus ca. 2 cm bis 2 dm mächtigen Plattenkalkbänken zusammen, die mit dünneren Tonlagen abwechseln.

Der Sedimentationsraum dieser häufig Pyrit führenden, Benthos-armen und bituminösen Kalkfolge, deren Fazies sehr weit verbreitet ist (Karawanken und Karnische Alpen, Grauwackenzone), dürfte ein 50 bis 100 m tiefes, leicht euxinisches Nebenmeer mit geringem Bodenrelief gewesen sein (TESSENHORN, 1974).

Ab dem höheren Gedinne zeigt sich ein Wechsel von reduzierenden zu oxidierenden Bedingungen an: Über den dunklen Plattenkalken folgen im Seeberg-Aufbruch dichte, z. T. plattige rote Kalke, die nach SCHULZE (1968) in das obere Siegen und das liegende Unterems gestellt werden.

Im Ems beginnt eine durchgreifende Gliederung des Meeres: Es bildet sich ein zentraler, heute auf ca. 15 km zu verfolgender Riffgürtel, der im Norden und im Süden von Bereichen flankiert wird, in denen rote Flaserkalke bzw. „Kalkflaserschichten“ sedimentiert werden. Der Riffbereich selbst wird in der Hauptsache aus Crinoidenkalken (Fore reef), Korallen-Stromatoporenkalken (Riffkern), sowie Algen- und Onkoidkalken (Back reef) aufgebaut.

Zum anderen konnte Devon auch in Tuffiten der noch weitgehend undatierten „Seebergschiefer“ durch Conodonten nachgewiesen werden. Die Seebergschiefer sind mächtige klastische Sedimente, die vorwiegend aus Grauwacken und Tonschiefern mit Zwischenlagen von Kieselschiefern und Vulkaniten bestehen. Auch in einer feinklastischen Folge mit Kieselschiefern und Kalken des Seebergs wurde Devon festgestellt (KUPSCH et al., 1971).

Im Eisenkappeler Aufbruch wird die Ablagerung der Plattenkalke von der Sedimentation der noch stärker rotgefärbten Kalkflaserschichten abgelöst. In diese Gesteine sind in unregelmäßigen Abständen tonige Partien mit Kalkfasern und kleine Crinoiden-Schuttalkbänke eingeschaltet. Die Kalkflaserschichten werden in das Unterdevon und das untere Mitteldevon (Eifelstufe) eingeordnet.

Die Serie wird von einem ca. 2 m mächtigen Wechsel von schwarzen Schiefern, Lyditen und dunklen Kalkbänken des Givet überlagert. Hangend folgt im Eisenkappeler Aufbruch eine Kalkbrekzie, die als Rutschkörper aus einer nahen Riffzone gedeutet wird. Zeitlich wird sie um die Wende mittleres/oberes Devon eingestuft (vgl. KUPSCH et al., 1971).

3.2.2.4. Höheres Oberdevon und Unterkarbon

Dieser Zeitraum ist in der Hauptsache durch die Einsenkung des Flyschtroges in den Karnischen Alpen und den Karawanken und dessen Auffüllung durch mächtige klastische Sedimentserien gekennzeichnet. – Im Seeberg-Aufbruch sind darüber hinaus tieferes Unterkarbon und höheres Oberdevon teils in massigen Kalken, vor allem aber in den bis zu 300 m mächtigen dichten Bänderkalken enthalten, deren Farbe von weiß über grau bis schwarz reicht.

Im Eisenkappeler Aufbruch wurde in einer geringmächtig aufgeschlossenen Folge von Tonschiefern mit dünnen Kalklagen bisher nur Oberdevon II (Nehden) datiert.

Insgesamt hält die Gliederung des altpaläozoischen Ablagerungsraumes der Karawanken in Riffkomplexe und Becken mit Flaserkalk-Sedimentation bis in das Oberdevon II an. Dann bricht die kontinuierliche Karbonatablagerung ab. Die Riffe tauchen aus dem Meer auf, unterliegen der Erosion und verkarsten, während in den Becken allgemein nur gering und wahrscheinlich mit Unterbrechungen weiter sedimentiert wird. Bereiche fortgesetzter Ablagerung nahmen vermutlich die Bänderkalke auf.

Nach TESSENHORN (1974) dokumentiert das höhere Oberdevon und das tiefere Unterkarbon

„mit der Vielfalt der Ablagerungsprodukte und dem Nebeneinander von Abtragung und Sedimentation die Zeit der stärksten Differenzierung und Unruhe in der Geosynklinale, bevor mit der Transgression des cu III die allgemeine Absenkung beginnt, die zum namurischen Flysch hinleitet.“

3.2.2.5. Der Karbonflysch (Hochwipfelkarbon)

Die Basis des Flysches besteht im N, am Südrand des Eisenkappeler Aufbruchs, aus mittel- bis oberdevonischen Kalken. Kalkrutschungen im Flysch, die aufgearbeitetes cu III (Visé) enthalten, sprechen dafür, daß diese Kalke sich nicht mit dem Flysch verzahnen, sondern dessen Basis darstellen. Danach ist das Mindestalter des Flysches Namur (TESSENHORN, 1971). Die Flyschbildung endete vor der Ablagerung der oberkarbonischen Auernig-Schichten im Westfal D. Zwischen dem Ober- und dem Unterkarbon wurde das Gebiet im Zuge starker gebirgsbildender Bewegungen kräftig gefaltet und geschiefert.

Während das Altpaläozoikum des Seeberg-Aufbruchs im Süden von der Permotrias der Steiner Alpen überlagert wird, findet der Flyschtrog im heutigen Eisenkappeler Aufbruch seine nördliche Begrenzung. Hier ist die klastische Sedimentation charakterisiert durch den

Wechsel von Tonschiefern und Grauwacken, wobei die Grauwacken dominieren, sowie durch das Auftreten einiger Lydithorizonte in den Liegendpartien der Folge. Ferner ist der Lyditbrekzienkalk des nördlichen, zum Eisenkappeler Aufbruch gehörenden Trögernbachtals von Bedeutung. Dieser wird von TESSENHORN als Rutschsediment gedeutet, das in der Folge von Erdbeben entlang der Eisenkappeler Hauptstörung entstanden sein mag: Der Flyschtrogl endet

„... im Norden abrupt an einer steilen, durch eine Störung gebildeten Kante.“

Wie bereits in Absatz 3.2.1. erwähnt, kann der Seeberg-Aufbruch in drei Zonen gegliedert werden. In der nördlichen Zone I liegt der Flysch in typischer Ausbildung vor: Ein mächtiger, regelmäßiger Wechsel von Grauwacken, Siltiten und Tonschiefern, wobei die Grauwacken in den Tonschiefer-/Siltstein-Wechselfolgen etwas zurücktreten.

Der Flysch im Süden des Seeberg-Aufbruches (Zone II) ist ähnlich; allerdings sind die Mächtigkeiten dort geringer, die Wechsellagerungen zwischen Tonschiefern und Grauwacken nicht so regelmäßig und insgesamt ist die Folge nicht so monoton, sondern variiert stärker.

Der Bereich III, der zwischen der „normalen“ Flyschfazies im Norden und der der Zone II im Süden gelegen ist, weist eine besondere Gesteinsfolge auf: Neben Fluxoturbiditen und Turbiditen, die aus Trübeströmen sedimentiert wurden und die Matrix von Grauwacken besitzen, treten Olisthostrome und slump-Sedimente mit einer tonigen Matrix auf, die aus Rutschungen und Schlammströmen abgelagert wurden. Außerdem findet man Parakonglomerate (im Sinne von PETTJOHN, 1975), bei denen die groben Komponenten in feinkörniger, toniger und/oder sandiger Matrix „schwimmen“. Ferner kommen Lydit- bzw. Kieselschiefer-Brekzien vor.

Die Breite des Flyschtroges betrug ursprünglich etwa 15 bis 20 km, seine Länge ist in den Karawanken auf ca. 30 km nachgewiesen (TESSENHORN, 1971). Unter Einbeziehung des altpaläozoischen Flyschtroges der Karnischen Alpen beträgt sie (bis zum Plöckenpaß) 150 Kilometer.

3.3. Postvariszisches Paläozoikum und Mesozoikum der Karawanken (Abb. 8)

3.3.1. Überblick

Während in den Ostalpen, also auch in den Nordkarawanken, die marine Sedimentation erst wieder im Verlauf der unteren Trias einsetzt, beginnt der alpidische Ablagerungszyklus in den östlichen Südalpen schon nach einer kurzen Schichtlücke wieder mit Folgen des Meeresraumes. Das Profil setzt in den Südkarawanken und den Karnischen Alpen bereits im Westfal D mit den Serien des Auernig-Rhythmus ein, die in eine größtenteils marine permische Schichtfolge hinüberleiten.

In diesen Zeitraum fallen die bedeutendsten Unterschiede zwischen den faziellen Entwicklungen der Südalpen und dem Ostalpin nördlich des Periadriatischen Lineamentes. Diese haben zu den weitreichenden paläogeographischen und tektonischen Überlegungen Anlaß gegeben, welche auch der vorliegenden Schrift als Anlaß dienten. Schon im Altpaläozoikum und besonders in der Flyschphase der Karawanken (und der Karnischen Alpen) traten fazielle Differenzen zwischen Gebieten nördlich und südlich des Lineamentes auf, die mit der Gailtal-Linie und der Karawankenstörung in Zu-

sammenhang gebracht werden. Diese Unterschiede waren aber erst zwischen dem Oberkarbon und der unteren Trias so augenfällig, daß man (mindestens) an eine Küstenlinie im Bereich dieser Großverwerfung dachte (KAHLER, 1947; BÖGEL, 1975), teilweise sogar enorme Seitenverschiebungen entlang des PL postulierte (z. B. DE BOER, 1965; VAN BEMMELN & MEULENKAMP, 1965).

Im Verlaufe der Trias, während der mächtige geosynklinale Schichtpakete im südalpinen wie im ostalpinen Meeresbereich zur Ablagerung kamen, glichen sich die faziellen Unterschiede zwischen den Gebieten nördlich und südlich des Lineamentes weitgehend aus. Dennoch lassen sich Abweichungen beobachten, die zu Diskussionen Anlaß geben (vgl. z. B. HOFMANN, 1972; BRANDNER, 1972; KRAUS, 1969).

3.3.2. Postvariszisches Paläozoikum (Abb. 7)

3.3.2.1. Höheres Oberkarbon (Auernig-Karbon) der Südkarawanken

Ab dem höheren Oberkarbon transgredierte ein flaches Epikontinentalmeer über das (in der asturischen Phase) gefaltete Variszikum. Dabei wurden in den Südkarawanken und den Karnischen Alpen die küstennahen Serien des Auernig-Rhythmus abgelagert. Diese „variszischen Molassebildungen“ wurden in den Karawanken auf die altpaläozoischen Gesteine des Eisenkappeler und Seeberg-Aufbruches sedimentiert und später alpidisch gefaltet.

In den Karawanken besteht die Auernig-Serie – wie auch an der Typlokalität in den Karnischen Alpen – aus einer wiederholten und durch Übergänge miteinander verknüpften Wechselfolge von ziemlich reinen Quarzkonglomeraten, kieselig gebundenen Quarzsandsteinen und silbriggrauen, glimmerreichen Sandsteinen, sowie dunklen Tonschiefern und den bekannten Fusulinenkalcken. Diese sind schwarz oder von sehr dunklem Grau und enthalten Fusulinen in großen Mengen. Sie sind Flachwasserbildungen. Die Tonschiefer dürften einem etwas weiter von der Küsten entfernten Raum entstammen.

Die Auernig-Schichten werden in den Karawanken auf Grund ihres relativ hohen Gehaltes an feinerklastischem Material und bei den weithin starken Beanspruchungen häufig stark verknünet und zerquetscht gefunden, an größeren Verwerfungen teilweise das „Schmiermittel“ bildend. Besonders an diesen Stellen fallen sie durch ihre wasserstauenden Eigenschaften, sowie durch charakteristische rostige bis schwärzliche Verwitterungsfarben auf.

3.3.2.2. Das Perm der Südkarawanken

Das südalpine Perm der Karnischen Alpen und der Südkarawanken kann vom Liegenden zum Hangenden in folgende Stufen unterteilt werden: Rattendorf-, Trogkofel- und Sosio-, Bellerophonstufe. Diese Gliederung entspricht mit dem Rattendorium dem Unterperm, Trogkofel- und Sosiostufe werden als Mittelperm und die Bellerophonstufe als oberes Perm bezeichnet. In der Einteilung des „germanischen“ Raumes können Rattendorf, Trogkofel und Sosio zusammen dem Rotliegenden und die Bellerophonstufe etwa dem Zechstein verglichen werden.

Es wurde bereits angedeutet, daß die Tethys von SE her in den europäischen Raum eingriff und hier allmählich die alpine Geosynklinalentwicklung einleitete, während die Nord- und Westalpen im Perm noch kontinentalen Bedingungen unterlagen. Aber auch im Südosten

setzte die marine Folge nicht einheitlich ein, sondern griff erst nach und nach aus dem Raum der heutigen Karawanken und Karnischen Alpen nach Westen auf das Gebiet des Grödener Tales und bis in eine Küstenregion in der Nähe der Etschlinie über. – Im unteren Perm steht küstennahen marinen Serien im Karnischen Bereich der enorme Vulkanismus der Bozener Quarzporphyre im Westen gegenüber. Dieser zeigt allerdings Ausläufer bis in die Gailtaler Alpen (vgl. KAHLER, 1959).

Die Rattendorfer Schichten werden aus den Unteren Pseudoschwagerinenkalken (untere PSK), den sogenannten Grenzlandbänken und den oberen Pseudoschwagerinenschichten (obere PSK) aufgebaut. Nach SCHÖNLAUB (1979) zeigen die unteren PSK wechselnd trans- und regressive Tendenzen und wurden in einem „bathymetrisch gegliederten“ Innenschelfbereich abgelagert. Die Grenzlandbänke, die bislang in Österreich nur aus den Karnischen Alpen bekannt sind, weisen wechselnde Strömungsverhältnisse auf, bei denen die Transportrichtungen zwischen N–S und S–N pendelten und deuten damit auf eine nahe, etwa E–W verlaufende Küste (PL?). Die oberen PSK besitzen nur basal grobklastische Einschaltungen. Insgesamt überliefern sie einen gut durchlichteten Ablagerungsraum „am stetig sinkenden Außenschelf“ (SCHÖNLAUB, 1979).

Am Rand dieses sinkenden Schelfes entwickelten sich im mittleren Perm Riffe, die uns in den meist hellen, massigen Trogkofelkalken dokumentiert werden. Im benachbarten Außenschelf finden sich gebankte Kalke mit klastischen Einschüttungen. Auf dem Innenschelf wurden währenddessen die klastischen Trogkofelschichten sedimentiert, die bisher allerdings nur in Slowenien sicher nachweisbar sind (SCHÖNLAUB, 1979).

Zumindest ab dem mittleren Perm bzw. der Wende Unter-/Oberrotliegend, geschah die Absenkung des Tethysraumes nicht mehr immer stetig. Zunehmend machen sich in dieser Zeit mit der Bildung von Brekzien Bodenunruhen bemerkbar, die zu einem Zerbrechen der Karbonatplattform (BUGGISCH et al., 1976) und im oberen Perm zur Ablagerung der Tarviser Brekzie (Trogkofelbrekzie) führten. Nach BECHSTÄDT (1978) stellt der saure Quarzporphyr-Vulkanismus an der Grenze Unter-/Oberrotliegend ebenfalls einen bedeutenden Einschnitt in der Entwicklung des östlichen Alpenraumes dar. SCHÖNLAUB (1979) sieht die syndimentäre Bruchtektonik im Zusammenhang mit der saalischen Bewegungsphase um die Unterperm/Mittelpermgrenze.

Das Hangende der Tarviser Brekzie geht meist ohne scharfe Grenze in die häufig intensiv roten Grödener Schichten (Sosio) über. Während aber an der Etschlinie bis ins höhere Mittelperm terrestrische Grödener Sandsteine abgelagert wurden, ist in den Karnischen Alpen und den Westkarawanken nur die Basis der Grödener Schichten kontinental-gröberklastisch.

Mit einer Schichtfolge von evaporitischen Rauhwacken und bituminösen Dolomiten setzen im Oberperm die bis zu 250 m mächtigen Bellerophonsschichten ein. Sie werden von „Feinschlammkalken“ unterbrochen und hangend von schillführenden Dolomiten abgeschlossen. Nach SCHÖNLAUB vermittelt diese Serie zwischen den Evaporiten der Küstenregion in Südtirol und dem Rand des vollmarinen Milieus der Tethys im Südosten, welcher im obersten Perm noch im Gebiet der heutigen Savefalten lag.

3.3.2.3. Kontinentales Perm

Der südalpinen, überwiegend marinen Fazies steht die nordalpine, vorherrschend terrestrische Entwicklung des Perms gegenüber.

In der Region des Magdalensberges in Kärnten werden graue Sandsteine des Oberkarbons von intensiv roten Fanglomeraten, Vulkaniten und Schiefer-tonen überlagert, für die ein Mittelrotliegend-Alter angenommen wird (RIEHL-HERWISCH & WASCHER, 1972). In den Sankt Pauler und Griffener Bergen enthält eine ähnliche Serie allerdings Zwischenlagen mit Ooiden und Hinweisen auf Algenmatten (THIEDIG & CHAIR, 1974). BECHSTÄDT (1978) beschreibt die dem Altkristallin im Drauzug auflagernde Gesteinsabfolge als zum größten Teil fluviatil angelegtes „kontinentaldetritisches Perm“, das durch eine bis 20 m mächtige pyroklastische Abfolge beschlossen wird. Auf diese folgt die „Hangende Serie“ des „Permoskyth-Sandsteins“, der ebenfalls noch fluviatile Kennzeichen aufweist und im Drauzug bis 200 m mächtig werden kann. Nach RIEHL-HERWISCH & WASCHER (1972) vertritt der Permoskyth-Sandstein oberes Perm und Seis und stellt einen Sedimentationsumschwung dar, der als Auswirkung der saalischen Phase gedeutet wird. Das prä-oberkarbone Relief in der Saualpe wird damit endgültig überdeckt (THIEDIG, 1975).

KAHLER (1959) spricht sich dafür aus, daß die im westlichen Drauzug vorkommenden roten Sandsteine und Konglomerate des Perms mindestens teilweise mit den Grödener Schichten der südalpinen Entwicklung verglichen werden können.

NIEDERMAYR (1974) schließt aus einer Gegenüberstellung des Permokarbons von Kötschach (Gailtal) mit Ablagerungen vom Westrand der Bozener Hochzone auf Seitenverschiebungen von ca. 120 km am Periadriatischen Lineament.

3.3.3. Mesozoikum (Abb. 8 und 9)

3.3.3.1. Untere Trias (Skyth)

Im Gailbergsattel nördlich von Kötschach/Gailtal folgen auf den Permoskyth-Sandstein rote Sandsteine mit Schrägschüttungskörpern, in die kleine Flözchen zwischengelagert sind. Diese gehören nach MOSTLER (1972) dem höheren Seis und dem tieferen Campil, also bereits der unteren Trias an. Sie werden von sandigen Mergeln mit Rauhwacken und Gips überlagert.

Das Skyth der Nordkarawanken ist von Störungen stark in Mitleidenschaft genommen und tektonisch reduziert worden. Soweit erkennbar, besteht es im Liegenden aus Konglomeraten und Sandsteinen („Permoskyth-Sandstein“), im Hangenden aus gebankten bis plattigen Sandsteinen mit Mergelzwischenlagen und mergeligen Siltiten, sowie Rauhwacken und bräunlichen Kalkbänken (BAUER, 1973). Weiter kommen mittel- bis grobkörnige, grünliche Quarzitbänke vor, die Gerölle führen können. Wie in den Nördlichen Kalkalpen ist der terrigene Einfluß noch deutlich spürbar. Diese untere Trias, Werfener Schichten in nordalpiner Fazies, transgredierte über das Altpaläozoikum und prävariszisches Kristallin.

In den Südkarawanken beginnen die südalpinen Werfener Schichten über rotem Perm mit dunklen, grob gebankten Dolomiten (ca. 40 m), die von ebenfalls dunklen, teilweise flaserigen, gebankten Kalken überlagert werden. In den höheren Teilen der Serie treten oolithische Lagen mit z. T. roter Färbung hinzu, deren Mächtigkeit ca. 130 m beträgt. Nach BAUER (1973) bestehen die oberen 50 m der Werfener Schichten aus für die

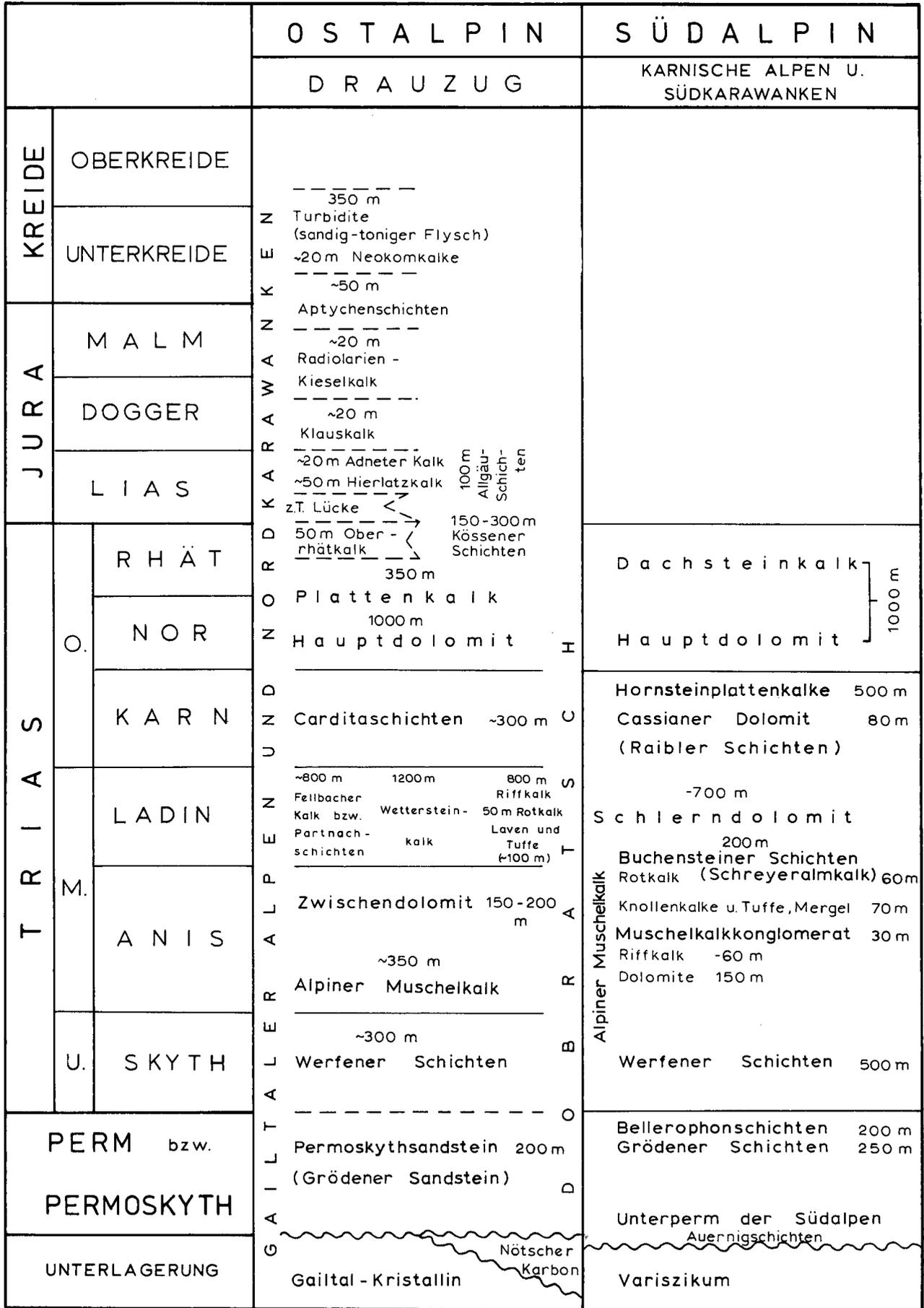


Abb. 8: Stratigraphisches Schema des Permomesozoikums in den Südkarawanken, dem Drauzug und den Karnischen Alpen (nach SCHNABEL; in: OBERHAUSER [Hrsg.], 1980).

Campiler Entwicklung charakteristischen „roten Schiefer“, die mit Kalkbänken wechsellagern.

3.3.3.2. Mittlere Trias

In der Mitteltrias findet eine tektonische Gliederung der nördlichen Tethys in langgestreckte, im ostalpinen Raum großenteils e–w Becken und Hochzonen, Gräben und Horste statt. BECHSTÄDT et al. (1978) erwähnen daneben auch NE–SW und NW–SE verlaufende post-variszische „Paläostrukturen“, fanden aber keine Hinweise auf die n–s streichenden Becken und Schwellen BOSELLINIS (1965). Auch EPTING et al. (1976) können die letztgenannten Zonen nicht bestätigen, erwähnen jedoch, daß später, an der Grenze Trias/Jura, Plattformen und Beckenareale durch n–s Verwerfungen voneinander getrennt wurden.

Anis

Die Faziesdifferenzierung im Anis der Nordkarawanken ist lateral wie in zeitlicher Folge deutlich (BAUER, 1973). Während bei Eisenkappel ein liegender dolomitischer und ein hangender kalkiger Teil unterschieden werden können, besteht die Serie weiter im Osten (südlich der Petzen) aus einer im wesentlichen kalkigen Folge. In der Jauernikgruppe der mittleren Nordkarawanken fand SCHREIBER (1967) überwiegend dünnbankige bis plattige, dunkle und bituminöse Kalke und Dolomite. Ähnlich ist die Abfolge am Ferlacher Horn (PREY, 1955).

Nach BAUER (1973) stellt sich ein Normalprofil wie folgt dar:

Liegend finden sich „Wurstelkalke“, dann mikritische Kalke in dm-Bankung, darauf ein geringmächtiger Mergel- und Dolomit-Horizont und darüber wieder mikritische Kalke, z. T. mit Lamellierung. Der oberste „alpine Muschelkalk“ enthält teilweise kleine Riffe (Kalkschwämme, Korallen), die sich mit dunklen, Hornstein führenden Kalken verzahnen und einer zweiten Fazies gegenüberstehen, die sich aus grauen und rötlichen Knollenkalken mit Tuffhorizonten zusammensetzt. Darüber lagern Partnachsichten oder Wettersteinkalk.

Das Anis der Südkarawanken beginnt nach BAUER mit einem Konglomerat, dessen Komponenten aus den Werfener Schichten stammen und graue, seltener rötliche Kalke und Tuffgerölle enthalten. KAHLER & PREY (1963) beschreiben ein ähnliches Konglomerat aus den Karnischen Alpen. Diese grobklastischen Gesteine, wie auch die anisische Ugowizzer Brekzie in den Karnischen Alpen, dürften tektonische Unruhe belegen.

Über den Konglomeraten liegen Platten- und Knollenkalke mit Mergellagen und hangenden Tuffhorizonten, die von stark eisenschüssigen braunen Kalken überlagert werden (BAUER, 1973, Profil Obojnikgraben).

BRANDNER (1972) vergleicht das Anis der Lienzer Dolomiten mit Gesteinen der Pragser und Olinger Dolomiten. Er diskutiert synsedimentäre Vertikalbewegungen und (spätere) e–w Dextralverschiebungen, welche die beiden Faziesräume voneinander trennten.

Ladin

Das Ladin der Nordkarawanken besteht aus Wettersteinkalk und -dolomit, welche in den Ostkarawanken bis 1200 m Mächtigkeit erlangen können (BAUER, 1973). Der Wettersteinkalk seinerseits setzt sich aus Kalken in Riffschuttfazies und gebankten lagunären Karbonaten zusammen. Die Beckenfazies wird durch die dunklen, tonig-mergeligen Partnachsichten repräsentiert, die südlich an den Riffgürtel anschlossen.

Die Riffbereiche sind nach Süden exponiert, die zentrale Zone ist nicht erhalten. Nördlich an die Riffschuttfazies schließen die mächtigen, arenitischen bis feinkörnigen Lagunenkalke des mittleren Wettersteinkalkes an. Diese enthalten die bekannten dolomitisierten Stromatolithlagen. – Das Fehlen der zentralen Riffbereiche ist nach BECHSTÄDT (1978) eine Folge der Tektonik am Periadriatischen Lineament.

Die hangenden 120 m des Wettersteinkalkes zeigen eine bewegte Faziesdifferenzierung: neben subtidalen Kalken finden wir das Intra- bis Supratidal der dolomitischen Stromatolith-Horizonte, sowie Mergellagen und dunkle Brekzien.

In den Gesteinen des Lagunenbereiches im hangenden Wettersteinkalk wird auch die sogenannte „Bleiberger Fazies“ mit ihrer Blei-Zink-Vererzung und zyklischen Emersionshorizonten beobachtet. Verkarstungserscheinungen begünstigen nach BECHSTÄDT die Vererzung. Die Bleiberger Fazies (HOLLER, 1936) läßt sich von Bleiberg am Dobratsch (östliche Gailtaler Alpen) über Windisch Bleiberg, den Obir, die Petzen und die Grube Mežica (Nordkarawanken) bis in den Ursulaberg verfolgen, also auf ca. 120 km Länge. Sie scheint jedoch nördlich und südlich dieses Streifens zu fehlen. Dagegen läßt sich n und nw von Innsbruck eine ähnliche „Sonderfazies“ (H.-J. SCHNEIDER, 1954) konstatieren. Auf die tektonische Deutung dieser Beobachtung nach BECHSTÄDT (1978) wird weiter unten zurückzukommen sein (s. Absatz 9.3. und 9.6.).

Wie in den Gailtaler Alpen sind auch im Ladin der Nordkarawanken vulkanische Spuren enthalten. So erwähnt BAUER (1970) aus dem Wettersteindolomit der Lagunenfazies im Leppengraben östlich von Eisenkappel 20 hellgrüne Tufflagen; aber auch in den Stromatolithbändern bzw. der Algenkalkfazies sind Tuff- bzw. Tuffitlagen gefunden worden.

Das Ladin der Südkarawanken besteht im Schlerndolomit aus einer Faziesgruppierung, die der nordalpinen Entwicklung vergleichbar ist. Die Riffschuttfazies des Schlerndolomites, die zentrale Riffzone nach BAUER (1973), ist hier jedoch nördlich angelegt (Gebiet Zimpf- Vellachtal), der geschichtete Lagunenbereich schließt südlich an. Vom Vellachtal zieht er in gebankten dunklen Dolomiten mit Hornsteinlagen nach Westen herüber bis etwa an die Trögerner Klamm. Dort verliert sich die Bankung im dm-Bereich. Bis in den Zug der Koschuta und weiter nach Westen läßt sich nun eine Ausbildung der lagunären Fazies verfolgen, die aus weitständig gebankten hellen Dolomiten mit Stromatolithlagen besteht.

Im Westen liegt das südalpine Ladin nach ANDERLE (1970) ebenfalls in mehreren Ausbildungen vor. Zwar ist der helle Schlerndolomit noch weit verbreitet; zum anderen aber findet sich, vor allem im südlichen Rosenbachgebiet, die Fazies der Buchensteiner und Wengener Schichten mit tonig-sandigen und Hornstein führenden Kalken. – Der Schlerndolomit wird hier bis 1000 m mächtig, während er im Osten etwa 600 m erreicht.

Partnachsichten bilden auch in den Südkarawanken die Beckenfazies des Ladin. Sie bestehen aus dünnbankigen dunklen Kalken, Mergeln und Mergelkalken.

3.3.3.3. Obere Trias

Karn

Das Karn, bzw. die Raibler Schichten der Nordkarawanken, können in einen Wechsel von drei karbonati-

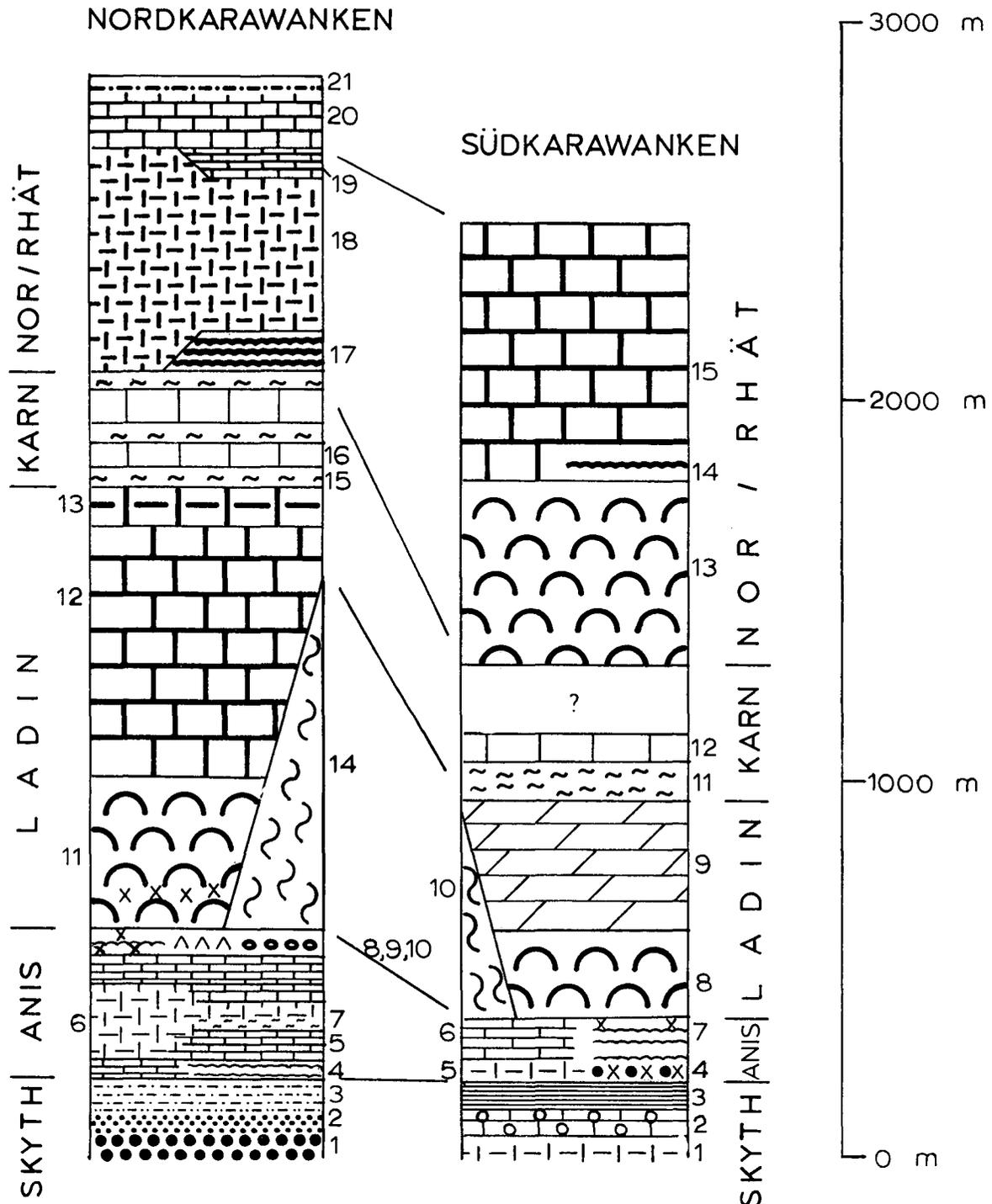


Abb. 9: Schematisches Säulenprofil der Trias in den Karawanken (nach BAUER, 1973).

Nordkarawanken: Permoskyth: 1 = Konglomerate, 2 = Sandsteine; 3 = Werfener Schichten (Rauhacken, Kalke, Mergel); Alpiner Muschelkalk: 4 = Wurstelkalkfolge, 5 = mikritische Kalke, 6 = Dolomit, 7 = Mergel, 8 = Riff-Fazies, 9 = Hornsteinkalk, 10 = Knollenkalke (xx = Tuffe); Wettersteinkalk: 11 = Riffschuttfazies (xx = Tuffe), 12 = Lagunenfazies, 13 = vererzter hangender Wettersteinkalk; 14 = Partnach-Schichten; Raibler Schichten: 15 = „Schiefer“, 16 = Karbonate; Hauptdolomit: 17 = laminierte Dolomite, 18 = Flachwasserdolomite mit Stromatolithen, 19 = Plattenkalke; Rhät: 20 = Plattenkalke, 21 = Kalke und Mergel.

Südkarawanken: Skyth: 1 = Dolomit, 2 = gebankte Kalke mit Oolithlagen und faserige Kalke, 3 = rote „Schiefer“; Alpiner Muschelkalk: 4 = Konglomerate mit Tuffen, 5 = Dolomit, 6 = gebankte Kalke, 7 = Knollenkalke mit Tuffen; Schlierndolomit: 8 = Riffschuttfazies, 9 = Lagunenfazies; 10 = Partnach-Schichten; Raibler Schichten: 11 = Mergel, 12 = Kalke; Dachsteinkalk: 13 = Riffschuttfazies, 14 = Algenhorizont, 15 = Lagunenfazies.

schen und drei klastischen Horizonten gegliedert werden (KRAUS, 1969). Nach BECHSTÄDT (1978) überlagert hier, wie in Bleiberg, der erste (fein-) klastische Horizont eine – in den Nordkarawanken mächtige – Onkolithlage des hangenden Wettersteinkalkes. In der Mitte des klastischen „Schieferhorizontes“ kann ein cephalo-

poden- und muschelreiches Band, der „opalisierende Muschelmarmor“ angetroffen werden. – Der erste karbonatische Komplex ist im Eisenkappeler Gebiet und bei Mezica meist hell und ähnelt dem Wettersteinkalk in Bleiberger Fazies (BECHSTÄDT, 1978; BAUER, 1970). An anderen Stellen besteht er jedoch aus dunkleren, brau-

nen und grauen Dolomiten und tonigen Kalken. – Über einer Megalodonten führenden Bank mit einer hangenden oolithischen Lage folgt der zweite klastische Horizont.

Die hangenden Raibler Schichten der Nordkarawanken entsprechen nach BECHSTÄDT weitgehend denen der östlichen Gailtaler Alpen. Danach ist die zweite Karbonatserie nach liegenden knolligen Kalken in der Hauptsache mikritisch. Im Liegenden des dritten „Schieferhorizontes“ fällt eine mehrere Meter mächtige Onkoidbank auf („Groboolith“, „Grobonkolith“), während der dritte Karbonatkomplex unterschiedlich aufgebaut sein kann (Rauhacken, aber auch plattiger Dolomit und Kalke).

Bei Faziesvergleichen zwischen den Raibler Schichten des Drauzuges und denen der Südalpen sind die bearbeitenden Autoren zu unterschiedlichen Auffassungen gelangt. Während HOFMANN (1972) keine markanten Unterschiede feststellt, betont KRAUS (1969) die Faziesdifferenzen: Bereits unmittelbar südlich des Periadriatischen Lineamentes seien die Raibler Schichten frei von terrigenen Sedimenten. SCHULZ (1970) stellt auf der anderen Seite große Ähnlichkeiten zwischen dem Karn des Drauzuges und dem des Karwendel fest und betont „die weit davon abweichende Schichtfolge der Typlokalität Raibl“ (vgl. Absatz „Ladin“ und 9.6.).

Sind in den Nordkarawanken die Profile durch die Raibler Schichten lückenhaft, da diese Serie einen Hauptbewegunghorizont in ihrem tektonischen Bau darstellt, so fehlen sie in den Südkarawanken auf Grund der Deformationen ganz.

In den Steiner Alpen bestanden sie allerdings aus Mergeln und Kalken. Die Erstellung eines Schichtprofils ist aber nach BAUER (1973) wegen der intensiven Tektonik ebenfalls nicht möglich.

Nor – Rhät

In den Nordkarawanken wird in dieser Zeit Hauptdolomit sedimentiert, wobei sich ein unterer, lamellierter und stärker bituminöser Anteil von einem höheren, gebankten und Stromatolithen führenden Teil und einem oberen Hauptdolomit mit Plattenkalken unterscheiden läßt. Das Rhät ist kalkig und mergelig (BAUER, 1973).

Über den Plattenkalken folgen allerdings noch einmal Dolomite mit Stromatolithen und Anzeichen höherer Salinität, bei denen unsicher ist, ob sie dem Plattenkalk oder dem Hauptdolomit zugehörig sind (BECHSTÄDT, 1978). Auch die Stellung der dunklen, bituminösen und siltitischen Kalke mit Hornsteinführung aus dem Vellachtal ist nicht ganz gesichert. – Daneben sind aber auch siltitische bis arenitische Kalke, Mergel und Mergelkalke, d. h. Kössener Schichten gefunden worden (BAUER, 1970; BECHSTÄDT, 1978).

Das Nor und Rhät der Südkarawanken und der Steiner Alpen wird von Dachsteinkalk aufgebaut. – Der Gipfel der Uschowa (Erlberg, Olševa) besteht aus massigen Kalken, die BAUER (1973) einem zentralen Riffbereich zuzählt. Dieser verzahnt sich mit einer gebankten, Stromatolithen führenden Lagunenfazies mit Megalodontiden, welche auch die Wände der Koschuta aufbauen.

Trotz einiger ungeklärter Probleme läßt sich zusammenfassend sagen, daß die im Jungpaläozoikum deutlichen Faziesgegensätze zwischen dem Nord- und dem Südalpin schon im Laufe der tieferen Trias weitgehend ausgeglichen werden (vgl. BAUER, 1970, 1973). Beide Faziesräume zeigen in der Trias vergleichbare Entwick-

lungen: Absenkung (und Angleichung) in der unteren Trias; geosynklinale Gliederung und übergreifenden Vulkanismus in der mittleren Trias; das Bodenrelief weithin ausgleichende Sedimentation (Hauptdolomit-Plattform) in der höheren Trias.

„Mit zunehmender Kenntnis der Schichtfolgen überwiegt der Eindruck der Ähnlichkeit“ (BÖGEL, 1975). Große jüngere Horizontalverschiebungen von 100 km oder mehr entlang dem Periadriatischen Lineament werden damit nicht nur aus struktureller Sicht (s. u.), sondern auch aus faziellen Gründen unwahrscheinlicher.

3.3.3.4. Jura und Kreide (Abb. 8)

Jurassische und kretazische Gesteine sind in den Karawanken nur sehr lückenhaft erhalten und abgeschlossen. Die Vorkommen beschränken sich auf die Basisschollen („Vorlanddecke“ KÄHLER's) am Nordrand der Karawanken. Die Reste des Jura bestehen hauptsächlich aus roten, Crinoiden führenden Kalken. Daneben finden sich, z. B. in den Ostkarawanken südlich von Altendorf, auch graugrüne und dunkle, reichlich Biogenmaterial führende Kalke. Bei Rechberg, am Durchbruch der Vellach in das Vorland, konnte von HOLZER (1967) roter Flaserkalk in Aufschlüssen beobachtet werden, die heute nicht mehr zugänglich sind.

Das Neokom besteht aus hellgrauen, feinkörnigen Kalken und mergeligen Kalken mit Mergelzwischenlagen. Die Kalke zeigen häufig dunklere Hornsteinbänder und enthalten dunkle Flecken, die unregelmäßig verteilt sind (BAUER, 1970, 1973).

VAN HUSEN (1975) beschreibt vom Nordrand der Ostkarawanken (Gebiet Jegart-Kogel–Oistra) Kalkbrekzien, die er in die Unterkreide einstuft. Sie bilden dort das Liegende der Basisschuppen und enthalten als Komponenten gelbe bis bräunliche dichte Kalke und Kalkmergel, daneben aber auch weiche grünliche Mergel und Hornsteine, die VAN HUSEN als aufgearbeitetes Neokom deutet.

Weiterhin finden sich auf der Westseite der Gornja Blöcke eines Konglomerates aus Komponenten unterschiedlicher Färbung, für das BAUER (1970) Gosau-Alter annimmt.

3.4. Neozoikum

3.4.1. Tertiär

Das Tertiär des Klagenfurter Beckens und der Karawanken gliedert sich nach KÄHLER (1953) in die „Grundflözschichten“, die „Rosenbacher Kohlenschichten“ und das „Bärental-Konglomerat“, sowie das „Sattnitz-Konglomerat“. Als ein Band von etwa 8 km (aufgeschlossener) Breite zieht das Jungtertiär in e–w Richtung vor (und unter) dem Nordrand der Karawanken entlang.

Die Grundflözschichten (KÄHLER, 1938) bestehen aus Tonen, die tiefgründig verwittertem Grundgebirge auflagern, und Kohlenflöze, sowie Quarzschotter enthalten können. Ähnlich sind auch die Rosenbacher Kohlenschichten zusammengesetzt, nur tritt bei diesen zum kristallinen klastischen Anteil ein deutliches kalkalpines Geröllspektrum hinzu. Nach KÄHLER (1953) stammen diese Gerölle aus den Südkarawanken. Die Nordkarawanken waren dagegen bis in das obere Miozän hinein ein relativ niederes Hügelland, in das von Süden und von Norden Abtragungsschutt geliefert wurde. Die Arbeit der Erosion in der Südkette, die möglicherweise bereits im Oligozän ein Hochgebiet darstellte, muß seitdem ganz erheblich gewesen sein (KÄHLER, 1953).

Im Hangenden der Rosenbacher Kohlenschichten

folgt das Bärenal-Konglomerat. Dieses führt fast durchwegs Kalkgerölle (BAUER, 1973: ca. 80 % Kalk, 20 % Sandsteine), die mit einem gelblichen bis bräunlichen Bindemittel (karbonatisch mit etwas Quarz) verkittet sind. Häufig ist eine deutliche Bankung im m-Bereich zu erkennen. Die Größe der Gerölle des Konglomerates nimmt offenbar nach Süden zu, die Kornrundung dagegen ab (SCHREIBER, 1967). Darin spiegelt sich der kurze Transportweg bei der erosiven Ausräumung der Karawanken wider (ANDERLE, 1970).

Die Bildung dieser limnisch-fluviatilen Serie wird mit KLAUS (1956) und PAPP (1957) in das Sarmat eingestuft. Das Alter des Bärenal-Konglomerates selbst wird mit oberem Pannon angegeben (KLAUS, 1956). Da das Bärenal-Konglomerat noch von den Karawanken überschoben wurde, müssen diese Bewegungen demnach nach dem unteren Pliozän stattgefunden haben.

Das Sattnitz-Konglomerat besitzt eine eigene tektonische Geschichte. Es ist nicht mehr von der Karawanken-Überschiebung erfaßt worden, sondern hat „als Ganzes einen Nordschub erfahren...“ (ANDERLE, 1970). Mit leicht südfallenden Schichtflächen erstreckt sich dieses Schichtglied heute auf der Höhe des Sattnitz-Horstes zwischen dem Faaker See und südlich Völkermarkt.

Auch das Sattnitz-Konglomerat entstand durch die erosive Abtragung in den Karawanken. Ähnlich wie das Bärenal-Konglomerat enthält es an seiner Basis tonige Schichten mit ebenfalls nicht bauwürdigen Kohlenflözchen. Es unterscheidet sich aber von diesem durch generell geringere Korngrößen der Gerölle und durch das Bindemittel, das die Zusammensetzung eines Arkose-sandsteins besitzt, während das des Bärenal-Konglomerates quarz- und glimmerarm und völlig feldspatfrei ist (SCHREIBER, 1967).

Das Alter des Sattnitz-Konglomerates wird von KLAUS (1956) und PAPP (1957) als höheres Pannon angegeben. Seine Mächtigkeit beträgt zwischen 150 und 200 m (ANDERLE, 1970).

Neben der oben beschriebenen Tertiärfolge nennt BAUER (1970) weitere Vorkommen: Am Rischberg östlich der Petzen erwähnt er Konglomerate und Brekzien, die Trias-, Jura- und Kreidekomponenten führen und vom Ausgang des Vellachtales bei Miklauzhof beschreibt er Quarzkonglomerate und Glimmersandsteine, die eine Tonlage mit einem Braunkohleflözchen enthalten.

Neben diesen Ablagerungen des Vorlandes sind aber auch aus dem Innenraum der Karawanken Tertiärvorkommen bekannt. So finden sich bei Topitschnig im Lobnikgraben östlich von Eisenkappel teils karbonatische, teils quarzführende Konglomerate und Sandsteine. Im nahe gelegenen Preverniksattel wird ein Kohlenvorkommen in brackischen, grauen, glimmerführenden Tonen beschrieben (BAUER, 1973). Die genannten tertiären Reste sind bei jungen Bewegungen der Karawanken überformt und eingeklemmt worden. Da sie nach KLAUS (1956) untersarmatische Alter besitzen, müssen diese Bewegungen im höheren Sarmat oder später erfolgt sein.

3.4.2. Quartär

Unter den quartären Bildungen sind hier vor allem die Spuren des Pleistozäns von Interesse.

Zeugen älterer Vereisungen sind in den Karawanken sehr spärlich. So fehlen hier beispielsweise die Terrassen der Mindel- und Rißzeit, die an der Drau erhal-

ten blieben (VAN HUSEN, 1974), auf Grund der starken jungen Erosion.

Reste der würmeiszeitlichen Eigenvergletscherung der Karawanken sind jedoch in größerer Zahl erhalten. Vor allem am Nordrand der Koschuta und in der Vellacher Kotschna im Norden der Steiner Alpen befanden sich ausgedehnte, nordwärts fließende Talgletscher, während in den Nordkarawanken nur Firnfelder und geringere Eisbildungen entstanden. Ebenso trugen die kristallinen und paläozoischen Gesteine des Eisenkappeler und des Seeberg-Aufbruches wegen ihrer geringen Höhe keine eigene Vergletscherung. Sie weisen aber eine bedeutende periglaziale Überformung auf:

Es bildeten sich besonders auf den schichtsilikatreichen Serien des Karbons und des Perms mächtige Schuttströme. Im Einzugsbereich der Vellach ist diese periglaziale Schuttbildung nach einer vergleichsweise geringen glazialen Überformung sehr intensiv (VAN HUSEN, 1974).

Die heutige Talebene der Drau wird weitgehend von unregelmäßig gelagerten Schottern junger Drauterrassen gebildet. Im Gebiet zwischen dem heutigen Draudurchbruch durch den Horst der Sattnitz und dem Ausgang des Vellachtales bei Miklauzhof hat sich eine charakteristische Moränen- und Toteislandschaft erhalten.

Abschließend sollen die oft diskutierten, hoch gelegenen Gehängebrekzien der Karawanken erwähnt werden. Diese finden sich beispielsweise nördlich von Eisenkappel, im Südwesten des Wildensteiner Wasserfalls, am Südhang der Setitsche (Freiberg), des Jauernik und der Matzen. Eine dieser Hangbildungen, die Brekzie des Freiberges, wird von VAN HUSEN in das Mindel/Riß-Interglazial eingestuft.

Eine mehrfach diskutierte quartärtektonische Verstellung dieser Brekzien (SBRIK, 1941; KAHLER, 1953; u. a.) wird von BAUER (1973) abgelehnt. Ebenso verwirft er die Vorstellung einer tektonischen Aufrichtung postglazialer Schotter wie überhaupt einer quartären Tektonik in den Karawanken (BAUER, 1970, 1973; vgl. Absatz 9.5).

4. Der Bau der Karawanken

Orographisch erscheinen die Karawanken zunächst als relativ einheitlicher Gebirgszug. Westlich des Bärenaltales bestehen sie aus einem Kamm, östlich davon im wesentlichen aus zwei Bergketten, deren südliche (Koschuta, Südkarawanken) mit Gipfelflagen bei 2000 m den weniger schroffen Nordkamm um durchschnittlich 100 m überragt.

Bei näherer Betrachtung lassen sich vier räumlich voneinander getrennte Zonen unterscheiden, die durch verschiedene Erosionsformen gekennzeichnet sind. Der Seeberg-Aufbruch, im Süden der Koschuta gelegen und seinerseits südlich von den Steiner Alpen begrenzt, und der Eisenkappeler Aufbruch zwischen der Süd- und der Nordkette der Karawanken zeigen eher kuppige und weiche Landschaftsformen mit ausgeprägtem Quellreichtum. Diese an Mittelgebirge erinnernde Landschaft wird nur im mittleren und südlichen Seeberg-Aufbruch stärker durch steile Hänge und Felswände gegliedert. Es sind die paläozoischen Serien, im Seeberg-Aufbruch vor allem der karbone Hochwipfelflysch, welche die sanfteren Erosionsformen vorgeben. Demgegenüber fällt in den Nord- und besonders den Südkarawanken die schroffe Verwitterung der triadischen, mächtigen

Karbonatfolgen mit ihren hoch aufragenden Steilwänden und Verkarstungserscheinungen auf.

So lassen sich die Karawanken auch geologisch nordsüdlich in vier Teilgebirge trennen, die im großen Ganzen ostwestliches Streichen besitzen: Es sind dies die Nordkarawanken, der Eisenkappeler Aufbruch, die Südkarawanken und der Seeberg-Aufbruch (Taf. 1 und 2). Genau genommen muß man sogar fünf geologische Zonen unterscheiden, die mindestens drei verschiedenen tektonischen Ären und Stockwerken zuzuordnen sind:

Der älteste Teil, der auch das unterste strukturelle Stockwerk darstellt, besteht aus dem Eisenkappeler Altkristallin, einem mit dem Gailtalkristallin verglichenen „Grundgebirge“ mit Diaphthoriten und Phylloniten. Deren Edukte reichen mindestens bis in das Altpaläozoikum, vielleicht z. T. auch in das Präkambrium zurück (EXNER, 1972).

Das nächst jüngere Stockwerk, das vor allem den Seeberg-Aufbruch und den Kern der Westkarawanken, sowie den Südteil des Eisenkappeler Paläozoikums aufbaut, bildet den variszischen Anteil des Gebirges. Die Nordgrenze dieses Variszikums wird von einer bedeutenden, steilen Störungszone mit Myloniten und nördlich angrenzenden, ausgewalzten Tiefengesteinskörpern (Eisenkappeler Granit und Tonalitgneis) gebildet. Diese Großverwerfung ist der Hauptbruch des Eisenkappeler Aufbruchs und der Karawanken insgesamt. Sie gilt, wie bereits angesprochen, als östliche Fortsetzung der Gailtal-Linie und damit als östliches Teilstück des Periadriatischen Lineamentes (PL).

Das überlagernde Deckgebirgsstockwerk setzt sich aus der alpidischen Schichtfolge des Jungpaläozoikums und des Mesozoikums zusammen, dessen ursprüngliche Auflagerung aus jüngeren Serien z. T. in die junge Tektonik mit einbezogen worden ist. Das alpidische Stockwerk wird durch die Bergketten der Nord- und Südkarawanken vertreten. Die Steiner Alpen werden an dieser Stelle nicht besprochen.

Aber nicht nur in N–S Richtung und in der Vertikalen sind die Karawanken deutlich gegliedert. Auch in der Ostwest-Richtung, also etwa im generellen Streichen, erfährt das Gebirge charakteristische Veränderungen. Zunächst fallen schon in der topographischen Karte große Quertäler auf: Das Bärenthal südlich von Feistritz i. R., das Loibl- und das Waidischthal südlich von Ferlach, das Freibachtal zwischen Hochobir und Setitsche, das Vellachtal bei Eisenkappel und das Quertal südlich Globasnitz bei Bleiburg im Osten des Gebietes. Diese Täler zeichnen weitgehend (Quer-) Verwerfungen des Gebirges nach.

Eine ostwestliche Gliederung ist aus der geologischen Karte auch in der stufenweisen Breitenzunahme des Eisenkappeler Aufbruchs nach Osten hin zu erkennen.

Diese Unterschiede sind zwar von geringerer Bedeutung als die des N–S-Profiles; für die Klärung der Baugeschichte der Karawanken und in Bezug auf die Probleme der Bewegungen am PL dürfen sie jedoch nicht unterschätzt werden (vgl. z. B. Absatz 4.4.).

Im Gelände wurden die tektonischen Stockwerke gesondert aufgenommen. Ebenso sollte beim Auswerten der Messungen ursprünglich eine grundsätzliche Trennung von prävariszischem, variszischem und alpidischem Gebirge beibehalten werden. In den Diagrammen stellte sich jedoch heraus, daß die Unterschiede zwischen den mesozoischen und den paläozoischen

Teilen der Karawanken bezüglich der analysierten alpidischen Geschichte von untergeordneter Bedeutung sind. Sie betreffen im wesentlichen die Straffheit des tektonischen Baues. – Auch das Altkristallin und das Variszikum weisen keine Abweichungen voneinander auf, welche die hier vorgenommenen Rückwicklungen beeinträchtigen würden. Besonderheiten der Strukturbilder, wie sie vor allem im Gailtalkristallin, teils aber auch im Eisenkappeler Aufbruch beobachtet wurden (vgl. Absatz 10.1.), müssen an Hand des reicheren Materials aus dem Gailtal noch genauer untersucht werden. Arbeiten im mikroskopischen Bereich könnten ebenfalls weitere Details zutage fördern (vgl. EXNER, 1972). Die Lösung dieser Probleme ist aber ebenso wie die Klärung der variszischen Strukturgeschichte des Gebietes nicht die Aufgabe der vorliegenden Schrift.

4.1. Der Bau der Nordkarawanken (NK; Taf. 2)

Die Nordkarawanken formen im mittleren und östlichen Teil des vermessenen Gebirges die nördliche Bergkette. Mit ihrem Außenrand haben sie – wie sich im Waidischbachtal südöstlich von Ferlach und im Bärenthal südlich von Feistritz i. R. gut beobachten läßt – jungtertiäre Sedimente der Füllung des Rosentalgrabens bis über zwei km weit in nördlicher Richtung überfahren. – Der Rosentalgraben gehört wie der nördlich anschließende Horst der Sattnitz und der Wörtherseegraben zu den Bruchstrukturen des Klagenfurter Bekkens.

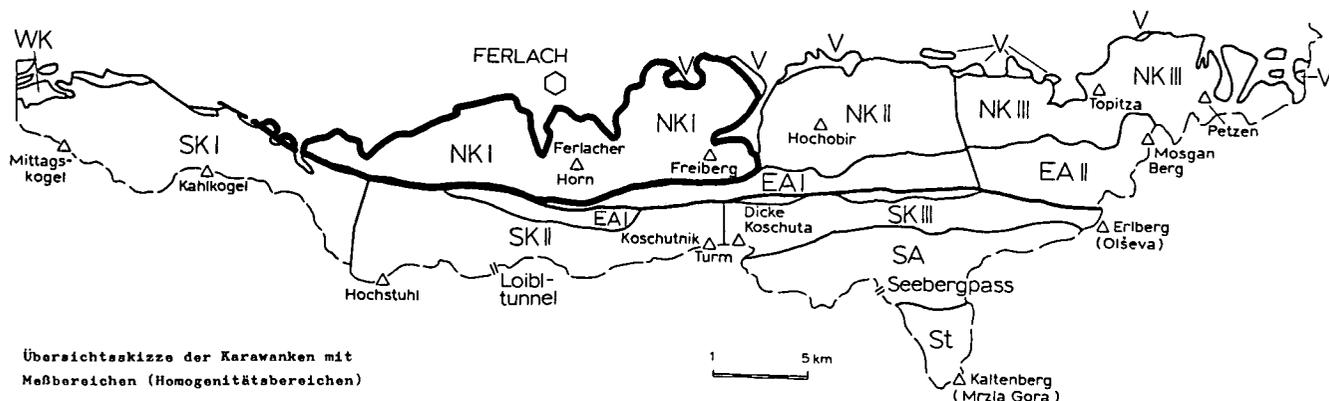
Die Überschiebungsbahn, welche die Nordkarawanken flach unterlagerte, wird heute besonders an ihrem Südrand durch Verwerfungen zerstückelt, dabei auch steilgestellt und überkippt angetroffen (Abb. 11 und 13).

4.1.1. Bereich NK I, Bärenthal – Freibachtal (Abb. 10, Taf. 2)

Der westliche Teilbereich der Nordkarawanken ist nach Beobachtungen im Gelände und im Flugbild hauptsächlich durch e–w Streichrichtungen charakterisiert. Abweichungen vom generellen Verlauf sind aber immer wieder zu verzeichnen: Im Bärenthal, ganz im Westen, und am Kleinen Loibpaß fallen NW–SE-Streichrichtungen auf. Daneben ist am Sinacher Gupf und Singerberg auch N–S-Streichen gemessen worden. Dies hängt zum einen mit Unterschieden zwischen den Teilstockwerken innerhalb der Nordkarawanken zusammen (s. u.; vgl. SCHREIBER, 1967), zum anderen mit Verbiegungen in Störungsbereichen, wie z. B. an der Loibltalflexur. Dort fallen die Schichten vom Ferlacher Horn mittelsteil bis steil (30° bis über 60°) in das Loibltal ab und queren dabei nordwestwärts in den Loibler Grintoutz und den Singerberg hinein. Weiter im Osten schwenken die Schichtflächen (SS) vom Ferlacher Horn über das Waidischthal zum Schwarzen Gupf nördlich der Setitsche in ene–wsw Richtungen um.

Insgesamt kann man den Bereich NK I vom Ferlacher Horn ausgehend als einen flach nach Norden auslaufenden Sattelkomplex beschreiben, der weit nordwärts auf das tertiäre Vorland des Rosentalgrabens aufgeglitten ist (Abb. 11). Während die Großstruktur ein weitspanniges Gewölbe darstellt, sind die Werfener und Gutensteiner Schichten im Liegenden dieses Stockwerkes intensiv verfaltet und verschuppt worden. Dabei spiegeln die Achsenrichtungen des unteren Teilstockwerkes den generellen Verlauf des Gebirges wider,

Klagenfurt



Übersichtsskizze der Karawanken mit Maßbereichen (Homogenitätstebereichen)

Abb. 10: Lageskizze des Bereiches NK I, Bärental – Freibachtal (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

während die hangende, starre „Kappe“ aus ladinischen Dolomiten und Kalken darüber hinaus n-s Achsenlagen aufweist.

Westlich des Ferlacher Horns wird der Sattel durch die Loibltalflexur (KAHLER, 1953) in die Tiefe und seine Südflanke damit im Kartenbild nach Norden versetzt. Im Höhenzug Singerberg–Sinacher Gupf setzt sich diese Struktur nach Westen fort.

Vor allem östlich des Ferlacher Horns, im Gebiet Jaurnik – Matzen und Setitsche – Schwarzer Gupf, wird das Gewölbe um einige flache Einmuldungen erweitert. Die deutlichste dieser Mulden ist im Südtteil des Schwarzen Gupfes bzw. zwischen Schwarzem Gupf und Setitsche zu beobachten.

Die Nordkarawanken setzen westlich des nördlichen Bärentales, etwa im Gebiet Muschenik – Matschacher

Gupf, als schmale Lamelle ein. Im Süden von der Zone der Karawankenstörung abgeschnitten, werden sie im Bärental rückwärtig von einem Fenster überfahrener Rosenbacher Kohlschichten begrenzt. Östlich des Feistrizbaches reicht an dieser Stelle ein großer Hangrutsch in diesen Schichten vom Gehöft Stornig in das Bärental herab, wo er den Bachlauf immer wieder zu verschütten droht. Südlich anschließend folgt die schmale e-w Vulkanitlamelle des nördlichen Bärentales. Daran anschließend sind ca. 150 m einer von mylonitischen Partien durchsetzten Brekzie aufgeschlossen, die wohl zum größten Teil aus ladinischem Dolomit und Kalken der Südkarawanken besteht. In dieser „schwimmen“, großenteils umgeben von einer zerruscelten schwarzen Matrix, die Reste von oberkarbonischen Auernergischichten enthält, große Blöcke von verschiedenen

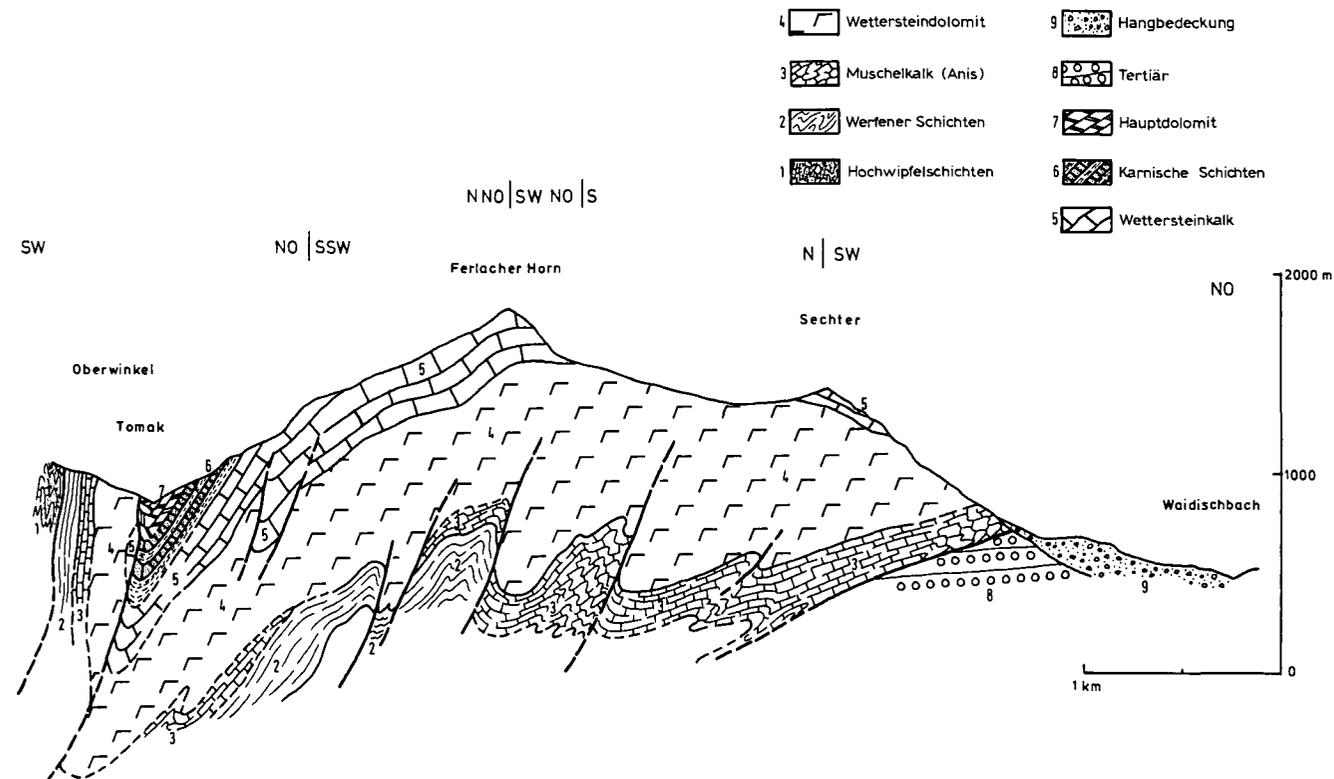


Abb. 11: Profilschnitt durch das Ferlacher Horn, Nordkarawanken, Bereich NK I (nach KAHLER & PREY, 1957).

paläozoischen Kalken. Südlich davon folgen noch einmal mehrere 10 m Brekzie und anschließend schwarze „Schiefer“, stark tektonisiertes Gestein aus der Unterlage der Südkarawanken (vorherrschend Hochwipfelkarbon?).

Brekzie und „Melange“ markieren den Bereich, in dem die Hauptstörung der Karawanken – bzw. das Periadriatische Lineament – zusammen mit der östlichen Fortsetzung der Möll–Drau-Verwerfung das Bärenental quert. Nach Westen läßt sich die Störungszone durch den Nordhang des stark in Mitleidenschaft gezogenen Matschacher Gupfs bis an den Nordabfall des Muschenik und den Kapellenberg se von Maria Elend i. R. weiter verfolgen. Nach Osten zieht sie über den Großen Rain und das Bodental, über den Eselsattel (ese des Gasthofes „Deutscher Peter“, Loiblpaßstraße) und Malle im Winkel (se des Ferlacher Horns) bis in die Nähe von Zell Pfarre (an der südlichen Straßenkurve beim Gehöft Schwarz), wo sie unter periglazial verrutschten Massen vorerst verschwindet.

Die Schichten der unteren und mittleren Trias am Westende der Nordkarawanken beginnen im Bärenental mit NW–SE und E–W streichenden SS (87/68 S und 126/66 SW als Mittelwerte in Taf. 9/Fig. 2), Meßpunkt P 335). In den Knickfalten der Gutensteiner Schichten sind ferner SS mit NE–SW-Streichen zu beobachten (20/60 W bis 32/60 W und 54/77 NW; untergeordnet 166/90). Die Achsen verlaufen dementsprechend – bei wechselndem Tauchen – hauptsächlich zwischen E–W und NE–SW: 68/41 SW (β_{ss} , π_{ss}) und 52/0 (π_{kl}); untergeordnete π_{ss} : 92/12 E und 130/5 SE. Bei den Klüften ergab sich ein α_c von 143/86 NE ($\alpha_{c2} = 168/50$ E?) und eine Hauptzone von 60/58 NW. Ein α_c bei 14/90 ist ebenfalls wahrscheinlich.

Mit etwa e–w Streichen setzt sich der Gebirgskörper der Nordkarawanken, unterbrochen von der Loibltalflexur, nach Osten in die Nähe des Waidischtales fort. Meßpunkte in den ladinischen Kalken und Dolomiten des hangenden Teilstockwerkes zeigen jedoch Flächenlagen, die diesem Befund zu widersprechen scheinen: Die SS verlaufen um N–S, mit flachem bis sogar mittelsteilem, wechselnden Einfallen. Allerdings treten auch e–w bis nw–se Achsen auf. Am Oreinzasattel östlich des Sinacher Gupfs finden wir ein SS von 14/16 W, und im östlichen Singerberg, wo sich die Loibltalflexur bereits bemerkbar macht, wurde ein SS von 168/42 W, untergeordnet auch 1/35 E ermittelt. Die Achsen liegen hier bei 172/7 S (β_{ss}) und um 161/10 N, aber auch 75/0 (π_{kl}). Am Ferlacher Horn wurde ein durchschnittliches SS von 156/36 SW gefunden (Loibltalflexur!), sowie eine undeutliche Verbiegung um die Achse 68/37 W (β_{ss}). Bei Malle im Winkel se des Ferlacher Horns ergab sich ein SS von 81/70 S, ein β_{ss} von 81/0 und ein π_{kl} von 115/40 E. Der Hauptzonenkreis wurde zu 100/75 S bestimmt (Taf. 3/Fig. 16; Taf. 6/Fig. 10; Taf. 8/Fig. 14; Taf. 8/Fig. 16; P19, P221, P320 und P324).

Steht man an einem klaren Tag auf einem der Karawankengipfel, z. B. auf dem Ferlacher Horn, so kann man den scheinbaren Widerspruch zwischen den um N–S pendelnden SS-Lagen in den obigen Diagrammen und dem e–w Generalstreichen verstehen und nachvollziehen: Die massigen und faltungssteifen Gesteine der höheren Mitteltrias und der Obertrias zeigen einen Großfaltenbau um Achsenlagen, deren Mittelwert um die E–W-Richtung schwankt und die dem generellen Verlauf des Gebirges entsprechen. Daneben aber

scheinen die hangenden Partien mit ihren Schichten in die querenden Täler hinab zu „hängen“. Dieses Bild entspricht den Verbiegungen, die zu einem großen Teil der um N–S pendelnden Strukturlagen führten, welche in den Diagrammen des oberen alpidischen Teilstockwerkes zu verzeichnen sind. – Im Osten der Nordkarawanken, von der Oistra zur Petzen, wo die Bankkalke des Anis bis in Höhen um 1500 m heraufreichen und die Quertäler zurücktreten, verlieren sich auch die Unterschiede zwischen den Achsenlagen des unteren und des oberen Teilstockwerkes weitgehend. Hier zeigt der gesamte Gebirgsstrang etwa dieselben Streichwerte, unter denen an diesen Lokalitäten die NW–SE-Richtungen dominieren.

Vom Waidischtal ostwärts biegt das Generalstreichen der Nordkarawanken aus e–w in NE–SW-Richtungen um und kündigt damit das beherrschende Streichen des Obirblockes an. Im Anis des nördlichen Waidischtales (Taf. 9, Fig. 3; P336) überwiegen ene–wsw bis e–w SS: 63/50 SE bis 41/20 SE und 72/41 NW. Daneben gibt es auch Schichtlagen um 110–115/35–40 SW. Die Hauptachsen verlaufen dementsprechend ebenfalls E–W bis (N)NE–(S)SW und tauchen meist flach nach Osten ab. Weiter gibt es Kleinfaltenachsen bei 53/24 SW, auch bei 10/26 SW, denen untergeordnete π_{ss} - und β_{ss} -Maxima zugeordnet werden können. Die Gutensteiner Schichten des mittleren Waidischtales (Taf. 9/Fig. 4; P337) zeigen ähnliche Werte: SS 59/74 SE bis 73/62 S, Achsen (β_{ss}) um 75/10 W und 64/29 SW. Im Skyth und Anis des östlichen Talbereiches, am Ausgang des Wabutschnikgrabens (Babutschnikgrabens) (Taf. 9/Fig. 5; P338) finden wir bereits SS-Lagen um 40/38 SE und 67/54 NW und zugehörige Achsenpositionen: 57/12 NE (π_{ss} , β_{ss}), sowie 83/25 E und daneben 45/15 SW (π_{ss}). Weiter östlich, im mittleren Wabutschnikgraben (Taf. 8/Fig. 11; P317) schwenkt das SS ein nach 36/36 SE und die Achsen tauchen etwas stärker nach Osten ab: 61/16 E bis 85/30 E.

Die östliche bis nordöstliche Fortsetzung dieses Areals finden wir in den karnischen Kalken im Südhang des Schwarzen Gupfs (Taf. 6/Fig. 8; P219) mit flachwellig verbogenen SS um 33/27 SE und 85/17 N und Achsen bei 64/7 E (π_{ss} und β_{ss}). Partien des oberen Teilstockwerkes nehmen auch in diesem Gebiet wieder die erwähnte Sonderstellung ein: Im Wettersteinkalk der Matzen mißt man Schichtflächen bei 8/35 E und auf dem Gipfel der Setitsche gar bei 140/30 NE (Taf. 6/Fig. 7; Taf. 8/Fig. 13; P218 und 319).

In der Strukturkarte findet dieser Meßwert eine gewisse Entsprechung im Skyth und Anis des Schaidasattels (Taf. 6/Fig. 1; P348), wo wir neben SS-Werten bei 105/74 S und seltener bei 105/33 N auch Schichtflächen um 140/44 NE beobachten. Die Achsen liegen dort bei 100/13 W und 125/14 SE und zeigen den östlichen Ausläufer einer speziellen, muldenförmigen und teilweise überkippten Umbiegungsstruktur im Südabschnitt des Kuhberges an. Dort und am gesamten Südrand der Nordkarawanken machen sich aufschiebende Bewegungen des Eisenkappeler Aufbruches aus südlichen Richtungen stark bemerkbar. Dies gilt im Gebiet zwischen Loibl- und Freibachtal besonders für die untere und mittlere Trias im Südfuß des Ferlacher Horns (Abb. 11), welche dicht an der Hauptstörung der Karawanken bei Malle im Ribnitzatal gut aufgeschlossen ist. Das SS liegt hier straff gebündelt bei 81/70 S. Die Deutung des Klufsystems macht jedoch Schwierigkeiten (Taf. 6/Fig. 10; P221; s. u.).

Im nördlichen und mittleren Waidischtal wird das ac der Kluftdiagramme aus zwei Flächenscharen der Raumlagen 131/56 SW und 167/90 rekonstruierbar. Aus diesen und entsprechenden Scherfugen läßt sich eine Deformationsebene der Position 149/72 SW mitteln. Die Fuge 167/90 ist aber selbst auch als ac benutzt worden (Taf. 9/ Fig. 3; Taf. 9/ Fig. 4; P336 und 337). Im Anis am Ausgang des Wabutschnikgrabens erhalten wir auf gleiche Weise ein ac , von 145/80 SW und ein mögliches ac_2 von 175/62 E (Taf. 9/ Fig. 5; P338). – Ähnlich verhält es sich mit den Klufsystemen des Gebietes um die Setitsche: Aus den Fugen 121/82 NE und 133/88 SW des höheren Wabutschnikgrabens bzw. den Flächen 138/66 SW und 144/60 NE des Schwarzen Gupfes ergeben sich ac -Ebenen von 130–140/90. Daneben läßt sich eine schwächere Deformationsebene bei 177/67 W beobachten, die e–w Achsenlagen entspricht (Taf. 6/ Fig. 8; Taf. 8/ Fig. 11; P219 und 317).

Die Klüfte im nordalpinen Anis bei Malle im Winkel zeigen – neben einem möglichen schwachen ac bei 170/60 E – weitere Querbrüche bei 14/90 und 36/90 (?) und eine kräftig ausgebildete Ebene bei 25/50 W. Der ab-Kreis des komplizierten Systems liegt zwischen 100/75 S und dem etwas schwächeren Gürtel 124/80 N. Aus dem Schnitt dieser beiden Zonenkreise ergibt sich ein Pol um 117/40 E, der etwa senkrecht auf der oben genannten Fläche 25/50 W steht und deren Bedeutung unterstreicht (Taf. 6/ Fig. 10; P221). Die Zonenkreise der Poldiagramme sind nicht in die Figuren der Tafeln eingetragen.

Das Störungssystem ist im westlichen Teil des Bereiches NK I (Bärenal–Singerberg; Taf. 10/ Fig. 1) stark auf die E–W-Richtung bezogen: Die meisten Verwerfungen verlaufen zwischen 90/70 N und 83/72 S bzw. 118/62 SW. Deutliche Vorzugsrichtungen werden weiterhin durch die Fugen 42/80 SE, sowie 42/40 SE, 138/84 SW und 158/68 E repräsentiert. Weniger häufig treten die Flächen 34/42 NW und 48/70 NW auf. Die Verwerfungsrichtung 8/72 W steht etwa winkelhalbierend in diesem System und entspricht dem ac des Großbaues und der jungen n–s Bewegungen. Zwei nicht sehr deutliche Zonenkreise im Poldiagramm deuten darüber hinaus auf Verstellungen um eine bei 40° streichende Achse hin.

Wie schon in Absatz 2.3. erläutert, sind die Verwerfungen bei der Messung im Gelände gewichtet worden.

Sie wurden unterteilt in Kleinstörungen (St,m; Erstreckung im Meterbereich), mittlere (St,d; Zehnermeterbereich) und große Störungen (St,k; Hundertmeterbereich und darüber). Das Verwerfungssystem der westlichen NK I zeigt jedoch kaum signifikante Unterschiede in der Verteilung dieser drei Größenordnungen auf die verschiedenen Störungsscharen. Bemerkenswert ist allenfalls, daß die Großstörungen sich in der NE–SW-Richtung etwas häufen.

Das Verwerfungssystem des östlichen Teilbereichs der NK I (Ferlacher Horn–Setitsche; Taf. 10/ Fig. 2) ist sehr unübersichtlich. Die Flächenscharen sind so vielfältig, daß Vorzugsrichtungen kaum auszumachen sind. Neben den ostwestlichen Störungen gibt es WNW–ESE, NW–SE, N–S, NE–SW und ENE–WSW-Richtungen. Im Einzelnen beobachten wir folgende Scharen von Fugen: 176/80 W, 14/85 W, 27/64 SE, 38/75 NW, 61/58 NW, 70/88 S, 88/51 S, 93/75 N, 116/85 SW und 78 NE, 130/70 SW, 146/60 NE und 150/86 SW. Quer-, Längs- und Diagonalstörungen (bezogen auf den Großbau) sind hier nicht eindeutig zu trennen. Allerdings ist die deutlichste Längung der Maxima (Bedeutung der Längungen von Maxima im β -Diagramm: s. Absatz 5.1.1. und SIEWERT [1977, 1978]) im β_{st} -Diagramm parallel der Fuge 176/80 W zu erkennen ($ac?$). Weiterhin belegen die Zonenkreise 45/32 SE und 60/16 SE wiederum Verstellungen um eine NE–SW-Richtung.

Signifikante Unterschiede in der Verteilung der Störungen verschiedener Größenordnungen auf die verschieden, oben genannten Richtungen sind nicht festzustellen.

4.1.2. Bereich NK II, Freibachtal – Vellachtal (Abb. 12, Taf. 2)

Dieser Teilbereich der Nordkarawanken fällt durch ein unübersehbares Umbiegen der Streichrichtungen auf: Im Hauptteil des Gebietes, im Westen und Süden, herrschen ne–sw bis sogar NNE–SSW verlaufende Strukturen vor. Nur unmittelbar am Südrand macht sich der Einfluß des straffer e–w ausgerichteten Eisenkappler Aufbruchs stärker bemerkbar. Mit Annäherung an das Vellachtal, im Norden schon sw des Altberges, schwenken die Strukturen jedoch bis in NW–SE-Richtungen um. Sie leiten damit in den dritten Teilbereich der Nordkarawanken östlich des Vellachtales (NK III) über.

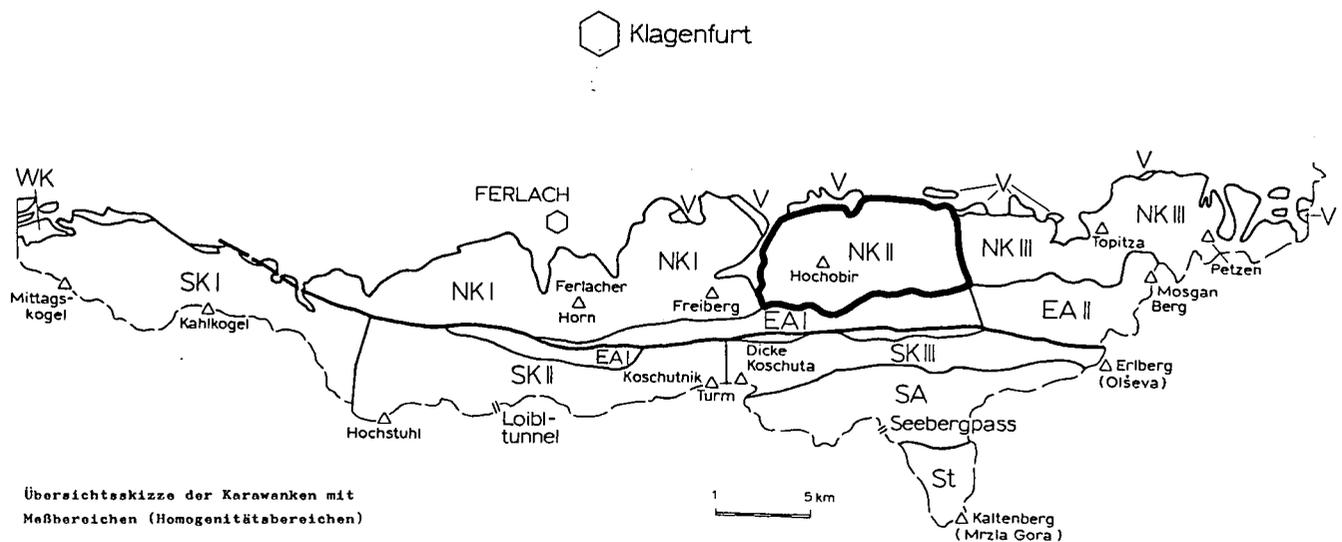


Abb. 12: Lageskizze des Bereiches NK II, Freibachtal – Vellachtal (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

Weiter ist der Abschnitt NK II dadurch charakterisiert, daß gegenüber den westlichen Nordkarawanken (NK I) die Unterschiede zwischen den Achsenrichtungen der liegenden und der hangenden Serien des alpidischen Stockwerks abklingen.

Im großen Ganzen stellt der Obirblock (Abb. 13) wiederum die weitgespannte Sattelstruktur dar, die durch die mächtigen, kompetenten Serien des Ladins, Wettersteinkalk und -dolomit, getragen wird. Daneben sind die Schichtglieder der höheren Trias, Karn und Hauptdolomit, wesentlich am Bau beteiligt.

Etwa im Scheitel des Großsattels, zwischen Hochobir und Kleinem Obir, ist das Gewölbe in einer ENE–WSW streichenden Störungszone auseinandergebrochen, die von BAUER (1970) als Scheitelbruch mit eingeklemmten Raibler Schichten beschrieben wird. Die Verwerfung trifft etwa bei der Laschsäge südlich des Stausees auf den Grund des Freibachtales, während ihre Westfortsetzung ca. einen halben km weiter südlich, aus dem Suchagraben zwischen der Setitsche und dem Schwarzen Gupf kommend, auf das Freibachtal stößt. Das Tal zeichnet damit eine sinistrale Verschiebung nach, welche den Obir gegenüber dem Freiberg nach Norden versetzt hat (vgl. Absatz 4.4.).

Im südwestlichen Ausläufer des Obir, dem Kuhberg, ist ferner die nordvergente überkippte Wettersteinkalkmulde noch einmal zu erwähnen, die mitsamt ihrer tektonisch stark deformierten Basis von aufschiebenden Bewegungen des Eisenkappeler Aufbruchs nordwärts überfahren wurde (Abb. 13).

Östlich der Kulmination von Hochobir und Kleinem Obir stellt man eine stärkere Gliederung des Gewölbes in – allerdings intensiv von Störungen geprägte – Mulden- und Sattelstrukturen fest: Die Einsenkungsstrukturen grenzen fast allseitig mit größeren Verwerfungen gegen ihre Umgebung. So erweitert sich der Scheitelbruch des Obirsattels gegen Osten zu einer schmalen, langgestreckten Mulde aus Hauptdolomit (BAUER, 1970). Diese vereinigt sich nördlich des Westendes der Trobewände mit einer weiteren, grabenartig von Südwesten hereinstreichenden Hauptdolomitmulde zu einer größeren Synkinalstruktur, die nach Osten weit über das Vellachtal hinauszieht.

Der Obir stellt innerhalb der Nordkarawanken ein starres, besonderes Bauelement dar, das durch ein ausgeprägt ne–sw bis nne–ssw Streichen gekennzeichnet ist (Taf. 3/Fig. 17 und Taf. 4/Fig. 13–16; P20 und P38 bis 43). Die starke N–S-Komponente beschränkt sich hier nicht nur auf die kompetenten Anteile des alpidischen Stockwerks, sondern ist ebenso in den leicht faltbaren Raibler Schichten des Karn zu finden (Taf. 4/Fig. 13 und Taf. 4/Fig. 15; P38 und P41). Auch in den Schichten des alpinen Muschelkalks am Südrand des Obirblockes (Taf. 4/Fig. 17–19; P44–45), also im unteren Teilstockwerk, ist sie z. T. deutlich nachzuweisen.

Im einzelnen lassen sich folgende Strukturen beobachten: In der Gipfelregion des Hochobirs dominiert ein SS von 21/27 E. Daneben findet sich ein schwaches SS bei 128/18 SW. Insgesamt herrscht ein flachwelliger Bau mit Achsen um 165/10–15 S und einer untergeordneten Richtung von ca. 120/25–30 SE (Taf. 3/Fig. 17; P20).

Die Raibler Schichten und karnischen Kalke östlich der Eisenkappeler Hütte zeigen einen Schichtverlauf bei 9/23 E und ein undeutliches β_{ss} um 100–110/25 E. Das kräftigere β_{ss} -Maximum liegt bei 2/2 S. Der ab-

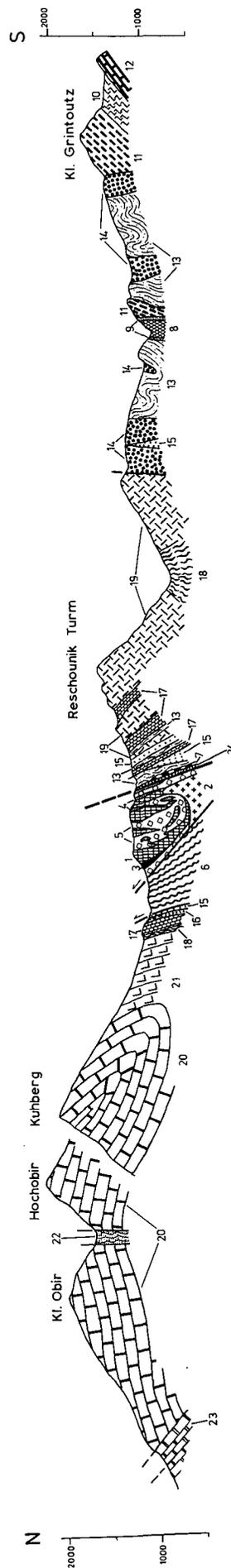


Abb. 13: Profilschnitt durch die mittleren Karawanken: Obir (Nordkarawanken, NK II) – Schaidasattel (Eisenkappeler Aufbruch, EA I) – Reschounek Turm (Südkarawanken, SK III) – Kleiner Grintoutz (Seeberg-Aufbruch). – Nach BAUER (1970), EXNER (1976) und ROLSER & TESSER (1974).
 1 = Diorit, 2 = Grobkorniger Hornblende-Plagioklas-Fels, 3 = Olivinfels, 4 = feinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels, 5 = Cordieritnotenschiefer, 6 = Tuffit und Diabas der paläozoischen Grünschieferserie, 7 = grauer Kalk (Altpaläozoikum), 8 = saure und intermediäre Tuffe (Oberordoviz), 9 = oberordovizische und silurische Kalke, 10 = Kalke des Unterdevons, 11 = Pyroklastika (Devon), 12 = Bänderkalk (Oberdevon/Unterkarbon), 13 = Hochwipfelschichten, 14 = variszische Molassefazies (Oberkarbon; unteres Perm), 15 = rote permoskythische Sandsteine und Ton-schiefer, 16 = gelbliche Mergel und Mergelkalke der Werfener Schichten, 17 = Muschelkalk, 18 = dunkle Mergel der Buchenstein und Partnachschiefer, 19 = Schlierdolomit, 20 = Wettersteinkalk (Lagunenfazies), 21 = Wettersteinkalk (Riffschutt), 22 = Raibler Schichten, 23 = Rhät der Vorbergzone, 24 = schwarzer Ultramylonit und knetbarer heller Letten.

Kreis der Klüfte besitzt die Position 28/18 E, eine ac-Ebene ist hingegen nicht zu beobachten. Diese muß zwischen den Kluftrichtungen 97/70 N und ca. 140/78 SW gesucht werden. Im se anschließenden Wettersteinkalk (Taf. 4/Fig. 14; P39 und 40) finden wir ein SS von 27/50 SE. Das β_{ss} -Maximum 140/40–50 SE dominiert über die Richtung 15–25/0–10 SW. Das Haupt-ac der Klüfte liegt dennoch bei 107/78 N, es zeichnet sich aber eine weitere Deformationsebene bei ca. 145/75 NE ab. Südöstlich hiervon zeigen Raibler Schichten ein SS von 35/75 SE und β_{ss} -Häufungen bei 34/0 und untergeordnet 24/30 SW. Die Verstellungsachse des Kluftsystems liegt bei 24/0, das zugehörige ac etwa bei 115/80–85 N (Taf. 4/Fig. 15; P41). Der nicht weit entfernte Hauptdolomit (Taf. 4/Fig. 16; P42 und 43) weist ähnliche Werte auf: SS = 40/62 SE, π_{ss} = 44/15 NE und untergeordnet 124/61 SE, β_{ss} = 41/6 SW. Bei den Klüften finden wir einen Zonenkreis von 32/81 SE (ab_1) und einen weiteren von 55/70 SE (ab_2). Die Deformationsebene kann aus den Flächen 138/86 NE und 120/78 SW gemittelt werden zu ca. 130/80 SW, was dem deutlichen π_{kl} bei 40/5 E entspricht.

Im benachbarten Wettersteinkalk des Jovanberges (Taf. 4/Fig. 16; P43) verlaufen die Schichtflächen bei 60/50 SE. Die deutlichste Achse (β_{ss}) hat den Wert 17/30 SW. Auch der Muschelkalk im Südhang des Jovan (Taf. 4/Fig. 17 und Taf. 4/Fig. 18; P44 W und 44 E) besitzt SS-Positionen in NE–SW: 53/44 SE und untergeordnet um 66/44 NW. Beherrschend sind jedoch Schichtlagen zwischen 90/26 S und 109/44 S. Daneben tritt ein SS von 128/85 SW auf. Die Achsenlagen sind ca. 128/17 SE, 126/36 NW und 83/21 W (π_{ss} , β_{ss}). Das Kluft-ac im westlichen Teil dieses Aufschlußbereiches liegt bei 0/90 und ein weiteres ac eventuell bei 35/80 SE, während sich im östlichen Teil die Scherflächen zu einer Deformationsebene von ca. 130/65–70 SW mitteln lassen. Der Hauptzonenkreis des westlichen Kluftsystems verläuft bei 92/34 S. Weitere KI-Zonenkreise sind bei 94/22 N, aber auch bei 36/78 SE zu finden.

Im Anis ne von Oberebriach (Taf. 4/Fig. 19; P45) dominiert wieder ein SS um 35/32 SE. Daneben treten auch Flächen bei 176/73 E und untergeordnet bei 130/70 SW auf. Die zugehörige Achsenrichtung liegt zwischen 140/30 SE und 150/37 SE. Weiterhin ist bei ca. 45/10 NE eine Achse von geringerer Bedeutung zu erkennen. Das Kluft-ac verläuft hier um 120/80 SW.

In den N–S bis NE–SW streichenden Schichten des obigen Meßpunktes läßt sich eine Verbindung zu ssw benachbarten Aufschlüssen des Eisenkappeler Aufbruchs ziehen (Taf. 8/Fig. 6 und Taf. 8/Fig. 7; P312 und 313), die dem nächst tieferen, variszischen Stockwerk angehören. Die weitere südliche Fortsetzung dieser Zone verläuft durch den Dolomit der Trögerner Klamm (Südkarawanken, Taf. 5/Fig. 20; P200) in das Altpaläozoikum des Seeberg-Aufbruchs. Auch dort kann man entlang dieser Linie nordsüdliches Streichen der Schichtflächen nachweisen (z. B. Taf. 5/Fig. 16; P90). Die hier angesprochene Beobachtung legt den Schluß auf eine Störung des Gesteinsverbandes nahe (s. Absatz 4.4.).

Das bereits erwähnte Umschwenken der Strukturen in NW–SE-Richtungen wird besonders im Gebiet der Rhät-Schuppen des Sittersdorfer Berges und des Vellach-Ausgangs (Vorbergzone, Taf. 9/Fig. 8 und Taf. 9/ Fig. 9; P341 und 342; s. u.) und innerhalb der NK II im Wettersteinkalk und den Raibler Schichten des Kunitgrabengebietes augenfällig (Taf. 9/Fig. 10; P343): Ne-

ben einem schwachen nne–ssw SS von 21/30 W verzeichnen wir hier Schichtlagen von 156/52 NE und eine beherrschende Schichtfläche um 144/32 SW. Die Achsen (β_{ss}) liegen in diesem Gebiet bei 104/29 W und 152/4 SE.

Das Verwerfungssystem des Bereiches NK II (Taf. 10/Fig. 3) zeigt ein einfacheres Bild als die Diagramme der westlichen Nordkarawanken. Neben ost-westlichen, mittelsteilen und steilen Flächen dominiert die N–S verlaufende Schar. Auch Diagonalstörungen sind deutlich vertreten. – Im einzelnen beobachten wir folgende Fugen: 177/74 W, 32/88 NW, 40/70 NW, 64/56 NW, 86/42 N, 89/68 S, 109/74 S, 136/90 und 136/64 SW. Die Längungen der Maxima und die Symmetrieverhältnisse im β_{st} -Diagramm deuten auf eine Deformationsebene parallel der Flächenschar 177/74 W. Daneben ist eine weitere, mit 30–40° nach NE tauchende Rotationsachse wahrscheinlich. Im Poldiagramm entspricht dieser Achse der Schnitt zwischen dem Zonenkreis 4/35 E, einem weniger deutlichen bei 50/80 NW und einem weiteren Kreis zwischen 136/20 und 40 NE. Dem n–s ac kann ein schwacher Zonenkreis von 178/70 W zugeordnet werden. Schließlich wird ein höher besetzter St-Gürtel bei 108/25 S verzeichnet.

Die Wichtung nach Größenordnungen ergab wiederum keine signifikanten Unterschiede der Verteilung.

4.1.3. Bereich NK III, Vellachtal – Petzen (Abb. 14, Taf. 2)

Die nw–se bzw. wnw–ese Streichrichtungen, die sich in der Gegend des Altberges und des westlichen Vellachtales eingestellt hatten, setzen sich nach Osten bis etwa auf die Linie Jegartkogel – Preverniksattel fort. Dabei überwiegen im Norden, im Gebiet des Sittersdorfer Berges, nw–se Schichten, während in den mittleren und südlichen Teilen des östlichen Vellachtales neben WNW–ESE auch E–W verlaufende SS-Flächen in das Blickfeld rücken.

Östlich davon, bis in die Gegend Globasnitzbach, Tschemer Kopf und Turm wird das Schichtstreichen der Nordkarawanken von e–w Richtungen beherrscht, wogegen im Gebiet Turm/Luschaalm ein nochmaliges Einbiegen der Strukturen nach NW–SE zu beobachten ist. Von der Petzen bis zur östlichen Grenze nach Jugoslawien dominieren abermals ostwestlich streichende SS.

Der Südrand des Bereichs NK III wird, wie der südliche Rand der Nordkarawanken generell, von etwa E–W verlaufenden Richtungen geprägt. Besonders im Anis bei Eisenkappel fallen steiler tauchende Achsen auf. Das B einer Querverfaltung wurde hier mit 5/75 S eingemessen. Im Gebiet der Luschaalm überwiegen allerdings auch an der Südgrenze der Nordkarawanken die NW–SE-Strukturen.

Bezüglich des Großbaues kann man die Nordkarawanken östlich des Vellachtales mit BAUER (1970) als eine große Hauptdolomitmulde betrachten, die in sich verschuppt ist und vor allem an ihrem Südrand von bedeutenden Störungen begleitet wird. Zwischen dem Jegartkogel und der Poscha wird der Hauptdolomit von einer Aufwölbung aus Wettersteinkalk und Raibler Schichten zweigeteilt.

Den Ostrand des großen Hauptdolomitareals bildet eine Verwerfung, die zwischen dem Westhang des Homarow-Berges und der Oistra in NE–SW-Richtung verläuft und einen sinistralen Versetzungssinn kartieren läßt. Östlich der Störung, nordöstlich der Topitza, sind in die nach Norden versetzte Hauptdolomitmulde Gleit-

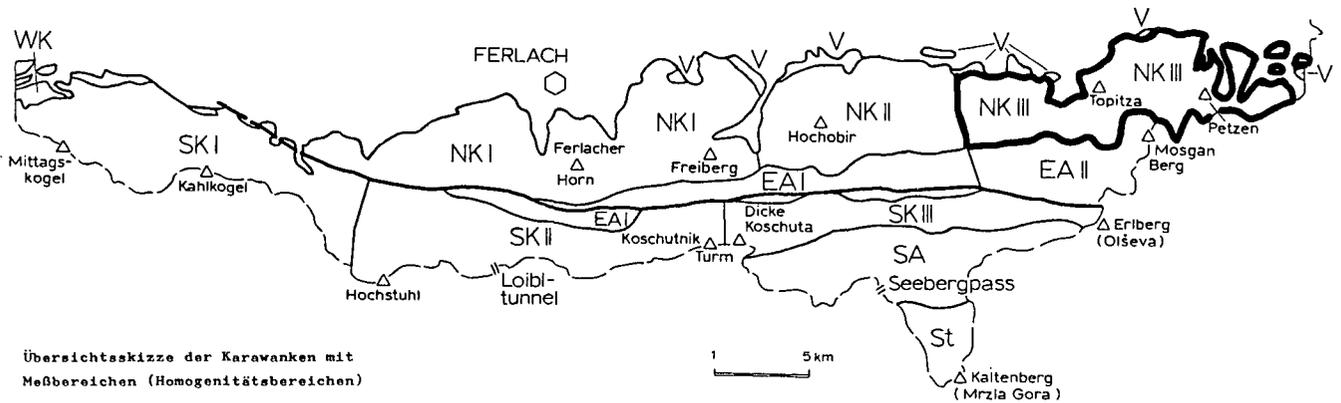
 Klagenfurt


Abb. 14: Lageskizze des Bereiches NK III, Vellachtal – Petzen (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

schollen aus Wettersteinkalk von Süden her eingegleitet. Dabei sind die hangenden Schichtglieder am weitesten nach Norden vorgestoßen.

„Diese Tektonik ist so zu verstehen, daß Wettersteinkalk nach Norden auf Raibler Schichten überkippte und mit diesen als Gleithorizont auf Hauptdolomit abgeglichen ist.“ (BAUER, 1970).

Östlich des Globasnitzbachtals kommt das Wettersteinkalkmassiv der Petzen neben den Hauptdolomit zu liegen. Dieses Kalkmassiv kann man als nordwärts versetzte und gehobene, östliche Fortsetzung der vom Obir herüberstreichenden (Hauptdolomit-) Mulde ansehen. Ihr Südflügel hat – auf (der Muldenfüllung der) Raibler Schichten gleitend – die Nordflanke mindestens teilweise überfahren (BAUER, 1970). Sie ist an ihrer südlichen und südwestlichen Begrenzung weithin überkippt und von Störungen begleitet. An steilen Verwerfungen wurde das Eisenkappeler Paläozoikum von Süden aufgeschoben.

Der Nordfuß der Petzen zeigt nach BAUER einen Schollen- und Schuppenbau. Querstörungen und NE–SW streichende Verwerfungen durchsetzen den Block der Petzen und begrenzen seine streichende Erstreckung.

Im Detail wurden folgende Strukturen eingemessen:

Im Wettersteinkalk des Vellachdurchbruchs bei Eisenkappel beobachten wir mit 25–30° streichende Schichten unterschiedlichen Westfallens. Die an einer wnw–ese Störung eingeklemmten, nördlich anschließenden Raibler Schichten weisen dagegen SS-Lagen von 102/76 N bis 110/70 S auf. Das Haupt- β_{SS} der Raibler Schichten liegt bei 112/23 W, während das gering besetzte Kluftsystem mit Vorbehalt auch auf Verstellungen um eine ca. 120° streichende Achse schließen läßt (Taf. 9/Fig. 11; P344 und 345).

Der alpine Muschelkalk am Südrand der Nordkarawanken bei Eisenkappel (Taf. 4/Fig. 8; P33) setzt das Streichen der oben genannten Raibler Schichten und damit die generelle Tendenz dieses Teiles der NK nach Osten fort. Allerdings machen sich die starken Bewegungen, welche die Grenze zwischen den Nordkarawanken und dem Eisenkappeler Aufbruch kennzeichnen, mit Spuren kräftiger Einengung und teilweise steilen Achsen deutlich bemerkbar. Das Haupt-SS verläuft im westlichen Teil des Aufschlußbereiches bei 90/55 S, ein Neben-SS bei 67/80 N. Die Achsen besitzen unter-

geordnet Raumlagen von 82/0 (π_{SS}), ansonsten finden wir sie bei 98/25 E (π_{SS}), 88/40 W bis 75/35 W (β_{SS}), aber auch um 7/60 S (β_{SS}). Das ac der Klüfte liegt hingegen klar bei 15/80 E. Östlich benachbarte Aufschlüsse in demselben Gestein (Taf. 4/Fig. 9; P34) zeigen folgende Werte: Ein Haupt-SS von 130/55 S, ein weiteres, kräftigeres SS bei 92/60 S und eine geringer besetzte Schichtlage von 54/70 SE. Die zugehörigen Achsenlagen sind 31/54 SW (β_{SS}) und 40/46 SW (π_{SS}). Darüber hinaus wurde ein kräftigeres π_{SS} bei 66/40 SW und ein weniger deutliches von 96/32 W geprägt. Messungen von Kleinfaltenachsen in diesem welligen und gequälten, mehrfach verbogenen Gestein ergaben Lagen von 5/75 S.

Im Gebiet zwischen Jegartkogel, Preverniksattel, Oistra und Topitza schwenkt das Streichen der Strukturen, wie berichtet, auch im Nordteil der NK III auf e–w Richtungen zurück. Die stärkste Änderung ist in den Raibler Schichten südlich des Jegart (Taf. 6/Fig. 17; P285) zu beobachten. Dort verlaufen die Schichten bei 63/61 SE, die Achsen um 65/4 E (π_{SS} , β_{SS}). Das Kluft-ac besitzt die Position 167/84 W. Auffällig ist in diesem Kluftsystem eine sehr flache h0l-Bahn mit 86/8 N, wie überhaupt das Auftreten flacher h0l-Klüfte für den hier besprochenen Bereich charakteristisch ist (Taf. 6/Fig. 17–20; P285–288). Es läßt sich eine Beziehung zu der Schuppen- und Gleitschollentektonik des Topitzagebietes vorstellen, wie sie F. K. BAUER (1970) beschreibt. Die flachen h0l-Flächen können die Ablösung von Gleitschollen begünstigt haben. Erstaunlich ist dabei, daß das Verwerfungssystem des Bereiches NK III (Taf. 10/Fig. 4) keine Häufung von flachen e–w Störungen aufweist.

Während die Jurakalke der „Vorlanddecke“ am NE-Rand des Jegartkogels (Taf. 6/Fig. 19; P287) ein NE–SW-Streichen mit SS von 50–75/50–55 S ebenfalls stärker betonen, zeigt der Hauptdolomit des Suchagrabens ssw Altendorf (Taf. 6/Fig. 18; P286) zwei deutliche Schichtflächenscharen mit 90/42 S und 112/44 SW. Eindeutige Achsenlagen sind hier, außer in den Kluftsystemen, nicht auszumachen. Die Klüfte gruppieren sich auf einen ab-Kreis bei 85/64 S und formen ein ac von 171/82 E. Die zugehörige Achse (π_{kl}) besitzt die Position 82/5 W.

Komplizierter liegen die Verhältnisse im Hauptdolomit

und den Raibler Schichten im Nordhang der Oistra (Taf. 6/Fig. 20; P288). Hier macht sich der Einfluß der (linksdrehenden) Oistra-Störung bemerkbar: Zwei kräftige SS liegen bei 68/58 S und 108/56 N, daneben ist eine etwas weniger hervortretende Schichtlage von 25–30/65 SE zu beobachten. Die entsprechenden Achsen sind 80–85/25–30 E (π_{ss} , β_{ss}), untergeordnet 57/12 W (π_{ss}). Eine weitere Achse bei 165/57 S (π_{ss} , β_{ss}) spiegelt vermutlich eine Schleppung an der Oistra-Verwerfung wider. Der Hauptzonenkreis der Klüfte liegt jedoch klar bei 103/50 N, das ac bei 170/65 W.

In den Raibler Schichten der Topitza (Taf. 7/Fig. 1; P289) sehen wir Schichtlagen von 86/70 S, Achsen bei 86/0 (π_{ss} , β_{ss}) und untergeordnet 95/22 E (β_{ss}). Der Hauptzonenkreis der Klüfte besitzt den Wert 86/58 S, das ac 175/85 E.

In den ladinischen Kalken und Dolomiten der nordwestlichen Petzenmasse (Taf. 4/Fig. 20; P46 und 47) läßt sich keine dominante SS-Position bestimmen. Die Flächen 56/38 SE, 85/39 S, 122/64 SW und 133/85 SW schneiden sich alle in einer Achse, deren Raumlage zwischen 138/35 SE (β_{ss}) und 154/40 SE (π_{ss}) zu lokalisieren ist. Daneben lassen sich in einem stark von Verwerfungen durchzogenen Areal des Wettersteinkalkes nordwestlich des Berges „Turm“ flach fallende, n–s Schichten feststellen (178/21 W und 2/33 E). Die Kluffanalyse dieses Aufschlußbereiches zeigt wider Erwarten relativ einfache Verhältnisse: Zwei Zonenkreise der Lagen 105/60 S und 125/40 S lassen sich mitteln zu 115/50 S. Dem entspricht ein Kluff-ac von ca. 30/80 NW und ein π_{kl} von ca. 120/5 E.

Im alpinen Muschelkalk am SE-Rand der Petzen messen wir, wie bereits erwähnt, noch einmal NW–SE-Streichen: Zwischen dem Turm und der Luschaalm (Taf. 5/Fig. 1; P48) herrscht ein SS von 120/46 NE gegenüber einem Schichtverlauf von ca. 82/16 S deutlich vor. Die zugehörige Achsenlage ist 112/10 E (β_{ss}). Südöstlich anschließend, im Gebiet der Luschaalm (Taf. 5/ Fig. 4 und Taf. 5/ Fig. 5; P51–53) wechselt das SS innerhalb von etwa 1,5 km von Streichwerten um 155° im NW über Werte um 135° auf eine Position bei 112/60 SW östlich der Alm. Das generelle SS dieses gesamten Gebietes liegt bei 132/64 SW. Läßt sich das Kluff-ac an der Luschaalm noch zwischen der schwächer ausgeprägten Flächenschar 14/80 E und der kräftigeren Fuge 45/74 SE beobachten, so findet sich 1 km östlich davon ein Hauptzonenkreis von ca. 110/55 NE und die zugehörige Deformationsebene bei 20/85 E. Ein zweites ac zeichnet sich zwischen diesem Wert und der Fläche 158/74 SW gegenüber einem π_{kl} von ca. 80/5 E ab.

Etwa ab den Aufschlüssen der Feuersberger Spitze ostwärts erscheinen e–w Streichrichtungen. Südöstlich des Turm (Taf. 5/ Fig. 2; P49) beobachten wir Schichten von 87/58–80 S bis (untergeordnet) 64/64 SE mit Achsen um 85/0 (π_{ss} , β_{ss}); daneben ein π_{ss} bei 52/30 SW und eine weitere Achsenrichtung geringerer Ordnung bei 130/50 SE (π_{ss} , β_{ss}). Die Verstellungsachse des Kluffsystems liegt, gemittelt und in ihrer Lage etwas undeutlich, zwischen 90/0 und 100/10 E, der Hauptzonenkreis bei 88/86 S. Ein klares ac ist nicht zu erkennen: ac₁ zwischen 177/64 W und 20/74 E, ac₂ = 144/70 SW?

Südwestlich der Hochpetzen (Taf. 5/ Fig. 3; P50) verläuft die Deformationsebene der Klüfte, gemittelt aus mehreren Flächenpaaren, bei ca. 160/75 E. Das Haupt-SS besitzt eine Lage zwischen 76/54 N und 80/84 S,

ein weiteres SS eine Position von ca. 41/46 NW. Die Hauptachse (β_{ss}) zeigt den Wert 74/27 W.

Am Nordhang der Petzen (Taf. 3/ Fig. 4; P3–8), dem östlichen Ende des bearbeiteten Gebietes, sind die E–W-Richtungen beherrschend. Die häufigsten Schichtlagen sind 86/52 N und 90/80 S. Daneben fällt ein SS mit 134/42 NE auf. Nördlich der Gornja (Taf. 3/ Fig. 3; P1), in der Nähe der österreichisch-jugoslawischen Grenze, finden wir ein SS von 107/73 N. Etwa 1,5 km südlich von Unterort (Taf. 3/ Fig. 3; P2) dominiert eine flache Schichtposition von 96/24 S, ergänzt durch die Fläche 46/50 SE. Die Kluffsysteme dieser Region zeigen mehrere Zonenkreise; zwei geringer besetzte Gürtel stehen senkrecht aufeinander: 150/50 SW und 65/80 NW. Dabei verläuft der Kreis 65/80 NW durch ein Nebenmaximum des β_{kl} -Diagramms von ca. 60/35 NE, so daß bei dieser Häufung der Gedanke an eine verstellte Achsenrichtung, entsprechend dem 58/15 NE- π_{ss} nördlich der Gornja und der Achse 40/42 NE (π_{ss} , β_{ss}) im Nordhang der Petzen nahe liegt. Die 150–160 Grad streichende Kluffchar funktionierte aber offenbar mit 20 bis 30° streichenden Klüften zusammen auch als konjugiertes Scherpaar zu einem ac bei 2/90 bis 167/82 W. Daß solche Verstellungen stattgefunden haben, mag man auch daraus ersehen, daß h0l-Scharen sich um zwei Zonenachsen gruppieren, von denen die eine bei 85°, die andere bei 100° verläuft. Der 100°-Achse entspricht im Kl-Poldiagramm der Zonen- (ab-)Kreis 105/35 S.

Das Verwerfungssystem des Bereiches NK III ist ähnlich einfach gebaut wie das der mittleren Nordkarawanken (NK II). Neben e–w Störungen dominieren N–S-Fugen. Die Diagonalscharen sind schwächer ausgeprägt und bilden zu den n–s Störungen einen Winkel von etwa 32°. Das Verwerfungsmuster und die n–s gelängten Maxima sprechen wieder für e–w Deformationsachsen, wobei das ac zwischen den Flächen 164/80 W und 178/86 E verläuft. Im einzelnen messen wir folgende weitere Störungsscharen: 21/72 W, 65/65 SE, 82/80 N, 90/46 N, 98/72 S und 137/76 SW. Im Poldiagramm stellt man einen St-Gürtel zwischen den Lagen 175/56 W und 177/68 E fest. Ein weiterer Zonenkreis findet sich bei 74/74 N.

Die Verteilung der kleinen, mittleren und großen Verwerfungen auf die Flächenscharen in den Störungsdigrammen ist abermals etwa gleichmäßig: Bis auf die NE–SW-Richtung setzt sich jede dieser Verwerfungsscharen aus Klein-, Mittel- und Großstörungen zusammen, wobei in der Regel die kleinen St zahlenmäßig überwiegen (Taf. 10/ Fig. 4).

Es ist ein wenig verwunderlich, daß gerade in diesem Bereich der Nordkarawanken, der von großen NE–SW-Brüchen besonders durchzogen wird, die entsprechende Flächenschar im Diagramm relativ gering besetzt ist und von Störungen des Meter- und Zehnermeterbereichs dominiert wird.

Abschließend läßt sich an Hand der Strukturkarte (Taf. 2) und im Einklang mit den obigen Untersuchungen sagen, daß die Nordkarawanken ein tektonisch weitgehend geschlossenes Gebiet darstellen: Der Gebirgsbau der Teilbereiche ergänzt sich, ungeachtet der Unterschiede in den Gesteinskompetenzen (Teilstockwerke) und trotz intensiver Bruchtektonik zu einem komplexen Gesamtbild. Daher wird in der vorliegenden Arbeit keine engmaschige Gliederung vorgenommen, wie sie BAUER (1970) durchgeführt hat (allein zwischen Obir und Petzen vier tektonische Einheiten), sondern es

wird eine Unterteilung der gesamten Nordkarawanken in nur drei Abschnitte bevorzugt.

4.2. Die Basisschuppen am Nordfuß der Karawanken (V; Abb. 15, Taf. 2)

Die auch als „Vorlanddecke“ (KAHLER, 1953) und als „Sockeldecke“ (STINI, 1937 und 1938; von BAUER, 1970, abgelehnt) angesprochenen Gesteinseinheiten bestehen aus einer lückenhaften Serie von triadischen bis unterkretazischen Gesteinen: Plattenkalke, Mergelkalke und Mergel des Rhät, vor allem rote Crinoiden- und Flaserkalke des Jura und fleckige graue Kalke mit Hornsteinen und Mergellagen des Neokom (vgl. Absatz 3.3.3.).

Diese Gesteine finden sich in der Regel als nicht zusammenhängende tektonische Schuppen am Nordrand der Karawanken, wo sie – zerschert und z. T. überkippt – in den Bau der Nordkarawanken mit einbezogen und von diesen überfahren wurden. Anschauliche Zeugnisse dieser Bewegungen liefern die Aufschlüsse am Ausgang des Vellachtales bei Miklauzhof. Daß Gesteine der Basisschuppen ursprünglich in den Hangendpartien der Nordkarawanken zu finden waren, darauf weist der Bau des Jegartkogel hin, in welchem rhätische Schichten, die denen des nördlichen Vellachtales entsprechen, noch dem Hauptdolomit auflagern.

BAUER (1970) stellt zur Diskussion, ob die Basisschuppen der Karawanken tatsächlich Schubspäne sind, die von dem Gebirge im Zuge seiner nordwärtigen Bewegungen tektonisch aufgeschürft und mitgeschleppt wurden, oder ob es sich bei diesen um gravitativ abgeglittene Gleitschollen handelt, die anschließend im Zuge junger Überschiebungstektonik noch überfahren wurden.

Betrachten wir die Diagramme der Aufschlüsse in den Basisschuppen, so läßt sich feststellen, daß sie im großen Ganzen dieselben Strukturen enthalten wie benachbarte Aufschlußbereiche der Nordkarawanken. So messen wir im Jura und der Unterkreide am Wildensteiner Wasserfall (Taf. 8/Fig. 12; P318) vorherrschend nne–ssw Schichtflächenlagen, wobei das flache bis höchstens mittelsteile Einfallen ins Auge springt. Die SS-Positionen (170/10 W), 18/21 W, 32/48 NW und 37/45 SE sind im Diagramm fast ebenso häufig vertreten wie eine WNW–ESE-Schichtlage von 107/11 S. Dem entsprechen Achsen von ca. 33/8 SW (π_{ss} , β_{ss})

und 35/3 NE (π_{ss} , π_{kl}). Das ac des Klufsystems liegt zwischen den Flächenscharen 133/78 NE und 135/53 SW.

Sehr viel komplizierter sind die Verhältnisse bei Miklauzhof. In der invers lagernden Serie folgt dort auf überfahrenes Tertiär Oberjura mit Aptychenschichten und darüber das Rhät.

Das Schichtflächenbild dieser Aufschlüsse ist zunächst verwirrend vielfältig: Die Hauptfläche der Lage 164/70 W wird begleitet von den fast ebenso kräftig ausgebildeten Positionen 129/70 SW und 110/50 S, sowie 86/70 N und, etwas untergeordnet, 86/42 N. Weiter, vor allem NW–SE streichende SS sind vorhanden (Taf. 9/Fig. 8; P341). Über die Bedingungen, die zu diesem komplexen β_{ss} -Diagramm geführt haben, gibt besonders das Poldiagramm der Schichten Auskunft: Hier finden wir neben einem deutlichen π -Kreis des Wertes 58/50 SE weitere π -Kreise der Lagen 36/70 SE und 18/90, sowie einen Großkreis mit 90/26 S. Die drei erstgenannten Kreise schneiden sich im Linear 20/30 SW, der Gürtel 90/26 S verfehlt diesen Schnitt nur um etwa 10°. Darüber hinaus läßt sich feststellen, daß sich vier der fünf nordtauchenden SS-Polmaxima zu einer Zone anordnen, welcher bei erstem Hinsehen ein Großkreis von etwa 110–115/40 N entspricht. Dies ist ein Kreis, der nicht übermäßig von der Maximumfläche des Schnittbereiches 20/30 SW abweicht. Ebenso gut lassen sich diese SS-Maxima auf Kleinkreisen anordnen, die senkrecht zu einem Polpunkt von ca. 25/45 SW verlaufen und um 10 bis 25° „nördlich“ des zu diesem Pol gehörenden Großkreises liegen. Weiter beobachtet man, daß auch die nach Süden tauchenden SS-Maxima sich auf einem Kleinkreis befinden, dessen Achsen dem Linear 25/45 SW entspricht. Dies läßt sich so deuten, daß – besonders in den nördlichen Bereichen des Miklauzhofers Rhäts – Verstellungen stattgefunden haben, welche einen ursprünglich nwn–ese Faltenbau in NW–SE streichende Position gezwungen haben. In den südöstlichen Teilen dieses Aufschlußbereiches wird das Strukturbild sogar von nwn–sse Schichten bestimmt (Taf. 9/Fig. 9; P342). Nach Azimut und Abtauchen könnte die oben diskutierte Achse mit Bewegungen an der Überschiebungsbahn der Karawanken zusammenhängen (vgl. BAUER, 1970, Profil V). Der Schub hätte dann allerdings eine starke dextrale Komponente.

In den Kluftdiagrammen werden die e–w Achsenrich-

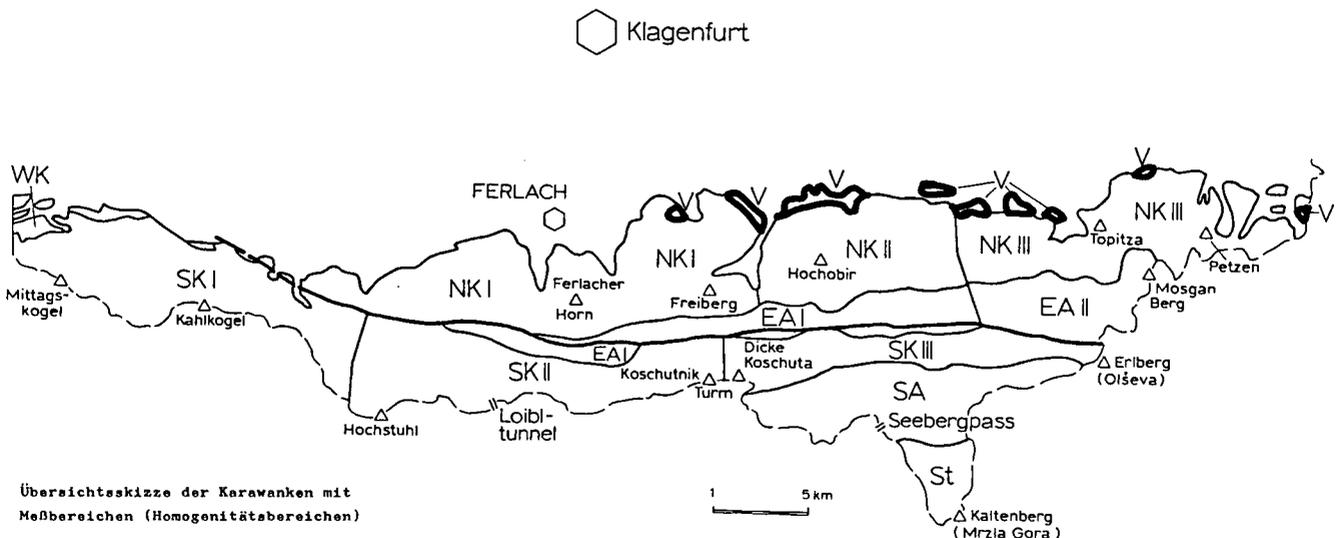


Abb. 15: Lageskizze der Vorbergzone (V) am Nordrand der Karawanken (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

tungen durch die Zonenkreise 84/60 N und 95/34 N repräsentiert, die sich in einem Linear der Raumlage 78/10 E schneiden und n-s Verstellungen bezeugen. Ferner ist im NW des Miklauzhofer Rhäts ein deutlicher Kl-Zonenkreis der Lage 138/50 NE zu verzeichnen, ein weiterer Hinweis auf Umbiegen der Strukturen. In der β_{kl} -Darstellung lassen sich trotz der komplizierten tektonischen Verhältnisse und entsprechender Flächenvielfalt Achsenrichtungen um E-W und bei 135/10 NW ausmachen. Dem letztgenannten π_{kl} entspricht ein gut besetztes ac bei ca. 50/80 SE, während das ac der n-s Bewegung nicht klar zu erkennen ist.

Sind in den Gesteinen nördlich der Vellach die E-W-Richtungen noch deutlich, so findet man in den südlich anschließenden Aufschlüssen des Sittersdorfer Berges überwiegend Schichtlagen zwischen 140/70 NE und 160/75 W. Die dominierende Flächenschar ist 138/68 NE. Im Osten dieses Aufschlußbereiches werden sogar SS-Positionen zwischen 150/76 SW und 176/67 E gemessen. Die Achsen liegen dementsprechend bei 145/15 NW (π_{ss}) und 140/10 NW bzw. 145/22 NW bis 160/40 SE (β_{ss}), sowie 76/60 E (π_{ss}) bis 84/66 E (β_{ss}) und bei 93/70 W (π_{ss} , β_{ss} ; Taf. 9/Fig. 9, P342).

Die steil tauchenden Achsenhäufungen weisen auf nahe Seitenverschiebungen hin, auch wenn das Hauptmaximum eingemessener Kleinfalten nur flach bis mittelsteil taucht: Das Haupt-B liegt zwischen 157/49 SE und 150/30 SE und zeichnet zusammen mit geringeren Besetzungen die NW-SE-Richtung nach. Unter den ebenfalls deutlichen E-W-Achsenlagen findet sich ein B mit 102/38 W. Die steilste B-Achse besitzt den Wert 160/70 NW.

Im südlichen Rhät dominieren die Kluffugen 92/62 S, 33/26 SE und 25/53 NW. Für die komplizierten Verhältnisse ist die Datenmenge jedoch zu gering, so daß sie nur bedingt in einer gesonderten Analyse dieses Aufschlußbereiches verwendet werden können.

Im Jura des nordwestlichen Jegartkogel (Taf. 6/ Fig. 19; P287), der ebenfalls zu den Basisschuppen der Karawanken gerechnet wird, ist das Strukturmuster wieder erheblich einfacher. Das Schichtflächendiagramm zeigt ein klares π_{ss} von 126/46 SE, dem im β_{ss} -Diagramm eine Achse der Position 135/45 SE entspricht. Das Haupt-SS verläuft bei 50/45 SE, begleitet von einer Schichtlage bei 75/57 SE. Im zugehörigen Kluffsystem findet die letztgenannte Richtung ihre Entsprechung in h0l-Zonenkreisen von 74/64 S und 74/24 S, sowie einem π_{kl} von 70/0 und einer ac-Fuge bei 164/86 E. Eine weitere betonte Richtung beobachtet man in 40–50° streichenden und saiger bis steil nach SE fallenden Flächen, die möglicherweise ein π_{kl} bei 45/15 SW besitzen, dem man eine deutliche Fuge von ca. 130/75 NE als ac zuordnen könnte.

Das Störungsdiagramm der Vorbergzone wird von diagonalen Flächen beherrscht. Im einzelnen erkennen wir folgende Fugen: 6/70 E, 13/63 W, 26/84 W, 30/42 SE, 118/64 SW, 126/66 NE und 148/84 NE (Taf. 10/ Fig. 5).

Auf Grund der Entfernungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen, aus deren Meßwerten die Störungsdiagramme zusammengesetzt sind, muß aber angezweifelt werden, daß es sich bei dem obigen Muster um ein homogenes Verwerfungssystem handelt. Die geologische Gesamtsituation legt die Überlegung nahe, daß das mehrfache Achsenschnenken in den Nordkarawanken sich auch in der vorgelagerten Vorbergzone abbildet. Ferner ist der Einfluß der Karawanken-Überschiebung

bei den insgesamt dürrtigen Aufschlußverhältnissen kaum abzuschätzen. Dennoch soll die Interpretation der relativ übersichtlichen Diagramme versucht werden: Betrachtet man die Zonenkreise 55/48 NW und 100/88 N im Poldiagramm, so könnte eine Deformationsebene in der Fuge 148/84 NE des β_{st} -Diagrammes nachgezeichnet sein, eine zweite ließe sich zwischen den Flächen 6/70 E und 13/63 W vermuten. Zwei Polgürtel bei 130/30 NE und 25 SW deuten auf Verstellungen um NW-SE-Richtungen. – Das hier besprochene Diagramm wird vor allem aus Kleinstörungen aufgebaut.

Abschließend sei zusammengefaßt, daß sich in den Aufschlüssen der Vorbergzone die strukturellen Merkmale der benachbarten Nordkarawanken wiederfinden lassen. Unterschiede zu diesen, z. B. die steileren Kippungskreise im synoptischen Diagramm (Taf. 11/ Fig. 4), können mit einer Aufrichtung der Schubbahn am Nordrand des Gebirges in Zusammenhang gebracht werden. – Um die Datendichte zu erhöhen, wäre aber eine Detailkartierung der Basisschuppen wünschenswert.

4.3. Der Bau der Südkarawanken (SK; Taf. 2)

In der südalpinen Koschutakette liegen die größten Erhebungen der Karawanken. Den höchsten Gipfel bildet mit 2172 m über NN die stark verkarstete Rippe des Hochstuhls (Abb. 18) am Südennde des Bärenals.

Nord- und Südkarawanken werden in der Hauptsache von den mächtigen triadischen Serien des kalkalpinen oberen Stockwerkes der Alpen aufgebaut. Trotz der Ähnlichkeiten in ihrer Schichtfolge werden die beiden Bergzüge jedoch streng voneinander getrennt. Die Nordkarawanken werden zum Nord- bzw. Ostalpin, die Südkarawanken faziell und strukturell zu den Südalpen gezählt.

Die Unterlagerung der Südkette besteht aus variszischen Serien. Diese treten im südwärts anschließenden Seeberg-Aufbruch und am Südrand des mittleren und westlichen Eisenkappeler Aufbruchs zutage und werden als östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen angesehen. Im Norden grenzt das Variszikum abrupt gegen ein tieferes Gebirgsstockwerk, das polymetamorphe nordalpine Altkristallin, dessen Geschichte weit in prävariszische Zeit zurückreicht (vgl. Absatz 3.1.1.). Zwischen beiden Stockwerken verläuft ein Teilstück der Periadriatischen Naht, an der nach heutiger Kenntnis zu wiederholten Malen ganz beträchtliche Bewegungen stattgefunden haben (s. Kap. 10.).

Als Liegendgrenze der südalpinen Schichten gilt die Transgressionsfläche des Oberkarbons (Auernig-Schichten) über dem Variszikum (vgl. Abb. 7 und 8). In der Koschutakette und ihren streichenden Fortsetzungen sind das postvariszische Paläozoikum und die untere Trias (größtenteils) marin, während das Jungpaläozoikum der Nordkarawanken (soweit überhaupt vorhanden) und das nordalpine Skyth terrestrischer Herkunft sind (s. Absatz 3.3.). Ab der mittleren Trias gleichen sich die Unterschiede zwischen der nord- und der süd-alpinen Entwicklung allmählich aus.

Der Bau der Südkette erscheint im großen Ganzen weniger gegliedert als der der Nordkarawanken. Er wird deswegen nachfolgend in einer zusammenfassenden Übersicht der Großstrukturen besprochen und nicht, wie die Nordkette, nach Teilbereichen getrennt abgehandelt. – An Unterschieden seien ein Zurücktreten des Stockwerkbauens und ein weniger auffälliges Schwanken der Strukturrichtungen im Kartenbild genannt.

Neben tektonischen Gründen, der Position im Süden bzw. im Hangenden der Karawanken-Hauptstörung, und der relativ früh einsetzenden Hebung und Abtragung der Südkarawanken (vgl. Absatz 3.4.), wird ein höherer Anteil an massigen und dickbankigen Gesteinen zur Ausbildung eines abweichenden Baustiles in den heutigen Erosionsresten beigetragen haben. Im Hinblick auf die Strukturen des Aufschluß- bis Handstückbereiches bestehen dagegen nur geringe Abweichungen zwischen der Nord- und der Südkette (s. Kap. 6., 8., und 9.).

Im Westen bilden die südalpinen Serien die südliche Abdachung der altpaläozoischen Westkarawanken, die ihrerseits als die Fortsetzung der Karnischen Alpen, bzw. als ein vermittelndes Zwischenstück zwischen diesen und den altpaläozoischen Aufbrüchen des östlichen Gebirgsstranges betrachtet werden. Vom Variszikum der Westkarawanken ist die Permotrias der Südkette durch eine bedeutende, nordwärts gerichtete Auf- bzw. Überschiebung getrennt, die eine Fortsetzung im Südhang der Karnischen Alpen bis in die Gegend von Paularo besitzt. Gegen Osten, etwa ab dem Gebiet südlich des Faaker Sees, scheint sich diese Bahn in eine Anzahl kleinerer Verwerfungen aufzusplittern. Der Schichtverband der Südkarawanken ist im Bereich der jungpaläozoischen Gesteine generell durch Bewegungsbahnen erheblich gestört.

In der weiteren Umgebung des Loibpasses, der Region zwischen Hochstuhl und Hochturm, teilen sich die Südkarawanken in zwei Bergstränge. Während der südliche Gebirgszug der Begujnsčica (Jugoslawien) aus der oberen Trias besteht, setzt sich der Grenzkamm zwischen Österreich und Jugoslawien am Loibl überwiegend aus Gesteinen der unteren und mittleren Trias zusammen. Westlich des alten Passes zieht eine grabenartig eingesenkte Zone aus ladinischen Dolomiten von NW herüber. Die Unter- und Mitteltrias des Grenzkammes wird südlich von einer Verwerfung abgeschnitten, welche die Begujnsčica im Norden begrenzt.

Weiter im Osten, im Gebiet der Trögerner Klamm, erscheinen die Südkarawanken als eine grabenähnliche Mulde mit teilweise sehr flachem Schichtverlauf. Der Nordrand dieser Struktur ist in der nördlichen Trögernklamm in einer eindrucksvollen Störungszone gut erschlossen. Dort ist rotes südalpines Perm mit Resten von eingeschupptem, fraglichem Anis (BAUER, 1973) erhalten, wenn auch tektonisch stark reduziert. Insgesamt

sind an der Nordgrenze der östlichen Südkette weithin die Untertrias (hauptsächlich östlich des Vellachtales) und das Anis aufgeschlossen (westlich der Vellach), während an ihrer Grenze zum Seeberg-Aufbruch in der Regel ladinischer Dolomit direkt neben Paläozoikum zu liegen kommt.

Gegen Osten steigen die Südkarawanken an, so daß im Vellachtal und weiter östlich die liegenden Partien der Koschutatrias in vermehrtem Ausmaß zutage treten. Sie wird

„...mit ihren tieferen Schichtgliedern im Bereich des Vellachtales tektonisch zerlegt, zerschuppt, und auch die Uschowa (am Ostende der österreichischen Südkarawanken; der Verf.) macht den Eindruck eines großen linsenförmigen Körpers.“ (KAHLER, 1953).

Das in dieser Arbeit untersuchte Areal der Karawanken-Südkette beschränkt sich weitgehend auf die von Österreich her zugänglichen Teile zwischen dem Mittagkogel im Westen und dem Erlberg (Olševa, Uschowa) im Osten. Der Gebirgsstrang wurde dabei nach den eingangs erläuterten Gesichtspunkten (s. Absatz 2.3.) wieder in (Homogenitäts-) Bereiche gegliedert, die der Entwicklung der Strukturen von Aufschluß zu Aufschluß und in den Diagrammen Rechnung tragen. Der westliche Bereich SK I umfaßt das Gebiet zwischen dem Mittagkogel und dem Bärental südlich von Feistritz i. R., liegt also westlich des Bereiches NK I der Nordkarawanken. Der Bereich SK II überdeckt das Gebiet zwischen dem Hochstuhl und dem Koschutnikturm und ist damit dem Bereich NK I direkt südlich benachbart. Der Bereich SK III erstreckt sich von der Dicken Koschuta bis südlich von St. Margarethen im Remscheniggraben. Er reicht somit vom Gebiet südlich des Hochobir (NK II) bis in die Region südlich der Topitza, die bereits dem Abschnitt NK III der Nordkarawanken angehört.

4.3.1. Bereich SK I, Mittagkogel – Bärental (Abb. 16, Taf. 2)

Am Mittagkogel wurden, bei generell etwa E–W streichendem Großbau, im oberen Teil des kalkalpinen Stockwerkes die davon abweichenden Schichtlagen 6/47 E und, geringer besetzt, 150/38 NE ermittelt (Taf. 8/ Fig. 15; P321). Die zugehörige Achse findet man bei 45/36 NE (π_{ss} , β_{ss}). Sehr unterschiedliche Schichtverläufe lassen sich im Anis des nördlichen Rosenbachtalles (Taf. 5/ Fig. 6; P54) beobachten. Die deutlichsten SS liegen zwischen 146/40 SW und 166/65 W. Daneben

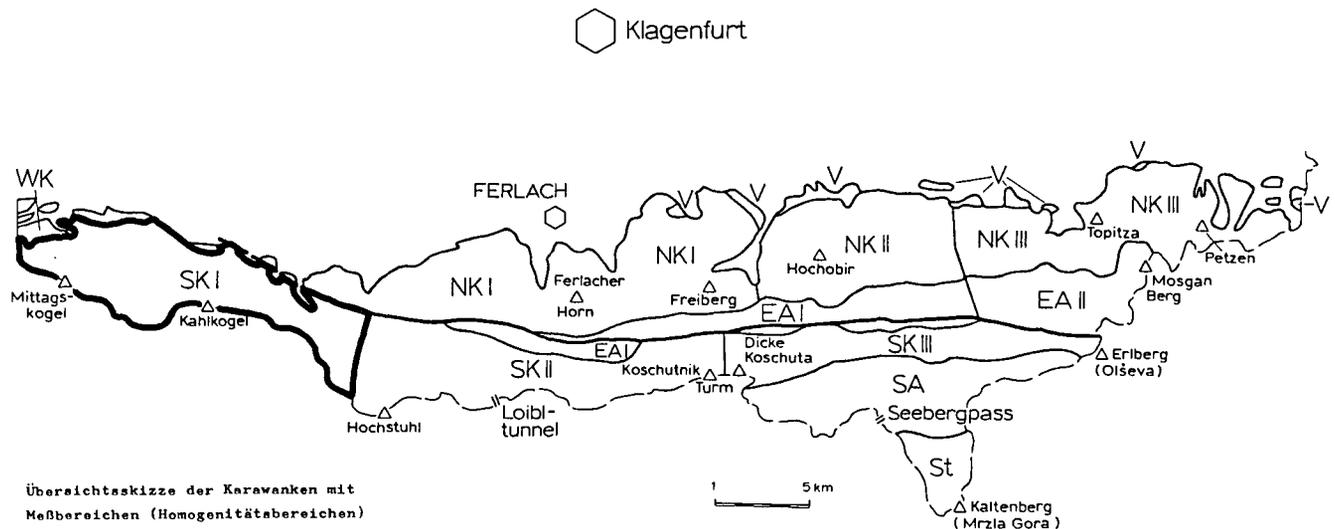


Abb. 16: Lageskizze des Bereiches SK I, Mittagkogel – Bärental (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

gibt es Positionen um 44/30 SE und weitere, stark untergeordnete Flächenlagen. Die Hauptachsen befinden sich zwischen 165/6 SE (β_{ss}) und 20/30 S (π_{ss}). Im β_{kl} -Diagramm ist die e–w Achsenlage durch ein ac bei 10/80 E dokumentiert, während die im SS-Diagramm dominierende Verstellung um NNW–SSE im Kluftsystem mit einem π_{kl} bei 155/5 NW zum Ausdruck kommt. Der Hauptzonenkreis der Klüfte verläuft bei 158/22 W.

Die stark voneinander und vom generellen Gebirgsverlauf abweichenden Strukturlagen werden durch die Anwesenheit mehrerer größerer Verwerfungen und die Nähe der SE-Fortsetzung der Möll-Drau-Störung bzw. des Periadriatischen Lineamentes beeinflusst.

Östlich anschließend, im Gebiet des Kahlkogels, mißt man wn–ese Schichtstreichen: Im Skyth südlich des Dürrkogels (Taf. 6/Fig. 11; P279) findet sich ein SS von 107/44 S und das Kluftsystem zeigt ein π_{kl} von ca. 110/5 W. Der Hauptkluftgürtel besitzt die Lage 111/23 S. Im Schlerndolomit nördlich des Kahlkogels (Taf. 6/Fig. 12; P280) liegt das mittlere SS bei 135/34 NE, während sich in den Wengener Schichten (Taf. 6/Fig. 13; P281) mehrere Schichtpositionen beobachten lassen. Die häufigsten Flächen besitzen hier Werte um 137/32 NE und 176/13 E. Daneben tritt ein SS bei 50/34 SE auf und eine Schichtlage, die am ehesten dem generellen Streichen des Großbaues entspricht: 96/41 S. Die mittlere Achsenposition, die man aus dem Schnitt aller dieser Flächen ermitteln kann, ist zwischen 116/20 E und 118/11 E zu finden. Die Verstellungsachse des Kluftsystems läßt sich zu ca. 115/10 E bestimmen und der Hauptzonenkreis nimmt eine Raumlage zwischen 124/24 NE und 148/20 NE ein. Der Mittelwert des π_{ss} beträgt 109/13 E, ein zweites zeichnet sich schwächer bei 4/0 ab; dies ist eine Achse, die einer leichten Verstellung der Schichtflächen-Polmaxima auf Kleinkreisen entspricht. Faßt man die SS-Maxima der letztgenannten drei Meßpunkte in ein Sammeldiagramm zusammen, so ergibt sich ein mittleres π_{ss} von 121/10 SE für das gesamte Areal nördlich des Kahlkogels.

Im Bereich der unteren und mittleren Trias des Großen Suchagrabens südlich von Maria Elend macht sich deutlich die Nähe der hier vollends in die Karawanken eintretenden Möll-Drau-Störung bzw. der Periadriatischen Naht bemerkbar: Weite Strecken der Südkarawanken-Trias sind entlang dieser großen Verwerfungszone brekziiert, tektonisiert und stark gestört.

Im Gebiet westlich des Großen Suchagrabens (Taf. 6/ Fig. 16; P284) treten Schichtflächen mit dem Mittelwert 34/17 W auf, südlich davon auch flach bis mittelsteil ostfallende SS. Der Hauptzonenkreis des Kluftsystems verläuft bei 56/14 NW. Steile, um 130° streichende Klüfte sind die häufigsten Gesteinsfugen neben einer etwas weniger ausgeprägten Kluftchar zwischen 171/55 W und 78 W. Die Hauptzonenachse besitzt den Wert $z_{kl} = 34/77$ SW, das π_{kl} ist nicht eindeutig zu bestimmen: $\pi_{kl,1} = 55/10$ E?; $\pi_{kl,2} =$ NW–SE?

Am Nordhang des Muschenikberges (Taf. 6/ Fig. 15; P283) wurde dagegen mit 130/20 SW fast ein „normales“ Schichtstreichen beobachtet. Faßt man die SS-Maxima der zuletzt besprochenen beiden Meßareale zusammen, so ergibt sich aus dem Sammeldiagramm ein mittleres π_{ss} von 82/17 W.

Im Gebiet des Kotschnasattels (Taf. 6/ Fig. 14; P282) mißt man ein kräftiges SS bei 150/34 NE, sowie ein weiteres bei 179/16 W. Die zugehörige Achse besitzt den Wert 162/6 NW (π_{ss} , β_{ss}). In diesem Diagramm spielt die Nähe von Störungen eine Rolle. Daneben ma-

chen sich flachwellige Verbiegungen um n–s Achsen bemerkbar, wie sie für die hangenden Teile des alpidischen Stockwerks schon angesprochen wurden. Das β_{kl} -Diagramm zeigt hingegen Symmetrien, die auf ein π_{kl} von ca. 116/5 W schließen lassen, was dem generellen Verlauf der westlichen Karawankenstörung und des Gebirges zwischen Kapellenberg, Muschenik und Matschacher Gupf entspricht. Ein zweites π_{kl} bei 155/10 NW ist denkbar.

Im Paläozoikum, sowie der unteren und mittleren Trias des Gebietes Matschacher Gupf – mittleres Bärenental (Grenzbereich SK I/SK II) schwenkt das Streichen der tektonischen Strukturen auf e–w bis ne–sw Richtungen ein. So finden wir im Bärenental (Taf. 8/ Fig. 20 und Taf. 9/ Fig. 1; P334 und 334c) neben untergeordneten NW–SE-Flächen zwischen 160/84 E und 120/45 SW ein Haupt-SS von 82/44 S bis 68/35 SE, im Anis des Matschacher Gupfes (Taf. 7/ Fig. 3; P291) die Schichtlage 67/50 SE. Auch die Verstellungsachsen der Kluftsysteme ($\pi_{kl,1}$) liegen zwischen 60/5 W im Matschacher Gupf und etwa 58/0 im Bärenental. Der zugehörige Zonenkreis ist am Matschacher Gupf in der Position 64/34 SE zu beobachten. Allerdings läßt sich ein weiterer, schwächerer Großkreis des Raumwertes 134/33 SW ausgliedern, der möglicherweise im Zusammenhang mit einem schwachen SS von 130/78 SW des Diagrammes Bärenental gesehen werden muß. – Die Kluftzonenkreise lassen sich im südlichen Bärenental zu den Positionen 71/66 S, 93/64 S und 10/48 W mitteln, wobei die Kreise 71/66 S und 10/48 W senkrecht aufeinander stehen. Man muß wohl davon ausgehen, daß in diesem Gebiet mehrfach Kluftprägungen ($\pi_{kl,2}$ bei ca. 95/30 E?) bei wiederholten, unterschiedlichen Beanspruchungen (Faltungen, Verstellungen am PL bzw. der Möll-Drau-Störung und weitere Verwerfungsbewegungen) stattfanden. In diesem Zusammenhang müssen auch die um NNE–SSW streichenden und steil ostwärts fallenden Schichten erwähnt werden, die in dieser Region eingemessen wurden (Taf. 7/ Fig. 2; P290).

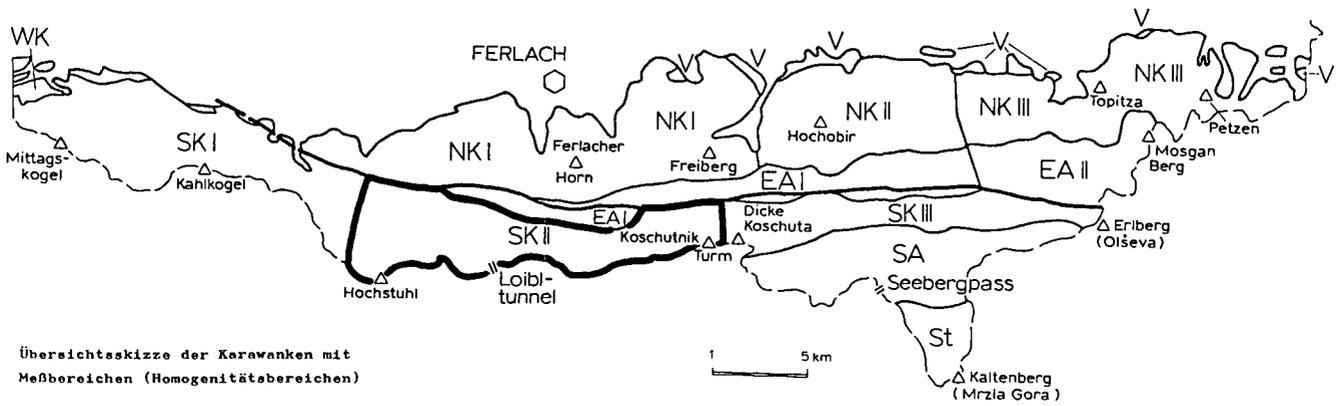
Im Verwerfungssystem des Bereiches SK I dominieren NNW–SSE-Flächen vor e–w bis ene–wsw Störungsfugen. Zu diesem Störungskreuz diagonal verlaufende Flächen treten demgegenüber in den Hintergrund. Im einzelnen findet man folgende Flächenspurten: 175/70 W, etwas untergeordnet 5/80 E und 30/50 SE, und wieder kräftiger: 56/84 SE, 78/60 NW und 60 SE, 98/82 N, 137/74 SW, 144/79 NE und 158/44 SW (Taf. 10/ Fig. 6). Die Längung der Häufungen im β_{st} -Diagramm erfolgte in nw–se bis n–s Richtungen. Dem entspricht zum einen ein π_{st} in einem Nebenmaximum von 60/30 NE, dessen Deformationsebene zwischen den Fugen 144/79 NE und 158/44 SW ermittelt werden kann. Zum anderen könnte ein ac zwischen den Scharen 175/70 W und 5/80 E zu (jungen) n–s Bewegungen gehören, die sich im Poldiagramm in zwei schwächeren Zonenkreisen der Raumlagen 76/22 N und 91/60 N abbilden. Ein weiterer Zonenkreis zeigt die Position 16/54 E.

Die Verteilung der Größenordnungen der eingemessenen Verwerfungen läßt wiederum keine eindeutigen Vorzugsrichtungen erkennen. Allenfalls erscheint eine Häufung der größeren Störungen in den e–w Flächenscharen möglich.

4.3.2. Bereich SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm (Abb. 17, Taf. 2)

In der Umgebung des Großen Rain (Abb. 18), zwi-

Klagenfurt



Übersichtsskizze der Karawanken mit Meßbereichen (Homogenitätsbereichen)

Abb. 17: Lageskizze des Bereiches SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

schen dem Strugarzagraben und dem Bodental südwestlich von Windisch Bleiberg, stellen wir ähnliche Strukturrichtungen wie im Bärenal fest. Auf der Seite des Strugarzagrabens (Taf. 6/Fig. 5; P215) wurde in skythischen Gesteinen eine Schichtlage von 127/60 SW mit einem β_{ss} um 100/43 W und 128/0 und einem π_{ss} von 118/10 W ermittelt. In den gleichen Serien des westlichen Bodentales (Taf. 6/Fig. 4; P212) erhält man bereits ein SS von 62/42 SE und das β_{ss} -Maximum liegt bei 40/21 SW. Schichtschwankungen um eine Achse bei 147/40 SE sind jedoch ebenfalls vorhanden. Aus dem β_{kl} -Diagramm ergibt sich eine Achse von $\pi_{kl} = 42/0-5$ W. Der Hauptzonenkreis liegt bei 50/42 SE. Am deutlichsten wird das Drehen der Achsen in diesem Abschnitt der Südkarawanken im Gebiet Hochstuhl–Bielschitza (Taf. 9/Fig. 7; P340). Dort lassen sich in den relativ weitspannig gefalteten obertriadischen Dachsteinkalken fast alle Flächenlagen zwischen NW–SE- und NE–SW-Streichen einmessen: Die hauptsächlichen Schichtflächenpositionen sind hier 131/37 SW, 85/50 S und 42/60 NW. Das gemeinsame Schnittlinear aller die-

ser Flächen besitzt einen Durchstoßpunkt von ca. 54/34 SW. Das deutlichste π_{ss} findet sich bei 56/26 SW. – Das Kluftsystem dieses Gebietes ist sehr komplex. Ein eindeutiges π_{kl} ist daher nicht auszumachen (40/0–10 SW?, 50/35 SW?). Der Hauptzonenkreis verläuft zwischen 51/40 SE und 75/32 SE.

Die Strukturen im Gebiet des alten Loiblpasses (Taf. 3/Fig. 5 und Taf. 3/Fig. 6; P9–11) führen die ENE–WSW-Tendenz der oben beschriebenen Achsenumbiegung fort: Die allgemeine Position des SS ist hier bei 60–70/35–40 SE. Die entsprechenden Achsenlagen sind 71/4 E (β_{ss}) und 80/12 E (π_{ss}) und darüber hinaus, etwas schwächer, ein weiterer Mittelwert von ca. 90/10 E (β_{ss}). Die Kluftsysteme zeigen Verstellungsachsen von 70/4 E und 55/5 W, sowie untergeordnet bei 85/0 bis 100/5 E. Ähnliches kann für die meisten oberpermischen bis untertriadischen Aufschlüsse zwischen Spitzar und nördlich von St. Leonhard (Taf. 3/Fig. 8–9 und Taf. 3/Fig. 14; P13, 14 und 17) gesagt werden: Die vorherrschenden Schichtlagen sind 70–80/20–35 S und unter den selteneren nordfallenden Schichten die

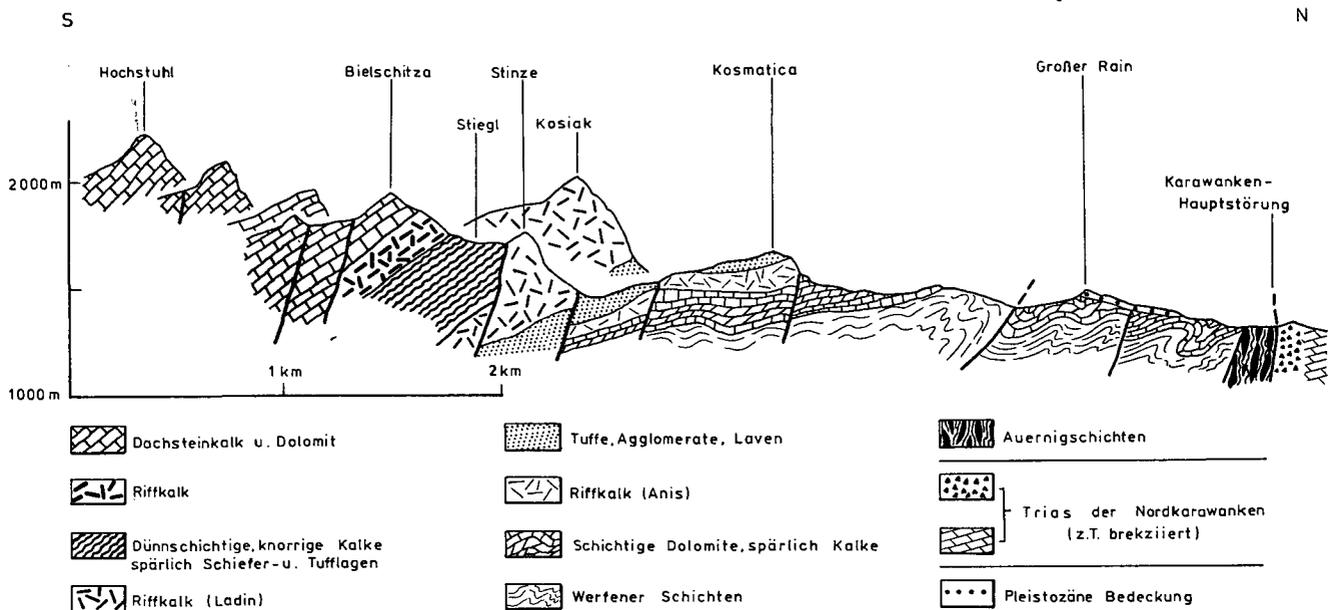


Abb. 18: Profilschnitt durch die Südkarawanken des westlichen Bodentales und des südlichen Bärenales (Bereich SK I/SK II; nach PREY; in: OBERHAUSER [Hrsg.], 1980).

Lagen 65–80/20–25 N. Die dazugehörigen Achsen verlaufen mit 75–80/5 W bis 5 E (π_{ss} , β_{ss}) und um 70/5 W bis 15 W (π_{kl}). Die Maxima der eingemessenen Kleinfaltenachsen liegen im nördlichen Teil des hier besprochenen Meßgebietes, der mit der Nordstörung der Koschutaeinheit an das Altpaläozoikum des Eisenkappeler Aufbruches grenzt, bei 89/12 W und 83/9 W. Hier ist auch das SS der Südkarawanken mit Werten von (untergeordnet) 103/40 S bis (vorherrschend) 125/40 SW (Taf. 3/ Fig. 12; P15S) dem des angrenzenden Altpaläozoikums ähnlich und weicht von den südlicheren Abschnitten des Loibltalprofils ab. Weitere Achsen des nördlichen Teilabschnittes sind: 100/20 W und 62/29 SW (β_{ss}), 80/25 W (π_{ss}) und ein π_{kl} von 85/5 W ($\pi_{kl,2} = 115/15$ W ?).

Südlich von Sankt Leonhard (Taf. 3/ Fig. 14; P17) konnten andere Kleinfaltenachsen zu einem Mittelwert von 21/10 S bestimmt werden. Sie entsprechen einer Flexur, deren schräggestellte und verbogene Schichten SS-Lagen bis zu 13/84 W aufweisen; das Haupt-SS ist aber 80/21 S! Die Ostscholle ist relativ abwärts versetzt worden und zeigt damit denselben Verstellungssinn wie die Loibltalflexur an der Tschepaschlucht. Die zu der Monokline bei St. Leonhard gehörigen rekonstruierten Achsen besitzen die Positionen 16/18 S (π_{ss}) und 15/21 S (β_{ss}); das π_{kl} zeigt dagegen den Wert 72/0! Weiter südlich, im Gebiet des unteren Kraßnikgrabens, finden sich noch Schichtflächenscharen zwischen 14/20 E, 0/26 W und 15/23–50 W (Taf. 3/ Fig. 7; P12), die mit entsprechenden Verbiegungen in Zusammenhang stehen.

Im langgestreckten und steil aufragenden Triaszug der Koschuta setzt sich die generelle ENE–WSW-Richtung fort. Die mittlere Schichtlage konnte zu etwa 70/45 S bestimmt werden. Im Hainschgraben treten untergeordnet auch steile SS bis 78/90 auf. Die Achsen liegen dementsprechend bei Werten um 75–80/10 E (Taf. 6/ Fig. 9; P220).

Das Verwerfungssystem des Bereiches SK II (Taf. 10/ Fig. 7) ist recht kompliziert und hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Störungsdiagramm der Nordkarawanken aus dem Gebiet zwischen dem Loibl- und dem Freibachtal. Vor allem im Poldiagramm deuten sich auch Übereinstimmungen mit dem Flächensystem der Obirmasse an.

In den Südkarawanken zwischen Hochstuhl und Ko-

schutnik Turm stellen sich die E–W bis NE–SW und NW–SE verlaufenden Flächen als die bevorzugten Verwerfungsrichtungen dar. Aber auch n–s streichende Störungen sind häufig. – Im einzelnen lassen sich folgende Flächenscharen benennen: 177/55 W, 179/88 E, 1/32 E, 30/63 SE und 44 NW, 60/72 SE und 63/70 NW, 83/74 S, 113/71 NE, 130/66 SW, 146/80 SW und 153/50 SW.

Im Poldiagramm schneiden sich drei geringer besetzte Zonenkreise in einem kleineren Maximum bei 90/35 E. Darauf senkrecht steht der Zonenkreis 179/55 W und die Verwerfungsschar 177/57 W, die danach mit einiger Wahrscheinlichkeit eine verstellte Deformationsebene repräsentiert. Des weiteren entsprechen Längungen von Maxima dem Verlauf der Störungsflächen um 179/88 E, die etwa senkrecht auf zwei höher besetzten Zonenkreisen 76/32 N und 80/20 S und deren Schnittlinie von ca. 78/2 W steht. Hierin bilden sich die bereits bekannten, jungen n–s Bewegungen ab. Schließlich kann in diesem komplexen Verwerfungssystem zwischen den Fugen 130/66 SW und ca. 146/80 SW eine weitere, (zeitweilig) als Deformationsebene benutzte Fläche vermutet werden. Auch in dieser Richtung beobachten wir Längungen von Maxima, einen Zonenkreis der Lage 136/64 SW und dazu senkrecht im β_{st} -Diagramm einen Schnittbereich zwischen Störungsscharen, sowie zwischen den Zonenkreisen 5/38 E und 76/32 N im Poldiagramm.

In der Verteilung der Verwerfungen unterschiedlicher Größenordnungen sind außer der Beobachtung, daß in der NE–SW-Richtung große Störungen weitgehend fehlen, abermals keine signifikanten Vorzugslagen zu verzeichnen. Generell herrschen bei allen Flächenscharen wieder die Kleinverwerfungen gegenüber der mittleren Größenordnung, und diese gegenüber den Großstörungen vor.

4.3.3. Bereich SK III, Dicke Koschuta – Uschowa (Erlberg; Abb. 19, Taf. 2)

In der Trögerner Klamm liegen die Schichten zum großen Teil flach. Die Südkarawanken formen hier eine generalstreichende, grabenähnliche Mulde, deren Füllung weitgehend aus ladinischen Dolomiten besteht, während das ältere Gesteinsmaterial der Unterlage an den Randstörungen geschleppt, eingeklemmt und ausgedünnt wurde.

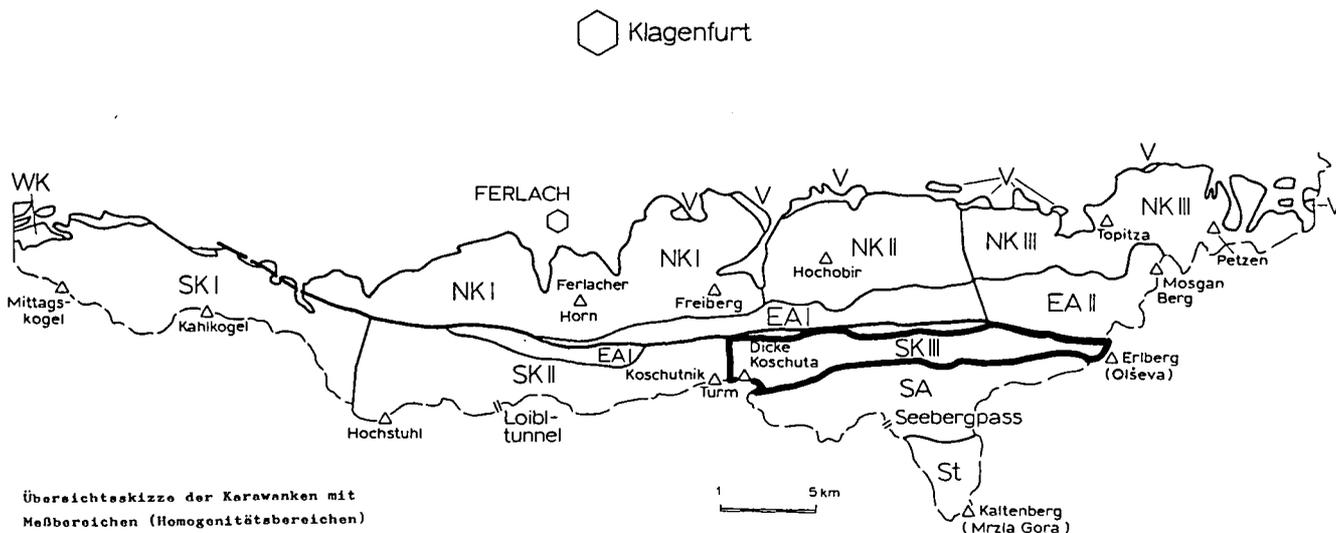


Abb. 19: Lageskizze des Bereiches SK III, Dicke Koschuta – Uschowa (Olševa, Erlberg; vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

In mittleren Teilen der Klamm läßt sich im flachen SS ein n-s Streichen beobachten (Taf. 5/Fig. 20; P200: 172/19 E). Diese Abweichung vom Generalstreichen des Gebirges ist bedingt durch eine Störungszone, die vom Altberg und der Obirmasse herkommend den Eisenkappeler Aufbruch und das südalpine Mesozoikum der Koschutaeinheit quert und in den Seeberg-Aufbruch hineinzieht. Die Bedeutung dieser Verwerfungszone ist im Gelände nicht ohne weiteres greifbar; erst in den synoptischen Diagrammen und bei der Rückwicklung der Strukturgeschichte kann man sie erkennen (s. Absatz 4.4. und Kap. 8. und 9.). So betonen die Kluftdiagramme die E-W-Richtung (mittleres $\pi_{kl} = 90/0$), während die Verstellungen um eine Achse bei 0/15 S im Hintergrund bleiben. – Auch im Schichtflächendiagramm aus dem Grenzbereich Südkarawanken/Seeberg-Aufbruch am südlichen Ausgang der Trögernklamm werden n-s Richtungen gemessen (Taf. 3/ Fig. 2; P347): Die Flächenschar um 72/85 S zeichnet den gestörten Südrand der Koschutaeinheit nach und die Flächen 7/76 W bis 40/60 NW hängen mit der oben besprochenen Störungs- und Umbiegungszone zusammen.

Etwas gegenüber den Vorwerten des generellen Streichens herausgedreht erscheinen die mittleren Schichtlagen in den jungpaläozoischen bis mitteltriadischen Serien des Obojnibachtales (Taf. 6/Fig. 6; P216 und 217). Sie verlaufen bei 102/70 S und 107/43 S. Die Achsenlagen finden sich entsprechend bei ca. 108/0–5 W (β_{ss} , π_{ss} und π_{kl}). Daneben wird aber auch eine Häufung bei 64/33 SW (π_{ss} , β_{ss}) verzeichnet. Ein $\pi_{kl,2}$ des Kluftsystems liegt eventuell um ca. 120/10–20 SE. Im Poldiagramm sind zwei Kluftgürtel in den Positionen 108/70 S und 52/30 SE zu verfolgen.

Das Achsenschnenken, welches in den Nordkarawanken etwa zwischen dem Obir und dem Preverniksattel auftritt, ist von mehr als lokaler Bedeutung: Auch im Eisenkappeler Aufbruch in der Umgebung der Ebrachklamm und hier, in den Südkarawanken, auf der kurzen Strecke zwischen dem Zimpaser Gupf und dem östlich benachbarten Kurathkogel ist es leicht abgeschwächt zu beobachten. Ebenso findet man das Umbiegen der Strukturrichtungen im Seeberg-Aufbruch wieder, dort allerdings auf noch engerem Raum.

In den Diagrammen der Koschutakette äußern sich diese Verhältnisse folgendermaßen: Während sich in den jungpaläozoischen bis mitteltriadischen Serien südlich des Zimpaser Gupfes noch SS-Werte zwischen 63/74 NW und 71/84 NW messen lassen (Taf. 4/Fig. 4; und Taf. 4/Fig. 5; P30 und 31), im nordöstlich anschließenden ladinischen Dolomit (Taf. 4/Fig. 6; P31N) sogar Schichtpositionen von 40/42 SE und 32/23 NW (β_{ss} -Maximum bei 45/0), wurden im Schlerndolomit an der Vellachstraße östlich Kristan (Taf. 4/Fig. 7; P32) SS-Flächenhäufungen bei 73/30 NW und 121/36 SW festgestellt. Das zugehörige β_{ss} liegt hier bereits bei 103/14 W, während die ac-Fuge der Klüfte sich noch bei 178/70 E befindet. Der Hauptzonenkreis des Poldiagrammes verläuft bei 75/44 N. Zusätzlich ist das ganze Kluftsystem, das unter dem Einfluß der Verwerfung(en) des Vellachtales steht, um eine bei 170° streichende Achse etwa 25–30° nach Westen gekippt worden. – In der unteren Trias bei der Haltestelle Nabernik an der Vellachstraße (Taf. 3/Fig. 1; P346), ca. 2 km nordöstlich der zuletzt besprochenen Aufschlüsse, sind die Strukturen dann vollständig auf nw-se Richtungen eingeschwenkt, wie wir sie östlich des Vellachtales auch in

den Nordkarawanken beobachtet haben. Die mittlere Schichtlage ist hier bei 144/42 SW. An Achsen findet sich neben einem untergeordneten π_{ss} von 128/5 NW vor allem die Position 164/20 SE (π_{ss} , β_{ss}).

Auch das komplizierte Kluftsystem läßt ein Umbiegen der Strukturen und mehrere Achsenrichtungen erkennen: Der Hauptzonenkreis verläuft zwischen den Werten 150/54 SW und 164/44 SW. In diesem Gürtel liegt ein π_{kl} zwischen den Positionen 140/20 NW und 160/5 NW. Daneben bestehen Hinweise auf Verstellungen um eine flache e-w Achse (82/25 W). Ein zweiter Kluftzonenkreis erstreckt sich bei 70/50 SE.

Im Gebiet zwischen dem Kurathkogel und der Uschowa, am Ostende der (österreichischen) Südkarawanken, herrscht ebenso wie im nördlich anschließenden Eisenkappeler Aufbruch und in den östlichen NK III e-w bis nw-se Streichen vor. In der Untertrias des Trockenberges (Taf. 4/Fig. 10; P35) läßt sich das Haupt-SS bei 128/30 SW aufnehmen. Weitere deutliche Schichtlagen findet man bei 78/48 NW, 122/48 SW und bei einem Mittelwert von ca. 120/35 NE. Die zugehörigen Achsen sind 120/5 W und 100/20 W (beide: β_{ss} und π_{ss}). Der Hauptkluftgürtel verläuft zwischen 119/52 SW und 124/34 SW. Die Deformationsachse des Kluftsystems ist aus der zyklographischen Darstellung dementsprechend bei der Position 120/6 W abzulesen. Ein weiterer, weniger deutlicher Zonenkreis der Klüfte findet sich bei 150/14 NW. – Im Westhang des Trockenberges (Suhir vrh) südlich von Remschenig (Taf. 7/ Fig. 20; P307E), wo die permisch-triadischen Gesteine der Südkarawanken an der Hauptstörung des Eisenkappeler Aufbruches (PL) aufgeschlossen sind – ebenso wie am westlich benachbarten Hang des Kurathkogels (Taf. 8/Fig. 1; P307W) – stellen sich die Verhältnisse wider Erwarten kaum komplizierter dar (s. u.).

Der genannte Aufschlußbereich ist besonders interessant: Er grenzt im Norden direkt an die Zone, welche im Bärenthal (NK I, SK I/II) als Melange bezeichnet wurde. Auch im Remschenigtal „schwimmen“ Reste verschiedener Gesteine tektonisch miteinander vermengt in einer schwarzen, stark zerruschetten Matrix, die Auer-nig-Karbon enthält. Nördlich folgen graue und gelbliche Mylonite und anschließend der auffallend intensiv geschieferte und vergrusste Südrand des Eisenkappeler Tonalitgneises. Leider sind die Aufschlüsse immer wieder teilweise durch hangabwärts wandernden Schutt verhüllt. – Der Südrand des geschilderten Bereiches wird von hochgeschupptem, rotem Perm gebildet.

Im östlichen Aufschluß (Taf. 7/Fig. 20; P307E) beobachtet man SS-Lagen zwischen 95/66 S und 110/55 S mit kräftig tauchenden Achsen bei 72/40 W. – Im Westen (Taf. 8/Fig. 1; P307W) tritt dagegen zu einem ähnlichen, aber untergeordneten SS von 88/48 S eine dominierende Schichtlage mit 147/23 SW. Die zugehörige Achsenposition ist $\beta_{ss} = \pi_{ss} = 65/24$ SW. Das π_{kl} des relativ klar ausgeprägten Kluftsystems liegt etwas abweichend bei 60/5 SW bis 65/25 SW. Eine weitere Verstellung der Klüfte hat offenbar um eine Achse von ca. 95/0–15 W stattgefunden.

Bemerkenswert ist, daß Hinweise auf größere Horizontalverschiebungen, wie sie im Absatz 2.4. aufgezählt wurden, in den Diagrammen des hier diskutierten Gebietes nicht zu finden sind.

Das Verwerfungssystem des westlichen Areals der SK III (Dicke Koschuta-Vellachtal; Taf. 10/Fig. 8) ist gegenüber dem benachbarten Bereich der Nordkarawanken (NK II) stärker N-S-betont. Zwar bilden auch

hier die e-w Fugen mit den N-S- und NNW-SSE-Störungen die Hauptscharen der Flächen, jedoch ist das E-W-System deutlich zweigeteilt und merklich schwächer ausgebildet. In geringerer Zahl treten auch diagonale Störungsrichtungen auf, unter denen die NW-SE-Flächen zahlenmäßig vorherrschen. Eine Besonderheit stellen flach nach SSW einfallende Fugen mit Aufschiebungstendenz dar. – Im einzelnen halten wir folgende Flächenscharen fest: 1/74 E, 40/80 NW, 71/66 NW, eine schwache Fuge zwischen 77 und 85/70 S, 100/77 N, 114/26 SW, 130/88 NE, 146/51 NE, 157/78 NE und 170/76 W. – Die Längungen der Maxima erfolgten in nnw-sse und n-s Richtungen. Diese Beobachtung, die Flächen 71/66 NW, 114/26 SW und bei 83/70 S, sowie ein Zonenkreis von etwa 84/66 N belegen ebenfalls NNW-SSE bis N-S gerichtete Verstellungen. Als Deformationsebene kommen etwa die Fuge 157/78 E und der Mittelwert zwischen den Flächen 170/76 W und 1/74 E in Frage. Ein schwächerer Zonenkreis der Position 170/80 E bestätigt diese Aussage.

In der Verteilung der kleinen, mittleren und großen Störungen auf die einzelnen Verwerfungsscharen lassen sich keine signifikanten Unterschiede feststellen. Zu bemerken ist allenfalls ein geringes zahlenmäßiges Überwiegen größerer Störungen bei der Fuge 100/77 N.

Das Verwerfungssystem des östlichen Bereiches SK III (Vellachtal–Uschowa; Taf. 10/Fig. 9) ist wieder stärker E-W-betont. Die N-S-Richtungen treten gegenüber den e-w und den Diagonalstörungen deutlich zurück. Im einzelnen beobachten wir folgende Werte: 178/86 E und 0/60 E, 38/88 SE, 48/84 NW und 36 SE, 70/68 SE, 95/74 S und 98/85 N, 120/36 SW, 124/77 SW und 128/80 NE. – In den Verwerfungsdiagrammen dieses Areal sind weder klare Längungen der Maxima, noch deutliche Zonenkreise zu verzeichnen. Im Poldiagramm weisen zwei nicht ganz eindeutige Störungsgürtel auf eine Achse mit einem Streichen von ca. 65–70° hin. Aus der zylographischen Darstellung sind dagegen eher n-s Verstellungen abzulesen: Die Hauptzonenachse stellt sich als Doppelmaximum mit n-s voneinander liegenden Besetzungsschwerpunkten dar. Bei solchen Bewegungen kann die Fläche 178/86 E, die etwa winkelhalbierend im Störungssystem steht, als ac-fuge gedient haben.

Die Verteilung der Größenordnungen auf die einzelnen Richtungen ist wiederum ziemlich gleichmäßig. Erwähnt werden soll jedoch, daß in den SW-fallenden Scharen (120/36 SW und 124/77 SW) die Störungen des Zehnermeterbereiches die Kleinverwerfungen deutlich überwiegen, während bei der Fuge 128/80 NE wieder „normale“ Verhältnisse herrschen (Klein-/Mittel-/Groß-St = 6/4/1).

Rückblickend soll hier bedacht werden, daß die Südkarawanken zwischen der Trögerner Klamm und der östlichen österreichisch-jugoslawischen Grenze dieselben Achsenschiebungen vollziehen wie die Nordkarawanken. Die Feststellung dieser Richtungsänderungen, die sich auch im Eisenkappeler und im Seeberg-Aufbruch bestätigt, ist ein wichtiger Beleg für die Strukturverwandtschaft nordsüdlich benachbarter, z. T. sogar durch die Karawankenstörung (bzw. das PL) voneinander getrennter Gebirgsteile. Die Strukturzüge bleiben nicht auf die einzelnen Einheiten beschränkt, sondern überschreiten deren Grenzen (s. Taf. 2). Bedeutende Seitenverschiebungen zwischen den nordalpinen und den südalpinen Anteilen dieses Gebirges entlang der Hauptstörung der Karawanken können dementspre-

chend während oder nach der Bildung der hier diskutierten Strukturen kaum noch stattgefunden haben.

4.4. Der Bau des Eisenkappeler Aufbruches (EA; Taf. 2)

Morphologisch formt der Eisenkappeler Aufbruch einen niedrigen und schmalen, nur östlich von Eisenkappel bis etwa 5 km Breite anwachsenden Geländestreifen zwischen den hoch aufragenden Ketten der Nord- und Südkarawanken.

Geologisch lassen sich, wie in Kap. 3. näher ausgeführt, von Norden nach Süden folgende Gesteinszüge unterscheiden:

- 1) Der Eisenkappeler Diabaszug, bzw. Eisenkappeler Grünschieferzug: Basische Magmatite und Tuffe in einer Serie von vorwiegend feinklastischen altpaläozoischen Gesteinen;
- 2) der Eisenkappeler Granitzug;
- 3) das Altkristallin von Eisenkappel: Polymetamorphe Gneise und Phyllonite und
- 4) der Eisenkappeler Tonalitgneis.

Die Gesteine zeigen generell einen nordvergenten Schuppenbau, von dem allerdings westlich des Freibachtales nur noch spärliche Reste erhalten sind. Im Schaidasattel südlich des Hochobir taucht in diesem Bau der Eisenkappeler Granit als tektonische „Walze“ (EXNER, 1976; Abb. 13) ostwärts auf. Etwa zwischen Oberebrach und der Ebrachklamm lassen sich im Grünschieferzug die Südschenkel zweier nordvergent gegeneinander verschuppter Sattelreste erkennen (Abb. 20), wobei die Falten als variszisch, der Schuppenbau als alpidischer Entstehung eingestuft werden (LOESCHKE, 1970; vgl. ROLSER & TESSENHORN, 1974).

Im Süden wird der Eisenkappeler Aufbruch von der Karawankenstörung durchtrennt. Diese verläuft östlich des Vellachtales am Südrand des Tonalitgneises, den sie gegen das aus Süden aufgeschobene (südalpine) Mesozoikum und Jungpaläozoikum der Südkarawanken abgrenzt. Westlich des Vellachtales, das den Verlauf einer querenden Verwerfung nachzeichnet, trennt die Karawankenstörung den Eisenkappeler Granitzug von südlich anschließendem Altpaläozoikum variszischer Entstehung, das dem der südalpinen Karnischen Alpen vergleichbar ist. Das Variszikum läßt sich nach Westen bis Schaida und dann lückenhaft über den Hainschgraben, das Loibl- und das Bärntal und die Vorkommen südlich von Maria Elend i. R. bis in die Gegend nördlich des Mittagkogels verfolgen. Dort grenzt es im Worounitzatal an das Altpaläozoikum der Westkarawanken, die ihrerseits als die Fortsetzung der Karnischen Alpen angesehen werden.

Der Eisenkappeler Aufbruch im engeren Sinne erstreckt sich demgegenüber innerhalb des österreichischen Staatsgebietes nur von der jugoslawischen Grenze im Osten bis zu den letzten Aufschlüssen des Grünschieferzuges in der Umgebung von Zell Pfarre im Westen. Östlich von Eisenkappel besitzt er mit Diabaszug, Granit, Altkristallin und Tonalit seine größte Vielfalt.

Obwohl die strukturelle Geschichte dieser Gebirgseinheit außerordentlich komplex ist (Kap. 3.) und die Beanspruchungen von (mindestens) zwei tektonischen Stockwerken enthält – dem (präkambrischen und) prävaristischen Grundgebirgsstockwerk und dem variszischen – sind die Diagramme allgemein nicht komplizierter als die der alpidischen Teile der Karawanken. Im Gegenteil: Die Strukturen sind häufig sogar straffer und

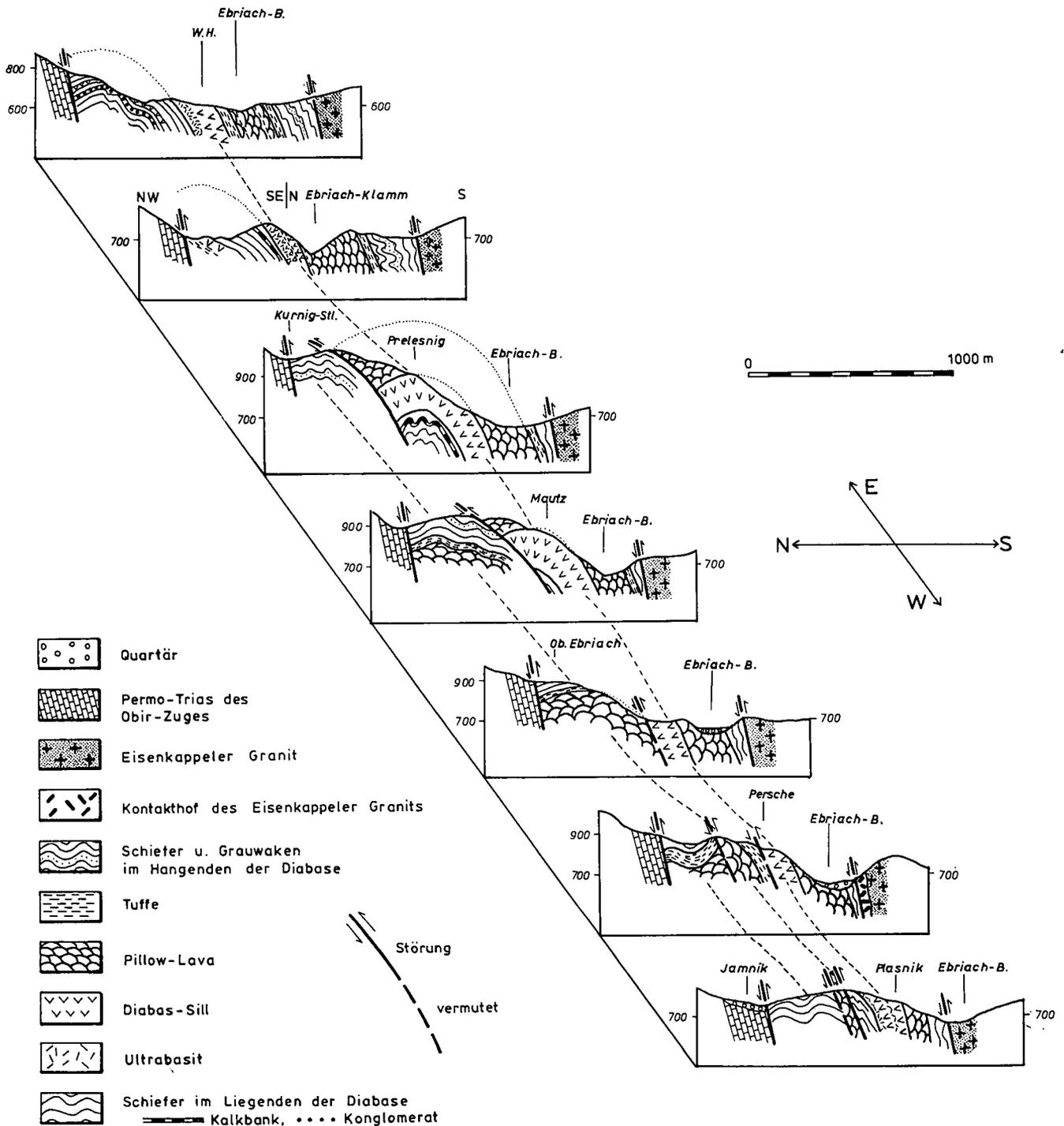


Abb. 20: Profilerserie durch den Diabazug westlich von Eisenkappel, Bereich EA I (nach LOESCHKE, 1970).

erscheinen einfacher. Diese Beobachtung kann dahingehend interpretiert werden, daß sich die Aufbrüche des Paläozoikums in den Karawanken während der hier untersuchten alpidischen Einspannungen als mehr oder minder einheitlich belasteter, tieferer Gebirgstteil verhalten haben. Während das mesozoische obere Stockwerk auf Grund seiner geringeren Auflast durch überlagernde Serien mehr Freiheit der Bewegung besaß, befanden sich die unteren Stockwerke des Seeberg- und besonders des Eisenkappeler Altpaläozoikums unter steter Belastung und hatten wenig Möglichkeiten des Ausweichens in die Höhe oder nach der Seite. So konnten präalpidische Strukturen in Vorzugsrichtungen und -flächen der alpidischen Prägungen hineinrotiert und eingeschichtet werden. Die außerordentliche Einengung

bei diesen Vorgängen wurde schon mehrfach betont (vgl. EXNER, 1972 und 1976; ROLSER & TESSENHORN, 1974; u. a.). Eine Herausbildung variszischer und prävariszischer Deformationen im Altpaläozoikum und Altkristallin der Karawanken könnte in weiteren, mikroskopischen Strukturuntersuchungen versucht werden (vgl. EXNER, 1972 und 1976).

Die Eisenkappeler Zone wird – wie die des Altpaläozoikums vom Seeberg und von Trögern – als „Aufbruch“ bezeichnet (z. B. KÄHLER, 1953). Diese Benennung zweier Fenster im alpidischen Bau der Karawanken erscheint mir insoweit sehr zutreffend, wie damit aufsteigende und Bruchbewegungen angesprochen werden sollen. Es fällt auf, daß etwa vom Schaidasattel an ostwärts die Eisenkappeler Zone durch das Hinzu-

treten des Granites, aber auch unter Ausdehnung des Diabasuzuges, erheblich an Breite zunimmt. Die gleiche Erscheinung beobachten wir noch einmal östlich des Vellachtales und zum dritten Mal im Bereich Javornik – Mosgan an der Ostgrenze nach Jugoslawien (vgl. EXNER, 1972). An der Vellach tritt das Altkristallin in den Bau des Eisenkappeler Aufbruches ein, dann auch der Tonalit. Etwa bei St. Margarethen im Remschenigtal nimmt die Breite des Tonalitgneises und nordöstlich die des Grünschieferzuges zu (Taf. 1). Die Linie Mosgan/Goreca – Javornik – St. Margarethen kann man nach Südwesten bis in den Südhang der Sadonighöhe verlängern, wo auch das Seeberger Altpaläozoikum seine größte Breitenentwicklung bekommt. Gleichzeitig überstreicht sie das Gebiet westlich der Uschowa, in welchem das Ladin der Südkarawanken eine deutliche Schmalstelle besitzt. Eine weitere „Schmalstelle“, bzw. einen Hebungsbereich, zeigt das Koschuta-Mesozoikum am Vellachtal. Hier schrumpft die Breite der Triaskalke auf wenig mehr als 1 km zusammen, während nordöstlich anschließend das Perm auf größerer Fläche ausstreicht, nur an der Karawankenstörung noch einmal von eingeklemmtem Mesozoikum unterbrochen. Verbindet man diesen Bereich mit der Gewölbekulmination der zutage tretenden Basisseinheit des Seebergfensters bei Bad Vellach und verlängert man diese Linie nach Nordost bis in den spilitdurchschwärmten Grünschieferzug des oberen Lobnikgrabens und darüber hinaus noch in die Nordkarawanken bis in die Gegend zwischen der Topitza und dem Nordwesthang des Petzenmassivs, so reiht man damit erstaunlich genau alle die östlichen Meßpunkte in Seeberg- und Eisenkappeler Aufbruch, Süd- und Nordkarawanken auf, die durch ein Schwenken des Achsenstreichens von SW–NE im Westen zu östlichem WNW–ESE bis NW–SE gekennzeichnet sind. Zwischen Kupitz im unteren Remschenigtal und dem Vellachtal könnte diese Linie allerdings um ca. 2 km „rechtsseitenversetzt“ sein. Auch die Tertiärmulde des oberen Lobnikgrabens befindet sich auf der genannten Linie.

Verbindet man nun eine weitere Zone besonders starken Achsenschenkens, das Gebiet des Altberges SE des Wildensteiner Wasserfalls (NK II) mit dem trögerner Seeberg-Aufbruch südwestlich von Pristovnik, so liegen wiederum auch in den Südkarawanken und im Eisenkappeler Fenster Aufschlüsse an dieser Linie.

auffällige Strukturrichtungen zeigen. Die SS-Lagen in der Koschutakette besitzen hier – bei etwa ostwestlichem, übergeordnetem Generalstreichen – Werte zwischen 172/19 E und 7/76 W! – Die Südkarawanken sind östlich der Trögerklamm, wie östlich des Vellachtales auch, deutlich schmaler aufgeschlossen, sowie von der Schichtfolge her (mehr Skyth und Anis) sichtbar gehoben und dementsprechend von der Erosion in einem tieferen Teil angeschnitten. Die Verhältnisse im westlich benachbarten Schaidasattel und dem Freibachtal stehen mit den oben beschriebenen Strukturen in Zusammenhang.

Die zuerst an der Loibltalflexur KAHLERS deutlich beobachtete Tendenz der (relativen) Hebung von Teilen der Karawanken gegenüber westlich benachbarten Schollen setzt sich damit in den Osten des Gebirges fort: Krustenstreifen sind an N–S bis NE–SW streichenden bzw. Flexuren gehoben worden, um ostwärts sich erweiternden Fenstern von Altpaläozoikum im alpidischen Stockwerk Platz zu geben. Östlich der jugoslawischen Grenze nimmt die Breitenentwicklung der Aufbrüche jedoch wieder ab.

Über die Altersstellung der Hebungen und der damit verbundenen (westgerichteten Schräg-) Abschiebungen wird weiter unten ausführlicher zu diskutieren sein (Absatz 9.5.; Abb. 28; vgl. auch SIEWERT, 1980 a). Es läßt sich jedoch an dieser Stelle bereits feststellen, daß ein großer Teil der ostwestlichen Strukturen schon vorher bestand. Andere N- und NW-gerichtete Deformationen müssen aber diese Bewegungen überdauert oder später stattgefunden haben, da entsprechende Rotationen in den Strukturdiagrammen als jüngste Vorgänge zu erkennen sind.

4.4.1. Bereich EA I, westlich von Eisenkappel (Abb. 21, Taf. 2)

Beginnen wir die Beobachtungen im Eisenkappeler Aufbruch von Westen her mit dem Loibltal, von wo an die „Karnische Schnur“ KAHLERS (1953) nach Osten wieder mehr oder minder zusammenhängend die Aufbruchzone einleitet.

Bei der E–W verlaufenden Störungszone am Nordrand der Südkarawanken zwischen dem Gasthof „Deutscher Peter“ und St. Leonhard im Loibltal finden wir altpaläozoische Netzkalke mit einer SS-Lage von 100/65

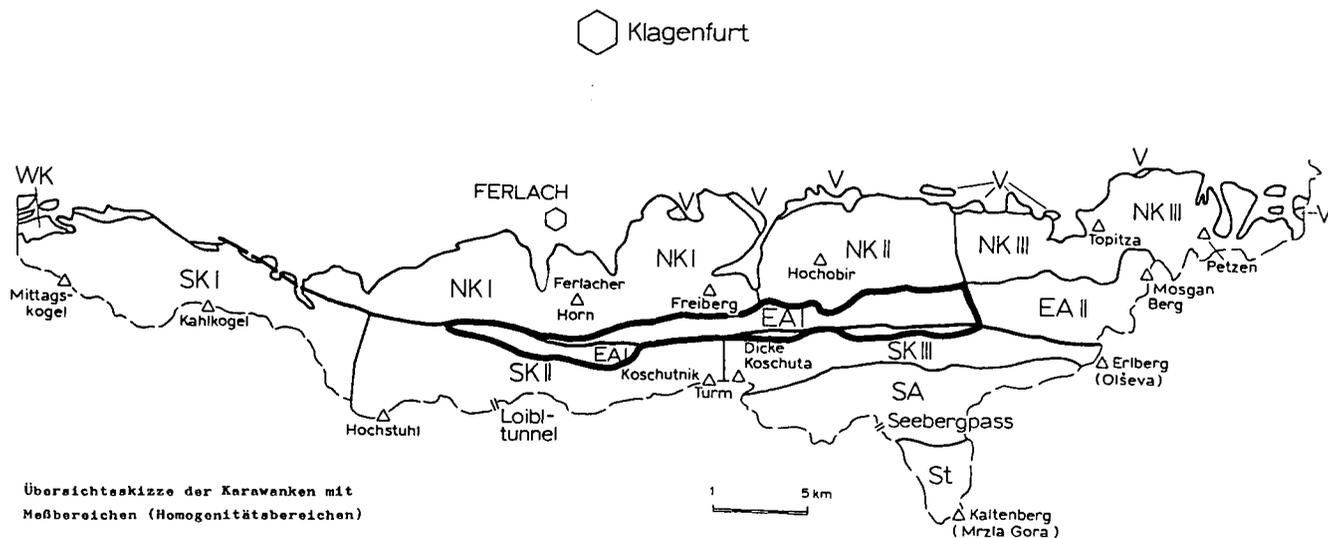


Abb. 21: Lageskizze des Bereiches EA I, westlich von Eisenkappel (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

S (Taf. 3/Fig. 11; P15N). Nördlich daran anschließend besitzen die Schichtflächen in den Hochwipfelschichten (Taf. 3/Fig. 13; P16) Positionen zwischen 87/56 S und 76 S, daneben aber auch 87/51 N. Eine weitere, sehr kräftig ausgebildete Flächenschar zeigt sich bei 132/50 SW. Noch näher am Periadriatischen Lineament fallen die Schichten in demselben Gestein steiler: 88/80 S und 66 N (Taf. 3/Fig. 15; P18). Die Achsen sind dementsprechend: ca. 110/20 W (π_{ss} , β_{ss}), etwa 87/2 E (π_{ss} , β_{ss} , π_{kl}) und ein mittelsteil stehendes β_{ss} , welches ein Maximum bei ca. 25/55 SW besitzt, aber mit einer Nebenhäufung in der Position 70/50 W zusammenhängt. Diesem β_{ss} entspricht ein π_{ss} von 60/45 SW. Die Achsen der eingemessenen Kleinfalten fallen allerdings mit den Werten 92/39 W und 150/45 SE etwas aus dem obigen Muster heraus. Der Schichtverlauf im Altpaläozoikum des Loibltals stimmt weitgehend mit dem Streichen in der südlich anschließenden Koschutakette überein, wobei dort die Schichten aber generell flacher einfallen: Die permisch–untertriadischen Serien nördlich von St. Leonhard, die bis an die oben erwähnte Störungzone reichen, zeigen neben untergeordneten SS-Lagen bei 103/40 S und einer deutlich ausgebildeten Flächenschar bei 130/35 SW einen Übergang zu Schichtlagen zwischen 120/45 SW und 70 SW, welche an die NW–SE verlaufende SS-Schar im Hochwipfelschicht des vorgelagerten Eisenkappeler Variszikums erinnern. Die Klufsysteme des Loibtal-Altpaläozoikums sind in ihrer Raumlage ebenfalls mit denen des benachbarten Mesozoikums vergleichbar: Die π_{kl} -Pole liegen im Mittel bei 86/0–10 W (Hochwipfelkarbon; Taf. 3/ Fig. 15; P18) und 75/0 im südlich anschließenden (devonischen) Netzkalk (Taf. 3/ Fig. 11; P15N). Für das südalpine Mesozoikum kann die Taf. 3/ Fig. 9 (P14N) zum Vergleich herangezogen werden.

Erst im Ribnitzabach se des Ferlacher Horns und etwa 5 km weiter in Osten, in der Nähe des Gehöftes Boschnjak bei Zell Pfarre, treten weitere Serien des Eisenkappeler Aufbruches in Gestalt von Schiefen und Diabasresten des Grünschieferzuges (vgl. SCHREIBER, 1967) zutage. Doch streichen die Gesteine der Eisenkappeler Zone erst östlich des Freibachtales auf breiterer Fläche aus. Hier, im Gebiet des Schaidasattels, beobachten wir in der Grünschieferserie Schichtflächenlagen von 85/40 S und, etwas untergeordnet, 42/74 SE (Taf. 8/ Fig. 9; P315). Das β_{ss} und π_{ss} taucht in diesem Gebiet mit 35/35 SW ab. Ein deutliches π_{kl} streicht mit 55° und taucht ebenfalls flach nach SW. Der Hauptzonenkreis des Klufsystems verläuft zwischen den Werten 70/40 SE und 100/20 S. Das mittlere Schnittlinear der Klufgürtel liegt bei 55/15 SW. Ein etwas untergeordnetes π_{kl} von ungefähr 95/15 E ist wahrscheinlich.

Im Granit westlich des Ausgangs der Trögernklamm (Taf. 8/ Fig. 10; P316) findet man dagegen einen ausgeprägten Klufzonenkreis in der Position 172/64 W. Nach den Symmetrieverhältnissen des β_{kl} -Diagramms liegt die Deformationsebene bei 0/86 E: Scherflächen streichen mit 55° und 124°, die h01-Fugen besitzen Werte um 90°. Die Verstellungsachse des Klufsystems liegt demnach zwischen 90/20 E und 5 W und entspricht noch dem generellen Streichen des Großbaues im Eisenkappeler Aufbruch. Eine in demselben Granitaufschluß eingemessene, entstehende Trennflächenschar in Brettartiger Ausbildung verläuft mit 165/90 und weist auf die Nähe der Störungs- bzw. Flexurzone Altberg–Trögern hin. Auch der genannte kräftige Klufzonenkreis mit 172/64 W ist ähnlich (10/50 E; SS = 161/62

W) wiedergefunden worden (Taf. 8/ Fig. 7; P313), und zwar in einem Aufschluß derselben Verwerfungszone, aber 1,6 km weiter nordöstlich.

Im Altpaläozoikum der „Karnischen Schnur“ im Ausgang der Trögerner Klamm (Taf. 5/ Fig. 17; P91) sehen wir vorherrschend steile Schichtflächen mit 87/80 S und 93/76 N. Die entsprechenden Achsen verlaufen bei ca. 92/10 E (π_{ss} , β_{ss} , π_{kl}). Daneben gibt es noch eine mittelsteil tauchende Achse von 75/45–50 NE (π_{ss} , β_{ss}). Eine deutliche Rotationsachse der Klüfte liegt zudem bei 104/10 E. Der Hauptzonenkreis des Systems besitzt die Position 82/50 S, ein weiterer Zonenkreis verläuft bei 55/30 SE.

Der Zonenkreis 10/50 E des komplizierten Klufsystems im Diabaszug nördlich Sauerbrunn wurde, wie das SS von 161/62 W, oben schon angesprochen und in Beziehung zum Durchstreichen einer Störungzone gestellt. Schichtfläche und Zonenkreis schneiden sich im Linear 175/20 S. Dennoch hat das ac der Klüfte die Lage 7/86 W und das Haupt- π_{kl} die Position 102/5–10 W. Darüber hinaus haben aber auch Bewegungen stattgefunden, die das Gestein um die genannte südfallende Achse rotierte (Taf. 8/ Fig. 7; P313).

In einer etwa 650 m weiter ene gelegenen Pillowlava (Taf. 8/ Fig. 6; P312) wurde anhand der Unterseiten von Lavakissen der Versuch unternommen, das SS dieses Bereiches zu ermitteln. Dabei ergab sich die Flächenlage 11/55 E, welche mit dem oben genannten Klufzonenkreis des Diabasaufschlusses übereinstimmt. Die „Schichtflächen“ der beiden Meßpunkte schneiden sich wieder im Linear 170/20 S (genau: 177/24 S). Bei 174/17 S findet sich eine weniger hoch besetzte Klufzonenachse in der Pillowlava, die allerdings, wie die Klufdiagramme zeigen, selbst mit großer Wahrscheinlichkeit schon verstellt wurde:

Kl- und β_{kl} -Diagramm des Pillowlava-Aufschlusses sind außerordentlich komplex und enthalten, genau genommen, zwei Teilsysteme. Das eine läßt sich jedoch durch anfängliche Drehung gegen den Uhrzeigersinn um eine Achse von ca. 110/60 NW aus dem anderen Teilmuster herleiten. Dabei wird auch eine geringer besetzte Zonenachse aus ihrer Anfangslage von etwa 18/0–5 N in die erwähnte Position bei 175/20 S (genau: 174/17 S) überführt.

Bei SIEWERT (1980 a) wurde zunächst an eine Kleinkreis-Rotation um eine flache n–s Achse gedacht, um die Häufung 174/17 S aus der Zonenachse 18/0 zu entwickeln. Der dabei auftretende Kippungswinkel von etwa 100° mußte jedoch mechanische Probleme aufwerfen („Walzenlager“?). Neue Gesichtspunkte erbrachten für die oben genannte Großkreisrotation um die Achse 110/60 NW und einen Drehwinkel von ca. 30° eine größere Wahrscheinlichkeit. Sie entspricht Bewegungen, die – wie in der vorliegenden Arbeit ausgeführt wird – auch in größerem, regionalem Maßstab zu beobachten sind.

Ferner erfolgte in beiden Teilen des Gesamtsystems parallel eine Verstellung um eine nw–se Achse und schließlich Kippung um eine NE–SW-Richtung. – Aus dem Geländebefund und Vergleichen mit Diagrammen aus anderen Arealen der Karawanken ergibt sich als Ursache dieser Vorgänge eine Verwerfungsbewegung des Untergrundes, die eine westwärts abschiebende und eine sinistrale Komponente besitzt. Dieses Bewegungsbild, das auch in den Sammeldiagrammen wieder aufscheint (vgl. Taf. 13/ Fig. 1 und 2; Taf. 14/ Fig. 1), entspricht den Erscheinungen, die im Absatz 4.4. be-

reits eingehender beschrieben wurden. Dort wurden ostwärtige Hebungen größeren Maßstabs an Störungsbzw. Flexurzonen diskutiert, in denen auch sinistrale Verschiebungen festgestellt worden waren.

Etwa 800 m südlich des Pillowlava-Aufschlusses, im Granit am Nordausgang des Obojnibaches, ist das Verformungsbild nicht ganz klar: Wir finden im β_{kl} -Diagramm (Taf. 8/Fig. 8; P314) zwei ungefähr senkrecht aufeinander stehende Klufscharen. Die eine dieser Scharen besitzt den Mittelwert 30/90, die andere ist eine Doppelfuge mit den Werten 127/80 SW und 123/48 SW. Zusammen mit einer weiteren Doppelschar, die sich auf den Durchschnittswert 136/37 NE bringen läßt, macht das Nebenmaximum 127/6 E deutlich den Eindruck einer Verstellungsachse. Dem entsprechen etwa die Klufzonenkreise mit 117/56 SW und 110/10 N. Dem Nebenmaximum 31/5 SW des β_{kl} -Diagrammes (Polmaximum: 35/10 NE) sind im Poldiagramm aber ebenfalls zwei Zonenkreise zugeordnet: 42/12 NW und 38/80 NW. Entsprechende Flächenspuren lassen sich auch im β_{kl} -Diagramm finden.

Aus dem geologischen Zusammenhang mit den Darstellungen benachbarter Aufschlüsse wird ersichtlich, daß wir uns hier dem Rande des Wirkungsbereiches der Störungszone nähern. Neben einer nw-se Achsenlage ist zwar eine Verstellungsrichtung zwischen N-S und NE-SW noch vorhanden, daneben aber zeigen sich vermittelnde Flächenscharen. Der Mittelwert zwischen der Schar 160/85 E einerseits und der Doppelfuge 30/88 NW und 40/80 SE andererseits liegt bei 7/85 E. Dieser Wert stimmt zudem recht gut mit dem ac der angrenzenden Südkarawanken überein.

In den ca. 2 km entfernten, östlich folgenden Aufschlüssen des Eisenkappeler Grünschieferzuges finden wir ein „normales“ SS (bzw. SF) von 76/72 S, dem im Klufsystem ein deutlicher Hauptzonenkreis von 65/58 SE entspricht und im β_{kl} -Diagramm eine Richtung von 70/8 E mit einem ac von 157/80 W. Im Klufpoldiagramm stellen wir einen parallelen Zonenkreis der ungefähren Lage 162/84 W fest. Einem weiteren, etwas höher besetzten Zonenkreis von 99/40 S kann möglicherweise ein vierter Polgürtel von 15/70 W als zweite Deformationsebene zugeordnet werden. Eine zu diesem Gürtel parallele Klufschär läßt sich jedoch nicht beobachten (Taf. 6/Fig. 3 und Taf. 8/Fig. 5; P202 und 311), wohl aber zwei dazu symmetrische Fugen der Positionen 172/62 W und 38/66 NW.

Mit den Aufschlüssen zwischen dem Ostende der Ebriachklamm und der Stadt Eisenkappel nähern wir uns jenem Teil des Aufbruches, wo sich zwischen den Granit und das Periadriatische Lineament das Altkristallin („Gailtalkristallin“) und der Tonalitzug einschalten. Wenig östlich der Ebriachklamm finden wir leicht nach Osten divergierende Strukturen: Nordöstlich des Wirtshauses Ebriach (Taf. 8/Fig. 4; P310) verläuft das SS bei 73/60 S, das π_{kl} befindet sich bei dem Wert 50–60/0. Eine weitere, weniger deutliche Verstellungsachse der Klüfte zeigt sich bei 90/5 E, zwei Zonenkreisen von 94/30 S und 92/54 N entsprechend. – In den Grünschiefern südlich des Wirtshauses Ebriach (Taf. 8/ Fig. 3; P309) beobachten wir hingegen leicht streuende Lagen der Schichtung und Schieferung zwischen 102/69 S und 118/48 SW. Das π_{ss} -Maximum besitzt eine Position bei 90/25 W.

In den Spiliten etwa 1 km südwestlich von Eisenkappel (Taf. 8/Fig. 2; P308) zeigt sich dagegen wieder ein π_{kl} von ca. 45/0 und eine Deformationsachse zwischen

den Fugen 142/70 SW und 144/70 NE. Fast parallel verläuft ein Klufzonenkreis mit 137/85 SW. Ein schwächeres π_{kl} findet sich bei 94/10 W. Darüber hinaus sind Rotationen der Klüfte um eine Richtung zwischen 70 und 80° möglich.

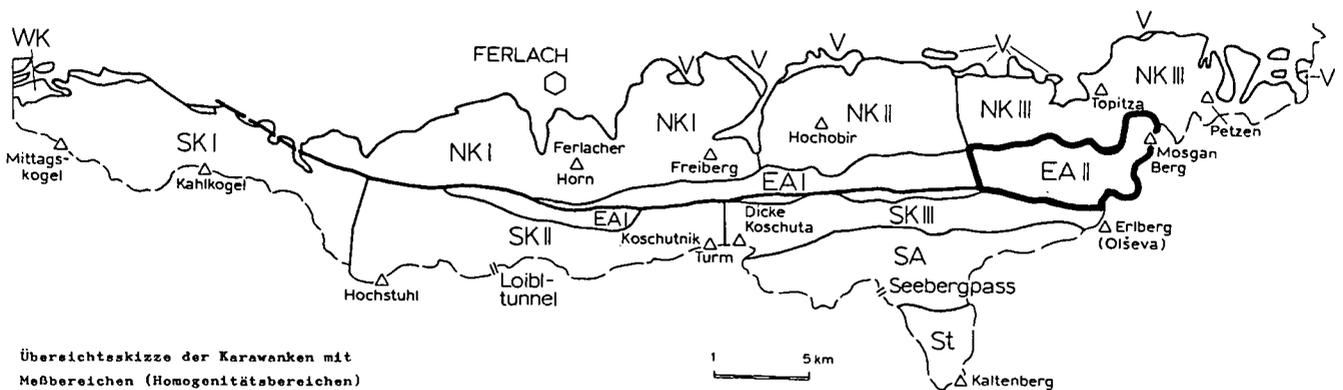
Das Verwerfungssystem des Bereiches EA I westlich von Eisenkappel wird von weniger steilen e-w Flächen und von steilen N-S- und NNE-SSW-Fugen beherrscht. Auch steilere ene-wsw Störungen kommen reichlich vor. Dagegen treten die NW-SE streichenden Flächen etwas in den Hintergrund. – Im einzelnen können folgende Verwerfungsscharen festgehalten werden: 3/86 E (bis 179/82 W), 31/66–88 NW, 71/70 SE, 86/66 N und 54 S, 90/30 S, 96/52 N, 126/52 NE und 76 NE, sowie 151/90. Die steilen n-s Fugen (Mittelwert ca. 1/90) stehen senkrecht auf den flacheren, e-w orientierten h0l-Flächen und bilden das Haupt-ac. Diesem Muster kann ein deutlicher Zonenkreis der Position 90/36 S zugeordnet werden, sowie ein Störungsgürtel der Lage 177/90. Geringer besetzte Zonenkreise bei 55–65/28 SE und 31 NW korrespondieren mit der Flächenschar bei 71/70 SE und deuten Verstellungen an, deren Deformationsebene zwischen den Fugen 151/90 und 3/86 E verlief. Die Längungen der Maxima sind jedoch in der Hauptsache n-s orientiert.

Die Verteilung der Größenordnungen auf die einzelnen Verwerfungsscharen ist hier nicht ganz gleichmäßig. In den Streichrichtungen NW-SE, N-S und NE-SW herrschen kleinere und mittlere Störungen deutlich vor, während in den e-w und WNW-ESE-Richtungen große Störungen relativ häufig eingemessen wurden (Taf. 10/Fig. 10).

4.4.2. Bereich EA II, östlich von Eisenkappel (Abb. 22, Taf. 2)

Hier erreicht die Eisenkappeler Zone ihre größte Breite und die vollständigste Ausbildung. Nur das Variszikum der „Karnischen Schnur“ KAHLER's streicht nicht mehr an die Tagenoberfläche aus, wird aber als Sockel der Südkarawanken im Untergrund angenommen.

Im Grünschieferzug am Osthang des Vellachtales (Taf. 7/Fig. 9; P295) finden wir Schicht- und Schieferungsflächen von 66/63 SE. Bei den Klüften liegen die Verhältnisse kompliziert und erinnern an das Klufmuster im Granit des Obojnibaches südlich von Ebriach. Im β_{kl} -Diagramm sehen wir Rotationen um eine flache, bei 40–50° streichende Achsenrichtung und um eine 125–135° streichende, ebenfalls relativ flach nach NW oder auch SE tauchende Achsenlage. Dazu beobachten wir eine Fuge, die zum beschriebenen System etwa winkelhalbierend steht (178/78 E) und mit NW-SE verlaufenden steilen Flächen ein konjugiertes Scherklufpaar zu einer weiteren Achse des Azimuts 65° bildet (= Überschneidungslinie zwischen dem SF und dem Hauptzonenkreis der Klüfte). Die Fuge 178/78 E konnte aber auch als ac (junger) N-S gerichteter Bewegungen fungieren. – Einige 100 m östlich davon treffen wir auf die SS- bzw. SF-Lagen 75/47 SE und untergeordnet 137/20 NE. Die zugehörige Achse ist 88/16 E (π_{ss} , β_{ss}). Bei den Klüften ist von dieser Achsenrichtung nichts zu bemerken, außer einer (h0l-?) Fläche der Position 75/80 S, die etwa winkelhalbierend zu einem Flächenpaar von ca. 28/80 E und 130/74 NE steht. Zu der SF-parallelen Fuge senkrecht verläuft der Zonenkreis 160/80 E. Rotationen der Klüfte um eine Achse zwischen 70/10 W und 80/15 W sind damit wahrscheinlich. Außerdem be-

 Klagenfurt


Übersichtsskizze der Karawanken mit Meßbereichen (Homogenitätsbereichen)

Abb. 22: Lageskizze des Bereiches EA II, östlich von Eisenkappel (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

steht auch hier der Verdacht auf Bewegungen um eine Richtung bei 125° (Taf. 7/Fig. 8; P294).

In den Spiliten des Lobnikgrabens östlich Osenik (Taf. 7/Fig. 4; P292) fällt das schieferige S bei etwa gleichbleibendem Streichen leicht nach NW ein: $62/28$ NW. Das Kluftsystem entspricht im Prinzip den zuletzt beschriebenen Aufschlußbereichen. Neben Rotationen um eine Achse bei $85/10$ W (β_{ss}) bis $95/15$ W (π_{ki} ; ac_2 : $6/76$ E) sind Verstellungen um die Richtung $125/5$ NW bis $135/15$ NW wahrscheinlich: Zwei Zonenkreise verlaufen bei $120/40$ NE und $134/26$ SW. Die ac_1 -Fuge besitzt eine Position zwischen $32/84$ SE und $57/70$ SE. – Der Granit des Leppengrabens bei Pasterk, 1,5 km se von Knolitsch (Taf. 7/Fig. 10; P296), zeigt einen Hauptzonenkreis der Klüfte bei ca. $60/55$ NW, daneben einen weiteren deutlichen Zonenkreis von $160/75$ E und einen weniger klaren Gürtel bei $135/60$ SW. Die letztgenannten beiden Großkreise schneiden sich in einer KI-Polhäufung, deren Schwerpunkt bei $155/35$ SE liegt. Dieser Polhäufung entspricht die Hauptzonenachse $z_{ki} = 147/38$ SE im β_{ki} -Diagramm, um die in diesem Aufschlußbereich offenbar Rotationen stattgefunden haben. Daneben lassen sich aber noch Achsen bei $45/25$ NE und $75/20$ W beobachten, die in der Deformationsebene der genannten Rotationen um das z_{ki} liegen (Zonenkreis = $60/55$ NW).

Die Rotationsachse $155/35$ SE erinnert an das Maximum $174/17$ SE des in Absatz 4.4.1. näher besprochenen Pillowlava-Aufschlusses zwischen Sauerbrunn und Oberebriach im Bereich EA I (Taf. 8/Fig. 7; P313). Dieser Vergleich wird sicher nicht ganz zu Unrecht gezogen, da wir uns im Granit bei Pasterk wiederum in einem Areal befinden, das durch eine Hebungstendenz der östlichen Scholle, bzw. durch ein starkes Schwenken der Strukturen gekennzeichnet ist. Die Situation ähnelt jener, die zwischen dem Altberg ne des Hochobir und Trögern beobachtet und dort ausführlicher diskutiert wurde.

Noch offensichtlicher werden diese Strukturverhältnisse im Grünsteinzug bei Papp, zwischen dem Leppen- und dem Lobnikgraben. Im westlichen Teil dieses Aufschlußbereiches (Taf. 7/Fig. 7; P293/3) verläuft das SS/SF bei $86/52$ S. Der Hauptzonenkreis der Klüfte befindet sich bei $74/88$ S, die ac -Fuge bei $178/78$ W und das π_{ki} bei $88/0$. Im mittleren Teil (Taf. 7/Fig. 6; P293/2), zwischen Papp und Gregoritsch, schwenkt das

schieferige S in die Position $100/42$ S und ein zweites deutliches SF von $168/42$ W tritt hinzu. Die entsprechende Schnittachse liegt bei $40/40$ SW. Im KI-Poldiagramm dominiert der Zonenkreis $170/22$ W. Darüber hinaus finden sich Zonen bei $30/60$ SE, $110/70$ N und $150/70$ NE. Die erstgenannten Zonenkreise stehen senkrecht aufeinander. Eine der Schnittlinien fällt mit der β_{ki} -Häufung bei $120/30$ NW zusammen und stellt eine Rotationsachse dar, deren Deformationsebene bei $30/60$ SE zu beobachten ist. Eine weitere Verstellung hat um eine Achse von $145/5$ NW (bis $160/5$ SE) stattgefunden, wie sich aus mehreren Kluftscharen und den Zonenkreisen $170/22$ W und $150/70$ NE rekonstruieren läßt. Bewegungen um eine Achse bei $70/0$ sind ebenfalls wahrscheinlich. – Im Ostteil des Aufschlußbereiches bei Gregoritsch (Taf. 7/Fig. 5; P293/1) finden wir schließlich ein deutliches schieferiges S bei $137/58$ SW und ein etwas geringer besetztes S von $163/70$ E. Ein nw-se Verlauf des SS bzw. SF dominiert von nun an bis zur Staatsgrenze im Osten, und zwar nicht nur im Eisenkappeler Aufbruch, sondern auch in den Südkarawanken und im Seeburg-Aufbruch. Im Petzenmassiv der Nordkarawanken, das weiter nach Osten ausgreift, schwenken die Strukturen dann, wie wir uns erinnern, wieder in e-w Streichen zurück.

Im Grünschieferzug des Leppengrabens bei Keschar (Taf. 7/Fig. 11; P297) hat das SS/SF den Wert $112/45$ SW, bei Skutl (Taf. 7/Fig. 12; P298) einen Mittelwert von $130/60$ SW. Auch im Altkristallin des Profils Sabodim-Pettlar nördlich des Remschenigbaches (Taf. 7/Fig. 16–19; P303–306) beobachten wir mit Werten zwischen $108/66$ S und $110/83$ S ähnliche Flächenlagen, die allerdings durch die Nähe der Karawanken-Hauptstörung offenbar in mehr e-w Positionen (bis $92/78$ S) gezwungen wurden. Die hauptsächlichen Achsen finden sich zwischen $110/2$ E und $115/16$ E (β_{ss} , π_{ss}). Daneben besteht ein π_{ss} der Lage $89/34$ W. Ähnliche Positionen zeigen die Verstellungsachsen der Kluftsysteme. Im Altkristallin westlich von Sabodim (Taf. 7/Fig. 16; P303) liegt das Haupt- π_{ki} bei dem Wert $92/0$ – 5 W (ac : $176/88$ W). Darüber hinaus haben nach Auskunft des β_{ki} -Diagramms Rotationen um Richtungen stattgefunden, deren Mittel zwischen $120/20$ NW und $140/5$ NW angenommen werden kann. Im KI-Poldiagramm entspricht dem ein Nebenmaximum von ca. $120/25$ NW, in welchem sich zwei Zonenkreise schneiden,

und eine Häufung bei 136/5 NW. Eine weitere Deformationsebene könnte sich demnach zwischen den Flächen 34/70 SE und 49/85 SE befinden. Die Klufzonenkreise zeigen die Positionen 94/40 S und 50 N, sowie 142/46 SW. – Junge Verstellungen haben wieder um die W–E-Richtung stattgefunden.

In einer Dioritlinse südlich Sabodim (Taf. 7/ Fig. 17; P304), deren KI-Poldiagramm sehr ähnlich ist, sehen wir eine deutliche Verstellungsachse der Klüfte bei 138/15 NW (ac-Fuge: 48/70 SE) und ein weiteres π_{kl} von 85/15 W, zu dem auch ein klares ac der Lage 2/78 E ausgebildet ist. Die im vorigen Aufschluß erwähnte Überschneidung von zwei Klufzonenkreisen in einem Nebenmaximum wird hier in der Position 120/15 NW beobachtet. Die Zonenkreise verlaufen bei 95/30 N und 50 S, sowie 122/64 SW.

Wie schon im Überblick zum Bau des Altpaläozoikums von Eisenkappel beschrieben wurde, kann man in dessen östlichstem österreichischen Anteil noch einmal ein Umbiegen der Strukturen einmessen, allerdings in geringerem Maße. Am deutlichsten sind diese Änderungen in den Gebieten südlich des Javornikberges nachzuvollziehen. Im Granit und Diorit (Taf. 7/ Fig. 13; P299) finden sich Schieferungsflächen in der Hauptsache bei einer mittleren Position von 125/90, daneben aber auch um 95–100/70 S. Die größte Schwankung des SF zeigt sich im Altkristallin südlich Jurjoutz (Taf. 4/ Fig. 12; P37) mit Lagen zwischen 65/85 NW und 120/65 SW, wobei die Hauptfläche um 88/65 S verläuft.

Südöstlich des genannten Areals, im Grenzbereich zum Tonalit (Taf. 7/ Fig. 15; P300), wird dagegen ein relativ ruhiges SF zwischen 100/80 S und 108/70 S eingemessen. Die häufigste Achsenlage des Gebietes Javornik–Jurjoutz ist bei 120/45 SE zu finden (π_{ss} , β_{ss}). Ein π_{kl} des Wertes 120/50 SE ist ebenfalls vorhanden. Die Klufzonenkreise zeigen die Positionen 98/72 S, 122/86 NE und 154/70 NE. Die dem Strukturschwenken entsprechende zweite Achsenlage von ca. 20–30/70 S findet im β_{kl} -Diagramm dagegen keine Entsprechung. Stattdessen ist im Klufsystem eine weitere Verstellung geschehen, deren Deformationsebene bei ca. 40/85 SE liegt. Ein (junges) ac kann ferner in der Fuge 11/83 E vermutet werden (Taf. 7/ Fig. 13; P299). Der Kontaktbereich zwischen Altkristallin und Tonalitgneis nördlich von St. Margarethen ist durch eine vorherrschende SF-Position von 95/62 S gekennzeichnet. Mit einem zwei-

ten, untergeordneten SF von ca. 122/70 SW ist hier die Differenz zwischen den SF-Lagen nicht so groß wie in den nördlich benachbarten Aufschlüssen. Das π_{kl} des Klufsystems im Tonalit liegt bei 92/10 E (ac-Fuge: 178/85 W) und entspricht damit einem β_{ss} von 95/0. Eine weitere Rotationsachse besitzt das Klufmuster möglicherweise bei Werten zwischen 100/35 W und 110/40 W. Die dazu passenden Deformationsebenen könnten in den Flächen 6/55 E und 21/50 E erhalten sein. Zum Abschluß sollen noch die Zonenkreise dieses Systems genannt werden: 2/34 W, 57/50 NW und 88/66 N (Taf. 7/ Fig. 14; P301 und 302).

Die Verteilung der Klufscharen, die Ausbildung der SF-Diagramme und die steilen β_{ss} -Achsen legen für das Areal südlich des Javornik den Vergleich mit Auswertungen nahe, wie sie in Zonen von Verwerfungen mit starker Blattverschiebungskomponente des Gailtals und angrenzender Gebiete bei STEWERT (1980a) beschrieben wurden (s. auch Absatz 10.1.).

Im Störungssystem des Bereiches EA II östlich von Eisenkappel fallen neben den beherrschenden E–W-Fugen und dem Kreuz, das diese mit den n–s Flächenscharen bilden, diagonale Verwerfungsflächen ins Auge, allerdings in etwas geringerer Besetzung als im angrenzenden mesozoischen Stockwerk. – Im einzelnen beobachten wir folgende Scharen von Störungen: 179/88 W, 31/68 NW, 42/80 SE, 66/75 SE, 93/53 N und 76 S, 112/90, 148/74 NE und 160/52 W. – Der Hauptzonenkreis dieses Systems verläuft bei 80/36 S. Um eine Achse bei 90° Streichen sind im Poldiagramm Störungsmaxima auf Kleinkreisen rotiert worden. Auch im β_{st} -Diagramm sind n-s Längungen der Maxima zu verzeichnen, die auf die Funktion der Fläche 179/88 W als ac-Fuge hinweisen.

Bei der Verteilung der Größenordnungen der Störungen auf das Verwerfungssystem soll erwähnt werden, daß im EA II, ähnlich wie im westlichen Eisenkappeler Aufbruch, die größeren Störungen ostwestliche Streichrichtungen bevorzugen (Taf. 10/ Fig. 11).

4.5. Der Bau des Seeberg-Aufbruches (SA; Abb. 23, Taf. 2)

Der Seeberg-Aufbruch gehört zu einer größeren Region altpaläozoischer Gesteine im Süden der Karawanken. Er bildet den südlichsten Zipfel Österreichs und

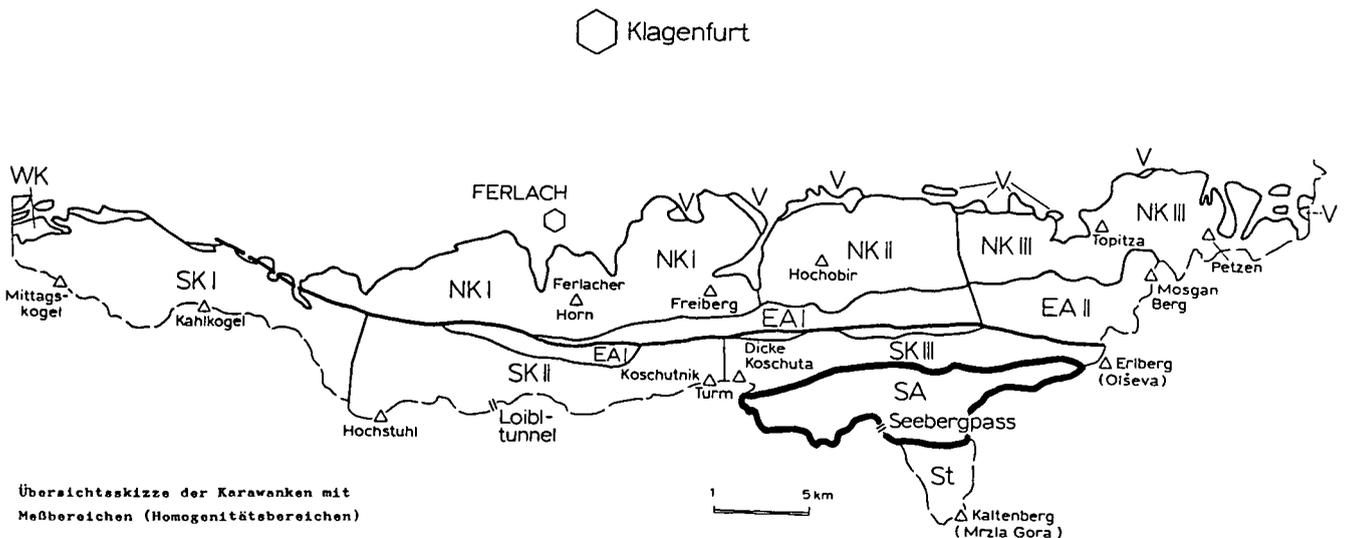


Abb. 23: Lageskizze des Seeberg-Aufbruches (vgl. Abb. 3 und Taf. 2).

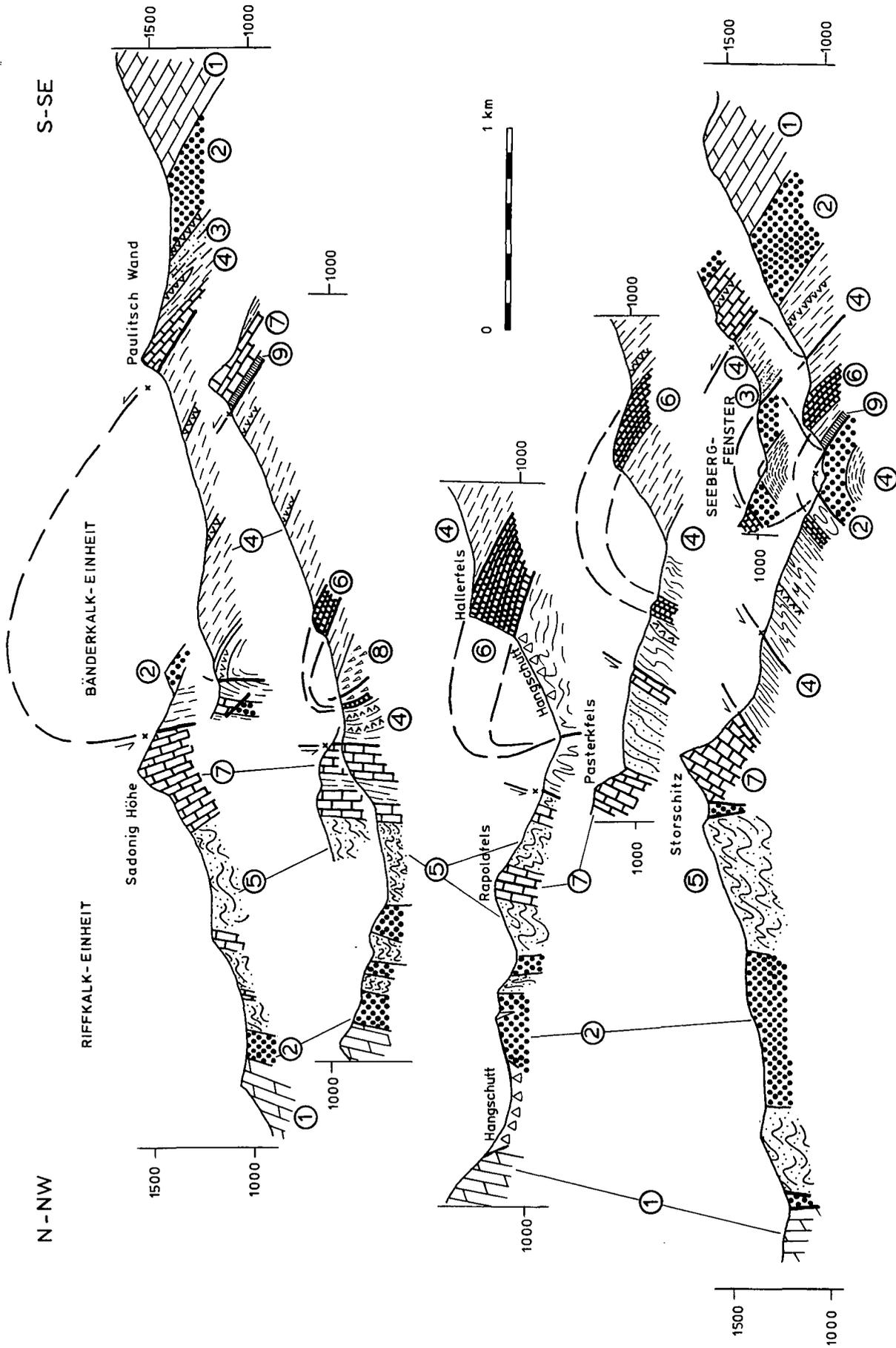


Abb. 24: Profilschnitte durch den Seeberg-Aufbruch (nach ROLSER & TESSENSOHN, 1974).
 1 = Trias, 2 = Jungpaläozoikum, 3 = Flysch (Namur?; im Profil südlich der Paulitschwand von einem undatierten Keratophyrtuff überlagert), 4 = undatierte klastische Serie, 5 = Namur-Flysch, 6 = Bänderkalk (Oberdevon–Unterkarbon), 7 = Unterdevon, 8 = devonische Pyroklastika, 9 = Silur.
 Die Legende stellt keine stratigraphische Reihenfolge dar.

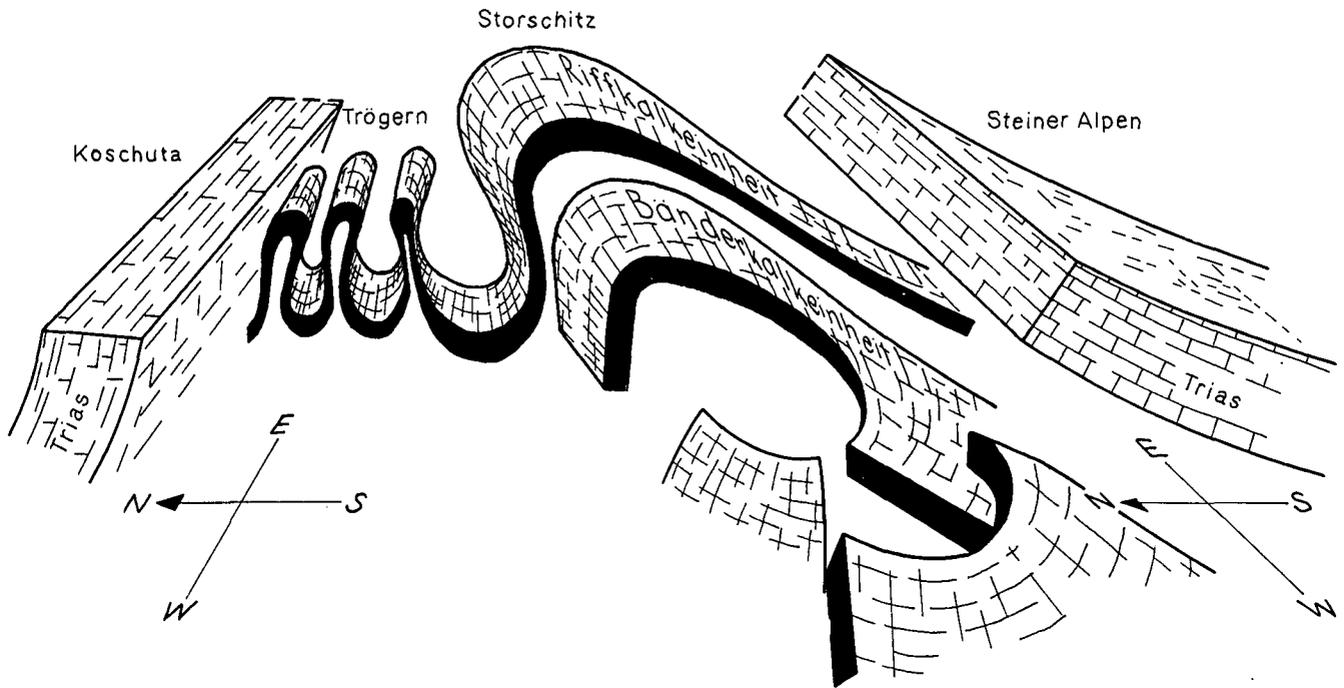


Abb. 25: Schema der Großstrukturen des Seeberg-Aufbruches zwischen der Trögernklamm und den Steiner Alpen (nach ROLSER & TESSENSOHN, 1974).

wird im Norden durch die Koschutatrias der Südkarawanken, im Süden durch das Jungpaläozoikum und Mesozoikum der Steiner Alpen begrenzt (Taf. 1 und 2).

Morphologisch sind weite Teile des Seeberg-Paläozoikums mit eher weichen Geländeformen dem Eisenkappeler Aufbruch ähnlich. Wo jedoch anstatt der Grauwacken, Siltite und Tonschiefer des Hochwipfelflysches und anderer (fein-) klastischer Serien die Bänder- und Riffkalke in den Vordergrund treten, wie im Kärntner Storschitz, dem Hallerfels und dem Grintoutz, da zeigen sich auch schroffe Formen.

Geologisch ist der Seeberg-Aufbruch recht kompliziert gebaut (Abb. 24). Eine reiche Schichtfolge, die vom Ordovizium bis in das Karbon hinaufreicht, ist im Zuge alpidischer Einengungen zu einem vorerst weitgespannten (?kretazischen; ROLSER & TESSENSOHN, 1974) Faltenbau gelegt und verschuppt, in größere (Decken-) Einheiten gegliedert und sodann weiter verbogen worden. Hinzu kommt eine intensive Bruchtektonik.

Der Bau des Seeberger Paläozoikums steht damit im Gegensatz zu den (ebenfalls nordvergenten?) „Decken“-Einheiten der Karnischen Alpen, die variszischen Alters sind (VON GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936; vgl. SPALLETTA & al., 1982). Den Beweis für die alpidische Gliederung des Seeberg-Aufbruches findet man darin, daß im Fenster des Seeberg-Gebietes Oberkarbon des Auernig-Typus aus der Hangendpartie der Basiseinheit von Altpaläozoikum der Bänderkalkeinheit überfahren und damit in den (Decken-) Bau mit einbezogen vorliegt (Abb. 24 und 25).

Insgesamt stellt sich der Gebirgsbau dieses Gebietes als eine sattelförmige Aufwölbung variszischer (und prävariszischer?) Serien unter einer bereits weitgehend abgetragenen mesozoischen Deckgebirgshülle dar. Vor allem im Osten tritt aber der Faltenbau gegenüber dem Schuppenbau und der Bruchtektonik stark in den Hintergrund. – Die triadischen Umrundungen des Seeberg-Paläozoikums werden von ROLSER & TESSENSOHN (1974) als Steiner Alpen- und Koschuta-Synklinorien bezeichnet.

Der Internbau des Seeberg-Aufbruches zeigt über einer mehr oder minder autochthonen Basis aus bisher noch nicht endgültig datierten Seebergschiefern (vermutlich zum großen Teil Altpaläozoikum) ein Gewölbe aus zwei allochthonen Einheiten, die von ROLSER & TESSENSOHN auf Grund den Bau tragender Schichtglieder in eine liegende Bänderkalkeinheit und eine hangende Riffkalkeinheit gegliedert werden (Abb. 25). Dabei soll die Riffkalkeinheit einen tektonischen Transport von mindestens vier bis fünf Kilometern und die tiefere Bänderkalkeinheit einen Weg von etwa 1,5 km hinter sich gebracht haben. Die teilweise dem Gailtalkristallin bzw. dem Eisenkappeler Altkristallin ähnlichen Seebergschiefer sind meist grünlich oder grünlichgrau und zeigen phyllitischen Habitus. Auch in der Bänderkalkeinheit läßt sich eine – wenn auch geringe – präalpidische Metamorphosierung beobachten, während diese in der höheren Einheit fehlt.

Zwischen dem eigentlichen Sattelgewölbe des Aufbruches und dem Koschutazug der Südkarawanken im Norden befindet sich eine sehr stark eingeeengte Zone, in der viel karbonisches Gestein zutage tritt. Hier herrschen steilstehende Flächen vor, während im zentralen und südlichen Hauptteil des Gewölbes ruhigeres Südfallen eingemessen wird. Ferner läßt sich eine nach Osten zunehmende Nordvergenz feststellen: Dem relativ aufrechten Faltenbau im westlichen Trögerner Bereich entspricht eine Breitenentwicklung von ca. 3 km, während der steilstehende bis nordvergent verschuppte östliche Anteil dieser Zone vor dem saigeren bis überkippten Nordflügel der Seeberg-Antiklinale auf eine Breite von kaum mehr als 1 km zusammengedrückt wurde. Die mit Jungpaläozoikum gefüllten Muldenzüge und die zwischen ihnen aufragenden altpaläozoischen Sättel sind bruchtektonisch stark überprägt.

Hier wiederholt sich eine Tendenz, die in der Erstreckung der südlichen Ostalpen und der an sie grenzenden Südalpen immer wieder konstatiert wird: Die Einengung nimmt nach Osten zu, und südwärts gerichteten Bewegungen im Westen (Friaul) steht im Osten eine

nordwärtige Bewegungstendenz gegenüber. Weiter unten wird der Versuch unternommen, diese Erscheinungen im Zusammenhang mit der Beobachtung zu sehen, daß die NW–SE streichenden Störungen der Karawanken (und der Ostalpen generell) vorwiegend einengende, aufschiebende Tendenzen und dextrale Horizontalbewegungs-Komponenten besitzen, während die nord-südlichen bis NE–SW-Verwerfungen abschiebende und sinistrale Bewegungstendenzen bevorzugen. Dem Vorschlag von ROLSER & TESSENHORN (1974), welche diese Zusammenhänge eher als lokale Erscheinungen betrachtet und in Begleitung oder als Folge von Blattverschiebungen am Periadriatischen Lineament gesehen haben, kann aus strukturellen Gründen nicht zugestimmt werden (s. u.). Ein Einwand gegen diese Deutung sei hier vorweggenommen: eine rechtssinnige Seitenverschiebung entlang des PL bzw. der Karawankenstörung brächte bei eintretender Horizontalverschiebung-Faltung nordost-südwestliche Achsen- und Flächenlagen hervor, wie auch ROLSER & TESSENHORN betont haben. Tatsächlich aber finden wir im Osten und Südosten der österreichischen Karawanken eher e–w bis nw–se Strukturen, die besser mit dem Achsen-schwenken an Störungszonen erklärt werden, wie sie bei der Beschreibung des Eisenkappeler Aufbruches bereits diskutiert wurden.

Im Westen des (österreichischen) Seeberg-Aufbruches setzen die Strukturen, wie erwähnt, mit SW–NE-bis wsw–ene Streichen ein. Im Hochwipfelflysch des Trögerner Gebietes (Taf. 5/Fig. 6; P90) finden wir neben einer Schichtflächenschar von 69/56 SE eine deutliche Betonung der E–W-Richtung: SS = 92/74 S. Sehr kräftig ist jedoch auch ein n–s Schichtverlauf mit 166/35 W ausgebildet. Dieser belegt die südliche Fortsetzung der Verwerfungszone Altberg – Oberebriach – Trögernklamm (vgl. Absätze 4.3.3. und 4.4.). Das westliche Einfallen des letztgenannten SS unterstreicht den nach Westen abschiebenden Charakter der Störungszone. Aus der Überschneidung der e–w und n–s Schichtflächenlagen ergibt sich in den Diagrammen eine Hauptachse von etwa 70/30 SW (π_{ss} , β_{ss}). Eine weitere deutliche Achsenlage findet sich bei 90–95/0–10 E (π_{ss} , β_{ss}). Wenige 100 m weiter östlich, bei Pristovnik (Taf. 6/Fig. 2; P201) herrschen weiter ENE–WSW bis NE–SW streichende Schichten vor: Das Haupt-SS besitzt die Position 68/74 N. Daneben findet sich eine Schichtlage von 44/70 NW, aber auch ein SS von 124/53 SW, das dem Streichen des Westendes einer Mulde mit jungpaläozoischer Füllung entspricht, die etwa bei Pristovnik einsetzt. Die deutlichsten Achsen sehen wir bei 70/45 SW (π_{ss} , β_{ss}) und, geringer besetzt, bei ca. 70/5 E. Das Klufsystem dieses Gebietes spiegelt sich ändernde Einspannungsrichtungen wider: Das π_{kl} schwankt zwischen den Werten 45/15 W und 60/5 W. Die ac_1 -Fuge liegt dementsprechend zwischen ca. 135/75 NE und der Fläche 156/90. Ein geringer besetztes, aber straffer π_{kl} findet sich bei 80/10 W bis 100/10 E und steht senkrecht auf einer Flächenschar von 179/82 E bis 11/82 W, die der Deformationsebene parallel läuft. Der Hauptzonenkreis kann im Poldiagramm zu 60/18 S (ab_1) bestimmt, ein weiterer Gürtel bei 142/74 NE (ac_1) nachgezeichnet werden. Zur E–W-Achse findet sich ein Zonenkreis von 175/75 E (ac_2 ?).

Bis in die Nähe des Vellachtales und des Seebergsattels dominieren nun e–w und ne–sw Strukturen. Dort treten wir in eine der genannten sinistralen

Schrägabschiebungszonen mit dem begleitenden Achsen-schwenken ein: Wir treffen auf die südliche Fortsetzung der Zone Topitza – oberer Lobnikgraben – Papp – Kupitz – östliches Vellachtal (Südkarawanken und Seeberg-Aufbruch).

Hier, in der weiteren Umgebung von Bad Vellach, ist die Änderung der Strukturrichtungen sehr auffällig: In den Kalken an der Seebergstraße, zwischen etwa 500 m und 1,5 km ne der Paßhöhe (Taf. 3/Fig. 20, Taf. 4/Fig. 2, Taf. 4/Fig. 3 und Taf. 5/Fig. 19; P25, 28, 29 und 199) wurden Schichtverläufe zwischen 0/35 W und 40/55 NW festgestellt. Die Position der Hauptachse (π_{ss} , β_{ss} , π_{kl}) ist zwischen den Werten 10/0 und 35/0 zu finden. Bei den Klüften fällt aber neben dem beherrschenden Zonenkreis der mittleren Lage 10/45–50 W ein weiterer deutlicher Klufgürtel der Position 90/85 N auf. Eine fast parallele Flächenschar finden wir im β_{kl} -Diagramm bei 86/75–80 S.

Am Fuß des Seebergsattels, etwa 1 km südwestlich von Bad Vellach (Taf. 4/Fig. 1; P26 und 27), gesellt sich den zwischen 30 und 60° nach Westen einfallenden und NNE–SSW streichenden Schichten ein SS der Lage 75–80/40 N hinzu. In den Seebergschiefern ca. 600 m südlich von Bad Vellach beobachten wir ein Haupt-SS bei 92/23 S (Taf. 3/Fig. 19; P24), in den Schiefen bei Muri im oberen Vellachtal ostwestliche SS-Positionen mit Schichten von 80/26 S, und ein wenig nördlich und östlich der Ofener Säge in der Vellacher Kotschna bereits ein WNW–ESE-Streichen von 116/54 SW (Taf. 3/Fig. 18; P21 und 22). Ähnliche Verhältnisse zeigen sich etwas weiter nördlich in den Bänderkalken südlich des Haller Felsens (Taf. 5/Fig. 18; P198) mit Schichtflächen bei 112/55 SW.

Klufmessungen aus der nördlichen Vellacher Kotschna (Taf. 3/Fig. 19; P24) ergaben keine eindeutig zu interpretierenden Diagramme. Klar zu erkennen ist nur ein Zonenkreis der Lage 15/40 E. Ein weiterer Polgürtel bei ca. 31/70 W ist weniger deutlich. Diesen Richtungen entspricht das Streichen der SS/SF in den westlich benachbarten Aufschlüssen (Taf. 3/Fig. 20, Taf. 4/ Fig. 1–3 und Taf. 5/Fig. 19; P25–29 und 199). Eine Kluffuge von 15/76 W ist als Deformationsebene zu einem untergeordneten π_{kl} bei 103/13 E denkbar.

Etwas südlicher, an der Ofener Säge (Taf. 3/Fig. 18; P21 und 22), stellen wir ein π_{kl} bei etwa 145/10–20 NW fest. Die entsprechenden ac-Klüfte verlaufen bei einem Mittelwert von 58/74 SE. Das Poldiagramm weist sich als eine Ansammlung gekippter (ab-) Zonenkreise mit Positionen zwischen ca. 170/15–20 W und 8/30 W aus, auf denen ein Klufgürtel (ac ?) senkrecht steht, welcher eine Position zwischen 54/90 und 58/70 S einnimmt (s. o.). Die erstgenannten Zonenkreise kreuzen sich in Linearen von 136/8 NW bis 150/20 NW. Daneben sind Bewegungen um eine Achse von etwa 92/0 wahrscheinlich.

Das Verwerfungssystem des Seeberg-Aufbruches (Taf. 10/Fig. 12) zeigt neben e–w und n–s Hauptscharen eine Betonung der NE–SW-Richtung. Im einzelnen verzeichnet man die nachfolgenden Störungsscharen: 1/80 E bis 5/80 W, 13/60 E, 34/87 SE, 42/40 SE, 46/84 NW, 55/26 NW, 62/68 NW (untergeordnet), 72/67 SE, 90/90, 114/44 NE (untergeordnet) und 114/82 SW. – Der Zonenkreis 90/62 S zeichnet n–s Bewegungen bzw. Einspannungen nach, deren Deformationsebene durch die Flächen 1/80 E und 5/80 W dokumentiert wird. Auf dem zweiten Zonenkreis von 132/48 SW steht der Mittelwert zwischen den Fugen 34/87 SE und 46/84

NW senkrecht. Dieser Mittelwert ist die Winkelhalbierende der $n-s$ bis $e-w$ dicht gedrängt verlaufenden Flächenscharen und könnte eine weitere Deformationsebene darstellen. Der Zonenkreis 6/40 W wird im Zusammenhang mit der westwärts abschiebenden Bewegungstendenz an der Vellachtalstörung gesehen. Dem Schnittbereich der drei Zonenkreise bei ca. 78/41 W kann kein Verwerfungsmuster zugeordnet werden; er stellt damit vermutlich keine Achse der Verstellung dar. Eine solche ist, auch nach den Längungen der Maxima im β_{kl} -Diagramm, am ehesten bei etwa 132/0, eine weitere bei ca. 90/0 bis 95/5 E zu suchen.

In der Verteilung der kleinen, mittleren und größeren Störungen auf die einzelnen Verwerfungsscharen sind keine signifikanten Unterschiede zu erkennen.

Abschließend können die beschriebenen Beobachtungen dahingehend zusammengefaßt werden, daß das tektonische Verhalten der Nordkarawanken, des Eisenkappeler Aufbruches und der Südkarawanken (generelle SS-Richtungen, $n-s$ Schichtlagen, Zonen des Achsenschenkens etc.) auch im Seeberger Paläozoikum direkt angrenzend wiederzufinden ist. Die Richtungsänderungen der Großstrukturen sind in den Nordkarawanken am augenfälligsten und erscheinen differenzierter als in den übrigen Gebieten. In den synoptischen Diagrammen (s. Kap. 6.) ist von diesen Unterschieden jedoch wenig zu bemerken.

4.6. Der Bau der Westkarawanken

soll aus den eingangs (Absatz 3.2.1.) genannten Gründen bei anderer Gelegenheit mit den Karnischen Alpen zusammen eingehend behandelt werden. Das synoptische Sammeldiagramm aus den bislang aufgenommenen Daten der Westkarawanken wird im Absatz 8.2. besprochen und mit den synoptischen Diagrammen des Eisenkappeler und Seeberg-Paläozoikums verglichen.

5. Tektonische Zusammenschau der Karawanken

Für die synoptischen Diagramme, die im folgenden besprochen werden, sind die verschiedenen, im Gelände eingemessenen oder aus den Diagrammen der einzelnen Aufschlüsse rekonstruierten Strukturelemente zuerst jeweils in Sammeldiagramme der Homogenitätsbereiche gefaßt worden (Abb. 3; vgl. Absatz 2.3.). Die Maxima bzw. dichter besetzten Häufungen dieser Sammeldiagramme wurden dann zu den synoptischen Darstellungen vereinigt. In jedem der nachstehend diskutierten synoptischen Diagramme sind daher folgende Strukturelemente enthalten: B-Achsen, π_{ss} -, β_{ss} -, π_{kl} -Achsen und die Normalen der z_{kl} -Kreise (Deformationsebenen) langweiliger Verbiegungen. Die z_{kl} -Kreise wurden durch entsprechende Konstruktionen ergänzt, die sich aus den Maxima der Schichtflächenpole (\max_{ss}) ermitteln ließen.

Darüber hinaus finden sich in den synoptischen Diagrammen Großkreise, welche durch Kippung verstellte Strukturen, bzw. deren Maxima, miteinander verbinden. Diese Großkreise werden nachfolgend meistens kurz „K-Kreise“ (= Kippungskreise) genannt (vgl. SIEWERT, 1977 und 1978).

5.1. Die synoptischen Diagramme der Nordkarawanken

5.1.1. Bereich NK I, Bereich Barental – Freibachtal (Taf. 11/Fig. 1)

Betrachtet man das synoptische Diagramm der NK I, so hat man zunächst den Eindruck, als seien die Strukturelemente nahezu regellos über das stereographische Netz verteilt; das tektonische Bild erscheint kaum interpretierbar. Bei genauerer Betrachtung stellt man jedoch fest, daß die meisten der Häufungen, besonders die stärker abtauchenden, durch Großkreise miteinander verbunden werden können. Diese besitzen in den NK I die Werte 134/26 SW (1), 165/52 W (2), 47/35 SE (3) und – hier weniger deutlich – 86/84 S (6).

Zeichnet man ferner die z_{kl} -Kreise der weitspannigen Verstellungen mit ein, bzw. deren Normalenpole, so stellt man in Taf. 11/Fig. 1 fest, daß die z_{kl} -Ebene 145/80 SW senkrecht auf einer flach tauchenden NE–SW-Achsenrichtung steht. Diese entspricht ihrerseits etwa dem Streichen des Großkreises 47/35 SE, der im Diagramm mit der Ziffer 3 bezeichnet ist. – Der Pol des z_{kl} -Kreises 160/54 E fällt in ein Achsenmaximum, das z.B. in Taf. 13/Fig. 3 mit dem Buchstaben „B“ hervorgehoben wurde. Die Normale des z_{kl} -Kreises 3/68 W schließlich liegt am Zentrum des E–W-Maximums.

Weiterhin beobachtet man, daß die NE–SW-Häufung mit der genannten Kennzeichnung „B“ im SW-Quadranten der Darstellung eine Längung erfahren hat, die etwa senkrecht zum Verlauf des eingangs erwähnten Großkreises 1 (134/26 SW), bzw. um eine S-tauchende Achse erfolgte.

Fassen wir zusammen:

- 1) Die Achsenrichtungen des synoptischen Diagrammes NK I nehmen viele unterschiedliche Raumrichtungen ein. Sie lassen sich aber auf die Großkreise 1 (134/26 SW), 2 (165/52 W) und 3 (47/35 SE) beziehen, welche sich in einem sehr engen Bereich schneiden, dessen Mittelpunkt die Position 3/22 S einnimmt.
- 2) Die z_{kl} -Kreise stehen senkrecht auf den Hauptachsen. Zumeist stehen sie damit auch etwa senkrecht auf den Großkreisen 1, 2, 3 usw.
- 3) Die Längung der nach Südwesten tauchenden Achse B geschah vom Rand des Diagrammes her bis zu ihrer diskreten, (statistisch) am stärksten rotierten Endlage auf dem Großkreis 2. Die Rotation der Maxima fand auf Kleinkreisen um eine südtauchende Achse statt. Diese ist etwa bei dem Schnittpunkt 3/22 S der Großkreise 1, 2 und 3 zu finden.
- 4) Es kann als sicher angenommen werden, daß es sich bei den Gürteln 1, 2 und 3 um Kippungskreise handelt, da die Achsenmaxima auf diesen Linien diskrete Endlagen darstellen. Durch Faltung können derartige Muster dann erzeugt werden, wenn diese so weitspannig ist, daß im räumlich begrenzten Einzelaufschluß keine Verbiegung erkennbar wird. – Eine engspannige, im Aufschluß meßbare Verfallung bringt im Diagramm gestreckte Häufungen hervor, die mit unterschiedlichen Drehwinkeln und unter verschiedenem Rotationssinn gelängt wurden. Der jeweilige Rotationssinn entspricht unterschiedlichen Verstellungen in verschiedenen Faltenteilen, z. B. auf gegenüberliegenden Flanken, in sekundären Schlepfpalten etc. (vgl. Abs. 6.1).
- 5) Schließlich sind die $e-w$ Richtungen noch gesondert zu erwähnen. Diese folgen teils alten Anlagen, z. T.

entstammen sie aber auch jungen und jüngsten Strukturprägungen. Zu letzteren werden die meist steil nach S einfallenden, E–W streichenden und mit der Ziffer 6 versehenen K-Kreise gerechnet, deren einer in den NK I die Raumlage 86/84 S einnimmt.

Wir wollen auf das Alter der genannten Großkreise schon zum jetzigen Zeitpunkt ausführlicher eingehen, um bei der späteren Darlegung der Rückwicklungen (Absatz 8.1.) nicht mehr von dieser Diskussion belastet zu werden:

- Die Kippungskreise 6 besitzen insgesamt untergeordnete Bedeutung: Sie sind in der Regel mit weniger Maxima besetzt als die übrigen K-Kreise und sind nicht überall gleich deutlich (Taf. 11–15). Spuren von verstellten Achsen, die sich auf die K-Kreise 6 beziehen lassen und vom Rand der Diagramme hereinreichen, sind nicht eindeutig auszumachen.

Die obigen Argumente sprechen zusammen für eher begrenzte, z. B. in Störungszonen lokalisierbare Einschichtungen von Strukturen, die überwiegend schon vorher stärker abtauchten, sich also bereits auf Großkreisen früherer Kippungen befanden.

- Die Kippungskreise 6 enden am Rand der Diagramme in Maxima, die so viele flache und horizontale Achsen enthalten, daß mindestens einige davon erst nach den Deformationen entstanden sein können, die sich in den K-Kreisen 1–3 manifestieren; d. h. während (oder nach) der Entstehung von Großkreis 6.

- Die Kippungskreise 6 weichen so, wie sie heute vorliegen, in den Diagrammen der gesamten Karawanken nicht mehr als maximal 33° im Streichen und 48° im Fallen voneinander ab (Standardabweichung im Streichen 8,2°, im Fallen 13,9°). Wickelt man sie jedoch um den nächst älteren K-Kreis 3 zurück (s. Absatz 8.1.), so liegen zwar die meisten der K-Kreise 6 immer noch relativ dicht beisammen und E–W; die Maximalabweichungen im Fallen betragen aber schon 52°, jene der Streichrichtungen sogar 82°! Die Standardabweichungen berechnen sich zu 22° (Streichen) und 14° (Fallen).

Weitere Rückwicklungen um ältere Achsen machen das Strukturbild nur komplizierter und fördern keine interpretierbaren Zusammenhänge zutage.

Demnach kann man davon ausgehen, daß die e–w, steil südfallenden Kippungskreise 6, wie eingangs behauptet, überwiegend bei jüngsten Bewegungen entstanden sind. Ein geringerer Teil der Kreise mag schon vor der Kippung um die NE–SW-Achse vorhanden gewesen sein; eine Anlage vor der Entstehung der K-Kreise 1 und 2, 4 und 5 ist aber sehr unwahrscheinlich.

Abschließend soll angefügt werden, daß auch Verwerfungs- und Kluftdiagramme mit steilen, n–s ac-Fugen und n–s gelängten Maxima auf junge, N–S-gerichtete Einengungen hinweisen.

Die Längungen sind in den Originaldiagrammen der Klüfte und Störungen zu sehen, die hier aus technischen Gründen nicht abgebildet werden können.

5.1.2. Bereich NK II, Freibachtal – Vellachtal (Taf. 11/Fig. 2)

Das synoptische Diagramm der NK II ist insgesamt etwas weniger dicht besetzt als das des Bereiches NK I, weist aber dieselben Strukturprägungen auf. Dabei weichen die Lagen der Achsen zwischen Freibach

und Vellach im Einklang mit dem Geländebefund (vgl. Absatz 4.1.2.) ebenso wie die Großkreise etwas von denen der westlichen Nordkarawanken ab. Den größten Unterschied bemerken wir in der Position des NE–SW-Maximums. Besaß dies im Westen ein Zentrum bei 58/10 NE, so liegt es im Bereich NK II bei 32/0. Hier ist die Achse mit dem auf NE–SW eingeschwenkten Generalstreichen der Großstrukturen mitgewandert. Die z_{ki} -Kreise verlaufen bei 129/78 SW, 162/62 E, 178/84 E und 14/60 E. Die Pole dieser Kreise fallen – in derselben Reihenfolge – in die NE–Achsenlage (entsprechend der Bezeichnung δ in Taf. 13/Fig. 3), in das SW-Maximum ($\approx\beta$), in die E–W-Häufung ($\approx\gamma$) und in eine NW bis WNW tauchende Achsenrichtung ($\approx\alpha$; vgl. auch Taf. 11/Fig. 1 und Taf. 11/Fig. 3). Die Raumlagen der Kippungskreise sind 150/40 SW (1), 116/56 SW (5) und 21/25 E (3). Die K-Kreise 1 und 3 sind ihrem Verlauf nach und, wie später genauer erläutert wird, auch ihrer Funktion nach mit den K-Kreisen 1 (NK I: 134/26 SW) und 3 (NK I: 47/35 SE) in den westlichen Nordkarawanken vergleichbar. – Insgesamt wurde die Bezeichnung der Maxima, Kippungskreise und z_{ki} -Pole nach Möglichkeit so gehalten, daß sie sich aufeinander und auf die synoptischen Gesamtdiagramme der Gebirgseinheiten in den Karawanken beziehen lassen.

Die E–W-Achse besitzt im Diagramm NK II mit 87/2 W nahezu dieselbe räumliche Position wie in den NK I, ebenso der zugehörige K-Kreis 88/64 S (6). Der dieser Achse entsprechende z_{ki} -Kreis liegt bei 174/88 E.

Auch zwei n–s Achsenrichtungen, die für die Bereiche NK I und NK II charakteristisch sind, während sie in den östlichen Nordkarawanken von nur einer Häufung vertreten werden, weichen kaum voneinander ab: Das NNW–SSE-Feld mit 160/0 in den NK I und 152/4 SE in den NK II; die Achse 12/0 in den NK I und 179/5 S in den NK II. Diese beiden n–s Richtungen werden im Zusammenhang mit den bereits beschriebenen Querwellungen gesehen, die in dem oberen, starren Teil des hier besprochenen tektonischen Stockwerks auftreten und vor allem in den westlichen, untergeordnet auch in den mittleren Nordkarawanken, selten aber im Bereich NK III zu beobachten sind. Ferner tragen die Verbiegungen an der Loibltalflexur und ähnlichen Strukturen, wie z. B. um den Meridian der Trögernklamm, zu dieser Achsenlage bei. Die besonders deutliche Längung des SW-Maximums ist ein Charakteristikum der NK I, das den NK III und vor allem den mittleren Nordkarawanken weitgehend fehlt. Hier liegt der Gedanke an zusätzliche Bewegungen am Eintritt der Möll-Drau-Störung in das Gebiet zwischen Bärenental und Loibltal nahe.

5.1.3. Bereich NK III, Vellachtal – Petzen (Taf. 11/Fig. 3)

Das synoptische Diagramm der östlichen Nordkarawanken ist weniger kompliziert als die der Bereiche NK I und NK II und weist weniger unterschiedliche Achsenlagen auf. Es fehlen beispielsweise die doppelten n–s Häufungen der mittleren und westlichen Nordkarawanken; hier finden wir nur ein Maximum der Position 2/2 S. Südlich bis SSE streichende Maxima (π_{ss} , β_{ss}) tauchen im Bereich NK III mittelsteil SE bis flach NW ab. Sie stammen hauptsächlich aus den westlichen und südwestlichen Teilen des Petzenmassivs.

Am kräftigsten ist in diesem Diagramm das E–W-Maximum ausgebildet, dessen Zentrum bei dem Wert 88/5 W zu finden ist. In seiner Raumlage eher dem Bereich NK I als den mittleren Nordkarawanken entsprechend,

aber weniger klar und fast schon mit der E–W-Achse verschmolzen, ist die NE–SW-Häufung um die Position 64/4 NE. Entsprechend der engen Nachbarschaft zwischen den E–W- und den NE–SW-Richtungen liegen auch die zugehörigen z_{ki} -Kreise dicht beieinander. Der dem NE–SW-Maximum beigeordnete Kreis besitzt die Raumlage 152/84 SW; der dominierenden E–W-Häufung entspricht die z_{ki} -Ebene mit 178/78 W.

Insgesamt spiegeln diese Verhältnisse das – trotz mehrfacher Richtungsänderung der Großstrukturen – klare Vorherrschen der e–w Streichrichtungen im Bereich NK III wider, in das neben den engspannigen Verbiegungen hier auch die langwelligen Deformationen weitgehend eingepaßt sind. Markante Unterschiede zwischen den Achsenlagen der hangenden, kompetenten und liegender, bzw. gut faltbarer Serien des kalkalpinen Stockwerks sind nicht beobachtet worden.

Kräftig ausgeprägt ist im synoptischen Diagramm der östlichen Nordkarawanken ferner ein Achsenmaximum mit einem Zentrum bei 128/15 NW (ca. Achse „A“ in Taf. 13/Fig. 3). Ihm zugeordnet ist ein z_{ki} -Kreis der Lage 44/74 SE. Das Maximum kann mit einer Achsenhäufung des Bereiches NK I verglichen werden, deren Zentrum bei 135/31 NW beobachtet wird.

Dem einfacheren Strukturplan der östlichen Nordkarawanken entspricht die geringere Anzahl der Kippungskreise: Die deutlichsten Gürtel verlaufen durch das E–W-Maximum in der Ebene 90/48 S und durch die NE–SW-Achsenhäufung (K-Kreis: 60/46 SE). Der dritte K-Kreis ist etwas schwächer ausgeprägt und besitzt den Raumwert 132/72 SW. Er verbindet NW–SE-Maxima und südlich tauchende Achsen.

5.2. Die synoptischen Diagramme der Südkarawanken

Die synoptischen Darstellungen aus den Bereichen der Südkarawanken sind denen der Nordkarawanken ähnlich. Wir finden weitgehend übereinstimmende Strukturrichtungen, sowohl in den engspannigen, wie in den weit gespannten Verformungen. Auch die Längungen der Maxima und die Kippungskreise lassen sich gut mit denen der Nordkarawanken vergleichen.

5.2.1. Bereich SK I, Mittagkogel – Bärental (Taf. 11/Fig. 5)

Das synoptische Diagramm der SK I zeigt Zusammenhänge mit dem der westlichen Nordkarawanken: Wir finden eine NE–SW-Gruppe bei 63/3 SW, ein e–w Doppelmaximum bei 86/24 E und 112/10 E, ein N–S-Maximum von 4/0 und eine NE–SW-Häufung bei 128/40 NW und 135/5 NW. Die entsprechenden Daten im Bereich NK I sind: 58/10 NE, 85/22 E, und 105/0, 160/0 bis 12/0 und 135/31 NW. – Ebenso läßt sich die Nebenrichtung 77/38 SW des Bereiches SK I mit dem Maximum 74/54 SW der NK I in Beziehung setzen: beide können durch Kippung einer ene–wsw Achse um eine südtauchende Richtung erklärt werden, wenn auch diese Bewegung im synoptischen Diagramm der NK I deutlicher ist (vgl. auch die synoptische Darstellung der SK II).

Ebenso können die K-Kreise beider Gebiete miteinander verglichen werden. Allerdings tritt in den SK I zu den nach SW geneigten K-Kreisen (162/50 SW und 140/74 SW) ein relativ flach NE fallender Großkreis hinzu: 134/32 NE.

Der NE–SW streichende Kippungskreis liegt in den

SK I bei 61/45 SE (NK I: 47/35 SE). In e–w Richtungen verlaufen im Bereich SK I zwei K-Kreise (103/42 SW und 83/84 S), während die NK I in der entsprechenden Position nur einen Großkreis aufweisen: 86/84 S.

Als Deformationsebenen der weitspannigen Verstellungen lassen sich am klarsten die z_{ki} -Kreise 5/80 E (NK I: 3/68 W) und 48/88 SE ausmachen. Die erstere dieser beiden Ebenen läßt sich der E–W-Achse zuordnen, während die zweite eine in den Karawanken einmalige Erscheinung ist. Ihr Pol entspricht dem Schnittlinienar der K-kreise 140/74 SW und 135/30 NE, wobei der nach NE geneigte Kippungskreis ebenfalls eine Ausnahme im Strukturbild der Karawanken darstellt. In diesen Bereich der westlichen Südkarawanken tritt die NW–SE streichende, dextrale Möll-Drau-Verwerfung ein, nachdem sie vorher im Vorland der Karawanken die Gailtal-Linie, und damit das Periadriatische Lineament im Untergrund versetzt, bzw. in ihren Verlauf eingeschichtet hat.

Ein weiterer, weniger deutlicher z_{ki} -Kreis verläuft bei 169/72 W. Sein Normalenpol fällt mit einem e–w β_{ss} -Maximum zusammen, kann aber auch in einem Kontext mit der NE–SW-Kippachse (3) gesehen werden. Er ist vermutlich auch nicht bei den letzten N–S gerichteten Bewegungen entstanden, sondern bei diesen schon verstellt worden. Ferner liegt der Pol zu dem genannten weitspannigen ac am Schnittpunkt der K-Kreise 61/45 SE und 83/84 S mit einem Kreis 135/30 NE, dessen Ausnahmestellung oben angesprochen wurden. – Eine Normale zu einem vierten (schwächeren) z_{ki} -Kreis findet sich bei dem Wert 16/27 S, der sich im Schnittbereich der K-Kreise 2, 3 und 5 befindet (vgl. Absatz 8.1.).

5.2.2. Bereich SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm (Taf. 11/Fig. 6)

Das synoptische Diagramm dieses Bereiches, der dem Gebiet zwischen Bärental und Freiberg der NK I südlich benachbart ist, weist ebenfalls deutliche Ähnlichkeiten zur synoptischen Darstellung der westlichen Nordkarawanken auf. Nur das NE–SW-Maximum der SK II weicht von diesem generellen Muster ab und leitet zu Verhältnissen über, wie sie in den mittleren Nordkarawanken zu finden sind. Abweichungen in der Lage der E–W-Achse und des zugehörigen z_{ki} -Kreises können ähnlich, als Übergänge verstanden werden.

Ein NE–SW-Maximum der SK II hat ein Zentrum in der Position 16/17 NE (NK II: 32/0), eine weitere, geringer besetzte Achsenlage kann bei 66/0 (NK I: ca. 58/10 NE) lokalisiert werden. Die E–W-Häufung besitzt die Lage 78/5 E (NK I: 85/22 E). Die NW–SE-Richtung ist geringfügig schwächer ausgebildet als in den NK I und taucht etwas flacher. Das wenig hervortretende N–S-Maximum der Lage 179/0 entspricht der ebenfalls gering besetzten Achsenrichtung zwischen ca. 155/0 und 12/0 der Bereiche NK I und NK II.

Die beiden deutlichsten K-Kreise sind mit 132/26 SW in den SK II und 134/26 SW in den NK I praktisch identisch. Dem Kippungskreis 47/35 SE in den NK I entspricht der Kreis 71/38 SE in den SK II und genauer noch eine geringer besetzte Ebene bei 46/26 SE. Der E–W-Kippungsgürtel weicht mit 88/80 S auch nur sehr wenig von der Lage des entsprechenden Kreises in den NK I (86/84 S) ab.

Der Haupt- z_{ki} -Kreis wird bei dem Wert 144/78 NE beobachtet; weitere finden sich bei 164/85 W und 176/64 E (NK I: 160/54 E; 145/80 W; 3/68 W).

5.2.3. Bereich SK III, Dicke Koschuta – Uschowa (Taf. 12/Fig. 1)

Das synoptische Diagramm des Bereiches SK III läßt sich aus den Strukturprägungen der mittleren Südkarawanken herleiten:

Im N–S-Maximum zeigen die östlichen Südkarawanken einen Schwerpunkt bei 9/2 N, die SK II bei 179/0. Die NW–SE-Richtung ist kräftiger ausgebildet als im westlich anschließenden Areal der SK II, weist aber dieselbe Raumlage auf: 123/6 W (SK II: 122/6 W). Eine abweichende Position nimmt mit den Werten 103/15 E und, geringer besetzt, 100/16 W, sowie 94/39 E die e–w Doppelachse ein (SK II: 78/5 E), die wieder die kräftigste Prägung darstellt. Sie zeichnet mit ihrem Streichen das allgemein beobachtete Schwenken der Strukturen in den östlichen Karawanken nach. Von diesen Umbiegungen ähnlich betroffen sind Anteile der ne–sw Häufungen: Lagen diese in den SK II noch bei einem mittleren Streichen von ca. 20°, so befinden sie sich in den SK III mit ihrem Schwerpunkt wieder 46/2 SW. Im südlich anschließenden Seeberg-Aufbruch verschmelzen sie sogar nahezu mit der E–W-Achse (vgl. auch NK III).

Eine Achsenlage ist ferner zu nennen, die in den gesamten östlichen Karawanken sehr ähnliche Positionen belegt: NK III: 75/30 W; EA II: etwas abweichend bei 84/44 W; SK III: 67/30 W; und Seeberg-Aufbruch: 72/32 W.

Der z_{kl} -Kreis 158/76 W des Bereiches SK III, welcher der NE–SW-Achsenrichtung zugeordnet wird, besitzt eine Raumlage, die mit dem entsprechenden Großkreis der NK III (152/84 W) nahezu identisch ist. Vergleichbare Werte finden wir auch bei den analogen z_{kl} -Ebenen des benachbarten östlichen Eisenkappeler Paläozoikums (154/84 E) und des Seeberg-Aufbruchs (160/88 E). Weitere Deformationsebenen weitspanniger Verstellungen verlaufen in den östlichen Südkarawanken bei 7/70 E und 130/67 NE. Die erste dieser beiden Ebenen läßt sich mit den z_{kl} -Kreisen 178/78 W in den NK III und 176/80 W im östlichen Eisenkappeler Fenster vergleichen. Im Seeberg-Aufbruch entspricht dem die Fläche 10/86 E. – Der z_{kl} -Kreis 130/67 NE der SK III kann am besten aus der Deformationsebene 144/78 NE der WSW-tauchenden Achse im Diagramm der mittleren Südkarawanken abgeleitet werden. Im Seeberg-Aufbruch verläuft die analoge Ebene bei 152/60 NE und im EA II bei 166/66 NE.

Wie sich den obigen Ausführungen entnehmen läßt, kann man im Osten des Untersuchungsgebietes wiederum deutliche Ähnlichkeiten und Übereinstimmungen zwischen den verschiedenen Teilgebirgen der Karawanken hervorheben: Neben der flach bis mittelsteil WSW tauchenden Achsenlage wurde der generell geringe Winkel zwischen der ne–sw und der E–W-Achsenhäufung genannt. Ferner lassen sich die Kippungskreise der NK III und der SK III gut aufeinander beziehen, wobei allerdings in den NK III die Richtungen mit südlichen Azimuten auf Grund des steileren Südrandes der Nordkarawanken stärker abtauchen.

5.3. Die synoptischen Diagramme des Eisenkappeler Aufbruchs

Die synoptischen Darstellungen des Eisenkappeler Paläozoikums zeigen insgesamt weitgehende Vergleichbarkeit mit denen des benachbarten Mesozoikums. Geringere Unterschiede bestehen hauptsächlich

im westlichen Teil der Eisenkappeler Zone, wo die Achsen stark auf die E–W-Richtung konzentriert sind. So ist vor allem der NE-Quadrant des Diagrammes geringer besetzt als in den angrenzenden Bereichen der Nord- und Südkarawanken. Darüber hinaus läßt sich generell feststellen, daß im Eisenkappeler Aufbruch mittelsteile und steile Achsenlagen deutlich häufiger vertreten sind als in den alpidischen Serien.

5.3.1. Bereich EA I, westlich von Eisenkappel (Taf. 12/Fig. 2)

Im synoptischen Diagramm des EA I fällt vor allem die beherrschende ostwestliche Besetzung auf. Sie setzt sich aus vielen Achsenhäufungen zusammen, die zum großen Teil Raumlagen und Längungen aufweisen, die denen der westlichen Nordkarawanken weitgehend entsprechen (vgl. dazu auch das Gesamtdiagramm der NK, Taf. 13/Fig. 3 und 4, Achsen A bis D). Besonders bei den westwärts tauchenden Linearen finden sich Parallelen zu den mittleren Nordkarawanken. Die Ähnlichkeit zum Bereich SK III der Südkarawanken, der sich mit dem westlichen Eisenkappeler Aufbruch überlappt, ist ebenfalls nicht zu übersehen.

Die NNW–SSE-Richtung im Diagramm des EA I erinnert an Verhältnisse in den westlichen Süd- und Nordkarawanken, sowie im Bereich NK II. Sie ist allerdings relativ gering besetzt. Die mittelsteilen und steilen Achsenhäufungen auf den Kippungskreisen findet man hauptsächlich in den Diagrammen der NK II, NK III und SK I wieder. – Ferner läßt sich die synoptische Darstellung der westlichen Eisenkappeler Zone gut mit dem synoptischen Gesamtdiagramm der Westkarawanken (Altpaläozoikum) vergleichen (Taf. 15/Fig. 6).

Zum EA I können wir im einzelnen folgende Beobachtungen notieren:

Die Maxima der E–W-Achse nehmen entsprechend der Reihenfolge 84/16 E–87/22 W–76/45 E–110/74 W in der Besetzungsdichte ab. Die gering belegte NE–SW-Richtung findet man bei dem Wert 46/2 SW, ein Zentrum in der NW–SE-Häufung bei 164/5 N. Weitere, mittelsteile und geringer besetzte Maxima beobachten wir auf den Kippungskreisen 160/64 W und 112/58 SW, noch steilere Häufungen auf dem K-Kreis 90/84 N. Ein weiterer Achsengürtel verläuft bei 48/64 SE.

Der z_{kl} -Kreis 127/84 SW läßt sich auf die NE–SW-Achse beziehen (δ), die weniger deutlichen Deformationsebenen 167/80 W und 6/83 E korrespondieren mit der E–W-Richtung. Ein letzter, ebenfalls geringer besetzter z_{kl} -Kreis nimmt die Raumlage 146/80 NE ein. – Die Positionen der z_{kl} - und Kippungskreise im Bereich EA I entsprechen damit weitgehend denen benachbarter Diagramme im Mesozoikum der Karawanken.

5.3.2. Bereich EA II, östlich von Eisenkappel (Taf. 12/Fig. 3)

Die Darstellung aus den Gebieten des Eisenkappeler Altpaläozoikums, die östlich des Vellachtales liegen, läßt sich aus dem synoptischen Diagramm des EA I schematisch durch eine Drehung um ca. 20° im Uhrzeigersinn herleiten. Dem allgemeinen Schwenken der Strukturen gemäß verläuft die ostwestliche Haupttrichtung hier nicht mehr bei etwa 90° wie im EA I, sondern bei 113°. Daneben treten jedoch auch flache, jüngere E–W-Achsen auf. Unterschiede bestehen ferner in der Massierung mittelsteiler Maxima im SE-Quadranten und

in dem Zusammenrücken der E–W-(bzw. ESE–WNW-) Achse mit der NE–SW-(bzw. ENE–WSW-)Richtung. Auffällig sind außerdem Lücken zwischen den flachen und den mittelsteilen Strukturhäufungen.

Den erstgenannten Unterschied, die Achsendrängung im SE-Quadranten, beobachtet man in geringerem Ausmaß auch im Diagramm NK III. Die zweite Feststellung, das Zusammenrücken der E–W- und NE–SW-Lineare, ist eine für den Ostteil der österreichischen Karawanken generell festzuhaltende Erscheinung, die in extremer Form im Seeberg-Aufbruch vorliegt (vgl. Absatz 5.3.2.).

Gemeinsam ist den synoptischen Diagrammen des EA I und des EA II – wie bereits angedeutet – vor allem das starke Tauchen der auf den Kippungskreisen 1 bis 4 befindlichen Maxima, sowie das fast vertikale Einschließen einiger Achsen in den e–w Ebenen.

Im einzelnen finden wir zu der WNW–ESE-Ebene im Generalstreichen zählend die Maxima 116/2 W, (170/60 S) und 84/44 W in der Reihenfolge abnehmender Besetzungsdichte. In der Häufung des e–w Doppellinears stellt man ein Zentrum bei 93/20 E und eine geringer besetzte Gruppierung um 65/0 fest. Die NW–SE-Achse zeigt ein Hauptmaximum von 154/23 SE und eine geringere Häufung bei 132/0; ferner sieht man in der NW–SE-Richtung ein Maximum von 156/7 SE, das aber eher in einen Zusammenhang mit der NNW–SSE-Achse des Bereiches EA I gebracht wird.

Kippungskreise beobachten wir bei 70/53 SE (bis 85/52 S ?) und 104/77 S (bis 113/64 SW?), sowie in geringerer Besetzung auch in den Positionen 150/45 (–78 ?) SW und 93/86 S.

Die z_{kl} -Kreise des EA II erscheinen gegenüber denen des EA I im Uhrzeigersinn verdreht: 154/84 E (EA I: 127/84 SW), 166/66 E (EA I: 146/80 NE) und 176/80 W (EA I: 167/80 W). Ist der Streichwinkel zwischen den nnw–sse ac-Ebenen des EA I und des EA II nur noch etwa 10°, so verschwindet er zwischen den N–S gerichteten, jungen Deformationsebenen fast völlig: EA II: 10/63 E; EA I: 6/83 E.

5.4. Basisschuppen, Seeberg-Aufbruch und Westkarawanken

Die synoptischen Diagramme des Seeberg-Aufbruches, der Westkarawanken und der Vorbergzone werden zusammen mit den Gesamtdiagrammen der Nord- und Südkarawanken und der Eisenkappeler Zone in den nachfolgenden Abschnitten besprochen.

Wie in Absatz 4.3. angedeutet, stellt sich die Vorbergzone bezüglich der hier besprochenen Strukturen als ein südwärts gekippter Teil der Nordkarawanken dar, bei dem die E–W-Achse etwas geringer ausgeprägt ist (Taf. 11/Fig. 4). Während die Kippung mit einer nordwärtigen Aufrichtung der Karawanken-Schubbahn erklärt werden kann, müssen andere Probleme, z. B. die Frage nach teilweise inversen Strukturen, einer Detailkartierung und -vermessung vorbehalten bleiben. Auf eine Gliederung und gesonderte Besprechung dieser Zone wird hier deshalb verzichtet.

Eine Unterteilung des Seeberg-Aufbruches in Homogenitätsbereiche erscheint wegen dessen geringer Ausdehnung auf österreichischem Staatsgebiet nicht sinnvoll. In den Westkarawanken ist die Datenmenge für einen derartigen Gliederungsversuch bislang nicht ausreichend.

6. Die synoptischen Gesamtdiagramme der Karawanken

Die Gesamtdiagramme setzen sich aus den synoptischen Darstellungen der einzelnen Teilbereiche eines Gebirgsstranges zusammen. Das Gesamtdiagramm der Nordkarawanken ist also z. B. die Zusammenfassung der synoptischen Darstellungen aus den Bereichen NK I, NK II und NK III. An Strukturen werden in diesen Zusammenfassungen dieselben Elemente dargestellt wie in den synoptischen Diagrammen der Teilgebiete: B -, π_{ss} -, β_{ss} - und π_{kl} -Maxima, sowie die z_{kl} -Kreise der weitspannigen Verformungen.

Die Gesamtdiagramme enthalten damit keine grundsätzlich neuen Aussagemöglichkeiten. Sie stellen jedoch Zusammenhänge her, die in den Auswertungen der Teilgebirge für sich nicht erkennbar sind, verdeutlichen gemeinsame, übergreifende Tendenzen und lassen Strukturmerkmale sichtbar werden, die vor allem das gesamte Untersuchungsareal betreffen.

Vergleiche der Gesamtdiagramme der Nord- und Südkarawanken untereinander und mit denen des Eisenkappeler und des Seeberg-Aufbruches sind grundsätzlich auch dazu geeignet, gemeinsame jüngere Prägnungen von denen zu trennen, die nur die älteren Gebirgsteile erfahren haben können. Tatsächlich aber waren die Deformationen, von denen die verschieden alten Gebirgsteile gemeinsam betroffen wurden, offenbar so stark und vielfältig, daß (variszische und) ältere Strukturen in den jüngeren Bau einbezogen wurden und, zumindest mit den in dieser Arbeit angewandten Mitteln, nicht mehr systematisch vom alpidischen Bau getrennt werden können: Rückwicklungen präalpidischer Strukturen waren nicht möglich.

Eine Überschneidung lokaler Tendenzen und dabei entstehende Unübersichtlichkeit ist in den Gesamtdiagrammen so weit wie möglich dadurch vermieden worden, daß bei der Auswahl der verwendeten Maxima niedrige Besetzungsdichten weniger berücksichtigt wurden als in den synoptischen Diagrammen der Teilbereiche. Hierdurch wurde ein gewisser Filterungseffekt erzielt.

6.1. Die synoptischen Gesamtdiagramme der Nord- und der Südkarawanken (Taf. 13/Fig. 3 und 4; Taf. 14/Fig. 2 und 3)

Das Gesamtdiagramm der Nordkarawanken erscheint auf den ersten Blick verwirrend: Bis auf NNE-Richtungen scheinen alle Quadranten der Darstellung mit Achsenlagen nahezu gleichmäßig bedeckt. Nach dem ersten Einsehen kann man aber die Häufungen wiederfinden, die schon in den Teilbereichen NK I, NK II und NK III beobachtet worden waren: Die relativ straffe und am dichtesten besetzte E–W-Achse, die NE–SW-Richtung und NW–SE-Lagen, die im Zusammenhang mit Kippungskreisen stehen, auf die eine Vielzahl weiterer Maxima gruppiert ist. Die Deformationsebenen der weitspannigen Verformungen verlaufen zwischen NW–SE und N–S, ein z_{kl} -Kreis streicht NE–SW. – Im Detail lassen sich die nachstehenden Strukturen verzeichnen:

Die E–W-Achse besitzt ein Zentrum bei dem Wert 86/4 W (M_1 ; vgl. Tab. 1 und Taf. 13/Fig. 3: 1) und ein weiteres bei 86/26 E (M_2 , Symbol in Taf. 13/Fig. 3: 2); ein Nebenmaximum finden wir bei 75/54 W (M_5). Die NE–SW-Achse hat ihren Schwerpunkt bei 55/9 NE (M_3), daneben ein Maximum von 51/20 SW (M_4). Die NW–SE-Richtung wird vor allem durch den Wert 155/8

SE (M_6) repräsentiert, darüber hinaus sind aber auch deutliche Häufungen bei 144/37 SE (M_7) und 127/23 SE (M_8) zu verzeichnen (Taf. 13/Fig. 3).

Der deutlichste, fast lückenlos besetzte Kippungskreis besitzt die Raumlage 144/38 SW (1), begleitet von einem Kreis der Position 159/57 W (2). Der E–W-Achse streichen K-Kreise mit den Werten 100/46 S (5) und 78/37 S (4) etwa parallel, sowie ein weiterer, weniger stark hervortretender Kreis mit 86/84 S (6). Ein letzter, sehr deutlicher Kippungsgürtel findet sich in der Position 44/38 SE (3; Taf. 13/Fig. 4).

Die hauptsächlichlichen z_{kl} - (max_{ss} -) Kreise verlaufen bei 145/75 SW (δ) und 178/78 W (γ), sowie 28/64 E (α); eine weitere Deformationsebene korrespondiert wieder mit der NE–SW-Richtung und zeigt die Lage 158/53 NE (β ; Taf. 13/Fig. 3).

Ferner sollen noch die untergeordneten Achsen 160/2 N (M_9) und 7/0 (M_{10}), sowie die B-Häufungen 134/34 NW (M_{11}) und 10/24 S (M_{12}) erwähnt werden.

Bei aller kaum zu überblickenden Vielfalt des Diagrammes fällt aber sofort ins Auge, wie ähnlich sich die Gesamtdarstellungen der Nordkarawanken und der Südkarawanken sehen: Hier wie dort zeigt das kräftige E–W-Maximum (M_1) ein frisches, straffes Aussehen. Auch die anderen Achsenhäufungen (M_2 bis M_{12}) sind in den Süd- wie den Nordkarawanken von ähnlichem Gewicht und in entsprechenden Raumlagen. In beiden Gebirgssträngen können sie daher sechs Kippungskreisen in sich jeweils entsprechenden Positionen zugeordnet werden (Tab. 1). Diese sind, beginnend mit dem deutlichsten Gürtel:

- Ein NW–SE streichender Großkreis mit etwa 30° südwestlichem Einfallen (1), der von einem NNW–SSE verlaufenden und um 50° W-fallenden K-Kreis (2) begleitet wird.
- Ein ca. E–W streichender Kreis mit etwa 45° S-Fallen (5), dem ein WSW–ENE verlaufender, weiterer K-Kreis mit ca. 40° S-Fallen beigeordnet ist (4).
- Ein jeweils einzeln auftretender, bei 50° (NE–SW) streichender und mittelsteil nach SE einfallender Gürtel (3)
- und ein weniger hoch besetzter, um E–W verlaufender und meistens steil nach S fallender Kippungskreis (6), der neben steileren Maxima die straffen Achsenrichtungen verbindet (Taf. 13/Fig. 4 und Taf. 14/Fig. 3).

Das Gesamtdiagramm der Südkarawanken zeigt im einzelnen folgende Achsen und Ebenen (Taf. 14/Fig. 3 und 4):

E–W-Maxima bei 89/4 W (M_1) und 95/39 E (M_2); NE–SW-Häufungen von 64/7 NE (M_3) und 65/26 SW (M_4), daneben ein Maximum bei 72/49 SW (M_5). In se Richtung tauchen die Häufungen 169/16 S (M_6), 120/28 SE (M_7) und 108/13 E (M_8). Außerdem sind, wie in den Nordkarawanken, die Nebenmaxima 164/4 N (M_9) und 16/4 N (M_{10}), sowie die Häufungen 130/46 NW (M_{11}) und die hochbesetzte Richtung 18/20 SW (M_{12}) zu erwähnen.

Unter den K-Kreisen ist als erster der Wert 130/28 SW zu nennen, beigeordnet der Kreis 169/50 W (1 und 2). Weiter finden wir den Gürtel 90/43 S (5), begleitet vom Kreis 65/41 SE (4). Schließlich muß der Kippungskreis 52/48 SE (3) angesagt werden. Der weniger gewichtige E–W-Kreis 6 besitzt den Wert 81/74 S.

Die z_{kl} -Kreise verlaufen bei 152/84 SW (δ), 161/55 E (β), 6/76 E (γ) und 29/66 SE (α). Wie auch in den weiter oben untersuchten (Homogenitäts-) Bereichen der

Tabelle 1: Lage der Maxima, der Kippungskreise und der Achsen der weitspannigen Verstellungen in den Nord- und Südkarawanken.

Nordkarawanken (Taf. 13/Fig. 3 und 4)	Südkarawanken (Taf. 14/Fig. 2 und 3)	Maxima
86/4 W	89/4 W	M_1
86/26 E	95/39 E	M_2
55/9 E	64/7 E	M_3
51/20 SW	65/26 SW	M_4
75/54 W	72/49 W	M_5
155/8 SE	169/16 SE	M_6
144/37 SE	120/28 SE	M_7
127/23 SE	108/13 SE	M_8
160/2 N	164/4 N	M_9
7/0	16/4 N	M_{10}
134/34 NW	130/46 NW	M_{11}
10/24 S	18/20 SW	M_{12}
		Kippungskreise
144/38 SW	130/28 SW	1
159/57 SW	165/50 SW	2
44/38 SE	52/48 SE	3
78/37 SE	65/41 SE	4
100/46 S	90/43 S	5
86/84 S	81/74 S	6
		z_{kl} -Kreispole
118/26 W	119/24 W	α
68/37 SW	71/35 W	β
88/12 E	96/14 W	γ
55/15 NE	62/6 NE	δ

Nord- und Südkarawanken stehen die z_{kl} - (max_{ss} -) Kreise der langwelligen Verbiegungen etwa senkrecht zu Achsenmaxima, die sich an der Primitiven der Gesamtdiagramme (γ ; δ) oder auf Kippungskreisen befinden. Zum Teil nehmen die Pole der genannten Deformationsebenen auch Positionen ein, die zwischen den oben einander zugeordneten K-Kreispaaren 1/2 und 4/5 (auf Kleinkreisen) vermitteln (α , β ; Taf. 14/Fig. 2 und 3 und Taf. 13/Fig. 3 und 4).

Noch überzeugender wird die Übereinstimmung zwischen den Strukturen der Nord- und der Südkarawanken, wenn man die Gesamtdiagramme der beiden Gebirge auf dem Lichttisch übereinander legt. Gerade an den Stellen geringfügiger Differenzen ergänzen sie sich zu einem Gesamtbild, das allmählich zu einem Verstehen der alpidischen Strukturgeschichte der Karawanken führt:

Wir sehen die dicht besetzte E–W-Achse, die den Eindruck von jungen Bewegungen vermittelt (vgl. Absatz 8.3.), von N–S gerichteten Verstellungen, wie sie auch in den Einzeldiagrammen von Kluft- und Störungssystemen immer wieder sichtbar werden.

Andererseits aber sprechen stärker E oder W tauchende Maxima (z. B. M_2 und Achse A; vgl. Taf. 16/ Fig. 1 und Taf. 16/ Fig. 2) für eine ältere Anlage dieser Richtung und für wiederholte Aktivität.

Schließlich stellt man verwundert fest, daß fast alle Achsen, die nicht peripher liegen, auf Großkreise (Kippungskreise) verteilt sind.

Wie kann man sich diese eigenartigen Phänomene erklären?

Daß die Achsen alle an der Stelle angelegt worden sind, wo sie sich heute befinden, kann wohl ausgeschlossen werden. Eine derartige Verteilung ist mechanisch kaum vorstellbar. Man muß also davon ausgehen, daß die betrachteten Häufungen zumindest zum großen Teil ursprünglich eine andere Raumlage innehatten und

später durch eine oder mehrere Verstellungen in ihre heutige Lage hineinrotiert worden sind.

Es erhebt sich die Frage nach der Art dieser Verstellungen: Inwieweit kommen beispielsweise Faltungen in Frage?

Man kann sagen, daß Faltungen strukturell auch dadurch gekennzeichnet sind, daß passive Vorzeichnungen im Gestein (sedimentäre Strukturen etc., ältere Flächen und Achsen) nach der Faltung jede Raumlage einnehmen können, die zwischen der Ausgangssituation und den Flanken der Sättel und Mulden möglich ist. Von der Anfangslage der Vorzeichnung, die im Sattelfirst und im Muldentiefsten (scheinbar) erhalten geblieben ist, sind unter wachsendem Rotationswinkel und gegensätzlichem Rotationssinn Verstellungen bis zu den Wendepunkten der Faltenflanken hin möglich.

Diese unübersichtlichen Verhältnisse müßten sich in den Gesamtdiagrammen, die ja aus ganz unterschiedlichen Bereichen verschiedener Faltenstrukturen stammen, bemerkbar machen. Stattdessen aber zeigen die Darstellungen für jedes betroffene Maximum eine diskrete Endlage auf einem Großkreis. Der Großkreis stellt die (durchschnittliche) Endlage einer Kippung dar, bei der – im Gegensatz zur Faltung – passive Vorzeichen nur um einen ganz bestimmten Winkel, den Kippungswinkel, rotiert werden können. Kleinere Winkel können unter Umständen als Ausnahme an Schleppungen auftreten.

Bei Kippungen ist – anders als bei Faltungen – während eines einzigen Vorganges auch nur ein einziger Rotationssinn möglich. So werden z. B. alle Vorzeichen, die auf einer Schichtfläche liegen, bei einer Kippung auf einen Großkreis gedreht, der die Lage des SS nach der Kippung nachzeichnet, auch wenn sie unterschiedliche Ausgangsazimute besaßen. Es erübrigt sich der Hinweis, daß für unterschiedlich tauchende Vorzeichnungen keine Sonderregeln gelten: Finden keine Schleppungen statt, so bleiben auch bei diesen Rotationssinn und Kippungswinkel konstant.

Für das Verständnis der nachfolgenden Überlegungen ist es notwendig, daß man sich von diesen Vorgängen möglichst anschauliche Vorstellungen macht.

Hier schließt sich die Frage an, aus welcher Ausgangsposition Kippungen vor sich gegangen sind: Sind die Großkreise (K-Kreise) in den synoptischen Diagrammen aus der Horizontalen oder aus der Vertikalen in ihre heutige Lage gekippt worden?

Ursprünglich wurde von der Beobachtung ausgegangen, daß die Kippungskreise vor allem in den Nordkarawanken teilweise parallel den ac-Ebenen der weitspannigen Verbiegungen streichen. Es wurde angenommen, daß sie als steil stehende Deformationsebenen angelegt und durch spätere tektonische Vorgänge in ihre heutige Lage rotiert worden sind (SIEWERT, 1978). Die Annahme schien darin eine Bestätigung zu finden, daß die NW–SE verlaufenden Kippungsgürtel 1 in den Nord- und Südkarawanken dicht mit Achsenhäufungen besetzt sind und diese Maxima z. T. entlang diesen Großkreisen gelängt erscheinen; Strukturen, die um die Faltenachse rotiert werden, erfahren dabei ja eine mehr oder minder kontinuierliche Verstellung in der Deformationsebene bzw. parallel dazu. So können auch Lineare, beispielsweise B_1 -Achsen bei Faltungen $B_2 \perp B_1$, im ac einer jüngeren Faltung verstellt werden.

Obwohl die höhere Meßdichte in der Folge weiterer Geländeaufnahmen die oben geschilderten Beobachtungen relativierte, während sich die Lagebeziehungen

zwischen den z_{kl} -Kreisen und den Kippungsebenen verdeutlichten, wurde versucht, den Spezialfall $B_2 \perp B_1$ im Diagramm mittels Rückwicklung einer Lösung zuzuführen. Das Ergebnis war nicht zufriedenstellend. Neben nicht eindeutig lösbaren geometrischen Problemen tauchten Widersprüche zur Geländebeobachtung auf (z. B. Kippung nach Osten an westvergenten Monoklinen). Die Parallelität einiger Kippungs- und z_{kl} -Kreise mußte danach eine andere Erklärung finden.

7. Rückwicklungen

Nord- und Südkarawanken auf der einen Seite, Westkarawanken, Eisenkappeler und Seeburg-Aufbruch auf der anderen, stellen Teilgebirge der Karawanken dar, die schon auf Grund ihres verschiedenen Alters eine unterschiedliche Strukturgeschichte hinter sich haben.

Interessant war nun, nachzuprüfen, inwieweit Übereinstimmungen und Unterschiede auch in ihrer alpidischen Baugeschichte auftreten.

Rückwicklungen sollen eine Deformationsgeschichte klären helfen. Sie gehen von der Voraussetzung aus, daß diese, rückwärts verfolgt, stufenweise zu immer einfacheren Strukturbildern führt. Am Ende der Rekonstruktion steht in (sedimentären) Gesteinen, die keinem früheren orogenen Zyklus entstammen, theoretisch ein Anfangszustand ohne tektogenetische Deformationen. Faktisch wird man die Rückwicklung dann beenden, wenn nach dem Erfassen der jüngeren Gefügeprägungen im Diagramm nur noch eine einzige (Symmetrie-) Achse, die der ältesten erkennbaren Verformung, erscheint und in ihrer ursprünglichen Raumlage bestimmt werden kann.

Die Fragestellung legt einen Lösungsweg in den nachfolgenden Beobachtungen, Überlegungen und Schritten nahe:

A) Bearbeitung des alpidischen Stockwerkes, in dem (bis auf wenige wiederbelebte alte Strukturen) präalpidische Elemente fehlen.

1) Rückwicklung der Deformation in den Nordkarawanken

Wir nehmen hier vorweg, daß die Karawanken Gebiete umfassen, die teilweise verschiedene Strukturentwicklungen erfahren haben. Die Verschiedenheit zeigt sich in der unterschiedlichen Raumlage zweier Paare von analogen Strukturen: Das Paar der K-Kreise 1 und 2 streicht im Endstadium der tektonischen Deformation NW–SE (Taf. 13/Fig. 3 und 4 und Taf. 14/Fig. 2 und 3); die entsprechende K-Kreisgruppe 4 und 5 in denselben Gesamtdiagrammen verläuft aber E–W.

Die unterschiedliche Position dieser analogen Strukturgruppierungen läßt sich aus Schritten der tektonischen Prägungsgeschichte herleiten (Absatz 8.3. und Abb. 26b), die in benachbarten Teilen des Gebirges abweichend voneinander verliefen. Die Ursachen dieser Abweichungen liegen im Untergrund (Verwerfungen); sie pausen sich an die Oberfläche durch (Flexuren, Schleppungen und Schwenken der Achsenrichtungen; vgl. z. B. Absatz 4.4.).

Nordsüdliche und ne–sw Störungszonen weisen in den Karawanken sinistrale und dehnde Bewegungsspuren auf. Die e–w bis nw–se Verwerfungen besitzen dagegen dextrale und aufschiebende Tendenzen. Eine Erklärung der schrägen Bewegungen

kann in einer zusammengesetzten, großräumigen Beanspruchung (Rotation einer Krustenscholle gegen den Uhrzeigersinn plus Kompression NW–SE bis N–S) gefunden werden (s. Abb. 27 und 28). Ergebnisse paläomagnetischer Geländeaufnahmen geben Hinweise auf solche komplexen Einspannungen (vgl. Kap. 9.).

Was uns in diesem Zusammenhang interessiert, ist der regionale Charakter der Krustenbewegungen, der einen übergreifenden Deformationsablauf bedingt. Dieser ist wiederum in eine bestimmte Anzahl von Teilschritten gegliedert. Die Zahl der Teilphasen ist in benachbarten Teilen derselben strukturellen Einheiten gleich. Dies muß bei der Rückwicklung der Prägung beachtet werden.

- 2) Rückwicklung der Beanspruchungen im zweiten rein alpidischen Gebirgstheil, den Südkarawanken.
- 3) Vergleich mit der Rückwicklung in den Nordkarawanken.

Wir sahen bereits, daß Nord- und Südkarawanken gleichartige tektonische Prägungen erfahren haben (Taf. 13/Fig. 3 und 4 und Taf. 14/Fig. 2 und 3; Absatz 6.1.; Tab. 1). Ergaben sich nun – trotz analoger Ausgangssituationen in den Strukturdiagrammen – bei diesem Vergleich Widersprüche zwischen den Rückwicklungen der NK und der SK, die weder aus der geologischen Situation und Geländekenntnis, noch in den Diagrammen plausibel geklärt werden konnten, so wurde die Rekonstruktion verworfen.

Es ist z. B. versucht worden, die Maxima und Kippungskreise der Südkarawanken als erstes um einen Pol zurückzuwickeln, der zwischen den Symbolen „Dreieck“ und „Quadrat“ in Taf. 14/Fig. 2 vermittelte. Dieses Verfahren erschien zunächst am wenigsten kompliziert. Allerdings traten dabei Diskrepanzen zu östlichen Achsen (Längungen C, D) in den Nordkarawanken auf, die es nicht zuließen, die Strukturen der Nordkette auf dieselbe Weise zu behandeln. Die genannten Achsenlängungen der NK enthalten jedoch dieselbe Aussage wie entsprechende Strukturen im Eisenkappeler Aufbruch, aber auch in den rein südalpinen Westkarawanken und – weniger klar – im Seeberg-Paläozoikum.

Eine andere Rekonstruktion war nur auf die Nordkarawanken anwendbar und daher ebensowenig für die Klärung der Strukturgeschichte im gesamten Gebirge brauchbar wie der oben beschriebene Versuch.

B) Bearbeitung der präalpidischen Stockwerke.

- 1) Rückwicklung der Deformationen in den variszischen und prävariszischen Gebirgstteilen (Eisenkappeler Aufbruch mit Altkristallin, Seeberg-Aufbruch und Westkarawanken).
- 2) Vergleich dieser Rekonstruktionen untereinander.

Da in den präalpidischen Einheiten verschieden alte frühere Prägungen enthalten sind und die Verformungen in unterschiedlich tiefen tektonischen Stockwerken, sowie an anderen Orten als ihrer heutigen geographischen Position stattgefunden haben können, sind Abweichungen zwischen den Strukturmustern der einzelnen Regionen zu erwarten. Es muß auch damit gerechnet werden, daß nicht mehr alle Phänomene eindeutig erklärt werden können.

- 3) Vergleich der Rückwicklungen in den präalpidischen Gebirgstteilen mit denen der alpidischen Einheiten.

Unterschiede in den Deformationen der paläozoi-

schen und der alpidischen Areale sind auch wegen der verschiedenen Tiefenlage der Einheiten während der Alpenorogenese zu erwarten. Ferner können Überlagerungen und Einschichtungen von alten Strukturen durch die alpidische Überprägung Verformungsbilder erzeugen, deren Einzelheiten nicht mehr zweifelsfrei interpretierbar sind.

Die Grundzüge der Rückwicklungen in den mesozoischen Karawanken sollten aber auch in ihrem Sockel wiederzufinden sein, dem sie ja noch nahezu autochthon aufsitzen. Wo das nicht der Fall war, mußte der Ansatz überprüft werden.

- 4) Vergleich der Gesamtdiagramme mit denen der Teilbereiche.

Ein derart ermitteltes Konzept für die Strukturgeschichte der Karawanken durfte keine grundlegenden Unterschiede oder Widersprüche zu Rekonstruktionen und Beobachtungen enthalten, die in Teilbereichen der jeweiligen Gebirgsstränge durchgeführt worden waren.

- 5) Formale Überprüfung der Rückwicklung.

Alle Schritte der Rekonstruktion sollen auch geometrische Eigenschaften aufweisen, die einer geologisch plausiblen Deutung zugänglich sind.

8. Der Ablauf der strukturbildenden alpidischen Bewegungen in den Karawanken

8.1. Nord- und Südkarawanken

Die Schilderung der Rückwicklung alpidischer Gefügeprägungen in den Karawanken soll an den Diagrammen der Nord- und Südkette erfolgen. Die Darstellungen dieser beiden Gebirgszüge zeigen die klarsten Übereinstimmungen und sind damit für eine Dokumentation am geeignetsten. Außerdem bieten die beiden mesozoischen Einheiten die Gewähr, daß nur alpidische Bewegungen erfaßt werden.

Die Grundlagen wurden bereits in den vorangegangenen Abschnitten angesprochen:

Die Lage der kräftigsten Achsenhäufungen in den synoptischen Diagrammen der Nord- und Südkarawanken ist bekannt (s. Absatz 6.1. und Tab. 1, sowie Taf. 13/Fig. 4 und Taf. 14/Fig. 3). Ferner wurde erwähnt, daß die Mehrzahl der Maxima auf (Kippungs-) Großkreisen liegt, die das heutige Stadium der jeweiligen Verstellungen nachzeichnen. Weitere Spuren der Kippungen finden wir in Kleinkreisen, die den Längungen von Achsenmaxima folgen. Sie belegen End- und Zwischenstadien der Kippungen und dokumentieren so Verlauf und Achsenlagen der Rotationen. Schließlich sind die Normalenpole der Ebenen weitspanniger Deformationen (z_{kl}/max_{ss} -Kreise) dargestellt.

Zur besseren Anschauung wurden die synoptischen Gesamtdiagramme für die Rückwicklung vereinfacht: Statt der einzelnen Achsenmaxima sind nur die Umrisse ihrer Häufungen angegeben (Taf. 13/Fig. 3 und Taf. 14/Fig. 2). Bei der Rekonstruktion selbst wurden dann aus denselben Gründen nur noch die Wege der Klein- und Großkreise und ihrer Normalenpole verfolgt (Taf. 13/Fig. 1 und 2 und Taf. 14/Fig. 1).

Die Taf. 13/Fig. 3 und 4 und Taf. 14/Fig. 2 und 3 stellen damit den heutigen Zustand des tektonischen Inventars im alpidischen Stockwerk der Karawanken dar. Wir sehen die Umrisse der Achsenhäufungen und die Kippungskreise, die sich aus ihnen ergeben, wobei – in den Nordkarawanken deutlicher – jeweils zwei der

nw–se und der e–w Gürtel, nämlich die Kreise 1 und 2 (NK: 144/38 SW und 159/57 W), bzw. die Gürtel 4 und 5 (NK: 78/37 S und 100/46 S) zu Paaren koordiniert sind und durch Kleinkreise miteinander verbunden werden, welche die (Er-) Streckung der Achsenhäufungen nachzeichnen. Die angesprochenen Kleinkreise sind in Taf. 13/Fig. 3 und Taf. 14/Fig. 2 mit den Buchstaben „A“ und „B“ gekennzeichnet und werden bei der Rückwicklung unter derselben Benennung bis in die Ausgangsstadien ihrer Entstehung zurückverfolgt (Taf. 16). In den Südkarawanken sind diese Achsenspuren etwas weniger deutlich.

Die (Rotations-) Achse der Kleinkreise A und B, die sich zwischen den K-Kreisen 1 und 2 erstrecken, entspricht dem Schnittlinear zwischen den letzteren und wird in den Diagrammen durch die Dreiecke in den Positionen 0/25 S (NK) bzw. 21/30 S (SK) angedeutet. Die zentrale Achse der Kleinkreise A und B zwischen den K-Kreisen 4 und 5 wird durch das Quadratsymbol bei 150/35 SE (NK), bzw. in der Raumlage 1/40 S (SK) angegeben. Diese Position entspricht jeweils wieder dem Schnittlinear zwischen den K-Kreisen 4 und 5.

Die Kippungskreise 1 und 2, bzw. 4 und 5 sind damit durch Rotation um ihr Schnittlinear derart ineinander überführbar, daß die Kleinkreise der Achsen A und B zu Polpunkten zusammenschumpfen. Auf diese Weise können die Kippungsbewegungen zwischen den zu Paaren geordneten K-Kreisen rückgängig gemacht werden.

Die Kleinkreise, die vom K-Kreis 3 ausgehen und diesen mit der Peripherie des Diagrammes verbinden, können dabei jedoch nicht eliminiert werden. Diese Längungen, die in den Nordkarawanken mit C und D, im synoptischen Diagramm der Südkette mit D und E bezeichnet sind, fallen in Polpunkte um ENE–WSW zusammen, wenn wir den Gürtel 3 um die Richtung 51/0 in den Nord-, bzw. 57/0 in den Südkarawanken in die Horizontale zurückkippen. Bei den genannten Rückkipnungen werden auch die Schnittlineare der K-Kreise 1/2 und 4/5, die durch die oben erwähnten Symbole „Dreieck“ und „Quadrat“ repräsentiert werden, \pm horizontal gelegt: Diese beiden Lineare sind also ebenfalls ineinander überführbar, und zwar durch Rotation um eine steile Achse.

Die vorstehend beschriebenen Verhältnisse werden auch darin sichtbar, daß die Normalenpole der K-Kreise 1 und 2, bzw. 4 und 5 auf zwei Großkreisen liegen, die sich in der Normalen des Achsengürtels 3 schneiden. Die genannten Großkreise verbinden in Taf. 13/Fig. 3 und Taf. 14/Fig. 2 als gestrichelte Linien die Pole der K-Kreise miteinander. Sie stellen die Spuren der Deformationsebenen der Kippungen dar.

Nach dem Flachlegen der K-Kreise 3 um die Richtung 51/0 (NK), bzw. 57/0 (SK) erhalten wir Taf. 13/ Fig. 2 und Taf. 14/ Fig. 1, in denen die oben beschriebenen Verhältnisse dokumentiert werden: Die nun praktisch horizontalen Gürtel 3 sind der Übersichtlichkeit wegen nicht mehr dargestellt. Man sieht dort die K-Kreispaare 1/2 und 4/5, die durch die Kippungsspuren der Kleinkreise miteinander verknüpft sind, die Kippachsen (Dreieck, Quadrat) und die auf diesen Symbolen senkrecht stehenden Kippungs-ach, welche die Polpunkte der K-Kreise miteinander verbinden.

In Taf. 13/ Fig. 1 sind für die Nordkarawanken und stellvertretend – weil grundsätzlich gleich – auch für die Koschutakette, die Kippungskreise 4 und 5 flachgelegt worden. Die sie verbindenden Kleinkreise A und B

schrumpfen nun auf zwei Punkte an der Peripherie des Diagrammes zusammen. – Die K-Kreise 1 und 2 sind dagegen bei dieser Rückwicklung keineswegs horizontal gelegt worden, sondern weisen noch immer ein deutliches Einfallen nach Westen auf. Es bleiben demnach noch zwei Arbeitsgänge übrig, um das Ausgangsstadium der Strukturprägungen, die in den Diagrammen der Karawanken aufscheinen, sichtbar werden zu lassen: Einmal können – wie bereits oben festgestellt – die Symbole, welche die Kippachsen repräsentieren, zur Deckung gebracht, und zum anderen sollten die K-Kreise 1 und 2 noch in die Horizontale zurückrotiert werden.

Ob diese Arbeitsgänge Bewegungen darstellen, die in der Natur nacheinander erfolgten, oder ob die Deformationen während synchron verlaufender Vorgänge stattfanden, läßt sich aus dem Diagramm allein nicht mit letzter Schlüssigkeit ermitteln. Geht man jedoch davon aus, daß die hier betrachteten Teile der Karawanken von gleich vielen Prägungen erfaßt wurden (s. Kap. 7. Pkt. A, 1), so sprechen Zwischenpositionen in den Besetzungen der synoptischen Diagramme für eine ungefähre Gleichzeitigkeit der Ereignisse. Dieser Befund wird durch Geländebeobachtungen bestätigt (vgl. SIEWERT, 1980a).

Überführen wir also zum Schluß die in Taf. 13/ Fig. 1 als Quadrat dargestellte Achse durch eine Rotation von 20–25° im Uhrzeigersinn um eine steile Achse in das Dreieck am Schnittpunkt zwischen K-Kreis 1 und 2 und legen die genannten Gürtel dabei flach:

Die (rückgewickelten) Maxima des K-Kreispaars 1/2 fallen dann mit denen des Paares 4/5 jeweils in einen engen Bereich zusammen. In den Nordkarawanken nehmen sie praktisch identische Raumlagen ein, während die Abweichung in den Südkarawanken etwas größer ist (bis zu 10° pro Achse). Zieht man die Rückwicklung der Diagramme des Eisenkappeler und Seeberg-Aufbruches, sowie der Westkarawanken hinzu, so liegen die Achsen der Südkette aber deutlich innerhalb der Variation der Maxima A und B der gesamten Karawanken.

Damit lassen sich die äußerst komplizierten Strukturen, die in den Nord- und Südkarawanken heute vorliegen, auf eine einfache Ausgangssituation zurückführen, die charakterisiert ist durch eine e–w Achsenlage und die Richtung in NE–SW, welche von der erstgenannten Lage durchschnittlich um 30° abweicht (Abb. 26).

8.2. Paläozoische Aufbrüche

Die synoptischen Gesamtdiagramme dieser Gebirgstete lassen sich in derselben Weise rückwickeln wie die der mesozoischen Einheiten. Damit sind die letzten wichtigen Voraussetzungen für die Gültigkeit der alpidischen Rekonstruktionen erfüllt. Besonders die synoptischen Darstellungen des Eisenkappeler Aufbruches und der Westkarawanken (Taf. 14/ Fig. 6 und Taf. 15/ Fig. 6) sind denen ihrer alpidischen Bedeckung sehr ähnlich. Verbleibende Unterschiede bestehen vor allem darin, daß die E–W-Richtung im Eisenkappeler und im Altpaläozoikum der Westkarawanken stärker betont ist. Dieses Hervortreten der e–w Achsen steht im Zusammenhang mit der Einschlichtung älterer Achsen in den alpidischen Bau und einer Straffung der Strukturrichtungen in den tieferen Stockwerken der Karawanken: Damit verbunden ist das generell steilere Einfallen der Kippungskreise und deren Anzahl, die hier geringer ist

als im mesozoischen Deckgebirge. Ferner ist zu notieren, daß die K-Kreise sich jeweils nur in einem einzigen Schnittbereich treffen, während im oberen Stockwerk jeweils zwei benachbarte Lineare (Dreieck und Quadrat) verzeichnet werden.

Wie im Deckgebirge auch, verhält sich der steile, e-w Kippungsgürtel abweichend: Er verläuft nicht durch den Schnittbereich der übrigen K-Kreise.

Während die Westkarawanken und der Eisenkappeler Aufbruch auffallende Übereinstimmungen zeigen, ist der Seeberg-Aufbruch etwas davon abweichend und weniger straff gebaut. Die Streuung seiner Achsenmaxima ist eher mit denen der mesozoischen Gebirgsstränge vergleichbar, wenn auch auf etwas andere Richtungen verteilt. Die Kippungskreise, deren Zahl wie in den Nord- und Südkarawanken fünf beträgt, schneiden sich hier wieder in zwei Linearen. Im einzelnen finden wir: ○ Im Eisenkappeler Aufbruch (Taf. 14/Fig. 5 und 6) die K-Kreise 126/40 SW (1), 170/50 W (2) und 76/50 SE (4), die durch die Kleinkreise der Achsen A und B miteinander verbunden sind (Benennung wie in NK und SK). Gürtel 3 (56/72 SE) repräsentiert wie in den alpidischen Einheiten des Gebirges eine junge Kippung um die NE-SW-Richtung. Der steile E-W-Kippungskreis verläuft im Eisenkappeler Paläozoikum zwischen 100/65 S (im Osten) und 92/85 N (im Westen).

Die z_{kl} -(max_{ss} -)Kreise, Deformationsebenen der weitspannigen Verstellungen, zeigen die Positionen 133/76 SW (δ), 167/78 W (γ), 178/53 E (β) und 10/70 E (α). ○ In den Westkarawanken sehen wir die K-Kreise 120/50 SW (1) und 150/64 SW (2), die wiederum durch die Kleinkreise A und B überbrückt werden (Taf. 15/ Fig. 5 und 6). Der Gürtel 3 besitzt die Raumlage 70/40 SE, und der steile E-W-Kreis verläuft bei 98/86 S (6). Der K-Kreis 4 der Eisenkappeler Zone fehlt in den Westkarawanken.

Die z_{kl} -(max_{ss} -)Kreise liegen hier bei 152/70 SW (δ), 2/76 E (α), 8/54 W (ϵ) und 21/85 E (γ ?).

Das Schnittlinear der Kippungskreise nimmt in den Westkarawanken die Raumlage 169/30 S, im Eisenkappeler Aufbruch jedoch die Position 37/78 SW ein: Dies ist der auffälligste Unterschied zwischen den Strukturdiagrammen dieser beiden alpaläozoischen Einheiten. Eine sich NNW-SSE erstreckende, eigenartig streuende Ansammlung von Achsen zwischen den Großkreisen 5/70 E und ca. 25/65 E in den Westkarawanken und bei 10/70 E in der Eisenkappeler Zone folgt der Spur von z_{kl} -Ebenen und entspricht Verstellungen um e-w bis wnw-ese Achsenlagen. – NW-SE streichende Deformationsebenen weitspanniger Verbiegungen sind in den Westkarawanken wie im Eisenkappeler Gebiet ebenfalls zu beobachten, fallen jedoch nicht so ins Gewicht wie die entsprechenden Spuren in den Süd- und Nordkarawanken; die Diagramme sind eher N-S- (bzw. E-W-) betont.

○ Im Seeberg-Aufbruch zeigen sich Kippungskreise bei 22/37 W (1?) und 33/52 NW (2?), sowie 95/54 S (4) und 130/70 SW (5), aber nur die Gürtel 4 und 5 werden deutlich von Kleinkreisbrücken (A, B) gequert. Eine Verbindung zwischen den Gürteln 1 und 2 ist unter der Bezeichnung B' in die Diagramme (Taf. 15/ Fig. 1 und Taf. 15/ Fig. 2 und 3) eingetragen worden. Überführt man die Schnittlineare der zwei K-Kreispaare ineinander, wie das in den Darstellungen der Nord- und Südkarawanken getan wurde, so fällt B' in den Bereich der Achse B. Der große Winkel von ca. 73° zwischen den genannten Linearen ist am ehesten auf das z. T. außer-

gewöhnlich starke Umbiegen der Strukturen im Seeberg-Fenster zurückzuführen. – Der junge K-Kreis 3 besitzt hier die Position 70/44 SE; ein steil südfallender E-W-Gürtel (6) scheint zu fehlen.

Die Deformationsebenen aus den z_{kl} - und max_{ss} -Häufungen streichen in dieser Gebirgseinheit zwischen NW-SE und NNE-SSW und sind wieder deutlich N-S-betont. Ihre Raumwerte liegen bei 152/60 E (β), 160/88 E (α), 10/86 E (γ) und 18/84 W (γ ?, ϵ ?).

8.3. Chronologische Abfolge der Bewegungen (Abb. 26)

Aus den oben geschilderten Beobachtungen ergibt sich für die Karawanken der nachstehende Grundriß einer alpidischen Deformationsgeschichte:

- ① Anlage der Achsen A und B (Abb. 26a)
- ② a: Kippung der Achsenmaxima A und B in West- bzw. Südwest tauchende Positionen; dies geschieht um flache, n-s Kippachsen (Symbole: Dreieck, Sechseck). Die Bewegungen sind im Zusammenhang mit überwiegend westwärts gerichteten Abschiebungen zu sehen.
Im Seeberg-Aufbruch hat ausnahmsweise auch eine Kippung stattgefunden, deren Achse (in Taf. 15/ Fig. 1) eine NE-SW-Position besitzt.
In den Taf. 13–15 werden die Kippachsen durch die Symbole Dreieck, Quadrat und Sechseck versinnbildlicht, wobei die „Quadrate“ erst durch die Rotationen des Schrittes ②b (s. u.) aus der mit dem Dreieck bezeichneten Achse hervorgehen.
- ② b: Sinistrale Rotationen (steile Achse, Gegenuhrzeigersinn) der Achsen A und B um 20 bis 25° in Teilen der Nord- und Südkarawanken, während in benachbarten Arealen derselben Einheiten die unter ②a begonnenen Kippungen fort dauern.

Die steilachsigen Rotationen werden mit sinistralen Komponenten der NE-SW bis N-S streichenden Schrägabschiebungen in Zusammenhang gebracht (Abb. 26b; vgl. Abb. 28).

Die hier besprochenen Kippungen und sinistralen Rotationen liefern vermutlich nicht nacheinander, sondern zeitlich miteinander verzahnt ab.

- ③ Verstellungen um ne-sw bis ene-wsw Richtungen führten zur Entstehung des Kippungskreises 3. Die Kippungen sind mit einer Versteilung der Strukturen und einengenden Bewegungen aus südlichen bis südöstlichen Richtungen gekoppelt (Abb. 26c).
- ④ Junge und jüngste N-S gerichtete Bewegungen gehen mit Aufschiebungen und Überschiebungen überwiegend nördlicher Vergenz und mit Verstellungen um e-w Achsen einher. Die steilen, um E-W streichenden K-Kreise (6) stehen zumindest teilweise mit diesen Vorgängen in Zusammenhang (Abb. 26c). Deformationen um e-w Achsen haben jedoch – das soll nicht vergessen werden – auch vorher und zwischenzeitlich stattgefunden (Achsen A, B, C; E und G?).

Bei der Rückwicklung der Strukturen wurde auch daran gedacht, den Vorgang ②b nicht als Rotation um eine steile Achse zu erklären, sondern um eine Richtung, die der jeweiligen Normalen des K-Kreises 3 parallel liefe. Unter diesen Umständen hätte es des obigen Punktes ③ nicht bedurft, und die Rückwicklung könnte auf einen ihrer Schritte verzichten. Diesem, wie einer Anzahl anderer Lösungsmöglichkeiten wurde im Verlauf verschiedener Rekonstruktionsansätze im De-

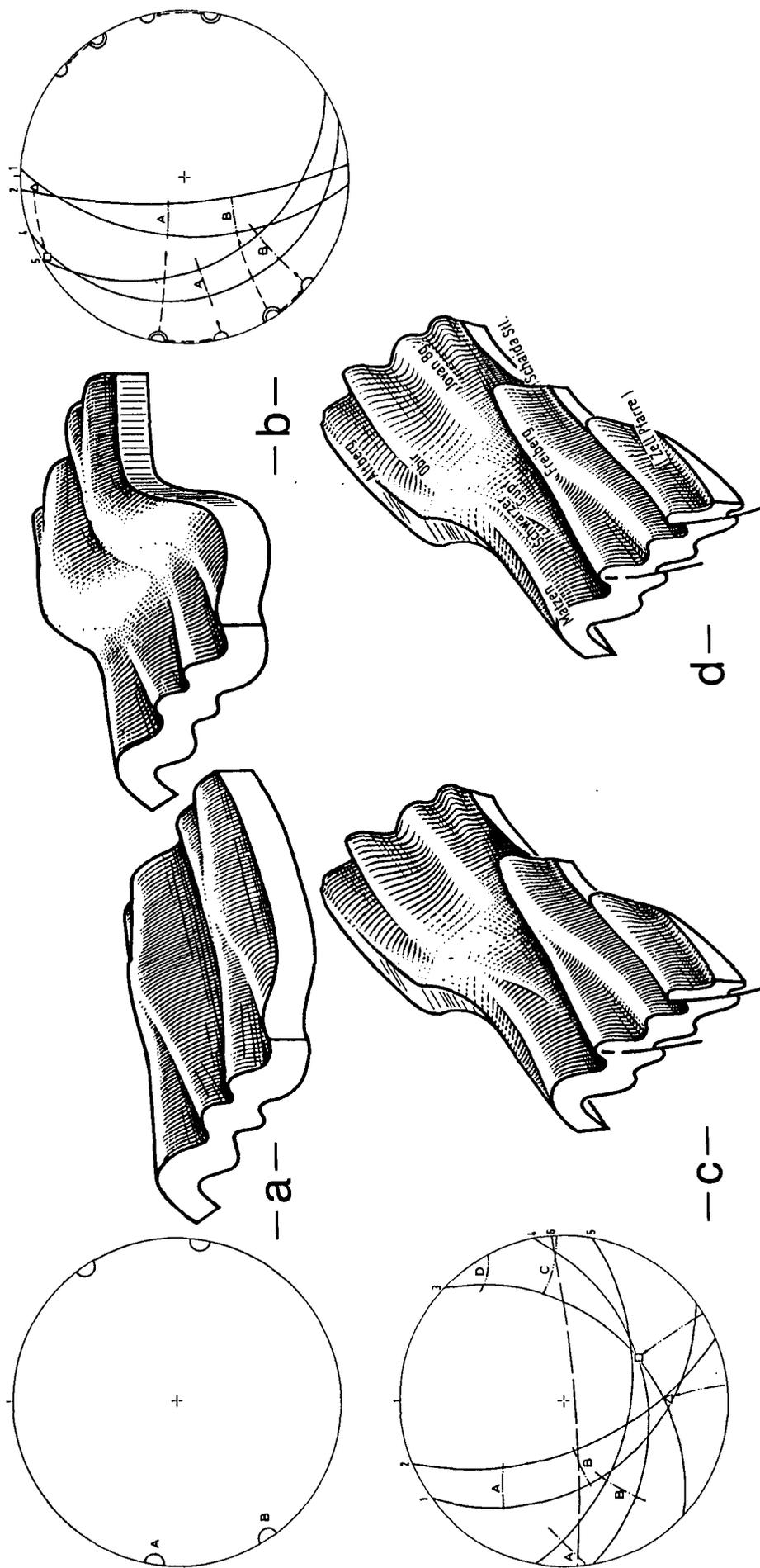


Abb. 26: Vereinfachte synoptische Diagramme (vgl. Taf. 13/ Fig. 2 bis 4, Taf. 16/ Fig. 1) und schematische Blockbilder zur Erläuterung der Strukturprägungen in den Karawanken (s. Text, Absatz 8.3. bis 9.6.).
 a) Kretazische und ältere Achsenlagen. Die Achse "B" wurde vermutlich in der mittleren Kreide (Alb?) in ostwestlicher Richtung angelegt. Ihre heutige Lage wird vor allem damit erklärt, daß Teile der Süd- und Ostalpen in der Oberkreide und im Alttertiär (Plattenkollisionen!) um etwa 30° gegen den Uhrzeigersinn rotierten (Deformationsstadien 1 bis 3). Danach erfolgte die Anlage der Achse "A" (Stadium 4, Wende Alt-/Jungtertiär).
 b) Sinistrale Schrägabschiebungen des Jungtertiärs schleppen und verkippen die vorher entstandenen Strukturen (Stadium 5).
 c) Jüngste Kippungen und nordwärtige Bewegungen führen zu Deformationen um nordost-südwestliche und ostwestliche Achsen. Es erfolgt eine Versteilung der Strukturen, die mit nordgerichteten Auf- und Überschiebungen (z. B. Karawanken-Überschiebung) einhergeht (Stadien 6 und 7). Abb. 26 c stellt den heutigen strukturellen Zustand eines Teiles der Karawanken schematisch dar. Die Leistung der Erosion ist darin nicht berücksichtigt.
 d) In dieser Darstellung wird angestrebt, die Aussagen der Abb. 26 c auf einen Geländeabschnitt in der Umgebung des Freibachtales zu beziehen. Der Vergleich kann aber auch in anderen Teilen der Karawanken versucht werden. Die heutige Geländemorphologie muß man sich wieder in das Schemabild hineindenken: Der Nordrand einer Mulde aus Schichten des Karn ist beispielsweise im Schwarzen Gupf als Höhenrücken erhalten geblieben; die nordwärts aufgeschobenen Serien des Eisenkappeler Aufbruches bei Zell Pfarre sind dagegen erodiert, ähnlich wie der östliche Teil der Settsische (Freiberg), hinter dem sich im Blockbild die steile Mulde des südlichen Kuhberges verbirgt.

tail nachgegangen. – Im hier angesprochenen Beispiel widerspricht der Verlauf der Kleinkreise (Positionen und Längungen der Maxima) einer Verstellung um den Pol des K-Kreises 3.

9. Deformationsgeschichte der Karawanken in ihrem alpidischen Rahmen

Im vorigen Abschnitt sind die Strukturprägungen in den Karawanken anhand des Geländebefundes und der tektonischen Diagramme in ihrer Reihenfolge nachvollzogen worden. Im nachfolgenden Kapitel soll nun versucht werden, diese Deformationen in ihrem regionalen Zusammenhang darzustellen. Ferner wird eine Alters-einstufung der Verformungen vorgeschlagen und zur Diskussion gestellt. Die dabei verwendeten Zahlenangaben stellen grobe Richtwerte dar und sollen nur der Orientierung dienen.

9.1. Präalpidische Daten?

Eine Hauptstruktur des untersuchten Gebietes ist das Periadriatische Lineament, das sich – mit Komplikationen im Bereich der Judicarien-Linie – aus der Umgebung von Turin im Westen über mehr als 600 km Länge nach Vitanje (Weitenstein) in Slowenien erstreckt, wo es von der Lavanttal-Donati-Linie abgeschnitten bzw. fortgesetzt wird.

Viele Autoren sprechen sich für eine alte Anlage dieser Störungszone aus. So vermuten beispielsweise DIETRICH & FRANZ (1976a) eine paläozoische, GANSSER (1968) eine voroberkarbone bis mittelkarbone und H. FLÜGEL (1975) eine voralpidische, wenn nicht gar voralpidische Entstehungszeit des Periadriatischen Lineaments. CASTELLARIN & VAI (1982) denken an ganz beträchtliche dextrale Seitenverschiebungen an der Insubrischen Linie während des Obverdevons und des Unterkarbons. Auch BÖGEL (1975) schließt in seinem reichhaltigen Referat über das Lineament auf eine frühe Anlage:

Vor allem im Perm bildete die Gegend des Periadriatischen Lineaments eine deutliche Faziesgrenze zwischen den Ostalpen und den Südalpen, in welchen östlich der Judicarien-Linie eine marine Sedimentation dem terrestrischen Milieu des Ostalpin gegenüberlag. Andererseits betonen RATHORE & HEINZ (1979), daß das Periadriatische Lineament schon im Karbon nicht mehr von erstrangiger Bedeutung war. Zwar ließen sich immer wieder starke kompressive Bewegungen und Verschiebungen bis in jüngste Zeit konstatieren, jedoch haben nach den genannten Autoren mindestens seit dem Karbon keine Rotationen der nördlich und südlich angrenzenden Krustenteile relativ zu einander mehr stattgefunden. Das Lineament war demnach zumindest seit dieser Zeit keine Plattengrenze mehr. Die allenthalben feststellbaren jüngeren Rotationen zwischen den Südalpen und dem „stabilen“ Europa einschließlich der Unterlagerung der Ostalpen haben an einer Grenze stattgefunden, die (wenigstens in Südtirol) nördlich der Periadriatischen Naht verlief. – Im Kapitel 10. wird auf die Bewegungen an dieser Großverwerfung näher eingegangen.

9.2. Perm und Trias

Bereits im mittleren Perm kündigen sich die alpidischen Ereignisse durch Bodenunruhen im Tethysraum

an (BUGGISCH & al., 1976; BUSER, 1974a; vgl. auch BOSELLINI, 1965). Nach BECHSTÄDT & al. (1978) findet das Aufbrechen des Schelfs von Paläoeuropa wahrscheinlich ab dem oberen Perm statt. Eine erste tektonische Gliederung des Ost- und Südalpenraumes folgt zwischen dem oberen Perm und der Trias, wobei die Eurasische Platte, das Ostalpin und das Südalpin nach DIETRICH (1976) jeweils durch einen Graben, bzw. eine sich nach Osten öffnende Grabengabel voneinander getrennt werden.

Nach BOSELLINI (1965) machen sich im Anis-Ladin nordsüdlich streichende Plattformen und Becken in den Südalpen faziell bemerkbar. Gleichzeitig zeigen sich wesentliche Unterschiede in den Sedimentationsverhältnissen des Raumes der Karnischen Alpen und seiner Nachbargebiete (PISA, 1972). BRANDNER (1972) schließt aus einem Vergleich anisischer Ablagerungen des Drauzuges und entsprechender Sedimente in den Olinger und Prager Dolomiten auf synsedimentäre Tektonik und diskutiert (spätere) dextrale Horizontalverschiebungen entlang des Periadriatischen Lineaments. Nach BECHSTÄDT & al. (1978) ist von den N–S-Strukturen BOSELLINIS (1965) nichts zu spüren (wohl aber von NE–SW- und NW–SE-Zonen), jedoch macht sich eine erhöhte tektonische Aktivität im mittleren Anis und um die Grenze Anis/Ladin durch e–w Grabenbildung und ein Aufbrechen der kontinentalen Kruste bemerkbar. – Ob im Karn größere Faziesgegensätze zwischen den Gebieten nördlich und südlich der Gailtal-Linie bestanden, ist umstritten (KRAUS, 1969; HOFMANN, 1972).

9.3. Jura

Von PITMAN & TALWANI (1972) wird der Beginn des Rifting zwischen Nordamerika und Afrika vor ca. 200 Millionen Jahren (Ma) angesetzt, die „aktive Phase“ hätte aber erst vor ca. 180 Ma begonnen (nach HARLAND & al., 1982: Unteres Bajocium). Seit dieser Zeit wird im Alpenraum ozeanische Kruste gebildet (FERRARA & INNOCENTI, 1974).

Mit der an der Wende Unter-/Mitteljura einsetzenden Öffnung des Zentralatlantik stellt sich eine sinistrale Bewegungstendenz großen Maßstabs ein: Afrika und Eurasien bewegen sich linkssinnig gegeneinander (BIJU-DUVAL & al., 1977). Gleichzeitig beginnt eine nach Südosten gerichtete Extension des Tethysraumes. Dabei finden sinistrale Horizontalverschiebungen am Nordrand der „Karnischen Plattform“ statt (DEWEY & al., 1973; vgl. BECHSTÄDT, 1978). Das aktive Spreading zwischen Nordamerika und Afrika führt im alpinen Raum mit der „Adneter Wende“ zur Bildung der Bündnerschiefer-Geosynklinale zwischen Europa und der „Austroalpinen Platte“ (FRISCH, 1976) und damit zur Entwicklung des Penninischen Ozeans, die (mindestens) bis in den Oberjura anhält (DIETRICH & FRANZ, 1976a). Nach DIETRICH (1976) und OBERHAUSER (1978) entwickelt sich der Penninische Ozean erst etwas später, ab 170 Ma vor unserer Zeit (oberes Bathonium nach HARLAND & al., 1982) und dehnt sich bis in die höhere Unterkreide (OBERHAUSER: Apt) auf eine Breite von mindestens 500 km aus (OBERHAUSER, 1978).

BIJU-DUVAL & al. (1977) setzen eine Tendenzwende der Bewegungen schon im Oberjura an: Da sei der Beginn der Tethysschließung (zwischen „Apulia“ und „Moesia“, etwa dem Untergrund des heutigen Pannonischen Beckens) und der Ursprung der Biscaya und des Nordafrikanischen Troges anzusetzen. Nach DEWEY &

al. (1973) rotiert Afrika (relativ) seit 148 Ma (HARLAND & al., 1982: Unteres Tithon) gegen den Uhrzeigersinn um einen Pol „bei“ Kopenhagen, wodurch an der Pyrenäen-Nordstörung Horizontalverschiebung auftritt, während weiter im Osten des betrachteten Tethysraumes Kompression zu wirken beginnt; diese Bewegungen sollen bis in die Oberkreide (bis vor 80 Ma) angehalten haben.

Zwischen 180 und 148 Ma: Sinistrale Verschiebungen zwischen dem Drauzug und dem Westende der Nördlichen Kalkalpen:

Besonders zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang die von BECHSTÄDT (1978) durchgeführte Faziesanalyse des Drauzuges. Er gelangt zu dem Ergebnis, daß der Drauzug zwischen Jura und Kreide um ca. 300 km an einer Linksseitenverschiebung aus seiner ursprünglichen Lage am westlichen Ende des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen in ein Gebiet gewandert ist, das seiner heutigen Position entspricht. Möglicherweise ist dieser Ortswechsel auf die Zeit der SE-Extension in der Tethys einzuschränken.

Nachzutragen ist, daß im oberen Perm und bis in den oberen Muschelkalk, aber auch während der oberen Trias und des Unterjura an rheinisch und herzynisch streichenden Strukturen des weiteren alpinen Vorlandes (Süddeutsche Scholle) Bewegungen stattgefunden haben. Über die Horizontalkomponente dieser vorwiegend vertikalen (Dehnungs-)Verstellungen ist wenig bekannt. Erwähnt wird eine voroberkretazische Aktivität nach Südosten (dextral ?) parallel zur Linie des Pfahls in Bayern (SCHRÖDER, 1976).

9.4. Kreide

Vor ca. 110 Ma: Entstehung der Achse „B“ ? (Stadium 1):

Europa schiebt sich an, die Lösung von Amerika zu vollziehen und (relativ) ostwärts zu driften, während Afrika gleichzeitig gegen den Uhrzeigersinn rotiert. Damit wird der Penninische Ozean wieder eingeengt. An seinem Südrand setzt in der oberen Unterkreide südgerichtete Subduktion unter die „austroalpine Platte“ ein (FRISCH, 1976; BECHSTÄDT, 1978: „Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte“, ebenso DIETRICH & FRANZ, 1976; DEWEY & al., 1973: „Karnische Plattform“). Die Kompression muß nach HAWKESWORTH & al. (1975) in der Unterkreide angefangen haben, da das (heutige) Tauernfenster schon vor dem Höhepunkt der 105 Ma-Metamorphose um e-w Achsen verformt wurde. Auch das Altkristallin der Ostalpen ist etwa im Neokom um eine E-W-Richtung deformiert worden. Ihr kann möglicherweise die Achse „B“ in den Strukturdiagrammen der Karawanken zugeordnet werden. – Die Subduktion dauerte bis in die Oberkreide an (FRISCH, 1976) und wirkte vor allem bis in das Turon (OBERHAUSER, 1978).

Diese Vorgänge machten sich auch in der vorcenomanen (bis intracenomanen?) Abkipfung der Schwäbischen Alb nach Süden und in der Bildung von Brüchen bemerkbar (SCHRAMM, 1967).

In der oberen Kreide, etwa zwischen 100 und 75 Ma vor unserer Zeit: Erste Rotation der Südalpen gegen den Uhrzeigersinn. Die Karawanken drehen sich mit (Stadium 2):

Die erste Subduktionsphase führte noch in der Oberkreide zu einer größeren (interkontinentalen) Kollision in den Alpen (ROEDER, 1976; BIJU-DUVAL & al., 1977: ab Campan). Die vorauslaufende Obduktion begann im

Cenoman (HAWKESWORTH & al., 1975; MILNES, 1978). Das Einsetzen der Obduktion wird durch Schüttungen von Chromit und detritischem Glaukophan in Cenoman-Gesteine angezeigt (OBERHAUSER, 1968, 1973).

Nach FRISCH (1976) kollidierten damals die Zentralgneise der Tauern (Mittelpenninikum, Venediger-Einheit) mit dem Ostalpin (s. Abb. 29). Die vorangegangene Subduktion hatte im Südpenninikum, im Bereich der heutigen Glockner-Einheit stattgefunden. Nach RATHORE & HEINZ (1979) führte die Kollision zur Reaktivierung der Puster- und Gailtal-Linie, wobei die Kompressionen an der Pusterer Linie schwächer, an der Gaillinie und der Judicarienzone stärker gewesen sein sollen.

Zwischen der Oberkreide und dem unteren Eozän bewegten sich Afrika und Eurasien gemäßigt dextral gegeneinander (BIJU-DUVAL & al., 1977; s. auch DEWEY & al., 1973).

Die genannte Rotation betraf Afrika, den (Nord-) Apennin und die Südalpen. Mit den letzteren erfaßte die Drehung offenbar auch einen ostalpinen Krustenstreifen nördlich des Periadriatischen Lineamentes (s. z. B. RATHORE & HEINZ, 1979), der im folgenden mit den Südalpen unter den Begriff „SE-Alpen“ zusammengefaßt wird. Die Rotation betrug im Apennin und in Afrika 30° und dauerte bis etwa in das Campan an. Die Vicentini-schen Alpen, bzw. SE-Alpen, machten die Drehung aber nur bis in das Turon und bis zu einem Winkel von 15° mit (VANDENBERG & WONDERS, 1976; VANDENBERG & ZIJDERVELD, 1982). Danach koppelten sie sich von Afrika und dem Apennin ab, wanderten aber noch bis ins Campan mit diesen zusammen nordwärts.

Diese Aussage entspricht den Interpretationen von ZIJDERVELD & VAN DER VOO (1973), VANDENBERG & WONDERS (1976 und 1980) und VANDENBERG & ZIJDERVELD (1982). Allerdings sind in den Karnischen Alpen und Friaul drei paläomagnetische Daten gemessen worden, die von den übrigen Werten der Südalpen abweichen und eher den Richtungen des stabilen Europa entsprechen (vgl. GUICHERIT, 1964).

Während jener Zeit hatten die Nördlichen Kalkalpen ihre Hauptdeformationsphase; im Zeitraum von ca. 90 bis 80 Ma vor unserer Zeit begann die Platznahme des Ostalpins auf dem Penninikum (HAWKESWORTH & al., 1975) und die „Deckenstapelung im Norden“ nach OBERHAUSER (1973). Das Ende dieser Deformation fällt etwa mit der Wende Kreide/Tertiär (vor ca. 65 Ma) zusammen; die Endphase der Platznahme der ostalpinen Decken wurde jedoch erst im Eozän (vor ca. 40 Ma; Abb. 29) erreicht.

Der Zuschub der südlichen „Tauern“ war im Campan abgeschlossen. Im Turon bis Untercampan fand die druckbetonte erste Kristallisationsphase im Südpenninikum statt (FRISCH, 1976; OBERHAUSER, 1978).

Aus der Zeit der Hauptdeformationsphase nach HAWKESWORTH & al. können vermittelnde Zwischenpositionen zwischen den Achsen „A“ und „B“ der Karawanken-Diagramme stammen. Insgesamt scheinen aber die neokomen Strukturbildungen (bzw. die der unteren und mittleren Kreide) mit ihren E-W-Achsen sich faltungstektonisch in den Karawanken stärker ausgewirkt zu haben. Vorcenomane, ausgreifende Verstellungen mit größerem Tiefgang deuten sich auch in der erwähnten Südkippung der Schwäbischen Albtafel an. Die Bewegungen des Oberturons, bzw. der vorgosauischen und nachfolgender Oberkreidephasen der Gebirgsbildung sind dagegen eher durch Deckenbewegungen im Norden und im Untersuchungsgebiet und seiner weiteren

Umgebung durch vertikal betonte Verstellungen und Bruchtektonik dokumentiert (THIEDIG & WEISSENBACH, 1975). Auch nach WINKLER-HERMADEN (1924) erfolgen Heraushebungen: Diabasgerölle im Senon der Julischen Alpen weisen auf Abtragung im Raum des Eisenkappeler Aufbruches hin. Das Senon transgrediert auf obere Trias, Gosau auf Trias in den Steiner Alpen. Der Aufbruch von Jesenice lieferte Geröllkomponenten aus mesozoischen Serien in das Senon.

9.5. Tertiär

Nach DEWEY & al. (1973) haben ab dem unteren Paläozän die kompressiven Bewegungen zwischen Afrika und Europa (mindestens) stark nachgelassen und dextrale, ostwestliche Horizontalverschiebungen überwiegen.

Schon im Paläozän (OBERHAUSER, 1978; ROEDER, 1976: Früh-Eozän) setzt aber erneut Subduktion ein – falls sie je ganz aufgehört hatte – und im unteren Eozän machen sich auch wieder stärkere N–S-Kompressionen bemerkbar (DEWEY & al., 1973); die zweite, nun „intracontinentale“ Kollision (BIJU-DUVAL & al., 1977) beginnt. Ihre Bewegung ist im Westen begrenzt, im Osten hauptsächlich N–S gerichtet.

Die Kollision, deren Bahn abermals nach Süden eintaucht, verläuft diesmal nördlich der Tauern-Zentralgneise, also zwischen der Venediger-Einheit und der Kruste des „alpinen Vorlandes“ (Abb. 29). Dabei beginnt nach DEWEY & al. (1973) im Untereozän die Platznahme der ostalpinen Decken auf den (zentralen) „Tauern“, die vor dem Ende des Eozäns bereits abgeschlossen ist (HAWKESWORTH & al., 1975): Die Metamorphose des Alttertiärs mit ihrem Höhepunkt an der Wende Eozän/Oligozän greift quer über den Deckenbau der Tauern hinweg (FRISCH, 1976); dies ist die „zweite Kristallisationsphase“ OBERHAUSERS (1978). Danach findet Hebung und Abkühlung statt, während die unterschiedlichen Bewegungen weitergehen bis ins Miozän, möglicherweise sogar bis in heutige Zeit (vgl. GREINER & LOHR, 1980; KOHLBECK & al., 1980a; s. auch ROGERS & CLUFF, 1979).

Nach OBERHAUSER geht die eozäne zweite Kristallisationsphase über in eine dritte, die eigentliche „Tauernkristallisation“ im Oligozän. FRISCH (1976 und 1977) trennt die verschiedenen Phasen der tertiären Metamorphose nicht so stark voneinander: Beide sind für ihn Ausdruck der zweiten, intracontinentalen Kollision und der mit ihr verbundenen Druck-/Temperatur-Bedingungen (etwa Barrow-Typ, eher Temperatur-betont).

Vor ca. 40 bis 30 Ma: Zweite Rotation der Südalpen und der Karawanken gegen den Uhrzeigersinn (Stadium 3):

Im oberen Eozän und dem Oligozän erfährt der Nordapennin, nun unabhängig von Afrika, eine weitere Drehung von ca. 25° gegen die Uhr. Ähnlich wie bei der ersten Rotation in dieser Region (zwischen Cenoman und Oberturon bzw. Campan; s. Absatz 9.4.) vollziehen die SE-Alpen die Drehung nur bis zu einem Winkelbetrag von etwa 15° mit (VANDENBERG & WONDERS, 1976). Die vorcenomanen E–W-Richtungen (Achse „B“ in den Diagrammen) streichen in den Karawanken nun NE–SW.

In das Alttertiär, und vor allem in die Zeit nach dem Mitteleozän, fallen auch bedeutende Bruchbildungen. Beispielsweise bricht das untere Lavanttal an der Randstörung der Koralpe ein (KIESLINGER, 1928). Ebenfalls in

der Umrahmung des untersuchten Gebietes, in der Saualpe, beschreiben THIEDIG & WEISSENBACH (1975) nach-mitteleozäne Bruchtektonik.

Auf der Schwäbischen Alb finden wir Spaltenfüllungen obereozänen Alters (SCHRAMM, 1967). Möglicherweise müssen auch die Hebungen der Rheinischen Masse und der im Obereozän dort beginnende „basaltische“ Vulkanismus im Zusammenhang mit den Bewegungen der eurasischen und afrikanischen Platten und ihres Substrates gesehen werden, die im Alttertiär zur zweiten alpinen Kollision führten.

Ebenso steht der jetzt massiert auftretende Magmatismus im südöstlichen Alpenraum in Verbindung mit tektonischen Vorgängen:

Etwa Eozän–Oligozän: Adamello, Rieserferner, Euganeen. – Höheres Oligozän bis Untermiozän: Novate, Bergell etwas früher, Mte. Alto, Bachern, Rensenspitze, slowenische Andesite. – Mittelmiozän: Steiermark (BÖGEL, 1975; DIETRICH & FRANZ, 1976; EXNER, 1976; MILNES, 1978; OBERHAUSER, 1978; vgl. Abb. 28).

Zum Vergleich der junge Vulkanismus in Deutschland:

Norddeutschland: Hoheifel (Obereozän – Unteres Miozän), Siebengebirge (Oberoligozän – Untermiozän – ?Pliozän), Westerwald (oberes Oligozän – unteres Miozän), Vogelsberg (Untermiozän – Unterpliozän), Hessische Senke und Habichtswald (Mittelmiozän – unteres Pliozän).

Süddeutschland: Uracher Vulkangebiet (Miozän), Kaiserstuhl (Miozän), Hegau (Miozän – ?Pliozän). – Der Katzenbuckel im Odenwald ist mit 66 Ma (oberste Kreide) älter.

Vor ca. 30 bis 20 Ma: Finale Kollision, Anlage der Achse „A“ (Stadium 4):

Die vom Nordapennin und den Südalpen zwischen dem Mitteleozän und dem Oligozän durchgeführte Rotation wird vor allem im Osten von n–s kompressionalen Einspannungen überlagert und behindert, die mit der intracontinentalen zweiten Kollision zusammenhängen (vgl. DEWEY & al., 1973; RATHORE & HEINZ, 1979; RATHORE & BECKE, 1980; VANDENBERG & WONDERS, 1976). Im Westen des Drauzuges und der Karnischen Alpen herrschen südwärts Bewegungen vor, während von da an nach Osten die Tendenz zur Nordvergenz zunimmt (HERITSCH, 1936; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; ROLSER & TESSENHORN, 1974). So schreibt HERITSCH über den Südrand der Karnischen Alpen:

„Vom Westende bis zum Valle Visdende hat man an einer Störungsbahn Bewegungen gegen S. Von da an bis Paularo herrscht der normale transgressive Verband. Von Paularo über die untere Pontebbana und das Canaltal bis Tarvis hat man das scharfe Drängen gegen N ...“

Die Achse „A“ der Strukturdiagramme wurde vor den in Absatz 8.3. angesprochenen und im folgenden näher erläuterten Schrägabschiebungen angelegt und bei diesen mit verstellt. Sie entstand aber nach der alttertiären zweiten Rotation der SE-Alpen, wenn beide Achsen, „A“ und „B“ unter n–s Einengung entstanden sind: Der durchschnittliche Winkel von ca. 30° zwischen diesen beiden Richtungen entspräche dann der linksdrehenden Gesamtrotation der Achse „B“ mit den östlichen Südalpen einschließlich der Karawanken. Die Achse „A“ erscheint damit als Auswirkung der finalen Kollision um die Wende Alt-/Jungtertiär.

Während der finalen Kollision setzen sich die Hebung und Abkühlung der Tauern und die alpenauswärts gerichteten Deckenbewegungen der Ostalpen fort. Das

Nordgleiten der Decken dauert (mindestens) bis in das untere Miozän an (HAWKESWORTH & al., 1975; vgl. z. B. GREINER & LOHR, 1980). Aber auch in den Julischen Alpen haben bedeutende Überschiebungen stattgefunden.

Die Hebungen waren mit Dehnungen verbunden, die den oben erwähnten Magmen den Aufstieg erleichterten.

Die Spalten und ihre oligozänen Füllungen auf der Schwäbischen Alb sind aber wohl eher mit dem Hinabdrücken dieses Krustenteiles in das Molassebecken zu verbinden, welches sich seit dem Oligozän stark absenkt:

„Das eigentliche Abbiegen der Alb unter die Donau ist nach ANDRES (1951) und SCHNITZER (1956) nachsarmatisch, posttrisch.“ (SCHRAMM, 1967).

Im mittleren Miozän erfolgt dann auch die Bildung der Bebenhäuser Störungszone am Nordrand der heutigen Alb („Schwäbisches Lineament“; ENE–WSW streichende h01-Fugen auch bei den Klüften: HINKELBEIN et al., in Vorbereitung).

Vor ca. 20 bis 10 Ma: Sinistrale Schrägabschiebungen in den Karawanken (Stadium 5 a und b):

Die Bedeutung der n–s bis ne–sw, z. T. im Untergrund verlaufenden Störungszonen für die Karawanken ist schon mehrfach angesprochen worden: Wir beobachteten Flexuren und Umbiegungen der Strukturrichtungen, verbunden mit ostwärtigen (relativen) Hebungen, bzw. sinistralen Schrägabschiebungen (BAUER, 1970 und 1973; EXNER, 1972; WALTZ, 1972; ROLSER & TESSENHORN, 1974; SIEWERT, 1978 und 1980a), die besonders in den Nordkarawanken von nachfolgenden, nördlich gerichteten („Decken“-)Gleitungen überlagert werden. Die synoptischen Diagramme der Karawanken zeigen west- bis südwestwärtige Kippungen zusammen mit linksdrehenden Schollenrotationen um 20° (SK) bzw. 25° (NK).

Dieselben Tendenzen kann man übrigens auch am Oberrheingraben und an anderen Strukturen der Süddeutschen Scholle beobachten (z. B. AHORNER, 1975; ILLIES, 1975 und 1977; ILLIES & GREINER, 1979; G. SCHNEIDER, 1971, 1979 und 1980; SCHÖNENBERG, 1973; vgl. auch PAVONI, 1961 und PAVONI & MAYER-ROSA, 1978). Dort, wie in den Ostalpen, scheint sich das Dilemma zu ergeben, daß Abschiebungen entlang „rheinisch“ streichenden (sinistralen Scher-) Störungen schlecht zu einer n–s bis nw–se Haupteinengungsrichtung passen wollen.

Die geschilderten Verhältnisse werden in Abb. 27 und 28 dargestellt und eine Lösung angeboten, die sich aus der geologischen Karte, den Geländebeobachtungen und den Strukturdiagrammen der Karawanken ergibt.

Die „Ecken“ der „Karnischen Plattform“, bzw. ihres östlichen Teiles, werden bei einer Rotation dieser Krustenplatte gegen den Uhrzeigersinn abgeschert. In dieses Modell könnte die „exzentrische Rotationsachse“, welche das Produkt aus Linksdrehung und n–s Kompression symbolisiert, für den Bereich der SE-Alpen in der Gegend zwischen Bassano und Vittorio (Venetien) eingesetzt werden. E–W bis NW–SE verlaufende Verwerfungen (Schar 1 der konjugierten scherenden Flächenpaare) entwickeln dabei dextralen Verschiebungssinn und (in ihren östlichen Abschnitten) kompressive Tendenz, während N–S bis NE–SW streichende Stö-

rungen (Schar 2 der Scherflächen) neben einer sinistralen Verschiebungstendenz im Osten eine Neigung zu Dehnung und Abschiebung zeigen.

Betrachtet man den gesamten Bogen der Westalpen als analoge Struktur mit Linksdrehung und Einengung quer zum Generalstreichen, so könnte für die Mechanik des Oberrheingrabens eine ähnliche Erklärung gelten.

Aus der Richtungsänderung der großen dextralen Seitenverschiebung von der Möll–Drau-Linie zur Lavanttal-Störung im Osten (Zunahme des Streichwinkels) kann mit Vorsicht auf ein südliches Abbiegen des Ostendes der Karnischen Scholle (bzw. des PL?) geschlossen werden (vgl. z. B. DEWEY et al., 1973).

Vor ca. 10 bis 3 Ma (bis rezent?): Junge Kippungen und jüngster Nordschub in den Karawanken (Stadium 6 und 7):

Nach DEWEY et al. (1973) ist die Bewegung zwischen Afrika und Europa seit dem unteren Miozän (ca. 17 Ma) wieder konvergent, seit dem Obermiozän (9 Ma) ausgesprochen N–S-kompressiv; die Kollision ist abgeschlossen, die Karnische Plattform wird an Europa angeschweißt.

Auch in den Karawanken setzt wieder Einengung ein, die sich am deutlichsten im Nordschub der St. Pauler Berge manifestiert (KIESLINGER, 1927 und 1928). Im Fortgang miozäner Bruchtektonik senkt sich um die Wende Torton/Sarmat das Klagenfurter Becken ein (BAUER, 1973). Der Nord- (bis Nordwest-) Schub der Karawanken findet im oberen Miozän seinen Höhepunkt (KIESLINGER, 1927 und 1928): Spät- und nachmiozän überfahren die Karawanken ihr tertiäres Vorland.

Bei diesen Vorgängen scheint die Einengung im Osten wiederum stärker gewesen zu sein. In den Strukturdiagrammen der Karawanken zeigt sich zuerst eine Versteilung der Gefüge durch eine Kippung nach Süden bis Südosten um ene–wsw bis ne–sw Achsen (3). Schließlich folgen geringere Verstellungen um e–w Richtungen (Achse 6 der Kippungen).

Zwischen dem Miozän und heute beginnen in den Alpen generell vertikale (Hebungs-) Bewegungen vorzuherrschen (MILNES, 1978; GUBLER, 1980; HAST, 1980; HÖGGERL, 1980). Die plattentektonisch angelegten, alpidischen Horizontaleinspannungen dauern jedoch auch nachmiozän fort. Nachpannonische Ereignisse manifestieren sich im nordwärts gerichteten Überfahren des Barentalkonglomerats durch die Karawanken (KAHLER, 1953; BAUER, 1973). KIESLINGER (1928) spricht von einem „fortwährenden Norddrängen der Karawanken“. Ebenso erwähnen KAHLER (1953 und 1955), GREINER & LOHR (1980) und KOHLBECK & al. (1980a und b) rezent fortdauernde Einspannungen um NNW–SSE, bzw. jüngste tektonische Verstellungen.

In den Strukturdiagrammen der Karawanken lassen sich die jungen Bewegungen an geringeren Rotationen um die oben genannten E–W-Achsen ablesen, die vor allem in den Einzeldarstellungen zu bemerken sind.

Auch südlich der Karawanken dauern Bewegungen bis in jüngste Zeit an:

Die kretazisch angelegten Savefalten entwickeln sich im Miozän fort (KUŠČER, 1967); pleistozäne Verstellungen sind im Savebecken nachgewiesen (ŽLEBNIK, 1971); Horizontalversatz rißzeitlicher Höhlensedimente in der Adelberger Grotte wird von GOSPODARIČ (1970) erwähnt. Schließlich belegen historische Erdbeben am Südrand der Alpen (Friaul, 1976!) deutlich rezente hori-

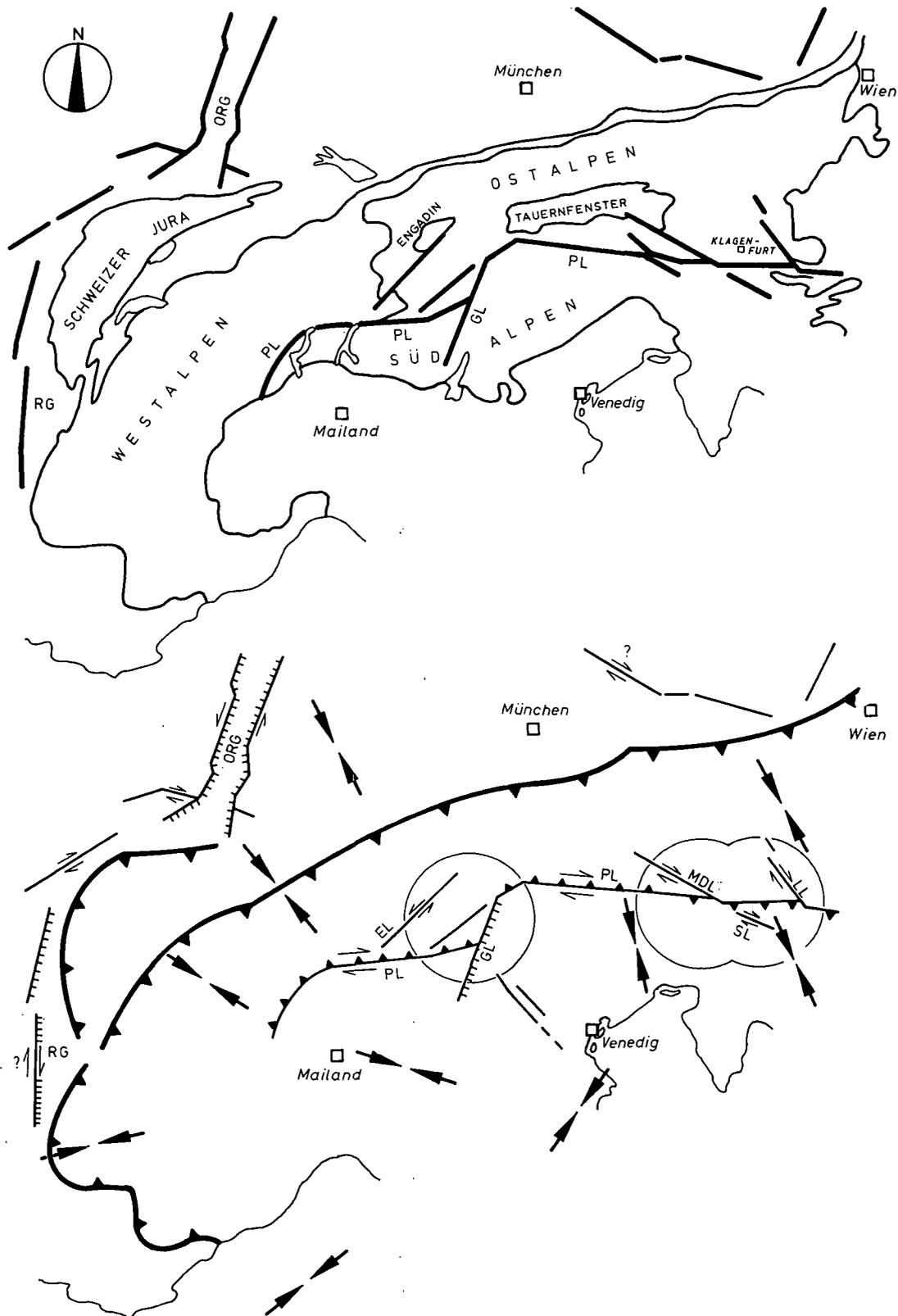


Abb. 27: Schemaskizze der Alpen und ihrer Randgebiete mit den wichtigsten tektonischen Grenzen und Verwerfungen. Im unteren Teil der Abbildung sind die Versetzungsrichtungen der Hauptstörungen angedeutet und die rezenten horizontalen Hauptspannungsrichtungen schematisch eingetragen. (nach GREINER & LOHR; KOHLBECK et al.; MARTINETTI & RIBACCHI; PAVONI; SCHNEIDER; in: SCHEIDEGGER [Hrsg.], 1980). Auf die mit Kreisen umrandeten Gebiete konzentriert sich das Interesse in der Abb. 28. In den Ostalpen und ihrem Vorland besitzen nordwest-südöstliche bis ostwestliche Störungen eine dextrale Versetzungstendenz; außerdem herrscht Einengung unter einem relativ hohen Winkel zu ihren Streichrichtungen. Die nordost-südwestlichen bis nord-südlichen Verwerfungen zeigen dagegen eine sinistrale Tendenz. Vor allem an den Umbiegungen, den „Ecken“ der Krustenschollen finden an den letztgenannten sinistralen Störungen auch Dehnungen und Abschiebungen statt, so beispielsweise im Gebiet von Klagenfurt (vgl. Abb. 28). Eine ähnliche Erklärung bietet sich für junge Bewegungen am Oberrheingraben und (am Nordrand) des Schweizer Jura an.

EL = Engadiner Linie, GB = Gitschbruch, GL = Judicarien-Linie, KSt = Karawankenstörung, LL = Lavanttal-Linie, MDL = Möll-Drau-Linie, PL = Periadriatisches Lineament, SB = Schwarzwipfelbruch, SL = Save-Linie, VG = Vicenza-Graben.

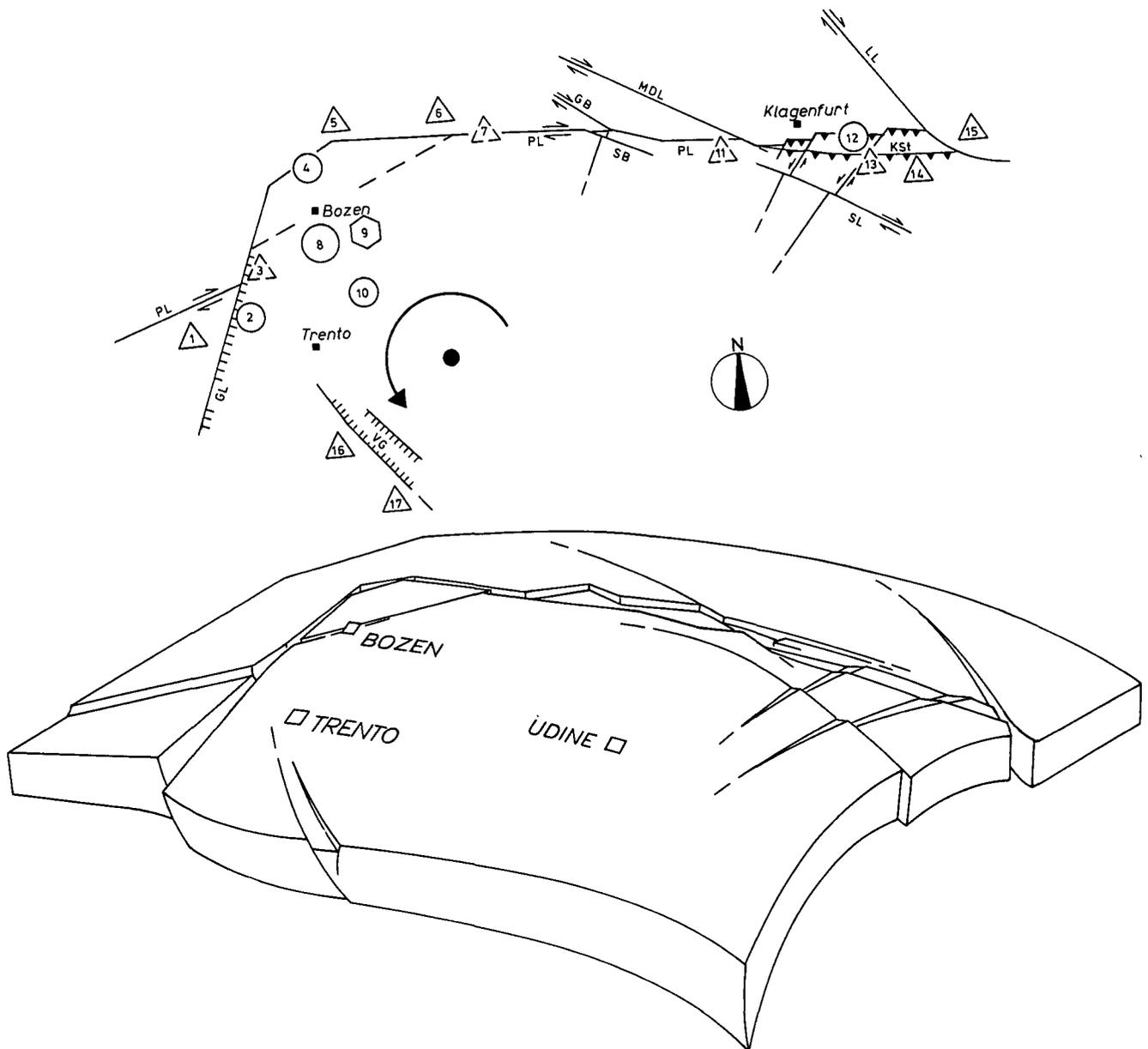


Abb. 28: Verwerfungssysteme und Magmatismus am östlichen Periadriatischen Lineament zwischen Adamello und Bachern. – Die NE–SW verlaufenden Linien südlich des Klagenfurter Beckens sind weitgehend Flexuren über Schrägabschiebungen des Untergrundes. Nähere Erläuterungen finden sich im Text (Absatz 9.5.; vgl. auch Absätze 4.4. und 4.4.1.). Die verwendeten Abkürzungen sind dieselben wie in Abb. 27.

a) Kreise = Permische Magmatite, Sechsecke = Triasstöcke, Dreiecke = Tertiäre Plutonite und Vulkanite, durchbrochene Dreiecke = Tektonische Lamellen und Späne fraglichen (tertiären?) Alters.

1 = Adamello; 2 = Mte. Sabion; 3 = Judicarien-Tonalite; 4 = Kreuzberg, Iffinger und Brixener Granit; 5 = Rensen-Granit; 6 = Rieserferner Tonalit; 7 = Gail- und Pustertaler Tonalite; 8 = Bozener Quarzporphyr; 9 = Predazzo und Monzoni; 10 = Cima d'Asta; 11 = Tonalit von Finkenstein; 12 = Eisenkappeler Granit; 13 = Tonalit von Eisenkappel; 14 = Smrekovec-Andesite; 15 = Bachern-Tonalit; 16 = Vulkanite der Lessinischen Alpen; 17 = Colli Euganei (vgl. BÖGEL & SCHMIDT, 1976).

Der kreisförmig gebogene Pfeil soll die Vorstellung einer exzentrischen Rotation der SE-Alpen andeuten, deren Ursache in der Überlagerung von etwa n-s Kompression durch eine Drehung der Krustenscholle gegen den Uhrzeigersinn gesehen wird. Die Drehung wird vor allem im Osten des betrachteten Gebietes durch dessen Umgebung behindert und führt dort zu nordwärts gerichteten Auf- und Überschiebungen (z. B. Karawanken-Überschiebung), während weiter im Westen eher Bewegungen nach Süden vorherrschen.

b) Schematisches (Perspektiv-)Blockbild zu Abb. 28 a, ohne Maßstab und ohne geologische Gliederung der Kruste. Skizziert ist das Verwerfungsbild nach der alttertiären Kollision zwischen dem stabilen Europa und den „afrikanischen“ Krustenplatten. Auch die sinistralen Schrägabschiebungen in den Karawanken haben schon stattgefunden (Flexuren südlich des Klagenfurter Beckens und des Saßnitz-Horstes), ebenso wie nordwärts gerichtete Aufschiebungen (dargestellt an der Karawanken-Hauptstörung).

Die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten sind schematisch als grabenähnliche Struktur eingetragen. Die Verhältnisse an der Pustertal-Linie sind in Anlehnung an RATHORE & HEINZ (1979: Kompression und dextraler Versatz) dargestellt. Die Judicarien-Linie wird als Abschiebung aufgefaßt, die nachträglich versteilt und überpreßt wurde und am Ende als Aufschiebung nach Osten fungierte. Ein Teil dieser Bewegungen besaß eine (leicht) dextrale Komponente.

Die Südostalpen („Vizentinische Platte“) sind eine nach Süden und Südosten abgekippte (Pult-)Scholle, deren südöstliche Verlängerung unter die Subduktionsfront der Dinariden abtaucht. Die dextrale Verschiebungskomponente an ihrem Nord- und Westrand wurde im Osten hauptsächlich durch die Störungssysteme des Lavanttales und der Möll-Drau-Save-Zone weitergeleitet.

zontale Verschiebungen (ROGERS & CLUFF, 1979; vgl. VAN BEMMELEN, 1977).

N–S streichenden (sinistralen?) Bebenzonen als Zeugen maximaler Krustenverkürzung an der Grenze zwischen alpinen und dinarischen Strukturen in Friaul wird von CARULLI & al. (1982) große Bedeutung beigegeben.

In den Ostalpen schließen GUTDEUTSCH & ARIC (1976) auf Grund von seismischen Beobachtungen auf rezente aktive Einengung und „...nordwärts gerichtete Bewegung der nördlichen Kalkalpen“. Weitere Literatur und Information zu Erdbeben im alpinen und mitteleuropäischen Raum findet sich bei AHORNER, 1975; AHORNER & al., 1972; SCHNEIDER, G., 1968, 1971, 1979 und 1980.

Erstaunlich ist in diesem Zusammenhang die seismische Ruhe an einer so bedeutenden Störungszone wie der Gailtal-Linie und der Karawanken-Hauptverwerfung (Das Villacher Beben von 1348: eine Ausnahme?). Nach HAWKESWORTH & al. (1975) erfolgte etwa während des Albiums eine Ablösung des ostalpinen Altkristallins von seiner Basis. Das (östliche) Periadriatische Lineament (PL) könnte dabei von seiner Wurzel abgesichert und mit seinem hangenden Teil nach Norden verfrachtet worden sein. Seiner Tiefenwurzel beraubt, hat das PL danach noch für (listrische) Auf- und Abschiebungen (zusammen mit der Ablösungsfläche innerhalb des Altkristallins?) dienen können, nicht aber mehr zu durchgreifenden Seitenverschiebungen.

9.6. Fassen wir kurz zusammen:

Erste tektonische Unruhen im Gebiet der alpinen Tethys beobachten wir im mittleren Perm. Der südalpine Teil dieses Raumes sinkt ein und erfährt eine marine Entwicklung. Im nördlich anschließenden Areal der Ostalpen setzt die marine Sedimentation dagegen erst ab (dem Ende) der unteren Trias ein. Die Küste des jurapaläozoischen Meeres verlief vermutlich in einem Geländestreifen, den das östliche Periadriatische Lineament nachzeichnet (KAHLER, 1947; BÖGEL, 1975).

Ab der mittleren Trias bildete sich ein mehr oder minder einheitlicher ost- und südalpiner Ablagerungsraum heraus. Der Boden der Tethys war jedoch keineswegs ungegliedert, sondern wurde vor allem in der mittleren Trias von langgestreckten Trögen und Schwellen (bzw. Gräben und Horsten) durchzogen. An diesen Strukturen begann die kontinentale Kruste in der Folge aufzubrechen.

Etwa seit der Wende Unter-/Mitteljura wird im alpinen Raum ozeanische Kruste gebildet: Der Penninische Ozean öffnet sich und dehnt sich zwischen dem stabilen Europa und der Kruste des Ost- und Südalpins bis in den Oberjura (DEWEY & al., 1973) und die Unterkreide (OBERHAUSER, 1978) bis auf eine Breite von mindestens 500 km aus. Diese Vorgänge sind die Folge der Öffnung des Zentralatlantik zwischen Nordamerika und Afrika, die auch zu sinistralen Bewegungen im Bereich der Tethys führten. Die von BECHSTÄDT (1978) erwähnte Linksseitenverschiebung zwischen dem Drauzug und dem Westende der (damaligen) Nördlichen Kalkalpen um ca. 300 km könnte in dieser Zeit stattgefunden haben (vgl. Absatz 9.3.)

Im Oberjura beginnt eine Rotation Afrikas gegen den Uhrzeigersinn, die (mit Änderungen) bis in das untere Alttertiär anhält. Die daraus resultierende Konvergenz zwischen Afrika und Europa führt in der Folge zur Einengung des Penninischen Ozeans und zu südgerich-

teter Subduktion der ozeanischen penninischen Kruste unter das Areal des Ost- und Südalpins. In der unteren und der mittleren Kreide werden in den „Tauern“ und im Altkristallin E–W-Achsen angelegt, im Süden beginnt die Deckenstapelung. In den Karawanken wird die Achse „B“ der Strukturdiagramme geprägt: Stadium 1 der Rückwicklung. Zwischen der mittleren und der Oberkreide treten zu der kompressiven Beanspruchung dextrale Bewegungen zwischen Afrika und Europa.

Ca. vom oberen Alb bis ins Turon rotieren die SE–Alpen um 15° gegen den Uhrzeigersinn: Stadium 2 der Rückwicklung.

Danach entkoppeln sie sich vom Nordapennin, der bis ins Campan um zusätzliche 15° weiterrotiert. Zusammen driften aber die SE-Alpen und der Nordapennin mit Afrika währenddessen noch um ca. 10 Breitengrade nach Norden (VANDENBERG & WONDERS, 1976). Ab dem Campan schließlich findet die erste alpine Kollision statt. Sie erfolgt im Südpenninischen Bereich der heutigen Glocknerereinheit der Tauern zwischen dem Ost- (und Süd-) Alpin auf der einen Seite und dem Kristallin der Venedigereinheit, das ursprünglich einen südlichen Bereich der europäischen Platte darstellte (FRISCH, 1976; Abb. 29), auf der anderen Seite. Nachfolgend wird die Subduktion jedoch reaktiviert. Sie führt ab dem höheren Eozän in die zweite alpine Kollision, welche in den Ostalpen diesmal am Rand des nordpenninischen Ozeans, also nördlich der (Venediger-) Zentralgneise der Tauern stattfindet (BIJU-DUVAL & al., 1977: Intrakontinentale Kollision). Dabei – im höheren Eozän bis Oligozän – führen die SE-Alpen eine zweite Drehung um 15° (Nordapennin: 25°) gegen den Uhrzeigersinn aus: Stadium 3 der Rückwicklung.

Schließlich wird während der finalen Kollision um das Ende des Oligozäns die e–w Achse „A“ in den Karawanken angelegt: Stadium 4. Die Achse „B“ streicht jetzt in ne–sw Richtung.

In der Folge dieser Bewegungen, d. h. der oben genannten Rotationen und der zusätzlichen kollisionalen NNE–SSW-Einengung finden sinistrale, im allgemeinen westgerichtete Schrägabschiebungen an N–S bis NE–SW verlaufenden Störungen in den Karawanken statt. In den Strukturdiagrammen äußern sie sich als Kippungen um n–s bis nw–se Achsen, die vor allem im alpidischen Stockwerk mit Rotationen größerer Areale um 20–25° gegen den Uhrzeigersinn verbunden sind: Stadium 5 der Rückwicklung.

Im Verlauf der Kollision erfolgt Hebung und die begleitende Abkühlung der metamorph beeinflussten Gebiete (Tauernkristallisation), sowie das durch die Hebung bedingte Nordgleiten der ostalpinen Decken in die Molasse-Vortiefe (bis ins Miozän). Im Zusammenhang mit der metamorphen Aufheizung und Hebung erscheinen Dehnungstendenzen und der auffällige eozäne bis miozäne Magmatismus in den Ostalpen, ihrem Vorland und auf Teilen der europäischen Kontinentalplatte.

Stadium 6 und 7: Neuerliche konvergente Vorgänge zwischen Afrika und Europa führen im Miozän auch in den Karawanken abermals zu horizontalen Bewegungen und Einengung. Fand der nordwärtige Transport der St. Pauler Berge noch im tiefsten Miozän statt, so erreicht der Nordschub der Karawanken seinen Höhepunkt im obersten Miozän (KIESLINGER, 1927). Die dabei erfolgte Versteilung der Strukturen bei Verstellungen um ene–wsw bis ne–sw (Kipp–) Achsen kann als

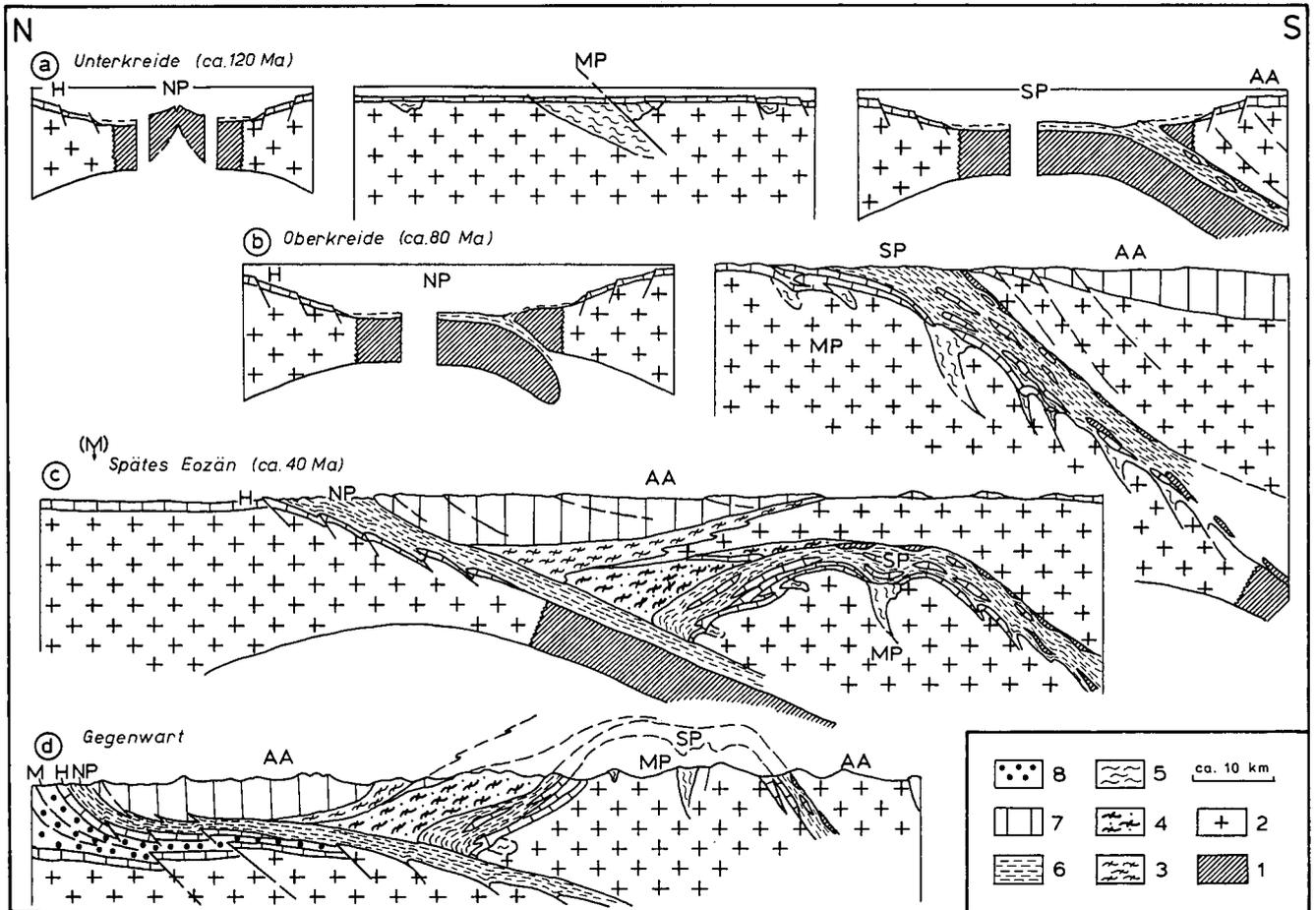


Abb. 29: Profile zur Entwicklung der Ostalpen während der alpidischen Gebirgsbildung nach FRISCH (1978). Profil d ist ein Schnitt zwischen dem Tegernsee und Bruneck (Brunico).

M = Molasse; (M) im Profil c gibt den Ort an, wo sich nachfolgend die Molasse-Vortiefe bildet; H = Helvetische Zone; NP, MP und SP = Nord-, Mittel- und Südpenninische Zonen; AA = Ostalpine Zone.

1 = ozeanische Kruste; 2 = kontinentale Kruste einschließlich nicht gesondert bezeichneten Variszikums; 3 = Grauwackenzone (Paläozoikum, Oberostalpin; Profile c und d); 4 = unterostalpinen Paläozoikum (Profile c und d); 5 = Paläozoikum des Mittelpenninikums; 6 = ozeanische Sedimente (Meso- bis Känozoikum); 7 = meso- bis känozoische Sedimentbedeckung der kontinentalen Kruste; 8 = Molasse (Tertiär).

Hinweis darauf angesehen werden, daß der Schub eine südöstliche Komponente besaß. Junge, bis nachpannonische Bewegungen der Karawanken lassen sich schließlich an geringeren Deformationen um E-W-streichende Achsen ablesen.

10. Zur Frage der alpidischen Bewegungen am Periadriatischen Lineament und der Hauptstörung der Karawanken

Unter den frühen Arbeiten über die Geologie von Gebieten, die dem östlichen Verlauf des Periadriatischen Lineamentes benachbart liegen, sind vor allem die Schriften GEYERS (1897, 1898, 1901a und b, 1903) und TELLERS (1887, 1895 und 1896) zu nennen. Die Geländeaufnahme zur geologischen Karte der Ostkarawanken und der Steiner Alpen von F. TELLER (1896) war in den Jahren 1884 bis 1891 erfolgt. TERMIER (1903) baute auf diese Bearbeitungen auf: Fazielle Ähnlichkeiten der Serien des Drauzuges mit denen der Ostalpen lieferten ihm Argumente für seine Deutung der Draukette als Wurzelzone ostalpiner Decken. Für KOBER (1923) war der Drauzug ebenfalls ein zurückgebliebener Rest des Ostalpins, dessen eigentliche Wurzel jedoch weiter südlich unter den „Dinariden“ zu suchen sei.

Die Bezeichnung „Alpin-Dinarische Naht“, zurückgehend auf SUESS (1901), taucht noch bei TOLLMANN (1963) auf. Demgegenüber betonen aber bereits CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1931) ihre Ansicht, daß diese Bezeichnung nicht zutreffend sei. CORNELIUS (1949) wendet sich gegen den Ausdruck „Dinariden“ für die (alpin streichenden) Südalpen: Die „Alpindinarische Grenze“ könne nur dort zu suchen sein, „wo das dinarische SO-NW-Streichen an dem ost-westlichen der Südalpen abschneidet – im Bereich der Knickungsüberschiebungen der Julischen Alpen (WINKLER 1928)“. Weiter führen CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1931) aus, daß die Insubrische Linie weder der „Randbruch eines Grabens oder eines adriatischen Senkungsfeldes“, noch eine alpine Deckenbahn sei. Auch die Vorstellung einer Narbenzone (oder Wurzel), aus der alpine Decken emporgepreßt worden sein könnten, wird von ihnen abgelehnt: Höchstens könne eine Verschluckung in die Tiefe stattgefunden haben.

Zum Problem der Horizontalverschiebungen an der Periadriatischen Naht bemerken sie, daß horizontale Harnischstriemen gegenüber vertikal bestimmten Streifen untergeordnet auftraten und Blattverschiebungen von (mehr als) einem Kilometer wohl kaum stattgefunden hätten. Demgegenüber seien auf der Westseite des

Comer Sees südgerichtete Aufschiebungen mit einer Vertikalkomponente von 2–3 km beobachtbar. Nach CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1931) gelten die an der Insubrischen Linie getroffenen Feststellungen auch „binahe Wort für Wort“ für deren östliche Fortsetzung bzw. die Pusterer Linie. Allerdings sei im Osten eine Umkehrung der Bewegungsrichtung erfolgt: Überschiebung der Karawanken nach Norden.

Vertikale Verstellungen von (mindestens) 15 km nennen auch TRÜMPY & al. (1969) und LAUBSCHER (1973), wobei letzterer trotz dieser beachtlichen Vertikalbeträge mit e–w Bewegungen rechnet, die diese an Bedeutung weit übertreffen sollen: Die „Insubrische Platte“ soll sich zwischen dem unteren Miozän und dem Pont am Periadriatischen Lineament um ca. 300 km westwärts verschoben haben.

Horizontale (dextrale) Großverschiebungen am PL und in seiner Nachbarschaft wurde besonders von holländischen Autoren immer wieder angesprochen (VAN HILTEN, 1960; DE BOER, 1963 und 1965; DE JONG, 1967; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; VAN BEMMELEN, 1966 *usf.*). Auf Grund paläomagnetischer Rekonstruktionen kamen sie auf dextrale Verschiebungsbeträge von über 4000 km zwischen Norditalien und dem stabilen Europa seit dem unteren Perm. DE JONG (1967) wies aber auf Unsicherheiten bei der Beurteilung der gemessenen Inklinationen hin: Spätere, sekundäre Magnetisierungen hatten die Inklinationen verfälscht (ZIJDERVELD & VAN DER VOO, 1973). Das Konzept des „Tethys twist“ von VAN HILTEN (1964) wurde revidiert (vgl. aber SMITH & al., 1981). Es blieben die Unterschiede in der Deklination, aus denen auf eine gegenurzeigerliche Rotation der Südalpen um etwa 50° gegenüber dem stabilen Europa/Eurasien geschlossen wurde. Darüber hinaus wiesen die paläomagnetischen Daten darauf hin, daß die Kruste der Südalpen einmal mit Afrika in Zusammenhang gestanden hatte (ZIJDERVELD & VAN DER VOO, 1973; ZIJDERVELD & al., 1970).

Das Konzept des „Tethys twist“ war auch von VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) und VAN BEMMELEN (1966) aufgegriffen worden. Nach ihnen hatte die „Tethys-Torsion“ in der alpinen „Geosynklinalphase“, während des Perms und der Trias stattgefunden. Während einer endmesozoischen „Flysphase“ seien ostalpine Decken in die „Tauern-Vortiefe“ geglitten. In einer nachfolgenden paläogenen „Intermediären Dehnungsphase“ hätten NW–SE streichende Horizontalverschiebungen die älteren E–W-Verwerfungen abgeschnitten und bis zu einigen 10 km versetzt. Als Beispiele solcher NW–SE-Störungen werden die „Möll-Drau-Save-Störungzone“ und die Lavanttal-Verwerfung genannt. An den Kreuzungsbereichen zwischen den nw–se Störungen und den älteren E–W-Verwerfungen seien unter der Wirkung von Zugspannungen Grabenstrukturen eingesunken. Dabei sei auch der Graben des Drauzuges entstanden. Im mittleren Tertiär („Molasse-Phase“) sei bei der Hebung des „Tauern-Tumors“ und dem gleichzeitigen Einsinken des nördlichen Adriagebietes eine südvergente Einengung auch über den Drauzug hinweggegangen. Unterschiede im „gravitativen Stressfeld“ zwischen der Draukette und ihrer nördlichen und südlichen Umrahmung hätten dazu geführt, daß dabei die Abschiebungsflächen der Grabenränder nicht einheitlich nach Süden überformt, sondern beidseitig zum Grabeninnern hin überpreßt worden seien.

Entsprechend einer im Prinzip fixistischen geotektonischen Grundauffassung werden in diesem Konzept ver-

tikale Bewegungen betont: Wurzel- und Narbenvorstellungen werden abgelehnt. Das PL wird als alte Schwächezone gesehen, die in der „Molasse-Phase“ reaktiviert wurde. Auch bei CORNELIUS-FURLANI (1960) und schon bei SANDER (1916) wird für das Periadriatische Lineament eine alte Anlage angenommen. BÖGEL (1975) betont: „Die Hauptstrukturen des alten (präalpidischen; Verf.) Gebirges passen sich dem heutigen Verlauf der PN deutlich an...“.

Für BÖGEL (1975) ist die Periadriatische Naht von CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1931: „...als Grenze der Süd- gegen die Nordalpen kann man sie immerhin betrachten...“) zu gering bewertet, wenn er auch die petrographischen und faziellen Gemeinsamkeiten zwischen den Gesteinsserien nördlich und südlich des PL stärker betont als deren Unterschiede: Die Perm-Pegmatite gleichen Alters im Penninikum, Ost- und Südalpin; die Schlingentektonik nördlich der Tonale-Linie, aber auch in der Cenerizone; die Ähnlichkeit zwischen der Grauwackenzone im Norden und dem Altpaläozoikum der Karnischen Alpen im Süden. Erst im Jungpaläozoikum seien deutliche Abweichungen erkennbar: Die fehlende Flyschentwicklung des Hochwipfelkarbons im Ostalpin, wobei das Nötscher Karbon eventuell eine vermittelnde Stellung des Drauzuges andeuten könnte; die deutlichen Unterschiede im Oberkarbon und Perm, als dem terrestrischen Nord- bzw. Ostalpin die überwiegend marine Entwicklung im östlichen Südalpenraum gegenüberstand. Die Küstenlinie könnte mit KAHLER (1947) etwa dem Periadriatischen Lineament parallel gelaufen sein. Permische Vulkanite sind aber in den Süd- und Nordalpen zu finden.

Im Mesozoikum, schon ab der tieferen Trias, sind die faziellen Entwicklungen nur noch wenig verschieden von einander: Differenzen sind mit BAUER (1970) hauptsächlich im Skyth und Karn zu beobachten. Für HOFMANN (1972) bestehen allerdings keine nennenswerten Unterschiede zwischen dem Karn der Süd- und dem der Nordalpen (vgl. hierzu auch KRAUS, 1969 und BECHSTÄDT, 1978). Andererseits vergleicht BRANDNER (1972) das Anis der Lienzer Dolomiten mit dem der Olinger und Pragser Dolomiten in Südtirol und folgert aus faziellen Beziehungen auf dextrale Seitenverschiebungen, etwa am PL. NIEDERMAYER (1974) schließlich diskutiert auch eine Verbindung zwischen dem Permokarbon von Kötschach/Gailtal mit Serien vom Westrand der Bozener Hochzone.

In der Diskussion um die Bewegungen am Periadriatischen Lineament konstatiert BÖGEL (1975) „...allenthalben...vertikale Bewegungen...“, wobei im allgemeinen jeweils der Süd- bzw. Südwestflügel abgesenkt ist“ (vgl. CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1931; JÄGER & al., 1967; TRÜMPY & al., 1969; NIGGLI, 1970; LAUBSCHER, 1973 und andere). Mehrere Bewegungen seien wahrscheinlich. Horizontalverschiebungen seien immer wieder diskutiert worden, ohne daß man jedoch eindeutige tektonische Belege dafür anführen könne; indirekte Hinweise gäben zwar die Faziesvergleiche zwischen dem Drauzug und den Südtiroler Dolomiten (s. auch MARIOTTI, 1972: Jura und Unterkreide). Andererseits sei aber vor allem die Kompression senkrecht zum Verlauf des PL deutlich: Ausgewalzte Plutone (vgl. Absatz 3.1.1.); das Fehlen der Unterlage der Steinacher Decke; das abrupte Abbrechen der oberflächennahen Oberkreidetektonik der Ostalpen (keine prägosauische Schichtlücke in den Südalpen) an dieser Großverwerfung; das Fehlen der alpidischen Metamorphose in den Südalpen;

das Abschneiden paläogeographischer N–S-Strukturen (?; vgl. BECHSTÄDT & al., 1978) der Südalpen am Periadriatischen Lineament. – Alle diese Beobachtungen ließen sich nach BÖGEL (1975) „...mit dem Verlust eines Geländestreifens im Bereich der PN am besten plausibel machen“.

EXNER (1972 und 1976) stellt im Eisenkappeler Aufbruch der Karawanken ebenfalls „enorme“ n–s (bis ssw–nne) Einengungen fest. Er betont die sehr große Längserstreckung und erstaunlich geringe Breite der Eisenkappeler (periadriatischen) Plutonkörper:

„Die mit Unterbrechungen 365 km lange und maximal 2,5 km breite Tonalitgneislamelle zwischen Dimaro (NE–Ecke des polyplutonischen Adamello-Massivs) und Weitenstein (Vintanjer) dürfte strukturgeologisch eine räumliche und zeitliche geologische Einheit darstellen und vor der Deformation einem gewaltigen Pluton angehört haben“ (EXNER, 1976).

Auch SASSI & ZANFERRARI (1973) sprechen von einer starken postkristallinen Deformation im Lesachtalplutonit und dessen Nebengestein.

Dennoch wird bei BÖGEL (1975) die Deutung des Periadriatischen Lineaments als Subduktionszone verworfen:

„Bemerkenswert ist, daß die Störungszone der PN selbst bis dato nicht geophysikalisch erfaßt worden ist. Demzufolge ist sie, sollte sie jemals eine Art von Benioff-Zone gewesen sein (was sehr unwahrscheinlich ist), jetzt nicht mehr als solche zu bezeichnen.“

Ebenso wird bei ANGENHEISTER & al. (1975) einer solchen Deutung „...mit Skepsis begegnet...“ (vgl. auch RATHORE & HEINZ, 1979).

Demgegenüber denken ROLSER & TESSENSOHN (1974) bezüglich des Periadriatischen Lineaments an eine Plattengrenze mit zweifacher Funktion: A) Subduktionszone oder „Krustenbereich darüber“ (Verschluckung der Grundgebirgsbasis des Unterostalpins im Sinne von TOLLMANN) und B) dextrale Blattverschiebung. Die gemeinsame Ursache wird in Plattenbewegungen vermutet, die schräg von SE gegen die angenommene Subduktionszone gerichtet ist.

Neben der schon bei BÖGEL (1975) angeführten Bemerkung, daß das PL selbst geophysikalisch nicht erfaßt wird, ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung interessant, daß nicht nur Norditalien und die Südalpen alpidisch eine gegenurzeitliche Drehung von 50–60° gegenüber dem stabilen Europa durchführten, sondern auch Bereiche nördlich des Lineamentes (FÖRSTER & al., 1975; vgl. SOFFEL, 1975). Nach RATHORE & HEINZ (1979) haben sich an der Periadriatischen Naht sogar mindestens seit dem Karbon keine Rotationen zwischen Platten bzw. größeren Krustenbereichen mehr abgespielt; die Rotationsfuge sei unbekannt, aber sie befände sich nördlich der Gebiete, die im Norden an die Pusterer und Gaillinie grenzen. RATHORE & HEINZ verweisen auf FRISCH (1977): dort lesen wir von zwei Subduktions- (bzw. Unterschiebungs-) Phasen, deren erste in der Oberkreide den penninischen Ozeanboden („Glocknerdecke“) unter einen Bereich kontinentaler Kruste abführte, zu dem auch das Ost- und Südalpin gehörte („Adria-Platte“, Afrikanischer Sporn; ARGAND, 1924: „Promontoir africain“). Der Fortgang der Subduktion führte dann zur zweiten, abschließenden Kollision des Alttertiärs, die nördlich der Tauern-Zentralgneise stattfand. Beide ostalpinen Hauptsubduktionen spielten sich nach FRISCH also beträchtlich nördlich des Periadriatischen Lineamentes ab!

Wenn es demnach unwahrscheinlich ist, daß in der Oberkreide und dem Alttertiär an der Periadriatischen

Naht bei Subduktionen größere Krustenstreifen „verschluckt“ worden sind, wann ist dann das von BÖGEL (1975) diskutierte Gelände zwischen dem Ost- und dem Südalpin verschwunden?

Die Frage kann vorläufig nicht lückenlos geklärt werden. Auf jeden Fall muß ein beträchtlicher Teil der N–S-Einengung nach dem Aufdringen des Eisenkappeler Granites (tiefere Trias) stattgefunden haben, da dieser sich heute ebenfalls als schmale tektonische Lamelle in e–w Richtung erstreckt. Auch die tektonisch außerordentlich reduzierten und an der Gail- und Pusterlinie eingeklemmten Permotriassynklinen bezeugen diese Bewegungen. Bedeutende Stress-Einwirkungen hatten allerdings bereits vorher ihre Spuren hinterlassen: Die Deformationen des Altkristallins (vgl. Absatz 3.1.1.) und des Tonalits von Eisenkappel (nach EXNER, 1972; vgl. aber SCHÖNLAUB, 1979) gingen der Intrusion des Karawankengranites voraus.

Der Großteil der Bewegungen, die zu dem „Verschwinden“ des Geländestreifens zwischen dem Ost- und dem Südalpin geführt haben, sollte aber nach der Ablösung des Altkristallins von seiner Basis (Unterkruste) während der 105 Ma-Metamorphose (HAWKESWORTH & al., 1975) abgeschlossen gewesen sein. Es könnte daran gedacht werden, daß bei diesen Vorgängen der hangende Teil des Lineaments durch eine Ablösungsbahn von seiner Wurzel getrennt und nach Norden verfrachtet wurde. Nach GIESE (1979) haben die Südalpen ihr sialisches Basement weit nach Norden überfahren. Großseitenverschiebungen am PL wären nach diesem Abscheren kaum mehr zu erwarten, ebenso wie „Verschluckungen“ bzw. Subduktionen oder das Emporpressen großer Deckeneinheiten. Überschiebungen und Aufschiebungen (auch mit südgerichteter Tendenz) wären aber an listrischen Bahnen sehr wohl denkbar (vgl. CLOSS & al., 1978). Nach RATHORE & HEINZ (1979), mit FRISCH (1977), hat in der mittleren Oberkreide eine (Re-)Aktivierung der E–W-Abschnitte der Periadriatischen Naht (Pusterer und Gaillinie) stattgefunden. Ferner soll auch die vorliegende Arbeit verdeutlichen, daß noch im Jungtertiär (und später?) erhebliche N–S-Einengungen gewirkt haben. Letztere können aber wohl kaum für den Verlust großer Krustenareale verantwortlich gemacht werden, wenn auch am Karawanken-Tonalit Biotit-Rekristallisationen des Oligozäns festgestellt worden sind (SCHARBERT, 1975).

SCHÖNLAUB (1980) ist ebenfalls der Meinung, daß die Gegensätze zwischen den durch das Periadriatische Lineament getrennten ost- und südalpinen Gesteinen am ehesten mit einer (alpidischen), N–S-gerichteten Raumverkürzung erklärt werden können. Zusätzlich führt er an, daß sich in neuer Zeit die Anzeichen für Seitenverschiebungen von 100–150 km entlang des Lineamentes mehr als Argumente dafür werden genannt:

- Horizontale Trennung von Faziesräumen, sichtbar an Gesteinen des Permoskyth, des Anis und Ladins und im Hauptdolomit;
- die „Schleppung“ des Bergeller Granits;
- die Bildung des „Zentralkarnischen Bogens“, einer Struktur mit eigenartig schwenkenden und tauchenden Achsen westlich des Plöckenpasses in den Karnischen Alpen;
- subvertikale Achsen und horizontale Lineationen an der Gail- und Pusterer Linie, die nach SASSI & al. (1974b) auf eine relative Westverschiebung der Südalpen gegenüber dem Norden deuten und

– der „Versatz“ von Bereichen mit Schlingentektonik (Ötztal, Mte. Ceneri).

Auf die Frage nach Horizontalverschiebungen am PL muß daher an dieser Stelle noch einmal kurz eingegangen werden:

Alpidische Blattverschiebungen werden in der vorliegenden Arbeit für die periadriatische Störungszone keineswegs generell in Abrede gestellt. Generalstreichende horizontale Versetzungen dextralen, aber auch sinistralen Sinnes (vgl. DEWEY et al., 1973; PITMAN & TALWANI, 1972) haben im heutigen Alpenraum während des Mesozoikums und des Alttertiärs sicher stattgefunden. In Bezug auf die „Schleppung“ des Bergeller Granites, der noch im Oligozän aufgedrungen ist, soll aber zu Bedenken gegeben werden, daß der westgerichtete „Schweif“ dieses Plutons nicht nur durch dextrale Seitenverschiebungen an der Insubrischen Linie gedeutet werden kann, sondern auch durch den vieldiskutierten Verlust eines Geländestreifens, hier im Süden eines ursprünglich etwas in NE–SW gestreckten Tiefengesteinskörpers. Auch die Lieferung von Bergell-Komponenten in das oligo-miozäne Molassedelta von Como ist ohne die Annahme von dextralen Versetzungen an der Insubrischen Linie erklärbar (FUMASOLI, 1974). Eine weitere Frage ist, ob die „Schleppung“ des Bergell auf eine Länge von mehreren Zehnerkilometern überhaupt mechanisch vorstellbar ist?

Subvertikale Achsen und waagerechte Harnischströmungen an Störungsflächen sind klare Hinweise auf horizontale Verschiebungen; sie sagen jedoch nichts über die Weite des Versatzes, die regionale Bedeutung der Bewegung aus. Darüber hinaus sind Harnische in der Regel in mehr oder minder dicken Tapeten auf den Flächen von Störungen zu finden. Löst man die obere Schicht einer solchen Tapete, so findet man in der nächsten Lage darunter sehr häufig Strömungen, die von der obersten und auch den dahinter liegenden Harnischflächen stark abweichen. Der Versuch des Verfassers, mit Hilfe von Harnischlineationen Aufschluß über die vorherrschende Bewegungsrichtung an einer Verwerfung zu erhalten, wurde abgebrochen: es erwies sich als unmöglich, alle Lagen einer Störungstapete quantitativ zu vermessen.

10.1. Fassen wir zusammen:

Die Frage nach der Wahrscheinlichkeit größerer junger Seitenverschiebungen an der Hauptstörung der Karawanken wurde schon bei SIEWERT (1978) verneint. Die Gründe dafür haben sich verstärkt und konnten in der vorliegenden Arbeit genauer gefaßt werden:

- ① Es gibt in den alpidischen Gesteinen an der Karawankenstörung keine Anzeichen für die bei SIEWERT (1980a) beschriebenen typischen Strukturprägungen an größeren Horizontalverschiebungen (s. u.). Gewisse Hinweise auf derartige Rotationen am Nordrand der westlichen Karawanken (Rosenbachtal, nördliches Bärenental) sind eher der Wirkung der Möll–Drau-Linie zuzuschreiben; sie wurden in Störungszonen beobachtet, die sich in der südöstlichen Verlängerung dieser Linie befinden.
- Jedoch wurde bei SIEWERT (1980a) bereits angesprochen, daß zwischen einer Anzahl von β_K -Diagrammen im Altkristallin des Gailtales und Klufmustern des Eisenkappeler Aufbruches bestimmte Ähnlichkeiten zu bemerken sind. An diesen schwer zu beschreibenden Trennflächensystemen ist häufig

eine Verstellung zu verzeichnen, die zu auffällig vielen halbsteil und flach fallenden Klufscharen geführt hat, die sich weitgehend auf eine Diagrammhälfte konzentrieren. Dabei treten immer wieder ähnliche Flächenkonstellationen mit eigenartig geringer Symmetrie auf. Interessant ist, daß nur bei Aufschlüssen in unmittelbarer Nähe von größeren Blattverschiebungen auch in jüngeren Serien vergleichbare Gefügebilder entstehen, während diese sonst auf das Altkristallin (und Altpaläozoikum?) beschränkt bleiben. Es wäre demnach denkbar, daß die Suche nach regionalen Horizontalverschiebungen im Bereich des östlichen Periadriatischen Lineaments bzw. der Karawanken-Hauptstörung auf voralpidische Gesteine und Zeiten beschränkt werden kann.

In diesem Zusammenhang sei noch einmal auf den Aufsatz von CASTELLARIN & VAI (1982) verwiesen, in dem sie die Vorstellung von dextralen Seitenverschiebungen an der Insubrischen Linie in der Größenordnung von 1000 km im Oberdevon und Unterkarbon ansprechen. Auch die von VENTURINI et al. (1982) erwähnten großen horizontalen Bewegungen zwischen der „euroamerikanischen“ und der afrikanischen Platte während des Permokarbons dürften nicht spurlos an der Periadriatischen Naht vorüber gegangen sein.

- ② Die Strukturverwandschaft zwischen Aufschlußbereichen, die sich an der Karawankenstörung gegenüberliegen, ist häufig größer als die Ähnlichkeit zwischen im Streichen benachbarten Aufschlüssen derselben tektonischen Einheit. Regionale junge Horizontalverschiebungen an der Hauptverwerfung waren danach höchstens bis zum Ende des Stadiums 4 der Rückwicklung (Absatz 9.5.) um die Wende Oligozän/Miozän möglich, später aber, ab Stadium 5 (sinistrale Schrägabschiebungen) nicht mehr.
 - ③ Das östliche Lineament wird von dextralen NW–SE-Verwerfungen zerschnitten und um Beträge bis zu Zehnerkilometern versetzt. Die genannten NW–SE-Störungen (vor allem die Möll–Drau- und die Lavanttal-Linie) sind im Zeitraum (Oberkreide-) Paläogen wirksam gewesen (vgl.: KOSSMAT, 1913; WINKLER-HERMADEN, 1924; BECK-MANNAGETTA, 1954 und 1966; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; VAN BEMMELEN, 1966; ROLSER & TESSENSOHN, 1974). Wie schon bei SIEWERT (1978) angesprochen, ist es kaum vorstellbar, daß das Periadriatische Lineament nach einem beträchtlichen Versatz selbst als Seitenverschiebung noch voll funktionsfähig geblieben sein soll.
 - ④ Das Periadriatische Lineament ist bisher geophysikalisch nicht nachgewiesen worden. Auch dies spricht dagegen, das es noch in jüngerer Zeit als Großseitenverschiebung tätig gewesen ist; der entsprechende Tiefgang scheint ihm zu fehlen. Denkbar wäre hingegen, daß es während der Ablösung des ostalpinen Altkristallins bei der 105 Ma-Metamorphose (Alb) von seiner Basis getrennt und bei Schubbewegungen passiv mit nach Norden verfrachtet wurde (vgl. GIESE, 1979). Nach derartigen Vorgängen wäre seine Benutzung als Auf- oder Abschiebungsbahn auch nach dem Alb wohl möglich, aber kaum eine weitere Funktion als regionale Horizontalverschiebung.
- Geringerer Versatz parallel der östlichen Peria-

driatischen Naht ist dennoch auch während des Stadiums 5 und danach nicht auszuschließen: Horizontalkomponenten von einigen 100 m oder wenigen km können bei den beschriebenen nord- und nordwestwärtigen Auf- und Überschiebungen durchaus aufgetreten sein. Die Aussagegenauigkeit der tektonischen Karte (Taf. 2) ist abhängig von der Dichte der Meßpunkte und kann daher für solche geringen Horizontalbeträge nicht als letzter Beweis gewertet werden. Auch das Fehlen der typischen Rotationsstrukturen (Punkt 1) muß bei schrägen Verschiebungen mit so geringen Horizontalkomponenten nicht wundern.

Weiterhin muß bedacht werden, daß östlich von Warmbad Villach der Verlauf des PL undeutlich wird und sich in ein System von mehreren Störungsbahnen aufgliedert (KAHLER, 1936; KAHLER & PREY, 1963). Wie bei VAN BEMMELEN (1966) wird von den genannten Autoren darauf hingewiesen, daß die Hauptverwerfung dort von jüngeren Bewegungsflächen zerschnitten wird. Damit ist durchaus denkbar, daß junge Blattverschiebungen der westlichen PN sich nicht an die Karawankenstörung mitteilen, sondern von anderen Verwerfungen, NW-SE-Brüchen und/oder konjugierten Systemen aus NW-SE und NE-SW bis N-S streichenden Flächen aufgenommen und weitergeleitet werden.

Insgesamt ergibt sich damit entsprechend der Abb. 28 für die SE-Alpen das Bild eines Krustenblockes, der während der Einwirkung von n-s Kompressionen noch Ausgleichsbewegungen im Gefolge von Rotationen gegen den Uhrzeigersinn ausführt. Auch ein Krustenstreifen nördlich des Periadriatischen Lineamentes wird von diesen Vorgängen betroffen. Die Judicarienstörung an der Westgrenze dieses Blocks ist dann keine Linksseitenverschiebung (HERITSCH, 1915 und 1927a; TOLLMANN, 1970; SCHWINNER, 1913, aber 1947 wieder verworfen), deren Nordende „fehlt“, sondern eine teilweise überpreßte Abschiebung nach Osten (DIETZEL, 1960; VAN HILTEN, 1960; VAN BEMMELEN, 1966), die neben Anzeichen von Dehnungen (Bozener Quarzporphyr, Kreuzberg-Iffinger-Brixen-Massen, Adamello) eher eine (geringe?) dextrale Tendenz der Relativbewegung zwischen der Vicentischen Krustenscholle und der Kruste der westlichen Poebene zeigt. Das anscheinend sinistrale Bewegungsbild entsteht durch Schnitteffekte in der Kartenebene beim südwardigen Einsinken und „Abkippen“ der östlichen Südalpenscholle (vgl. die Paläogeographie des Perms, Absatz 3.3.2., im Osten marin, im Westen terrestrisch, Küste etwa an der Etschlinie).

Am mittleren und westlichen Nordrand der betrachteten Südalpenkruste (Gebiet der Pusterer und westlichen Gaillinie) überwiegt die dextrale Verschiebung und erst ab dem östlichen Gailtal (HERITSCH, 1936: östlich und nordöstlich von Paularo) die N-S-Kompression und nordgerichtete Verschiebung (vgl. RATHORE & HEINZ, 1979 und RATHORE & BECKE, 1980). In diesem Bereich, dem unteren Gailtal und den Karawanken, werden die Horizontalkomponenten der Verschiebungen zumindest ab dem Jungtertiär teilweise von der Möll-Drau-Save-Zone und der Lavanttal-Verwerfung aufgenommen und fortgeleitet. An den (konjugierten) sinistralen, ca. nne-ssw streichenden Störungs- und Flexurzonen der Karawanken treten dabei westabschiebende Verstellungen auf.

Dank

Allen, die hilfreich am Entstehen dieser Arbeit teilhatten, spreche ich meinen aufrichtigen Dank aus.

Für fruchtbare Diskussionen und konstruktive Kritik bin ich den Herren Dr. H. P. SCHÖNLAUB, Wien, Prof. G. MORTEANI, München, Prof. G. SCHNEIDER, Stuttgart und Herrn Dr. H. BÖGEL, München, besonders verpflichtet. Wichtige Anregungen verdanke ich dem steten Gedankenaustausch mit meinen Kollegen und Freunden Dipl.-Geol. P. KUISLE und Dipl.-Geol. F. COLMENARES. Ihm und Herrn W. KARRASCH danke ich herzlich für die großzügige Hilfe bei der Anfertigung der Tafeln und Abbildungen, Herrn W. FRECH für fotografische Arbeiten (alle Herren vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, D-7000 Stuttgart, Böblinger Straße 72).

Für finanzielle Förderung bin ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet.

Die Bearbeitung der großen Zahl von Meßdaten wäre ohne die freundliche Überlassung der EDV-Programme FTTEKT und PTCT durch Herrn Dr. G. NAGEL, Frankfurt, nicht möglich gewesen. Für ihre Hilfe bei der elektronischen Datenverarbeitung sei auch den Herren Dipl.-Ing. S. PAULY und Dr. A. JENSCH, beide Stuttgart, mein besonderer Dank ausgesprochen. Für die Bereitstellung der Rechenkosten danke ich Herrn Prof. M. P. GWINNER (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart).

Literatur

- ADLER, R., BOTTKE, H. & MURAWSKI, H.: Entwicklung der gefügekundlichen Bearbeitung der Tektonik für die Anwendung im Steinkohlenbergbau. – Forschungsberichte des Bundesministeriums für Forschung und Technologie, BMFT-FB-T 80-011, 251 S., Bonn 1980.
- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik I. Die gebräuchlichsten Darstellungen ohne Verwendung der Lagekugelprojektion. – Clausth. tect. H., 2, 97 S., Clausthal-Zellerfeld 1965.
- ADLER, R., KRÜCKEBERG, F. & PILGER, A.: Computer-Einsatz in der Geologie. – Clausth. tect. H., 10, 400 S., Clausthal-Zellerfeld 1970.
- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. – *Geologica Ultraieci.*, 8, 232 S., Utrecht 1961.
- AHORNER, L.: Present-Day Stress Field and Seismotectonic Block Movements along Major Fault Zones in Central Europe. – *Tectonophysics*, 29, 233–249, Amsterdam 1975.
- AHORNER, L., MURAWSKI, H. & SCHNEIDER, G.: Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Alpenrand. – *Geol. Rdsch.*, 61, 915–942, Stuttgart 1972.
- AHRENDT, H.: Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 11, 89 S., Göttingen 1972.
- AMSTUTZ, G.: Spillites und Spilitic Rocks. – In: HESS & POLDERVAART (Hrsg.): *Basalts*, 2, 737–753, New York (Interscience) 1968.
- ANDERLE, H. J.: Der Südrand des Rhenoherynikums im Taunus. Vorläufige Mitteilung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen. – *Geol. Jb. Hessen*, 104, 279–284, Wiesbaden 1976.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – *Geologija*, 13, 116–132, Ljubljana 1970.
- ANDRES, G.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten – Gaimersheim – Wettstetten nördlich von Ingolstadt. – *Geologica bavar.*, 7, 57 S., München 1951.
- ANGENHEISTER, G.: Structures and movements of the rock masses under the Eastern Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, 73/2, 399–405, Basel 1980.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W.: Recent investigations of sur-

- ficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **61/2**, 349–395, Stuttgart 1972.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148/1**, 50–137, Stuttgart 1975.
- ARGAND, E.: La tectonique de l'Asie. – *Congr. Géol. Internat.*, C. R., Bruxelles 1922, 171–372, Brüssel 1924.
- ARGYRIADIS, I.: La position des Alpes carniques dans l'orogène alpin et le problème de la limite alpin-dinarique. – *Bull. Soc. géol. France* (7), **12**, 473–480, Paris 1970.
- AUBOUIN, J., DEBELMAS, J. & LATREILLE, M. (Hrsg.): *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. – *Bur. Rech. géol. min., Mém.*, **115/1980**, 351 S., Orléans 1980.
- BAGGIO, P. & FRIZ, C.: Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la linea insubrica auct. – *Mem. Mus. Trident. Scienze Nat.*, Anno 31–32, **17/3**, 183–206, Trient 1969.
- BANKWITZ, P.: Über Klüfte. II. Die Bildung der Kluffläche und eine Systematik ihrer Strukturen. – *Geologie*, **15/8**, 896–941, Berlin 1966.
- BANKWITZ, P.: Korrelation zwischen mikroskopisch und megaskopisch ableitbaren Gefügeparametern im Hinblick auf Deformationsbedingungen in der Erdkruste. – *Z. geol. Wiss.*, **9/3**, 293–308, Berlin 1981.
- BARRON, E. J., HARRISON, C. G. A., SLOAN, J. L. & HAY W. W.: Paleogeography, 180 million years ago to the present. – *Eclogae geol. Helv.*, **74/2**, 443–470, Basel 1981.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – *Jb. Geol. B.-A.*, **113/2**, 189–246, Wien 1970.
- BAUER, F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – *Veröffentl. Univ. Innsbruck (Festschr. HEISSEL)*, **86**, 1–23, Innsbruck 1973.
- BECHSTÄDT, T.: Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **149/1**, 73–95, Stuttgart 1975.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse der Permotrias des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121/1**, 1–121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 617–648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156/2**, 157–178, Stuttgart 1978.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Notizen über die jüngeren Ablagerungen des Lavantals. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1954/3**, 180–194, Wien 1954.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über das Westende der Pannonischen Masse. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **59**, 133–150, Wien 1966.
- BEHRENS, M., JANSEN, A. & WURSTER, P.: Untersuchungen an fränkischen Verwerfungen. – *Geol. Rdsch.*, **56**, 748–765, Stuttgart 1967.
- BEHRENS, M. & SIEHL, A.: GELI 2 – ein Rechenprogramm zur Gefüge- und Formanalyse. – *Geol. Rdsch.*, **64/2**, 301–324, Stuttgart 1975.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), 1. Teil. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100/2**, 179–212, Wien 1957.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), 2. Teil. – *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 213–237, Wien 1961.
- BEMMELEN, R. W. VAN: The structural evolution of the Southern Alps. – *Geol. Mijnb.*, **45**, 405–444, 's-Gravenhage 1966.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. – *Geologija*, **13**, 133–158, Ljubljana 1970.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Note on the seismicity of north-eastern Italy (Friuli area). – *Tectonophysics*, **39/4**, T13–T19, Amsterdam 1977.
- BEMMELEN, R. W. VAN & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich) (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 213–268, Wien 1965.
- BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (Hrsg.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. – *Geodyn. Ser.*, **7**, 216 S., Washington and Boulder 1982.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. – In: BIJU-DUVAL & MONTADERT, L. (Hrsg.): *Internat. symposium on the structural history of the Mediterranean basins*. 143–164, Paris (Edition Technip) 1977.
- BOCK, H.: Das Fundamentale Kluffsystem. – *Z. dt. geol. Ges.*, **131**, 627–650, Hannover 1980.
- BODECHTEL, J. & LAMMERER, B.: New aspects on the tectonics of the Alps and the Apennines revealed by ERTS-1 data. – *Proc. Symp. Significant Results Obtained from ERTS-1*. Goddard Space Flight Center, Techn. Presentation, Sect. A, **1**, 493–499, Maryland 1973.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/2–3**, 163–199, Wien 1975.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: *Kleine Geologie der Ostalpen*. – **231 S.**, Thun (Ott Verlag) 1976.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New Geopetrologic and Radiometric Data on the Alpine History of the Austridic Continental Margin South of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Mem. Scienze geol.*, **32**, 3–17, Padova 1978.
- BOSELLINI, A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica. – *Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina*, **XV/III**, 1–68, Trient 1965.
- BRANDNER, R.: „Südalpinen“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). (Ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 143–162, Innsbruck 1972.
- BUGGISCH, W.: Die Grödner Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – *Geol. Rdsch.*, **67/1**, 149–180, Stuttgart 1978.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F.: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 649–690, Stuttgart 1976.
- BUSER, S.: Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. – *Carinthia II*, **164/84**, 27–37, Klagenfurt 1974a.
- BUSER, S.: Die Entwicklung der Triassschichten in den westlichen Karawanken. – In: ZAPFE, H. (Hrsg.): *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*. – *Österr. Akad. Wiss., Schriftt. Erdwiss. Komm.*, 63–68, Wien (Springer) 1974b.
- CARULLI, G. B., GIORGETTI, F., NICOLICH, R. & SLEJKO, D.: Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici. – In: CASTELLARIN & VAI (Hrsg.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Guide geol. reg. S. G. I.*, **361–370**, Bologna 1982.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. (Hrsg.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Guide geol. reg. S. G. I.*, Bologna 1982a.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G. B.: Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino. – In: CASTELLARIN & VAI (Hrsg.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Guide geol. reg. S. G. I.*, 1–22, Bologna 1982b.
- CHANNEL, J. E. T. & HORVATH, F.: The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for the Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – *Tectonophysics*, **35**, 71–101, Amsterdam 1976.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. C.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia, and the History of the Periadriatic Lineament. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/1**, 347–350, Wien 1975.
- CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenides*. – *Inter-Union Comm. Geodyn., Scientific Rept.*, **38**, 620 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfol-

- ge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4/2**, 1–43, Innsbruck 1974.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? – Mitt. geol. Ges. Wien, **36–38**, 231–244, Wien 1949.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., I, **162**, 279–294, Wien 1953.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., I, **164**, 131–144, Wien 1955.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). – Krauss-Festschr., Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. 3, **1**, 36–39, Berlin 1960.
- CORNELIUS-FURLANI, M. & CORNELIUS, H. P.: Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **102**, 207–301, Wien 1931.
- DE BOER, J.: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). – Geologica Ultraiect., **11**, 178 S., Utrecht 1963.
- DE BOER, J.: Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. – J. geophys. Res., **70/4**, 931–944, Washington 1965.
- DE JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. – Geol. Rdsch., **56/1**, 103–116, Stuttgart 1967.
- DE VECCHI, G.; GRIGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Tertiary Volcanism in the Veneto: Magmatology, Petrogenesis and Geodynamic Implications. – Geol. Rdsch., **65/2**, 701–710, Stuttgart 1976.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine systems. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, 3137–3180, Boulder 1973.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50**, I–II, 1–84, Stuttgart 1976.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: Ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rdsch., **65/2**, 361–374, Stuttgart 1976a.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolit-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., **50**, I–II, 85–109, Stuttgart 1976b.
- DIETZEL, G. F. L.: Geology and Permian paleomagnetism of the Merano region, province of Bolzano, N. Italy. – Geologica Ultraiect., **4**, 58 S., Utrecht 1960.
- EPTING, M.; UNLAND, W.; SCHMIDT, K. & CHRISTODOULIDES, A.: Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy) and their significance for paleogeographic and paleostructural evolution. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151/1**, 1–30, Stuttgart 1976.
- ERNST, W. G.: Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. – Tectonophysics, **26**, 2/3, 229–246, Amsterdam 1975.
- EXNER, Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 1–108, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 3–64, Wien 1976.
- FALLOT, P.: Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales. – Ann. Soc. Géol. Belge, **78** (1954/55), 147–170, Lüttich 1955.
- FENNINGER, A.; SCHÖNLAUB, H. P.; HOLZER, H. L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 243–255, Wien 1976.
- FERRARA, G. & INNOCENTI, F.: Radiometric age evidences of a Triassic thermal event in the Southern Alps. – Geol. Rdsch., **63/2**, 572–581, Stuttgart 1974.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1965/1–2**, 20–33, Wien 1965.
- FLÜGEL, E.: Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **164/84**, 43–62, Klagenfurt 1974.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56/2** (1963), 401–443, Wien 1964.
- FLÜGEL, H.: Das Karbon von Nötsch. – Exkursionsführer 42. Jahresvers. Paläont. Ges., 9–17, Graz 1972.
- FLÜGEL, H.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rdsch., **64/1**, 1–62, Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977/11**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FÖRSTER, H.; SOFFEL, H. & ZINSSER, H.: Palaeomagnetism of Rocks from the Eastern Alps from North and South of the Insubrian Line. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149/1**, 112–127, Stuttgart 1975.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Niemayer) 1894.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65/2**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977/11**, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: A Plate Tectonics Model of the Eastern Alps. In: CLOSS & al. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Comm. Geodyn., Scientific Rept., **38**, 167–172, Stuttgart (Schweizerbarth) 1978.
- FRISCH, W.: Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic. – Geol. Rdsch., **70/2**, 402–411, Stuttgart 1981.
- FUMASOLI, M. W.: Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia). – Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich, N.F. **194**, 230 S., Zürich 1974.
- GAERTNER, H. R. VON: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.
- GANSSER, A.: The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48/1**, 123–143, Zürich 1968.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailthaler Alpen in Kärnten. – Verh. k. k. Geol. R.-A. Wien, **1897**, 114–127, Wien 1897.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. – Jb. k. k. Geol. R.-A. Wien, **47**, 295–364, Wien 1898.
- GEYER, G.: Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. – Verh. k. k. Geol. R.-A. Wien, **1901**, 338–359, Wien 1901a.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahme im Weissenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegellkette (Oberkärnten). – Verh. k. k. Geol. R.-A. Wien, **1901**, 113–139, Wien 1901.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Verh. k. k. Geol. R.-A. Wien, **1903**, 165–195, Wien 1903.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. – 2. Aufl., VII + 223 S., Stuttgart (Schweizerbarth) 1968.
- GEYSSANT, J.: A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpine supérieur dans les Alpes orientales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures Austroalpines et des Alpes méridionales. – Géologie Alpine, **49**, 41–50, Grenoble 1973.
- GIESE, P.: Crustal structure of the Ivrea zone within the frame of the Alpine crustal structure. – Mem. Scienze geol., **33**, 51–57, Padova 1979.
- GIESE, P.; REUTTER, K.-J.; JACOBSSHAGEN, V. & NICOLICH, R.: Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes. In: BERCKHEMER & HSÜ (Hrsg.): Alpine-Mediterranean Geodynamics. – Geodyn. Ser., **7**, 39–73, Washington and Boulder 1982.
- GOSPODARIĆ, R.: Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. – Geol. Rdsch., **59/1**, 308–322, Stuttgart 1970.
- GREINER, G. & LOHR, J.: Tectonic Stresses in the Northern Foreland of the Alpine System. Measurements and Interpreta-

- tion. – In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. 9, 5–15, Wien (Springer) 1980.
- GUBLER, E.: Vertical Movements in Switzerland. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. 9, 193–199, Wien (Springer) 1980.
- GUICHERIT, R.: Gravity tectonics, gravity field and paleomagnetism in northeastern Italy. – *Geologica Ultraiect.*, **14**, 1–125, Utrecht 1964.
- GUILLAUME, A.: La ligne du Tonale (Alpes centrales et orientales): sens de décrochement et prolongements. – *Tectonophysics*, **48**, 1/2, T7–T14, Amsterdam 1978.
- GUPTA, R. P.: Delineation of active faulting and some tectonic interpretations in the Munich-Milan section of the eastern Alps – Use of Landsat-1 and 2 imagery. – *Tectonophysics*, **38**, 3/4, 297–315, Amsterdam 1977.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K.: Erdbeben im Ostalpinen Raum. – *Arb. Zentralanst. Meteorol. Geodyn. Wien*, **19**, 23 S., Wien 1976.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. – 2. Aufl., VIII + 477 S., Stuttgart (Schweizerbarth) 1978.
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; SMITH, A. G.; PICKTON, C. A. G. & WALTERS, R.: A geologic time scale. – *Cambridge Earth Sci. Ser.*, 131 S., Cambridge 1982.
- HAST, N.: Stress Fields, Fracture Systems and the Mechanism for Movements in the Gneiss-Granite Area of the Mont Blanc Massif. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. 9, 1–3, Wien (Springer) 1980.
- HAWKESWORTH, C. J.; WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **24**, 405–413, Amsterdam 1975.
- HERITSCH, F.: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). – *Handb. reg. Geol.*, II/5, H. 18, 153 S., Heidelberg 1915.
- HERITSCH, F.: Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905–1925). – *Fortschr. Geol. Paläont.*, **6/17**, 75–210, Berlin 1927a.
- HERITSCH, F.: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales. – *Jb. Geol. R.-A.*, **77**, 165–195, Wien 1927b.
- HERITSCH, F.: Aufnahmen im Kristallin des Gailtales. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, vom 5. 11. 1931, S. 217 und vom 3. 11. 1932, S. 244, Wien 1932.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. – 205 S., Graz (Stiyasny's Söhne) 1936.
- HERITSCH, F. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 191–200, Wien 1959.
- HERTWECK, G. & KRÜCKEBERG, F.: Die statistische Aufzählung von Gefügediagrammen durch elektronische Rechenanlagen. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **1962**, 137–141, Wien 1962.
- HILTEN, D. VAN: Geology and Permian paleomagnetism of the Val-di-Non area (W-Dolomiten, N-Italy). – *Geologica Ultraiect.*, **5**, 95 S., Utrecht 1960.
- HILTEN, D. VAN: Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. – *Tectonophysics*, **1**, 3–71, Amsterdam 1964.
- HINKELBEIN, K.; KUISLE, P. & SIEWERT, W.: Klufsysteme und Horizontalstyliolithen auf der Schwäbischen Alb und im Gäu (in Vorbereitung).
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. & PLENIČAR, M.: The Smrekovec Andesite and its Tuff. – *Geologija*, **10**, 219–237, Ljubljana 1967.
- HÖGGERL, N.: Repeated Levelling and Vertical Crustal Movements. Problems and Results. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. 9, 201–212, Wien (Springer) 1980.
- HOEPPENER, R.: Grundlagen einer Systematik tektonischer Gefüge. – *Geol. Rdsch.*, **50**, 77–83, Stuttgart 1960.
- HOFMANN, W.: Zur Lithofazies und Paläogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den östlich angrenzenden Karnischen Alpen (Italien). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 225–234, Innsbruck 1972.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – *Carinthia II*, Sonderh. 7, 1–82, Klagenfurt 1936.
- HOLLER, H.: Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. – *Carinthia II*, **166/86**, 43–55, Klagenfurt 1976.
- HOLZER, H.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiet Eisenkappel. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1962–1967, 1967.
- HUSEN, D. VAN: Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**, 61–74, Wien 1974.
- HUSEN, D. VAN: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/4**, 297–299, Wien 1975.
- HUSEN, D. VAN: Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – *Carinthia II*, **166/86**, 113–126, Klagenfurt 1976.
- ILLIES, H.: Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. – *Geol. Rdsch.*, **64/3**, 677–699, Stuttgart 1975.
- ILLIES, H.: Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. – *Geol. en Mijnb.*, **56/4**, 329–350, 's-Gravenhage 1977.
- ILLIES, H. & GREINER, G.: Holocene movements and state of stress in the Rhinegraben rift system. – *Tectonophysics*, **52**, 349–359, Amsterdam 1979.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – *Eclogae geol. Helv.*, **66/1**, 11–21, Basel 1973.
- JÄGER, E.; NIGGLI, E. & WENK, E.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, **134**, 1–67, Bern 1967.
- JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **56** (1963), 319–359, Wien 1964.
- JOHNSON, M. R. W.: Displacement on the Insubric Line. – *Nature Phys. Sci.*, **241**, 116–117, London 1973.
- KAHLER, F.: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **73**, 179–182, Wien 1936.
- KAHLER, F.: Die Kohlenlagerstätten der Karawanken und ihres Vorlandes. – *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **86**, 201–205, Wien 1938.
- KAHLER, F.: Die Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehung zu Südosteuropa und Asien. – *Carinthia II*, **136/56**, 59–76, Klagenfurt 1947.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – *Carinthia II*, 16. Sonderh., 78 S., Klagenfurt 1953.
- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – *Geol. Rdsch.*, **43**, 169–174, Stuttgart 1955.
- KAHLER, F.: Schichtfolge und Bau im Bereich des Loiblpasses. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 284–292, Wien 1957.
- KAHLER, F.: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. – *Geol. Rdsch.*, **48**, 141–147, Stuttgart 1959.
- KAHLER, F.: Das Perm der Karnischen Alpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **20**, 139–141, Wien 1972.
- KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – *Geol. B.-A.*, 116 S., Wien 1963.
- KIESLINGER, A.: Tektonik Mittelkärntens. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **64**, 106–108, Wien 1927.
- KIESLINGER, A.: Die Lavantaler Störungszone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **78**, 499–528, Wien 1928.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie des Bachern. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1935**, 101–110, Wien 1935.

- KIRCHMAYER, M.: Spiralenbahnen in Lagekugeldiagrammen bei klufftektonischen Untersuchungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1963**, 67–76, Stuttgart 1963.
- KLAUS, W.: Mikrosporenhorizonte in Süd- und Ostkärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1956/3**, 250–255, Wien 1956.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 283 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- KOLBECK, F.; ROCH, K.-H. & SCHEIDEGGER, A. E.: In Situ Stress Measurements in Austria. – In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 21–29, Wien 1980a.
- KOHLBECK, F.; RIEHL-HERWISCH, G.; ROCH, K.-H. & SCHEIDEGGER, A. E.: In situ Spannungsmessungen an der Periadriatischen Naht in der Ebriäckklamm bei Eisenkappel (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **26**, 139–153, Wien 1980b.
- KOLLMANN, K.: Beiträge zur Geologie des Seeberggebietes. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 167 S., Wien 1938.
- KOSSMAT, F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 61–165, Wien 1913.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 81–152, Wien 1969.
- KUPSCH, F.; ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. dt. geol. Ges. (1970), **122**, 89–96, Hannover 1971.
- KUŠČER, D.: Zagorski terciar. – Geologija, **10**, 5–85, Ljubljana 1967.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rdsch., **60/3**, 813–833, Stuttgart 1971.
- LAUBSCHER, H. P.: Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – Z. dt. geol. Ges., **124**, 295–308, Hannover 1973.
- LE PICHON, X.; SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J.: The fit of the continents around the North Atlantic ocean. – Tectonophysics, **38**, 169–209, Amsterdam 1977.
- LETOUZEY, J. & TRÉMOLIÈRES, P.: Paleo-Stress Field around the Mediterranean since the Mesozoic from Microtectonics. Comparison with Plate Tectonic Data. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 173–192, Wien (Springer) 1980.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabasuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. Geol. Abh., **19**, 73–100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Nature and origin of Palaeozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). – Geol. Rdsch., **63**, 581–596, Stuttgart 1974.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. geol. Ges., 1970, **122**, 145–156, Hannover 1971.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142/1**, 115–138, Stuttgart 1973.
- MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schwere-messungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. – Hamburger Geophys. Einzelschr., **15**, 65 S., Hamburg 1971.
- MARIOTTI, A.: Précision sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypothèses sur les relations paléogéographiques entre les Alpes orientales et les Alpes méridionales: conséquences structurales. – Géologie Alpine, **48/1**, 121–129, Grenoble 1972.
- MARTINETTI, S. & RIBACCHI, R.: In Situ Stress Measurements in Italy. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 31–47, Wien (Springer) 1980.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – J. Geophys., **44**, 623–637, Berlin 1978.
- McKENZIE, D.: Active tectonics of the Mediterranean region. – Geophys. J. r. astron. Soc., **30**, 109–185, London 1972.
- MILNES, A. G.: Structural zones and continental collision, Central Alps. – Tectonophysics, **47**, 3/4, 369–392, Amsterdam 1978.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – Amer. J. Sci., **272**, 629–656, New Haven 1972.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 143–149, Wien 1972.
- MUELLER, G.: Fault-plane solution of the earthquake in northern Italy, 6th May, 1976, and its implications for the tectonics of the Eastern Alps. – Z. Geophys., **42**, 343–349, Berlin 1976.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Decken-überschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch., **62**, 54–96, Stuttgart 1973.
- MÜLLER, W. H. & HSÜ, K. J.: Stress Distribution in Overthrusting Slabs and Mechanics of Jura Deformation. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 219–232, Wien (Springer) 1980.
- MURAWSKI, H.: Raumproblem und Bewegungsablauf an listrischen Flächen, insbesondere Tiefenstörungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976/4**, 209–220, Stuttgart 1976.
- NAGEL, K.-H.: Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol) interpretiert mit Hilfe statistischer Verfahren. – Geotekt. Forsch., **48**, I–II, 1–136, Stuttgart 1975.
- NAIRN, A. E. M.: Germanotype Tektonik und die Plattentektonik-Hypothese. – Geol. Rdsch., **64**, 716–727, Stuttgart 1975.
- NEUGEBAUER, H. J.: On the Nature of the Alpine Stress Field. In: SCHEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 213–217, Wien (Springer) 1980.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 105–126, Wien 1974.
- NIGGLI, E.: Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – Fortschr. Mineral., **47**, 16–26, Stuttgart 1970.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **62/1**, 96–106, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände. – Verh. Geol. B.-A., **1978/2**, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 695 S., Wien-New York (Springer) 1980.
- OXBURGH, E. R.: Flake tectonics and continental collision. – Nature, **239**, 202–204, London 1972.
- PAPP, A.: Landschnecken aus dem limnischen Tertiär Kärntens. – Carinthia II, **147/67**, 85–95, Klagenfurt 1957.
- PAVONI, N.: Faltung durch Horizontalverschiebung. – Eclogae geol. Helv., **54/2**, 515–534, Basel 1961.
- PAVONI, N.: Aktive Horizontalverschiebungen der Erdkruste. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing., **31**, 80, 54–78, Basel 1964.
- PAVONI, N. & MAYER-ROSA, D.: Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750.000. – Eclogae geol. Helv., **71/2**, 293–295, Basel 1978.
- PETERS, K.: Klüfte – Merkmale, Entstehungsdeutungen, ihre Verwendbarkeit für die Rekonstruktion von Spannungen, so-

- wie ihre Bedeutung für die Erdöl-Erdgas-Industrie. – Z. geol. Wiss., **8**(1980), 7, 853–877, Berlin 1980.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. – 3. Aufl., 628 S., New York (Harper) 1975.
- PISA, G.: Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 193–224, Innsbruck 1972.
- PITMAN, W. C. & TALWANI, M.: Sea-floor spreading in the North Atlantic. – Bull. Geol. Soc. Amer., **83**, 619–646, Boulder 1972.
- PREMRU, U.: Geologic structure of Central Slovenia (Abstract). – Geologija, **23/2**, 227–278, Ljubljana 1980.
- PREY, S.: Bericht 1954 über geologische Untersuchungen im Gebiete des Ferlacher Horns (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., 1955, 61–63, Wien 1955.
- PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 271–292, Wien 1957.
- RAMOVŠ, A.: Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, 157–160, Hannover 1971.
- RAMOVŠ, A.: Fortschritte in der Untersuchung des Unter- und Mittelperms in Slowenien, NW Jugoslawien. – Carinthia II, **164/84**, 99–103, Klagenfurt 1974.
- RAMSAY, J. G.: The uses and limitations of beta-diagrams and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. – Quart. J. geol. Soc. London, **120**, 435–454, London 1964.
- RANALLI, G. & CHANDLER, T. E.: The stress field in the Upper Crust as determined from in-situ measurements. – Geol. Rdsch., **64/2**, 653–674, Stuttgart 1975.
- RATHORE, J. S. & BECKE, M.: Magnetic Fabric Analyses in the Gail Valley (Carinthia, Austria) for the Determination of the Sense of Movements along this Region of the Periadriatic Line. – Tectonophysics, **69** (1980), 349–368, Amsterdam 1980.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der Periadriatischen Naht (Insubrische Linie, Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauis, Südtirol. – Geol. Rdsch., **68/2**, 707–720, Stuttgart 1979.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg, Kärnten. – Diss. Univ. Wien, 257 S., Wien 1966.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 195–214, Wien 1970.
- RIEHL-HERWISCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland von Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **20**, 127–138, Innsbruck 1972.
- RITSEMA, A. R.: Catastrophic earthquakes in the European area. – Tectonophysics, **53**, 3/4, 155–158, Amsterdam 1979.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. dt. geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.
- ROEDER, D.: Geodynamics of the Alpine-Mediterranean System. – Eclogae geol. Helv., **73/2**, 353–377, Basel 1980.
- ROGERS, T. H. & CLUFF, L. S.: The May 1976 Friuli earthquake (Northeastern Italy) and the interpretations of past and future seismicity. – Tectonophysics, **52**, 521–532, Amsterdam 1979.
- ROLSER, J. & TESSENHORN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb., A **25**, 23–53, Hannover 1974.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. – I. Alpino-dinarische Grenze in Tirol. – Verh. Geol. R.-A., 1916, 206–215, Wien 1916.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A.: Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. geol. ital., **92**, 1973, 605–620, Rom 1973.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Aspetti dinamici dell'evento „caledoniano“ nell'Austroalpino a sud della fine-
stra dei Tauri. – Mem. Mus. Trident. Scienze Nat., Jg. 37–38 (1974–1975), **20/3**, 3–32, Trient 1974a.
- SASSI, F. P.; ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the South of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–434, Stuttgart 1974b.
- SBRIK, R. von: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. – N. Jb. Min. Geol., Sonderbd. III, 282 S., Stuttgart 1941.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975/4**, 301–304, Wien 1975.
- SCHNEIDEGGER, A. E.: Geotectonic Stress Determinations in Austria. – Proc. Internat. Symposium Field Measurements in Rock Mechanics, Zürich, **1**, 197–208, Rotterdam (Balke-ma) 1977.
- SCHNEIDEGGER, A. E.: Alpine Joints and Valleys in the Light of Neotectonic Stress Field. In: SCHNEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl. **9**, 109–124, Wien (Springer) 1980.
- SCHMIDT, K.: „Subfluenz“ und „Subduktion“ in den Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **127**, 53–72, Hannover 1976.
- SCHNEIDER, G.: Erdbeben und Tektonik in Südwestdeutschland. – Tectonophysics, **5/6**, 459–511, Amsterdam 1968.
- SCHNEIDER, G.: Seismizität und Seismotektonik der Schwäbischen Alb. – 79 S., Stuttgart (Enke) 1971.
- SCHNEIDER, G.: Seismotectonic movements inside the southern German triangle. – Allg. Verm. Nachr., **10**, 379–382, Karlsruhe 1979.
- SCHNEIDER, G.: Seismic Stresses in Southern Germany. – In: SCHNEIDEGGER (Hrsg.): Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region. – Proc. Symposium Vienna 1979, Suppl., **9**, 69–73, Wien (Springer) 1980.
- SCHNEIDER, H.-J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **66**, 37 S., München 1954.
- SCHNITZER, W. A.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt. – Geologica bavar., **28**, 47 S., München 1956.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodonten-Stratigraphie und Tektonik des Seeberg-Sattels (Paläozoikum, Karawanken). – Max Richter-Festschrift, 29–34, Clausthal-Zellerfeld (Pieper) 1965.
- SCHÖNENBERG, R.: Das Variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. – Geotekt. Forsch., **35**, 1–22, Stuttgart 1970.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Tektonik des südwestdeutschen Schichtstufenlandes unter dem Aspekt der Plattentektonik. – Oberrhein. geol. Abh., **22**, 75–86, Karlsruhe 1973.
- SCHÖNENBERG, R.: Südwest-Deutschland zwischen atlantischer Drift und alpiner Orogenese. – Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, **130**. Jg., 54–67, Stuttgart 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Westkarawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 624–632, Wien 1971a.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **122**, 97–111, Hannover 1971b.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 109 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Gailtallinie. – In: OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 422–425, Wien–New York (Springer Verlag) 1980.
- SCHRAMM, S.: Klüfte und Horizontalstylolithen in der südlichen Frankenalb und ihre Stellung in der jüngeren Tektonik Süddeutschlands. – Diss. Univ. Würzburg, 87 S., Würzburg 1967.
- SCHREIBER, H.: Geologie der Jauernik-Gruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17** (1966), 169–196, Wien 1967.
- SCHRÖDER, B.: Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Geol. Rdsch., **61/1**, 34–54, Stuttgart 1976.

- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970/2**, 165–229, Wien 1970.
- SCHULZ, O.: Tektonische Gefügeanalyse der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – *Carinthia II, Sonderh.* **34**, 71 S., Klagenfurt 1978.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **130**, 133–245, Stuttgart 1968.
- SCHWINNER, R.: Der Südostrand der Brentagruppe (S. W. Tirol). – *Mitt. geol. Ges. Wien.*, **6**, 197–223, Wien 1913.
- SCHWINNER, R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **90** (1945), 3/4, 95–115, Wien 1947.
- SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – *G. Geol. Ser. 2a*, **30**, (1962), 1–121, Bologna 1963.
- SEWERT, W.: Über die Brauchbarkeit von β_{ss} -Diagrammen. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F.*, **71**, 271–278, Stuttgart 1976.
- SEWERT, W.: β_{kl} - und β_{st} -Diagramme – eine neue Methode zur Darstellung von Kluff-(Kl-) und Störungs-(St-)Systemen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977/8**, 503–512, Stuttgart 1977.
- SEWERT, W.: On the structural pattern of the Karawanken mountains (Carinthia, Austria) based on statistical tectonics. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978/3**, 179–191, Stuttgart 1978.
- SEWERT, W.: Verwerfungsbewegungen in Gefügediagrammen. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F.*, **76**, 75–82, Stuttgart 1980a.
- SEWERT, W.: Über dem Kluffflächeninhalt von Festgesteinen. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F.*, **76**, 83–92, Stuttgart 1980b.
- SMITH, A. G.: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **82**, 2039–2070, Boulder 1971.
- SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C.: Phanerozoic paleocontinental world maps. – 102 S., Cambridge (University Press) 1981.
- SOFFEL, H.: Anticlockwise Rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Palaeomagnetic Evidence from the Colli Euganei, Italy. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **17**, 207–210, Amsterdam 1972.
- SOFFEL, H.: The palaeomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975/6**, 375–384, Stuttgart 1975.
- SPALLETTA, C., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: La Catena Paleocarnica. – In: CASTELLARIN & VAI (Hrsg.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – Guide geol. reg. S. G. I., 281–292, Bologna 1982.
- STINY, J.: Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. – *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 57–110, Wien 1937.
- STINY, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklaushof (Jauntal). – *Carinthia II*, **128**, 34–50, Klagenfurt 1938.
- SUESS, E.: Das Antlitz der Erde. – Bd. III/1, 508 S., Wien (Tempsky) 1901.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Košuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomites des Vellach Thales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, **1887**, 261–268, Wien 1887.
- TELLER, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) (in vier Blättern). – 1 : 75.000, Wien (Geol. R.-A.) 1895.
- TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). – 262 S., Wien (Geol. R.-A.) 1896.
- TELLER, F.: Geologie des Karawankentunnels. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien., math.-naturwiss. Kl.*, **82**, 145–250, Wien 1914.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. – *Bull. Soc. géol. France, IV Sér.*, **3**, 711–765, Paris 1903.
- TESSENHORN, F.: Unterkarbon–Flysch und Auernig–Oberkarbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1968/2**, 100–121, Stuttgart 1968.
- TESSENHORN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **138**, 169–220, Stuttgart 1971.
- TESSENHORN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/1**, 89–130, Wien 1974.
- THIEDIG, F.: Die Entwicklung des postvariscischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. – *Clausthaler geol. Abh., Sonderbd.* **1/1975**, 175–186, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – *Carinthia II*, **164/84**, 105–113, Klagenfurt 1974.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/2,3**, 269–279, Wien 1975.
- THIEDIG, F. & WEISSENBACH, N.: Die junge Bruchtektonik im Bereich der Saualpe. – *Clausthaler geol. Abh., Sonderbd.* **1**, 155–174, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. – *Geol. Rdsch.*, **52** (1962), 226–237, Stuttgart 1963.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotekt. Forsch.*, **21**, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **34**, 1–90, Stuttgart 1970.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TRÜMPY, R.: The timing of the orogenic events in the central Alps. – In: DE JONG & SCHOLTEN (Hrsg.): Gravity and tectonics. – 229–251, New York (Wiley & Sons) 1973.
- TRÜMPY, R.: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. – *Amer. J. Sci.*, **275-A**, 209–238, New Haven 1975.
- TRÜMPY, R., FUMASOLI, M., HÄNNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J. & STREIFF, V.: Aperçu général sur la géologie des Grisons. – *C. R. Soc. Géol. France*, **1969/9**, 330–396, Paris 1969.
- VAI, G. B.: The Palaeozoic of the Southern Alps and the Dinarides. – Kurzschrift zum Symposium zur Geodynamik der Ostalpen am 22./23. 3. 1975 in Salzburg, Salzburg 1975.
- VANDEBERG, J. & WONDERS, A. A. H.: Paleomagnetic evidence of large fault displacement around the Po-basin. – *Tectonophysics*, **33/3–4**, 301–320, Amsterdam 1976.
- VANDEBERG, J. & WONDERS, A. A. H.: Paleomagnetism of Late Mesozoic Limestones from the Southern Alps. – *J. geophys. Res.*, **85**, B 7, 3623–3627, Washington 1980.
- VANDEBERG, J. & ZIJDERVELD, H.: Paleomagnetism in the Mediterranean area. – In: BERCKHEMER & HSÜ (Hrsg.): Alpine-Mediterranean Geodynamics. – *Geodyn. Ser.*, **7**, 83–112, Washington and Boulder 1982.
- VENTURINI, C., FERRARI, A., SPALLETTA, C. & VAI G. B.: La discordanza ercinica, il tardorogeno e il postorogeno nella geologia del Paso di Pramollo. – In: CASTELLARIN & VAI (Hrsg.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – Guide geol. reg. S. G. I., 305–319, Bologna 1982.
- WALTZ, W.: Petrographie und Tektonik des Diabasuzuges westlich von Eisenkappel. – *Dipl.-Arb. Univ. Tübingen*, 54 S., Tübingen 1972.
- WARNER, J.: FORTRAN IV program for construction of pidiagrams with the Univac 1108 computer. – *Comput. Contrib.*, **33**, 1–23, Lawrence/Kansas 1969.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P., SEELY, D. R.: Basic Wrench Tectonics. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **57**, 74–96, Tulsa/Oklahoma 1973.

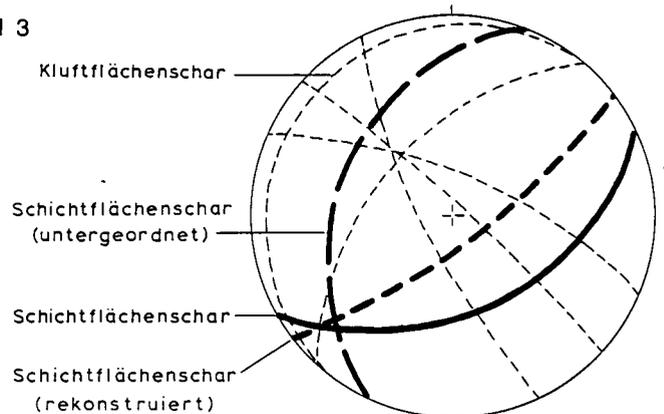
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. – 2. Aufl., VIII. + 237 S., Berlin (Springer) 1967.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **16**, 1–272, Wien 1924.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. – Jb. Geol. B.-A., **78**, 221–240, Wien 1928.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisch-geomorphologische Studienergebnisse aus den nördlichen Karawanken, aus Nordslowenien und Nordwestkroatien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **106/1**, 1–44, Stuttgart 1958.
- WITTLINGER, G. & HAESSLER, H.: Aftershocks of the Friuli 1976 Earthquakes and Tectonic Implications. – In: CLOSS et al. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Comm. Geodyn., Scientific Rept., **38**, 178–180, Stuttgart (Schweizerbarth) 1978.
- WUNDERLICH, H. G.: Die Bedeutung der Süddeutschen Großscholle in der Geodynamik Westeuropas. – Geol. Rdsch., **63**, 755–772, Stuttgart 1974.
- ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976/2**, 109–117, Stuttgart 1976.
- ZANFERRARI, A. & PANAJOTTI, M. S.: Osservazioni sul Permian-Trias affiorante a Planca di Sotto (Dobbiacco) lungo la linea della Pusteria. – Boll. Soc. geol. ital., **95**, 567–576, Rom 1976.
- ZIJDERVELD, J. D. A., HAZEU, G. J. A., NARDIN, M. & VAN DER VOO, R.: Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. – Tectonophysics, **10**, S. 639, Amsterdam 1970.
- ZIJDERVELD, J. D. A. & VAN DER VOO, R.: Palaeomagnetism in the Mediterranean Area. – In: TARLING & RUNCORN (Hrsg.): Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. – 133–161, London (Academic Press) 1973.
- ŽLEBNIK, L.: Pleistocene Deposits of the Kranj Sora and Ljubljana Fields. – Geologija, **14**, 5–51, Ljubljana) 1971.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juli 1983.

Tafel 3

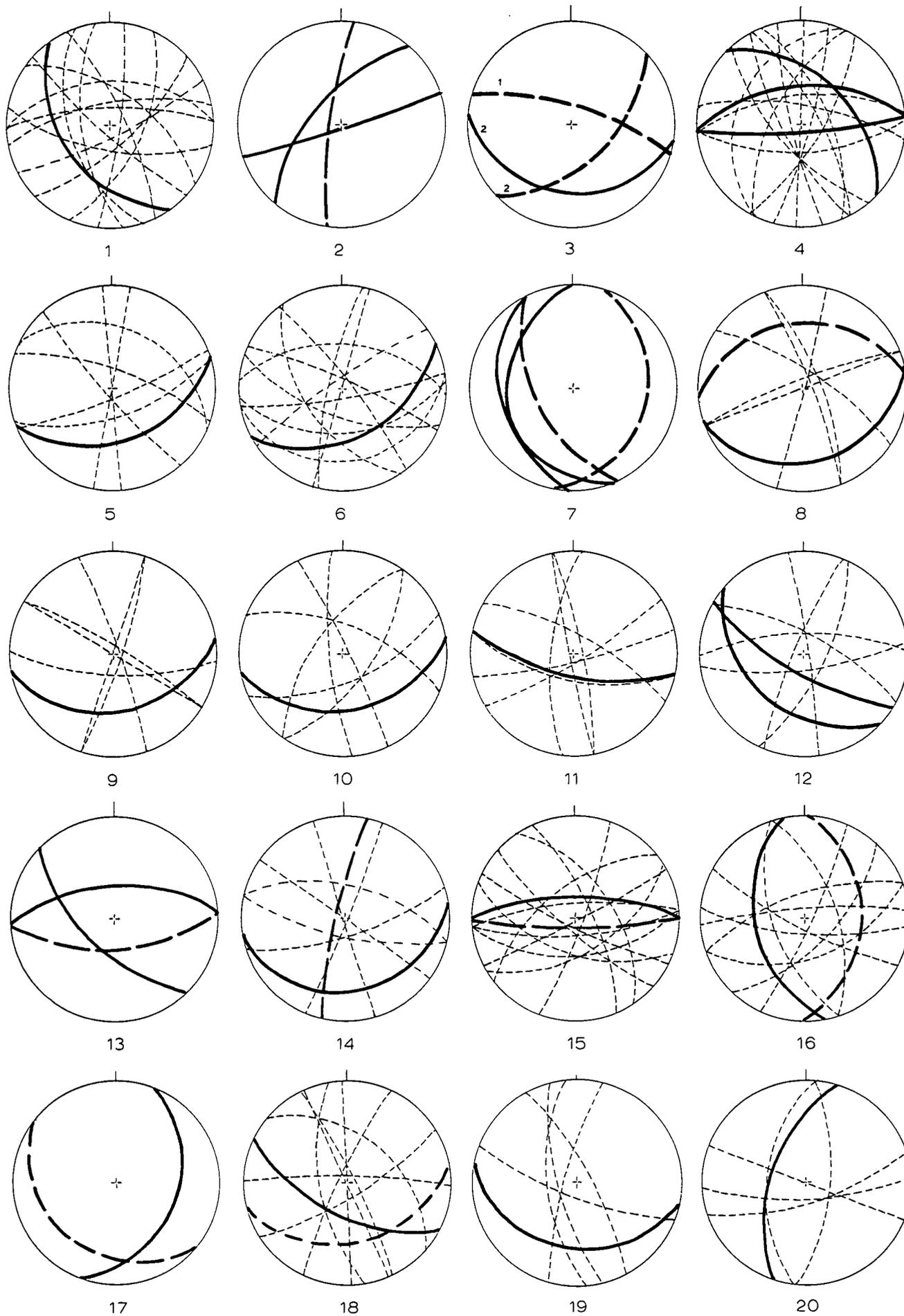
Die Tafeln 1 und 2 sind großformatige Beilagen, die sich in einer Stecktasche am Ende des Heftes befinden.

Die Zonenkreise der Kluftsysteme sind der Übersichtlichkeit halber in den Tafelfiguren nicht dargestellt.

Abkürzungen siehe Seite 31.

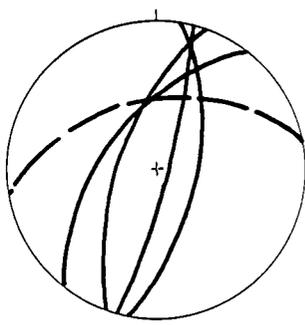


- Fig. 1 (Meßpunkt 346): Südalpines Skyth im Vellachtal südwestlich des Vellacher Hammers (Haltestelle Nabernig), östliche Südkarawanken (SK III). – 101 SS, 74 Kl.
- Fig. 2 (Meßpunkt 347): Schlerndolomit (Ladin) der Südkarawanken bei Trögern (SK III). – 59 SS.
- Fig. 3 (Meßpunkte 1 und 2): P 1: Wettersteinkalk am Zollhaus Rauniak, Straße Bleiburg–Mežica, östliche Nordkarawanken (NK III). – 16 SS.
P 2: Wettersteinkalk im Nordfuß der Petzen, untere Westkehre der Straße zum Gasthof Siebenhütten, östliche Nordkarawanken (NK III). – 30 SS, 61 Kl.
- Fig. 4 (Meßpunkte 3–8): Wettersteinkalk im Nordhang der Petzen unterhalb des Gasthofes Siebenhütten, östliche Nordkarawanken (NK III). – 36 SS, 32 Kl. Die Kluftmessungen der Punkte 2–8 sind in diesem Diagramm zusammengefaßt.
- Fig. 5 (Meßpunkt 9): Dolomite in der obersten Nordkehre der alten Loiblpaßstraße bei Höhenpunkt 1339 (Skyth?), mittlere Südkarawanken (SK II). – 36 SS, 50 Kl.
- Fig. 6 (Meßpunkte 10–11): (Skyth?) Dolomit wie in Fig. 5, in und unterhalb der obersten Südkehre der alten Loiblpaßstraße, mittlere Südkarawanken (SK II). – 92 SS, 144 Kl.
- Fig. 7 (Meßpunkt 12): Skythische Kalke, unterer Kraßnikgraben östlich Spitzar an der Loiblpaßstraße, mittlere Südkarawanken (SK II). – 41 SS.
- Fig. 8 (Meßpunkt 13): Skythische Kalke, ca. 150 m nordwestlich P 12, Westseite der Loiblstraße, mittlere Südkarawanken (SK II). – 30 SS, 80 Kl.
- Fig. 9 (Meßpunkt 14N): Skyth, Kalke südlich St. Leonhard, Westseite der Loiblstraße, mittlere Südkarawanken (SK II). Die Messungen erfolgten nördlich einer Zone mit Störungen zwischen 80/75 N und 155/45 W. – 15 SS, 85 Kl.
- Fig. 10 (Meßpunkt 14S): Wie oben (P 14N), aber südlich der Störungszone. – 95 SS, 56 Kl.
- Fig. 11 (Meßpunkt 15a): Altpaläozoikum der „Karnischen Schnur“ (Plattenkalke) im Loibltal bei St. Leonhard, nördlich des Randbruches der Südkarawanken. Bereich EA I. – 30 SS, 152 Kl.
- Fig. 12 (Meßpunkt 15b): Perm und Skyth am Nordrand der mittleren Südkarawanken (SK II) nördlich von St. Leonhard, Loiblstraße. – 140 SS, 77 Kl.
- Fig. 13 (Meßpunkt 16): Paläozoikum der „Karnischen Schnur“ (Hochwipfelkarbon) an der Loiblstraße nördlich von P 15a (EA I). – 85 SS.
- Fig. 14 (Meßpunkt 17): Skythische Kalke südlich von St. Leonhard, östliche Loiblstraße ca. 50 m nordöstlich P 14, mittlere Südkarawanken (SK II). – 91 SS, 75 Kl.
- Fig. 15 (Meßpunkt 18): Hochwipfelkarbon der „Karnischen Schnur“ südöstlich des Gasthofes „Deutscher Peter“ im Loibltal (EA I). – 34 SS, 143 Kl.
- Fig. 16 (Meßpunkt 19): Ladin der Nordkarawanken (Wettersteinkalk und -dolomit) im SE-Hang des Loibler Grintoutz am Kleinen Loiblpaß (NK I). – 30 SS, 132 Kl.
- Fig. 17 (Meßpunkt 20): Ladin und Karn (Wettersteinkalk und Karnische Kalke) der mittleren Nordkarawanken (NK II), Gipfelregion des Hochobir. – 135 SS.
- Fig. 18 (Meßpunkte 21 und 22): Paläozoikum des Seeberg-Aufbruches (Hochwipfelkarbon) östlich und nordöstlich der Ofener Säge unterhalb der Vellacher Kotschna. – 100 SS/SF, 138 Kl.
- Fig. 19 (Meßpunkt 24): Altpaläozoikum des Seeberg-Aufbruches (Seebergschiefer) südlich von Bad Vellach. – 40 SS/SF, 74 Kl.
- Fig. 20 (Meßpunkt 25): Bänderkalke (Oberdevon/Unterkarbon) des Seeberg-Aufbruches im Osthang des Kärntner Storschitz, Nähe Seebergpaß. – 113 SS, 98 Kl.

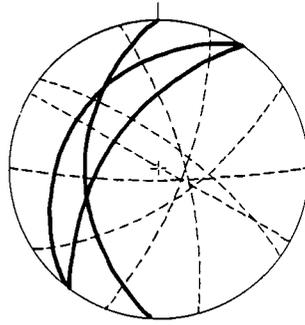


Tafel 4

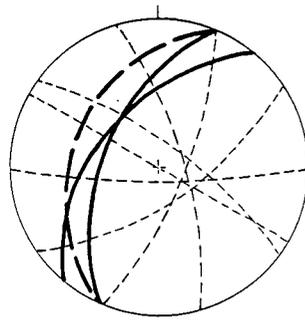
- Fig. 1 (Meßpunkte 26 und 27): Klastische Serie (Altpaläozoikum) im Seeberg-Aufbruch, ca. 700 m nordöstlich der Seeberg-Paßhöhe.– 27 SS.
- Fig. 2 (Meßpunkt 28): Devonische Knollenkalke, ca. 1 km nordöstlich des Seebergpasses, Seeberg-Aufbruch.– 20 SS, 78 KI (zusammen mit P 29).
- Fig. 3 (Meßpunkt 29): Devonische Knollenkalke, ca. 1,3 km ene des Seebergpasses, Seeberg-Aufbruch.– 25 SS, 78 KI.
- Fig. 4 (Meßpunkt 30): Jungpaläozoikum an der Basis der Südkarawanken, Vellachtal nördlich Kescher (SK III).– 21 SS.
- Fig. 5 (Meßpunkt 31): Schlerndolomit der Südkarawanken, Vellachtal nördlich von P 30 (SK III).– 44 SS, 96 KI (zusammen mit P 31N und P 32).
- Fig. 6 (Meßpunkt 31N): Schlerndolomit der Südkarawanken, Vellachstraße nördlich von P 31 (SK III).– 20 SS.
- Fig. 7 (Meßpunkt 32): Schlerndolomit der Südkarawanken, Vellachstraße südwestlich Machler (SK III).– 24 SS, 96 KI (zusammen mit P 31; Klüfte vereinfacht dargestellt).
- Fig. 8 (Meßpunkt 33): Anis der Nordkarawanken, Berghof Brunner nördlich von Eisenkappel (NK III).– 95 SS, 119 KI.
- Fig. 9 (Meßpunkt 34): Anis der Nordkarawanken, ca. 500 m östlich von P 33 (NK III).– 98 SS.
- Fig. 10 (Meßpunkt 35): Südalpine Werfener Schichten der Südkarawanken im Westhang des Trockenberges (Suhi vrh), südwestlich von St. Margarethen im Remschenigtal (SK III).– 197 SS, 100 KI.
- Fig. 11 (Meßpunkt 36): Altkristallin nördlich von St. Margarethen im Remschenigtal, Eisenkappeler Aufbruch östlich von Eisenkappel.(EA II) – 29 SF.
- Fig. 12 (Meßpunkt 37): Eisenkappeler Altkristallin nordöstlich von P 36 (EA II).– 69 SF.
- Fig. 13 (Meßpunkt 38): Karn der mittleren Nordkarawanken, ca. 700 m östlich der Eisenkappeler Hütte am Obir (NK II).– 102 SS, 107 KI.
- Fig. 14 (Meßpunkte 39 und 40): Wettersteinkalk (Ladin) südöstlich der Eisenkappeler Hütte am Obir, mittlere Nordkarawanken (NK II).– 180 SS, 237 KI.
- Fig. 15 (Meßpunkt 41): Karn der mittleren Nordkarawanken (NK II), ca. 1,5 km westlich des Jovanberges.– 130 SS, 81 KI.
- Fig. 16 (Meßpunkte 42 und 43): Hauptdolomit und Wettersteinkalk, ca. 1 bis 1,5 km westsüdwestlich des Jovanberges, mittlere Nordkarawanken (NK II).– 169 SS, 90 KI.
- Fig. 17 (Meßpunkt 44W): Anis der mittleren Nordkarawanken südlich des Jovanberges (NK II).– 40 SS, 80 KI.
- Fig. 18 (Meßpunkt 44E): Südöstlich an P 44W anschließende Hangendscholle einer Aufschiebung (St,d: 80/70 S): Anis der mittleren Nordkarawanken (NK II) südlich des Jovanberges.– 47 SS, 98 KI.
- Fig. 19 (Meßpunkt 45): Anis, mittlere Nordkarawanken (NK II), an Punkt 44 südwestlich anschließend.– 25 SS, 80 KI.
- Fig. 20 (Meßpunkte 46 und 47): Wettersteinkalk der östlichen Nordkarawanken (NK III), ca. 2 km nordwestlich des Berges Turm am Globasnitzbachtal.– 180 SS, 112 KI.



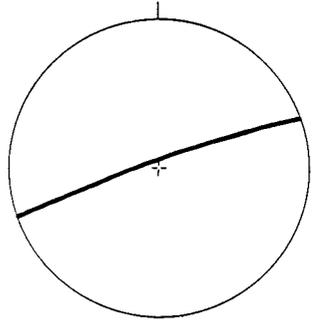
1



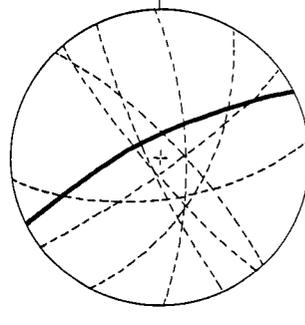
2



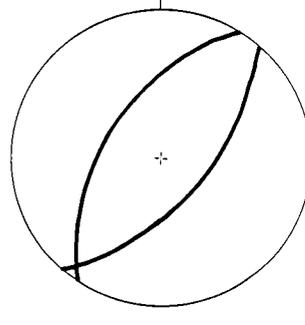
3



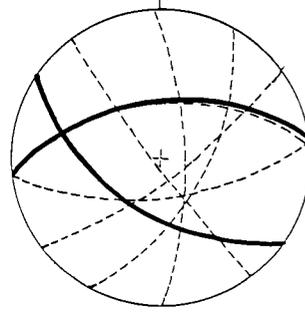
4



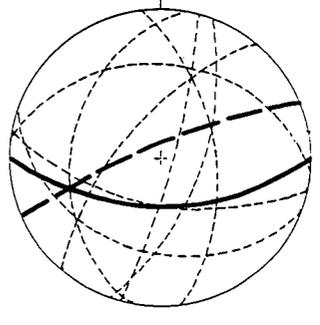
5



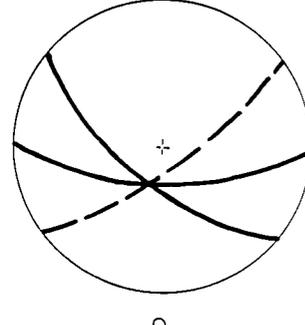
6



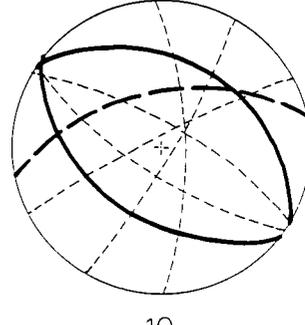
7



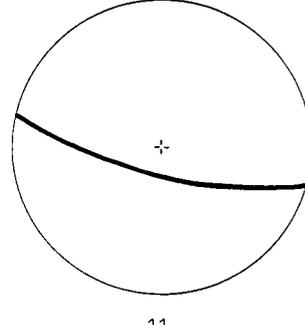
8



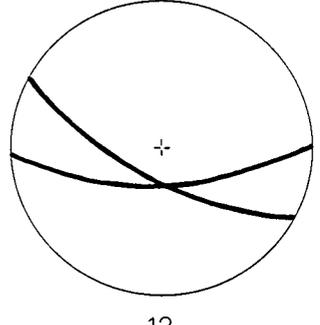
9



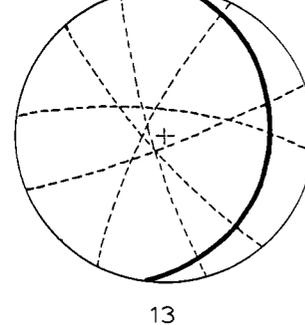
10



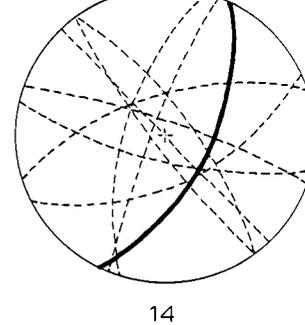
11



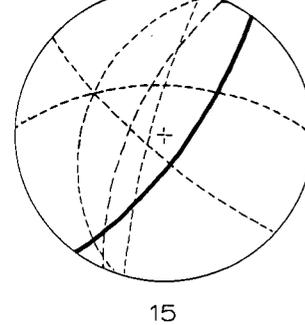
12



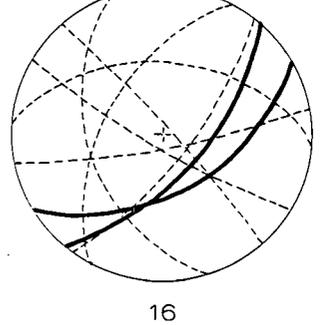
13



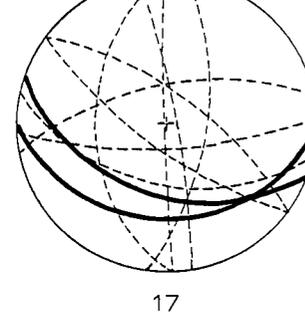
14



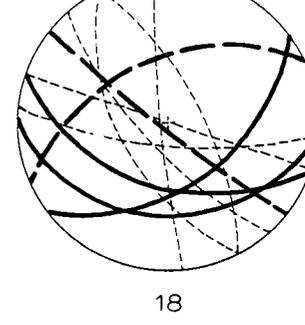
15



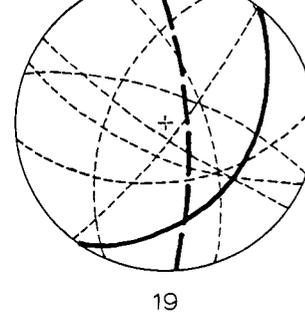
16



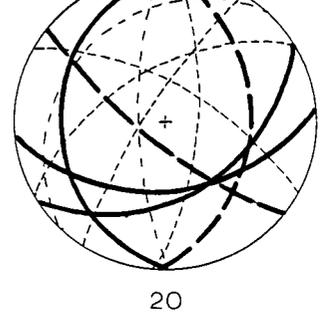
17



18



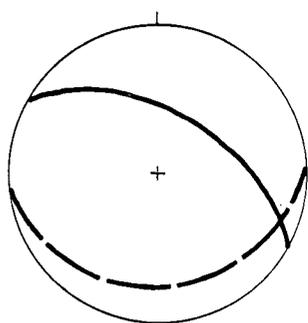
19



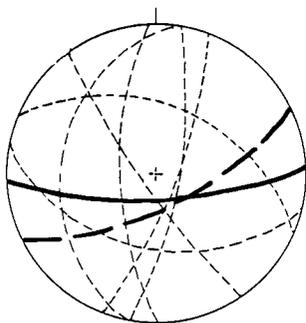
20

Tafel 5

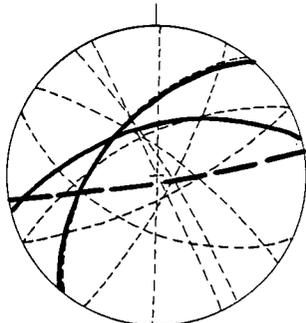
- Fig. 1 (Meßpunkt 48): Anis der östlichen Nordkarawanken (NK III), ca. 3 km westlich der Feistritzer Spitze (Petzen) oberhalb der Straße Globasnitz – Leppengraben.– 19 SS.
- Fig. 2 (Meßpunkt 49): Wettersteinkalk, ca. 1 km südöstlich des Turm, östliche Nordkarawanken (NK III; Petzen-Westhang).– 96 SS, 90 Kl.
- Fig. 3 (Meßpunkt 50): Raibler Schichten der östlichen Nordkarawanken, Südwesthang der Petzen (NK III).– 38 SS, 90 Kl.
- Fig. 4 (Meßpunkt 51): Anis der östlichen Nordkarawanken, ca. 1 km östlich der Luschaalm (NK III).– 108 SS, 174 Kl.
- Fig. 5 (Meßpunkte 52 und 53): Anis der östlichen Luschaalm, Nordkarawanken, Bereich NK III.– 116 SS, 138 Kl.
- Fig. 6 (Meßpunkt 54): Anis der westlichen Südkarawanken (SK I), Rosenbachtal zwischen Dürrkogel und Gratschützen, ca. 800 m südlich des Elektrizitätswerkes.– 247 SS, 126 Kl.
- Fig. 7 (Meßpunkt 55): Hochwipfelkarbon des südlichen Korpitschgrabens, Westkarawanken.– 26 SS.
- Fig. 8 (Meßpunkt 56): Devonkalke des mittleren Korpitschgrabens, Westkarawanken.– 167 SS, 131 Kl.
- Fig. 9 (Meßpunkt 57): Devonische Lydite des unteren Korpitschgrabens, Westkarawanken.– 24 SS, 66 Kl.
- Fig. 10 (Meßpunkt 58S): Devonische Kalke des unteren Korpitschgrabens, Westkarawanken.– 43 SS, 62 Kl.
- Fig. 11 (Meßpunkt 58N): Devonkalke des unteren Korpitschgrabens, Westkarawanken nördlich von P 58S.– 80 SS, 74 Kl.
- Fig. 12 (Meßpunkt 59): Hochwipfelkarbon der Westkarawanken, ca. 1 km nördlich der Paßhöhe des Wurzen.– 23 SS.
- Fig. 13 (Meßpunkt 60): Hochwipfelkarbon der Westkarawanken an der Wurzenpaßstraße südwestlich von Krainberg.– 105 SS, 120 Kl.
- Fig. 14 (Meßpunkt 61): Devonische Flaser- und Knollenkalke bei Mauthner, Wurzenpaßstraße westlich von Krainberg, Westkarawanken.– 136 SS, 146 Kl.
- Fig. 15 (Meßpunkte 62 und 63): Devonische Flaserkalke und Hochwipfelkarbon an der Steilstrecke der Wurzenpaßstraße unterhalb Mauthner, Westkarawanken.– 165 SS, 90 Kl.
- Fig. 16 (Meßpunkt 90): Hochwipfelflysch des Seeberg-Aufbruches, ca. 700 m nördlich des Gasthofes Pristovnik im Trögerntal.– 49 SS.
- Fig. 17 (Meßpunkt 91): Hochwipfelflysch am Nordausgang der Trögerner Klamm, Eisenkappeler Aufbruch westlich von Eisenkappel (EA I).– 106 SS, 92 Kl.
- Fig. 18 (Meßpunkt 198): Bänderkalke (Oberdevon–Unterkarbon) ca. 1 km östlich von Bad Vellach, Seeberg-Aufbruch.– 20 SS.
- Fig. 19 (Meßpunkt 199): Bänderkalke des Seeberg-Aufbruches (Oberdevon–Unterkarbon), ca. 500 m nordöstlich des Seebergpasses.– 34 SS, 132 Kl.
- Fig. 20 (Meßpunkt 200): Schlierndolomit der Südkarawanken in der Trögerner Klamm (SK III).– 36 SS, 102 Kl.



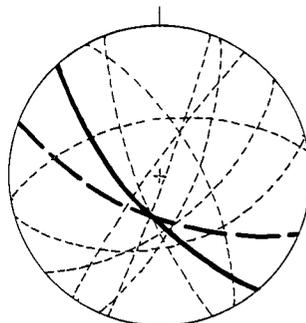
1



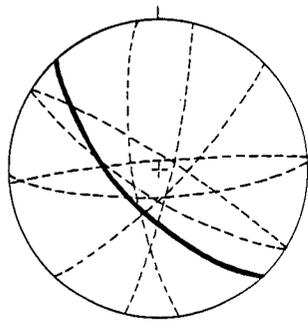
2



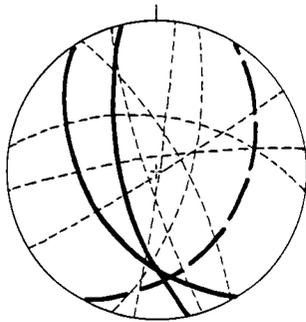
3



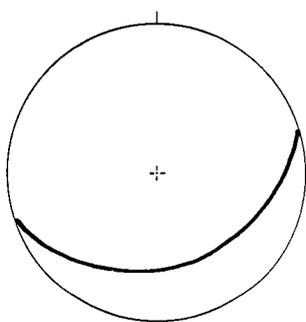
4



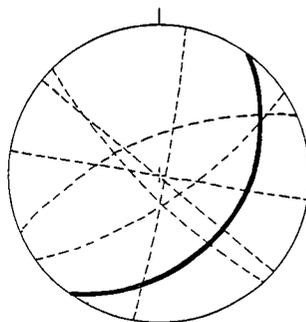
5



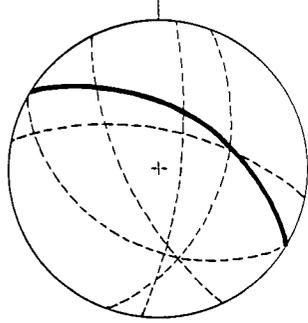
6



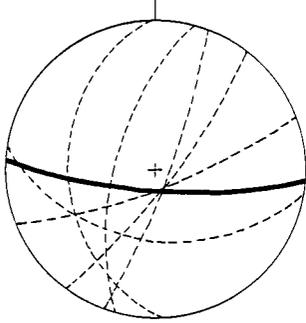
7



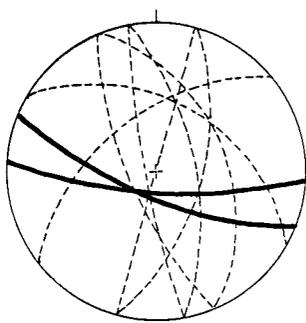
8



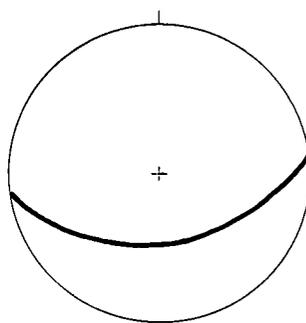
9



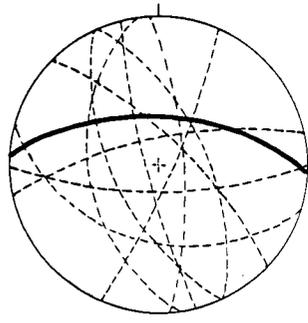
10



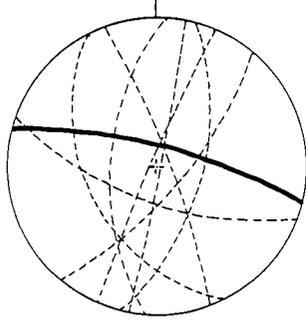
11



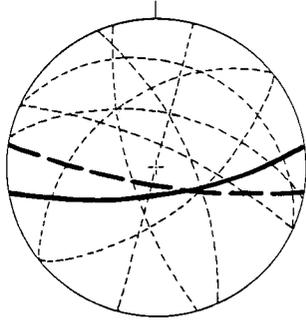
12



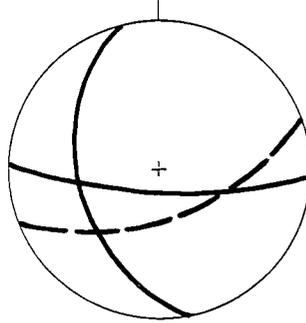
13



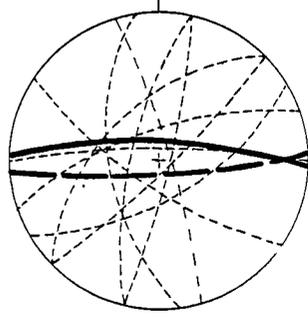
14



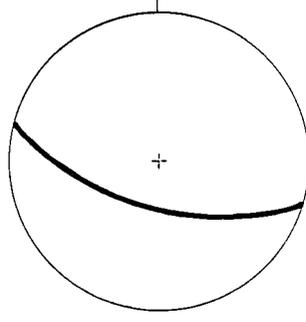
15



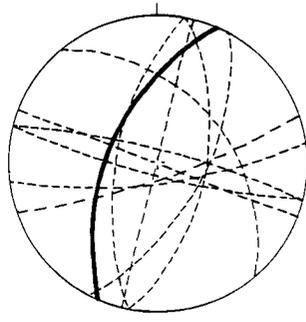
16



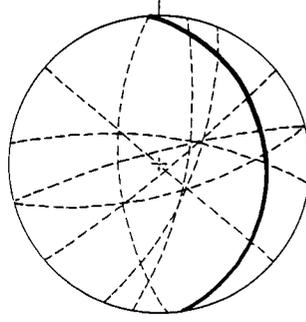
17



18



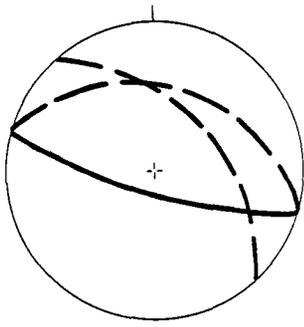
19



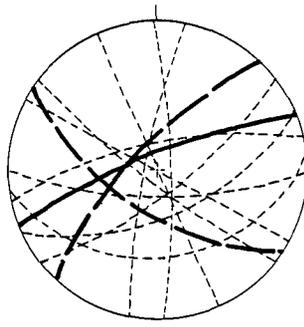
20

Tafel 6

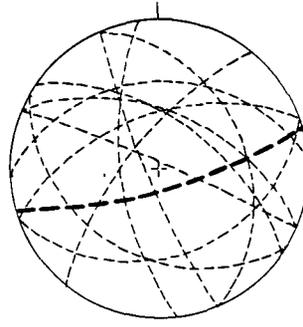
- Fig. 1 (Meßpunkt 348): Skyth und Anis der mittleren Nordkarawanken, Gebiet des Schaidasattels (NK II).– 17 SS.
- Fig. 2 (Meßpunkt 201): Hochwipfelkarbon des Seeberg-Aufbruches bei Pristovnik und Trögern.– 79 SS, 95 Kl.
- Fig. 3 (Meßpunkt 202): Pillowlava in der Ebriachklamm, Altpaläozoikum des Grünschieferzuges im Eisenkappeler Aufbruch westlich von Eisenkappel (EA I).– 40 „SS“, 116 Kl.
- Fig. 4 (Meßpunkt 212): Skyth der Südkarawanken, ca. 1 km westlich des Bodenbauers im Bodental bei Windisch Bleiberg (SK II).– 43 SS, 70 Kl.
- Fig. 5 (Meßpunkt 215): Skyth der Südkarawanken im Strugarzagraben westlich des Großen Rain, ca. 5 km nne des Hochstuhls (SK II).– 86 SS.
- Fig. 6 (Meßpunkte 216 und 217): Jungpaläozoikum bis mittlere Trias der Südkarawanken, nördliches Obojniktal (SK III).– 112 SS, 60 Kl.
- Fig. 7 (Meßpunkt 218): Wettersteinkalk der Nordkarawanken, Gipfelregion des Freiberges (Setitsche; NK I).– 37 SS.
- Fig. 8 (Meßpunkt 219): Karn südlich des Schwarzen Gupfes im Osten des Bereiches NK I der Nordkarawanken.– 42 SS, 103 Kl.
- Fig. 9 (Meßpunkt 220): Untere und mittlere Trias im südlichen Hainschgraben, mittlere Südkarawanken (SK II).– 37 SS.
- Fig. 10 (Meßpunkt 221): Anis der Nordkarawanken bei Malle im Winkel, südöstlich des Ferlacher Horns (NK I).– 55 SS, 88 Kl.
- Fig. 11 (Meßpunkt 279): Skyth der Südkarawanken nördlich des Kahlkogels (SK I).– 20 SS, 60 Kl.
- Fig. 12 (Meßpunkt 280): Schlierndolomit nördlich des Kahlkogels, westliche Südkarawanken (SK I).– 20 SS.
- Fig. 13 (Meßpunkt 281): Ladin (Wengener/Buchensteiner Schichten?) der westlichen Südkarawanken (SK I) nordöstlich des Kahlkogels.– 86 SS, 101 Kl.
- Fig. 14 (Meßpunkt 282): Mitteltrias der westlichen Südkarawanken am Kotschnasattel (SK I).– 36 SS, 105 Kl.
- Fig. 15 (Meßpunkt 283): Dolomitisches Ladin des nördlichen Muschenik-Berges, westliche Südkarawanken (SK I).– 16 SS.
- Fig. 16 (Meßpunkt 284): Südalpines Skyth des Großen Suchagrabens, westliche Südkarawanken bei Maria Elend i. R. (SK I).– 20 SS, 89 Kl.
- Fig. 17 (Meßpunkt 285): Raibler Schichten der Nordkarawanken zwischen Oistra und Jegartkogel, östliche Nordkarawanken (NK III).– 25 SS, 98 Kl.
- Fig. 18 (Meßpunkt 286): Hauptdolomit zwischen Oistra und Jegartkogel, östliche Nordkarawanken (NK III).– 46 SS, 102 Kl.
- Fig. 19 (Meßpunkt 287): Jurakalke der Vorbergzone südlich von Altendorf, Ostkarawanken.– 64 SS, 73 Kl.
- Fig. 20 (Meßpunkt 288): Hauptdolomit nördlich der Oistra, östliche Nordkarawanken (NK III).– 131 SS, 132 Kl.



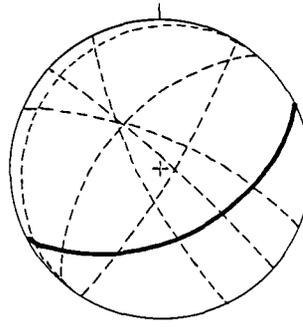
1



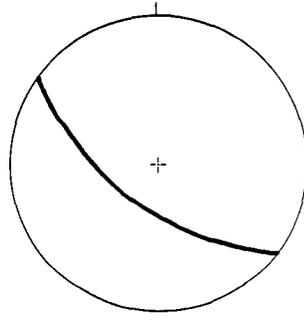
2



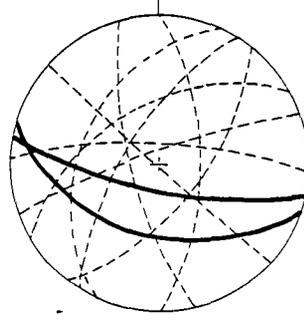
3



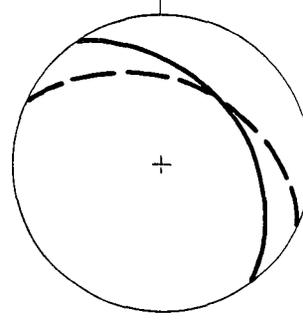
4



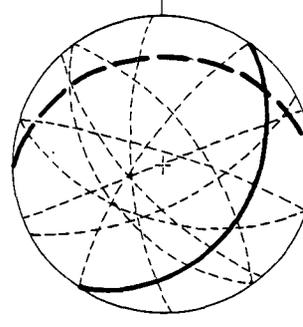
5



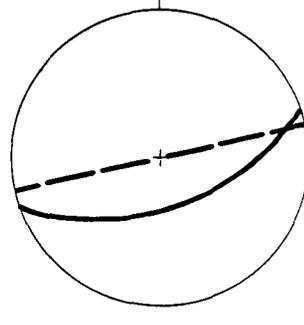
6



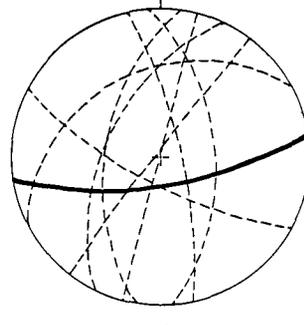
7



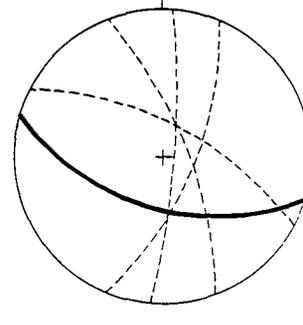
8



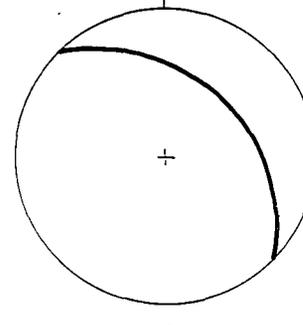
9



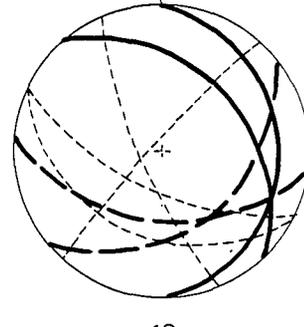
10



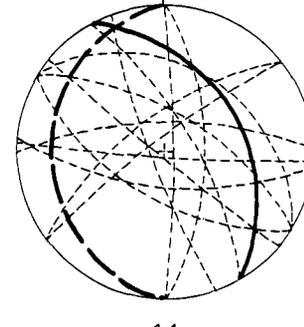
11



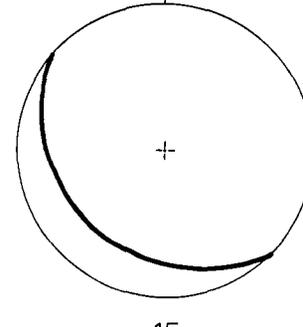
12



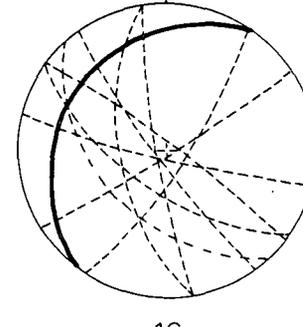
13



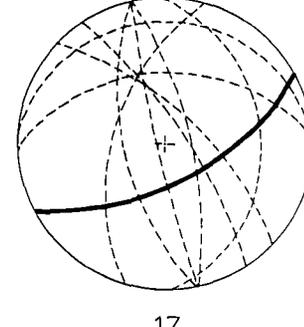
14



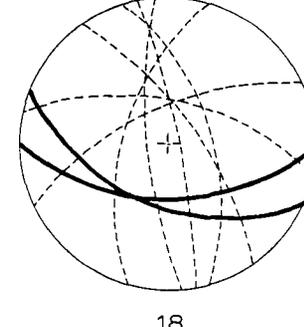
15



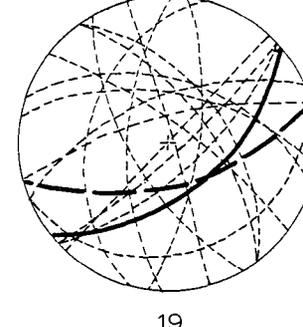
16



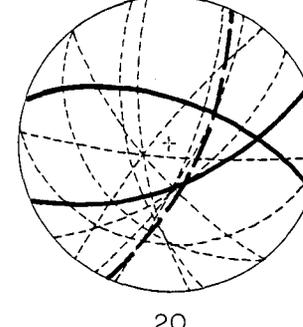
17



18



19



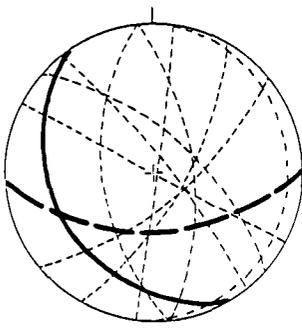
20

Tafel 7

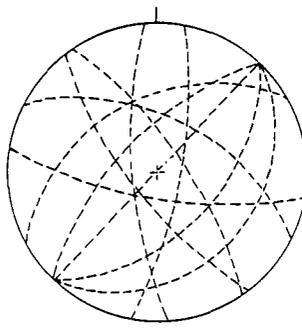
- Fig. 1 (Meßpunkt 289): Raibler Schichten nördlich der Topitza, östliche Nordkarawanken (NK III).– 21 SS, 96 Kl.
 Fig. 2 (Meßpunkt 290): Ladin (?) der Südkarawanken über der Steilen Wand westlich des mittleren Bärentales (SK I).– 14 SS.
 Fig. 3 (Meßpunkt 291): Anis (?) der Südkarawanken, Matschacher Gupf westlich des Bärentales (SK I).– 32 SS, 70 Kl.
 Fig. 4 (Meßpunkt 292): Diabas und Tuffite in der Grünschieferserie des Eisenkappeler Aufbruches, ca. 1 km östlich von Osenik im Lobnikgraben (EA II).– 14 SS, 106 Kl.
 Fig. 5 (Meßpunkt 293/1): Serpentinisierter Ultrabazit im Diabaszug des östlichen Eisenkappeler Aufbruches (EA II) südlich des mittleren Lobnikgrabens.– 18 SS.
 Fig. 6 (Meßpunkt 293/2): Diabas des Grünschieferzuges östlich von Papp, ca. 300 m westlich von 293/1 (EA II).– 24 SS (in Tuffen), 106 Kl.
 Fig. 7 (Meßpunkt 293/3): Spillite des Diabaszuges östlich von Eisenkappel. Aufschlüsse westlich von Papp (EA II).– 24 SS, 114 Kl.
 Fig. 8 (Meßpunkt 294): Spillite des östlichen Eisenkappeler Aufbruches, Diabaszug ca. 300 m westlich Knolitsch (EA II).– 42 SS, 122 Kl.
 Fig. 9 (Meßpunkt 295): Spillite 100 m südwestlich Gobanz, Ausgang des Leppengrabens im östlichen Eisenkappeler Grünsteinzug (EA II).– 15 SS, 120 Kl.
 Fig. 10 (Meßpunkt 296): Granit bei Pasterk im westlichen Leppengraben, östlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA II).– 74 Kl.
 Fig. 11 (Meßpunkt 297): Spillite südöstlich Keschar im mittleren Leppengraben, östlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA II).– 10 SS.
 Fig. 12 (Meßpunkt 298): Spillite bei Skutl im östlichen Leppengraben, Diabaszug des Bereiches EA II.– 48 SS.
 Fig. 13 (Meßpunkt 299): Granitzug südlich des Javornikberges, östlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA II): Diorit.– 69 SF, 102 Kl.
 Fig. 14 (Meßpunkte 301 und 302): Kontakt- und Grenzbereich zwischen Altkristallin (südlich Lippusch) und Tonalit (östlich St. Margarethen im Remscheniggraben), östlicher EA II.– 51 SF (Altkristallin), 146 Kl.
 Fig. 15 (Meßpunkt 300): Altkristallin des östlichen Eisenkappeler Aufbruches, ca. 800 m nordöstlich von St. Margarethen (EA II).– 48 SF.
 Fig. 16 (Meßpunkt 303): Altkristallin westlich Sabodim am mittleren Remscheniggraben (EA II).– 36 SS, 106 Kl.
 Fig. 17 (Meßpunkt 304): Dioritlinse, ca. 500 m südlich Sabodim, Remschenigtal, östlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA II).– 99 Kl.
 Fig. 18 (Meßpunkt 305): Altkristallin südlich von P 304, mittlerer Remscheniggraben (EA II).– 21 SF.
 Fig. 19 (Meßpunkt 306): Altkristallin nördlich Pettlar im mittleren Remscheniggraben (Bereich EA II).– 65 SF.
 Fig. 20 (Meßpunkt 307E): Skyth der Südkarawanken zwischen Kurathkogel und Trockenberg (Suhi vrh) in unmittelbarer Nachbarschaft der Karawankenstörung (PL), östlicher Aufschlußbereich. (SK III).– 22 SS.

Tafel 8

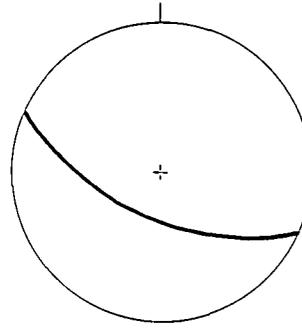
- Fig. 1 (Meßpunkt 307W): Lokalität wie P 307E, westlicher Aufschlußbereich. (SK III).– 30 SS, 102 Kl.
- Fig. 2 (Meßpunkt 308): Spilite im Ebriachtal ca. 1,5 km südwestlich von Eisenkappel, Diabaszug des EA I.– 82 Kl.
- Fig. 3 (Meßpunkt 309): Tuffe am Ostausgang der Ebriachklamm, Grünsteinzug westlich von Eisenkappel (EA I).– 18 SS.
- Fig. 4 (Meßpunkt 310): Spilite nördlich von Punkt 309, Ostausgang der Ebriachklamm, westlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA I).– 19 SS, 132 Kl.
- Fig. 5 (Meßpunkt 311): „Grünschiefer“ (Tuffite und klastische Serien ?) bei Novak, nordwestlich der Ebriachklamm, Diabaszug des EA I.– 12 SS.
- Fig. 6 (Meßpunkt 312): Pillowlava südwestlich Oberebriach (St. Leonhard), Grünsteinzug nördlich des Ebriachtales (EA I).– 17 „SS“, 131 Kl.
- Fig. 7 (Meßpunkt 313): Spilite nördlich Sauerbrunn (Pillowlava, Diabas und Tuffe), Diabaszug des westlichen Eisenkappeler Aufbruches (EA I).– 22 SS, 94 Kl.
- Fig. 8 (Meßpunkt 314): Granit an der Mündung des Obojnibaches ins Ebriachtal (EA I).– 97 Kl.
- Fig. 9 (Meßpunkt 315): Klastische Serien und Tuffite (?) des Grünschieferzuges, ca. 1 km südöstlich des Schaidasattels, westlicher Eisenkappeler Aufbruch (EA I).– 20 SS, 111 Kl.
- Fig. 10 (Meßpunkt 316): Granit, ca. 1 km westlich der Mündung der Trögernklamm (EA I).– 108 Kl.
- Fig. 11 (Meßpunkt 317): Anis der Nordkarawanken im Wabutschnikgraben westlich der Setitsche (Freiberg; NK I).– 75 SS, 102 Kl.
- Fig. 12 (Meßpunkt 318): Jurakalke und Mergelkalke der Vorbergzone am Wildensteiner Wasserfall, nördliche Obirmasse.– 92 SS, 105 Kl.
- Fig. 13 (Meßpunkt 319): Wettersteinkalk (Ladin) der Matzen, Nordkarawanken östlich des Waidischtales (NK I).– 34 SS.
- Fig. 14 (Meßpunkt 320): Wettersteindolomit des Oreinzasattels südöstlich von Feistritz i. R., östliche Nordkarawanken (NK I).– 10 SS.
- Fig. 15 (Meßpunkt 321): Hauptdolomit des Großen Mittagkogels, westliche Südkarawanken (SK I).– 42 SS.
- Fig. 16 (Meßpunkt 324): Wettersteinkalk in der Gipfelpartie des Ferlacher Horns (NK I).– 30 SS.
- Fig. 17 (Meßpunkte 331 und 332): Wettersteinkalk des oberen Kunitzgrabens südlich und südöstlich des Altberges, mittlere Nordkarawanken (NK II).– 51 SS.
- Fig. 18 (Meßpunkt 333): Wettersteinkalk und -dolomit der westlichen Nordkarawanken bei Ferlach, Messungen im Norden und Nordosten des Singerberges (NK I).– 55 SS.
- Fig. 19 (Meßpunkt 323): Schlerndolomit in der Nordwand der östlichen Koschuta (SK II/III).– 47 SS.
- Fig. 20 (Meßpunkt 334): Untertrias der Südkarawanken im südlichen Bärental (SK I), nördlich des Hochstuhls.– 54 SS, 105 Kl.



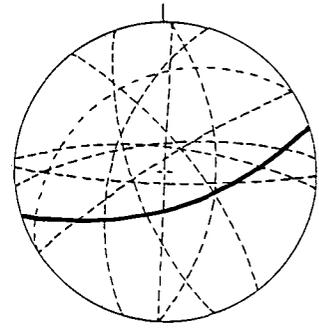
1



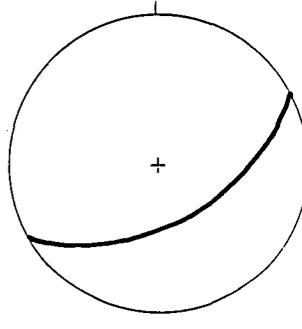
2



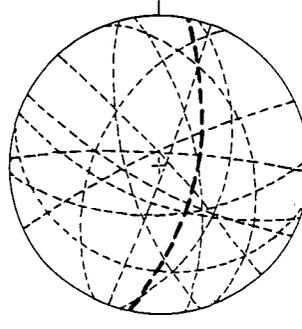
3



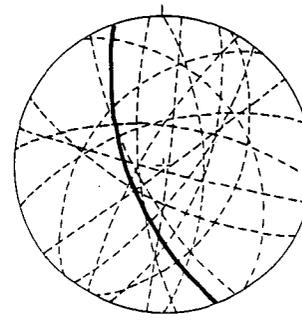
4



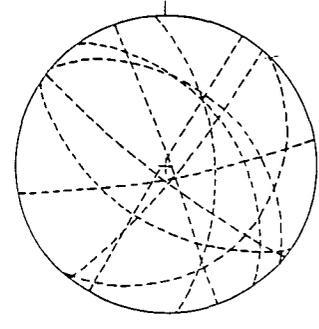
5



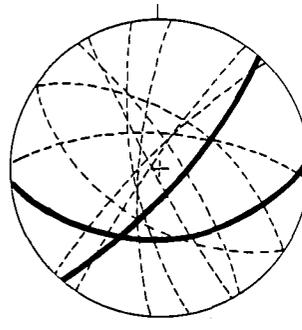
6



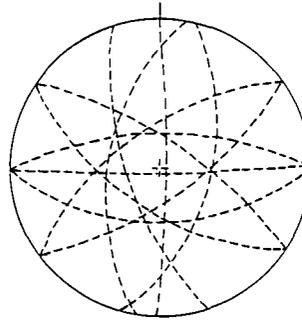
7



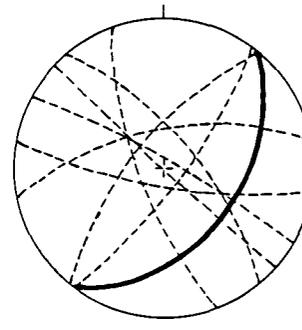
8



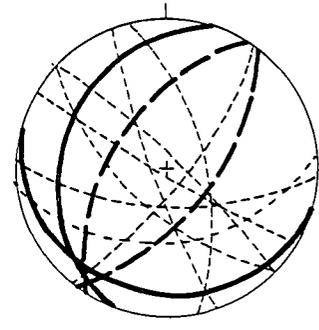
9



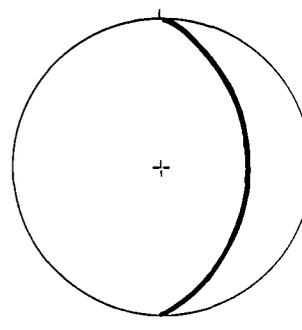
10



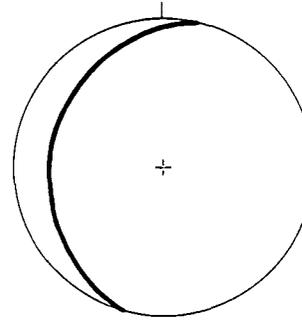
11



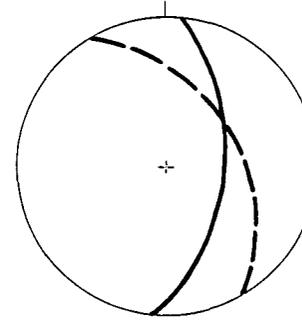
12



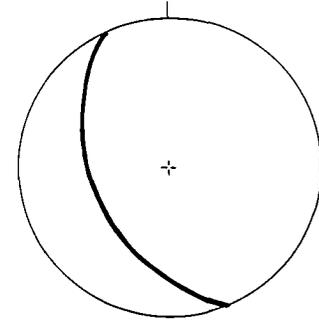
13



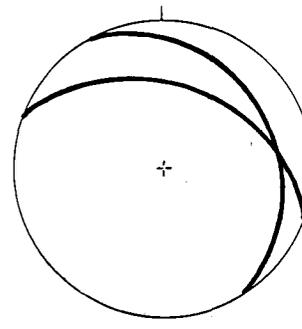
14



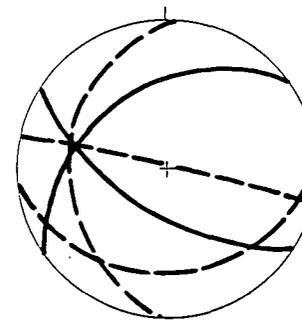
15



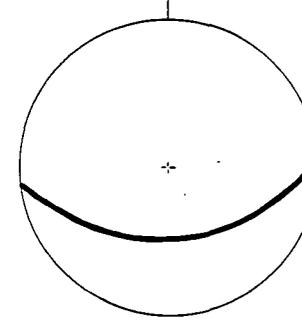
16



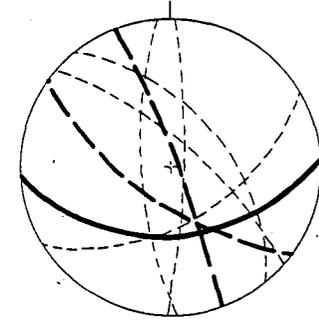
17



18



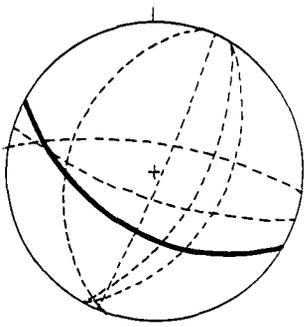
19



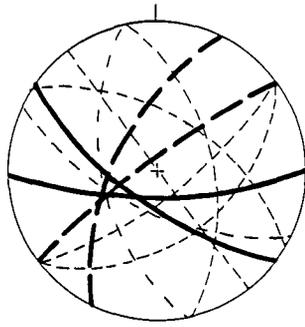
20

Tafel 9

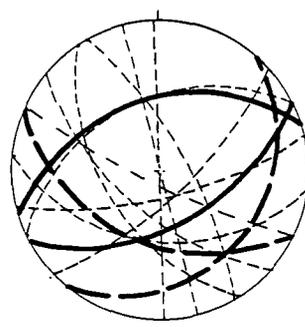
- Fig. 1 (Meßpunkt 334 c): Paläozoische Kalke in der Zone der Karawanken-Hauptstörung (PL), mittleres Bärenal (EA I).– 17 SS, 46 KI.
- Fig. 2 (Meßpunkt 335): Anis und Ladin, nördliches Bärenal, westliche Nordkarawanken (NK I).– 156 SS, 104 KI.
- Fig. 3 (Meßpunkt 336): Anis südöstlich von Waidisch, NK I, Waidischtal bei Ferlach.– 144 SS, 101 KI (zusammen mit P 337).
- Fig. 4 (Meßpunkt 337): Anis der Nordkarawanken im Waidischtal bei Herlotschnik (NK I).– 43 SS, 49 KI.
- Fig. 5 (Meßpunkt 338): Anis der Nordkarawanken am Ausgang des Wabutschniktales nördlich von Mitterwinkel (NK I).– 100 SS, 89 KI.
- Fig. 6 (Meßpunkt 339): Ladin der Südkarawanken im Südhang des Kosiak (Geißberg), nördlich des Hochstuhls (SK II).– 27 SS.
- Fig. 7 (Meßpunkt 340): Obere Trias (Dachsteinkalk) zwischen Hochstuhl und Bielschitz (SK II).– 177 SS, 114 KI.
- Fig. 8 (Meßpunkt 341): Obere Trias der Vorbergzone am Ausgang des Vellachtales bei Miklauzhof; nördlicher Aufschlußbereich.– 97 SS, 162 KI.
- Fig. 9 (Meßpunkt 342): Wie P 341, südöstlicher Aufschlußbereich.– 90 SS, 35 KI.
- Fig. 10 (Meßpunkt 343): Wettersteinkalk und Raibler Schichten des unteren Kuretgrabens im Westen des nördlichen Vellachtales, mittlere Nordkarawanken (NK II).– 42 SS.
- Fig. 11 (Meßpunkte 344 und 345): Wettersteinkalk und Raibler Schichten, Trobewände nordwestlich von Eisenkappel, Nordkarawanken (NK II).– 39 SS, 54 KI.
- Fig. 12 (Meßpunkt 345): Wettersteinkalk der Trobewände bei Eisenkappel (NK II).– 14 SS.



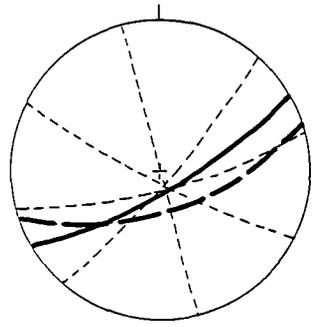
1



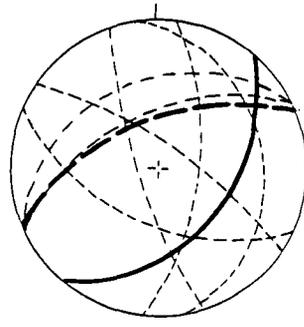
2



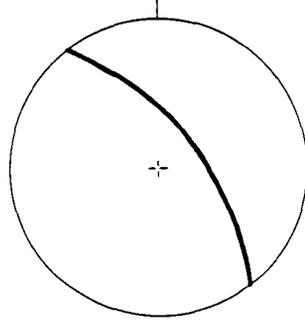
3



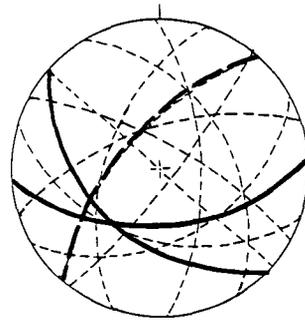
4



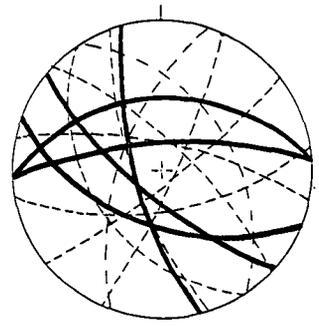
5



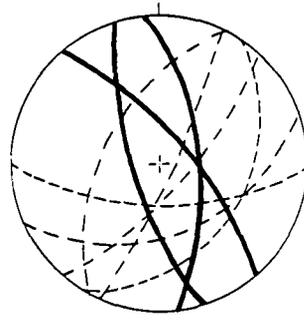
6



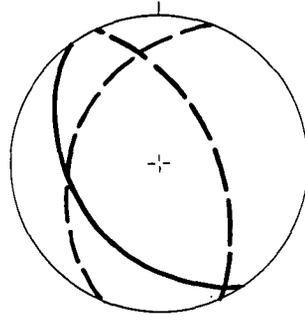
7



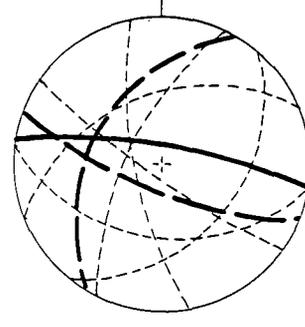
8



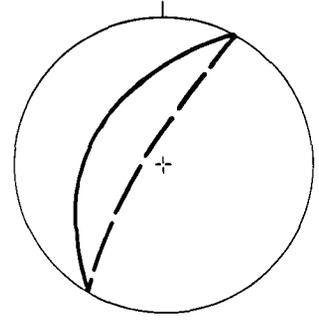
9



10



11



12

Tafel 10

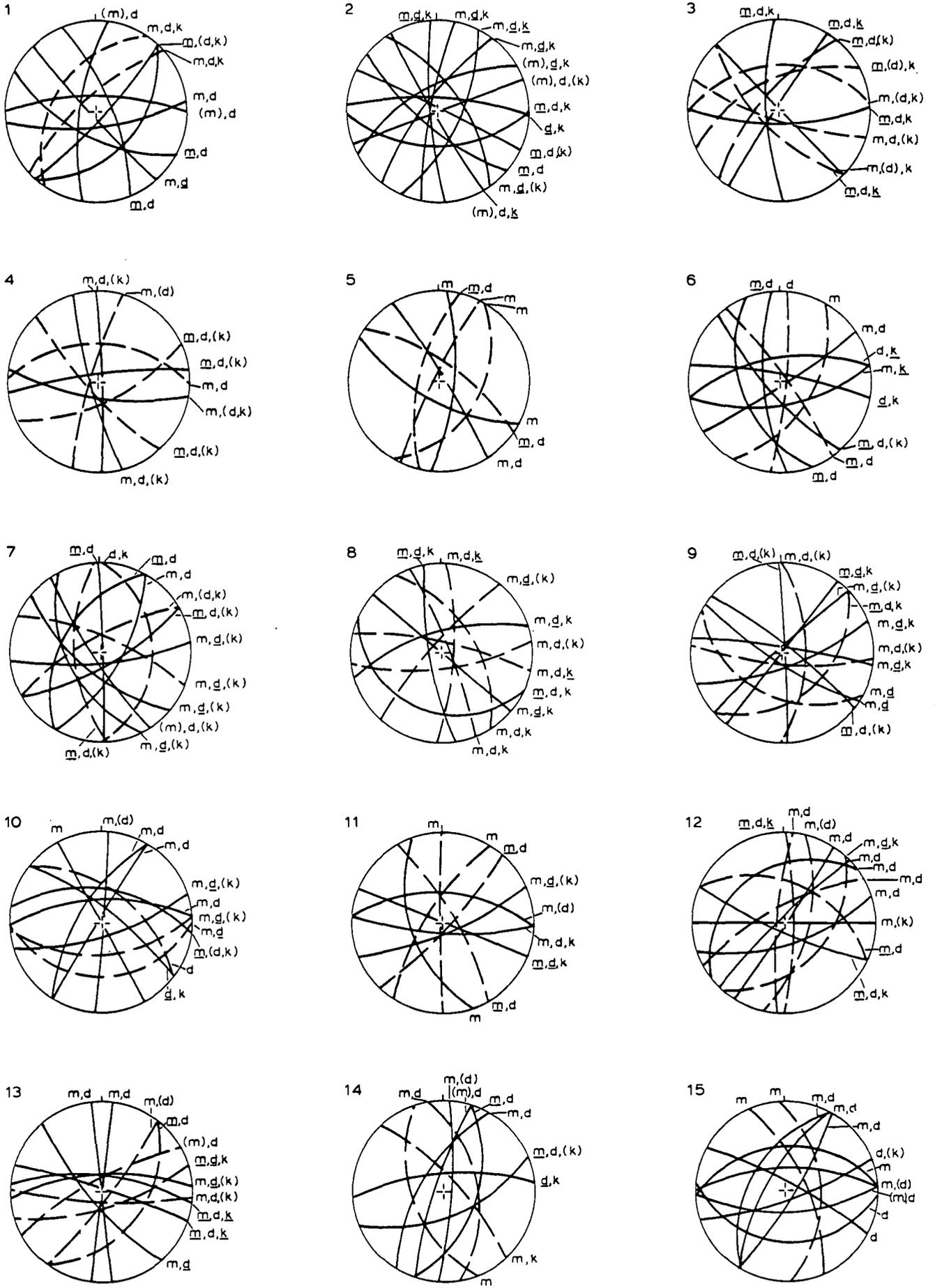
Sammeldiagramme der Störungen

Legende: Vorherrschende Verwerfungsrichtungen sind durchgezogen, untergeordnete gestrichelt gezeichnet. Am Rande der Darstellungen ist die Besetzung der verschiedenen Flächenscharen durch Störungen der unterschiedlichen Größenordnungen angegeben; es bedeutet z. B.: m, d, (k), daß in der zugehörigen Flächenschar die Kleinstörungen stark vorherrschen und große Störungen sehr zurücktreten. Die Verwerfungen des Zehnermeterbereiches (s. Absatz 2.3.) kommen dagegen in einer mittleren Häufigkeit vor.

- Fig. 1: Bereich NK I/1 der westlichen Nordkarawanken zwischen Bärental und Singerberg.– 166 St.
- Fig. 2: Bereich NK I/2 der westlichen Nordkarawanken zwischen Loibltal und Freibachtal.– 211 St.
- Fig. 3: Bereich NK II, mittlere Nordkarawanken zwischen Freibachtal und Vellachtal.– 171 St.
- Fig. 4: Bereich NK III, östliche Nordkarawanken vom Vellachtal bis zur Petzen.– 174 St.
- Fig. 5: Vorbergzone am Nordfuß der Karawanken.– 45 St.
- Fig. 6: Bereich SK I der westlichen Südkarawanken, Mittagskogel – Bärental.– 95 St.
- Fig. 7: Bereich SK II, mittlere Südkarawanken vom Hochstuhl bis zum Koschutnik Turm.– 162 St.
- Fig. 8: Bereich SK III/1 der Südkarawanken zwischen der Dicken Koschuta und dem Vellachtal.– 179 St.
- Fig. 9: Bereich SK III/2 der östlichen Südkarawanken zwischen dem Vellachtal und der Uschowa.– 270 St.
- Fig. 10: Bereich EA I des Eisenkappeler Aufbruches westlich von Eisenkappel.– 160 St.
- Fig. 11: Bereich EA II des Eisenkappeler Aufbruches östlich des Vellachtales.– 140 St.
- Fig. 12: Verwerfungen des Seeberg-Aufbruches insgesamt (auf österreichischem Gebiet).– 94 St.
- Fig. 13: Verwerfungen im Altpaläozoikum der Westkarawanken insgesamt.– 197 St.

Zur Ergänzung:

- Fig. 14: Eisenkappeler Zone: Störungen im westlichen Teilgebiet des EA I (Bärental – Loibltal).– 67 St.
- Fig. 15: Störungen im östlichen Teilbereich des EA I (Ribnitzatal – Vellachtal).– 93 St.



Tafel 11

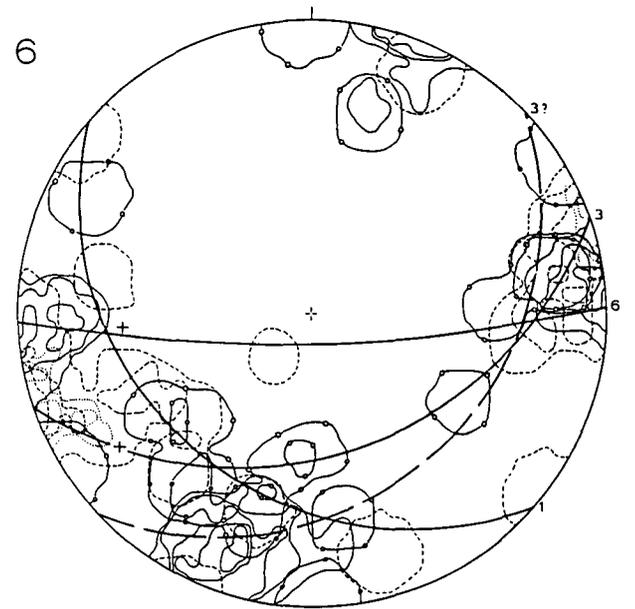
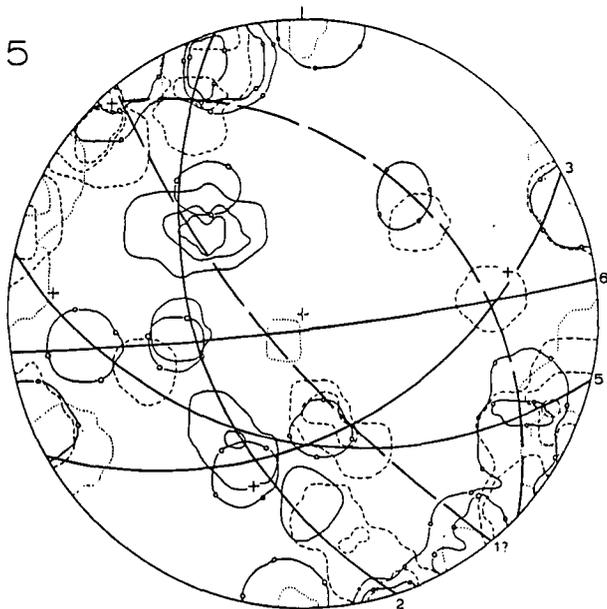
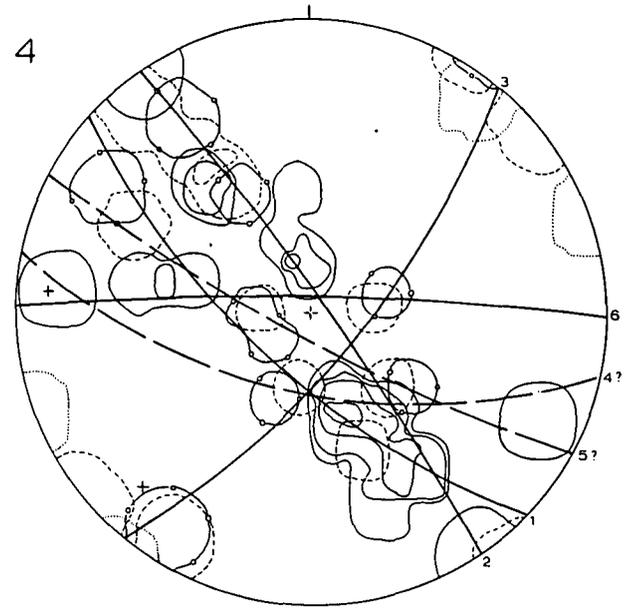
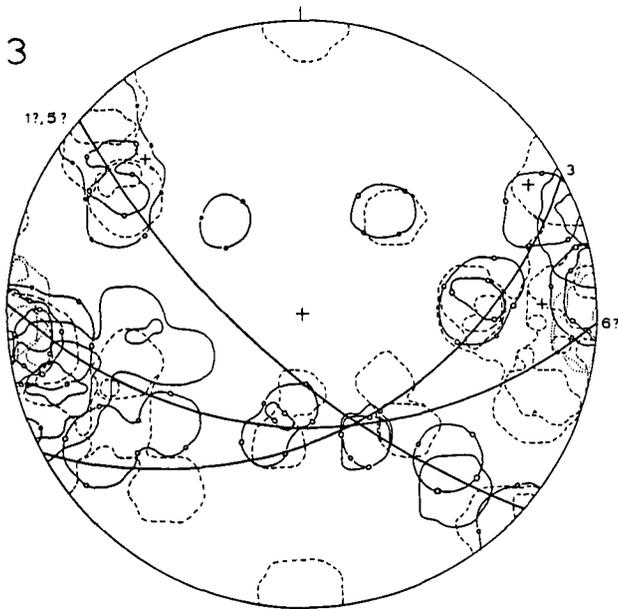
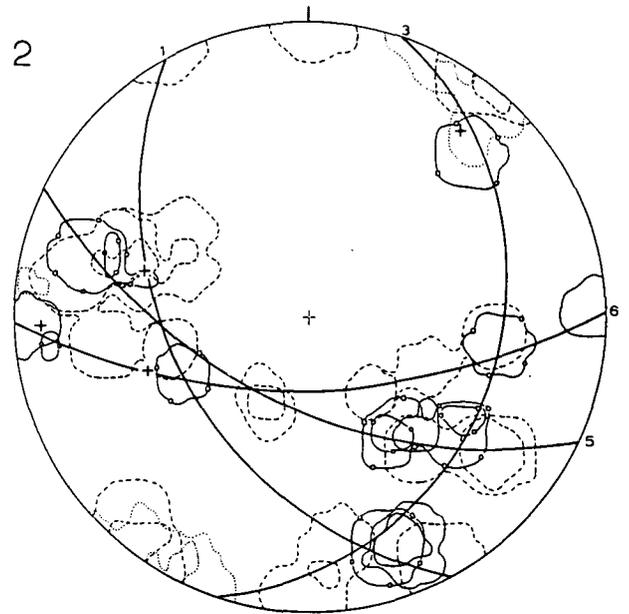
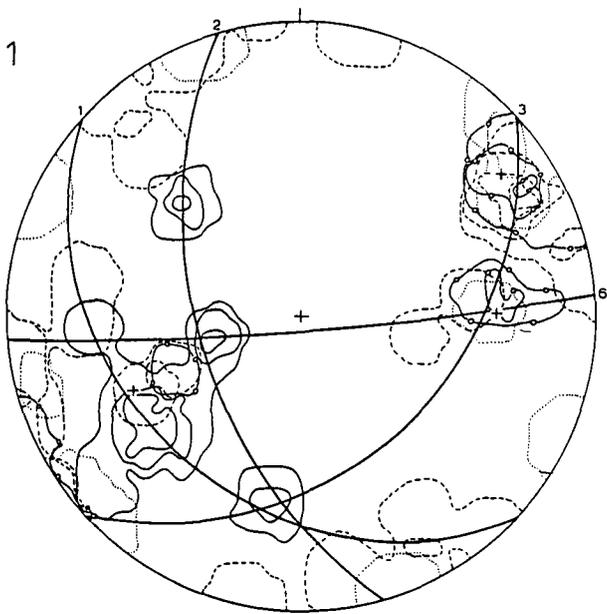
Synoptische Diagramme der Homogenitätsbereiche und der Vorbergzone

Legende

Häufungen von: B-Achsen	
π_{SS} -Achsen	
β_{SS} -Achsen	
π_{KI} -Achsen	
Normalenpole der z_{KI} -Kreise	+
Kippungskreise: deutlich	
weniger deutlich	
Schnittlineare: zwischen den K-Kreisen 1, 2 und 3	\triangle
zwischen den K-Kreisen 3, 4 und 5	\square
zwischen den K-Kreisen 1 bis 5	\hexagon

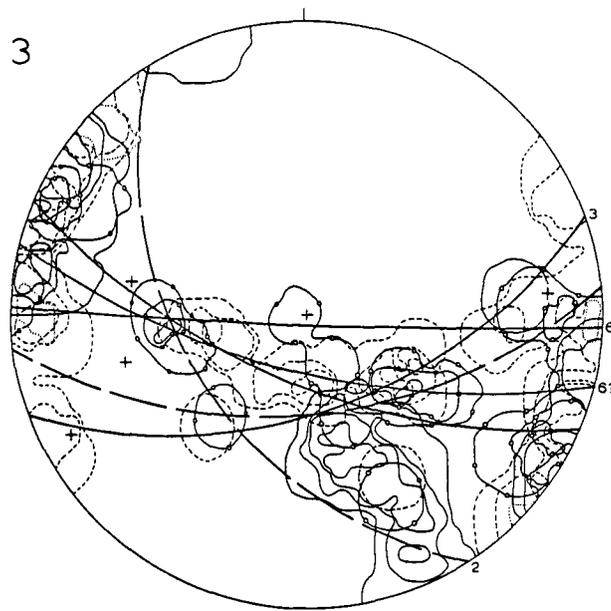
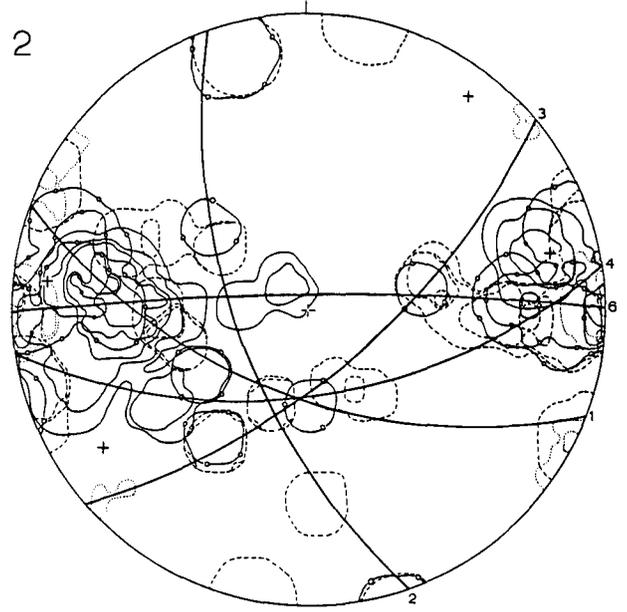
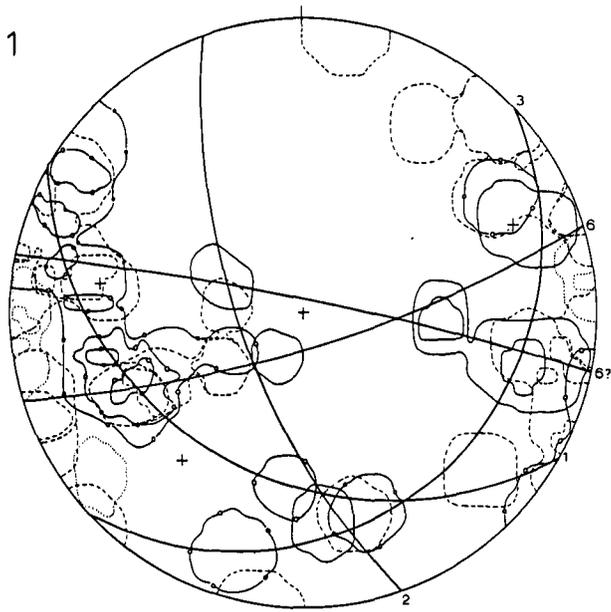
Die Bezeichnung der z_{KI} -Kreispole erfolgte nach den Achsenmaxima, mit denen sie koordiniert sind; sie sind daher von Diagramm zu Diagramm vergleichbar. Die Numerierung der Kippungskreise soll sich in derselben Art entsprechen (Probleme: s. Kap. 5.). Ebenso ist mit der Benennung der Kleinkreise (Achsen „A“, „B“, „C“ etc.) verfahren worden. Eine ausführliche Erläuterung der synoptischen Diagramme findet sich im Text (Kap. 5.–7.).

- Fig. 1: Synoptisches Diagramm des Bereiches NK I, Bärental – Freibachtal, westliche Nordkarawanken.
- Fig. 2: Synoptisches Diagramm des Bereiches NK II, Freibachtal – Vellachtal, mittlere Nordkarawanken.
- Fig. 3: Synoptisches Diagramm des Bereiches NK III, Vellachtal – Petzen, östliche Nordkarawanken.
- Fig. 4: Synoptisches Gesamtdiagramm der Vorbergzone am Nordrand der Karawanken.
- Fig. 5: Synoptisches Diagramm des Bereiches SK I, Mittagkogel – Bärental, westliche Südkarawanken.
- Fig. 6: Synoptisches Diagramm des Bereiches SK II, Hochstuhl – Koschutnik Turm, mittlere Südkarawanken.



Tafel 12

- Fig. 1: Synoptisches Diagramm des Bereiches SK III, Dicke Koschuta – Uschowa (Erlberg), östliche Südkarawanken.
Fig. 2: Synoptisches Diagramm des Bereiches EA I, Eisenkappeler Aufbruch westlich des Vellachtales.
Fig. 3: Synoptisches Diagramm des Bereiches EA II, Eisenkappeler Aufbruch östlich des Vellachtales.



Tafel 13

Rückwicklung der Strukturprägungen in den Karawanken

Legende wie in Tafel 11. Zusätzlich sind die Normalenpole der Kippungskreise 1 bis 5 (soweit vorhanden) durch gestrichelte Segmente von Großkreisen verbunden und die Längungen der Maxima durch Kleinkreise mit den Bezeichnungen A, B, C, D usw. nachgezeichnet worden. Die Längungen der Kippung 3 (Achse: spitzes Dreieck mit Kippungswinkel) haben die Signatur $-\cdot\cdot-$, die übrigen Kleinkreise die Signatur $-\cdot-$.

Nordkarawanken:

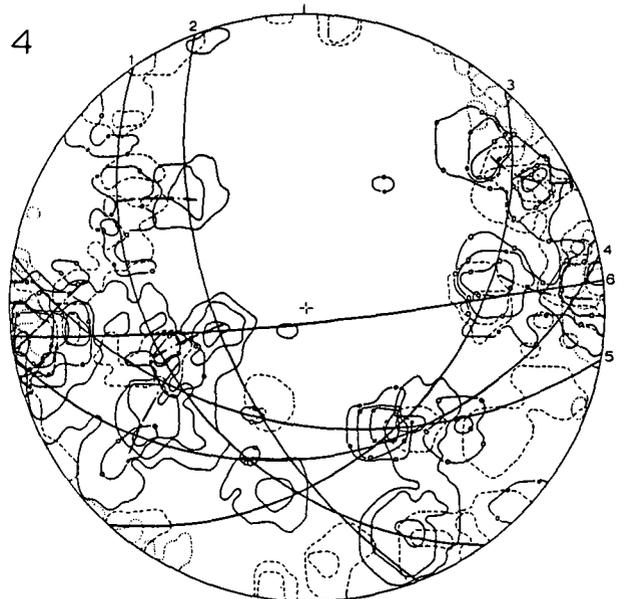
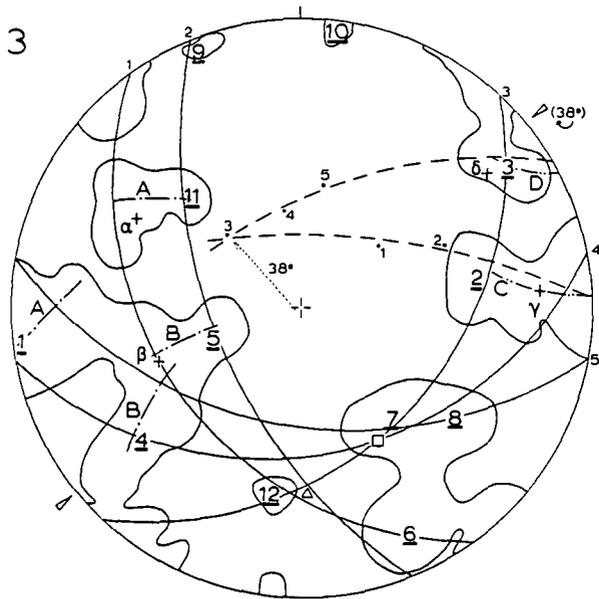
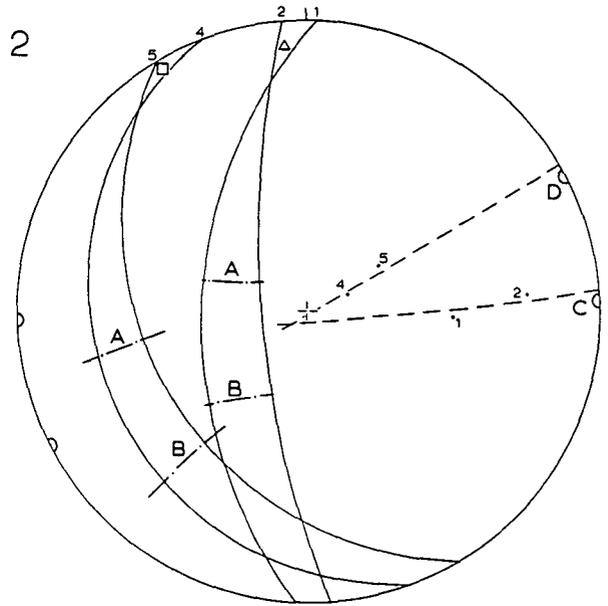
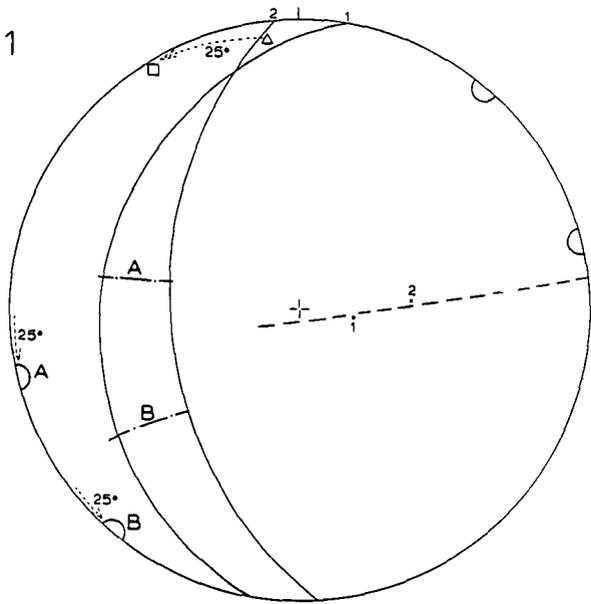
Fig. 1: Stadien 1 – 5 a der Strukturgeschichte.

Stadien 1–4: Anlage der ostwestlichen Achse „B“ in der mittleren Kreide. Erste und zweite Rotation der Achse „B“ um zusammen 30° gegen den Uhrzeigersinn in der Oberkreide und im Alttertiär. Anlage der ostwestlichen Achse „A“ im Zuge der finalen (zweiten) Kollision an der Wende Alt-/Jungtertiär. Westwärts gerichtete sinistrale Schrägabschiebungen an NE–SW bis N–S streichenden Störungen. Dabei finden Kippungen um nordsüdliche Achsen statt, welche die K-Kreise 1 und 2 entstehen lassen, ferner auch Rotationen (Schleppungen) von Arealen um ca. 25° gegen den Uhrzeigersinn (Stadium 5 a).

Fig. 2: Fortgang des Stadiums 5, insbesondere der Kippungen um N–S- und NW–SE-Achsen bis in das höhere Miozän (Stadium 5b).

Fig. 3 und 4: Stadien 6 und 7.

Junge Kippungen um die NE–SW-Achse (K-Kreis 3), junge und jüngste NW- und N–S-gerichtete Bewegungen (K-Kreis 6) in den Karawanken. Die N–S-Bewegungen sind vor allem den Einzeldiagrammen entnommen und in den synoptischen Darstellungen nicht so gut sichtbar.



Tafel 14

Rückwicklung der Strukturprägungen in den Karawanken (Fortsetzung)

Südkarawanken:

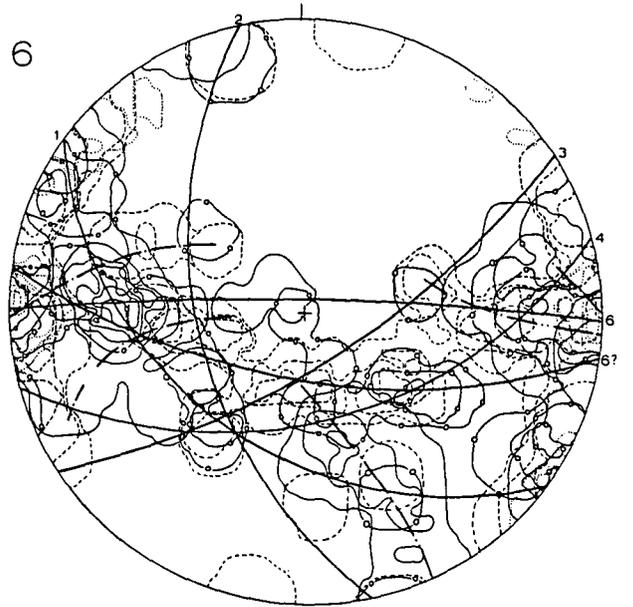
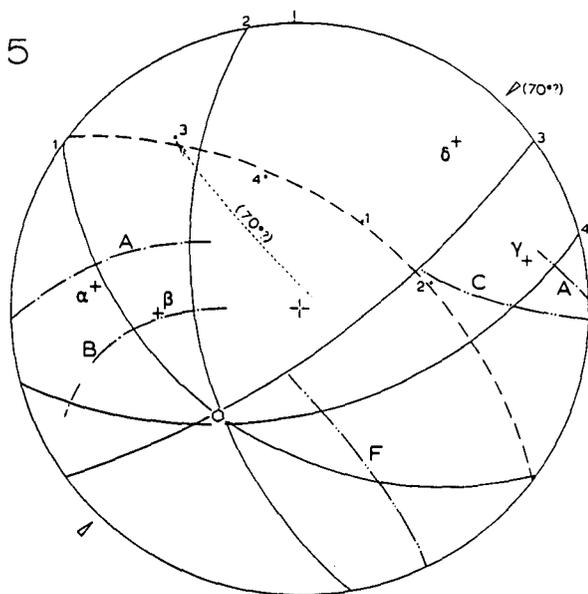
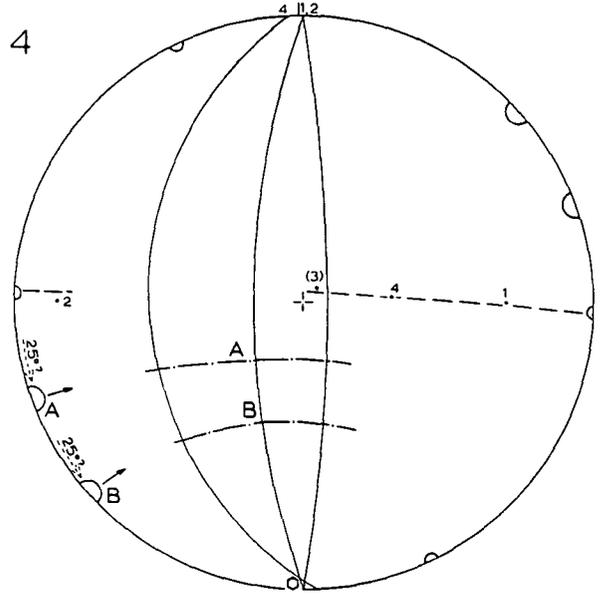
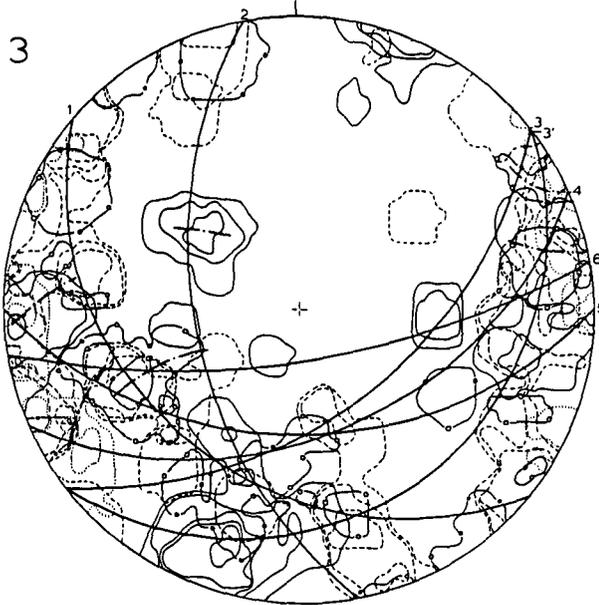
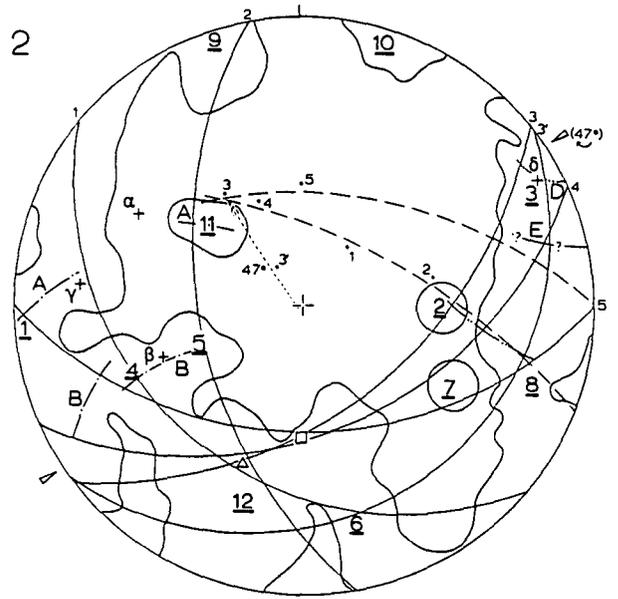
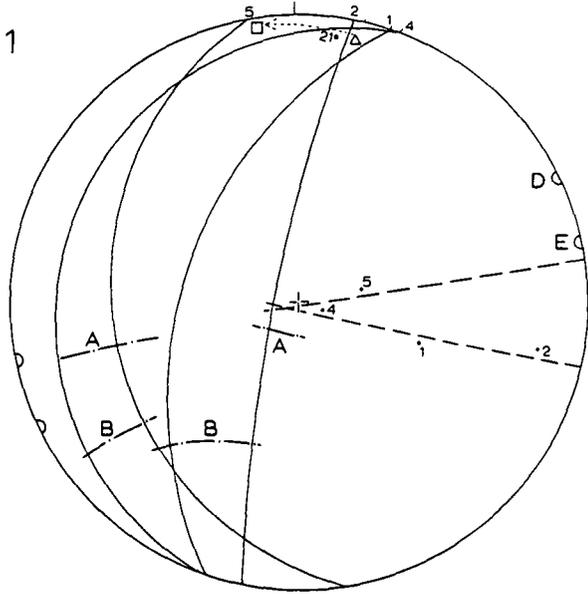
Fig. 1: Stand des Stadiums 5b in den Südkarawanken. Die tektonischen Vorgänge entsprechen denen von Taf. 13/Fig. (1 und) 2.

Fig. 2 und 3: Stadien 6 und 7 in den Südkarawanken, entsprechend denen von Taf. 13/Fig. 3 und 4.

Eisenkappeler Aufbruch:

Fig. 4: Stadien (1 bis) 5b der Rückwicklung, entsprechend Taf. 13/Fig. 1 und 2. Die gegenurzeigerlichen Schleppungen von Teilen des mesozoischen oberen Stockwerks im Stadium 5a sind im Paläozoikum von Eisenkappel und dem der Westkarawanken (Taf. 15/Fig. 4) räumlich begrenzt und in den Diagrammen nicht ausgeprägt: Abschiebungsbedingte Kippungen beherrschen das Strukturbild.

Fig. 5 und 6: Stadien 6 und 7, entsprechend Taf. 13/Fig. 3 und 4.



Tafel 15

Rückwicklung der Strukturprägungen in den Karawanken (Fortsetzung)

Seeberg-Aufbruch:

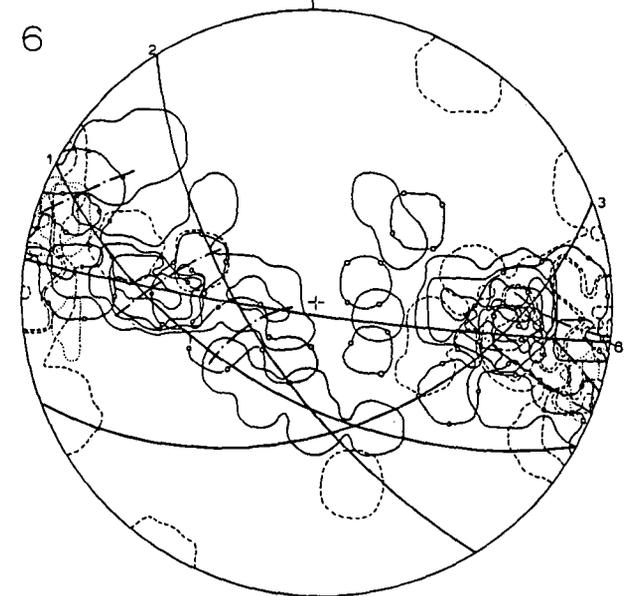
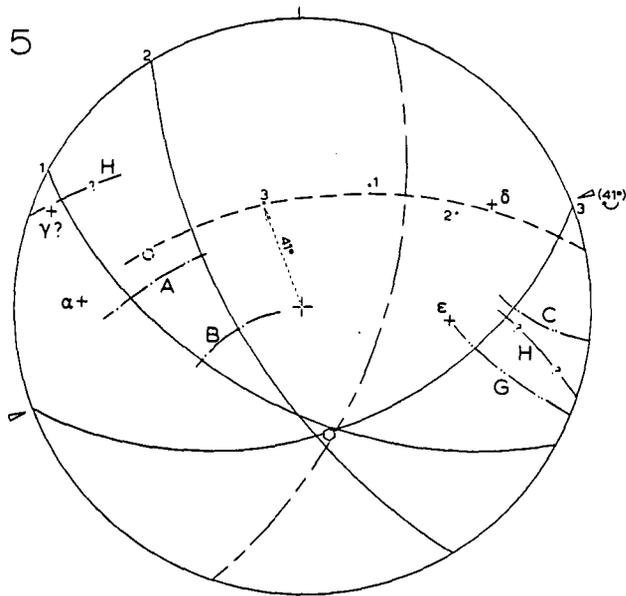
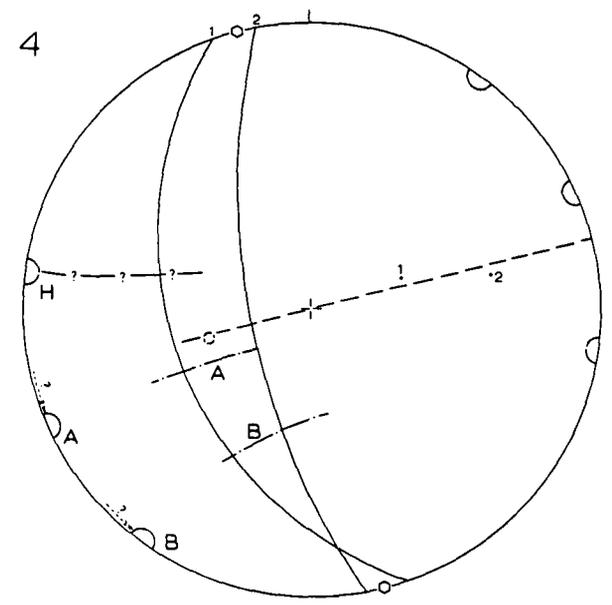
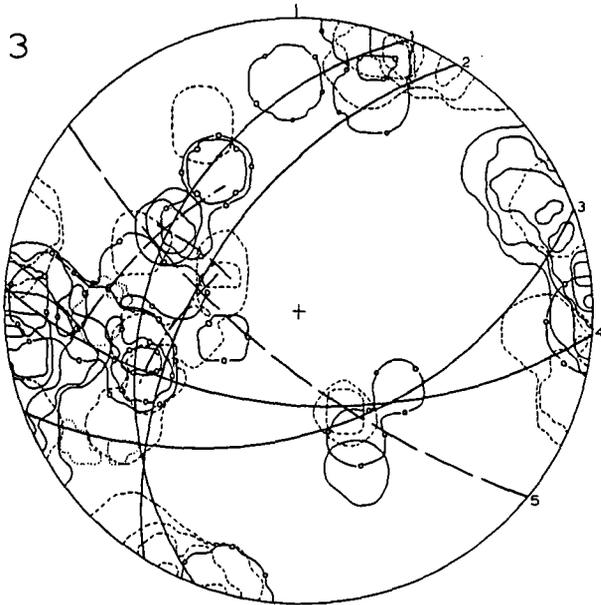
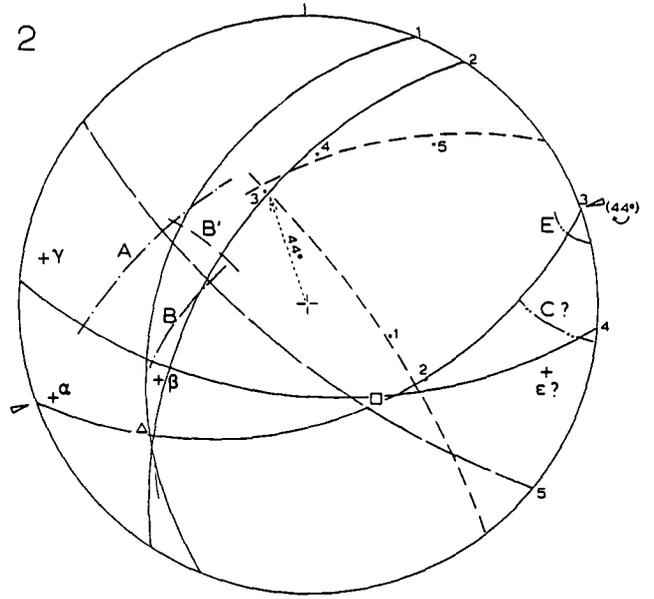
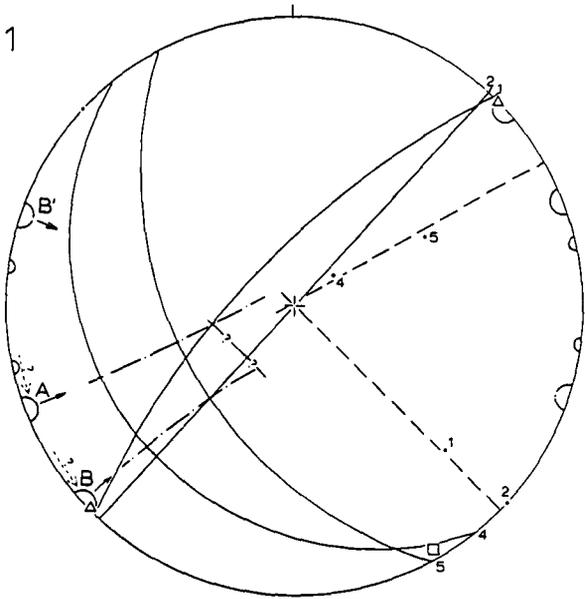
Fig. 1: Stadien (1 bis) 5b der Rückwicklung, entsprechend Taf. 13/Fig. 1 und 2 in den Nordkarawanken. Die Achse „B“ ist in östlichen Bereichen des Seeberg-Aufbruches anscheinend in der Position B' zu finden, die zur NE–SW-Kippachse (Δ) eine ähnliche Beziehung zeigt wie die Achse „B“ zur NW–SE-Kippachse (\square). Der große Winkel zwischen diesen Achsen, bzw. zwischen B und B', wird im Zusammenhang mit dem starken Achsenschnellen im Seebergfenster gesehen.

Fig. 2 und 3: Stadien 6 und 7, entsprechend Taf. 13/Fig. 3 und 4.

Westkarawanken:

Fig. 4: Stadien (1 bis) 5b, entsprechend Taf. 13/Fig. 1 und 2, jedoch ohne die sinistralen Schlepplagen des oberen Stockwerkes. Die Achse „H“ stellt eine Besonderheit der Westkarawanken dar.

Fig. 5 und 6: Stadien 6 und 7, entsprechend Taf. 13/Fig. 3 und 4.



Tafel 16

Die Achsen „A“ und „B“

Fig. 1: Die Achsen dieses Diagrammes sind während des späteren Stadiums 5 der Beanspruchungen ausschließlich durch Kippen verstellt worden. Sie entsprechen den Kleinkreisen zwischen den Kippungsgürteln 1 und 2, deren Schnittlinear durch ein Dreieck (Δ) gekennzeichnet ist. Die Abbildung zeigt, daß die entsprechenden Achsen der Nord- und Südkarawanken vor den Kippungen jeweils nahezu identische Raumlagen einnahmen. Der Winkel zwischen „A“ und „B“ beträgt jeweils 40–41°.

Da der Abstand zwischen entsprechenden Achsen in den Nord- und Südkarawanken nur 5–7° aufweist, scheint der Winkel zwischen den Kippachsen (18°) nicht wesentlich durch nachträgliche Verstellungen geändert worden zu sein.

Fig. 2: Das Diagramm zeigt wiederum die Achsen „A“ und „B“ der Nord- und Südkarawanken; hier sind sie jedoch Zeugnisse einer Rückwicklung, deren Stadium 5 aus Kippungen und sinistralen Schleppungen bestand.

Die e–w Achsen „A“ der beiden Gebirgseinheiten nehmen abermals fast identische Positionen ein; die Achsen „B“ liegen hingegen um 14° voneinander getrennt. Dabei ist der Abstand zwischen „A“ und „B“ in den Nordkarawanken nur wenig geringer als in Taf. 16/Fig. 1, nämlich 36°, während er zwischen den Achsen der Südkarawanken nur 21° beträgt: Folge einer stärkeren Schleppung in den Südkarawanken oder eher nachträgliche Einschlichtung durch die nachfolgenden n–s Einengungen, welche die grabenartig versenkte Koschuta-Mulde möglicherweise auf eine andere Art betroffen haben als die freier liegenden Nordkarawanken?

Der Winkel zwischen den Kippachsen beträgt hier 22°.

Fig. 3: Die Achsen „A“ und „B“ der altpaläozoischen Gebirgseinheiten (Westkarawanken, Eisenkappeler und Seeberg-Aufbruch) vor den Kippungen des Stadiums 5. Die diesmal mehr ENE–WSW streichenden Achsen „A“ fallen abermals in einem engen Bereich zusammen, aber auch die Achsen „B“ des Eisenkappeler und des Seeberg-Aufbruchs nehmen nahezu dieselbe Raumlage ein. Die „B“-Richtung der Westkarawanken weicht davon um 12° ab. Die Winkel zwischen den sich entsprechenden Kippungsachsen sind: EA \times WK = 17°; WK \times SA = 15° und EA \times SA = 32° (\square).

Wickelt man die fragliche Achse B' (Taf. 15/Fig. 1 und 2) um das mit dem Dreieck bezeichnete Schnittlinear zurück und bringt dann die Lineare Δ und \square des Seeberg-Aufbruchs zur Deckung, so fällt B' fast mit der Achse „B“ der Westkarawanken zusammen.

Aus der guten Übereinstimmung der Achsenlagen kann wie oben (Fig. 1) geschlossen werden, daß die einander entsprechenden Kippachsen auch in den altpaläozoischen, tieferen Stockwerken der Karawanken später (nach dem Stadium 5) nur unwesentlich gegeneinander verstellt worden sind. Ihre verschiedenen Raumlagen spiegeln möglicherweise Unterschiede im Verlauf der zugrunde liegenden Verwerfungen und ihrer Bewegungen wider.

Auffällig ist die Tatsache, daß die Achsen „A“ des Altpaläozoikums Positionen einnehmen, die eher denen der sinistral geschleppten Areale des oberen Stockwerkes zu entsprechen scheinen.

