

Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins

Von THILO BECHSTÄDT *)

Mit 17 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 179, 180, 182, 195—205, 211—213

Schlüsselwörter
Drauzug
Perm
Trias
Stratigraphie
Paläogeographie
Palinspastik
Ostalpin
Südalpin

„Der Schlüssel zum Verständnis des alpidischen Bauplanes liegt in der lapidaren Tatsache, daß über das Schicksal der Alpen in alpidischer Zeit in erster Linie Beschaffenheit und Stellung der Sedimentgesteine der alpidischen Ära Auskunft geben können ...“

ALEXANDER TOLLMANN (1963 : 2)

INHALT

Zusammenfassung	3
Abstract	4
Dank	5
1. Einleitung und Problemstellung	6
2. Erforschungsgeschichte	10
3. Stratigraphie und Paläogeographie des Drauzuges	12
3.1 Variscische und prävariscische Abfolge	12
3.2 Postvariscische Transgressions-Serie	14
3.21 Kontinentaldetritisches Perm (Liegende Serie sensu NIEDER-	
MAYR, 1975)	14
3.22 Permoskyth-Sandstein (Hangende Serie sensu NIEDERMAYR,	
1975)	16
3.23 Werfener Schichten	19
3.24 Paläogeographie der Postvariscischen Transgressions-Serie	20
3.3 Serien der Mitteltrias	22
3.31 „Alpiner Muschelkalk“	22
3.311 Flaser-Wurstelkalk-Folge (Virgloriakalk)	24
3.312 Gipsführende Tonschiefer und Dolomite	25
3.313 Sandstein	25
3.314 Knollenkalk-Folge	26
3.315 „Dolomitisches Zwischenniveau“ („Zwischendolomit“)	27
3.32 Paläogeographie des „Alpinen Muschelkalkes“	29

*) Anschrift des Verfassers: Dr. THILO BECHSTÄDT, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, Luisenstraße 37, D-8000 München 2. Jetzt: DEMINEX, Postfach 332, D-4300 Essen.

3.33	Mitteltriadische Vulkanite	34
3.34	„Buntkalke“ (sensu COLINS & NACHTMANN, 1974)	35
3.35	„Fellbacher Kalk“	37
3.36	Partnachsichten	40
3.37	Wettersteinkalk	40
	3.371 Wetterstein-Riffkalk	41
	3.372 Wetterstein-Lagunenkalk	43
	3.373 Übergangsbildungen zum „Fellbacher Kalk“	44
	3.374 Diploporendolomite	44
	3.375 Grüne Schichten	45
	3.376 Plattendolomite	46
3.38	Paläogeographie von Wettersteinkalk, „Fellbacher Kalk“, Partnachsichten und „Buntkalk“	46
3.4	Serien der Obertrias	49
3.41	Raibler Schichten (Bleiberger Schichten)	49
	3.411 Die Raibler Schichten der Nordkarawanken	55
	3.412 Die Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen	56
	3.413 Die Raibler Schichten der westlichen Gailtaler Alpen	56
	3.414 Die Raibler Schichten der Lienzer Dolomiten	57
3.42	Paläogeographie der Raibler Schichten	57
3.43	Hauptdolomit	61
	3.431 Zur Liegendgrenze des Hauptdolomites	63
	3.432 Bräunlicher, feingeschichteter und laminiertes Hauptdolomit	64
	3.433 Heller, grob gebankter Hauptdolomit	64
	3.434 Bituminöser Hauptdolomit	65
3.44	Plattenkalk	65
3.45	Kössener Schichten	67
3.46	Paläogeographie von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten	70
3.5	Jurassisch-kretazische Abfolge der Lienzer Dolomiten	71
4.	Die Stellung des Drauzuges innerhalb der Ostalpen	71
4.1	Problemstellung	71
	4.11 Modell A	74
	4.12 Modell B	74
	4.13 Modell C	75
4.2	Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der Permotrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen	75
4.3	Stellt der Drauzug die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dar?	78
4.4	Waren Drauzug und Nördliche Kalkalpen durch eine Schwelle getrennt?	80
4.5	Das mittel- und oberostalpine Permomesozoikum der Zentralalpen	81
	4.51 Engadiner Dolomiten und Ortler	82
	4.52 Gebiet des Jaggl und von Plawen	83
	4.53 Das Brenner-Permomesozoikum	83
	4.54 Die Permotrias von Mauls und Stilfes	85
	4.55 Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach	85
	4.56 Das Stangalm-Permomesozoikum	85
	4.57 Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul	87
5.	Beziehungen des Drauzuges zum Südalpin	88
5.1	Problemstellung	88
5.2	Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der südalpinen Permotrias	88
5.3	Lateralverschiebung oder Überschiebung des Südalpins	92

6. Die Position des Drauzuges zu Ost- und Südalpin	95
Literatur	107

Abbildungen

Abb. 1. Geographische Übersicht des Drauzuges	7
Abb. 2. Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie	17
Abb. 3. Lage der Hochzonen, Mächtigkeit der Beckensedimente während des Anis und Ladin	28
Abb. 4. Standardprofil des „Alpinen Muschelkalkes“ und der Wettersteinkalk-, „Fellbacher Kalk“-„Buntkalk“-Entwicklung	30
Abb. 5. Paläogeographische Schnitte während des Anis	31
Abb. 6. Stratigraphisches Schema der Trias von Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten, Angabe der zugrunde liegenden Profile	32/33
Abb. 7. Profile der „Buntkalke“ der Dobratsch-Südseite	36
Abb. 8. Riff-Lagunenausbildung an der Seeräuberküste des Persischen Golfes	48
Abb. 9. Faziesentwicklung im Ladin sowie im unteren Karn (Cordevol) der östlichen Gailtaler Alpen	50
Abb. 10. Paläogeographische Schnitte zwischen oberem Anis und unterem Karn (Cordevol)	51
Abb. 11. Idealprofil der Raibler Schichten	53
Abb. 12. Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler Schichten	58
Abb. 13. Profile aus Plattenkalk und Kössener Schichten sowie Faziesverteilung im Großzyklus A der Kössener Schichten	68
Abb. 14. Profile der jurassisch-kretazischen Abfolge der Lienzer Dolomiten	72
Abb. 15. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TOLLMANN	73
Abb. 16. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TRÜMPY	73
Abb. 17. Palinspastischer Rekonstruktionsversuch des Ost- und Südalpins — eine Arbeitshypothese	96

Zusammenfassung

Die Faziesentwicklung der permischen und triassischen Sedimente des Drauzuges kann nur bei der Annahme eines weiter im N gelegenen Abtragsgebietes und eines im S anschließenden offener marinen Bereiches erklärt werden. Im nördlichen Teil des Drauzuges treten beispielsweise wesentlich klastischere Sedimente auf, hier können aber auch abgeschnürte (und teilweise evaporitische) Beckenbereiche beobachtet werden. Für diese mitteltriadischen, meist plattigen Kalke wird der Name „Fellbacher Kalk“ neu eingeführt. Am Nordrand des Südbeckens hingegen erfolgte teilweise Riffwachstum, die Riffe stießen in die im S anschließenden und besser durchlüfteten Beckenbereiche vor. Aber auch Hinweise auf hier stärkere Wasserbewegung sind gegeben (Oolithe der Raibler Schichten usw.).

Drauzug und Nördliche Kalkalpen: Der Südteil der Nördlichen Kalkalpen zeigt ähnliche Faziesentwicklungen wie der Süden des Drauzuges. Aus diesem Grund kann der auf größeren Landeinfluß hindeutende Nordabschnitt des Drauzuges hier nicht angeschlossen werden. Zwei Modelle der ursprünglichen Anordnung erscheinen denkbar:

a) Zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug lag ein Schwellenbereich („Mittelostalpin“?). In diesem Fall müßte der Ablagerungsbereich der Nördlichen Kalkalpen eine sehr große Breite besitzen haben, um beispielsweise im ganzen Gebiet, bis in den äußersten W, Riffwachstum zu ermöglichen. Der südliche Teil dieses breiten Ablagerungsraumes müßte dann in der Folge verlorengegangen sein. Die südlich anschließende Schwellenzone würde, dieser Annahme folgend,

das Liefergebiet der meisten klastischen Sedimente des Drauzuges darstellen. Schwierig erklärbar wären die Parallelentwicklungen der Fazies in Nördlichen Kalkalpen und Drauzug einerseits, im Mittel- und Unterostalpin (sensu TOLLMANN) andererseits.

b) Der Drauzug stellt die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dar, für die heutige Trennung ist vor allem eine großräumige Lateralverschiebung verantwortlich. Zahlreiche Faziesbeziehungen zwischen westlichen Nördlichen Kalkalpen und östlichem Drauzug weisen auf dieses Modell als die wahrscheinlichere Lösung hin.

Drauzug und Südalpen: Die Faziesentwicklung der permischen und triassischen Sedimente des Drauzuges läßt vielfach auf einen ehemals im S anschließenden, etwas tieferen bzw. offener marinen Bereich schließen. Derartige Sedimentabfolgen treten in dem Teil des Südalpins auf, der auch heute im S des Drauzuges gelegen ist. Aus diesem Grund wird hier ein Faziesübergang angenommen, ein vermittelnder Bereich ging möglicherweise durch eine Überschiebung des Südalpins über einen Teil des nördlichen Vorlandes verloren. Diese Auffassung harmonisiert mit geophysikalischen Daten, die noch in Gebieten einige Zehnerkilometer südlich der Periadriatischen Naht eine größere Mächtigkeit leichten Krustenmaterials zeigen. Die Judicarien-Linie könnte, dieser Vorstellung folgend, das Westende des überschiebenden Südalpins darstellen. Eine Lateralverschiebung entlang der Periadriatischen Naht wird aus diesem Grund abgelehnt.

Der Drauzug und seine Beziehungen zu Ost- und Südalpin: Nach einer kurzen Diskussion der Faziesentwicklung des „Mittelostalpins“ und einer Besprechung der unterostalpinen Einheiten wird ein palinspastisches Arbeitsmodell vorgestellt. Diesem Modell folgend lag der Drauzug im W der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im N der Kalkalpen wird das Unterostalpin (sensu TOLLMANN) angenommen, nördlich und westlich des Drauzuges das Mittelostalpin. In N-S-Profilen liegen in diesem Modell Unter- und Mittelostalpin also nebeneinander und nicht hintereinander. Im S des Drauzuges bzw. des westlichen „Mittelostalpins“ schließen die Südalpen an.

Lateralverschiebungen und die Entwicklung des mediterranen Raumes: Die Vorstellung großräumiger Seitenverschiebungen wurde in neuerer Zeit schon von anderen Autoren vertreten (BOSELLINI, TRÜMPY), Lateralverschiebungen könnten auch in Teilen der Karpaten abgelaufen sein („oberostalpine“ Konglomerate innerhalb der Pieninischen Klippenzone!). Diese Transversalstörungen fügen sich zwanglos ein in neuere plattentektonische Modelle des mediterranen Raumes (z. B. W. FRISCH). Diese Vorstellung wird auch gestützt durch paläomagnetische Daten, die unterschiedliche Drehungsbeträge und -richtungen in einzelnen Teilen der „Adriatischen Platte“ anzeigen. Diese Diskrepanz wäre durch gekrümmt verlaufende Transversalstörungen erklärbar.

Abstract

The facies-development of the Permian and Triassic series of the Drau Range requires a denudation-area in the north and an open marine basin in the south. In the northern part of the Drau Range, for instance, a higher clastic influence can be observed but also restricted (and partly evaporitic) basins. For these Middle Triassic platy limestones the term "Fellbacher Kalk" is introduced.

On the other hand on the north side of the southern basin reef development started locally and extended into the adjoining and better aerated former basin area in the south. There are indications of considerable water energy here too (Ooliths of the Raibl beds, etc.).

Drau Range and Northern Calcareous Alps: The southern part of the Northern Calcareous Alps shows facies developments similar to those in the south of the Drau Range. For this reason the northern part of the Drau Range, which shows repeated signs of terrestrial influence, cannot be connected with the southern part of the Northern Calcareous Alps. Two models of the original arrangement appear possible:

a) a rise (Middle East Alpine?) lay between the Northern Calcareous Alps and the Drau Range. Assuming this, the depositional area of the Northern Calcareous Alps, situated in the

north of the rise, must have extended very widely to have enabled reef growth in the whole area, including the far west. The southern part of this region must have been overthrust during ensuing alpidic orogeny. Following on from this the above mentioned rise must have supplied the clastic sediments in the Drau Range. The parallelities in the facies development of Northern Calcareous Alps and Drau Range on the one hand and between the Middle and Lower East Alpine sections on the other hand would be difficult to explain. If the rise did not correspond with the Middle East Alpine, it must have been completely overthrust which is hardly to believe.

b) The Drau Range is the former western continuation of the Northern Calcareous Alps, both have a more open marine facies development in the south. The northern part of both areas is influenced by a rise (Middle East Alpine, Lower East Alpine, Penninic unit). A widespread sinistral transform fault was responsible for the present separation. This model would seem to be the more probable as is indicated by several distinct facies relations between the western part of the Northern Calcareous Alps and the eastern Drau Range.

Drau Range and Southern Alps: The more open marine basin-facies in the south of the Drau Range, mentioned above, can be found also in the South Alpine unit, situated across the Periadriatic lineament. Because this area is situated also today in the south of the Drau Range a former facies transition between these two sedimentation areas is assumed; an intervening part may have been lost by an overthrust of the South Alpine unit on parts of the northern foreland. This opinion harmonizes well with the geophysical data which show a considerable thickness of light crustal material even in areas several kilometers south of the Periadriatic lineament. Pursuing this line of thought the Judicarian fault may therefore represent the western end of the overthrusting South Alpine. A lateral displacement along the Periadriatic lineament is therewith rejected.

Relations of the Drau Range with the East and South Alpine unit: The facies development of the Middle East Alpine unit shows great similarities with those of the western part of the Drau Range. According to the herewith presented palinspastic working model the Drau Range was once situated in the east and south of the Middle East Alpine as the western prolongation of the Northern Calcareous Alps. The Lower East Alpine (sensu TOLLMANN) has been arranged in the north of the Northern Calcareous Alps, adjoining the Middle East Alpine unit on the eastern side (compare fig. 17); both were situated in an east-west and not in a north-south succession. The Southern Alps were south of the Drau Range and of the western part of the Middle East Alpine.

Lateral displacements and the evolution of the Mediterranean region: The idea of huge transform-faults within the "Adriatic plate" has been presented by several authors in the last years (e.g. BOSELLINI, TRÜMPY). Lateral displacements may also have occurred in parts of the Carpathian Mountains ("Upper East Alpine" conglomerates within the Pieninic klippe-belt). Transform faults within the „Adriatic plate“ fit in well with modern concepts of plate tectonics of the Mediterranean area (e.g. W. FRISCH, CHANNEL & HORVATH). Paleomagnetic data support this opinion too. They show different amounts and directions of rotation within parts of the "Adriatic plate". Curved transform-faults may explain this discrepancy within the paleomagnetic data.

Dank

Diese Arbeit stellt eine (geringfügig ergänzte) Habilitationsschrift beim Fachbereich Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München dar. Ich danke allen, die mir beim Zustandekommen der Arbeit geholfen haben. Für die Durchsicht des Manuskriptes, kritische Anmerkungen und Diskussion der Ergebnisse bin ich den Herren Prof. Dr. K. SCHMIDT und Prof. Dr. D. HERM, beide München sowie Prof. Dr. R. TRÜMPY, Zürich, zu besonderem Dank verpflichtet. Den Herren Dr. W. BUGGISCH, Darmstadt, Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH und Dr. F. K. BAUER, beide Wien, danke ich für Führungen in ihren Arbeitsgebieten. Den Herren Dr. R. BRANDNER und Prof. Dr. H. MOSTLER, beide Innsbruck, Dr. H. BÖGEL und Dr. E. OTT, beide

München, bin ich für Diskussion von Teilergebnissen sowie für einige Literaturhinweise zu Dank verbunden. Für Hinweise bezüglich paläomagnetischer Daten schulde ich Dank den Herren Prof. Dr. H. SOFFEL, München sowie Doz. Dr. H. J. MAURITSCH, Leoben; Herrn Dr. H. GEBRANDE, München, verdanke ich Auskünfte zum Krustenmodell der Ostalpen. Kollegen Dr. B. LAMMERER danke ich für kritische Diskussion einer früheren Fassung des palinspastischen Schemas, Kollegen Dr. R. HÖLL verdanke ich einige Hinweise. Bei Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN und Doz. Dr. W. FRANK, beide Wien, bedanke ich mich für kritische Diskussion anlässlich eines Vortrages in Wien. Zu Dank verbunden bin ich auch Frau H. FELSKE, München, für die Reinzeichnung zahlreicher Abbildungen.

Nicht zuletzt schulde ich Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft für großzügige finanzielle Unterstützung (Projekte Be 641/1—5). Auch dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Drauzug Projekt, Univ. Innsbruck) bin ich zu Dank verpflichtet.

1. Einleitung und Problemstellung

Der Drauzug setzt sich (von W nach E) aus den Gebirgszügen der Lienzer Dolomiten, der Gailtaler Alpen und der Nordkarawanken zusammen (HERITSCH & KÜHN: in SCHAFFER, 1951, S. 262). Der Gebirgszug reicht von etwa Abfaltersbach (Osttirol) im W bis Slovenjgradec (Windischgraz) im E. Die Nordgrenze wird von der Drau, die Südgrenze von der Periadriatischen Naht gebildet. Stratiographisch gesehen handelt es sich um eine Kristallinbasis, Reste von marinem Paläozoikum, die „Postvariscische Transgressions-Serie“, Mittel- und Obertrias, Reste von Jura und Kreide sowie kleine Tertiärvorkommen.

Eine geographische Übersicht, in der alle in dieser Arbeit erwähnten Lokalnamen innerhalb des westlichen Drauzuges aufgeführt sind, gibt Abb. 1. Die Lage der Lokalitäten außerhalb des Drauzuges kann zumeist aus dem palinspastischen Schema (Abb. 17) entnommen werden.

Nachdem um die Jahrhundertwende (TERMIER, 1903) erkannt worden war, daß die Nördlichen Kalkalpen fremdem Untergrund aufliegen und wohl südlich der Hohen Tauern zu beheimaten sind, wurde der Drauzug vielfach als Bestandteil einer alpinen Wurzelzone gedeutet, oder abschwächend als wurzelnah hingestellt (TERMIER, 1903; KOBER, 1938; TOLLMANN, 1963): dementsprechend wird der Drauzug, zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen, als Teil des Oberostalpins angesehen (u. a. TOLLMANN, 1963). Mit dem Begriff „Wurzelzone“ folgt man den Vorstellungen, die im Penninikum der Westalpen entwickelt wurden, ohne daß aber eine vergleichbare Steilstellung oder Metamorphose der Sedimente des Drauzuges gegeben wäre.

Entsprechend dieser gemeinsamen Zuordnung zum Oberostalpin werden die Schichtfolgen des Drauzuges, unter denen die Trias den bei weitem größten Anteil hat, vielfach als typisch nordalpin angesehen, während Übereinstimmungen mit der Trias der Südalpen lange gelegnet wurden. Diese Ansicht ist aber keine Folge der Deckenlehre, sie war vielmehr einer ihrer Ausgangspunkte. Eine enge fazielle Verwandtschaft von Drauzug-Trias und Trias der Nördlichen Kalkalpen wird schon von STUR (1871 : 329) in seiner „Geologie der Steiermark“ betont sowie von GEYER (u. a. 1901 c) bekräftigt: „In den nördlichen Verbreitungsgebieten, zwischen Drau und Gail, herrscht eine an die Nordalpen erinnernde Entwicklung, südlich der Karnischen Hauptkette aber die südtirolisch-venezia-

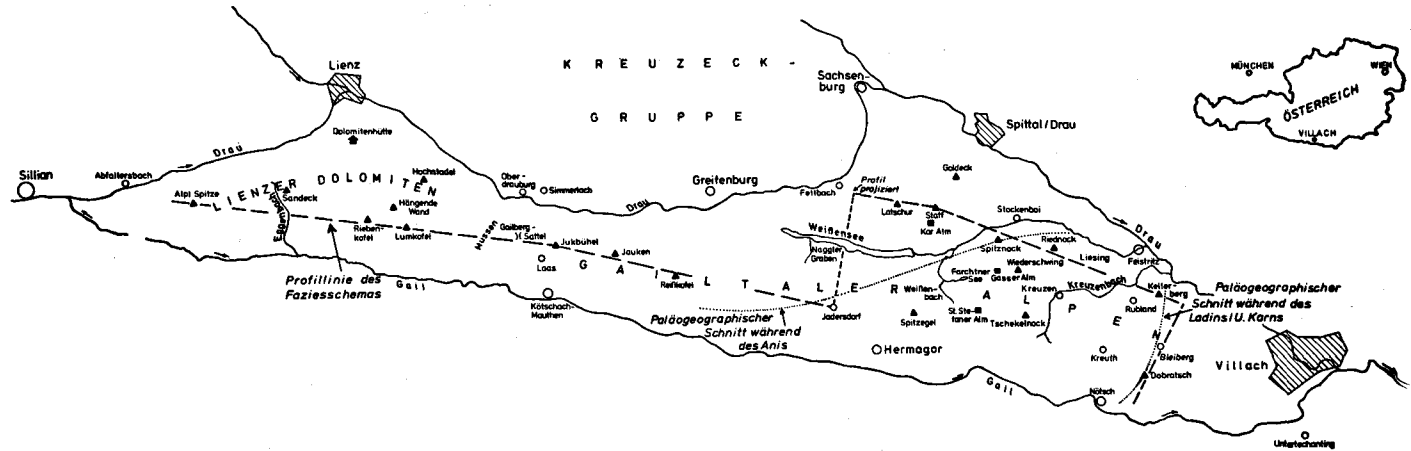


Abb. 1. Geographische Übersicht des westlichen Drauzuges. Angegeben sind die im Text aufgeführten Lokalnamen, der Verlauf der Profilinie des Faziesschemas (Abb. 6) sowie die Lage der paläogeographischen Schnitte während des Anis (Abb. 5) bzw. der Zeit vom oberen Anis bis zum unteren Karn (Abb. 10).

nische Ausbildung“. Diese Parallelisierung hielt sich sehr lange. Abweichender Ansicht sind HERITSCH & KÜHN (1951 : 248 ff.), KAHLER (1953) sowie VAN BEMMELEN (1961 : 217), der feststellte, daß der Drauzug „faziell eine Zwischenstellung einnimmt zwischen dem Bayerisch-Nordtiroler Faziesbereich und dem Südtiroler Faziesbereich“. Diese Parallelisierung mit zwei Faziesbereichen im NW und SW (die also beide westlich des Drauzuges liegen) ist von Bedeutung. Wir werden später darauf zurückkommen.

Untersuchungen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen (BECHSTÄDT et al., 1976) erwiesen zwar eine fazielle Eigenständigkeit, bestätigten aber auch die engen Faziesbeziehungen zur nordalpinen und südalpinen Trias, ohne daß ein direkter Anschluß an einzelne Faziesbereiche bisher geglückt ist. Aus diesem Grund soll hier die stratigraphische Gesamtabfolge des Drauzuges in die Betrachtungen miteinbezogen werden. Dies gilt jedoch mit zwei Einschränkungen. Auf Beziehungen der vorvariscischen und variscischen Einheiten nördlich und südlich des Periadriatischen Lineaments wird insbesondere bei H. W. FLÜGEL (1975) eingegangen. Gleichzeitig wird deutlich, welche Schwierigkeiten der Vergleich der z. T. metamorphen Serien bereitet. Auch ist die Frage eines variscischen Deckenbaues noch weitgehend ungeklärt (vgl. hierzu FENNINGER et al., 1976; HÖLL & MAUCHER, 1976; H. W. FLÜGEL, 1977). Aus diesem Grund wird hier insbesondere die postvariscische Entwicklung betrachtet, während auf die variscischen Einheiten nur kurz eingegangen wird.

Die zweite Einschränkung ist die, daß für die Nordkarawanken, auch auf Grund der hier herrschenden starken alpinktektonischen Beanspruchung, noch kein vollständiges Bild der Stratigraphie und Paläogeographie entwickelt werden kann. Hier ist derzeit eine Bearbeitung von Wiener Seite (BAUER, PREY, RIEHLHERWIRSCH, SUMMESBERGER u. a.) im Gange. Die bereits vorliegenden Ergebnisse werden mit dem anhand der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten entwickelten Modell verglichen.

In leichter Abwandlung einer Aufstellung bei TRÜMPY (1975) kann eine Korrelation der alpinen Decken (und damit eine palinspastische Rekonstruktion ursprünglicher Lagebeziehungen) auf fünf Kriterien beruhen:

- a) Geometrie tektonischer Elemente
- b) Charakter der variscischen und prävariscischen Basis
- c) Fazies der postvariscischen Sedimente (bis Paläogen)
- d) Grad der alpinen Metamorphose
- e) Zeitabfolge der alpinen Deformation(en)

Die verschiedenen Kriterien sind von unterschiedlicher Güte. In dem uns interessierenden Bereich kann über Kriterium e wenig ausgesagt werden, auch Kriterium d ist weniger bedeutsam. Zum Kriterium b (Charakter der Basis) ist anzumerken, daß das unterlagernde Kristallin auch in ehemals zusammenhängenden Gebieten recht unterschiedlich sein kann. So wird innerhalb der Südalpen von E gegen W die Basis von immer höher metamorphen Einheiten gebildet (H. W. FLÜGEL, 1975). Darüberhinaus ist als Folge der variscischen Gebirgsbildung ein Decken- und Schuppenbau anzunehmen (H. W. FLÜGEL, 1975, 1976; FENNINGER et al. 1976; u. a.).

Auf der Geometrie der tektonischen Elemente baute beispielsweise ARGAND (1920) seine Vergleiche auf. Er postulierte einen engen Konnex von Faziesentwicklung und Deckengeometrie. Diese „zylindristische“ Auffassung wird heute weitgehend abgelehnt, obgleich sie in Einzelfällen Erfolge gezeigt hat.

Der wichtigste Punkt ist jedoch Kriterium c, die Faziesentwicklung. Eine Rekonstruktion ursprünglicher Lagebeziehungen kann nur aufgrund überregionaler Faziesvergleiche größerer Abfolgen durchgeführt werden. Es hat keinen Sinn einzelne Gesteinsausbildungen, die sich zeitlich und sedimentologisch in etwa entsprechen, miteinander in Beziehung zu bringen, da sich ähnliche Gesteine, bei gleichen Umweltbedingungen, auch in voneinander getrennten Ablagerungsbereichen bilden können. Für längere Faziesreihen aber, die miteinander übereinstimmen, wird eine derartige Parallelentwicklung eher unwahrscheinlich.

Wird also die Rückformung einer heute tektonisch abgetrennten Einheit in ihren ehemaligen Verband angestrebt, so ist wünschenswert:

a) Betrachtung eines umfangreichen stratigraphischen Abschnittes mit einer möglichst großen Faziesdifferenzierung innerhalb der einzelnen Abfolgen. Dies ist in der ost- und südalpiner Trias der Fall, weshalb das Hauptaugenmerk der Betrachtungen auf diesen Zeitabschnitt gelegt wird.

b) Zuordnung der Lithofazies zu bestimmten Ablagerungsbereichen. Dies erfordert intensive sedimentologische Studien in größeren Gebieten, aber auch eine Berücksichtigung der auftretenden Faunen und Floren.

c) Klärung der Ursachen der Faziesänderung. Handelt es sich um eustatische Meeresspiegelschwankungen, um Paläotektonik oder um andere Ursachen?

d) Erarbeitung der Paläogeographie. Die sich ändernde Lithofazies ist ein Ausdruck der wechselnden paläogeographischen Verhältnisse. Diese können aber nur dann einigermaßen exakt erfaßt werden, wenn die Faziesänderungen zeitlich festlegbar sind.

Dennoch bleiben oft verschiedene Möglichkeiten der Platzierung offen. Aus diesem Grund muß ein palinspastischer Rekonstruktionsversuch der Ost- und Südalpen von bestimmten Voraussetzungen ausgehen:

a) Die in größeren, zusammenhängenden Gebieten feststellbare paläogeographische Abfolge während der Permotrias ist auch auf die übrigen Ostalpen übertragbar. Haben wir also beispielsweise während des Mittelperms innerhalb der Südalpen den Übergang von einem Festlandsbereich im W zu einem offener marinen Bereich im E, so ist für andere ehemals benachbarte Gebiete eine ähnliche Faziesabfolge anzunehmen. Das Gleiche gilt für den Übergang Hauptdolomit-Dachsteinkalk-Hallstätterkalk (also ultra-back-reef, Lagune, Riff, Becken), der in ähnlicher Form auch außerhalb der Nördlichen Kalkalpen zu erwarten ist, usw.

b) Die in einzelnen Gebirgsbereichen erarbeitete Paläogeographie läßt darüber hinaus vielfach Voraussagen über die Faziesbedingungen in den ehemaligen Nachbargebieten zu. Eine palinspastische Karte der Ost- und Südalpen kann nur dann befriedigen, wenn sie diesen Gesichtspunkt berücksichtigt.

c) Die variscische Gebirgsbildung ist im alpinen Bereich meist von einer längerandauernden Abtragung gefolgt. Deshalb ist etwa ab dem Mittelperm eine

weitgehend ausgeglichene Topographie anzunehmen. Bei verschiedenen möglichen palinspastischen Anordnungen bestimmter Gebirgsbereiche ist zunächst mit dem Modell zu arbeiten, das den Raum am einfachsten paläogeographisch gliedert.

Auf die Ursachen der Faziesänderungen während der Permotrias kann in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. BECHSTÄDT et al. (im Druck a, b) bringen die deutlich feststellbaren Anzeichen einer Dehnungstektonik (Vulkanismus, Spaltenbildungen, Beckenbereiche, die unmittelbar über Karbonatplattformen folgen) mit einem im Perm einsetzenden, sich aber insbesondere in der Mitteltrias auswirkenden rifting in Zusammenhang, das während der mittleren Obertrias (Hauptdolomit) sein vorläufiges Ende fand („aborted rifting“). Gegen Ende der Trias, besonders aber im Jura, lebt die tektonische Aktivität jedoch in verstärktem Maße neu auf, in Zusammenhang mit dem sich im N öffnenden penninischen Ozean.

2. Erforschungsgeschichte

Im Drauzug setzt die eigentliche geologische Forschung nach 1850 ein. GEYER, der im westlichen Drauzug arbeitet, faßt die Ergebnisse in seiner ausgezeichneten Darstellung der Stratigraphie und Tektonik zusammen (1898). Weitere Arbeiten stammen aus den Jahren 1897, 1901 (a, b, c, d), 1903. Im östlichen Drauzug kartiert TELLER (u. a. 1895 a, b).

GEYER gliedert die stratigraphische Abfolge folgendermaßen:

- Rhätkalke und Mergel
- Hauptdolomit
- Carditaschichten
- Wettersteinkalk und -dolomit
- Partnachsichten (1901 a), Wengener Schichten (1898)
- Muschelkalk (Recoarokalk)
- Werfener Schichten
- Permische Konglomerate und Sandsteine (Verrucano, Quarzporphyr und Grödner Sandstein)
- Kristallines Grundgebirge

Bis heute gibt es, abgesehen von örtlicher weiterer fazieller Unterteilung (z. B. Wettersteinkalk in Vorriff, Riff, Rückriff und Lagune), keine wesentlichen Verbesserungen dieser stratigraphischen Gliederung der Permotrias.

Die Ansicht STURS (1871), TELLERS (1887) und GEYERS (u. a. 1901 c) bezüglich der Faziesverwandtschaft von Nordalpen und Drauzug zieht TERMIER (1903) heran: der Drauzug wird als Wurzelzone der nordalpinen Decken angesehen. KOBER (1923) ist ähnlicher Ansicht: beim Drauzug handelt es sich um einen zwischen Dinariden und ostalpinem Kristallin eingeklemmten Rest des nordalpinen Sedimentationsraumes, der im S zurückgeblieben ist. Die eigentlichen Deckenwurzeln liegen, nach KOBER, jedoch noch weiter im S, überschoben vom Dinaridenblock. 1938 und 1955 sieht KOBER den Drauzug jedoch als relativ autochthon an.

Auch nach den Konzepten von STAUB (1924) und TOLLMANN sind die Sedimente des Drauzuges ein zurückgebliebenes Stück der Nördlichen Kalkalpen, ein Stück Oberostalpin (TOLLMANN, 1963). Das unterlagernde Gailtalkristallin wurde von TOLLMANN (1959, 1960, 1963) als „Mittelostalpin“, 1969, nach dem Auffinden von Transgressionskontakten (u. a. FRITSCH, 1961, vor ihm schon ANDERLE, 1951), aber als Oberostalpin bezeichnet.

Obwohl der Drauzug also schon lange im Vordergrund großräumiger tektonischer Überlegungen steht, wurde nach den grundlegenden Arbeiten GEYERS die stratigraphische Forschung zunächst vernachlässigt. Abgesehen von wenigen Arbeiten, die meist nur kleinere Bereiche umfassen (z. B. HOLLER, 1936), dauerte es etwa 50 Jahre, bis eine weitere Periode intensiver stratigraphischer Forschung zu verzeichnen ist. HOLLER (1951, 1960), ANDERLE (1951), SCHRIEL (1951), M. CORNELIUS-FURLANI (1953, 1955), SCHLAGER (1963), besonders aber VAN BEMMELEN (1957, 1961) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) sind zu nennen.

VAN BEMMELEN (1957) unterscheidet folgende Schichtglieder:

Rhät
 Hauptdolomit
 Jaukenkalke und Dolomite
 Oberer Muschelkalk
 Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes
 Unterer Muschelkalk
 Werfener Schichten
 Grödner Sandstein und Konglomerate, Quarzporphyrllinsen
 Kristalline Schiefer

Diese Gliederung stellt in mehrfacher Hinsicht keinen Fortschritt gegenüber GEYER (1898) dar:

a) infolge der unbegründeten Zusammenziehung von Wettersteinkalk und Carditaschichten („Raibler Schichten“), die auf der Leugnung der Beständigkeit der drei Schieferhorizonte innerhalb der Carditaschichten beruht.

b) wegen des Begriffes „Oberer Muschelkalk“ für die Partnachschichten GEYERS. Diese Begriffsfassung des „Alpinen Muschelkalks“ ist unüblich. In den Karawanken hingegen werden ähnliche, allerdings wesentlich geringermächtige Gesteine ebenfalls zum „Alpinen Muschelkalk“ gerechnet (z. B. STRUCL, 1974). Diese Auffassung basiert möglicherweise auf dem ursprünglichen Gliederungsprinzip VAN BEMMELENS. 1965 rückten allerdings VAN BEMMELEN & MEULENKAMP von ihrer früheren Bezeichnungsweise ab und sprechen von „Partnach-Folge“.

Von Bedeutung ist VAN BEMMELENS Erkenntnis der Horizontgebundenheit des „Dolomitischen Zwischenniveaus“, ferner die mit VAN BEMMELENS Arbeiten erstmals vorgelegte Kartierung des größten Teils von Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten. Die Umgebung Bleiberg-Kreuths war bisher nur in einer Übersichtskarte HOLLERS (publiziert 1977) bekannt. Vor kurzem erschienen hier aber die Kartierungen ANDERLES, herausgegeben von der Geolog. Bundesanstalt.

Auf die recht umfangreiche Literatur der letzten Jahre (zu einem guten Teil unveröffentlichte Doktor- und Diplomarbeiten) wird bei der Besprechung der

einzelnen stratigraphischen Einheiten eingegangen. Infolge dieser Arbeiten ist heute der größte Teil des Drauzuges neu kartiert.

3. Stratigraphie und Paläogeographie des Drauzuges

Die schon lange postulierte Verbindung von Drauzug und Nördlichen Kalkalpen hatte auch Auswirkungen auf die stratigraphische Nomenklatur. Schichtnamen aus den Nördlichen Kalkalpen wurden, teilweise zu Recht, teilweise zu Unrecht, auf die Gesteine des Drauzuges übertragen. Die in jüngster Zeit einsetzenden sedimentologischen Untersuchungen führten zu einer Untergliederung der von den früheren Autoren erarbeiteten Stratigraphie. Gleichzeitig wurde erkannt, daß manche Gesteinsglieder (z. B. die „Partnachschichten“ der Gailtaler Alpen) von der aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Ausbildung deutlich abweichen. Die deshalb verwendeten neutraleren „Arbeitsbezeichnungen“ (wie „Plattenkalk“ anstelle von „Partnachschichten“) entsprechen andererseits oft nicht den Erfordernissen der stratigraphischen Nomenklatur (vgl. HEDBERG, 1976): Im Schichtnamen soll der Name der Typlokalität bzw. des Typprofils enthalten sein, sofern es sich um eine Formation bzw. ein Formationsglied handelt. Auch die Rangordnung einzelner stratigraphischer Bezeichnungen ist noch keineswegs geklärt. Da der Schwerpunkt der Arbeit aber auf anderem Gebiet liegt, wird auf diese Problematik nur andeutungsweise eingegangen.

3.1 Variscische und prävariscische Abfolge

Die Postvariscische Transgressions-Serie (siehe 3.2) wird im Drauzug sehr häufig vom Gailtalkristallin unterlagert (HERITSCH & PAULITSCH, 1959; FRITSCH, 1961; ANGER, 1965; KODSI & FLÜGEL, 1970; MOSTLER, 1972 a; EXNER & SCHÖNLAUB, 1973; u. a.). Die Grenze ist zumeist tektonisch überprägt.

Südlich der Goldeck-Gruppe, im Bereich der alten Zinnober-Grube von Stockenboi, treten im Hangenden des (diaphthoritisches) Gailtalkristallins dunkle Serizitquarzite bis Serizitschiefer, Phyllite sowie Grüngesteine auf (SCHULZ, 1969; LAHUSEN, 1972). Die Ansicht eines karbonen Alters dieser Gesteine (ANGEL & KRAJICEK, 1939) ist heute zugunsten einer Einstufung in das Altpaläozoikum aufgegeben worden. Ein Fossilbeleg für Altpaläozoikum existiert jedoch nur aus Marmorlagen der mächtigen Quarzphyllitgruppe, die an die Basis der Abfolge zu stellen ist: SCHÖNLAUB (Vortrag, Salzburg 1977; Hinweis schon bei H. W. FLÜGEL, 1975) gelangen Conodontenfunde. Wichtig ist die Feststellung LAHUSENS, daß die paläozoischen Serien im Hangenden des Goldeck-Kristallins sowie des nördlich der Drau gelegenen (nach TOLLMANN „mittelostalpinen“) Kreuzeck-Kristallins völlig übereinstimmen. Ob die Quarzphyllite entsprechend dem vorsichtigen Versuch ANGELS & KRAJICEKS mit den Turnthaler Quarzphylliten (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1976, mit weiterer Literatur) zu vergleichen sind, ist offen. Die Ergebnisse LAHUSENS könnten hierauf ein Hinweis sein. Ein Transgressionskontakt auf der altpaläozoischen Abfolge wird durch FRITSCH (1961) beschrieben. Auch an zahlreichen weiteren Stellen bildet Altpaläozoikum die Basis der post-variscischen Serie.

Der Quarzphyllitkomplex wird von diaphthoritischen Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern unterlagert, deren Gerölle ebenso wie die der überlagernden altpaläozoischen Abfolge in der transgredierenden postvariscischen Serie zu finden sind. Nur an wenigen Stellen ist der Transgressionsverband zwischen diaphthoritischem Altkristallin und postvariscischer Abfolge zu erkennen, z. B. im Tuffbach westlich Tuffbad (SCHLAGER, 1963), wo die direkte Transgressionsbasis allerdings durch wenige m Aufschlußlücke verschleiert ist.

Im Raum Nötsch liegt die Postvariscische Transgressions-Serie über Karbon. Knapp südlich, getrennt durch die tektonische Lamelle des Nötscher Granitzuges, kann die Transgressionsbasis der roten, postvariscischen Konglomerate (mit Quarzporphyngeröllen) beobachtet werden: hier liegen diese auf Phylliten im Hangenden des Gailtalkristallins (ANDERLE, 1951; COLINS & NACHTMANN, 1974). Ca. einen km entfernt enthalten die Phyllite (? tektonisch) Karbonatlinsen, die devonische Conodonten geliefert haben (EXNER & SCHÖNLAUB, 1973). In dieser Arbeit wird auch ein Profil der komplizierten Verhältnisse gegeben.

Ob dieses Altpaläozoikum die Basis des vor kurzem neu beschriebenen Karbons von Nötsch (KODSI & FLÜGEL, 1970) bildet, oder ob zwischen beiden ein tektonischer Kontakt existiert, ist nach H. W. FLÜGEL (1975) ungeklärt. In einer neueren Publikation (1977) vermutet H. W. FLÜGEL eine Fensternatur des Karbons von Nötsch. Es ist im S und im N tektonisch begrenzt, im Hangenden ist der Grenzbereich zur Postvariscischen Transgression-Serie von Moräne verhüllt. Ein Hinweis darauf, daß es sich um einen Schürfling handelt, überschoben von der Dobratsch-Einheit, könnte auch der Umstand sein, daß Nötsch die einzige Stelle des Drauzuges mit gesichertem Karbon darstellt. Da es sich um vollmarine Ablagerungen handelt, ist eine ehemalige weitere Verbreitung des Karbons (das bis ins Namur/Westfal emporreicht) wahrscheinlich. Wäre diese Karbon-Sedimentation aber auf dem Gailtal-Kristallin erfolgt, so hätte die postvariscische Abtragung zunächst diese Sedimente erfaßt: Karbongerölle in den Transgressionsbildungen wären zu erwarten. Dies ist aber nicht der Fall.

Als ehemalige Heimat des Nötscher Karbons vermutet H. W. FLÜGEL (1977) südliche Teile des Altkristallins, das heute im N des Drauzuges liegt. Vielleicht besteht auch eine Vergleichsmöglichkeit mit dem Karbon der Veitscher Decke.

Im Raum Eisenkappel tritt eine Pillowlaven-reiche Grünschieferfolge auf, bestehend aus Spiliten, Diabasen, Ultrabasiten, die über den Raum Mezica hinaus (STRUCL, 1970) nach E verfolgbar ist. An Sedimenten wurden Grauwacken, Quarzite, Arkose-Quarzite und Tonschiefer beschrieben (LOESCHKE, 1970, 1975). Nach SCHÖNLAUB (zit. nach H. W. FLÜGEL, 1975) fällt die Abfolge auf Grund von Conodonten in das Altpaläozoikum. Altersdatierungen der Eisenkappeler Grüngesteine (LOESCHKE & WEBER, 1973) ergaben einen Wert von 300 Mill. J., nach LOESCHKE (1977) zeigt dieser Wert das Ende der variscischen Metamorphose an. STRUCL (1970) sowie LOESCHKE & ROLSER (1971) bezeichnen die Abfolge als Äquivalent der von RIEHL-HERWIRSCH (1970) neu beschriebenen silurischen Magdalensbergserie. Das mesozonale Eisenkappeler Kristallin (EXNER,

1972) muß nicht unbedingt die Basis der Abfolge darstellen, da das Kristallin erst südlich des permischen (vgl. H. W. FLÜGEL, 1975; mit weiterer Literatur) Granites bzw. Diorites von Eisenkappel ansteht.

Nach STRUCL (1970) tritt im Bereich östlich Crna und auf dem Molakov ein diskordanter Transgressionskontakt der postvariscischen Abfolge auf den altpaläozoischen Serien auf (Profil 2, S. 11).

Obwohl sich also die tektonische Position nördlich des Eisenkappeler bzw. Nötscher Granitzuges entspricht, besitzt ein Vergleich des Nötscher Karbons mit der Eisenkappeler Grünschieferfolge sowie dem „Diabas von Untertechanting“ nur geringe Wahrscheinlichkeit (im Gegensatz zu den Ansichten ANDERLES, 1970 und EXNERS & SCHÖNLAUBS, 1973, die allerdings durch die Conodontenfunde SCHÖNLAUBS teilweise überholt sind).

3.2 Postvariscische Transgressions-Serie

Die Bearbeitung dieser Abfolge durch RIEHL-HERWIRSCH, NIEDERMAYR und Mitarbeiter ist noch nicht abgeschlossen, so daß hier zum Teil nur Ergebnisse aus einzelnen Gebieten (insbesondere dem Bereich Kötschach-Laas) angeführt werden können. Wesentliche Teile der beschriebenen Abfolge treten auch in einer tektonischen Lamelle direkt an der Gailtallinie auf (ZANFERRARI, 1976).

Für die Basisbildungen der mesozoischen Sedimentfolge verwendet GEYER (1898) die Bezeichnung „Grödner Sandstein“ und „Werfener Schichten“. Letztere lassen sich recht gut mit den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen vergleichen, auch das Alter stimmt überein. Anders beim „Grödner Sandstein“: Hier weicht nicht nur die lithologische Ausbildung etwas vom Grödner Sandstein der Südalpen ab, folgt man der Grenzziehung von SCHLAGER (1963), ANGER (1965) und MOSTLER (1972 a), so reichen diese Sedimente bis ins Skyth empor. Das Alter wird z. T. durch Sporenfunde belegt (det. W. KLAUS). Dies ist der Grund, warum zahlreiche Autoren von „Permoskyth-Sandstein“ sprechen. Andererseits ist aber nach HEDBERG (1976) eine volle Altersübereinstimmung keine unbedingt notwendige Prämisse, um einen bestimmten Formationsnamen zu verwenden.

Entsprechend der bei NIEDERMAYR (1975) gebrauchten (vorläufigen) Nomenklatur, die auf RIEHL-HERWIRSCH (1965) basiert, wird von einer „Postvariscischen Transgressions-Serie“ gesprochen. Sie wird gegliedert in:

Werfener Schichten

Permoskyth-Sandstein (Hangende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

kontinentaldetritisches Perm (Liegende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

3.21 Kontinentaldetritisches Perm (Liegende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

Die Liegende Serie besteht nach NIEDERMAYR bzw. MOSTLER (1972 a) im Raum Kötschach-Laas aus Konglomeraten, Sandsteinen, Breccien und Schiefer-tonen. Die Abfolge ist auch aus dem N der Gailtaler Alpen bekannt (RIEHL-

HERWIRSCH & NIEDERMAYR, 1975; RIEHL-HERWIRSCH, mdl. Mitt. 1977), und zwar aus dem Gebiet von Liesing, westlich Feistritz/Drau.

An der Basis der Liegenden Serie tritt eine graue, locker gepackte Breccie auf (Regolith), bestehend aus Komponenten der Kristallinunterlage (Gangquarze, Quarzite, Glimmerschiefer, Phyllite, Gneise, Kieselschiefer). Über dieser oft taschenförmig Hohlräume ausfüllenden und im allgemeinen nur wenige Meter mächtigen Transgressionsbildung folgt eine etwa 100 m mächtige Abfolge (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1974). Es handelt sich um Rotsedimente, und zwar Breccien, Konglomerate, Grauwacken, eingeschaltet sind mindestens drei graue bis grüne feinkörnige Lagen (mit Pflanzenresten, siehe später). Zum Teil kann zyklische Sedimentation beobachtet werden: auf matrixreiche, kaum bis schlecht sortierte Rudite folgen Arenite (teilweise mit Schrägschichtung), die in Silt- bis Tongesteine übergehen. Diese sind durch Wühlspuren ausgezeichnet; nach einer Bestimmung durch SEILACHER handelt es sich um *Planolites montanus* RICHTER. Nach RICHTER (1939) wird dieser Stopftunnel durch einen nichtmarinen Sedimentfresser hervorgerufen.

Die Grundmasse der erwähnten Grauhorizonte weist (verglichen mit den red beds) einen höheren Gehalt an Illit und Chlorit auf, auch der Feldspatgehalt ist deutlich höher.

In höheren Anteilen der Liegendserie treten verstärkt kalkige Zwischenlagerungen auf, z. T. Fossilkalke, deren Untersuchung aber noch aussteht.

Die Liegendserie wird durch eine pyroklastische Abfolge abgeschlossen (bis 20 m mächtig). Im Raum Kötschach-Laas treten ignimbrische Quarzporphyre (SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973) auf, besonders aber deren Tufffolge. Die Porphyre sind seit GEYER (1898) bekannt und maximal einige Meter mächtig. Im Gebiet zwischen Reißkofel und Gailbergsattel folgt der Quarzporphyr, falls vorhanden, immer auf die Liegendserie (NIEDERMAYR, 1975). Die ursprüngliche Verbreitung muß aber wesentlich größer gewesen sein: Quarzporphyrgerölle treten in den höheren Serien recht häufig auf. Fehlt die Liegende Serie, so kann der Permoskyth-Sandstein direkt dem kristallinen Untergrund aufliegen.

Der Quarzporphyrvulkanismus an der Wende von Unter- zu Oberrotliegendem stellt einen bedeutenden Sedimentationseinschnitt dar (MOSTLER, 1972 a; SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1975). Ihm kommt nicht nur hier in den Gailtaler Alpen, sondern im gesamten mitteleuropäischen Raum eine wichtige lithostratigraphische Stellung zu (RIEHL-HERWIRSCH, 1965; FALKE, 1972). Der Permoskyth-Sandstein der Gailtaler Alpen besteht zu einem bedeutenden Teil aus den Aufarbeitungsprodukten dieses Vulkanismus (NIEDERMAYR, 1975). Das kontinentaldetritische Perm (Liegende Serie) zeigt hingegen stärkere Beeinflussung durch ein kristallines Hinterland. Trotzdem tritt auch in tieferen Teilen der Liegendserie vulkanoklastisches Material auf. NIEDERMAYR macht Verwitterungseinflüsse für das Zurücktreten in diesem Abschnitt der Liegendserie verantwortlich; Porphyrquarze, idiomorphe Biotite etc. können aber auch im Liegendabschnitt immer wieder beobachtet werden.

Trotz der zahlreichen Grobhorizonte ist die Liegendserie im Durchschnitt feinkörniger als der überlagernde Permoskyth-Sandstein. Sie ähnelt damit, nach NIEDERMAYR (1975), den Werfener Schichten, allerdings ist die Sortierung wesentlich schlechter.

Die Schwermineralführung wird in Kap. 3.22 behandelt.

Zur Alterseinstufung: In dem liegendsten, oben erwähnten Grauhorizont treten an mehreren Stellen Pflanzenreste auf. Die Pflanzenführung ist recht unterschiedlich, nach SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973) könnte dies standortbedingt sein. Infolge eines Fundes von *Callipteris conferta* (STERNBERG) BROGNIART stufen VAN AMEROM et al. (1976 a) die Abfolge in das Unterrotliegende ein. Diese Einstufung steht im Gegensatz zu der von VAN AMEROM & BOERSMA (1974) publizierten (vorläufigen) Zuordnung zum Westfal/Stefan, die sich auf ein geringeres Material stützt. *Callipteris conferta* wird international für die stratigraphische Abtrennung des Rotliegenden vom Karbon benutzt.

3.22 Permoskyth-Sandstein (Hangende Serie sensu NIEDERMAYR, 1975)

Über dem Quarzporphyr-Niveau erfolgte eine weitausgreifende Transgression. An diese Diskordanz wird zumeist die Grenze von Unter- und Oberrotliegendem gelegt. Im gesamten Drauzug kommt es zur Ablagerung der Permoskyth-Sandsteine, die eine Mächtigkeit von etwa 200 m erreichen (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN, 1957, 1961; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; MOSTLER, 1972 a; BAUER, 1970, 1973; WARCH, 1973; SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR, 1973; NIEDERMAYR, 1975; u. a.). Im Raum Kötschach setzen über den Quarzporphyren bzw. deren Tuffen zunächst grobklastische Sedimente ein. Dicht gepackte Konglomerate einerseits (mit reichlich Quarzporphyrgeröllen, Quarz, spärlichen Gneiskomponenten), grobe, der Basisbreccie ähnliche Bildungen andererseits übergreifen die Liegendserie. Die Groblagen enthalten Gangquarze, Quarzite, Gneise, spärlicher quarzitischer Schiefer und Glimmerschiefer, z. T. Hämatit als Gerölle. Quarzporphyrblöcke sind selten, können aber laut NIEDERMAYR (1975) kubikmetergroß werden.

Mit diesen Sedimenten vergleichbar sind Basisbreccien (direkt über dem Kristallin), die reichlich Phyllitstücke führen, so am unteren Ende des Kreuzenbaches, westlich des Kellerberges (WARCH, 1973; KÖNIG, 1975).

Über den unterschiedlichen basalen Bildungen folgen hellrote Konglomerate, Feinkonglomerate, Quarz- und Feldspatgrauwacken, besonders aber Sandsteine. Breccien sind selten. Besonders die gröberen Komponenten der Konglomerate sind gut gerundet.

Charakteristisch für den darüber folgenden Abschnitt sind eher blasse Farbtöne. Wichtig ist auch die größere Mächtigkeit der Einzelzyklen (grob/fein), verglichen mit der Liegenden Serie.

Die Matrix der klastischen Schüttungen besteht nach NIEDERMAYR (1975) aus überwiegend Serizit und Illit, untergeordnet treten Kaolinit und Chlorit auf. Mikroklin ist der vorherrschende Feldspat. Die färbende Substanz ist weiterhin Hämatit.

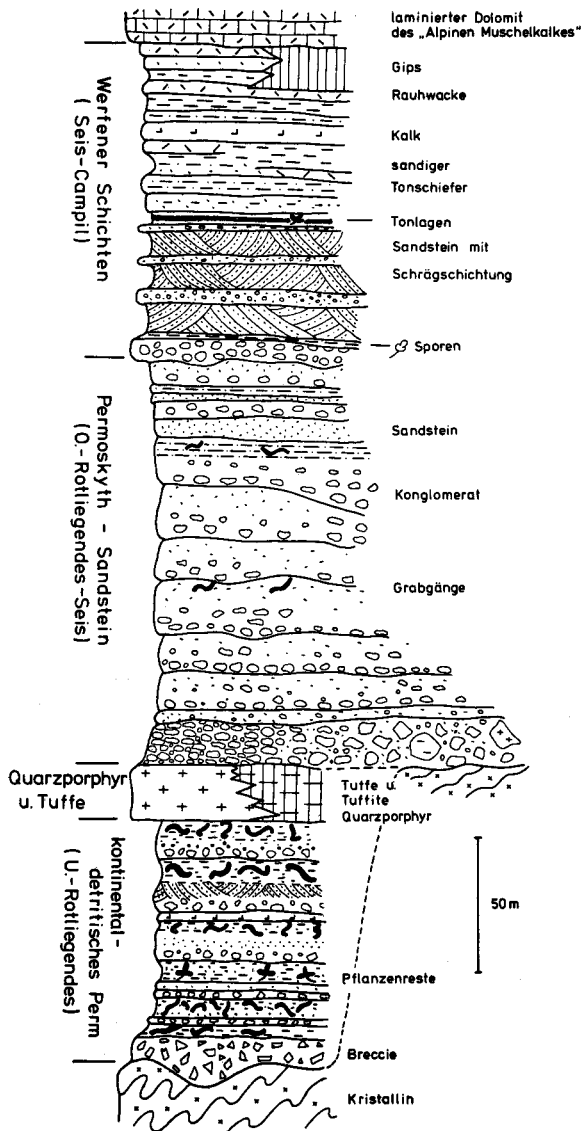


Abb.2. Schematisches Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. Zusammengestellt nach MOSTLER (1972 a); SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973); NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1974); NIEDERMAYR (1975); VAN AMEROM et al. (1976 b); COLINS (1975); NACHTMANN (1975 a).

Betrachten wir die hangenden Abschnitte des Permoskyth-Sandsteines, so erkennen wir eine weitere Abnahme der Rotfärbung. Ebenflächige, dickgebantke Sand-, Siltsteine und Konglomerate sind charakteristisch (VAN AMEROM et al, 1976 b; NIEDERMAYR, 1975). Die darüberfolgende, etwa 8 m mächtige Quarzkonglomeratbank, schräggeschichtete Sandsteine, rötliche Konglomerate, schließlich buntgefärbte Sand-, Silt- und Tonsteine fallen nach NIEDERMAYR bzw. VAN AMEROM et al. schon den Werfener Schichten zu. Auf die Problematik dieser Grenzziehung wird bei den Werfener Schichten eingegangen.

Die erste moderne Beschreibung des Permoskyths der Gailtaler Alpen stammt von MOSTLER (1972 a). Das kontinentaldetritische Perm wird in dieser Arbeit auf der Grundlage des Profils Kötschach-Laas beschrieben, die Beschreibung von Hangendteilen des kontinentaldetritischen Perms, des Permoskyth-Sandsteines und der überlagernden Werfener Schichten wurde aus dem Profil Laas sowie dem Profil der Simmerlacher Klamm (unmittelbar nördlich des Drautales) kombiniert. Ob allerdings der Bereich von Simmerlach tektonisch den Gailtaler Alpen angehört, ist nicht sicher. Der Permoskyth-Sandstein von Simmerlach weist geringere Mächtigkeit auf als der von Laas (NIEDERMAYR, 1975). Dies ist jedoch weniger bedeutsam, wichtiger ist der von NIEDERMAYR festgestellte Unterschied in der Schwermineralverteilung.

Im Drauzug fällt das Schwermineralspektrum der Werfener Schichten durch Apatitreichum auf; ihm steht der Zirkon-reiche Permoskyth-Sandstein gegenüber. Das kontinentaldetritische Perm wiederum wird durch eine für ein metamorphes Hinterland sprechende Mineralgesellschaft (Granat, Turmalin) geprägt, daneben tritt auch reichlich Zirkon auf. Die Liegende Serie des Profils Simmerlach enthält Zirkon (gut gerundet, oft angeätzt), Rutil, reichlich Apatit, daneben Granat und Turmalin. Wichtig ist, daß hier, im Gegensatz zu Kötschach, Apatit wie Granat von der Verwitterung kaum angegriffen sind. Das Kötschacher kontinentaldetritische Perm enthält überdies wesentlich weniger Apatit. Im Permoskyth-Sandstein von Simmerlach sind die Unterschiede gegenüber dem Drauzug gering, Apatit und Rutil treten etwas zurück, während Zirkon mehr im Vordergrund steht (mit den für Porphyry-Zirkone typischen einfachen Flächenkombinationen sowie Zonarbau). In den überlagernden Werfener Schichten bestehen nach NIEDERMAYR wiederum deutliche Unterschiede: Simmerlach enthält eine ähnliche Schwermineralassoziation wie das unterlagernde Permoskyth, Apatit und Granat sind weiter frisch. In Kötschach zeigt sich aber die schon erwähnte markante Verschiebung von einem Zirkon-Maximum zu einem Apatit-Zirkon-Maximum.

Ob diese Unterschiede allerdings so gewichtig sind wie von NIEDERMAYR angenommen (Vergleich des Profils Simmerlach mit der postvariscischen Entwicklung von Mittelkärnten), ist fraglich. Gerade bei innermontanen Senken, dem von ihm postulierten Ablagerungsort des kontinentaldetritischen Perms, sind Unterschiede in der Schwermineralführung zwischen möglicherweise verschiedenen Becken völlig normal. Schwerer zu erklären ist die unterschiedliche Schwermineralverteilung innerhalb der Werfener Schichten. Ein Blick auf das Diagramm von NIEDERMAYR (1975: Abb. 4 a) zeigt allerdings, daß aus den

Werfener Schichten von Simmerlach nur eine einzige Probe ausgewertet wurde (!), die den alleinigen Grund für die erwähnten weitreichenden Parallelisierungen darstellt.

Auf weitere Einschaltungen von Permoskyth in der Kreuzeck-Gruppe, die für tektonische Zuordnungen von großer Bedeutung sind, wird im Kapitel 3.24 (Paläogeographie) eingegangen.

Auf Grund von Sporenfunden (ANGER, 1965; MOSTLER, 1972 a), bestimmt durch W. KLAUS, konnten hangende Anteile des Permoskyth-Sandsteines von Laas in das Seis, liegende Anteile der Werfener Schichten von Simmerlach in das Campil eingestuft werden. Nach der Grenzziehung zwischen unterlagerndem Sandstein und überlagernden Werfener Schichten durch NIEDERMAYR (1975) bzw. VAN AMEROM et al. (1976 b) würde dieser hangende Abschnitt des Permoskyth-Sandsteines schon als Werfener Schichten angesprochen werden (vgl. Kap. 3.23).

3.23 Werfener Schichten

Wegen der geringen Widerstandsfähigkeit gegenüber den Verwitterungseinflüssen sind nicht allzuvielen geschlossene Profile aus den bis etwa 150 m mächtigen Werfener Schichten bekannt. Profilbeschreibungen aus den nördlichen Gailtaler Alpen bzw. von der Südseite des Dobratsch finden sich bei WARCH (1973), COLINS & NACHTMANN (1974), COLINS (1975), NACHTMANN (1975 a). Die grauen, graugrünen, bräunlichen bis schwärzlichen, auch violetten Werfener Schichten stellen eine Abfolge von sandigen Mergeln, Mergeln, Ton-, Silt- und Sandsteinen dar. Tonreiche Lagen weisen öfters eine starke Durchwühlung auf (NACHTMANN, 1975 a).

Das detritäre Material der Werfener Schichten besteht, im Unterschied zum Permoskyth-Sandstein, zu einem nicht geringen Teil aus Karbonat. COLINS (1975) beschreibt vom Dobratsch auch Einlagerungen dunkler Kalke und laminiertes Dolomite, ohne nähere Angaben zu machen.

Die Schwermineralverteilung der Werfener Schichten wurde schon erwähnt (Kap. 3.22); VAN AMEROM et al. (1976 b) rechnen auf Grund reicher Apatitführung auch rote Konglomeratlagen, z. T. in Wechsellagerung mit roten, schrägschichteten Sandsteinen, zu den Werfener Schichten. Im Raum Kötschach erfolgt die Umstellung der Schwermineralführung mit einer etwa 8 m mächtigen Quarzkonglomeratbank, deren milchige Komponenten kantengerundet sind. NIEDERMAYR (1975) schließt auf ein verändertes Liefergebiet infolge einer schwachen Bewegungsphase.

Mit dieser Grenzziehung im oberen Teil der noch reichlich Rotlagen enthaltenden Konglomeratabfolge wird aber eine kartierungsmäßige Trennung beider Einheiten, ohne dauernde Überprüfung des Schwermineralgehaltes, unmöglich. Die Grenze stimmt nicht mit der überein, die man bei rein lithologischer Abtrennung erhält; die Werfener Schichten umfassen, dieser Grenzziehung folgend, einen Gesteinsbestand, der nicht mit dem der Typlokalität in den Nördlichen Kalkalpen übereinstimmt. Diese Grenzziehung ist deshalb abzulehnen.

Im hangenden Teil der Werfener Schichten sind öfters Rauhvaccken bzw. hohlraumführende Mergel eingeschaltet. Die Vermutung einer Salinarentwick-

lung wird durch bereichsweise auftretende Gipse gestützt (MOSTLER, 1972 a; WARCH, 1973; NACHTMANN, 1975 a; COLINS, 1975; NIEDERMAYR, 1975). Die darüberfolgenden laminierten Dolomite, Wurstelkalke usw. werden wegen örtlicher Crinoidenführung dem tieferen „Alpinen Muschelkalk“ zugerechnet (s. d.).

Aus den Werfener Schichten des Drauzuges sind neben den schon länger bekannten Funden von *Anadontophora fassaensis* und ? *Myophoria costata* durch SCHLAGER (1963), die auf Campil weisen, in letzter Zeit auch Pflanzenfunde bekannt geworden. VAN AMEROM et al. (1976 b) beschreiben *Pleuromeia* cf. *sternbergi* sowie *Voltzia* sp., die ein Untertrias-Alter anzeigen, ohne eine genauere Präzisierung zu ermöglichen. Sporenfunde (vgl. Kap. 3.22) stufen die Werfener Schichten von Simmerlach in das Seis ein.

3.24 Paläogeographie der Postvariscischen Transgressions-Serie

Über die Dauer der Abtragung des Gailtalkristallins während der variscischen Zeit kann derzeit nur spekuliert werden. Je nach der tektonischen Stellung des Karbons von Nötsch (vgl. 3.1) handelt es sich nur um höheres Karbon, oder (bei einer Fensternatur des Nötscher Karbons) um wesentlich längere Zeiträume. Letzteres erscheint wahrscheinlicher.

Das gleiche Problem herrscht bei der Frage nach dem Alter der Metamorphose des Gailtalkristallins. In der Postvariscischen Transgressions-Serie sind massenhaft Gerölle enthalten, die völlig mit der Entwicklung der Kristallinbasis übereinstimmen. Metamorphitgerölle finden sich aber auch im Nötscher Karbon, sie treten außerdem als ? agglomeratische Bestandteile der Badstubbrecie des Nötscher Karbons auf (vgl. H. W. FLÜGEL, 1977). Die Metamorphose ist also auf jeden Fall vorpermisch, möglicherweise vorkarbonisch. Auf Grund der unter 3.1 genannten Profilabfolge sind 2 Metamorphosen anzunehmen: die jüngere (variscische) führte in der altpaläozoischen Abfolge zur Grünschieferfazies, während gleichzeitig das mesozonale „Altkristallin“ eine Diaphtorese erlitt.

Die Basis-Brecie der Postvariscischen Transgressions-Serie ist als Aufarbeitungsprodukt der unmittelbaren Umgebung zu betrachten; aber auch in den darüber folgenden Abschnitten der Liegendserie dürfte der Transportweg nur gering gewesen sein. Die beschränkte räumliche Ausdehnung des kontinentaldetritischen Perms läßt an die Anlage schmaler, intramontaner Senkungszonen denken, in denen es zu Pflanzenwachstum kam. Die Reliefenergie war nach NIEDERMAYR (1975) sicher größer als in der Zeit des Permoskyth-Sandsteines. Die geringe Transportweite (schlechte Rundung, geringe Sortierung) hängt mit der Einebnung des variscischen Reliefs und der parallellaufenden Auffüllung der Senken durch meist Lokalmaterial zusammen. Die Schwermineralführung wie auch der Komponentenbestand sind typisch für ein metamorphes Hinterland. Derzeit ist nicht sicher, ob die in hangenden Abschnitten der Liegendserie örtlich auftretenden mikritischen Fossilkalke auf limnische Entwicklungen oder aber auf marine Ingressionen zurückzuführen sind. In Teilen der Südalpen

herrschte zu dieser Zeit eine marine Fazies; die Frage ist also von großer Bedeutung.

Der Großteil der Sedimente der Liegendserie ist auf Grund der granulometrischen Untersuchungen NIEDERMAYRS fluviatil abgelagert worden. Der Sedimentationstyp entspricht damit dem des größten Teiles des alpinen und germanischen Rotliegenden (FALKE, 1972). Nach RIEHL-HERWIRSCH & NIEDERMAYR (1975) sollen die Schüttungen im Raum Kötschach aus S bis SW erfolgt sein.

Mit dem ignimbrischen Quarzporphyrvulkanismus kommt es zu einer Umstellung des Gesamtbereiches. Ob die von NIEDERMAYR (1975) bzw. SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973) erwähnte Bindung des Auftretens von Quarzporphyr an das Auftreten der Liegendserie primär ist, ist unsicher. Das reichliche Auftreten von Quarzporphyrgeröllen in der Hangenden Serie (Permoskyth-Sandstein) macht eine ehemals wesentlich weitere Verbreitung wahrscheinlich. Andererseits könnten sich die Ignimbrite des Raumes von Kötschach an die hier gegebene Depression gehalten haben.

Nach NIEDERMAYR (1975) scheint aber die vulkanische Phase andernorts schon früher eingesetzt zu haben, da auch in der Liegendserie immer wieder Produkte eines sauren Vulkanismus (Porphyrquarze, idiomorphe Biotite, Zirkone in der für saure bis intermediäre Vulkanite typischen Ausbildung) gefunden werden. Dies stimmt völlig überein mit den Verhältnissen in den Nachbargebieten: der Vulkanismus scheint bevorzugt in zwei Perioden aufzutreten (FALKE, 1972), zum einen an der Wende Stefan/Unterrotliegendes bzw. im tieferen Rotliegenden, zum anderen im höchsten Unterrotliegenden.

Der prozentuelle Anteil an vulkanoklastischem Material ist in diesen Abschnitten aber gering; dies wird auf starke chemische Verwitterung im humiden bis semihumiden Klimabereich zurückgeführt. Gleiches gilt nach NIEDERMAYR für den relativ geringen Feldspaltgehalt. Wichtig sind ferner starke Ätz-Erscheinungen an gerundeten Zirkonen, laut der bei NIEDERMAYR zitierten Literatur ein Hinweis auf stark alkalische lateritische Verwitterung (und damit auf ein humides bis semihumides Klima). Diese Klimahinweise stimmen mit denen aus dem Unterrotliegenden der Nachbargebiete überein (FALKE, 1972).

Die Diskordanzen bzw. Grobschüttungen am top des Quarzporphyrs und der ihn begleitenden Tuffe werden als Ausdruck weitgespannter Krustenbewegungen (saalische Phase) interpretiert. Das noch bestehende Relief wird fast völlig aufgefüllt, das Transportgefälle herabgesetzt, neue Liefergebiete machen sich bemerkbar. Hierbei handelt es sich insbesondere um Gebiete mit einer Quarzporphyrauflagerung. Auffallend ist die Abnahme der Porphyr-Zirkone von der Liegenden zur Hangenden Serie sowie, nochmals verstärkt, zu den Werfener Schichten. Bei den reichlich vorhandenen vulkanischen Komponenten wären innerhalb des Permoskyth-Sandsteines ganz andere Verhältnisse zu erwarten. Die Liegende Serie weist aber einen höheren Zirkon-Formfaktor auf als die Hangende Serie, in den Werfener Schichten ist der Zirkon-Formfaktor noch niedriger. Dies wird auf eine mehrfache Umlagerung infolge zunehmender Transportweiten zurückgeführt. Die Zirkone des Permoskyth-Sandsteines zeigen, verglichen mit dem kontinentaldetritischen Perm, geringere Ätzerscheinungen,

vielleicht eine Auswirkung des noch immer warmen, aber eher trockenen Klimas (alle Angaben nach NIEDERMAYR, 1975).

Der Permoskyth-Sandstein weist bessere Sortierung und Rundung auf als das darunterliegende kontinentaldetritische Perm. Nach den granulometrischen Messungen NIEDERMAYRS handelt es sich aber immer noch um fluviatile Schüttungskörper. Eine Schüttungsrichtung ist bisher nicht bekannt. Das Milieu ändert sich erst mit den plattigen, bald auch schräggeschichteten Sandsteinen, die NIEDERMAYR schon den Werfener Schichten zurechnet. Sie entsprechen wahrscheinlich schon dem marinen Strandbereich. Marine Sedimentation, z. T. aus Stillwasserbereichen ist dann für die mittleren bis höheren Teile der Werfener Schichten gegeben. Die hier reichlich auftretenden Zirkone mit komplexen Flächen sind ebenso wie die Apatit-Maxima ein Anzeichen für zunehmende Abtragung von Gneisen und Graniten. In der Folge kam es zu stärkeren Abschnürungen einzelner Strandbereiche, angezeigt durch die verbreitet auftretenden Gipse und Rauh-wacken.

Zusammenfassend können wir also festhalten, daß die terrestrisch-fluviatile Entwicklung des Perms ein weitgehend ausgeglichenes Relief hinterläßt. Bereits mit den Werfener Schichten beginnt die Ingression des Meeres, der Drauzug wird Teil eines äußerst flachen Schelfbereiches, der zunächst noch stark unter dem Einfluß terrigener Schüttungen steht.

3.3 Serien der Mitteltrias

Die mitteltriadische Entwicklung zeigt eine enorme Faziesdifferenzierung. Dies ist nicht nur im Drauzug, sondern auch in Nord- und Südalpen beobachtbar.

Aus Gründen der lithologischen Einheit wird das Cordevol hier bei der Mitteltrias behandelt, obwohl es in neuerer Zeit (vgl. u. a. JACOBSHAGEN, 1961) zum Karn gerechnet wird und damit in die tiefste Obertrias fällt.

3.31 „Alpiner Muschelkalk“

Gerade bei anisischen Sedimenten ist eine intensive Diskussion um die Namensgebung im Gange, insbesondere entzündet sich der Streit an der Verwendung des Namens „Alpiner Muschelkalk“. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 a : 11 ff.) sind auf die in den Nördlichen Kalkalpen bestehende Problematik ausführlicher eingegangen. Aus diesem Grund kann hier eine Diskussion unterbleiben. BECHSTÄDT & MOSTLER verwenden zwar den Namen „Alpiner Muschelkalk“ weiter (im Range einer Formation), weisen aber auf die dringend notwendige stratigraphische Neubearbeitung hin.

Im Drauzug wird der Name „Muschelkalk“ 1898 durch GEYER eingeführt, der Begriff wird von den nachfolgenden Bearbeitern zumeist übernommen. VAN BEMMELEN (u. a. 1957) wählt die Bezeichnung „Unterer Muschelkalk“ und „Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes“ für den GEYERSCHEN „Muschelkalk“, er wählt den Begriff „Oberer Muschelkalk“ für die „Partnachsichten“ GEYERS. Der hierdurch erreichte litho- und chronostratigraphische Umfang des Begriffes

„Muschelkalk“ weicht aber von dem in den übrigen Alpen zumeist verwendeten Umfang ab, weshalb diese stratigraphische Terminologie abgelehnt wird (BRANDNER, 1972; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; BECHSTÄDT et al., 1976). Auch VAN BEMMELEN & MEULENKAMP sprechen 1965 innerhalb der Lienzer Dolomiten von einer „Partnach-Folge“, ohne auf den Grund für die Änderung der Nomenklatur einzugehen. NIEDERMAYR et al. (1975), aber auch schon GEYER (1901 a) bezeichnen anisische Sedimente südlich Feistritz/Drau als Gutensteiner Schichten. Die Flaser-Wurstelkalk, Sandsteine, Knollenkalke etc. des Drauzuges können jedoch mit den Gutensteiner Schichten (ebenflächige, dunkle Kalke) des Typgebietes faziell keineswegs verglichen werden (BECHSTÄDT & MOSTLER, in Vorbereitung). Die Bezeichnung ist hier genauso wie im W der Nördlichen Kalkalpen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a) abzulehnen.

BAUER (u. a. 1970) und BRANDNER (1972, 1976: in BECHSTÄDT et al.) verwenden die SARNTHEINSche Bezeichnungsweise (u. a. 1965) „Serie des Alpenen Muschelkalkes“, um „der Vielfalt an Faziesentwicklungen gerecht zu werden“ (BRANDNER, 1972 : 145). Bei „informellen Gesteinseinheiten im ungefähren Rang einer Formation“ wird nach den Ausführungen der SCHWEIZER. GEOLOG. KOMMISSION (1973) der Serienbegriff tatsächlich häufig verwendet, obwohl „Serie“ an und für sich ein chronostratigraphischer Terminus ist. Auch besteht eine Formation definitionsgemäß ja aus verschiedenen Formationsgliedern, so daß schon hierdurch die bestehende Vielfalt der Faziesausbildung klar ausgedrückt wird. Solange die stratigraphische Stellung des „Alpenen Muschelkalkes“ (Formation, Gruppenbezeichnung) nicht fixiert ist, bzw. der Name durch eine günstigere Bezeichnung oder günstigere Bezeichnungen ersetzt ist, wird er hier (unter Anführungszeichen) weiter verwendet, als lithostratigraphische Einheit im ungefähren Range einer Formation. Auf den Zusatz „Serie“ wird verzichtet.

Der „Alpine Muschelkalk“ des Drauzuges (vgl. Abb. 4 und 6) wird unterteilt in: Flaser-Wurstelkalk-Folge, gipsführende Tonschiefer und Dolomite, Sandstein, Knollenkalk-Folge, „Dolomitisches Zwischenniveau“. Diese Begriffsfassung ist gegenüber BAUER (1970) und CERNY (1977) etwas eingeschränkt. Der Vergleich zwischen Gailtaler Alpen und Karawanken wird durch eine unterschiedliche Begriffsfassung stratigraphischer Bezeichnungen erschwert. BAUER (1970, 1973) und CERNY rechnen dem „Alpenen Muschelkalk“ Gesteinstypen zu, die im W infolge ihrer dort größeren Mächtigkeit als eigene Einheiten ausgeschieden wurden. Dunkle, ebenflächige, gebankte bis plattige Kalke stellt BAUER (1970 : 195, 196) zur Abfolge des „Alpenen Muschelkalkes“; ähnliche Ablagerungen werden von STRUCL (1974) als „Obere Gesteinsserie“ (des „Alpenen Muschelkalkes“) bezeichnet, von CERNY „Bankkalke“ genannt (innerhalb der „Oberen Schichtgruppe“). In den Gailtaler Alpen hingegen werden diese Sedimente seit GEYER den „Partnachsichten“ zugerechnet (vgl. Kap. 3.35); für diese Gesteine wird in dieser Arbeit der Ausdruck „Fellbacher Kalk“ vorgeschlagen. Eine ähnlich unterschiedliche Zuordnung gilt für bunt gefärbte, knollige Kalke, die in den Karawanken zur Abfolge des „Alpenen Muschelkalkes“ gerechnet werden, die am Dobratsch von COLINS & NACHTMANN (1974) jedoch als eigene Formation („Buntkalke“) ausgeschieden wurden.

3.311 Flaser-Wurstelkalk-Folge (Virgloriakalk)

In Abwandlung des von BECHSTÄDT et al. (1976) verwendeten Begriffes „Flaser-Wurstelkalk-Komplex“ wird hier von einer „Flaser-Wurstelkalk-Folge“ gesprochen, da der Begriff „Komplex“ nach den Empfehlungen der SCHWEIZER. GEOLOG. KOMMISSION (1973) auf größere Einheiten beschränkt bleiben soll (z. B. Bündner Schiefer-Komplex). BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 a) konnten aufzeigen, daß für die faziell entsprechenden Wurstelkalke der Kalkalpen seit F. v. RICHTHOFEN (1859) die Bezeichnung „Virgloriakalk“ zur Verfügung steht (Lithostratotypus Amatschon-Joch oberhalb des Virgloria-Tobels, Vorarlberg). Der Name wird hier jedoch in Klammern geführt, da eine exakte stratigraphische Durcharbeitung dieses Abschnittes innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sowie der detaillierten Vergleich mit dem Drauzug noch aussteht.

Der Name „Wurstelkalk“ hinwiederum geht auf ROTHPLETZ (1888) zurück, mit den „Wursteln“ sind Grabgänge gemeint.

Die im allgemeinen 150—300 m mächtige Flaser-Wurstelkalk-Folge liegt fast im gesamten Drauzug (BECHSTÄDT et al., 1976; BAUER, 1970; BRANDNER, 1972; NACHTMANN, 1975 a, b; STRUCL, 1974; CERNY, 1977) an der Basis des „Alpinen Muschelkalkes“. Die abweichende Entwicklung des Dobratsch wird im Kap. 3.312 beschrieben.

Der Name zeigt schon die zwei Hauptsedimenttypen auf: Flaserkalke und Wurstelkalke.

a) Flaserkalke: dunkle mergelige Kalke (untergeordnet Dolomite) mit flaseriger bis linsiger Schichtung, hervorgerufen durch sandig-siltiges, terrigenes Material. Ob ursprünglich Schrägschichtung vorhanden war, konnte nicht geklärt werden, die diagenetischen Einflüsse (Drucklösung) zerstörten die Sedimentgefüge zumeist.

b) Wurstelkalke: Bereiche mit z. T. äußerst starker Bioturbation, nach BRANDNER (1976, in BECHSTÄDT et al.) hervorgerufen durch insbesondere *Thalassinoides* und ähnliche Formen. Teilweise sind aber auch diagenetische Vorgänge bei der Entstehung der Wurstelkalke mitbeteiligt (BRANDNER, 1972). Dies ist sogar zu erwarten, da die Bereiche intensiver Bioturbation mit ihren massenhaft auftretenden und durch organischen Schleim zunächst stabilisierten Grabgängen für Drucklösungen besonders ansprechbar sind.

Neben den Flaser- und Wurstelkalken treten noch auf:

c) arenitisch-ruditische Kalklagen, z. T. Oolithe. Örtlich kann eine Abfolge von plattigen Kalken sowie Bankkalken (mit Ooid-Einlagerungen) ca. 100 m mächtig werden. Die Folge ist z. T. dolomitisiert.

Die Flaser-Wurstelkalke können in enger Wechsellagerung auftreten, die einzelnen Sedimenttypen bauen aber auch mächtigere Profilateile auf. So tritt im N des Drauzuges (u. a. Profil Staff) die Flaserkalk-Folge im Liegenden auf, während die Wurstelkalke höhere Abschnitte des Profiles einnehmen. In den Nordkarawanken (vgl. CERNY, 1977) nimmt eine Abfolge plattiger Kalke und Bankkalke den top der Flaser-Wurstelkalk-Folge ein. Im Bereich des Waidischtales (westlich Zell-Pfarrre) besteht die ganze Abfolge im Liegenden des „Dolomitischen Zwischenniveaus“ aus etwa 160 m mächtigen plattigen Dolomiten (mit pellets

und Ooiden), die glimmer- und quarzreiche Mergellagen eingeschaltet haben (CERNY); hier treten auch Breccien und Rauhvaccken auf. Wahrscheinlich handelt es sich um eine spätdiagenetische Dolomitisierung der oben erwähnten Plattenkalke. Als Flaser-Wurstelkalk ist auch die „Untere Kalkserie“ STRUCLS (1974) anzusprechen.

Die Schüttungen des feinklastischen Materials sind von erhöhter Bedeutung, erlauben sie doch den Anschluß an die Fazies der unterlagernden Werfener Schichten. Leider fehlen Schwermineralanalysen, so daß eine Aussage über die Art der Liefergebiete nicht möglich ist.

Die relativ geringe Fossilführung der Flaser- und Wurstelkalke erschwert die Alterseinstufung. Teilweise mag die starke Bioturbation am Zurücktreten verwertbarer Fossilien beteiligt sein. Ostracoden, turmförmige Gastropoden, Crinoidenspreu (*Dadocrinus gracilis*) sowie Pflanzenhäcksel sind zu nennen. Die spärlichen Foraminiferen weichen nach RESCH (zitiert in NACHTMANN, 1975 b) von sonstigen Anis-Formen etwas ab, RESCH folgend ist dies ebenso wie die Fossilarmut ein Hinweis auf ungünstige Lebensbedingungen. Für anisisches Alter spricht insbesondere *Dadocrinus gracilis*, wenn auch der Leitwert etwas problematisch ist (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970).

3.312 Gipsführende Tonschiefer und Dolomite

Als zeitliches Äquivalent der Flaser-Wurstelkalk-Folge treten am Dobratsch 100—150 m mächtige gipsführende Tonschiefer mit zwischengelagerten Dolomitlagen auf. Diese Dolomite enthalten vielfach (auf Grund diagenetischer Erscheinungen allerdings meist schlecht erkennbare) Ooide sowie pellets (NACHTMANN, 1975 a, b). Trockenrisse sind nicht selten. Fossilien fehlen innerhalb der Dolomite fast völlig.

Die meist dunkelgrauen Tonschiefer bis Mergel sind meist glimmerarm, ein Gegensatz zu den unterlagernden Werfener Schichten. Besonders charakteristisch sind weiße bis intensiv rosa Gipslagen. Im höheren Bereich der Abfolge treten einzelne Sandsteinbänke auf, die in der Hauptsache aus zumeist undulösen Quarzen, Feldspäten, Hellglimmer und Chlorit zusammengesetzt sind. An Schwermineralien treten Turmalin, Zirkon, Apatit und Rutil auf, exakte Schwermineralanalysen fehlen jedoch. Die Sandsteinlagen stellen Ausläufer des unter 3.313 genannten Sandsteines dar.

Aus verschiedenen Bereichen der Tonschiefer stammen Sporen, die nach W. KLAUS (zitiert in COLINS & NACHTMANN, 1974) „eindeutig auf Anis hinweisen“.

3.313 Sandstein

Die Abfolge des „Alpinen Muschelkalkes“ im Drauzug ist insbesondere durch ihre stark terrigen beeinflusste Fazies ausgezeichnet. Ist dieser terrigene Einfluß schon in der Flaser-Wurstelkalk-Folge spürbar, so erreicht er im westlichen Drauzug mit dem bis 60 m mächtigen mittelanisischen Sandstein sein Maximum. Nach BRANDNER (in BECHSTÄDT et al., 1976) treten in Konglomeratlagen öfters bis cm-große Quarzporphyrgerölle auf. Der Mineralbestand der Sandsteine besteht nach BRANDNER (1972) aus undulösen Quarzen als Hauptgemengteil, erdigen K-Na-Feldspäten, Plagioklas, Mikroklin, Myrmekit, Biotit (mit Zirkoneinschlüs-

sen), Chloritpseudomorphosen nach Biotit. Untergeordnet treten Turmalin, Granat, Apatit auf. Schwermineralanalysen fehlen bisher. Im Sandstein von Jadersdorf können Karbonat-Bruchstücke relativ häufig gefunden werden.

Als Ausgangsgesteine kommen insbesondere saure Gesteine in Frage. Infolge des relativ hohen Feldspatgehaltes ist nicht mit einer nochmaligen Aufarbeitung von Werfener Schichten bzw. Permoskyth-Sandstein zu rechnen (BRANDNER, 1972). Auch der im unmittelbar Liegenden befindliche Flaser-Wurstelkalk wird nicht (oder kaum) von der Aufarbeitung erfaßt. Aufarbeitungsgebiet könnte vielmehr ein Kristallin-Areal mit auflagerndem Quarzporphyr gewesen sein. Die relative Nähe eines Küstenbereiches wird durch meist reichlich vorhandenen Pflanzenhäcksel unterstrichen. Crinoidenstielglieder (darunter *Encrinus liliiformis*) und Foraminiferen zeigen die Ablagerung innerhalb eines marinen Bereiches an; auf der anderen Seite weisen Weiterwachs säume an detritischen, zersetzten Feldspäten entsprechend den Angaben bei FÜCHTBAUER (1967) auf Umlagerungen im fluviatilen Bereich. Ein gewisser Süßwassereinfluß wird regional auch durch zopffartige Lebensspuren (*Gyrochorte*, det. SEILACHER) angezeigt (den Angaben bei HALLAM, 1970 folgend). In den Lienzer Dolomiten treten innerhalb dieses Bereiches auch red beds auf, weiters müssen Kalkarenite mit Caliche-Krusten und vadosen Zementen erwähnt werden.

Nach dem Ende der Sandeinschüttung zeichnet sich im westlichen Drauzug eine Faziesdifferenzierung ab, ähnliches gilt zur gleichen Zeit auch für die Nordkarawanken. In den Hochzonen setzt sich die Flaser-Wurstelkalk-Folge fort und dauert bis zu der alles übergreifenden Fazies des „Dolomitischen Zwischen-niveaus“ an. In den Nordkarawanken breitet sich nach CERNY (1977) eine Bankkalkfazies aus, die Oolith-Bänke enthält. Andernorts legen sich knollige Kalke (vgl. 3.314) auf den Sandstein, bzw. wo dieser fehlt oder zurücktritt auf die Flaser-Wurstelkalk-Folge. Zwischen beiden gibt es auch Übergangstypen, beispielsweise die von NACHTMANN (1975 b) beschriebenen „Fossil- und Übergangskalke“ (vgl. hierzu auch BAUER, 1970; BRANDNER, 1972; STRUCL, 1974).

3.314 Knollenkalk-Folge

Diese etwa 100 m mächtige Abfolge besteht aus siltitischen Mergeln bis Tonschiefern, besonders aber aus dunkelgrauen Kalkbänken, die in mergelig-kalkige Knollenhorizonte übergehen bzw. mit diesen wechsellagern. Die Schüttung terrigen-klastischen Materials ist noch spürbar, geht aber zunehmend zurück.

Auffallend ist das erstmalige Auftreten von Glaukonit innerhalb der Triasabfolge. Nach McRAE (1972) stellt Glaukonit ein Leitmineral für Transgressionen dar. Dies wird durch den Fossilgehalt bekräftigt: erstmals sind Faunen des offenen Meeres zu beobachten (vgl. HAUSER, 1975). Es handelt sich um Cephalopoden, bestimmte Foraminiferen, Conodonten, Filamente. Daneben sind Holothuriensklerite und Brachiopoden von Bedeutung. Die auftretenden Onkoide sind wohl eingeschwemmt. Der hohe Gehalt an Faunen aus dem pelagischen Bereich, weiters bestimmte Foraminiferen (besonders *Vidalina*, Hinweis durch RESCH, zitiert in HAUSER) weisen ebenso wie die Angaben TICHYS (1975 b) auf Wassertiefen von etwa 30—50 m hin.

Altersmäßig ist die Knollenkalk-Folge in das Pelson-Illyr zu stellen. Fossilisten finden sich bei HAUSER (1975), NACHTMANN (1975 a, b) sowie TICHY (1975 b).

Die Genese der Kalkknollen kann hier nicht erörtert werden. Die für frühdiagenetische Bildung von Konkretionen und Fällungsknollenkalken anzunehmenden sowohl oxydierenden Verhältnisse (auf der Sedimentoberfläche, ev. auch in den obersten Sedimentschichten) als auch reduzierenden Bedingungen (in tieferen Sedimentlagen) lassen sich mit den Beobachtungen gut vereinbaren (u. a. reichlich Pyrit, andererseits Benthonten). Eine Zusammenstellung derzeit angenommener Modelle der Knollenkalkentstehung geben BECHSTÄDT & BRANDNER (1970).

3.315 „Dolomitisches Zwischenniveau“ („Zwischendolomit“)

VAN BEMMELEN (1957) erkannte, daß zwischen dem Muschelkalk GEYERS (1898) und dessen Partnachschichten stets eine dolomitische, seltener kalkige Fazies eingeschaltet ist. Entsprechend seiner Nomenklatur (Unterer Muschelkalk, Oberer Muschelkalk, vgl. Kap. 2) nannte er die zwischengelagerte Karbonatentwicklung „Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes“. Die nachfolgenden Bearbeiter dieser Faziesabfolge (BRANDNER, 1972; COLINS & NACHTMANN, 1974; NACHTMANN, 1975 a, b; HAUSER, 1975; BECHSTÄDT et al., 1976) behalten den (etwas gekürzten) Namen „Dolomitisches Zwischenniveau“ bei oder sprechen, nochmals gekürzt, von „Zwischendolomit“. Auch hier soll diese informell gebrauchte Bezeichnung weiter verwendet werden, obwohl klar ist, daß bei einer stratigraphischen Neubearbeitung der anisischen Abfolge eine neue Namensgebung wünschenswert wäre.

Der 100—200 m mächtige „Zwischendolomit“ legt sich sowohl über die Flaser-Wurstelkalk-Folge als auch über die Knollenkalk-Folge und zeigt damit eine weitgehende Nivellierung des Ablagerungsbereiches an.

Innerhalb der Lienzer Dolomiten wird der Knollenkalk örtlich (BRANDNER, 1972) von kleinen Riffknospen (etwa 20 m mächtig) überlagert. Wichtig ist das häufige Auftreten eines für oberanisische Riffe typischen gegliederten Kalkschwammes (*Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER). Nach BAUER (1970) kam es auch im Anis der östlichen Karawanken zu kurzzeitigen Riffentwicklungen, BAUER beschreibt u. a. segmentierte Kalkschwämme sowie *Tubiphytes obscurus* MASLOV

Über diesen nur regional beobachtbaren ersten Ansätzen einer Riffentwicklung bzw. an Stelle dieser folgen teils massige, teils auch dünnerbankige, laminierte Dolomite. LF-Gefüge (vgl. TEBBUTT et al., 1965), Stromatolithrasen, polygonale Trockenrisse sowie tepee-Strukturen (indianerzeltartige Aufwölbungen von Flachwasserkarbonaten, vgl. ASSERETO & KENDALL, 1977) zeigen die Entstehung zumindest der hangenden Abschnitte im Gezeitenbereich an.

Dem „Dolomitischen Zwischenniveau“ entspricht die aus den östlichen Karawanken beschriebene „Mittlere Gesteinsserie“ STRUCLS (1974). Dieser Abschnitt ist wegen der in der Topla auftretenden und derzeit in Abbau befindlichen Blei-Zink-Vererzung von besonderem Interesse. Diese häufig mit Stromatolithen bzw.

Gezeitenbreccien in Verbindung stehende Vererzung wird von STRUCL als sedimentär-frühdigenetisch gedeutet. Neben Topla treten innerhalb des „Dolomitischen Zwischenniveaus“, aber auch in der unterlagernden Flaser-Wurstelkalk-Folge, noch an zahlreichen weiteren Stellen kleine, derzeit nicht bauwürdige, zum Großteil aber auch schlecht bekannte Blei-Zink-Vererzungen auf (vgl. WARCH, 1973); auf Probleme der Blei-Zink-Vererzung in anisischen Gesteinen wird auch bei CERNY (1977) eingegangen.

Gewisse Probleme bestehen bei Korrelierungsversuchen zwischen östlichem und westlichem Drauzug. CERNY beschreibt einen im Hangenden der Flaser-Wurstelkalk-Folge der Nordkarawanken auftretenden epigenetischen Dolomit, den er „Zwischendolomit“ nennt. Obwohl er dieses Niveau mit den mittelanischen Knollenkalken und Sandsteinen der Gailtaler Alpen vergleicht, glaube ich, daß dieser Bereich eher mit höheren, kalkreicheren Abschnitten der Flaser-Wurstelkalk-Folge oder mit dem überlagernden „Dolomitischen Zwischenniveau“ zu parallelisieren ist. Die in den Karawanken darüberliegende Schichtfolge aus

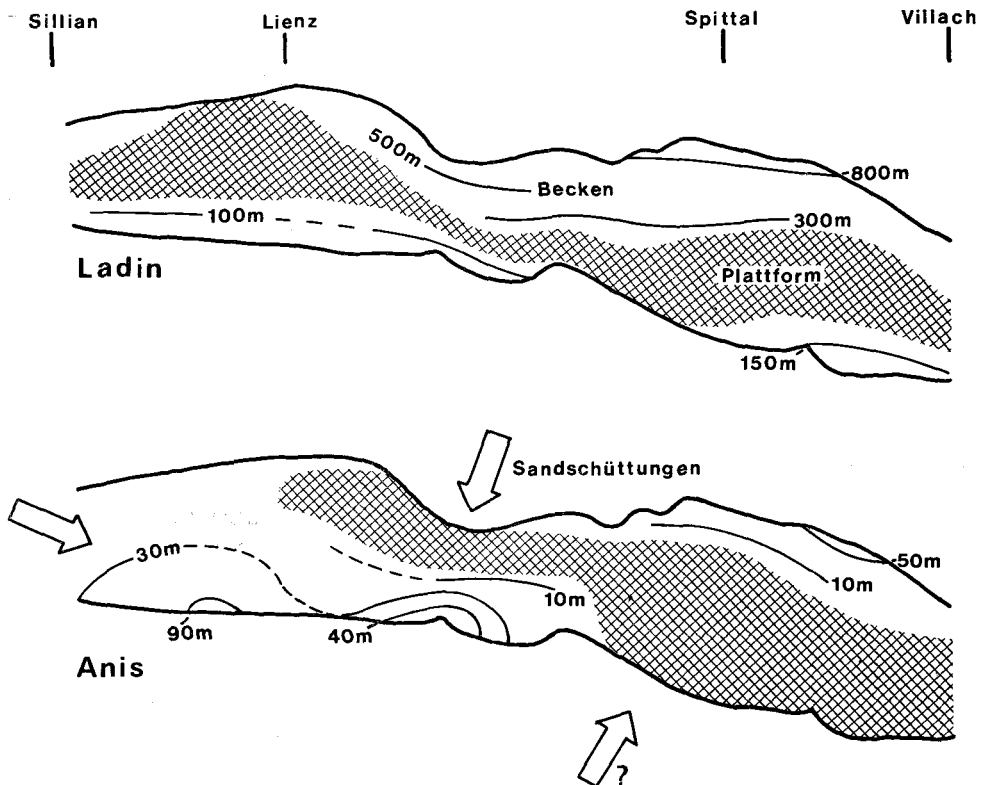


Abb. 3. Lage der Hochzonen, Mächtigkeit der Beckensedimente und Schüttungsrichtungen der Klastika während des Anis und Ladin. Die Intertektonik des Drauzuges wurde entsprechend O. KRAUS (1969) entzerrt. Beachte die etwa E-W-gerichteten paläogeographischen Strukturen. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

„Bankkalken“ und „Knollenkalken“ setze ich mit dem „Fellbacher Kalk“ und dem „Buntkalk“ (vgl. Kap. 3.34 und 3.35) gleich.

In höheren Bereichen des „Dolomitischen Zwischenniveaus“ treten Tuffe und Tuffite auf (vgl. WARCH, 1966, 1973). Auf diese wird im Kapitel 3.33 eingegangen.

Das „Dolomitische Zwischenniveau“ läßt sich stratigraphisch nur indirekt einstufen, aufgrund der altersmäßigen Zuordnung der unter- und überlagernden Einheiten. Danach fällt es in das Illyr.

3.32 Paläogeographie des „Alpinen Muschelkalkes“

Die erstmals einsetzende Faziesheteropie zeigt die insbesondere ab dem Mittelanis anzunehmende kleinräumige Gliederung des Ablagerungsbereiches an.

Die Ingression des Meeres war schon zur Zeit der Werfener Schichten erfolgt. Die lagunären Verhältnisse dieses Zeitabschnittes werden nur allmählich, bei gleichmäßigem Absinken des Untergrundes und nachlassender Zufuhr terrigenen Materials, durch einen kaum gegliederten, flachen Schelfbereich abgelöst (Flaser-Wurstelkalk-Folge). Unregelmäßig eingeschaltete Untiefenbereiche wechseln mit geschützten Gebieten, in denen bei Wassertiefen von nur wenigen Metern eine starke Durchwühlung erfolgt (Angaben nach BRANDNER, in BECHSTÄDT et al., 1976).

Die Basisabfolge des Dobratsch („Gipsführende Tonschiefer und Dolomite“) stellt wahrscheinlich einen höher salinaren Lagunenbereich dar, der dem Lande evtl. etwas näher lag als die Flaser-Wurstelkalk-Folge. Über die Lage des Liefergebietes bzw. der Liefergebiete ist derzeit keine Aussage möglich.

Auf dem breiten Schelfraum der damaligen Zeit herrschten nur eingeschränkte Lebensbedingungen.

Für die im Pelson erfolgende Einschüttung mittel- bis grobklastischen terrigenen Materials („Sandstein“) sind wohl relieferzeugende Bewegungen im Hinterland verantwortlich. BRANDNER (in BECHSTÄDT et al., 1976) nimmt aufgrund der aufgezählten Fakten eine Ablagerung in Deltabereichen an, während das Liegende und Hangende (s. d.) im Bereich eines Prodeltas abgelagert wurde.

Vektorielle Gefüge, insbesondere aber das Auftreten der Sandsteine in drei getrennten Arealen innerhalb des westlichen Drauzuges, sind für BRANDNER der Anlaß, drei verschiedene Liefergebiete anzunehmen; BRANDNER denkt an eine jetzt einsetzende Gliederung des Ablagerungsraumes, die durch die Sandschüttungen teilweise kompensiert wird. Aus diesem Grund blieb im N der Flachwassercharakter erhalten, während andernorts, z. B. auf der Südseite des Reißkofels, die Absenkung andauerte: hier folgen Knollenkalke über dem Sandstein.

Fraglich ist jedoch, ob die drei voneinander getrennten Sandsteinvorkommen tatsächlich auf drei verschiedene Liefergebiete (zwei im N, eines im S) hinweisen, oder ob nicht der Sandstein des Gebietes von Jadersdorf mit jenem des Reißkofel-Jauken-Gebietes zu verbinden ist. Von der Verbreitung und Fazies der überlagernden Gesteinsabfolgen (in beiden Gebieten Flachwasserfazies des Flaser-Wurstelkalkes über dem Sandstein, beidesmal Fellbacher Kalk und Lagunenfazies des Wettersteinkalkes) wird ein gewisser Hinweis darauf gegeben, daß es

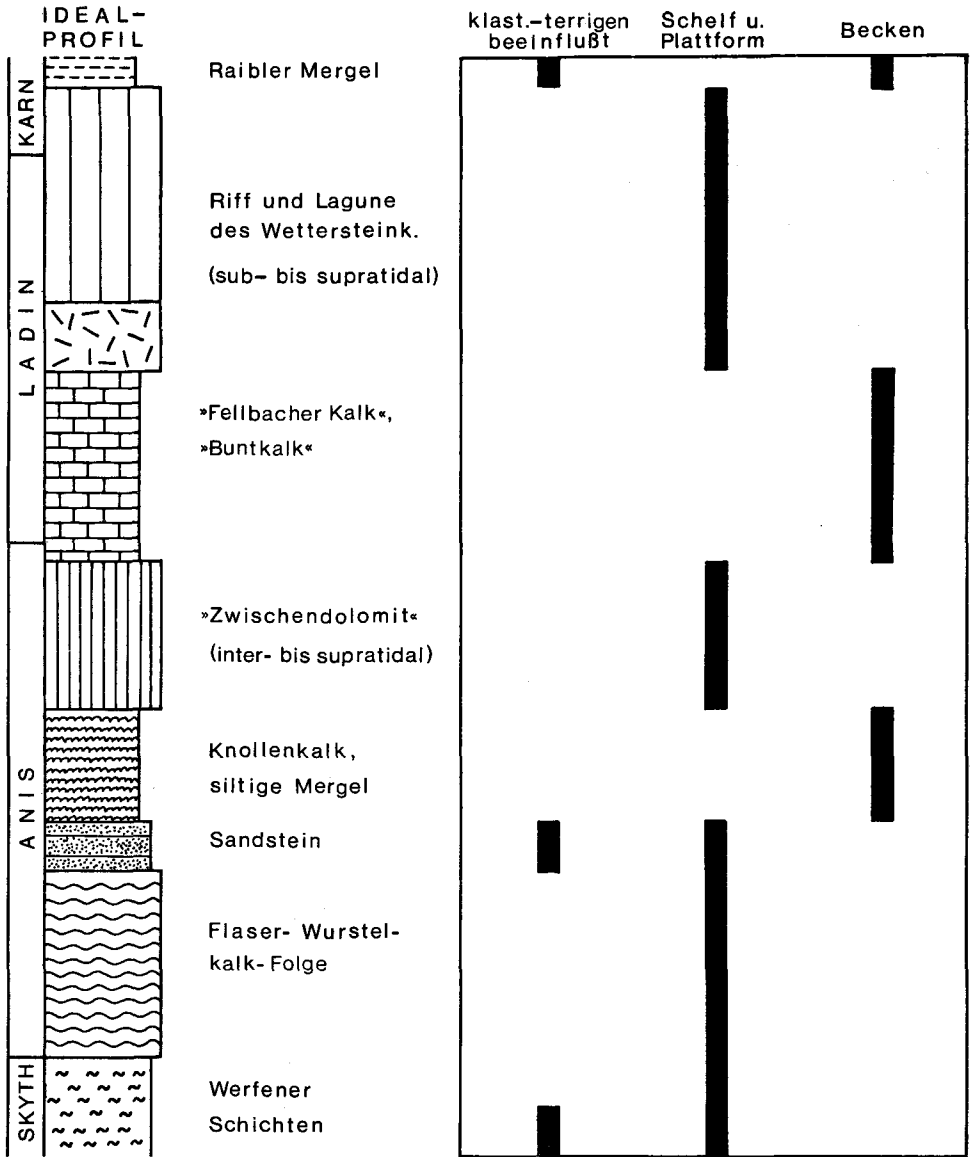


Abb. 4. Standardprofil des „Alpinen Muschelkalkes“ und der Wettersteinkalk-„Fellbacher Kalk“-„Buntkalk“-Entwicklung. Beachte die zweimalige Absenkung des Ablagerungsraumes im Mittelanis und im Oberanis/Unterlandin (vgl. hierzu auch die Abb. 5 und 10). Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

sich bei Jadersdorf um den gleichen paläogeographischen Bereich handeln könnte. Trifft diese Hypothese zu, dann wäre die klastische Abfolge von Jadersdorf mit jener nördlich des Jauken zu verbinden, so daß auf die Annahme eines südlichen Liefergebietes verzichtet werden könnte. In diesem Fall wäre die Abb. 3 entsprechend zu modifizieren.

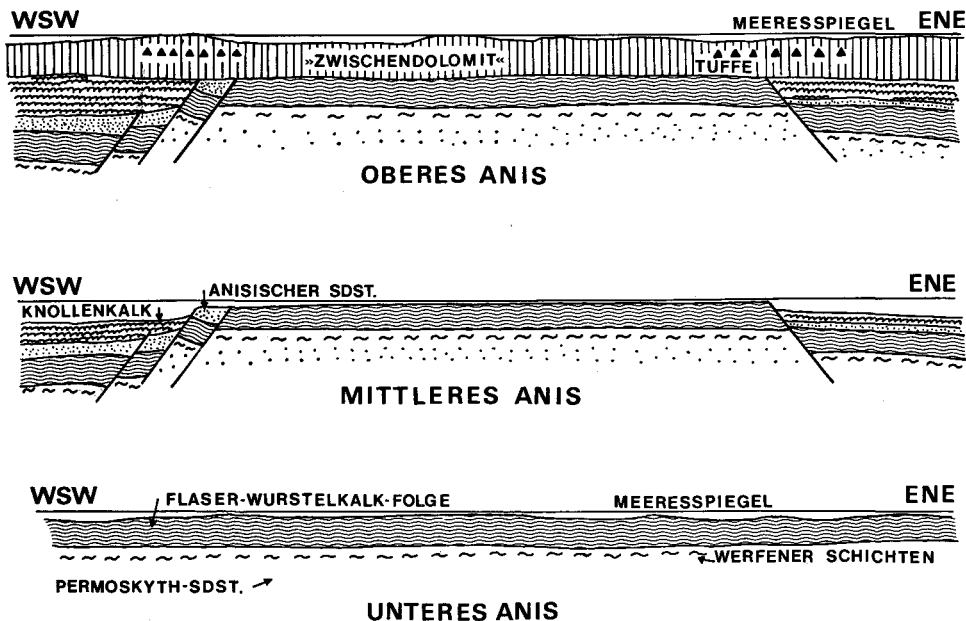
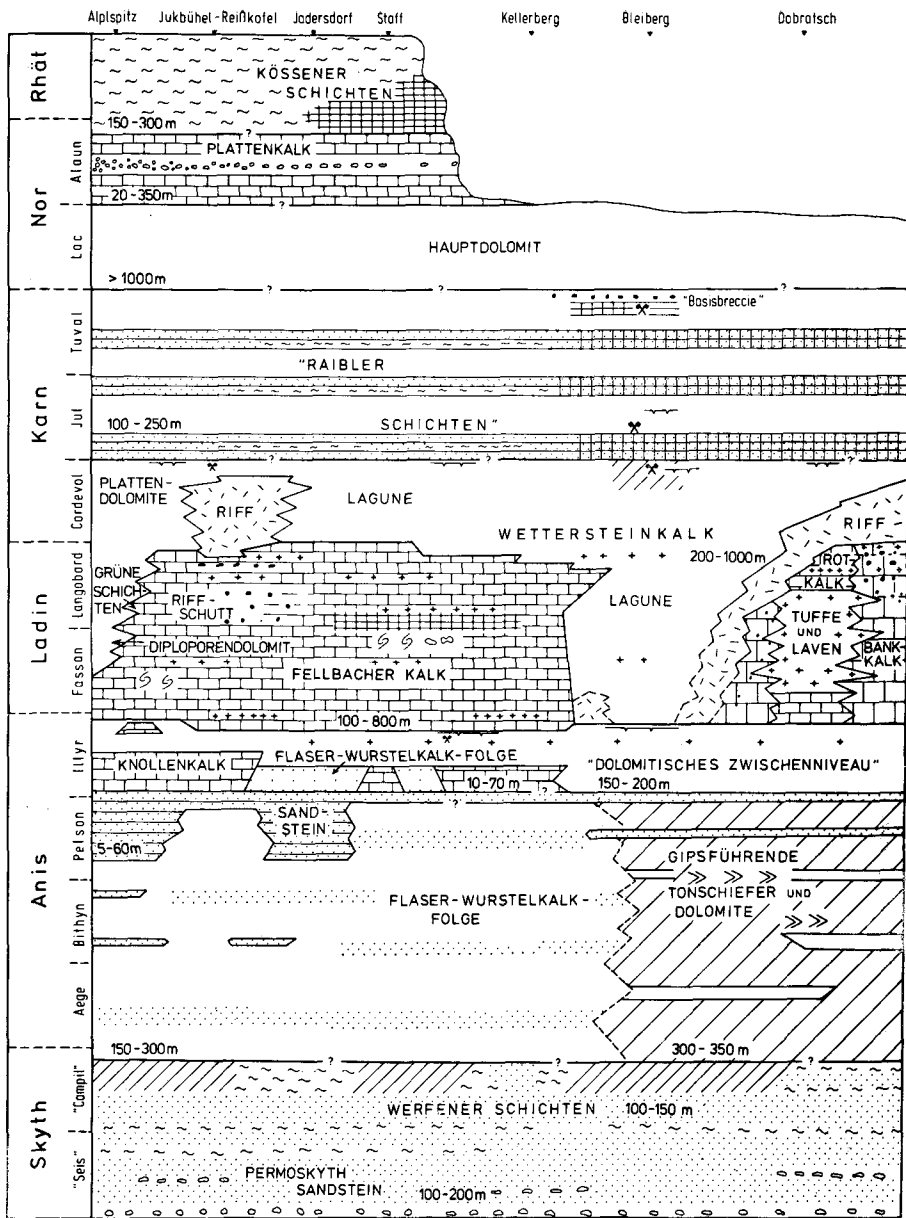


Abb. 5. Paläogeographische Schnitte während des Anis. Zur Lage der Schnitte vgl. Abb. 1. Im mittleren Anis setzt eine erste Phase der Dehnungstektonik ein, die eine Gliederung des Ablagerungsraumes bewirkt. Im Oberanis ist eine erneute Nivellierung zu erkennen, im Gegensatz zum Skyth jedoch ohne terrigen-klastische Beeinflussung. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

Abb. 6 a, b (S. 32, 33). Stratigraphisches Schema der Trias der Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten. Modifiziert und erweitert nach BECHSTÄDT et al. (1976). Zur Lage des Schnittes vergleiche Abbildung 1.

Das Fazieschema beruht auf Profilen, die in folgender Literatur angegeben sind: 1. BRANDNER (1972); 2. SCHLAGER (1963), VAN BEMMELN & MEULENKAMP (1965), MARIOTTI (1972), LEIST (in Vorbereitung), BICHLMANN (in Vorbereitung); 3. SCHLAGER (1963); 4. KÖHLER (1973); 5. MOSTLER (1972 a), SCHERIAU-NIEDERMAYR & NIEDERMAYR (1973), NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1974), NIEDERMAYR (1975), VAN AMEROM & BOERSMA (1974), VAN AMEROM et al. (1976 a, b); 6. P. J. MÜLLER (1977), KRAUS (1969), HAUSER (1975); 7. HAUSER (1975); 8. BRANDNER (1972), BECHSTÄDT et al. (1976), KÖNIG (1975), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 9. KRAUS (1969); 10. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b), HAUSER (1975), KRAUS (1969); 11. FRITSCH (1961), BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b), NACHTMANN (1975 a, b); 12. WARCH (1973), NACHTMANN (1975 a, b), KÖNIG (1975), BECHSTÄDT et al. (1976), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 13. WARCH (1973), TICHY (1975 b); 14. NACHTMANN (1975 a), KÖNIG (1975), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 15. HOLLER (1951), KRAUS (1969), SCHULZ (1970), BECHSTÄDT (1975 c); 16. HOLLER (1960), KRAUS (1969), SCHULZ (1973, 1975), BECHSTÄDT (1973, 1975 a, c), TICHY (1975 a), eigene Beobachtungen (unpubliziert); 17. COLINS & NACHTMANN (1974), COLINS (1975), NACHTMANN (1975 a); 18. KRAUS & OTT (1968), KRAUS (1969), COLINS & NACHTMANN (1974).



LEGENDE: Haupt - Fazies-Charakter der Gesteine

- | | | |
|--|---|-------------------------------|
| vulkanische Gesteine | Flachwasserablagerungen (Karbonate) | terrigen-klastische Sedimente |
| Beckenablagerungen (Kalke) | Flachwasserablagerungen (Mergel u. mergelige Kalke) | Trockenlegung |
| Beckenablagerungen (Mergel u. mergelige Kalke) | evaporitische Sedimente | slumping |
| | | Konglomerate u. Breccien |

Abb. 6 a

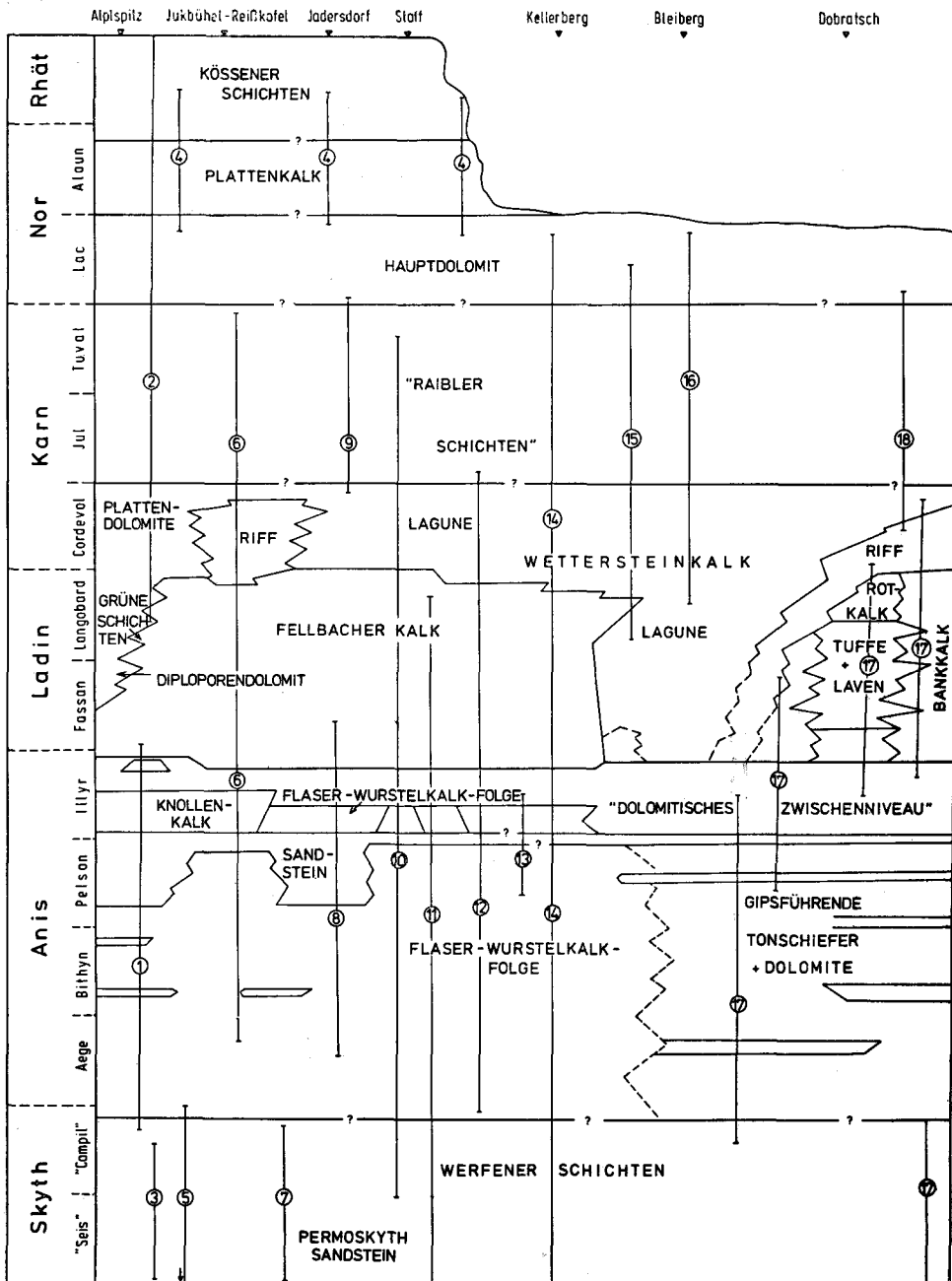


Abb. 6 b

In den Nordkarawanken fehlen Sandschüttungen, dies weist auf eine etwas größere Entfernung zum Hinterland hin. Hier treten auch mehr Karbonate im Liegenden des „Dolomitischen Zwischenniveaus“ auf, ebenfalls ein Hinweis darauf, daß auch die mittelanischen feinklastischen Schüttungen dieses Gebietes nur sporadisch erreichen konnten.

Die sich insbesondere im S, aber auch im E ausbildenden Beckenbereiche sind die Ursache der erstmals verbesserten Durchlüftung (stärkere Strömungen), die zur Entstehung einzelner Riffknospen an den Rändern der Knollenkalk-Becken beitrug. Diese überwachsen in der Folge die Beckenbereiche randlich. Gleichzeitig läßt auch die terrigene Beeinflussung nach und hört bald völlig auf, so daß Karbonatsedimentation auf breiter Linie einsetzt. Tidal-flat-Verhältnisse stellen sich ein. Die Zwischendolomit-Plattform scheint also in einiger Entfernung vom Festland gelegen zu haben bzw. war von diesem durch eine Senke getrennt, die klastisches Material aufnahm.

Zusammenfassend können drei Abschnitte innerhalb der Ablagerungszeit des „Alpinen Muschelkalkes“ unterschieden werden:

a) eine Periode ruhiger Sedimentation im Unteranis, eine gewisse terrigene Beeinflussung ist zu erkennen.

b) eine Periode starker Faziesdifferenzierung im mittleren und höheren Anis. Der westliche Drauzug gerät in den Einflußbereich fluviatiler Schüttungen. Die Sande wurden teilweise umgelagert und füllen einzelne Depressionen auf. Im nördlichen Teil des westlichen Drauzuges bildet sich eine, immer noch klastisch beeinflusste Flachwasserplattform heraus, die etwa E-W streicht. Sie wird im S von einem Beckenbereich begleitet, die Wassertiefen betragen wahrscheinlich um 50 m. Auch im NE der Gailtaler Alpen treten Reste eines Beckens auf. In den Karawanken ist eine paläogeographische Gliederung der unter- und mittelanischen Sedimente nur bedingt möglich (CERNY, 1977).

c) eine Periode der Stabilisierung, die an die Zeit der Faziesvielfalt anschließt. Im Oberanis baut sich die Zwischendolomitplattform auf, die erstmals in der postvariscischen Geschichte keine terrigene Beeinflussung mehr erkennen läßt.

Wie wir später noch sehen werden ist diese Entwicklung (Faziesdifferenzierung, Becken- und Riffbildung, Ausbreitung einer Karbonat-Plattform mit örtlichen Blei-Zink-Vererzungen) ein Abbild im Kleinen der Verhältnisse, die vom höchsten Anis bis zum Unterkarn folgen.

3.33 Mitteltriadische Vulkanite

PILGER & SCHÖNENBERG (1959) beschrieben von der Dobratsch-Südseite, aus dem Rupa-Graben nordöstlich Nötsch, etwa 100 m mächtige Vulkanite, insbesondere Tuffe. Bald darauf wurden von STREHL (1960) bzw. FRITSCH & STREHL (1961) in der Umgebung des zuerst aufgefundenen Vorkommens weitere Tuffe und Laven entdeckt. Erst COLINS & NACHTMANN (1974) gelang es jedoch nachzuweisen, daß an der Dobratsch-Südseite innerhalb zweier übereinanderliegender tektonischer Einheiten und mit einer E-W Erstreckung von etwa 11 km ein durchgehender Vulkanit-Horizont auftritt. Das von COLINS & NACHTMANN (1974 : 16) gegebene Profil ist jedoch insoweit zu modifizieren, als es sich bei der

in den unterlagernden „Zwischendolomit“ eingeschalteten mächtigen Tuffabfolge nach dem eigenen Geländebefund mit größter Wahrscheinlichkeit um einen tektonisch eingeklemmten Horizont handelt (vgl. Abb. 7).

Andererseits sind jedoch Tufflagen, wenn auch nur cm- bis dm-mächtig, aus anderen Vorkommen des „Zwischendolomites“ bekannt. Mitteltriadische Vulkanite wurden weiters aus dem „Fellbacher Kalk“ (früher als Partnachschichten bezeichnet, vgl. Kap. 3.35) von zahlreichen Stellen beschrieben (SCHLAGER, 1963; WARCH, 1966, 1973; KOSTELKA & SIEGL, 1966; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; HAUSER, 1975; KÖNIG, 1975; u. a.). Schon GEYER (1901 a) nennt ein Tuffvorkommen aus den „Fellbacher Kalken“. Nach den Untersuchungen WARCHS handelt es sich bei den Tuffbänken innerhalb der „Fellbacher Kalke“ um trachytische, andesitische und dazitische Tuffe und Tuffite. BAUER (1970) erwähnt Tuffvorkommen aus den östlichen Karawanken innerhalb von Knollenkalken (die in den Gailtaler Alpen als „Buntkalke“ bezeichnet werden, vgl. Kap. 3.34).

Die ersten vulkanischen Ereignisse zeichnen sich also im Oberanis ab: es handelt sich stets um pyroklastisches Material, vorwiegend Tuffite, nur seltener reine Tuffe. Entsprechend der von VIDAL (1953) für die altersgleichen Tuffe innerhalb der Reifflinger Kalke der Nördlichen Kalkalpen (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a, 1976) gegebenen Einteilung kann auch hier zwischen Staub-, Aschen- und Kristalltuffen unterschieden werden. Die beiden erstgenannten sind meist so stark zersetzt, daß die Tuffnatur oft nicht eindeutig belegbar ist, sondern aus Analogieschlüssen anzunehmen ist.

Auf den tuffitischen Vulkanismus wird bei BECHSTÄDT et al. (1976) näher eingegangen. Es handelt sich generell um Abkömmlinge eines alkalibetonten, andesitischen bis trachytischen Vulkanismus.

Am Dobratsch treten, zusammen mit den Tuffiten, auch dünne Lavalagen auf. Lavalagen, zusammen mit Tuffen, werden von SCHLAGER (1963) auch von der Mussen, westlich des Gailberg-Sattels, beschrieben.

Nach den bisherigen Untersuchungen der Lavalagen des Dobratsch (monokliner Pyroxen, zonar gebaute basische Plagioklase, hoher Anteil an Glassubstanz, relativ viele opake Minerale) handelt es sich um Augit-Andesite. Diese stimmen weitgehend überein mit mitteltriadischen Vulkaniten der Südalpen, die nach FERRARA & INNOCENTI (1974) mit einem subkrustalen alkalibasaltischen Magmatismus in Verbindung stehen.

Der Vulkanismus entspricht altersmäßig der stratigraphischen Reichweite der Tuffe, Tuffite und untergeordnet Laven (Melaphyr von Lech) der Nördlichen Kalkalpen (SUMMESBERGER & WAGNER, 1972; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a, 1976; u. a.), er reicht vom Illyr bis ins Langobard (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b; COLINS & NACHTMANN, 1974).

3.34 „B u n t k a l k e“ (sensu COLINS & NACHTMANN, 1974)

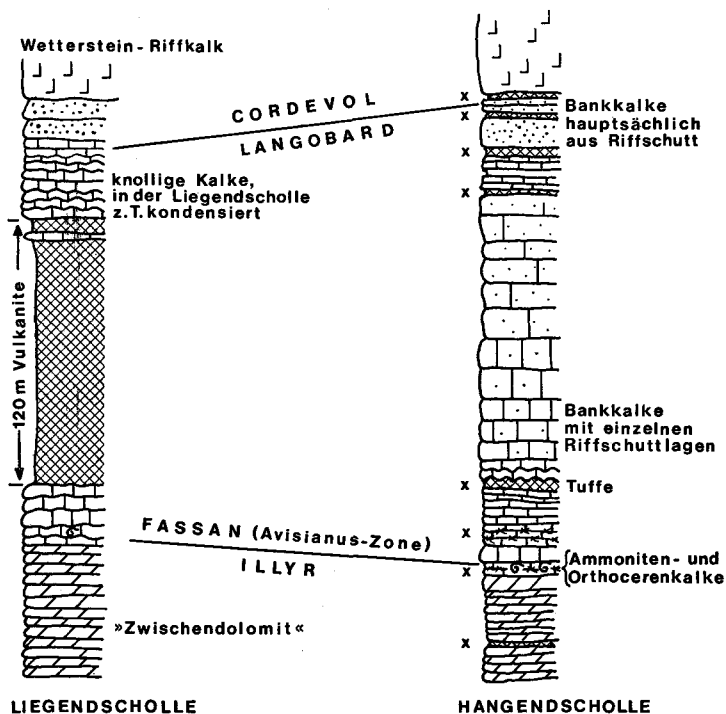
PILGER & SCHÖNENBERG (1959) machten, zusammen mit den eben erwähnten Vulkaniten, von der Dobratsch-Südseite bunt gefärbte, oft knollige Kalke mit Ammoniten bekannt. COLINS & NACHTMANN (1974) zeigten auf, daß neben ver-

schieden ausgebildeten Cephalopodenkalcken auch Bank- und Knollenkalcke auftreten. Der Übergang vom „Dolomitischen Zwischenniveau“ zu den „Buntkalcken“ erfolgt innerhalb weniger dm.

Die unterschiedlichen Sedimenttypen zeigen eine recht charakteristische Bindung an die zwei tektonischen Stockwerke des Dobratsch (Liegend- und Hangendscholle sensu COLINS & NACHTMANN). Die maximal 50 m mächtigen Kalcke setzen sich aus drei unterschiedlichen Typen von Cephalopodenkalcken zusammen (die jeweils entweder an die Liegend- oder die Hangendscholle gebunden sind) sowie aus Bank- und Knollenkalcken, die hauptsächlich in der Hangendscholle auftreten.

Manche der z. T. stark kondensierten Cephalopodenkalcke entsprechen, auch altersmäßig, typischen Hallstätter Kalcken, während die Knollen- und Bankkalcke mit den Reiflinger Kalcken der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen sind.

Auf die Genese derartiger, z. T. kondensierter Cephalopodenkalcke wird z. B. bei BACHMANN & JACOBSHAGEN (1974: mit weiterer Literatur) eingegangen. Die „Buntkalcke“ des Dobratsch werden bei COLINS & NACHTMANN (1974) sowie BECHSTÄDT et al. (1976) näher beschrieben.



nach COLINS und NACHTMANN (1974)

Abb. 7. Profile der „Buntkalcke“ an der Dobratsch-Südseite, etwas vereinfacht nach COLINS & NACHTMANN (1974).

Auch aus den mittleren Nordkarawanken wurden graue, grünliche und rötliche Kalke bekannt, die BAUER (1970 : 196, 198) zum „Alpinen Muschelkalk“ rechnet, die unserer Begriffsfassung nach aber „Buntkalke“ darstellen dürften.

Die „Buntkalke“ reichen vom Oberanis bis zum Oberladin (vgl. Profil, Abb. 7).

3.35 „Fellbacher Kalk“

VON GEYER (1898, 1901 a) wurde eine aus dunklen, plattigen Kalken bestehende Abfolge, die insbesondere im N der Gailtaler Alpen zwischen „Alpinem Muschelkalk“ im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden auftritt, zunächst als „Wengener Schichten“, später als „Partnachschichten“ bezeichnet. VAN BEMMELEN (1957) nennt die entsprechenden Gesteine „Oberer Muschelkalk“, dieser Ausdruck wird von allen späteren Bearbeitern (vgl. Kap. 3.31) abgelehnt. 1965 verwenden allerdings auch VAN BEMMELEN & MEULENKAMP die Bezeichnung „Partnach-Folge“.

BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b) bezeichnen die entsprechende, bis 800 m mächtige stratigraphische Einheit als „mitteltriadischen Plattenkalk“, da die im westlichen Drauzug stets ebenflächig ausgebildeten, z. T. papierdünn spaltenden Kalke mit dazwischen eingeschalteten dünnen Mergel- und Tonhäuten und nur wenigen etwas mächtigeren Mergelhorizonten nicht mit den überwiegend tonig-mergelig ausgebildeten Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen sind (vgl. GÜMBEL, 1861).

Die Bezeichnung „mitteltriadischer Plattenkalk“ bzw. „Plattenkalk“ ist jedoch ungünstig, da sie zu Verwechslungen mit dem „Plattenkalk“ im Hangenden des Hauptdolomites Anlaß gibt. Aus diesem Grunde wird die Bezeichnung „Fellbacher Kalk“ neu eingeführt, locus typicus Fellbachgraben (Grundgraben) südlich der Ortschaft Fellbach (zwischen Greifenburg und Sachsenburg im Drautal) (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Eine den stratigraphischen Anforderungen genügende Beschreibung des Typprofils soll im Rahmen einer Revision der triassischen lithostratigraphischen Einheiten des Drauzuges erfolgen. Aus diesem Grund wird die Bezeichnung „Fellbacher Kalk“ vorderhand in Anführungszeichen gesetzt.

Die dunklen, stets bituminösen „Fellbacher Kalke“ schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Sie überlagern ebenso wie die „Buntkalke“ das „Dolomitische Zwischenniveau“. Die hangendsten Lagen des ansonsten helleren unterlagernden Dolomites sind durch Ton- und Bitumengehalt deutlich dunkel- bis schwärzlich-braun gefärbt. Trotzdem gehört dieser Abschnitt noch eindeutig in den Gezeitenbereich (Trockenrisse, Stromatolithen, LF-Gefüge usw.). In einigen Profilen treten damit in Zusammenhang aber auch schon Hinweise auf die darüberfolgenden Sedimente auf in Form eingeschwemmter Biogene (Ammonitenbrut, Lamellibranchiaten, Gastropoden, usw.). Diesen Sedimenten entsprechen die von CERNY (1977) aus den Nordkarawanken beschriebenen oberanisischen „Bankkalke“ (vgl. Kap. 3.315). Diese „Bankkalke“ können an ihrer Basis, ebenso wie die tiefsten „Fellbacher Kalke“, reich an Ammoniten sein (z. B. Waidischgraben). Die von CERNY aus einigen Profilen seiner „Bankkalke“ beschriebenen Flach-

wasseranzeiger sind kein Grund gegen einen Vergleich mit den Beckenablagerungen der „Fellbacher Kalke“. Hinweise auf Flachwasser treten nur im Liegenden der „Bankkalke“ auf, im Übergangsbereich vom „Zwischendolomit“ zu den hangenden Beckenablagerungen. Ähnliches ist auch an einigen Profilen der nördlichen Gailtaler Alpen zu beobachten, z. B. an dem von KÖNIG (1975) beschriebenen Profil Riednock.

Nach einem etwa 7 bis 10 m mächtigen Übergangsbereich folgt in den Profilen Karalm und Fellbach das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974 b) beschriebene Fossilager, bestehend aus Lagen von Lumachellen, Filamentkalken sowie dazwischengelagerten feinkörnigen Kalken. Die Lumachellen werden insbesondere von Daonellen und Posidonien aufgebaut, also pseudoplanktischen Lamellibranchiaten. In die Filamentkalke sind z. T. sehr reichlich Ammoniten eingelagert (*Parakellnerites* u. a.). Eine Bearbeitung durch TICHY (Salzburg) ist noch nicht abgeschlossen.

Bedeutsam ist eine großteils starke Bioturbation. An Mikrofossilien treten Radiolarien und Foraminiferen, daneben Ostracoden (z. T. psychrosphärische Formen), Conodonten, Holothuriensklerite u. a. Echinodermenreste auf. Die Mega- wie auch die Mikrofauna ist z. T. stärker verkieselt. Eingeschaltet sind einerseits Tuffite, andererseits arenitische Lagen mit Dasycladaceen und Crinoiden, die als Schüttungen zu interpretieren sind.

Die Sedimente können in etwa mit denen der Fossilagerstätte Mte. San Giorgio im Tessin (vgl. u. a. RIEBER, 1973) verglichen werden. Übereinstimmung scheint auch in großen Teilen der Mega- und Mikrofauna zu herrschen. In diesem Zusammenhang sollte auch der Fund eines Sauriers der Gattung *Pachypleurosaurus* (WARCH, 1966) in einem allerdings stratigraphisch etwas höheren Niveau des „Fellbacher Kalkes“ erwähnt werden. Knochenbruchstücke konnten an zahlreichen weiteren Stellen gefunden werden.

Beobachtungen an zusätzlichen, von mir aufgefundenen und in KÖNIG (1975) beschriebenen Stellen belegen, daß die oben geschilderten Verhältnisse, wenn auch unter einer gewissen Reduzierung des Fossilinhaltes, für den größten Teil der Basisbildungen des „Fellbacher Kalkes“ (zumindest zwischen Reißkofel und Villach) zutreffen.

Die erwähnten reichen pelagischen Faunen sind allerdings nur für den basalen, etwa 30 m mächtigen Abschnitt kennzeichnend. In der Folge verarmen die Faunen sehr rasch, um wenig höher völlig auszusetzen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Einzig glattschalige Ostracoden, eine reiche *Spirorbis*-Fauna sowie agglutinierende Foraminiferen konnten beobachtet werden. In diesem Zusammenhang sind Funde von Coelestin (NIEDERMAYR et al., 1975 sowie eigene Beobachtungen), z. T. auch nur Calcitpseudomorphosen nach Coelestin (HAUSER, 1975) von Bedeutung. NIEDERMAYR et al. nehmen eine syngenetische bis fröhdiagenetische Coelestinbildung an und diskutieren die Möglichkeit einer submarinen Schwellenzone bzw. von evaporitischen Flachwasserbedingungen. Viel wahrscheinlicher ist aber, daß es sich bei den angenommenen Evaporiten nicht um solche des Flachwassers, sondern um Becken-Evaporite handelt (vgl. WILSON, 1975). Die Annahme eines erhöhten Salzgehaltes wird durch das plötzliche Aus-

fallen der an der Basis des „Fellbacher Kalkes“ noch reichlich vorhandenen stenohalinen Echinodermaten gestützt.

Die bereits aus dem tieferen Abschnitt der „Fellbacher Kalke“ erwähnten Schüttungen von Flachwasserdetritus treten im mittleren und höheren Abschnitt verstärkt auf. Gradierungen bzw. allodapische Kalke (MEISCHNER, 1964) sind hier allerdings nur selten zu beobachten. Wichtig sind slumping-Erscheinungen sowie Konglomeratslumping.

Dieser Teil der Abfolge wird außerdem durch Mergeleinschaltungen charakterisiert, insbesondere ist ein etwa 20 m mächtiger und nach WARCH (1973) im N der Gailtaler Alpen durchgehend entwickelter Mergelhorizont zu nennen, an dessen Oberkante eine von WARCH gefundene Tuffitlage („Dazitbank“) auftritt. Die Mergel stellen wahrscheinlich einen Ausläufer der in den Karawanken beschriebenen Partnachschichten dar.

Zwischen „Fellbacher Kalk“ und Wettersteinkalk schaltet sich noch eine Übergangsfazies ein, die beim Wettersteinkalk näher beschrieben wird („Kellerberg-Fazies“).

„Fellbacher Kalke“ treten nicht nur im N der Gailtaler Alpen auf, sie kommen auch im W des Drauzuges (Lienzer Dolomiten) sowie am Südrand vor. Hier sind ihre Mächtigkeiten aber deutlich geringer als im N. Die etwa 200 m mächtige Abfolge weist im S durchgehend pelagische Faunen auf, sie läßt im Gebiet südlich des Reißkofels auch früh die darüberfolgende Riffentwicklung in Form allodapischer Kalke erkennen. Wettersteinkalk und „Fellbacher Kalk“ dieses Raumes wurden von P. J. MÜLLER (1977) bearbeitet.

Auf Grund der reichen Mega- und Mikrofauna läßt sich der basale Teil der „Fellbacher Kalke“ in das Oberanis und untere Ladin einstufen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 b). Dies ist gleichzeitig ein wichtiger Altershinweis für die eingeschalteten, aber auch schon im unterlagernden „Dolomitischen Zwischenniveau“ auftretenden Tuff- und Tuffitlagen. Der hangende Teil des „Fellbacher Kalkes“ läßt sich bisher nur indirekt, auf Grund von Ostracoden in den überlagernden Wettersteinkalken (Kellerberg-Fazies) zeitlich einengen; demnach dürften die hangenden „Fellbacher Kalke“ in das höhere Langobard fallen.

Daß die Bankkalke CERNYS (1977) mit den „Fellbacher Kalken“ zu parallelisieren sind, wurde schon erwähnt. STRUCL beschreibt eine entsprechende, etwa 120 m mächtige Abfolge plattiger Kalke („Obere Gesteinsserie“) aus dem Raum Mezica, die er dem „Alpinen Muschelkalk“ zurechnet (1974). Diese wird von der „Mittleren Gesteinsserie“ (= „Dolomitisches Zwischenniveau“) unterlagert und besteht aus hornsteinführenden Mikriten mit einem öfters reichen Biogengehalt. Filamente, Radiolarien, Schwammnadeln werden erwähnt; Untersuchungen des unlöslichen Rückstandes auf Conodonten etc. liegen noch nicht vor. An Makrofossilien treten Ammoniten (bestimmt als *Paraceratites trinodosus*, *Sturia* sp., *Ptychites* sp.) sowie Brachiopoden (*Rhynchonella trinodosi*) auf, die die Abfolge in das Oberanis (Illyr) einstufen. Dieses Alter entspricht dem der liegenden „Fellbacher Kalke“ der Gailtaler Alpen. Auch an Hand der Mikrofazies erkennen wir unschwer liegende Teile des „Fellbacher Kalkes“

Über dieser Abfolge treten im S zunehmend mergeliger werdende Ablagerungen (Partnachschiechten) auf, im N im wesentlichen Kalk bzw. Dolomit (Wettersteinkalk), teils in Riff-, teils in Lagunenfazies (STRUCL, 1970) (vgl. Kap. 3.36).

3.36 Partnachschiechten

In den Nordkarawanken treten Abfolgen von Tonschiefern und Mergeln auf, die deutlich mächtiger sind als die Mergelhorizonte, die im westlichen Drauzug in die „Fellbacher Kalke“ eingeschaltet sind. Von BAUER (1970, 1973), STRUCL (1970, 1971, 1974) u. a. werden sie mit den Partnachschiechten der Nördlichen Kalkalpen verglichen.

In den Karawanken treten möglicherweise laterale Übergänge zwischen Partnachschiechten und „Fellbacher Kalk“ auf. BAUER beschreibt direkt dem „Alpinen Muschelkalk“ aufliegende Mergel (1970: 220) mit Daonellen, Fossilgrus sowie Onkoiden (wohl eingeschwemmt). Örtlich wechsellagern derartige Mergel auch mit Mergelkalken, die Filamente, Brachiopoden, Daonellen und Echinodermereste führen.

Infolge der starken tektonischen Beanspruchung der Partnachschiechten ist derzeit eine exakte Mächtigkeitsangabe kaum zu geben, die Mächtigkeit dürfte größenordnungsmäßig um 100 m liegen.

Die oberanisisch-ladinische Beckenfazies der Karawanken scheint also in drei verschiedenen Ausbildungen aufzutreten (vgl. auch Kap. 3.35):

a) in der Form von „Buntkalken“ mit zwischengeschalteten Tuffen. Diese von BAUER (1970: 196, 198) sowie CERNY (1977) beschriebenen Vorkommen sind in ihrem Profil-Zusammenhang nicht klar.

b) in einer Abfolge aus „Fellbacher Kalken“ an der Basis (im Hangenden des „Dolomitischen Zwischenniveaus“), die bald in Wettersteinkalk überleiten, ohne daß nennenswerte Mergellagen eingeschaltet sind. Beim überlagernden Wettersteinkalk handelt es sich teils um Riff-, teils um Lagunenfazies. Diese Abfolge läßt sich in etwa mit der vergleichen, die im Reißkofel-Jauken-Gebiet auftritt.

c) in einer Folge aus „Fellbacher Kalken“ an der Basis und darüberlagernden mächtigeren Mergelhorizonten (Partnachschiechten). Daß auch innerhalb der „Fellbacher Kalke“ der Gailtaler Alpen Mergellagen in mittleren und höheren Bereichen auftreten, wurde schon erwähnt. In den Nordkarawanken sind diese Lagen aber mächtiger, wenn auch exakte Mächtigkeitsangaben nicht möglich sind. Örtlich können diese Partnachschiechten bis zur Fazies der Raibler Schichten anhalten (Raum Mezica, frdl. mdl. Mitt. I. STRUCL, 1977), zumeist werden sie jedoch von Wettersteinkalk überlagert.

Ob es neben diesen drei Abfolgen eine weitere Beckenentwicklung gibt, die nur aus Tonschiefern und Mergeln besteht, ohne unterlagernden „Fellbacher Kalk“, ist fraglich.

3.37 Wettersteinkalk

GEYER (1898) war einer der ersten, der die ladinischen (und unterkarnischen) Kalke und Dolomite des Drauzuges mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen

Kalkalpen verglich. Bis auf VAN BEMMELEN (ab 1957), der Wettersteinkalk und Raibler Schichten zur Jaukenfolge zusammenfaßt (vgl. Kap. 2), schließen sich die folgenden Bearbeiter dieser Parallelisierung entweder an oder sie verwenden den Namen „Wettersteinkalk“ weiter, obwohl sie betonen (wie SCHLAGER, 1963), daß die Faziesausbildung in ihrem Arbeitsgebiet vom Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen abweiche. Auf der anderen Seite konnte aber nachgewiesen werden, daß die Fauna und Flora der Wettersteinriff- und Lagunenentwicklungen des Drauzuges weitestgehend der des nordalpinen Wettersteinkalkes entspricht (KRAUS & OTT, 1968; BAUER, 1970; COLINS, 1975; BECHSTÄDT et al., 1976; u. a.).

Aus diesem Grund wird auch hier von Wettersteinkalk (im Range einer Formation) gesprochen, der informell, in Abhängigkeit von der Faziesausbildung (Riff, Lagune usw.), weiter unterteilt wird. BECHSTÄDT et al. (1976) verwiesen auf Übergänge zwischen der Fazies der „Fellbacher Kalke“ und der des Wettersteinkalkes, die innerhalb der nordalpinen Wettersteinkalke keine vergleichbaren Analoga besitzen. Um für diese Übergangsbildungen aber nicht einen eigenen Formationsnamen wählen zu müssen, sprechen BECHSTÄDT et al. von „Wettersteinkalk in Kellerberg-Fazies“ und sehen diesen Abschnitt als eine der informellen Untereinheiten des Wettersteinkalkes an.

Ähnliche Probleme treten in den Lienzener Dolomiten auf, wo eine dem nordalpinen Wettersteinkalk nicht vergleichbare Abfolge von Diploporendolomiten, „Grünen Schichten“ und Plattendolomiten durch SCHLAGER (1963) bzw. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) bekanntgemacht wurde. Dieser Abschnitt wird derzeit durch B. LEIST untersucht.

3.371 Wetterstein-Riffkalk

Diese Faziesausbildung des Wettersteinkalkes stellt die wichtigste Untereinheit dar, weil sie am aktivsten zur Veränderung der Paläogeographie beiträgt.

Im Drauzug sind, von W nach E, derzeit folgende Riffkörper bekannt:

Reißkofel-Riff (bearbeitet durch P.-J. MÜLLER, 1977).

Dobratsch-Riff (bearbeitet durch ANDERLE, 1951, KRAUS & OTT, 1968, besonders aber COLINS, 1975 sowie COLINS & NACHTMANN, 1974).

Riff von Obir und Petzen (bearbeitet durch BAUER, 1970, 1973, beschrieben im Ostteil auch durch STRUCL, 1970, 1971).

Am Modell des Dobratsch-Riffes soll die Flachwasser-Becken-Verteilung behandelt werden (nach COLINS & NACHTMANN):

Das Vorriff äußert sich in Form von Riffschüttungen in das vorgelagerte Becken („Buntkalke“). Im distalen Bereich wechsellagern sehr feiner Riffschutt und Filamentkalke, in den proximalen Abschnitten ist gröberer Riffschutt, häufig etwa faustgroß, festzustellen. Dieser Bereich wird durch „Großoolithe“ (SCHMIDEGG, 1928), chemische Füllungen von Zwickel- bzw. Lösungshohlräumen, charakterisiert. Diese treten jedoch auch im zentralen Riff auf. Die Mächtigkeiten des Vorriffes sind unterschiedlich, dürften jedoch nicht mehr als 100 m erreichen.

Der zentrale Riffbereich baut sich entsprechend der Riff-Definition von LOWENSTAM (1950) aus wellenresistenten Gerüstbildern auf. Es handelt sich um Sphinctozoen (Kalkschwämme), Korallen, Tubiphyten. Der

hier, verglichen mit anderen Wetterstein-Riffen, relativ hohe Gehalt an Korallen war einer der Gründe für die Zuordnung des Dobratsch-Riffkalkes zum Dachsteinkalk durch ANDERLE (1951). Die auftretenden Arten stimmen jedoch völlig mit denen anderer Wettersteinriffe überein (KRAUS & OTT, 1968). Der Fossilinhalt des zentralen Riffbereiches (Riffbildner und Riffbewohner) wird auch von COLINS (1975) sowie COLINS & NACHTMANN (1974) angegeben.

Der Übergang vom Vorriff zum zentralen Riff läßt sich oft nur mit Schwierigkeiten festlegen, da auch im Zentralriff ein beträchtlicher Schuttanteil gegeben ist. COLINS (1975) gibt entsprechend den Verhältnissen in dem von ZANKL (1969) bearbeiteten obertriadischen Riff des Hohen Göll eine Relation von etwa 9 : 1 zwischen Riffschutt und Riffknospen an. Diese bedecken meist kleine, etwa 30 bis 40 m² einnehmende Areale und können nur anhand der noch in Lebensstellung befindlichen Riffbildner ausgeschieden werden. Häufig sind Vorstöße und Rückzüge der Riffknospen zu beobachten.

Der Schutt besteht insbesondere aus den Aufarbeitungsprodukten der Riffbildner und Riffbewohner, daneben aus zuvor schon verfestigtem Gestein. Dieses Material wird häufig durch Spongiostromata verklebt, sowohl im Riff als auch in Teilen des Vorriffes.

Die Riffrückseite ist am Dobratsch nur schmal, sie baut sich aus feinem Riffschutt auf, der besser gerundet ist als in den benachbarten Bereichen.

Der zentrale Riffbereich erreicht in der Liegendscholle des Dobratsch eine Mächtigkeit von etwa 300 bis 400 m, in der Hangendscholle beträgt sie sogar etwa 700 m. Die Breite des Riffgürtels wird von COLINS (1975) innerhalb der Liegendscholle mit etwa 800 m angegeben, innerhalb der Hangendscholle mit etwa 1000 m.

Die Riff-Fauna selbst gibt zwar einen Hinweis auf das wahrscheinlich ladino-karnische Alter, genauere Angaben sind aber nicht möglich (KRAUS & OTT, 1968). Hingegen kann das Alter der Schüttungen vom Riff mit Hilfe der Buntkalke, die mit den Riffschüttungen wechsellagern, festgelegt werden (COLINS & NACHTMANN, 1974). Erste Riffschüttungen treten im Fassan (Unterladin) auf, ein Hinweis auf den Beginn des Riffwachstums in benachbarten Bereichen. In den aufgenommenen Profilen überwächst das Riff das Becken im höheren Langobard (oberstes Ladin) bzw. Cordevol (Unterkarn): vgl. die Abbildungen 5 bis 7.

Der Zeitpunkt des Endes der Riffentwicklung ist nur indirekt, auf Grund der Überlagerung durch Raibler Schichten, zu fassen. Ob die Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten tatsächlich mit der Cordevol/Jul-Grenze zusammenfällt, ist problematisch.

In den östlichen Nordkarawanken (Riff von Obir und Petzen) scheint im Prinzip die gleiche Faziesabfolge gegeben zu sein, wenn auch BAUER (1970) nur Riffschutt beschreibt und kein echtes Zentralriff auffinden konnte (vgl. Kap. 3.38, Paläogeographie). Insbesondere der Übergang in die unterlagernde Beckenfazies ist stark gestört, besser ausgebildet ist die (ja insgesamt wesentlich breitere) Lagune. Das Petzen-Riff setzt sich in den Raum Mezica fort. Der von STRUCL (1970, 1971, 1974) beschriebene Riffsaum wird im S von einer Beckenfazies begleitet, während sich im N eine Lagune ausbreitet (vgl. Kap. 3.38).

3.372 Wetterstein-Lagunenkalk

Der Lagunenbereich kann in eine Riff-nahe und in eine Riff-ferne Lagune unterteilt werden. Hier werden wiederum die Verhältnisse vom Dobratsch beschrieben, analoge Abfolgen sind aber auch aus den östlichen Karawanken (u. a. BAUER, 1970, 1973) bekannt. Gerade im E treten aber vielfach nur mehr Teile der Lagune auf, während die dazugehörigen (schmäleren) Zentralriffe nicht erhalten sind (z. B. Windisch-Bleiberg). Dies ist eine Folge der Tektonik am Periadriatischen Lineament.

Am Dobratsch steht die Riff-nahe und ein Teil der Riff-fernen Lagune mit dem zentralen Riffkörper in direktem Zusammenhang, der Großteil der Riff-fernen Lagune (Raum Bleiberg und nördlich davon) ist aber durch eine bedeutende Störungszone, den „Bleiberger Bruch“, abgetrennt. Bis vor kurzem (HOLLER, 1974) als Grabenbruch interpretiert, sieht HOLLER in jüngster Zeit (1976) hier eine Überschiebungsbahn der Dobratsch-Einheiten auf die nördliche Lagunenfazies. Sollte sich diese Ansicht bestätigen, so würde der von COLINS & NACHTMANN (1974) in zwei tektonische Stockwerke untergliederte Dobratsch aus drei übereinandergestapelten Einheiten bestehen.

Die Riff-nahe Lagune kann nach COLINS (1975) zweigeteilt werden, in einen Riff-näheren schmalen Streifen mit zahlreichen Onkoiden und großwüchsigen Gastropoden sowie einen durch Stromatolithenkrusten ausgezeichneten Abschnitt, der etwas weiter entfernt vom Zentralriff liegt. Die Stromatolithen sind häufig aufgearbeitet. Diese Zonierung stimmt mit dem Modell der Onkoidentstehung (flaches, bewegtes Wasser) völlig überein: Riff-näher waren episodische Wellenbewegungen stark genug, um losgerissene Algenkrusten wiederholt umzudrehen, Onkoide entstanden. Riff-ferner kam es nur ab und zu zum Zerreißen der Algenkrusten, z. B. bei gelegentlichen Stürmen. Daneben werden Rotalgen sowie einzelne, wohl eingedriftete Cephalopoden beschrieben.

Die Breite der Riff-näheren Lagune beträgt nach COLINS (1975) etwa 800 bis 1000 m sowohl in der Liegend- als auch in der Hangendscholle.

Am Dobratsch besteht die Riff-ferne Lagune aus insbesondere einer coated-grain-Fazies mit häufigen Peloiden sowie Gastropoden und Lamelli-branchiaten (u. a. Megalodonten). Untergeordnet treten reine mudstones auf. Dasycladaceen sind nicht sehr häufig, aber charakteristisch. Unter ihnen fällt insbesondere die großwüchsige *Teutloporella herculea* auf. Dies stimmt mit der Zonierung von Dasycladaceen im nordalpinen Wettersteinkalk (OTT, 1967) überein: im Gegensatz zu *Teutloporella herculea* nehmen beispielsweise *Diplopora annulata* bzw. *Poikiloporella duplicata* ganz ruhige, zentrale Lagunenbereiche ein.

Die Sedimente sind in das Sub-, Inter- und Supratidal zu stellen (d. h. unter, innerhalb und oberhalb des Gezeitenbereiches). Deutliche Zykloteme, wie sie von BECHSTÄDT (1975 a) aus dem Bleiberger Bereich beschrieben wurden, konnte COLINS nicht auffinden.

Die im Raum Bleiberg mindestens 700 m mächtige Lagunenfazies konnte BECHSTÄDT (1975 c) an Hand des Profils durch den Rublandstollen (Bleiberg → N) in 8 Abschnitte gliedern. Besonders auffallend ist eine Einschaltung dunkler,

laminiertes Gesteine im liegenden Abschnitt der Lagunenfazies, die Anklänge an den „Fellbacher Kalk“ zeigt.

Ökonomisch wichtig sind die hangenden Bereiche der Lagunenfazies wegen ihrer Blei-Zink-Führung. Im hangenden Abschnitt der „Bleiberger Fazies“ (HOLLER, 1936), die völlig der „Sonderfazies“ SCHNEIDERS (1954) aus dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen entspricht, treten zahlreiche Zykloteme auf (BECHSTÄDT, 1973, 1975 a, b, c), die immer wieder Emersionshorizonte aufweisen. Die zyklische Abfolge kann mit den „Lofer Zyklotemen“ (A. G. FISCHER, 1964) des nordalpinen Dachsteinkalkes verglichen werden. Sie ist wahrscheinlich durch Meeresspiegelschwankungen hervorgerufen. Daneben treten im Bleiberger Bereich jedoch ausgedehntere Verkarstungen auf, die nach der Ansicht BECHSTÄDTs für die Blei-Zink-Vererzung mit verantwortlich sind. BECHSTÄDT geht in verschiedenen Arbeiten (1975 a, b, im Druck: mit weiterer Literatur) auf die Vererzung, insbesondere ihre paläogeographische Bindung ein, so daß eine Diskussion hier unterbleiben kann.

Interessanterweise wird die „Bleiberger Fazies“ auch von Windisch-Bleiberg, vom Obir, der Petzen, Mezica und dem Ursulaberg (Urslja gora) beschrieben; innerhalb des Drauzuges ist sie damit auf einer E-W Erstreckung von etwa 120 km (HOLLER, 1960; KOSTELKA, 1971) zu verfolgen. Wenige km im N wie auch im W Bleibergs fehlt diese Faziesausbildung jedoch.

3.373 Übergangsbildungen zum „Fellbacher Kalk“ (Wettersteinkalk in „Kellerberg-Fazies“)

Die im N der Gailtaler Alpen gelegenen „Fellbacher Kalke“ werden stets von Wetterstein-Lagunenalk überlagert. Zwischen beiden vermittelt ein meist hellgrauer bis bräunlicher mikritischer Kalk, der an der Basis stark durchwühlte Mergeleinschaltungen besitzt. Diese Übergangsbildungen sind derzeit von der Nordseite des Kellerberges (wo diese Abfolge etwa 220 m Mächtigkeit erreicht), aus dem Gebiet von Kreuzen südwestlich Feistritz/Drau sowie aus dem Gebiet der St. Stefaner Alm bekannt. Die Sedimente werden von BECHSTÄDT et al. (1976) beschrieben, eine ausführlichere Arbeit ist vorgesehen.

Am „top“ der Übergangsbildungen treten vereinzelte Dasycladaceen auf, die zusammen mit Gezeitensedimenten anzeigen, daß die Fazies des Wetterstein-Lagunenalkes erreicht ist.

Die gefundenen Ostracoden sind nach KOZUR (briefl. Mitt., vgl. BECHSTÄDT et al., 1976) ab dem Cordevol bekannt.

3.374 Diploporendolomite

Aus den Lienzer Dolomiten wird durch SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) eine vom übrigen Drauzug abweichende Wettersteinkalk-Entwicklung beschrieben, die sich aus folgenden Einheiten zusammensetzt:

Plattendolomite (vgl. 3.376)

Grüne Schichten (vgl. 3.375)

Diploporendolomite

Diese Abfolge tritt insbesondere im Hängende Wand-Hochstadel-Gebiet auf; nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP reicht der Diploporendolomit andernorts

(Sandeck) möglicherweise bis zu den Raibler Schichten empor. Da aber im Eggenbach, nur wenig südlich, „Grüne Schichten“ vorkommen, vermute ich eher eine tektonische Ursache dieser Grenzlinie.

Die Diploporendolomite (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP sprechen von Diploporen-Riffgesteinen, obwohl Diploporen nicht imstande sind, wellenresistente Gerüste zu bauen, vgl. OTT, 1967) stellen massive, hell- bis dunkelgraue, 300 bis 600 m mächtige Dolomite dar, die stellenweise fast nur aus Algenquerschnitten bestehen, andernorts jedoch so stark rekristallisiert sind, daß eine Ansprache der ursprünglichen Faziesausbildung unmöglich wird.

Aus den Diploporendolomiten ist bisher (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP 1965; LEIST, frdl. mdl. Mitt. 1977) nur *Diplopora annulata* bekannt geworden, und zwar im höheren Teil der Abfolge. Diese endet also im Ladin, rechnet man die Avisianus-Zone zum Ladin (zur Altersstellung vgl. OTT, 1972 a, b).

Das Liegende dieses Abschnittes ist derzeit nicht genau bekannt. Im Raum Abfaltersbach treten spärliche Ausläufer der Diploporendolomite im Hangenden des „Fellbacher Kalkes“ auf, der Kontakt ist hier aber möglicherweise tektonisch (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965 : 222). Im Tuffbach westlich Tuffbad gehen nach VAN BEMMELEN & MEULENKAMP die Diploporendolomite konkordant aus wenige Meter mächtigen, dunklen Kalken hervor, die tektonisch amputiert sind. Nach L. BICHLMANN (frdl. mdl. Mitt. 1977) und eigenen Beobachtungen liegt hier jedoch eine Wechsellagerung gröber sparitischer Dolomite mit dunklen, plattigen Kalken bis Dolomiten vor, die dem „Fellbacher Kalk“ (oder den Grünen Schichten) vergleichbar sind.

Beim Diploporendolomit handelt es sich demnach wahrscheinlich um eine laterale Vertretung von „Dolomitischem Zwischenniveau“ (tieferer Teil des Diploporendolomites) und „Fellbacher Kalk“. Örtlich sind Verzahnungen zu beobachten. Andererseits geht der Diploporendolomit örtlich in Gesteine über, die wahrscheinlich den „Fellbacher Kalken“ entsprechen (Grüne Schichten).

3.375 Grüne Schichten

Der von SCHLAGER (1963) eingeführte Name bezieht sich auf (drei?) Einschaltungen grüner Dolomitmergel und Tonschiefer (? Tuffite). Das Hauptgestein der Grünen Schichten stellen jedoch graue bis bräunliche, z. T. laminierte, meist feingebankte Dolomite dar, denen vielfach dünne schwarze Dolomitmergel und Tonschieferlagen eingeschaltet sind (SCHLAGER; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965).

Gemeinsam mit B. LEIST konnten basale Diploporenlagen (wahrscheinlich Schüttungen) aufgefunden werden, die wiederum *Diplopora annulata* führen. Dieser Abschnitt ist auch durch Verkieselungen ausgezeichnet. Wichtig sind slumping-Erscheinungen, die besonders prächtig im Oberlauf des Eggenbaches zu beobachten sind. Dies stützt die Ansicht, daß es sich hier um einen Bereich mit erhöhter Wassertiefe handelt. Wahrscheinlich stellen die Grünen Schichten einen Ausläufer mittlerer Teile des „Fellbacher Kalkes“ dar; weitere Arbeit muß deshalb zeigen, ob der Name entbehrlich ist.

3.376 Plattendolomite

Zwischen Grünen Schichten und Raibler Schichten liegt in den Lienzer Dolomiten die 800 bis 1000 m mächtige Folge der Plattendolomite (Name nach SCHLAGER, 1963). Es handelt sich um graue, ebenflächige Dolomite, die sich nach SCHLAGER von der sonst bekannten Ausbildung des Wettersteindolomites deutlich unterscheiden.

Die zunächst rein mikritischen Dolomite werden gegen das Hangende z. T. laminiert, Aufarbeitungslagen stellen sich ein. Im hangendsten Anteil wurden von SCHLAGER dunkle Dolomite mit Megalodonten gemeldet. Hier treten auch Wellenrippeln auf. Wichtig sind zahlreiche gemeinsam mit B. LEIST gefundene Flachwasserindikatoren, wie LF-Gefüge (vgl. TEBBUTT et al., 1965), zerbrochene Dolomitkrusten („flat-pebble-conglomerates“, vgl. GERMANN, 1969), Horizonte mit deutlichen tepee-Strukturen (vgl. ASSERETO & KENDALL, 1977). Die Dolomitisierung hat aber hier wie in den unterlagernden Einheiten die meisten Primärgefüge verwischt.

Die Plattendolomite entsprechen lithologisch und wohl auch altersmäßig, etwa der riff-fernen Lagunenfazies des Wettersteinkalkes, wie sie z. B. im Hangenden des „Fellbacher Kalkes“ auftritt. Hier wie dort sind Fossilien sehr spärlich. Die Plattendolomite der Lienzer Dolomiten ähneln auch der Fazies des Hauptdolomites, während beispielsweise der Bereich des Dobratsch bzw. von Bleiberg faziell mit dem Dachsteinkalk verglichen werden kann.

3.38 Paläogeographie von Wettersteinkalk, „Fellbacher Kalk“, Partnachsichten und „Buntkalk“

Am Ende des „Alpinen Muschelkalkes“ hatte sich eine weiträumige Plattform aufgebaut, die in sich kaum gegliedert war („Dolomitisches Zwischenniveau“). Im Illyr erfolgte eine starke Faziesdifferenzierung, ähnlich, aber wesentlich ausgeprägter, als die im mittleren Anis vorausgegangene. Die Folge ist eine neuerliche Gliederung in schmale Hochzonen und breite Beckenbereiche, die mit der Öffnung von Zufuhrspalten zur Förderung vulkanischen Materials Hand in Hand geht. Der Vulkanismus dauert im Drauzug vom Illyr bis zum Langobard, also bis in die Zeit, in der sich eine mächtige Plattform zu entwickeln beginnt. Im Cordevol, zur Zeit der Hauptverbreitung der Wettersteinkalkplattform, konnten keine vulkanischen Äußerungen festgestellt werden.

Betrachtet man die Faziesentwicklung im höheren Ladin, so kann man in den Gailtaler Alpen zwei Beckenbereiche erkennen, einen im N und einen im S getrennt durch eine Hochzone (Bleiberg-Reißkofel). Ob diese Gliederung durch eine E-W verlaufende Schwellenzone von Anfang an gegeben war, ist zweifelhaft. Die (mit Ausnahme der „Buntkalke“ des Dobratsch) gleichförmige Fazies der „Fellbacher Kalke“ macht vielmehr wahrscheinlich, daß zunächst ein einheitliches Becken ausgebildet war, aus dem kleinere Hochzonen herausragten. Diese waren wohl entlang einer E-W streichenden Struktur angeordnet.

Die Strömungsverhältnisse in den tieferen Wasserschichten des Nordbeckens waren für die Entwicklung von Leben nicht optimal. Am Grund herrschten vielfach stagnierende Bedingungen, in den überlagernden Wasserschichten ent-

wickelte sich jedoch eine reiche pelagische Fauna. Diese zeigt die Verbindung des Beckens mit dem offenen Ozean an. Entsprechend der späteren Vorstoßrichtung der Riffe muß dieser offene Meeresbereich im S bis SE gelegen haben. Auch die unter stärker oxydierenden Bedingungen entstandenen „Buntkalke“ der Dobratsch-Südseite könnten hierauf ein Hinweis sein; man kann sie aber auch als horstartige Aufragungen (mit entsprechend besserer Durchlüftung) innerhalb des Beckens der „Fellbacher Kalke“ interpretieren.

Auf den vereinzelt stehengebliebenen Hochzonen der Zwischendolomitplattform hatte rasch Riffwachstum eingesetzt, das zunächst nur die unmittelbare Umgebung beeinflusste. Die Riffknospen bewirkten in der Folge durch andauernde Schüttungen eine Verflachung ihrer Umgebung, eine Karbonatplattform beginnt sich aufzubauen. Entsprechend der Lage des offenen Meeres sind die im S gelegenen Riffknospen bevorzugt, hier ist stärkeres Wachstum möglich. Die übrigen Riffknospen sterben bald ab, während sich im S ein „Saumriff“ aufbaut. Die Vorstoßrichtung des Riffkörpers ist S bzw. SE, ablesbar an sämtlichen Riffen des Drauzuges.

Der Ausgangspunkt der Riffentwicklung des Dobratsch muß weiter nördlich gelegen haben, möglicherweise unterhalb der mächtigen Lagunenentwicklung Bleibergs; er ist jedoch nicht bekannt.

Das im N gelegene Becken, das zunächst durch seine reiche Fossilführung ausgezeichnet ist, wird rasch lebensfeindlich. Dies hängt wahrscheinlich mit einer weitgehenden Abschnürung dieses Beckenteiles durch die sich ausbreitenden Riffe zusammen. Die Verbindung mit dem im S gelegenen offenen Meer wird unterbrochen, den ursprünglich reichen pelagischen Faunen wird die Lebensgrundlage entzogen. Die starke Abschnürung weist aber gleichzeitig darauf hin, daß sich n ö r d l i c h des Nordbeckens kein offener Meeresbereich befunden haben kann, sondern daß hier eine Inselkette oder sogar ein Festland gelegen haben muß. Dieses war jedoch soweit entfernt (oder die klimatischen bzw. topographischen Verhältnisse waren so beschaffen), daß keine Schüttung gröberklastischen Materials das Nordbecken erreichte. Die Verhältnisse können in etwa mit denen verglichen werden, die heute an Teilen der arabischen Küste des Persischen Golfes zu beobachten sind (vgl. PURSER, 1973 und Abb. 8).

Von der Wettersteinkalk-Plattform einströmende Solen bewirkten an einzelnen Stellen des Nordbeckens die Entstehung von Becken-Evaporiten (vgl. NIEDERMAJR et al., 1975). Mit dem Aussterben der pelagischen Faunen war der Beckencharakter ja nicht verlorengegangen. Das bestehende Relief wird durch slumping, Konglomeratslumping sowie aperiodische Schüttungen von Flachwasserdetritus angezeigt; diese sind in die mehrere 100 m mächtigen Sedimente eingeschaltet.

Ein Übergangsbereich vermittelt zwischen der Beckenentwicklung der „Fellbacher Kalke“ und einer Lagunenentwicklung, die sich im Gegensatz zu den in Südrichtung vorstoßenden Riffen gegen N hin ausdehnt. Da dieser Lagunenbereich gegen Ende des Cordevols fast im gesamten Drauzug auftritt, an bestimmten Stellen die Riffentwicklung bis zu den Raibler Schichten emporreicht (z. B. Dobratsch), muß spätestens zu dieser Zeit eine einheitliche Riff-Front existiert

haben, die das im S bzw. SE gelegene offene Meer begrenzte. Am Ende der Wetterstein-Sedimentation häufen sich Trockenlegungserscheinungen, örtlich tritt auch Verkarstung auf (vgl. COLINS, 1975; BECHSTÄDT, 1975 a, c).

Der W, der Bereich der Lienzer Dolomiten, war vom offenen Ozean zu weit entfernt, um längerandauerndes Riffwachstum zu ermöglichen. Auch die Beckenentwicklungen sind weniger stark ausgeprägt als im E. Nur an der Basis der geringermächtigen Beckensedimente treten einzelne Riffschuttlagen auf (frdl. mdl. Mitt. R. BRANDNER, 1977). Den Riffknospen scheint aber schon bald die Lebensgrundlage entzogen worden zu sein. Diploporenreiche Plattformen nehmen am Beginn des Ladins weite Räume ein. Die kurzzeitige und nur regional auftretende Beckenentwicklung der „Grünen Schichten“ stellt möglicherweise nur einen Ausläufer des „Fellbacher Kalkes“ dar, der sich über Randteile der Plattform legt. Daran anschließend erfolgt jedoch kein erneutes Aufblühen der Diploporen. Das Gebiet war inzwischen wahrscheinlich schon so weit abgeschnürt, daß sich eine eintönige, sterile Lagunenentwicklung, eine Art ultraback-reef, ausbreitet. Diese paläogeographische Situation kann mit der von Hauptdolomit und Dachsteinkalk in den Nördlichen Kalkalpen verglichen werden.

Ähnliche Verhältnisse wie in den Gailtaler Alpen herrschen auch in den östlichen Nordkarawanken: auch hier ist ein gegen S vorstoßendes Riff zu beobachten, das sich über eine vorgelagerte Beckenentwicklung ausbreitet. Dieses

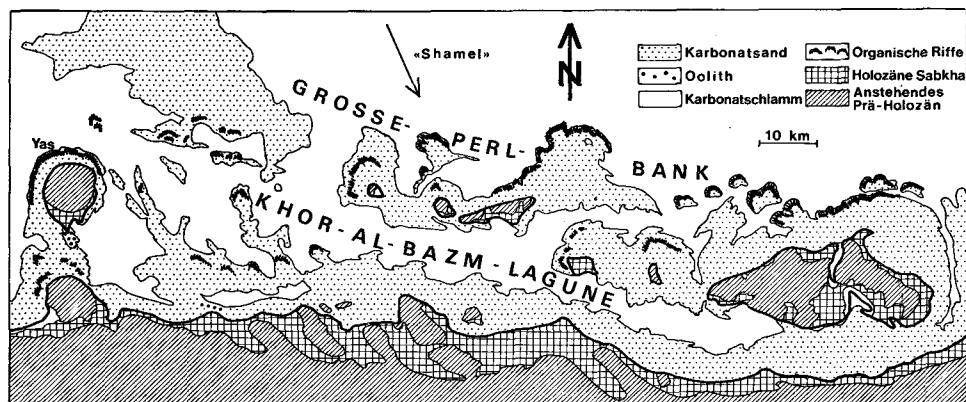


Abb. 8. Riffentwicklungen und Verteilung von Karbonatsand und Karbonatschlamm im Bereich der Seeräuberküste des Persischen Golfes, ein Analogon zur paläogeographischen Situation im Ladin und Unterkarn des Drauzuges. Die Riffe wachsen nur an der Luvseite der Schwellenzone (Große-Perl-Bank) sowie an gut durchlüfteten Bereichen der Küste. Da vom Festland kein klastisches Material angeliefert wird, herrscht in der etwa 40 m tiefen Khor-al-Bazm-Lagune ruhige Sedimentation von Karbonatschlamm unter vielfach erhöhter Salinität.

Die Situation entspricht in vielen Einzelheiten der paläogeographischen Situation der ladinisch-unterkarnischen Abfolge der östlichen Gailtaler Alpen. Im Drauzug sind jedoch für das Becken der „Fellbacher Kalke“ wesentlich größere Wassertiefen anzunehmen, als sie in der Khor-al-Bazm-Lagune gegeben sind. Vergleiche auch die Abbildungen 9 und 10. Bild vereinfacht nach PURSER & EVANS (1973).

Südbecken besteht hier aus „Fellbacher Kalken“, aus „Buntkalken“ (?) und aus Partnachschieben. Wahrscheinlich war auch im N der Riffentwicklung ein Becken gegeben, dies ist jedoch nicht ganz gesichert. Die genaue Rekonstruktion der Paläogeographie bereitet in den Nordkarawanken, die alpidisch wesentlich stärker gestört sind als der westliche Drauzug, noch größere Schwierigkeiten als dort.

Die Gliederung des Ablagerungsbereiches in schmale, etwa E-W orientierte Riffzonen mit begleitenden Becken bzw. Lagunen, ist für die von zahlreichen früheren Autoren (HOLLER, 1960; SCHRIEL, 1951; KOSTELKA, 1971 u. a.) festgestellten starken Faziesänderungen in N-S Richtung und die nur geringen Änderungen in E-W Richtung verantwortlich.

Der südgerichtete Riffvorstoß, also das Hinwegwachsen über das Becken, beweist, daß die Aufbaupazität der Riffbildner größer war als die Absenkung. Dies ist der Hauptgrund für die starke Ausbreitung der Karbonatplattform und damit der Lagunenfazies im Laufe des Unteren Karns.

Die paläogeographische Situation wird also zunächst durch Becken- und Plattformbereiche geprägt. Die damit einsetzende Faziesdifferenzierung wird in der Folge durch eine sich ausbreitende Karbonatplattform eingeschränkt, eine Phase der Stabilisierung ist zu beobachten. Dieser Entwicklungstrend konnte schon einmal, im Anis, beobachtet werden. Im Anis wie im Ladin ist im N, in einiger Entfernung vom Drauzug und heute tektonisch abgetrennt, ein Festland bzw. eine Schwellenzone anzunehmen. Diese scheint aber im Anis (klastische Schüttungen!) etwas näher gelegen zu haben als im Ladin, vielleicht eine Folge der generell seit dem Perm (wenn auch mit Rückschlägen) andauernden Transgression. Demgegenüber besteht im S sowohl im Anis als auch im Ladin/Unterkarn ein offener Meeresbereich.

3.4 Serien der Obertrias

Die Obertrias ist im Gegensatz zu der stark heteropenen Mitteltrias im gesamten Drauzug wesentlich einheitlicher entwickelt.

Nach der in neuerer Zeit allgemein anerkannten Zuordnung chronostratigraphischer Einheiten gehört das Cordevol zum Karn, es stellt dessen tiefste Unterstufe dar (vgl. TOZER, 1967). Da der Wettersteinkalk neben dem ladinischen Anteil auch das Cordevol mit umfaßt, wären die ins Cordevol fallenden Sedimente eigentlich bei den Serien der Obertrias zu besprechen. Die lithologische Einheit ließ dies jedoch unzweckmäßig erscheinen.

3.41 Raibler Schichten (Bleiberger Schichten)

Der Name „Raibler Schichten“ ist im Drauzug nicht unumstritten; in seiner ursprünglich publizierten Fassung durch v. HAUER (1855) und FOETTERLE (1856) war er auf die Fazies von Raibl (in den Südalpen, südlich Tarvis) beschränkt worden. Schon FOETTERLE stellte das Profil karnischer Ton-, Mergel- und Dolomitlagen von Rubland, nördlich Bleiberg, als Typprofil seiner „Bleiberger Schichten“ der andersartigen karnischen Entwicklung von Raibl entgegen. HAUER (1872) schlug allerdings für die immer zahlreicher werdenden Lokalbezeich-

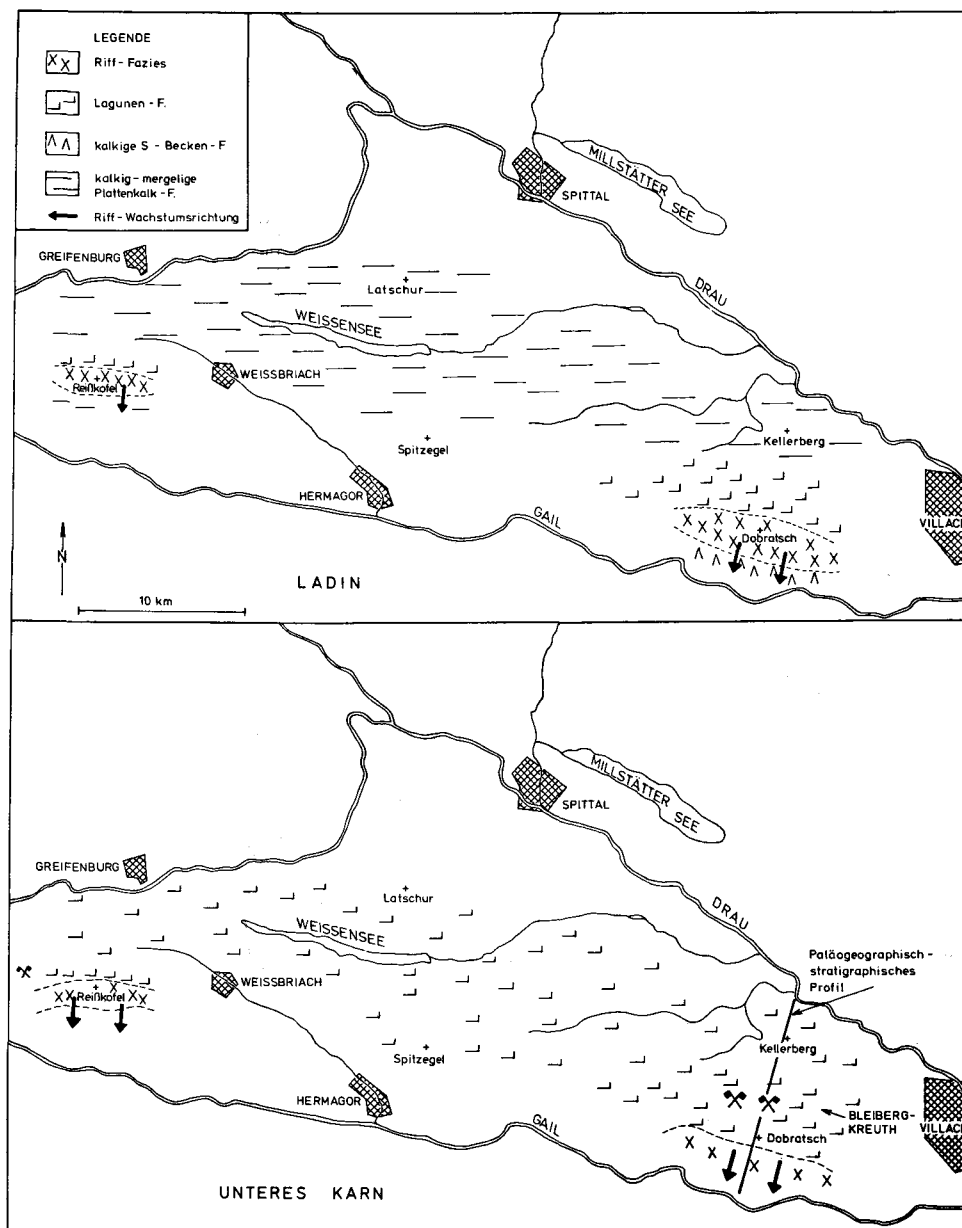
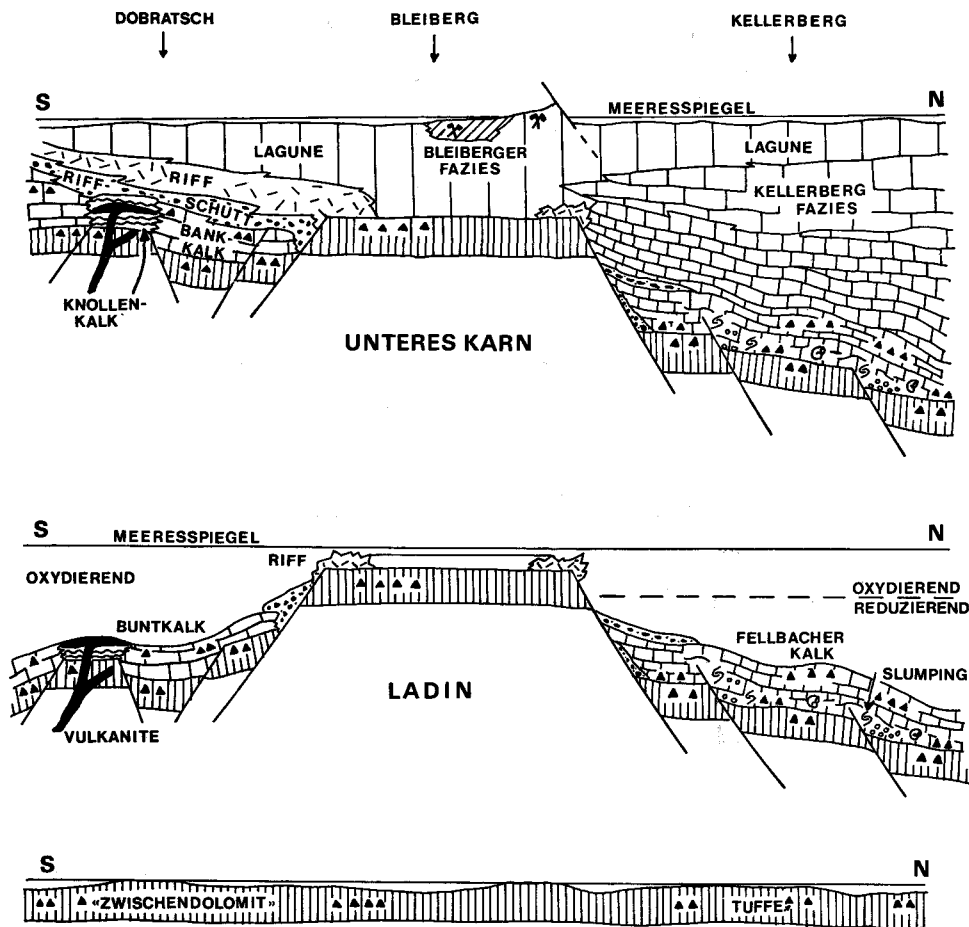


Abb. 9. Faziesverteilung im Ladin sowie im unteren Karn der östlichen Gailtaler Alpen. Die Tektonik wurde nicht rückgeformt, insbesondere im Raum des aus zwei tektonischen Einheiten bestehenden Dobratsch ist deshalb eine ursprünglich viel größere Breite des Ablagerungsraumes anzunehmen (vgl. Abb. 10). Deutlich ist die Ausbreitung der Lagunenfazies im Rücken der Wettersteinkalk-Riffe über die Plattenkalk-Fazies hinweg („Fellbacher Kalk“) zu erkennen.

nungen karnischer Sedimente den einheitlichen Namen „Raibler Schichten“ vor. Er will ihn für alle Mergelschichten der basalen Obertrias, im Hangenden von Hallstätter- oder Wettersteinkalk oder deren Äquivalenten verwendet wissen. Dies stellt einen Rückschritt gegenüber der Arbeit FOETTERLES dar und entspricht auch nicht der heute üblichen stratigraphischen Verfahrensweise.

Seit v. WÖHRMANN (1889, etc.) hat sich jedoch diese Bezeichnung in den Südalpen und westlichen Nördlichen Kalkalpen eingebürgert. Auch die neueren Be-



OBERES ANIS

Abb. 10. Paläogeographische Schnitte zwischen oberem Anis und unterem Karn (Cordevol). Zur Lage der Schnitte vergleiche Abbildung 1 und 9. Ähnlich der schon im Anis abgelaufenen Entwicklung tritt nach einer Phase der Faziesdifferenzierung (die noch stärker ist als im Mittelanis) eine erneute Nivellierung ein, gekennzeichnet durch eine weit ausgebreitete Karbonatplattform. Bild nach BECHSTÄDT et al. (1976).

arbeiter karnischer Mergel-Karbonatabfolgen der Nördlichen Kalkalpen (JERZ, 1965, 1966; SCHULER, 1968; HARSCH, 1970) verwenden diesen Begriff.

Daneben ist jedoch, zumindest für Teilabschnitte, auch der Name „Carditaschichten“ in Gebrauch, eingeführt von PRINZINGER (1855) und A. PICHLER (1856) nach der Bivalvengattung (Palaeo-)Cardita (vgl. TOLLMANN, 1976 a).

O. KRAUS (1969), aber auch SCHULZ (1970) konnten überzeugende Beweise für die Ähnlichkeit und z. T. sogar völlige Übereinstimmung der Raibler Schichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen und ihrer Äquivalente im Drauzug beibringen. KRAUS und SCHULZ verwenden deshalb in Übereinstimmung mit den Nordalpen auch im Drauzug den Namen „Raibler Schichten“, obwohl sie betonen, daß die südalpiner Raibler Schichten von der Ausbildung im Drauzug und in den Nördlichen Kalkalpen stark abweichen.

Eben diese Ähnlichkeit der mergelreichen karnischen Ablagerungen in westlichen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug war aber für TELLER (1887) und GEYER (1897) der Grund, den bis dahin ausschließlich nordalpiner Namen „Carditaschichten“ zu verwenden. Diese Bezeichnung wird im Drauzug (z. B. WARCH, 1973) derzeit etwa ebenso häufig gebraucht, wie der Name „Raibler Schichten“.

Auch HOLLER (1951), der als erster ein Normalprofil der Sedimentabfolge erstellt, gebraucht den Ausdruck „Carditaschichten“. HOLLERS Normalprofil zeigt drei Schieferhorizonte und drei jeweils darüberfolgende Karbonatserien, nach HOLLER hat dieses Profil zwischen Bleiberg und Mezica Gültigkeit.

VAN BEMMELEN (1957) hingegen leugnet die Horizontbeständigkeit der Schieferlagen, er vereinigt deshalb Wettersteinkalk und Raibler Schichten zu seiner „Jaukenfolge“. O. KRAUS (1969) konnte aber nachweisen, daß die Annahme VAN BEMMELENS unzutreffend war. Der Name „Jaukenfolge“ wird deshalb abgelehnt.

Alle in den letzten Jahren in Gebrauch befindlichen Namen entsprechen nicht der heute üblichen stratigraphischen Bezeichnungsweise. Mit dem Ausdruck „Bleiberger Schichten“ (FOETTERLE, 1856) würde jedoch eine gültige Bezeichnung zur Verfügung stehen, die auch Priorität hätte. Dieser Name könnte auch für die im Alter entsprechenden Sedimente der Nördlichen Kalkalpen verwendet werden, die in weitgehend ähnlicher Faziesausbildung vorliegen. Die Bezeichnung „Bleiberger Schichten“ ist allein schon aus Prioritätsgründen dem Ausdruck „Nordalpine Raibler Schichten“ (Zirler Schichten) (TOLLMANN, 1976 a) vorzuziehen. Eine moderne Beschreibung des Typprofils (Kofler Graben bei Rubland, nördlich Bleiberg) liegt durch O. KRAUS (1969) vor. Daneben existieren in Bleiberg ausgezeichnete Grubenaufschlüsse.

Trotz der angeführten Gründe soll hier, bis zu einer stratigraphischen Neubearbeitung, der gut eingeführte Name „Raibler Schichten“ verwendet werden. Ein Übersichtsprofil gibt die Abb. 11. Eine durchgehende Untersuchung der Raibler Schichten des Drauzuges liegt mit der Arbeit von O. KRAUS vor. Der Schwerpunkt seiner Untersuchungen lag bei der Profilaufnahme sowie bei Schwermineraluntersuchungen; die Bearbeitung der Karbonatlagen war weniger intensiv.

Die mittlere Mächtigkeit der „Schiefer“ beträgt nach O. KRAUS etwa 20 m, die der Karbonatserien etwa 60–80 m, die letztere ist aber größeren Schwankungen unterworfen. Im Normalprofil HOLLERS (1951), das mit nur relativ geringen Änderungen über den Bleiberger Bereich hinaus im gesamten Drauzug Gültigkeit hat, setzt die Abfolge der Raibler Schichten über dem Wettersteinkalk mit dem sogenannten „Kiesoolith“ ein. Da es sich hierbei jedoch zum überwiegenden Teil um pyritisierte Onkoiden handelt, wird im Folgenden von „Kiesonkolith“ gesprochen. Unmittelbar über dieser Bank treten häufig stark pyritführende Mergel auf. Im Hangenden folgt der tonig-sandige 1. Schieferhorizont. In seinem mittleren Abschnitt kann nicht nur im Bleiberger Raum, sondern auch in Mezica, eine Cephalopoden- und Lamellibranchiaten-reiche

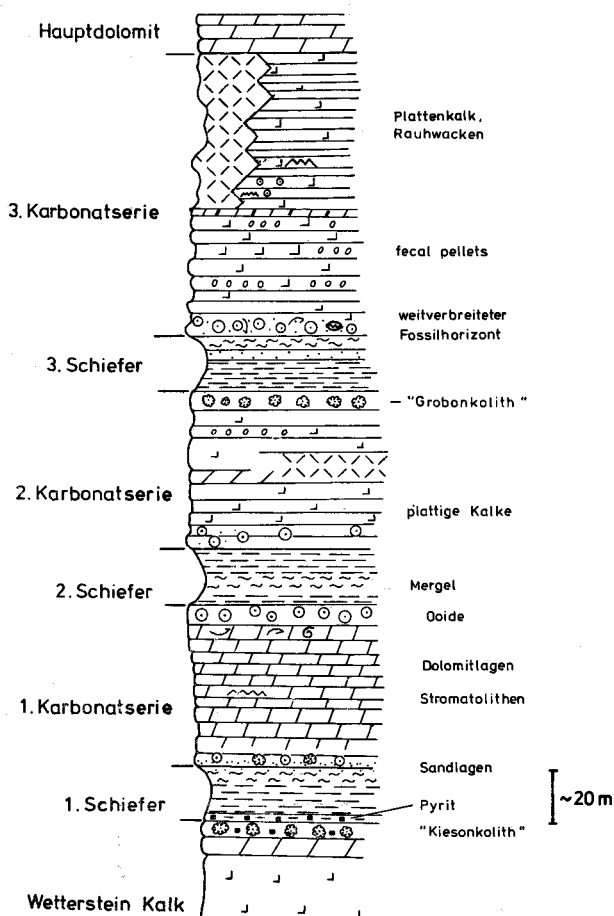


Abb. 11. Idealprofil der Raibler Schichten des Drauzuges. Nach HOLLER (1951), O. KRAUS (1969), SCHULZ (1970) und eigenen Beobachtungen. Beachte die Position der Bewegtwassersedimente (mit Ooiden und Onkoiden) jeweils im Liegenden und Hangenden der Mergel- und Tonschieferhorizonte.

Lage auftreten, der sogenannte „opalisierende Muschelmarmor“ (vgl. SCHULZ, 1970). Cephalopoden kommen nach eigenen Beobachtungen in Bleiberg aber auch schon unmittelbar über der Kiesonkolith-Bank vor, während sie in der unterlagernden Lagunenausbildung der „Bleiberger Fazies“ fehlen.

Der 1. Schiefer wird vom sogenannten „Hangendsandstein“ abgeschlossen. In seinen höchsten Lagen können Ooide auftreten. Die darüberfolgende 1. Karbonatserie ist unterschiedlich ausgebildet. Häufig sind bitumen- und tonführende, gut gebankte Dolomite und Kalke zu beobachten, in Bleiberg oft reich an Stromatolithenlagen. Im W der Grube Bleiberg-Kreuth tritt in diesem Horizont eine reiche Blei-Zink-Vererzung auf, bearbeitet 1960 von SCHULZ. Bei den von ihm beschriebenen „Breccien“ handelt es sich wahrscheinlich nicht um Produkte von Erdbeben, sondern eher um tepee-Breccien, die später vererzt wurden.

Das Liegende des 2. Schieferhorizontes wird von einer muschelreichen Fossilage (z. T. Megalodonten) eingenommen. Darüber folgen überwiegend oolithische Bänke. Der 2. und 3. Schieferhorizont ist karbonatreicher, als der erste. Die 2. Karbonatserie beginnt mit knolligen Kalken, ist ansonsten meist mikritisch. Besonders auffallend ist der sogenannte „Groboolith“, eine z. T. mehrere Meter mächtige Onkoidbank im Liegenden des 3. Schiefers. Wegen der Onkoidführung wird von einem „Grobonkolith“ gesprochen. Auch sonstige Fossilreste, z. B. Cidarisstacheln, auch Brachiopoden, sind hier häufig. Aus dem 3. Schieferhorizont, der darüber folgt, beschreiben COLINS & NACHTMANN (1974) von der Dobratsch-Südseite ein Ammonitenvorkommen.

Die dritte und letzte Karbonatserie ist recht unterschiedlich aufgebaut. Ein beträchtlicher Teil kann von Rauhacken eingenommen werden, insbesondere westlich Bleibergs. Zum Teil handelt es sich aber auch um plattige Kalke bis Dolomite. Innerhalb dieser Fazies tritt im Rublandstollen ein kleineres Bleiglanz-Zinkblende-Pyrit-Vorkommen auf (SIEGL, 1975). Andernorts sind aus den Plattenkalken aber auch Ooid- und Onkoidlagen bekannt geworden. Da das erwähnte Erzvorkommen slumping-Strukturen aufweist, muß auf Niveauunterschiede zu dieser Zeit geschlossen werden.

Die Grenzziehung zum Hauptdolomit wird vielfach unterschiedlich gehandhabt (vgl. Kap. 3.341).

Besonders charakteristisch für die Raibler Schichten sind die erwähnten Onkoid- und Ooidhorizonte. Sie erlauben häufig festzustellen, um welchen Schiefer es sich im Hangenden handelt. Die Horizonte treten in jeweils charakteristischer Ausbildung meist nur in dieser stratigraphischen Position auf. Diese Hochenergie-Fazies hängt anscheinend mit den Veränderungen des Ablagerungsraumes (vgl. Kap. 3.42, Paläogeographie) zusammen. Im mittleren Abschnitt der Karbonat-Serien waren hingegen eher ruhige Bedingungen gegeben, hier ist eine Niederenergie-Fazies charakteristisch. Während sich die 1. Karbonatfolge durch häufige Stromatolithen auszeichnet, treten in der 2. und 3. Karbonatserie nach eigenen Beobachtungen sehr häufig Koprolithen und Wühlgefüge auf. Vielfach besteht das Sediment nur mehr aus fecal-pellets. In dem ruhigen, flachen, fast die ganze Zeit vom Wasser bedeckten Bereich herrschte also ein intensives Bodenleben.

Die Raibler Rauhdecken wurden schon kurz erwähnt. HOLLER (1951) sieht Rauhdecken im Profil des Tschekelnocks infolge von Verzahnungen mit plattigen Kalken als sedimentär entstanden an, während SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967) die Möglichkeit einer tektonischen Entstehung diskutiert. Wegen der weiten Verbreitung von Rauhdecken in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus sowie wegen der neuerdings wieder diskutierten Rauhdeckenentstehung schien eine Neubearbeitung der Vorkommen am Tschekelnock von Interesse (BECHSTÄDT, in Vorbereitung). Ausgangsprodukt der durch selektive Verwitterung entstehenden Rauhdecke stellt eine Breccie dar. In Übereinstimmung mit dem Modell von MASSON (1972) bzw. KRAUTER (1971) wird angenommen, daß diese Breccie eine Folge der Einwirkung hohen Porenwasserdruckes auf ein grobsparitisches Dolomitgestein darstellt. Dies erklärt die Bindung der Rauhdecken an einen bestimmten stratigraphischen Horizont. Das Modell der Rauhdeckenentstehung von LEINE (1971) bzw. GROSCURTH & REUTTER (1977) kann nicht auf den Fall der Raibler Rauhdecken des Untersuchungsgebietes (Raum Tschekelnock) übertragen werden, die tektonische Deutung der Rauhdeckenentstehung ist hier abzulehnen.

Die folgende Beschreibung der Raibler Schichten von Nordkarawanken, Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten gibt die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit von O. KRAUS (1969) wider.

3.411 Die Raibler Schichten der Nordkarawanken

Ähnlich wie im Bleiberger Profil folgt auf hier sehr mächtige Onkolithlagen am top des Wettersteinkalkes der 1. Schieferhorizont. In dessen Mitte, ebenfalls mit Bleiberg vergleichbar, kann der „opalisierende Muschelmarmor“ (siehe oben) auftreten. Die erste Karbonatserie Mežica ähnelt stark dem Wettersteinkalk in Bleiberger Fazies, weshalb von einem „Pseudowettersteinkalk“ gesprochen wird (HOLLER, 1951). Ähnlich helle Kalke werden von BAUER (1970) aus dem Gebiet von Eisenkappel beschrieben. Andernorts besteht die 1. Karbonatserie jedoch aus grauen oder braunen, z. T. tonreichen Kalken und Dolomiten, beispielsweise am Ursulaberg (Urslja gora) östlich Mežica sowie an einigen Stellen des Raumes von Eisenkappel. Das Profil des Ursulaberges weicht durch den wesentlich höheren Klastergehalt vom Profil Mežica ab.

In den Nordkarawanken, aber auch im Bleiberger Raum, wird die zweite klastische Abfolge von einer Megalodontenbank sowie von darüberliegenden Ooiden angekündigt. Die Megalodonten sind ein Hinweis auf eine gewisse Wasserbewegung unter euryhalinen Bedingungen (TICHY, 1974). CZURDA (1973) postuliert zwar stenohaline und stenotherme Bedingungen als Lebensraum für Megalodonten, ohne aber die Gründe zu nennen, die ihn zu dieser Ansicht führen.

Die über der Megalodontenbank folgende Ooidlage repräsentiert einen Flachwasserbereich mit kräftiger Wellenenergie. Die übrige Ausbildung der Raibler Schichten der Nordkarawanken entspricht weitgehend der im Südteil der östlichen Gailtaler Alpen, auf die oben schon eingegangen wurde. Flachwasserbildungen in Hochenergiefazies (Ooide, Onkoide) sind allerdings etwas reichlicher vertreten.

3.412 Die Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen

Das Raibler Profil der Dobratsch-Südseite vermittelt, auch in Bezug auf die Schwermineralführung, zwischen den Raibler Schichten in den Nordkarawanken und im Gebiet von Bleiberg. Die Oolith- und Onkolithlagen sind in allen im S dieses Raumes gelegenen Profilen mächtiger als im N (z. B. Bleiberg). Ähnlich bedeutende Hochenergiedimente wie am Dobratsch treten auch westlich Bleibergs auf, z. B. am Tschekelnock (diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Ausführungen von O. KRAUS). Der Bleiberger Raum vermittelt zwischen dieser Entwicklung im S und der am Nordrand der östlichen Gailtaler Alpen. Von S nach N ist nämlich eine stufenweise Abnahme der Hochenergiedimente festzustellen: Oolithe, Onkolithe, Lumachellen etc. treten zurück, während der Gehalt an Klastika zunimmt.

COLINS & NACHTMANN (1974) beschreiben von der Ostseite des Dobratsch ein Profil, das an der Basis aus 40 m einer mikritischen Peloid-Fazies besteht, darüber folgen 33 m Ooid- und Onkoidlagen sowie Sedimente, die reich an umkrusteten Komponenten sind. Welcher Karbonatserie diese Abfolge angehört konnte nicht geklärt werden, wichtig ist aber die große Mächtigkeit der Hochenergie-Fazies.

Als weiteres Beispiel für die erwähnte Faziesänderung in N-S-Richtung sei das Profil Tschekelnock mit dem im N gelegenen Profil Spitznock verglichen. Die Onkoidbank im Liegenden des dritten Schiefers (Grobonkolith) mißt nach eigenen Beobachtungen am Tschekelnock etwa 10 m, im 8 km nördlich gelegenen Profil Spitznock nach O. KRAUS nur mehr 10 cm. Umgekehrt verhält sich die Sandsteinlage innerhalb des dritten Schiefers: am Tschekelnock höchstens in einer stärker sandigen Ausbildung des Schiefers faßbar, im wesentlichen aber durch eine Ooidlage vertreten, erreicht der Sandstein-Horizont am Spitznock eine Mächtigkeit von 5 m (nach O. KRAUS).

Auch gegen W ist eine, wenn auch nur ganz allmähliche Faziesveränderung festzustellen. Diese betrifft insbesondere den oolithischen Liegendbereich des 2. Schiefers, der gegen W allmählich versandet. Diese Faziesänderung ist aber wesentlich langsamer als gegen N, wo die erwähnte Oolithlage rasch völlig ausgeht und durch Sandsteine ersetzt wird.

Für den 3. Schieferhorizont äußern SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967) und WARCH (1973) den Verdacht auf tuffogene Beimengungen (Biotitvorkommen).

3.413 Die Raibler Schichten der westlichen Gailtaler Alpen

Auch hier kann eine „Südfazies“ und eine „Nordfazies“ unterschieden werden. In der Südfazies versandet die Oolithlage im Liegenden des 2. Schiefers gegen W endgültig. Auch sind die Sande, insgesamt gesehen, gröber und schwermineralreicher als in den östlichen Profilen.

Der erste Schiefer der Nordfazies enthält Anzeiger für flaches bewegtes Wasser (Flaser- und Kreuzschichtung, Kleinrippeln). Innerhalb des 2. Schieferhorizontes kann hier eine noch stärkere Sandführung beobachtet werden als in der

Südfazies. Auch die Onkolithbank im Liegenden des 3. Schiefers ist geringmächtig und tonig ausgebildet, örtlich scheint sie ganz zu fehlen. Rauhacken und Breccien im Hangenden der Raibler Schichten sind teilweise mehrere hundert Meter mächtig, Rauhacken treten an der Basis des Hauptdolomites allerdings auch innerhalb der Südfazies der östlichen Gailtaler Alpen auf, am Tschekelnock (vgl. Kap. 3.41).

3.414 Die Raibler Schichten der Lienzer Dolomiten

Die Raibler Schichten sind hier geringmächtiger und sandreicher als in den übrigen Gebieten. Anstelle der Kiesonkolithbank am top des Wettersteinkalkes tritt nur mehr eine pyritisierte, quarzreiche Schwarte auf. Schon im 1. Schieferhorizont können relativ grobe Sandsteine beobachtet werden. Die Sandsteine des 2. Schieferhorizontes sind glaukonitreich, eine oolithische Liegendlage fehlt. Auch die Onkolithbank (Grobkololith) im Liegenden des 3. Schiefers fehlt. Schrägschichtungen der Sandsteine des 3. Schiefers zeigen eine Einschüttung aus NW an.

Von Interesse ist, daß im Hangenden der Schiefer, im Gegensatz zum Liegenden, überall in der Nordfazies Ooid- und Onkoidlagen auftreten, diese werden also nicht durch Sandstein ersetzt.

In den Lienzer Dolomiten folgen über dem 3. Schiefer noch zwei weitere, dünne, pyritreiche Schieferlagen.

3.42 Paläogeographie der Raibler Schichten

Die zwei Faziesausbildungen einer klastreichen Nordfazies und einer reichlich Ooide und Onkoide führenden Südfazies lassen sich auch anhand der Schwermineraluntersuchungen des 1. Schiefers erkennen. Man kann zwischen einer Zirkon-Turmalin-Rutil-Provinz (Nordfazies) und einer Granatprovinz (Südfazies) unterscheiden, getrennt durch eine Mischprovinz. Leider konnten diese Provinzen durch die Schwermineraluntersuchungen des 2. Schiefers nicht bestätigt werden. Hier tritt eine wesentlich weniger klare Gliederung auf. Die Schwermineralführung des 3. Schiefers schließlich wechselt teilweise schon innerhalb einer Bank (alle Angaben nach O. KRAUS, 1969).

Als Liefergebiet der „schwermineralarmen Restsande“ (O. KRAUS) ist ein meso- bis katazonales Kristallin anzunehmen. Als Schüttungsrichtung wird NW-SE angegeben, innerhalb der Lienzer Dolomiten bestätigt durch Schrägschichtungsmessungen. Daneben soll in den südlichen Gailtaler Alpen bzw. den Nordkarawanken nach O. KRAUS eine W-E gerichtete Einschüttung erfolgt sein. Dieses im W angenommene Liefergebiet wird allein wegen des im S in der Schwermineralfraktion des 1. Schiefers vorherrschenden Granats vermutet sowie aus sedimentologischen Überlegungen: diese machen eine Einschüttung direkt aus S eher unwahrscheinlich. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß das Bild zweier Liefergebiete nur vorgetäuscht ist. Die Aufgliederung in die erwähnten zwei Schwermineralprovinzen ergab sich nur bei Untersuchungen von Sandlagen etwa in der Mitte des 1. Schiefers, schon der Hangendsandstein an der Oberkante des 1. Schiefers zeigt eine völlig unregelmäßige Verteilung. Dies wird von

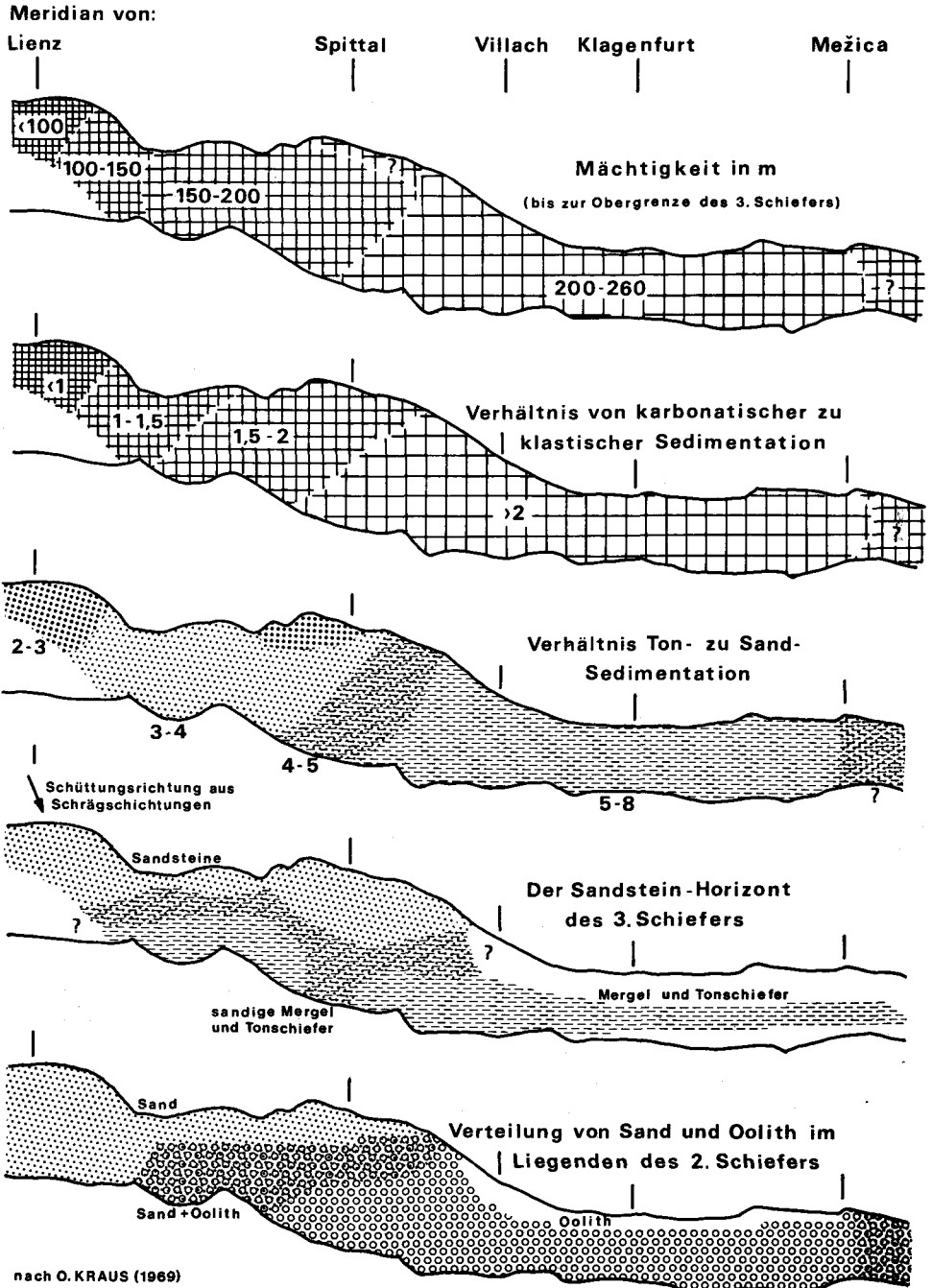


Abb. 12. Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler Schichten des Drauzuges. Im N und NW ist der terrigenklastische Einfluß jeweils wesentlich stärker als im S, wo Karbonatsedimentation (z. T. mit mächtigeren Bewegtwassersedimenten) vorherrscht und die Korngröße der terrigenen Klastika abnimmt. Bild nach O. KRAUS (1969).

KRAUS auf diagenetische Einflüsse zurückgeführt. Derartige diagenetische Einflüsse könnten aber ebensogut für die Vortäuschung von Schwermineralprovinzen verantwortlich sein. Da nach O. KRAUS gerade der 1. Schiefer des Südbereiches einen höheren Tonanteil besitzt, der ihn deutlich von allen anderen Schieferen bzw. vom 1. Schiefer des Nordbereiches unterscheidet, wäre dies durchaus denkbar. Ebensogut könnten aber auch aufbereitungstechnische Fragen (Aufbereitung in Monochloressigsäure) eine Rolle spielen.

Für die Zunahme an terrigenem Material in den östlichen Nordkarawanken (Profil Ursulaberg) macht KRAUS eine lokale Einschüttung aus S verantwortlich.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten nimmt gegen W deutlich ab. Die Mächtigkeitsangaben in Abb. 12 lassen die 3. Karbonatserie außer Betracht, wegen deren unsicherer Abgrenzung zum Hauptdolomit. Auch die Zunahme der terrigenen Schüttungen ist ein weiterer Hinweis auf Landnähe, beides könnte durch eine Kippbewegung erklärt werden. Im Gegensatz zu KRAUS ist anzumerken, daß diese Absenkungstendenz von jener zur Zeit des Ladins und unteren Karns (Cordevol) abweicht. In der Mitteltrias war der Untergrund wesentlich mobiler als während der Obertrias.

Die verringerte Mächtigkeit im NW betrifft auffallenderweise fast ausschließlich die karbonatischen Einschaltungen; die Mächtigkeit der Schieferhorizonte bleibt im gesamten Drauzug annähernd gleich.

Vergleichen wir die paläogeographischen Ergebnisse von O. KRAUS mit der Paläogeographie des Anis bis unteren Karns so fällt auf, daß die Großgliederung sich kaum geändert hat: Im N und W ist wiederum ein Festland bzw. eine Inselkette anzunehmen, im S war der Drauzug (höchstwahrscheinlich) weiterhin von einem offeneren Meeresbereich begleitet.

Folgende Fragen sind ungelöst:

a) die Wassertiefe zur Zeit der Sedimentation der Schieferhorizonte. War diese im gesamten Drauzug etwa gleich, wie O. KRAUS vermutet, oder war sie verschieden?

b) die Ursachen der Karbonat-Schiefer-Wechselagerung, die ja nicht nur im Drauzug, sondern auch in weiten Bereichen der übrigen Ost- und Südalpen festzustellen ist. Gingen tatsächlich Hebungen im Hinterland Hand in Hand mit einer zeitweise verstärkten Absenkungsbewegung (KRAUS, 1969 : 133)?

c) der Grund für das eigentümliche Auftreten der Ooid- und Onkoidlagen. Während die Horizonte im Liegenden der Schiefer gesetzmäßig gegen NW abnehmen und durch Sandsteine ersetzt werden, treten die Onkoid- und Ooidlagen im Hangenden im gesamten Drauzug auf (vgl. die Profile von O. KRAUS).
ad a)

Hinweise auf flaches, bewegtes Wasser zur Zeit der Schieferhorizonte finden sich im Drauzug besonders im N, während im S derartige Sedimentgefüge kaum bekannt sind. Hier herrscht, zumindest zur Zeit des 1. Schiefers, eine tonreiche Sedimentation. Auch sind nur aus dem S ammonitenführende Lagen bekannt (HOLLER, 1951; TICHY, 1972; COLINS & NACHTMANN, 1974; eigene Beobachtungen). Möglicherweise war also der Südbereich etwas tiefer als die Gebiete im N bzw. NW, insbesondere während mittlerer und höherer Abschnitte der Schiefer.

ad b et c)

Neben den von KRAUS diskutierten Unterschieden der Absenkung während der Zeiten der Schiefer- bzw. der Karbonatsedimentation ist auch an eustatische Meeresspiegelschwankungen als Verursacher der Wechsellagerung von Karbonaten und klastischen Horizonten zu denken. Hierauf weist insbesondere die gleichartige Verteilung der drei Schiefer- und drei Karbonathorizonte in Drauzug und Nördlichen Kalkalpen. Daneben müssen innerhalb des Drauzuges selbst ungleichmäßige Absenkungen angenommen werden. Entsprechend der größeren Mächtigkeit der im Flachwasser gebildeten Karbonathorizonte muß sich im SE der Untergrund stärker abgesenkt haben als im NW. Hiezu gibt es zwei Möglichkeiten:

— der Untergrund sank im SE nur während der Zeit der Karbonatproduktion stärker ab, die Absenkungsrate während der Schiefersedimentation war im gesamten Drauzug etwa gleich.

— der Untergrund sank im SE während der gesamten Dauer der Raibler Sedimentation stärker ab. Dies könnte mit der Anlieferung klastischen Materials insbesondere aus N bis NW zusammenhängen (Kippbewegung). Bei weitgehend gleicher Mächtigkeit der Schieferhorizonte hätte dies zur Folge, daß diese im SE in etwas größere Wassertiefen gerieten als im NW: allfällig hinzutretende eustatische Meeresspiegelschwankungen würden sich ja im gesamten Drauzug etwa gleich auswirken.

Die zweite Möglichkeit scheint mir aus verschiedenen Gründen die wahrscheinlichere zu sein (Ooid- und Onkoidlagen besonders im S, Cephalopodenlagen nur aus dem S bekannt, etc.). Insbesondere die Ooidlagen sind von Bedeutung, da sich derartige gut sortierte und relativ dickschalige Ooide nur in bewegtem Wasser bilden, auf den Bahamas z. B. am Rand der Plattform (PURDY, 1963; vgl. auch FABRICIUS, 1977). Die breite, flächenhafte Verteilung im Drauzug (am top der Schiefer) bei insgesamt geringer Mächtigkeit ist ein Indiz dafür, daß diese Lagen nicht gleichzeitig entstanden, sondern das Ergebnis einer allmählich von NW nach SE voranschreitenden Regression darstellen. Selbstverständlich ist auch mit einer gewissen Umverteilung der Ooide zu rechnen, ein Transport über Zehnerkilometer, der außerdem entgegengesetzt zur Anlieferung des klastischen Materials verläuft, erscheint aber nicht denkbar.

Auch Onkoide bilden sich in flachem, etwas bewegtem Wasser, wenngleich der Energie-Index wesentlich geringer ist als bei der Ooidentstehung.

Das im Folgenden vorgeschlagene Modell der Entstehung gilt für jede der drei Schiefer-Karbonatabfolgen:

a) Die Wechsellagerung klastischer und karbonatischer Horizonte ist im wesentlichen ein Produkt eustatischer Meeresspiegelschwankungen. Nach einer Meeresspiegelabsenkung im höheren Cordevol (vgl. Wettersteinkalk) erfolgte mit Beginn des Jul ein Meeresspiegelanstieg.

b) Unabhängig davon senkt sich der Untergrund dauernd ab, im SE stärker als im NW (Kippung).

c) Die einsetzende Tonsedimentation beendet die Karbonatproduktion. Infolge der stärkeren Absenkung gerät der Bereich der Südfazies in ein Milieu mit

höherer Energie, Onkoide und Ooide bilden sich, die aber rasch in tiefere, z. T. reduzierende Verhältnisse geraten und von Tonschiefern und Mergeln überdeckt werden.

d) Die Einschüttung klastischen Materials ist eine Folge der Heraushebung des Hinterlandes, die Transgression bewirkte aber auch eine Umverteilung der im Küstenbereich im N bis NW gelegenen Klastika. Die Entfernung zu diesem Bereich hat zur Folge, daß nur relativ feinkörniges Material angeliefert bzw. innerhalb des Drauzuges umverteilt wird, „Restsande“ (O. KRAUS) entstehen. Die Sande erreichen bevorzugt den näher gelegenen N und NW des Drauzuges, während der S bis SE hauptsächlich mit Mergel- und Tonmaterial beliefert wird. Die starken Sandeinschüttungen im N, bei gleichzeitig größerer Entfernung zum offenen Meer, sind der Grund, warum sich an der Basis der Schieferhorizonte hier keine Onkoid- und Ooidlagen bilden.

e) Die eustatische Meeresspiegelhebung kommt zum Stillstand, die ungleichmäßige Absenkung des Untergrundes hält aber weiter an. Der S bis SE gerät infolgedessen in etwas größere Wassertiefen. Die Sand-, Mergel- und Tonsedimentation dauert im gesamten Drauzug an.

f) Eine eustatische Senkung des Meeresspiegels bedingt bei den nur geringen Wassertiefen im N und der hier geringeren Absenkung des Untergrundes eine rasche Verflachung. Der Südbereich ist jedoch noch tiefer, eine Fazies mit höherer Energie stellt sich im N ein (Onkoide, Ooide). Der N befindet sich in der Folge in einem Gezeitenbereich, ein vorübergehender Sedimentationsstillstand folgt.

g) In den etwas tieferen Südbereich wird zunächst noch Sandmaterial geliefert („Hangendsandstein“), anschließend setzt auch hier, von NW gegen SE fortschreitend, die Ooid- und Onkoidfazies ein. Örtlich fehlen diese Lagen aber auch, die Verflachung erfolgt dann nach Ende des klastischen Einflusses innerhalb der darüberfolgenden Karbonatserie.

h) Die Karbonatsedimentation breitet sich aus, sie kompensiert die unterschiedliche Absenkung des Untergrundes, im SE bilden sich mächtigere Karbonat-abfolgen als im NW.

3.43 Hauptdolomit

GEYER (1898) war wiederum einer der ersten, der die mächtigen obertriadischen Dolomite des Drauzuges, die im Hangenden der Raibler Schichten folgen, mit dem Hauptdolomit der übrigen Alpen verglich. Wenn auch die Bezeichnung „Hauptdolomit“, stratigraphisch gesehen, eher ungünstig ist, soll doch an ihr festgehalten werden. Dies umso mehr als entgegen allen bisher besprochenen Schichtgliedern keine Bearbeitung jüngerer Datums vorliegt, die einen größeren Bereich des Drauzuges zum Inhalt hätte. Dies mag zum Teil auf dem Umstand beruhen, daß in den Gailtaler Alpen und in den Nordkarawanken kaum ungestörte Profile vorliegen. Innerhalb der Lienzer Dolomiten wäre aber eine Profilaufnahme durchaus möglich.

Für unsere Fragestellung, den Vergleich der Schichtfolge des Drauzuges mit den Abfolgen im N und S, ist dies jedoch nicht sehr schwerwiegend. Der Haupt-

dolomit ist eines der am weitesten verbreiteten Gesteine innerhalb der gesamten Alpenen Trias, er tritt in Südalpen, Drauzug, zentralalpinem Mesozoikum und in den Nördlichen Kalkalpen auf, er eignet sich also schon von vorneherein schlecht für Faziesvergleiche. Wichtiger ist der Übergang Hauptdolomit zu Dachsteinkalk.

BAUER (1970) glaubt in den Nordkarawanken eine ganz ähnliche Untergliederung der Hauptdolomitabfolge angetroffen zu haben, wie sie von verschiedenen Autoren aus dem Westteil der Nördlichen Kalkalpen beschrieben wurde (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968, 1970; CZURDA & NICKLAS, 1970; SCHERREIKS, 1971). Auch für den Drauzug muß an flaches, zeitweise stagnierendes Wasser gedacht werden. Die Sedimente entstanden vielfach im Gezeitenbereich, örtliche Trockenlegungen werden für die Nördlichen Kalkalpen angenommen und waren wahrscheinlich auch im Drauzug gegeben. Auffallend ist jedoch, daß bisher aus dem Hauptdolomit noch keine vadosen Zemente beschrieben wurden, wie sie aus dem Wettersteinkalk bekannt sind.

Der Hauptdolomit des Drauzuges ist sehr fossilarm. VAN BEMMELEN (1957) beschreibt den Fund eines *Colobodus cf. ornatus* (det. H. ZAPFE) aus bitumenreichen Einschaltungen des Hauptdolomites. Innerhalb der norischen „Fischschiefer“ der Nördlichen Kalkalpen tritt diese Art relativ am häufigsten auf.

Auffallenderweise ist einzig aus dem Bleiberger Raum eine reichere Fossilführung bekannt. Dies mag aber mit der intensiveren geologischen Bemusterung im Lagerstättenbereich bzw. dessen näherer Umgebung zusammenhängen.

Schon GÜMBEL (1862) erwähnt Megalodonten aus dem Heiligeist-Revier östlich von Bleiberg. Dieser Fund geriet in der Folge anscheinend in Vergessenheit, bis durch H. W. FLÜGEL (1950) sowie TICHY (1975 a) neue Fossilfunde, insbesondere Megalodonten, bekanntgemacht wurden. Die Fossilien liegen sämtlich im hellen, grobgebankten hangenden Hauptdolomit. Sie sprechen eindeutig für Nor, nach TICHY deutet die Assoziation auf einen höheren Horizont innerhalb der norischen Stufe hin. Faziell von Bedeutung ist neben den Megalodonten sowie dem Vorkommen von *Isognomon exilis* (Bivalvia) das Auftreten der Anthozoe *Montlivaultia* sp. sowie des Brachiopoden *Dioristella hofmanni*. Eine etwas bessere Durchlüftung scheint für den fossilführenden Bereich wahrscheinlich.

Im Westen der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, im Gebiet des Migitschriegels, wurden von mir Foraminiferen und Kalkalgen gefunden, ebenfalls in einem relativ hellen (hangenden) Hauptdolomit. W. RESCH (Innsbruck) bestimmte *Involutina sinuosa pragsoides*, die vom Cordevol bis ins Nor reicht. Die Kalkalgen gehören nach der Bestimmung durch E. OTT in der Mehrzahl zu *Griphoporella curvata*, die nach PIA charakteristisch für Nor ist und insbesondere in den Südalpen vorkommt (vgl. Kalkalgen-Stratigraphie von OTT, 1972 a, b). Schon TICHY (1975 a) hatte das Auftreten von *Griphoporella curvata* vermutet, wenn auch bei seinen Funden eine exakte Bestimmung nicht möglich war.

Das norische Alter mittlerer bis hangender Anteile des Hauptdolomites ist für den Bleiberger Raum also gesichert, wahrscheinlich gilt diese Alterszuordnung für den gesamten Drauzug. Schwierigkeiten gibt es jedoch bei der Abgrenzung zu den unter- und überlagernden Einheiten.

Der Hauptdolomit erreicht im Drauzug sicher über 1000 m Mächtigkeit; genaue Angaben sind wegen der oft starken tektonischen Beanspruchung nur schwer möglich.

Der Hauptdolomit läßt sich in drei Abschnitte gliedern (GEYER, 1897, etc.; HOLLER, 1951; VAN BEMMELEN, 1957, 1961; SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; BAUER, 1970; CZURDA, 1972; KÖNIG, 1975; TICHY, 1975 a; u. a.):

Hangendes: Plattenkalk

bituminöser Hauptdolomit

heller, grobgebankter Hauptdolomit

bräunlicher, feingeschichteter und laminiertes Hauptdolomit

Liegendes: Raibler Schichten, örtlich mit der sogenannten „Basisbreccie“ des Hauptdolomites (vgl. Kap. 3.431).

TICHY (1975 a) ist der Meinung, daß sich die beiden Faziesausbildungen des bräunlichen, feingeschichteten Hauptdolomites sowie des hellen Hauptdolomites gegenseitig vertreten können. Im Gegensatz zu einem Teil der Auffassung TICHYS ist aber anzumerken, daß im N des Drauzuges, z. B. am Kellerberg (KÖNIG, 1975), sehr wohl die helle Ausbildung des Hauptdolomites auftritt.

3.431 Zur Liegendgrenze des Hauptdolomites

HOLLER (1951) trennt die dunklen, plattigen Kalke bis Dolomite der 3. Karbonatserie der Raibler Schichten von dem überlagernden, ebenfalls dunkel und plattig ausgebildeten Hauptdolomit mit Hilfe der schon GEYER (1897, 1901 a) bekannten „Basisbreccie“ ab. Es handelt sich um dunkelbraune, dunkelgraue, auch grüngraue, cm- bis dm-große Dolomitkomponenten in einer dunkelbräunlichen, dolomitischen Matrix. Nach HOLLER liegt diese Breccie im Bleiberger Raum etwa 18 m über dem 3. Schiefer der Raibler Schichten. O. KRAUS (1969) zeichnet in seinem Profil der Raibler Schichten des Rublandstollens diese Breccie hingegen 80 m im Hangenden des 3. Schiefers.

HOLLER erwähnt weiters vererzte Breccienvorkommen aus dem Raum Mitterberg, die anstelle der bräunlichen Dolomitmatrix eine helle, chemisch angelagerte Calcitmatrix besitzen. Ähnliche Breccien, teils mit Calci-, teils mit Dolospatit als Matrix, beschreiben auch SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965), WARCH (1973), KÖNIG (1975). Diese Autoren weisen darauf hin, daß diese Breccien auch in höheren Abschnitten des Hauptdolomites wie auch in den unterlagernden Raibler Schichten auftreten. Da die Breccien häufig quer durch die Schichtung greifen und sich einzelne Breccienkomponenten oft noch nahtlos aneinanderfügen lassen, handelt es sich sicher um eine diagenetische Bildung (collapse-breccia). Diese Breccien werden also zu Unrecht mit der eindeutig sedimentären Basisbreccie verglichen.

HOLLER (1951) beschreibt aus dem Bleiberger Raum im Hangenden der Basisbreccie noch Einschaltungen grüner Mergel; besonders auffallend sind aber schwarze Tonschieferlagen, meist nur cm-mächtig, in einem Fall aber mit einer Dicke von 3 m. Dieser Bereich reicht nach HOLLER bis etwa 135 m über den 3. Schiefer, bis schließlich „feinstreifige Dolomite“ (nach eigenen Beobachtungen stromatolithische Algenmatten) einsetzen. Die Beschreibung HOLLERS erinnert

an die von O. KRAUS (1969) aus den Lienzer Dolomiten im Hangenden des 3. Schiefers erwähnten dünnen Mergeleinschaltungen, die KRAUS noch den Raibler Schichten zurechnet.

Zusammenfassend erkennen wir:

a) Die über dem 3. Schiefer folgende Karbonatabfolge ist sehr wechselhaft. Örtlich treten Flachwassereinschaltungen auf (Ooide, Onkoide), andernorts Rauhwacken (im Hangenden plattiger Kalke), an deren Basis ebenfalls Sedimentärbreccien vorkommen können. Wieder an anderen Stellen können dunkle, plattige Kalke bis Dolomite, z. T. mit Kieselkonkretionen, beobachtet werden. Slumping-Strukturen (SIEGL, 1975; eigene Beobachtungen) weisen für diese Bereiche gewisse Niveauunterschiede nach.

b) Eine „Basisbreccie“ ist nur örtlich ausgebildet, sie ist meist einer Abfolge dunkler, bituminöser, plattiger Kalke bis Dolomite eingelagert. Sie ist als regionale Einschüttung in einen Bereich anzusehen, dessen Fazies sich nur allmählich ändert. Sie bildet also *keinen Grenzhorizont* und ist zur Abtrennung des Hauptdolomites von den Raibler Schichten nicht geeignet. Die Grenze zum Hauptdolomit sollte vielmehr mit dem Einsetzen der im gesamten Drauzug vertretenen Fazies bituminöser, gröber kristalliner, feingeschichteter Dolomite mit Algenlaminierungen gezogen werden.

3.432 Bräunlicher, feingeschichteter und laminiertes Hauptdolomit

Die braune Farbe dieses Hauptdolomit-Typen wird durch einen gewissen Bitumengehalt hervorgerufen. Insoferne besteht Verwechslungsgefahr mit dem „Bituminösen Hauptdolomit“. Auch enthalten beide Typen Algenlaminierungen. Im „Bituminösen Hauptdolomit“ sind aber stets bitumenreiche Tonlagen zwischengeschaltet. Die Laminierungen des bräunlichen, feingeschichteten Hauptdolomites sind plan-laminar oder schwach wellig. Es handelt sich zumeist um Algen-Stromatolithen, einzelne der von LOGAN et al. (1964) beschriebenen Typen werden in der Literatur erwähnt (BAUER, 1970; KÖNIG, 1975). Diese bituminösen Filme können im Abstand einiger mm übereinander folgen. Örtlich sind schwärzliche, dünnbankige Dolomitlagen eingeschaltet. Daneben treten Koprolithenzeilen auf (BAUER).

Öfters kann ein Sedimentationszyklus beobachtet werden, von BAUER mit den Lofen-Zyklothemen des nordalpinen Dachsteinkalkes (A. G. FISCHER, 1964) in etwa verglichen.

Die Mächtigkeit dieses Abschnittes gibt KÖNIG (1975) mit 600—700 m an.

3.433 Heller, grob gebankter Hauptdolomit

Dieser Abschnitt des Hauptdolomites zeigt infolge stärkerer Rekrystallisation meist nur wenige Sedimentstrukturen. Bereichsweise sind aber weniger stark rekrystallisierte Lagen eingeschaltet. Aus solchen Abschnitten stammen zumeist die eingangs erwähnten Fossilfunde aus der Umgebung Bleibergs.

Das Fehlen von Gefügen, die auf Einwirkung von Gezeiten hinweisen, aber auch die Art der auftretenden Biogene, spricht für einen subtidalen Flachmeerbereich, ständig vom Wasser bedeckt, aber wohl nur einige Meter tief.

Die Mächtigkeit dieses Abschnittes beträgt etwa 400—500 m.

3.434 Bituminöser Hauptdolomit

Die dunklen, stark bitumenreichen Abfolgen werden von den meisten Autoren dem höheren Hauptdolomit zugeordnet (SCHLAGER, 1963; VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; CZURDA, 1972). Seit GEYER (1897) wird von einer „Seefelder Fazies“ gesprochen. HOLLER (1951) erwähnt ein „Ölschiefervorkommen“ innerhalb bituminöser Dolomite, die er in den mittleren Hauptdolomit stellt, unterhalb der Liegendgrenze des hellen, grobgebankten Hauptdolomites.

Die Entstehung des Bituminösen Hauptdolomites ist umstritten. CZURDA (1972) beschreibt Algenstromatolithe und Aufarbeitungshorizonte und postuliert eine Flachwasserentstehung, die sich von der „Seefelder Kalkfazies“ deutlich unterscheidet. Andererseits erwähnen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP schwarze, feinplattige Dolomite, wechsellagernd mit schwarzen, sehr bitumenreichen Schiefern. Dies spricht, zusammen mit dem *Colobodus*-Fund VAN BEMMELENS (1957) für örtliche Kolk-Bildungen auch innerhalb des Drauzuges.

Bituminöser Hauptdolomit ist insbesondere aus Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen bekannt.

3.44 Plattenkalk

Der Begriff „Plattenkalk“ wird von GÜMBEL (1861) erstmals für den in den Nördlichen Kalkalpen im Hangenden des Hauptdolomites folgenden Kalk verwendet. Dieser ist ein „stark thonhaltiger, mehr minder dolomitischer Kalk mit viel Bitumen, lichtgrau und schwärzlichgrau...“.

Der Plattenkalk stellt einen Faziesübergang zwischen den relativ reinen Dolomiten des Hauptdolomites und den meist mergelig-kalkigen Kössener Schichten dar. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist seine stratigraphische Rangordnung umstritten. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968, 1970) schlägt den Plattenkalk (als „Plattenkalk-Niveau“) seinem „Oberen Hauptdolomit“ zu, auch SCHERREIKS (1971) rechnet den Plattenkalk zur „Oberen Hauptdolomit-Folge“. NICKLAS (in CZURDA & NICKLAS, 1970) sieht ihn als eigene, höchste Untereinheit des Hauptdolomites an. Ursache für diese Zuordnung zum Hauptdolomit ist offenbar, daß innerhalb des Hauptdolomites noch weitere, kalkige Einschaltungen bekannt sind. CZURDA hingegen (in CZURDA & NICKLAS, 1970) will den Plattenkalk als selbständige, dem Hauptdolomit und den Kössener Schichten gleichwertige Einheit ausscheiden, also als eine Formation. Trotzdem wird in der Arbeit von CZURDA & NICKLAS von „Plattenkalk-Niveau“ gesprochen, das CZURDA allerdings am liebsten als „Hauptkalk“ bezeichnen möchte. Später ändert CZURDA anscheinend seine Meinung, 1973 (S. 398) spricht er von einem „Plattenkalk-Niveau in der Hauptdolomitfazies“.

Der Begriff „Plattenkalk“ wurde durch SCHLAGER (1963) in den Lienzer Dolomiten eingeführt. KÖHLER (1973) trifft, ähnlich SCHLAGER, die Abgrenzung vom unterlagernden Hauptdolomit mit dem ersten Auftreten einer Kalkbank und ist damit bei seiner Grenzziehung allen diagenetischen Einflüssen ausgeliefert. KÖHLER scheidet einen unteren und einen oberen Plattenkalk aus sowie einen dazwischenliegenden „Geröllhorizont“ (Konglomerat).

Die erwähnte Konglomeratbank besteht aus kalkigen bzw. dolomitischen Komponenten, die bis 10 cm groß werden und schlecht sortiert sind. Die Mäch-

tigkeit dieses Horizontes nimmt im Arbeitsgebiet KÖHLERS, den Gailtaler Alpen, von 34 m im W auf 5 m im E ab. Daneben ändert sich aber auch die Mächtigkeit in N-S Richtung. Im Profil Weißenbach (Südabschnitt der Gailtaler Alpen) fehlt dieser Horizont.

VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) treffen eine andere stratigraphische Gliederung als SCHLAGER und KÖHLER. Sie rechnen plattige Dolomite (nach KÖHLER Hauptdolomit), Kalk-Dolomit-Wechselagerung, z. T. auch reine Kalkabfolgen (= Unterer Plattenkalk KÖHLERS) zur sogenannten „Tscheltscher Folge“, während sie den Oberen Plattenkalk KÖHLERS als kalkige Kössener Schichten bezeichnen und so diese mit dem „Geröllhorizont“ KÖHLERS beginnen lassen. Hauptgrund für diese Grenzziehung ist die Vermutung, daß das Sedimentpaket bis zum „Geröllhorizont“ eine faziell abweichende Entwicklung des Hauptdolomites darstellt, also wahrscheinlich noch norisch sei, während die über dem „Geröllhorizont“ folgenden kalkigen Ablagerungen mit mergeligen Kössener Schichten verzahnen sollen und deshalb wahrscheinlich schon rhätisch seien. Man erkennt hier eine Gleichsetzung litho- und chronostratigraphischer Begriffe (Hauptdolomit = Nor, Kössener Schichten = Rhät), die bis vor wenigen Jahren weitverbreitet war und die Stratigraphie der Alpen Trias stark belastet hat.

Im Folgenden wird der Grenzziehung KÖHLERS gefolgt.

Der Plattenkalk ist fossilarm. An Fossilien wurden lediglich unskulpturierte Ostracoden, Echinodermenreste und Schalenbruchstücke erkannt. Wichtig ist der Nachweis von Radiolarien in den östlichen Gailtaler Alpen durch KÖHLER. Diese erlauben jedoch keine genauere stratigraphische Einstufung, so daß das Alter des Plattenkalkes nur aufgrund der Altershinweise der überlagernden Kössener Schichten angegeben werden kann (vgl. Kap. 3.455). Danach handelt es sich um mittleres bis höheres Nor.

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes nimmt nach KÖHLER von 300 m im Gebiet des Gailberg-Sattels auf 23 m im Raum des Farchtner Sees ab. Ähnliche Mächtigkeitsangaben finden sich bei SCHLAGER (1963), der für die Lienzer Dolomiten 260—350 m Mächtigkeit angibt. Die Grenze zu den überlagernden Kössener Schichten wird öfters durch einen Breccienhorizont markiert, der im Liegenden des 1. Tonschiefers der Kössener Schichten liegt.

Im Gebiet des Gailberg-Sattels herrscht rhythmische Wechselagerung dick- und dünnbankiger Kalke, während diese Abfolge im E durch laminierte und gebänderte Kalke vertreten wird. Die im W auftretenden mergeligen Zwischenschichten fehlen im E, die Tonsedimentation nimmt also deutlich ab. Dies betrifft jedoch nicht den unlöslichen Rückstand der Karbonatbänke, der nach den Angaben KÖHLERS im gesamten Gebiet etwa gleich ist.

Der im N gelegene Bereich (Profil Gasseralm) fällt wegen seiner besonders hohen Klastführung auf; außerdem hat gerade dieses Profil den höchsten Anteil an Dolomitlagen. Auch aus den Plattenkalken der Lienzer Dolomiten erwähnt SCHLAGER (1963) einen hohen Klastanteil. Dieser scheint also gegen N bzw. NW zuzunehmen.

BAUER (1970) beschreibt von einer Lokalität der Nordkarawanken (Sucha Bach) über hellgrauen Dolomiten ohne Sedimentgefüge etwa 120 m Plattenkalke.

Darüber legen sich allerdings nochmals Dolomite mit Stromatolithlagen und „Messerstichen“ (vgl. SARNTHEIN, 1965), also Hinweise auf eine Abfolge mit erhöhter Salinität. Eingeschaltet sind 4 Horizonte mit plattigen Kalken von jeweils etwa 10—20 m Mächtigkeit. Unsicher ist, ob die Abfolge dem höheren Hauptdolomit oder dem Plattenkalk zuzuordnen ist.

Daneben erwähnt BAUER aus dem Vellachtal dunkle, teilweise stark bituminöse siltitische Kalke, die auch Hornstein führen, cm- bis dm-gebankt. Sie wechsellagern mit rhythmisch laminierten Kalken. Die Abfolge, deren stratigraphische Stellung wegen des Fehlens von Fossilien unsicher ist, könnte Plattenkalk oder Kössener Schichten darstellen.

3.45 Kössener Schichten

GEYER hatte die Abfolge über dem Hauptdolomit noch unter dem Begriff „Rhätkalke und Mergel“ geführt (1898 etc.), auch VAN BEMMELEN (1957, 1961) spricht nur von Rhät und gliedert dieses in Unter- und Oberrhät, ohne daß diese Alterseinstufung aber fossilmäßig exakt belegt werden konnte. Es handelt sich hierbei auch nicht um eine genaue Altersangabe, sondern um die bis vor wenigen Jahren und zum Teil auch noch heute gebräuchliche, wenn auch unkorrekte Vorgangsweise, Gesteinsabfolgen mit chronostratigraphischen Begriffen zu belegen.

1963 vergleicht SCHLAGER die „rhätischen“ Sedimente der Lienzer Dolomiten mit dem „Schwäbischen Faziestyp“ (Suess & Mojsisovics, 1868) des „Rhäts“ der Nördlichen Kalkalpen und spricht von Kössener Schichten. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP übernehmen diese Nomenklatur teilweise und verwenden den Begriff „Kössener Folge“. Örtlich, z. B. südlich der Dolomitenhütte bei Lienz, aber auch andernorts in den Lienzer Dolomiten treten auch Brachiopoden auf (MARIOTTI, 1972), zusammen mit Lamelibranchiaten, also die „Karpatische Fazies“ nach SUSS & MOJSISOVICS.

Um den stratigraphischen Begriff „Rhät“ (dies ist die zutreffende, da von GÜMBEL, 1861, eingeführte und international verwendete Schreibweise) hat sich in letzter Zeit eine intensive Diskussion entwickelt. Hier kann nicht darauf eingegangen werden, ich schließe mich den Argumenten WIEDMANNs (1972) an, der die Überführung der Suessi-Zone des Oberrhät in das Rhät befürwortet [zur Diskussion um den stratigraphischen Begriff „Rhät“ vergleiche auch H. ZAPPE (Ed.), 1974 sowie TOLLMANN, 1976 a]. Bevor diese Streitfrage nicht entschieden ist, sollte man bei Zeitangaben in diesem Bereich wenn möglich die gemeinte Zone angeben.

Die Kössener Schichten der Gailtaler Alpen wurden in jüngster Zeit durch KÖHLER (1973) bearbeitet. Die Arbeit beschränkt sich jedoch auf die tieferen Abschnitte der Kössener Schichten, da die hangenden Partien in den Gailtaler Alpen stets erodiert sind. Die Kössener Schichten stellen hier das jüngste erhaltene Schichtglied dar. In den Lienzer Dolomiten hingegen ist an einigen Stellen der Übergang in die jurassischen Sedimente erschlossen (derzeit durch L. BICHLMANN in Bearbeitung).

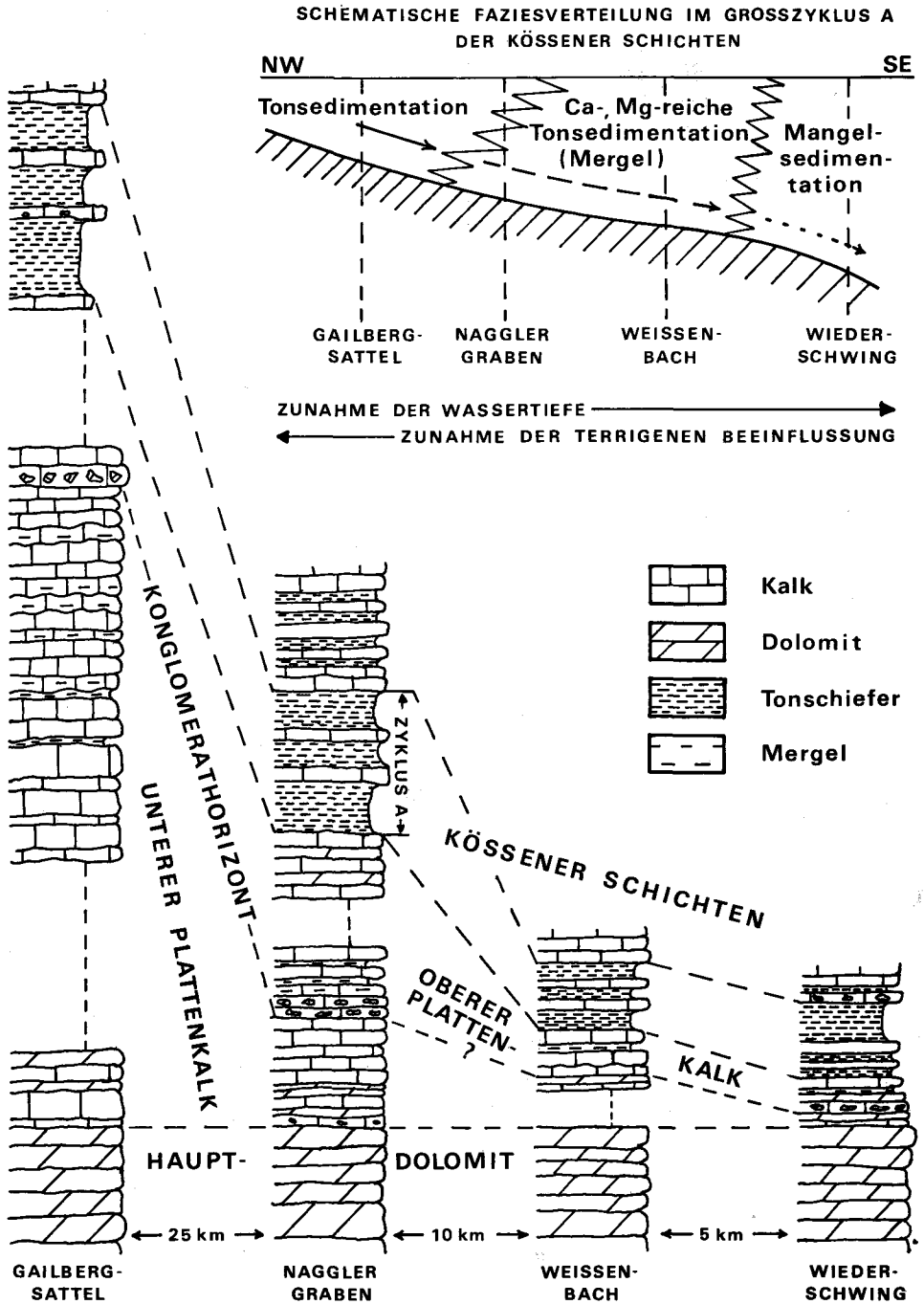


Abb. 13. Profile aus Plattenkalk und Kössener Schichten sowie Faziesverteilung im Großzyklus A der Kössener Schichten. Von W nach E ist eine deutliche Abnahme der Sedimentmächtigkeiten festzustellen. Bild nach KÖHLER (1973).

Nach KÖHLER bestehen die Kössener Schichten aus kalkigen Mikriten, wechsellagernd mit Tonschiefern und Mergeln. Die Grenze zum unterlagernden Plattenkalk zieht KÖHLER mit dem ersten mächtigen Tonschieferhorizont (im W ca. 40 m mächtig).

Innerhalb der Liegendabfolge der Kössener Schichten konnte KÖHLER zyklische Sedimentation erkennen. KÖHLER nennt 4—5 Großzyklen, von denen 3 gut erschlossen sind. Die Großzyklen bestehen aus etwa 20 Kleinzyklen, im allgemeinen aus Tonschiefer an der Basis bestehend, abgelöst von Mergel und schließlich Kalk.

Die von KÖHLER untersuchten Zyklen (vgl. Abb. 13) werden gegen E generell geringermächtig. Die Tonschieferhorizonte zeigen keine regelmäßige Verteilung des Karbonatgehaltes. Im 1. Großzyklus herrscht im W fast reine Tonsedimentation, gegen E schalten sich zunehmend Mergel ein. Noch weiter gegen E geht der Karbonatgehalt allerdings wieder zurück. Dies wird von KÖHLER auf zunehmende Wassertiefe zurückgeführt, die eine Mangelsedimentation im E bewirkt haben soll (Abb. 13). Auf die gleiche Ursache führt KÖHLER die regelmäßige Zunahme des Ca-Gehaltes von Ca-Dolomiten des 1. Tonschiefers zurück.

SCHLAGER (1963) erwähnt aus den Lienzer Dolomiten Einschaltungen sedimentärer Breccien, daneben auch slumping-Strukturen. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) verweisen auf Sandeinlagerungen innerhalb der Tonschiefer der westlichen Lienzer Dolomiten.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist in den Gailtaler Alpen wegen der Erosion des hangenden Abschnittes nicht bekannt. In den Lienzer Dolomiten nehmen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP etwa 150—250 m Mächtigkeit der „Kössener Folge“ an (wozu allerdings auch der hangende Teil des Plattenkalkes gerechnet wird). SCHLAGER spricht von mehr als 200 m Mächtigkeit.

Die Biogenführung ist unterschiedlich und ist fast ausschließlich auf die Kalkbänke beschränkt. Die biogenreichen Lagen enthalten Lamellibranchiaten, Echinodermenskelettelemente, Foraminiferen, Gastropoden, Fischreste, örtlich auch reichlich Brachiopoden. In einzelnen Bänken treten Onkoide auf. Oft ist ein hoher Gehalt an Koprolithen festzustellen. Stellenweise können grob gebankte bis massige, z. T. sehr fossilreiche Einschaltungen beobachtet werden. Hierbei handelt es sich insbesondere um Korallen verschiedener Arten. Eine Liste der Mikrofossilien findet sich bei KÖHLER, Megafossilien können bei WARCH (1973), VAN BEMMELEN (1957, 1961), SCHLAGER (1963), VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) nachgeschlagen werden.

Die von MOSTLER (in KÖHLER, 1973) bestimmten Holothuriensklerite fallen in das Alaun bzw. Sevat (nach den Holothurien-Assemblagezonen MOSTLERS, 1972 b); sie stammen aus dem 4. Zyklus der Kössener Schichten. Demnach setzen diese höchstwahrscheinlich schon unterhalb der *suessi*-Zone, also im höheren Nor ein (auch nach der Begriffsfassung des Rhäts bei WIEDMANN, 1972 und TOLLMANN, 1976 a).

Auch die Foraminiferen KÖHLERS (det. W. RESCH) zeigen Oberror-Rhät an.

Auch aus den Nordkarawanken sind Kössener Schichten bekannt (BAUER, 1970; u. a.), und zwar siltitische bis arenitische Kalke, Mergelkalke und Mergel. BAUER

beschreibt aus fossilführenden Lagen *Rhaetavicula contorta*. Ebenso wie in den Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten werden auch hier Thecosmilien gefunden. Der darüberfolgende Jura ist nur aus einzelnen Schollen bekannt, die mit den Kössener Schichten in keinem normal-stratigraphischen Verband stehen. Die intensive Tektonik ist wohl der Grund, warum BAUER hier keine Mächtigkeiten angibt.

3.46 Paläogeographie von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten

Während der Bildungszeit der 3. Karbonatserie der Raibler Schichten hatte sich langsam eine Karbonatplattform aufgebaut, örtlich noch beeinflusst von dem im NW anzunehmenden Liefergebiet (Tonschiefer Einschaltungen). Die bestehenden Reliefunterschiede („Basisbreccie“, slumping-Erscheinungen) wurden aber zunehmend ausgeglichen. Dies hängt wahrscheinlich mit einer im Verhältnis zur hohen Karbonatproduktion des Flachwassers nur verhältnismäßig geringen Absenkungsrate zusammen. Gezeitensedimente bilden sich, eine Plattform riesigen Ausmaßes („ultra back reef“) baut sich auf.

Nach einer langen Zeit der Sedimentation im Gezeitenbereich stellten sich vielfach ruhige Subtidal-Bedingungen ein. Die Fossilfunde im Raum Bleiberg könnten eventuell darauf hindeuten, daß im Südteil der Plattform etwas bessere Lebensbedingungen gegeben waren: ein fraglicher Hinweis auf einen ehemals im Süden anzuschließenden Dachsteinkalk (vgl. die Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen, z. B. ZANKL, 1971).

Schon die Gezeitensedimente des liegenden Hauptdolomitabschnittes weisen einen gewissen Bitumengehalt auf. Besonders ausgeprägt ist dieser aber in bituminösen Abfolgen, die linsenförmig in den mittleren, besonders aber den höheren Hauptdolomit eingeschaltet sind und sich sowohl im Flachwasser als auch in einzelnen Kolken gebildet haben dürfte.

Auf den Hauptdolomit legt sich der Plattenkalk; mit ihm erfolgt eine allmähliche Umgestaltung der Plattform. Schüttungen feinklastischen Materials machen sich im W der Gailtaler Alpen bemerkbar, wahrscheinlich bedingt durch die nun verstärkte Absenkungstendenz. Eventuell ist auch an einen Meeresspiegelanstieg zu denken.

Sedimentationsunruhe wird durch einen fast in den ganzen Gailtaler Alpen vorhandenen Konglomerathorizont angezeigt, der etwa in der Mitte des Plattenkalkes auftritt. Daneben sind noch weitere Aufarbeitungslagen bekannt. Der Landeinfluß macht sich mit dem 1. Tonschiefer der darüberfolgenden Kössener Schichten erneut bemerkbar. Insbesondere im W können sandige Lagen, vielfach mit Hellglimmer, beobachtet werden.

Die in den Kap. 3.44 und 3.45 (vgl. KÖHLER, 1973) erwähnten charakteristischen Veränderungen von NW gegen SE deuten auf Schüttungen von einem im NW gelegenen Liefergebiet in ein sich gegen E vertiefendes Becken. Während im W Seichtwasserbedingungen anzunehmen sind, dürfte im E die Wassertiefe zur Zeit des Plattenkalkes mindestens 50 m betragen haben (Radiolarienführung, usw.). Die Wassertiefe zur Zeit der Kössener Schichten ist unbestimmt, sie war

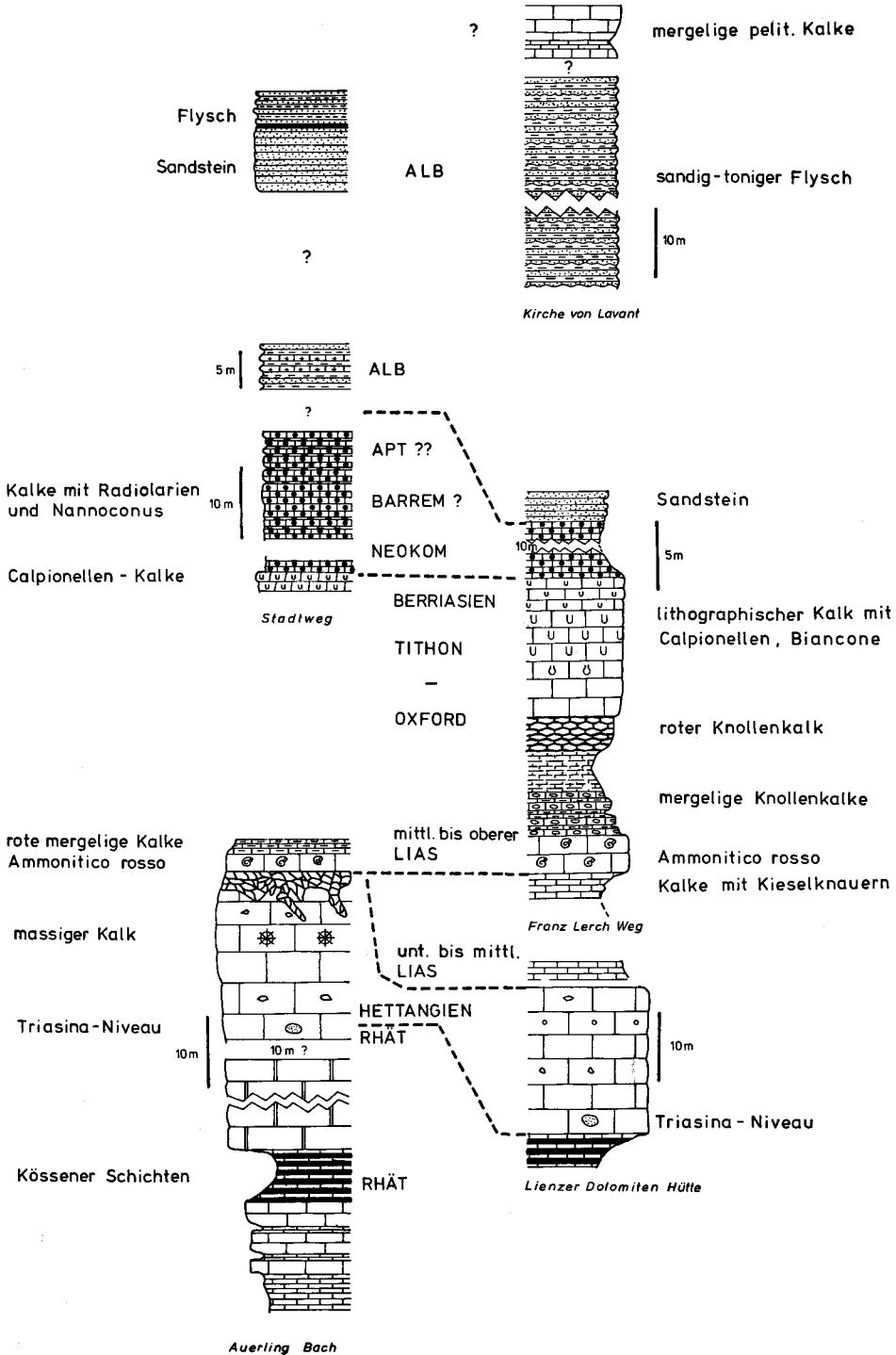


Abb. 14. Profile der jurassisch-kretazischen Abfolge der Lienzer Dolomiten. Bild nach MARIOTTI (1972).

wohl kaum wesentlich niedriger, wenngleich der höhere Biogengehalt (zahlreiche Benthonten) eventuell auf etwas flacheres Wasser hindeutet. Dies trifft insbesondere für die eingeschalteten Kalkbänke mit Korallen zu.

Als Ursache der zyklischen Sedimentation innerhalb der Kössener Schichten nimmt KÖHLER rhythmische Änderungen der Sedimentationsverhältnisse durch Änderung der Erosionsbedingungen im Hinterland an; hierfür sind nach KÖHLER in erster Linie eustatische Meeresspiegelschwankungen verantwortlich zu machen. KÖHLER denkt an Klimaänderungen, daneben gibt es jedoch noch andere in Frage kommende Verursacher eustatischer Meeresspiegelschwankungen (vgl. FORNEY, 1975; MÖRNER, 1976). Daneben weist KÖHLER auf eine möglicherweise ungleichmäßige Absenkung des Untergrundes hin.

3.5 Jurassisch-kretazische Abfolge der Lienzer Dolomiten

Nur in den Lienzer Dolomiten tritt eine zusammenhängende Abfolge von Sedimenten des Jura und der Kreide auf, vor kurzem neu bearbeitet durch MARIOTTI (1972). Aus diesem Grunde wird anstelle einer Beschreibung (die bei MARIOTTI nachgelesen werden kann) die Abfolge anhand von Profilen vorgestellt (Abb. 14), die aus MARIOTTI (Abb. 2) stammen. Auf paläogeographische Schlußfolgerungen wird in den Kapiteln 4.3, 5.3 und 6 eingegangen.

4. Die Stellung des Drauzuges innerhalb der Ostalpen

4.1 Problemstellung

Über die Lagebeziehungen der einzelnen ostalpinen Einheiten sowie über die Zuordnung zum „Oberostalpin“, „Mittelostalpin“ bzw. „Unterostalpin“ wie auch über die Berechtigung dieser Begriffe (insbesondere des „Mittelostalpins“) herrscht eine intensive Diskussion. Während TOLLMANN (u. a. 1963, 1975, 1976 b) das heute zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug gelegene zentralalpine Mesozoikum sowie dessen Basis zum allergrößten Teil als Mittelostalpin bzw. Unterostalpin ansieht, als ursprünglich nördlichste Einheiten, dem Penninikum benachbart, sind andere Autoren der Meinung, daß das zentralalpine Mesozoikum (ganz oder teilweise) ursprünglich zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug bzw. Südalpen gelegen habe (E. KRAUS, u. a. 1951; TRÜMPY, 1969; u. a.). Eine wiederum etwas abweichende Auffassung ist die, daß das „Mittelostalpin“ (sensu TOLLMANN) abschnittsweise einen Teil bzw. den Untergrund der Nördlichen Kalkalpen darstelle (z. B. CLAR, 1965). Vgl. hiezu auch die Abb. 15 und 16.

Gerade den Sedimenten fällt bei der Lösung dieser Frage die Schlüsselrolle zu. Während sich die einzelnen Kristallinareale kaum mit genügender Sicherheit vergleichen lassen und auch sonstige Vergleiche vielfach problematisch sind (vgl. Kap. 1), ist ein Vergleich der Sedimentabfolgen sehr wohl möglich. Allerdings sollte hier eine gewisse Vorsicht walten, da es leicht zu Überinterpretationen kommt. Greifen wir z. B. die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen, des Drauzuges und der Südalpen heraus. O. KRAUS (1969), SCHULZ (1970) und

TOLLMANN (1976 b: 39) weisen auf die Ähnlichkeit der Idealprofile aus den westl. Nördlichen Kalkalpen sowie aus dem Drauzug hin und auf die unterschiedliche Ausbildung des Profils von Raibl. Dies ist für SCHULZ und TOLLMANN ein Grund für die Annahme der ehemaligen Nachbarschaft von Drauzug und Nördlichen Kalkalpen sowie für die Abtrennung der Südalpen. Bei dieser Frage ist aber zu berücksichtigen, daß auch innerhalb der Nördlichen Kalkalpen die mittel- bis oberkarnischen Sedimente recht vielgestaltig sein können (man ver-

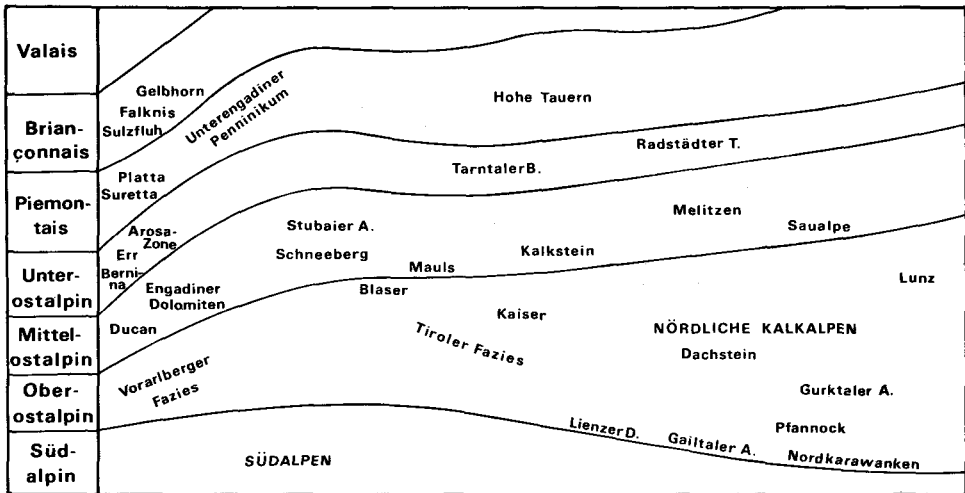


Abb. 15. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TOLLMANN (1963, 1965, 1975).

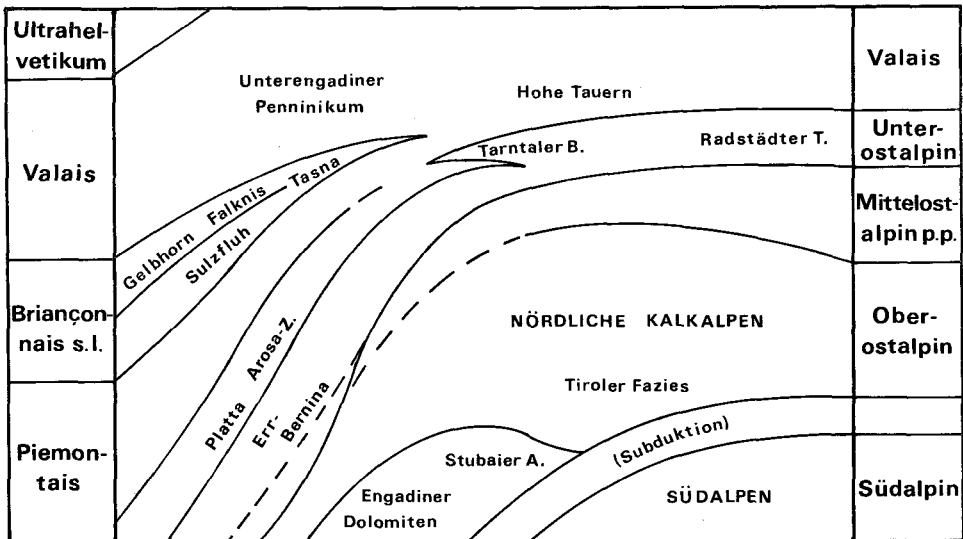


Abb. 16. Palinspastisches Schema der westlichen und zentralen Ostalpen nach TRÜMPY (1969).

gleiche beispielsweise den Hallstätter Bereich mit dem Gebiet von Lunz bzw. mit den westlichen Nördlichen Kalkalpen). Auch ist gerade das Beispiel der Raibler Schichten bei der Annahme eustatischer Meeresspiegelschwankungen (vgl. Kap. 3.42) nicht das günstigste. Wichtiger als bloße Profilähnlichkeiten ist die paläogeographische Situation, die bei der Rekonstruktion von Lagebeziehungen eine sinnvolle Faziesaneinanderreihung ergeben muß.

Folgende Positionen des Drauzuges erscheinen denkbar: (Unter- und Mittelostalpin wird im Sinne TOLLMANNs gebraucht, allerdings zunächst nur als paläogeographische Einheit):

- A) Unter- und Mittelostalpin, Drauzug, Nördliche Kalkalpen, Südalpen.
- B) Unter- und Mittelostalpin, Nördliche Kalkalpen und Drauzug, Südalpen.
- C) Unterostalpin, Nördliche Kalkalpen, Mittelostalpin, Drauzug, Südalpen.

4.11 Modell A

Gegen die Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Drauzug und Südalpen (von OBERHAUSER, 1964, kurzzeitig angenommen) sprechen insbesondere Faziesbeziehungen zwischen Drauzug und Südalpen sowie Faziesgegensätze mit dem Nordrand der Nördlichen Kalkalpen. Beispielsweise fehlen in den Nördlichen Kalkalpen terrigene, gröberklastische anisische Sedimente, während diese im Drauzug und in den Südalpen auftreten; zum Teil entspricht sich sogar die gesamte Profilabfolge weitestgehend (BRANDNER, 1972). Weiters treten im N der Nördlichen Kalkalpen während des Mittel- und Oberkarns salinar-lagunär entwickelte Raibler Schichten auf, während im S des Drauzuges Hinweise auf einen offenen Meeresbereich gegeben sind. Wichtig ist auch der Hinweis TICHYS (1975 a) auf Faunenbeziehungen zwischen Südalpen und Drauzug zur Zeit des Hauptdolomites. Entsprechende Faunen treten nach TICHY im Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen nicht auf.

4.12 Modell B

Diese Ansicht wird von TOLLMANN vertreten, der sich u. a. 1963 für Faziesbeziehungen des Drauzuges mit dem im N genau gegenüberliegenden Südrand der Nördlichen Kalkalpen ausspricht. Eines seiner Hauptargumente, das Auftreten von Dachsteinkalk ab dem Dobratsch gegen E (ANDERLE, 1951), ist inzwischen jedoch hinfällig geworden (KRAUS & OTT, 1968; COLINS & NACHTMANN, 1975), auch ist das Kristallin des Drauzuges, wie man heute weiß, die normale stratigraphische Basis der Sedimente. Dies sind einige der Gründe, warum sich in neuerer Zeit TOLLMANN für Beziehungen zu den etwas weiter westlich gelegenen Nördlichen Kalkalpen ausspricht (u. a. 1975, 1976 b), vor ihm schon STAUB (1924), VAN BEMMELEN (1961), SCHLAGER (1963) u. a. Betrachten wir nämlich den im N genau gegenüberliegenden Südrand der Nördlichen Kalkalpen, so ist tatsächlich kaum ein Vergleich möglich, treten doch dort u. a. Gutensteiner Kalke, karnische Hallstätter Kalke, Dachsteinkalke usw. auf. Die Permotriasabfolge der Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen hingegen weist zahlreiche Gemeinsamkeiten mit der Faziesabfolge des Drauzuges auf, die aus Kapitel 4.2 ersichtlich werden.

4.13 Modell C

Die eben getroffenen Feststellungen scheinen zunächst eine weitere Diskussion über die Einwurzelung des Mittelostalpins zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug von vorneherein zu erübrigen. Andererseits genügt aber, wie wir eingangs erwähnt haben, ein reiner Vergleich einzelner Profilabfolgen nicht, wenn nicht gleichzeitig die paläogeographische Situation mitberücksichtigt wird. Die Paläogeographie des Drauzuges ist durch ein im N bzw. NW während der Trias gelegenes Festland (bzw. Schwellenzone) geprägt, das u. a. für die Schüttung klastischen Materials verantwortlich ist.

Eine ähnliche paläogeographische Situation ist für den Westteil der Nördlichen Kalkalpen anzunehmen (vgl. Kap. 4.3). Am Nordrand der westlichen Nördlichen Kalkalpen läßt sich stärkerer Festlandseinfluß erkennen, am Südrand bzw. im Zentralbereich waren eher Bedingungen eines offeneren Meeres gegeben.

Die stärker terrigen beeinflusste „Nordfazies“ des Drauzuges läßt sich demnach nicht unmittelbar mit der stärker marinen „Südfazies“ im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen verbinden. Die terrigene Beeinflussung der Drauzug-Trias weist auf ein Kristallin-Liefergebiet hin. Dieses mag anfangs noch eine Quarzporphyrauflagerung (Quarzporphyrgerölle bzw. Porphyrquarze in der Postvariscischen Transgressions-Serie sowie im klastischen Anis des Drauzuges) gehabt haben, die möglicherweise in der Folge weitgehend entfernt wurde. Auch ist eine lückenhafte Triasauflagerung auf dem Kristallin denkbar. Diese sollte insbesondere, übereinstimmend mit der weiten Verbreitung, aus lagunären, mittel- bis obertriadischen Kalken bzw. Dolomiten bestehen. Gerade diese Charakterisierung trifft aber auf das Mittelostalpin TOLLMANN'S zu. Die Anordnung eines Teiles des Mittelostalpins südlich der Nördlichen Kalkalpen würde der Vorstellung TRÜMPY'S (1969) entsprechen (vgl. Abb. 16). Mittelostalpine Gebiete (sensu TOLLMANN) wie Silvretta, Ötztaler Alpen, insbesondere aber das Kristallin südlich der Hohen Tauern (Kreuzeck-Gruppe, etc.) könnten also das gesuchte Liefergebiet klastischen Materials während der Permotrias darstellen.

4.2 Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der Permotrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen

Die postvariscische Abfolge (Perm bis Untertrias) transgrediert im Montafon auf dem Kristallin der „Phyllitgneisdecke“. Zumeist ist die Kristallin-Basis jedoch nicht mehr erhalten (westliches Tirol), während ab dem östlichen Tirol die paläozoische Grauwackenzone die Basis der permotriadischen Abfolge darstellt.

Die Transgressions-Serie ist nach MOSTLER (1972 d) im Rhätikon überwiegend aquatisch entstanden, kurzzeitig wirkten sich eindeutig marine Ingressionen aus (vgl. auch FELLERER, 1966; WESTRUP, 1970). Gegen E verstärkt sich der marine Einfluß (EISBACHER, 1963; MOSTLER, 1972 c). Die Werfener Schichten des Gebietes östlich Saalfelden stellen eine weitgehend marine Abfolge dar.

Schüttungsrichtungen sind erst aus höheren Abschnitten der Transgressions-Serie bekannt. Zwischen Innsbruck und Saalfelden konnte EISBACHER eindeutig südgerichtete Schüttungen nachweisen.

Eine klastisch beeinflusste, lagunäre Entwicklung oberskythisch-unteranisichen Alters (Punt-la-Drossa-Schichten, Reichenhaller Schichten) vermittelt zum überlagernden „Alpinen Muschelkalk“ anisich-ladinischen Alters und zeigt die Bildung einer weitgespannten Plattform als Folge der fortschreitenden Transgression an.

Im unteren und mittleren Anis macht sich, ähnlich wie im Drauzug, wieder ein gewisser Festlandseinfluß bemerkbar (feinklastisches Material des Virgloria-kalkes, vgl. Kap. 3.311). Der Aufbau einer Karbonatplattform beendet das reiche Bodenleben. Diese Plattform des „Steinalmkalkes“ nimmt den größten Teil der westlichen Kalkalpen ein (vgl. HIRSCH, 1966; SARNTHEIN, 1965, 1966; FRISCH, 1975; KOBEL, 1969; KUBANEK, 1969; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a).

Im Oberanis kommt es zur Absenkung weiter Bereiche („Reiflinger Wende“ nach SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974), die Fazies der Reiflinger Schichten stellt sich ein. Klastische Übergangsbildungen, zum Teil mit Onkoiden, im Hangenden crinoidenreich, vermitteln zwischen den beiden Ablagerungsräumen und zeigen, ebenso wie der von Vorarlberg bis Niederösterreich zu beobachtende Glaukonitgehalt, die fortschreitende Transgression an (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a und in Vorbereitung).

Die Reiflinger Schichten sind, generell gesehen, typische Beckensedimente, die Wassertiefe betrug wahrscheinlich einige hundert Meter (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976, BECHSTÄDT et al., im Druck b). Das nachgewiesene oberanisich-ladinische Alter bedingt, daß die kalkige Beckenfazies der Reiflinger Schichten gleich alt ist wie beträchtliche Teile von sowohl Wetterstein-Riffkalk als auch mergeliger Beckenfazies der Partnachschichten. Von Bedeutung ist ferner die Einschaltung tuffitischen Materials (pietra verde), das ebenso wie die kalkige Beckenfazies vom höheren Anis bis ins höhere Ladin reicht.

Das Riffwachstum war erst jetzt möglich, nach der Herausgestaltung der Beckenbereiche und der dadurch bedingten besseren Durchlüftung. Als Ansatzpunkt der Riffentwicklung dienten wahrscheinlich einzelne, von der Absenkung verschont gebliebene Teile der ansonsten abgesunkenen Plattform des „Steinalmkalkes“. Die Riffe wachsen, mit Ausnahme des nördlichsten, allseitig vor und bilden Atolle (vgl. SARNTHEIN, 1967; OTT, 1967; WOLFF, 1973; ENDERS, 1974; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976). Die Ausbreitung der Riffe über die benachbarten Beckenbereiche hinweg bedingt ein Zusammendrängen auf schmale „Wasserstraßen“ (z. B. Bereich Garmisch), eine wesentlich schlechtere Durchlüftung resultiert, dies bewirkt das langsame Ende des Riffwachstums.

Eine abweichende Situation ist im Vorarlberger Raum gegeben. Hier existierte zunächst ein sehr breites Partnachbecken, im E (östlich des Arlbergs) und im W (Riffausläufer der Drei-Schwestern-Schuppe, vgl. KOBEL, 1969) von einem Riffkomplex gesäumt, der wahrscheinlich im S miteinander verbunden war.

Dieser Beckenbereich wurde ab dem mittleren Ladin von der Abschnürung stark in Mitleidenschaft gezogen, lebensunfreundliche Bedingungen stellten sich ein (vgl. HIRSCH, 1966; KOBEL, 1969; KRANZ, 1973). In der Folge wird das Becken zwar langsam aufgefüllt (untere und mittlere Arlbergschichten), schließlich stellt sich sogar Flachwassersedimentation ein (obere Arlbergschichten), ohne

daß aber ein Riffbereich zwischen dem Becken im Liegenden und dem hypersalinen Lagunenbereich im Hangenden vermittelt.

Die mittel- bis oberkarnischen Raibler Schichten bestehen, weitgehend ähnlich den entsprechenden Gesteinen des Drauzuges, aus einer Wechsellagerung von Schieferhorizonten (Tonschiefer, Mergel, Sandstein) und Karbonatfolgen (vgl. JERZ, 1965, 1966; HARSCH, 1970). Der Ablagerungsraum der Raibler Schichten kann nach JERZ und HARSCH in einzelne Bereiche untergliedert werden:

a) eine Nord- und Westfazies, die reichlich Sandsteinbänke aufweist und im höheren Teil evaporitisch ist. Beide Faktoren können auf größere Landnähe zurückgeführt werden.

b) eine küstenfernere Zentralfazies, die ihre größte Mächtigkeit im Bereich der ehemaligen Partnach-Becken erreicht, z. B. im Garmischer Raum. Hier besitzt der 1. Schieferhorizont eine um etwa 100 m größere Mächtigkeit als über Wettersteinkalk, dies weist (unter Berücksichtigung der Kompaktion) auf Wassertiefen der Partnachschichten am Ende ihrer Ablagerung von etwa 150 bis 200 m hin. Für den Beginn der Partnachsedimentation sind wahrscheinlich etwas größere Wassertiefen anzunehmen (BECHSTÄDT et al., im Druck b).

Die Zentralfazies enthält reichlich Onkkoide („*Sphaerocodium*“), daneben Austern und Echinodermen und zeigt somit günstigere Lebensbedingungen in einem etwas küstenferneren, offeneren Meeresbereich an.

c) die Südfazies, die auf Teile des südlichen Rhätikons beschränkt ist. Die Raibler Schichten erreichen hier nur geringe Mächtigkeiten.

Diese unterschiedlichen Mächtigkeiten, zusammen mit der Verteilung der Schwermineralien (JERZ, 1966; SCHULER, 1968, 1971; HARSCH, 1970), sprechen für eine Gliederung des Ablagerungsbereiches einerseits, unterschiedliche Liefergebiete andererseits. Das im N gelegene Liefergebiet war dem heutigen Verbreitungsgebiet der Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen wohl etwas näher als ein im S vermutetes, aber nicht ganz gesichertes Liefergebiet. Unter großen Vorbehalten geben JERZ und SCHULER Hinweise auf die ungefähre gesteinsmäßige Zusammensetzung des südlichen Abtragungsbereiches (verschiedene magmatische bzw. metamorphe Gesteine).

Die Hauptschüttungen von dem im N gelegenen Liefergebiet zeigen einen relativ einheitlichen Abtragungsraum an, bestehend aus granatreichen Metamorphiten im W; östlich der Kampenwand sind saure Eruptiva als Liefergebiet zu vermuten.

Über den Raibler Schichten folgt das ultra-back-reef (A. G. FISCHER, 1964) des norischen Hauptdolomites. Der Ablagerungsraum lag vielfach innerhalb des Gezeitenbereiches, über weite Profilabschnitte ist aber auch mit Wassertiefen von einigen Zehnermetern zu rechnen (vgl. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970; CZURDA & NICKLAS, 1970; SCHERREIKS, 1971). Insbesondere im mittleren Hauptdolomit treten bituminöse Lagen auf, die auf stärker stagnierende Bedingungen im Sedimentationsgebiet hinweisen. Nach CZURDA (1972) entstanden die bituminösen Gesteine teils im Flachwasser, teils in etwas tieferen Bereichen („Kolkfazies“ von z. B. Seefeld). Gegen N hin ist eine stärker terrigene Beeinflussung anzu-

nehmen („Bunter Keuper“, vgl. u. a. TOLLMANN, 1976 a), ein Überblick findet sich bei SCHERREIKS.

Im Hangenden des Hauptdolomites stellt sich infolge etwas stärkerer Absenkung und in Zusammenhang mit einer etwas größeren terrigenen Beeinflussung die Fazies der Kössener Schichten ein (wahrscheinlich Obenor bis Rhät), die von den meisten Autoren als relativ flacher Beckenbereich interpretiert wird; die Ablagerungstiefen sollen nach URLICHS (1972) etwa 30 bis 50 m erreicht haben. Zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten schaltet sich vermittelnd der Plattenkalk ein.

Mit den Kössener Schichten verzahnt sich der Rhätolias-Riffkalk, der auf einzelnen Schwellen innerhalb des Faziesraumes der Kössener Schichten aufsitzt und sich vielfach etwas über die benachbarte Beckenentwicklung ausdehnt (vgl. FABRICIUS, 1966; WESTRUP, 1970; OTTE, 1972). Eine Karte der Riff-Becken-Verteilung, auf der Grundlage der gebundenen Tektonik, wird von FABRICIUS (1967) gegeben. Von einem im S anzunehmenden offeneren Meeresbereich (Zentralriffe nur im S!) greifen Beckenbereiche in die Riff-Areale hinein. Der Riffabschnitt läßt sich in Vorriff, Zentralriff usw. gliedern (vgl. OHLEN, 1959; FABRICIUS, 1962, 1966, 1967; WOLFF, 1967; ZANKL, 1971). Am Nordrand des Riffbereiches, am Übergang zu einem Nordbecken, tritt eine Oolith-Fazies auf. In die Sedimente des Nordbeckens sind, in Nachbarschaft zur Riff-Plattform, immer wieder Oolithe eingeschaltet, zurückzuführen auf Schüttungen.

4.3 Stellt der Drauzug die ehemalige Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dar?

Stellt man das Profil der Postvariscischen Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen (Abb. 2) neben das von MOSTLER (1972 c) gegebene Profil der permotriassischen Abfolge aus dem Raum Wörgl-Hochfilzen, so ergeben sich zahlreiche, bemerkenswerte Übereinstimmungen. Die Ähnlichkeit der Profile ist wesentlich größer als die zwischen Permoskyth-Profilen der östlichen und westlichen Nördlichen Kalkalpen. Speziell hervorzuheben sind die Äußerungen eines sauren Vulkanismus, die sich im Montafon sogar in Quarzporphyrlagen manifestieren (MOSTLER, 1972 d). Wichtig sind ferner Gipseinschaltungen im oberskythischen Sandstein des Tiroler Raumes.

Die etwa mit der Anisbasis einsetzende Abfolge des „Alpinen Muschelkalkes“ stimmt in Drauzug und westlichen Nördlichen Kalkalpen zunächst weitgehend überein (Virgloriakalk bzw. Flaser-Wurstelkalk-Folge). Etwas abweichend ausgebildet ist die „Sonderentwicklung“ der gipsführenden Tonschiefer und Dolomite des Dobratsch-Bereiches, die allerdings gewisse Anklänge an das skythische Haselgebirge im Gebiet von Reichenhall besitzt (SCHAUBERGER & ZANKL, 1976).

Die im westlichen Drauzug ausgebildeten Sandsteinvorkommen fehlen in den Nördlichen Kalkalpen (treten aber auch im östlichen Drauzug nicht auf). Dem Steinalmkalk der Nördlichen Kalkalpen entspricht als Flachwasserbildung das „Dolomitische Zwischenniveau“ im Drauzug; die Plattformentwicklung der Nördlichen Kalkalpen zeigt jedoch wesentlich lebensfreundlichere Bedingungen an (div. Algen, Brachiopoden, Crinoiden). Auf Grund der hauptsächlich aus N

o. bzw. NW erfolgten klastischen Schüttungen (vielfach mit Pflanzenhäcksel) des „Alpinen Muschelkalkes“ des Drauzuges muß für diesen größere Landnähe postuliert werden als für den gleichalten Abschnitt der westlichen Kalkalpen. Diese Befunde sprechen gegen einen Anschluß des Drauzuges im S der westlichen Nördlichen Kalkalpen, lassen jedoch eine Anbindung des *östlichen* Drauzuges an die *westlichsten* Nördlichen Kalkalpen offen. Nach dieser Vorstellung würde der Drauzug die Westfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen darstellen.

Die in den gesamten Nördlichen Kalkalpen auftretenden kieselknauerführenden Filamentkalke der Reiflinger Schichten (mit eingeschalteten Tuffen und Tuffiten) können mit bestimmten Sedimenttypen der „Buntkalke“ der Dobratsch-Südseite verglichen werden. Deutlicher ist jedoch die Ähnlichkeit zwischen den Partnachschichten und Arlbergschichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen einerseits, den Partnachschichten sowie „Fellbacher Kalken“ des Drauzuges andererseits. Auffallend ist, daß echte Partnachschichten nur im E des Drauzuges auftreten, in den westlichen Kalkalpen aber auch aus den westlichsten Vorkommen bekannt sind. Dies ist mit ein Hinweis auf hier bestehende enge Verbindungen. Beidesmal leitet in weiten Bereichen eine Beckenfazies allmählich in eine Flachwasserfazies über, ohne daß ein Riff zwischengeschaltet wäre, beidesmal war die Zirkulation also bereichsweise schlecht. Im Drauzug zeigt die abgeschnürte Beckenentwicklung (z. T. mit Beckenevaporiten) im N sowie die nur gegen S vorstoßenden Riffe einen offeneren Meeresbereich im S und einen Festlands- bzw. Schwellenbereich im N an. Auch in den westlichen Nördlichen Kalkalpen wachsen die südlichen Riffe nach S hin vor, Hinweis auf einen vorgelagerten Beckenbereich mit besserer Durchlüftung. Dies ist der Grund, warum der abgeschnürte Nordbereich des Drauzuges zu dieser Zeit nicht im S der westlichen Kalkalpen angeschlossen werden kann. Daneben ist im Tiroler Raum, im Gegensatz zum Drauzug, jedoch auch nordgerichtetes Wachstum der Wetterstein-Atolle zu beobachten. Der Drauzug entspricht faziell etwa den Bereichen, die am Nordrand der Kalkalpen auftreten. Bei einer Anordnung des Drauzuges als Verlängerung der westlichen Kalkalpen bereitet die geschilderte paläogeographische Situation keine Schwierigkeiten.

Zur Zeit der Raibler Schichten sind nun aber Anzeichen für ein im S der westlichen Kalkalpen gelegenes Liefergebiet bekannt (vgl. Kap. 3.42). Lag also doch eine Schwellenzone zwischen Drauzug und westlichen Kalkalpen? Oder handelt es sich um einen Inselbereich, der südlich des östlichen Drauzuges und der westlichen Kalkalpen lag? Nach dieser Vorstellung müßten im östlichen Drauzug Hinweise auf ein südliches Liefergebiet, Schüttungen aus südlicher Richtung, zu erwarten sein. Genau dies wird von O. KRAUS (1969 : 17), der von einer anderen paläogeographischen Vorstellung ausgeht, angenommen. Bis jetzt haben wir also keinen Hinweis darauf erhalten, daß der Drauzug nicht die ehemalige Westfortsetzung der westlichen Nördlichen Kalkalpen darstellen kann.

Im östlichen Drauzug tritt weiters, anders als im Zentralteil der Nördlichen Kalkalpen, kein Dachsteinkalk auf. Bei einer Anordnung des Drauzuges im W

der Nördlichen Kalkalpen läßt sich die durchlaufende Hauptdolomitentwicklung problemlos erklären.

Plattenkalk und Kössener Schichten des Drauzuges sprechen erneut für ein Liefergebiet im N bis NW des Drauzuges, während zur Kössener Zeit im S der Nördlichen Kalkalpen ebenfalls ein offener Meeresbereich anzunehmen ist: hier tritt eine Riffbarriere auf. Ähnlichkeiten der Kössener Schichten des Drauzuges und der westlichen Nördlichen Kalkalpen werden bei TOLLMANN (1975) erwähnt (vgl. Kap. 4.5). Wiederum wäre also ein Anschluß des Drauzuges allenfalls westlich der Nördlichen Kalkalpen denkbar.

Nach MARIOTTI (1972) vermittelt die jurassisch-kretazische Schichtfolge der Lienzener Dolomiten zwischen jener der Nördlichen Kalkalpen und jener der Südalpen. Diese Feststellung des Autors wird jedoch nicht weiter präzisiert. Von Bedeutung ist insbesondere, daß im Alb eine „Flyschabfolge“ auftritt, die nach MARIOTTI von N her geschüttet wurde. Ähnliche Sedimente treten im W der Nördlichen Kalkalpen auf (vgl. ZACHER, 1966). OBERHAUSER (1963) wies auf fazielle Beziehungen zu den „Cenomanschiefern“ der Nördlichen Kalkalpen hin. Dies scheint zunächst in einem gewissen Gegensatz zu dem oben diskutierten Modell zu stehen, demzufolge ja eher Gemeinsamkeiten zwischen westlichen Nördlichen Kalkalpen und östlichem Drauzug zu erwarten wären. Andererseits ist aber zu berücksichtigen, daß zur Kreidezeit die Position beider Bereiche möglicherweise nicht mehr die gleiche war, wie während der Trias.

Die vorgebrachten Argumente lassen eine Position des Drauzuges als westliche Verlängerung der Nördlichen Kalkalpen möglich erscheinen. Berücksichtigt man, daß das heutige Westende der Nördlichen Kalkalpen wohl einen Erosionsrand darstellt, so würde sich eine Verschiebung zwischen Nördlichen Kalkalpen und Drauzug in der ungefähren Größenordnung von 300 km ergeben. Im folgenden soll deshalb von einem „Transversalverschiebungsmodell“ gesprochen werden. Hierauf wird im Kapitel 6 näher eingegangen.

4.4 Waren Drauzug und Nördliche Kalkalpen durch eine Schwelle getrennt?

Folgt man dem „Schwellenmodell“, so ist eine Schwellenzone im N der Nördlichen Kalkalpen anzunehmen (Pennin mit vorgelagertem Unterostalpin) sowie ein Abtragungsbereich im S der Nördlichen Kalkalpen. Weiter gegen S voranschreitend folgen Drauzug sowie Südalpen. Im E ist eine Meeresverbindung zwischen östlichen Kalkalpen und Drauzug denkbar. Die weitgehende Übereinstimmung in der stratigraphischen Abfolge wäre in diesem Fall allein durch die ähnliche paläogeographische Gesamtsituation der beiden hintereinanderliegenden Meeresbereiche (mit jeweils einem Festland im N) bedingt, eine Vorstellung, die bei der teilweise sehr weitreichenden Ähnlichkeit vieler Schichtglieder jedoch Schwierigkeiten bereitet. Die Paläogeographie der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges läßt sich mit dieser Vorstellung vereinbaren, jedoch nur dann, wenn eine ehemals große Breite des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen angenommen wird. Diese Breite wird benötigt, um bis in den äußersten W ausreichende Zirkulation für beispielsweise Riffwachstum zu erhalten. Folgt

man dieser Annahme, dann müßte heute der Südteil dieses kalkalpinen Bereiches verschwunden sein.

Die erwähnte Schwellenzone könnte sein:

a) ein Kristallgebiet, eventuell mit einer gewissen Sedimenthülle, das nicht dem Mittelostalpin TOLLMANNs entspricht. TOLLMANN nimmt (1972, 1976 a) auf Grund der von Münchner Seite erarbeiteten Paläogeographie der Raibler Schichten eine nur zeitweise zwischen Kalkalpen und Drauzug vorhandene Schwelle an. Andererseits postuliert TOLLMANN (1975) auf Grund seiner Untersuchungen im Stangalm-Mesozoikum ein in diesem Bereich zwischen Nördlichen Kalkalpen („Nord-Oberostalpin“) und Drauzug („Süd-Oberostalpin“) gelegenes „Zentral-Oberostalpin“, das insbesondere die Gurktaler Decke umfaßt. Auf Grund der paläogeographischen Situation des Drauzuges muß aber im N dieses Gebirges eine Schwellenzone nicht nur während der Raibler Zeit bestanden haben, sondern ist für die gesamte Trias anzunehmen. Da nach TOLLMANN (1963, usw.) im N des Drauzuges kein oberostalpin Kristallin vorhanden ist, müßte dieses vollständig entfernt sein, was wenig wahrscheinlich erscheint. Denkbar ist jedoch, daß einige der von TOLLMANN als „mittelostalpin“ angesprochenen Gebiete richtiger dem 1975 neugeschaffenen „Zentral-Oberostalpin“ anzugliedern sind.

b) das Mittelostalpin (sensu TOLLMANN), das eventuell noch durch weitere Kristallgebiete, z. B. die Gurktaler Decke, zu erweitern ist.

Zwischen beiden Vorstellungen besteht nur ein gradueller Unterschied, beidesmal wird mittelostalpin Kristallin als Bestandteil der im N des Drauzuges gelegenen Schwellenzone benötigt. Hiefür käme in erster Linie (ganz oder teilweise) das Kristallin südlich des Tauernfensters in Betracht. Wichtig hiefür ist die Feststellung LAHUSENS (1972) der weitgehenden Übereinstimmung des Paläozoikums von Goldeckgruppe (Drauzug) und Kreuzeckgruppe (nach TOLLMANN Mittelostalpin). Darauf hinzuweisen ist, daß diese Position des Kristallins sowohl mit dem Schwellen- als auch dem Transversalverschiebungsmodell zu vereinbaren ist. Beide unterscheiden sich ja hauptsächlich in der Position der Nördlichen Kalkalpen zu den übrigen Einheiten, die hier ohne Belang ist.

TOLLMANN (1963) hatte das Kristallin südlich des Tauernfensters im N der Nördlichen Kalkalpen eingewurzelt. Hauptargument ist die Faziesverwandtschaft zwischen unter- und mittelostalpinen Serien. Dieser Verfahrensweise folgend soll untersucht werden, ob die Faziesausbildung der mittelostalpinen und der Gurktaler Permtrias mehr für das Schwellenmodell spricht, oder mehr für das Modell einer Transversalverschiebung.

4.5 Das mittel- und oberostalpine Permomesozoikum der Zentralalpen

Einige kleinere Reste von Permomesozoikum (Stalleralm, Gödnachgraben, Gnoppitztörl, Becken von Klagenfurt), sämtliche von TOLLMANN (1963) erwähnt, werden hier nicht besprochen, da sie zu wenig aussagekräftig sind; nicht behandelt wird ferner die problematische Abfolge der Stammerspitze, die nach TRÜMPY (u. a. 1975) am ehesten Unterostalpin darstellt. Auch auf die permisch-triadische Sedimentabfolge auf dem Rücken der Silvretta-Decke (Übersichtsprofil bei GWINNER, 1971 : 34) wird hier nicht eingegangen, da eine Neubear-

beitung dieses Raumes durch das Zürcher Geologische Institut derzeit im Gange ist. Die Abfolge weist nach TRÜMPY (frdl. briefl. Mitt. 1978) zahlreiche Parallelen zu jener des Drauzuges auf.

4.51 Engadiner Dolomiten und Ortler

Die neuere Literatur über diesen Raum ist insbesondere in SCHMID (1973), DÖSEGGER & MÜLLER (1976) und BAUMANN (1976) aufgeführt. Für unsere Fragestellung ist das von DÖSEGGER & MÜLLER gegebene Profil von Interesse. Während der gesamten Trias ist eine Flachwasserfazies anzunehmen. Nach dem permischen, wahrscheinlich von S her gelieferten (TRÜMPY & DÖSEGGER, 1972) „Münstertaler Verrucano“ folgen im Anis verschiedenfarbige Kalke und Kalkschiefer, Rauh- wacken, Dolomite, seitlich vertreten durch dunkle Dolomite mit Rippelmarken, Laminationen, Wühlgefügen (Anklang an Virgloriakalk). Daneben kann noch ein heller, braunrostig anwitternder, oft stärker detritischer Dolomit große Teile des Anis vertreten. Der fossilreiche Dolomit enthält Brachiopoden, Crinoiden usw. Wichtig sind Sandlagen, die von verschiedenen Bearbeitern (vgl. 4.56) beschrieben werden. Die Abfolge wird von hellen bis dunklen, *Diplopora annu- lata* führenden Dolomiten des Ladins überlagert. Im Liegenden (wohl höheres Anis bis tieferes Ladin) treten blutrote Tuffe und Tuffite auf: dies stimmt recht gut mit dem oberanisischen bis ladinischen Alter des Vulkanismus in Nördlichen Kalkalpen und Drauzug überein. Ähnliche Tuffe in gleicher stratigraphischer Position werden auch aus dem Gebiet des Jaggl (vgl. 4.52) beschrieben. Die Tuff-Führung spricht nach TOLLMANNs eigenen Worten (1963 : 159) gegen die Zuordnung zum Mittelostalpin: nur für die im Karn auftretenden Tuffe gesteht TOLLMANN diesem Raum eine Sonderstellung zu. Gerade das karnische Alter von Tuffen und Tuffiten zeigt aber andererseits Beziehungen zu den Südalpen westlich der Etschbucht (vgl. Kap. 5.2), und kann als Hinweis darauf gewertet werden, daß das Gebiet der Engadiner Dolomiten nicht durch die Nördlichen Kalkalpen von den Südalpen getrennt war, wie es sich TOLLMANN vorstellt.

Wichtig ist, daß aus den Engadiner Dolomiten sowie aus dem übrigen mittel- ostalpinen (sensu TOLLMANN) Mesozoikum keine Beckensedimente zur Zeit des Oberanis bis Ladins bekannt sind (vgl. auch GEYSSANT, 1973). Betrachtet man die Faziesentwicklung im westlichen Drauzug (siehe Abb. 6), so erkennt man das deutliche Zurücktreten der Beckenfazies sowie das Aussetzen der Riffbil- dungen. Das Ladin wird insbesondere durch Diploporendolomite sowie bankige, sterile Dolomite vertreten, einen im Mittelostalpin verbreiteten Faziestyp.

Über klastisch-brecciösen, aber auch karbonatischen Sedimenten des mittleren und höheren Karns („Raibler Schichten“) folgen Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten sowie jurassische Gesteine, unter denen insbesondere die All- gäu-Schichten auffallen.

Die Engadiner Dolomiten und das Ortler-Gebiet könnten faziell als eine westliche (nordwestliche) Verlängerung des Drauzuges angesehen werden. Auf Ähnlichkeiten beider Abfolgen wies u. a. schon SCHLAGER (1963) hin. Die Unter- schiede der Faziesfolge sind keinesfalls größer als beispielsweise innerhalb des

Drauzuges zwischen Dobratsch und Lienzer Dolomiten. Diese Aussage läßt sich sowohl mit dem Schwellenmodell als auch mit dem Modell einer Transversalverschiebung vereinbaren (vgl. Kap. 6).

4.52 Gebiet des Jaggl und von Plawen

Im Hangenden des Plawen-Kristallins folgt (vgl. RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975, mit weiterer Literatur) der „Alpine Verrucano“, abgelöst von einer klastisch-dolomitischen Serie, den sogenannten Wechselschichten. Diese können recht gut mit der Fuorn-Formation (DÖSEGGER & MÜLLER, 1976) der Engadiner Dolomiten verglichen werden. Darüber folgt eine ins Anis zu stellende Dolomit-Serie mit *Physoporella pauciforata*, sodann Arkose-Sandsteine (vgl. 4.56) und darüber ein crinoidenführender Dolomit mit Tuffniveaus. Die höheren Anteile der Abfolge werden von einer kalkig-schiefrigen Serie eingenommen, überlagert von ladinischen Diploporendolomiten (wiederum mit Tuffen), schließlich von einer ins Karn zu stellenden Rauhacke. Die Abfolge entspricht weitgehend jener der benachbarten Engadiner Dolomiten.

Nach RICHTER & ZINKERNAGEL stellt die Postvariscische Transgressions-Serie („Alpiner Verrucano“) sowie die Fuorn-Formation („Wechselschichten“) in ihrem klastischen Anteil kein Aufarbeitungsprodukt des liegenden Kristallins dar, vielmehr ist eine Herkunft aus einem Porphyrgbiet anzunehmen (? Raum Lugano).

In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, daß auch die Postvariscische Transgressions-Serie des Drauzuges sehr reich an porphyrischem Material ist. Dies ist auffallend, fehlt doch in den gleichalten Sedimenten der Karnischen Alpen Aufarbeitungsmaterial des Quarzporphyrs völlig (vgl. Kap. 5.2).

Im Jaggl-Gebiet enthält aber auch die „Dolomitsandsteinfoolge“ (Arkose-Sandsteine), die den *Pauciforata*-Dolomit überlagert, Porphyrmaterial. Dies zeigt wiederum starke Anklänge an die anisische, klastisch beeinflusste Abfolge der Lienzer Dolomiten bzw. der Gailtaler Alpen.

Ähnlichkeit besteht auch in der ladinokarnischen Abfolge, die im Gebiet des Jaggl und in den Lienzer Dolomiten insbesondere durch plattige bis bankige, relativ sterile Dolomite repräsentiert wird.

Ebenso wie schon der Ortler und die Engadiner Dolomiten kann auch das Gebiet des Jaggl und von Plawen als westliche bzw. westnordwestliche Fortsetzung der Lienzer Dolomiten aufgefaßt werden.

4.53 Das Brenner-Permomesozoikum

Innerhalb der Sedimentabfolge auf dem Ötztalkristallin lassen sich nach GEYSANT (1973) drei verschiedene Einheiten voneinander unterscheiden:

a) eine meist schwach metamorphe Serie, die aus „Alpinem Verrucano“ (vielfach auf dem Ötztaler Kristallin transgredierend), darüber, nach einer Rauhackenzwischenlage, aus einer kalkig-dolomitischen, ins Anis gestellten Abfolge besteht. Im Hangenden folgt Wettersteindolomit, der nach SARNTHEIN (1965) örtlich als Riff-Fazies vorliegt (Pfriemeswand). Der Dolomit wird von einer tonig-sandigen Fazies („Raibler Schichten“) sowie dem mächtigen

Hauptdolomit abgelöst. Schließlich folgt eine metamorphe, aus Phylliten und Marmoren bestehende Serie, die in den Jura gestellt wird.

b) eine nur in Schuppen vorhandene, nicht metamorphe Serie, die am besten im Profil nördlich der Pfriemeswand erschlossen ist. Sie besteht aus einer kalkig-mergeligen Abfolge von „Alpinem Muschelkalk“ und aus mergelig-kalkigen Gesteinen, die mit den Partnachschichten verglichen werden und eine unterkarnische Ammonitenfauna geliefert haben (vgl. hierzu die Anmerkungen bei OTT, 1972 a). Nach GEYSSANT besteht zwischen den Partnachschichten und dem überlagernden Wettersteinkalk ein tektonischer Kontakt, die Abfolge würde also eine „Scheinserie“ darstellen. Eine tektonische Fläche wird auch an die Basis der Abfolge gelegt. Diese wird von GEYSSANT als überschobenes Oberostalpin gedeutet. Eine „Einwicklung“ (TOLLMANN, 1975) liegt jedoch nicht vor, die Serie ist nicht invers. Die unter a genannte Abfolge, die mit dem Kristallin vielfach in normalem stratigraphischen Verband steht, wird als Mittelostalpin (GEYSSANT, TOLLMANN) angesprochen.

c) eine ebenfalls unmetamorphe Abfolge, die nach TOLLMANN (1963), GEYSSANT (1972), TURINSKY (1976) u. a. ebenfalls oberostalpin ist. Diese „Blaser-Decke“ nimmt die hangenden Bereiche des Brenner-Mesozoikums ein. Die Abfolge besteht aus Hauptdolomit, Kössener Schichten, Rhätoliaskalk und bunten, ammonitenreichen liassischen Kalken, die im Hangenden abgelöst werden durch rote Mergel. Das von TURINSKY kürzlich näher beschriebene Profil der Kesselspitze läßt sich aber nicht nur, wie TURINSKY und seine Vorgänger es versuchten, mit der obertriadisch-liassischen Sedimentabfolge der Nördlichen Kalkalpen vergleichen, mindestens ebenso berechtigt ist ein Vergleich mit der von MARIOTTI (1972) kürzlich neu beschriebenen Abfolge der Lienzer Dolomiten.

SARNTHEIN (1967) versuchte auf der Basis relativer Autochthonie eine Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. Da am Südrand der Kalkalpen (vgl. auch BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976) ein Partnachbecken anzunehmen ist, im N gesäumt von einem Riffkomplex, ist auch im S dieses Beckens ein Riffbereich zu vermuten. Nach SARNTHEIN handelt es sich hierbei um das Riff der Kalkkögel, das an der Pfriemeswand über die vorgelagerte mergelige Beckenentwicklung hinwegwächst. SARNTHEIN denkt hier also, im Gegensatz zu GEYSSANT, an eine im wesentlichen ungestörte Abfolge. Andererseits könnte der nach GEYSSANT u. v. a. evidente Nordschub der Ötztal-Einheit eine Überschiebung der ursprünglich wenig weiter im N gelegenen Partnachschichten bewirkt haben.

Die Blaser-Decke läßt sich mit beiden Vorstellungen, dem Schwellenmodell wie auch dem Transversalverschiebungsmodell, vereinbaren. Die Metamorphose der (sensu TOLLMANN) mittelostalpinen Anteile des Brenner-Mesozoikums spricht nicht gegen das Schwellenmodell, die zunehmende Überlagerung muß nicht auf eine gleichmäßige Überfahrung durch die Nördlichen Kalkalpen (im Sinne TOLLMANNs) hinweisen. Der gegen S ansteigende Metamorphosegrad spricht eher für eine ungleichmäßige Überdeckung (? Blaser-Einheit etc.) bzw. einen im S erhöhten Wärmefluß (Schneeberger Kristallisation, vgl. MILLER et al., 1967).

Der rifoide Charakter des Wettersteinkalkes der Pfriemeswand kann mit dem Schwellenmodell etwas leichter erklärt werden als mit dem Transversalverschie-

bungsmodell. Beim Schwellenmodell ist eine Partnach-Beckenfazies im N anzunehmen, beim Verschiebungsmodell ist evtl. an ein „patch reef“ innerhalb einer lagunären Abfolge zu denken.

4.54 Die Permotrias von MauIs und Stilfes

Die letzte Bearbeitung dieser gering metamorphen Abfolge stammt von SCHINDLMAYR (1968). Auf dem Altkristallin liegt die Postvariscische Transgressions-Serie, die exakte Transgressionsfläche ist jedoch nicht aufgeschlossen. Man kann eine tiefere, karbonatarme und eine höhere, karbonatreiche Abfolge unterscheiden. Darüber legen sich Bänderkalke, dunkle Kalke (z. T. mit Ostracoden), schließlich eine Tonschiefer-Dolomit-Abfolge. Im Hangenden folgen bitumenreiche Dolomite, darüber eine Rauhwacke, schließlich ladinische Dolomite, anfangs vielfach feinlamiert und oft hornsteinreich. Das ladinische Alter ist durch die in höheren Abschnitten oft reichlich auftretende *Diplopora annulata* belegt; daneben sind an einer Stelle auch stockförmige Korallen gefunden worden.

Die „Raibler Schichten“ bestehen aus Dolomiten, Rauhwacken und Tonschiefern.

Nach SCHINDLMAYR läßt sich die Abfolge am ehesten mit jener der Engadiner Dolomiten vergleichen, daneben bestehen aber auch Beziehungen zur Kalksteiner Permotrias.

4.55 Die Permotrias von Kalkstein und von Winnebach

TOLLMANN (1963), SCHINDLMAYR (1968) und GUHL (1974) beschreiben die schwach metamorphe Abfolge von Kalkstein, die von der Postvariscischen Transgressions-Serie eingeleitet wird, mit tektonischem Kontakt zur Unterlage. Die oft reichlich Quarzporphyrgerölle führende Basalabfolge wird von bunten Kalken, Bänderkalken und Kalkschiefern überlagert. Darüber folgen oft 100 m mächtige rauhwackige Dolomite, die Einschaltungen dunkelgrauer, plattiger Dolomite aufweisen. Aus bitumenreichen, grauen bis bräunlichen Dolomitlagen beschreibt TOLLMANN „Physoporellen“, während GUHL *Diplopora annulatissima* von hier anführt.

Die Abfolge kann faziell recht gut mit der von Stilfes-MauIs verglichen werden, beide sind nach TOLLMANN mittelostalpin. Kalkstein wie auch Stilfes-MauIs lassen sich andererseits aber auch als Bindeglied zwischen Lienzer und Engadiner Dolomiten auffassen.

Bei Winnebach tritt ein unmetamorpher Span von Hauptdolomit, Rhätkalk und Lias auf, der nach TOLLMANN (1963) und anderen Autoren als westliche Verlängerung des Drauzuges aufzufassen ist, also ins Oberostalpin gestellt wird.

4.56 Das Stangalm-Permomesozoikum

Von zahlreichen Autoren (u. a. CLAR, 1965) wurde wiederholt auf die teilweise Übereinstimmung der Abfolge der Stangalm mit jener der Nördlichen

Kalkalpen hingewiesen. Hierzu im Gegensatz stand die Ansicht TOLLMANN'S (ab 1958) vom „mittelostalpinen“ Charakter der Gesamtabfolge. In einer kürzlich erschienenen Arbeit (1975, hierin weitere Literatur) gliedert TOLLMANN das Stangalm-Mesozoikum jedoch in zwei tektonische Einheiten, eine tiefere (Melitzen-Scholle), die mittelostalpin sein soll, eine höhere (Pfannock-Schuppe), die oberostalpinen Charakter tragen soll.

Die schwach metamorphe Melitzen-Scholle besteht, über basalem Kristallin, aus permoskythischem Quarzit, Anisbasisschiefern und Rauhewacken, im Hangenden abgelöst von dunklem Dolomit (? Anis) sowie hellerem Dolomit (? Ladin).

Die Pfannock-Schuppe setzt sich zusammen aus einer basalen Brecienlage, darüber „Werfener“ Schiefern, crinoidenreichen Dolomiten mit zwischengeschalteten Sandlagen, teilweise durchwühltem Dolomit („Wurstdolomit“), Silex-führenden Karbonaten (Reiflinger Kalk-ähnlich nach TOLLMANN), Wettersteindolomit mit verschiedenen Kalkalgen, karnischen Tonschiefern, Hauptdolomit, Plattenkalk und fossilreichen Kössener Schichten.

Insbesondere wegen der Sandstein-Horizonte im Anis, wechsellagernd mit crinoidenführenden Dolomiten, ist nach TOLLMANN (1975 : 36) ein Vergleich dieser Serie „einzig und allein mit jener des Drauzuges“ möglich. Dementsprechend läßt TOLLMANN die Pfannock-Schuppe zunächst die (oberostalpine) Gurktaler Decke (mit ihrer Triasauflagerung) überfahren, um dann von einem Teil der Gurktaler Masse eingeholt und eingewickelt zu werden.

TOLLMANN vergißt hiebei, daß auch aus der nach ihm mittelostalpinen Jaggl-Permotrias weitgehend analoge anisische Sandsteinlagen bekannt sind (Arkose-Sandstein zwischen unterlagerndem *Pauciforata*-Dolomit und überlagerndem Trochiten-Dolomit, vgl. RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975). Sandsteinhorizonte enthaltende anisische Gesteine werden auch von DÖSEGGER & MÜLLER (1976), KARAGOUNIS (1962 : 391) u. a. aus den Engadiner Dolomiten gemeldet. Wären tatsächlich, wie TOLLMANN (1975) glaubt, sandreiche anisische Sedimente ein Kriterium für „Süd-Oberostalpin“ (oder Südalpin), dann müßten auch die Jaggl-Permotrias und die Engadiner Dolomiten als oberostalpin (bzw. sogar süd-oberostalpin) angesehen werden!

Klastische Anissedimente geben aber lediglich eine Aussage über die Nähe eines Liefergebietes, zur genaueren Festlegung der ehemaligen Position bedarf es noch zusätzlicher Information. Die Klastite lassen eine Entscheidung bezüglich einer Einwurzelung im N der Nördlichen Kalkalpen oder im N des Drauzuges nicht zu, wenn auch letzteres etwas wahrscheinlicher ist. Demnach kann hier auch nicht zugunsten von entweder Transversalverschiebungsmodell oder Schwellenmodell entschieden werden. Die schon erwähnten Beziehungen (TOLLMANN, 1975) zwischen den rhätischen Sedimenten des Radstädter Unterostalpins sowie den zeitgleichen Ablagerungen im Stangalm-Gebiet, im Drauzug und in den westlichen Nördlichen Kalkalpen sprechen hiebei aber eher für das Transversalverschiebungsmodell, laut dem ja Drauzug und westliche Nördliche Kalkalpen nahe benachbart waren.

4.57 Das Permomesozoikum des Krappfeldes, von Griffen und St. Paul

Nähere Angaben über diese, auf dem Rücken der oberostalpinen Gurktaler Decke gelegene und nicht metamorphe Abfolge finden sich bei THIEDIG et al. (1975), WASCHER (1969), RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER (1972) (mit weiterer Literatur).

Die Postvariscische Transgressions-Serie setzt örtlich (?) im Oberkarbon ein, sicher aber mit dem Rotliegenden (vgl. VAN AMEROM, BOERSMA & RIEHL-HERWIRSCH, 1976, mit weiterer Literatur). Der Untergrund wird von der paläozoischen Magdalensberg-Serie gebildet. Die Transgressionsabfolge besteht aus Tonschiefern, Fanglomeraten, Silt- und Sandsteinen, eingeschaltet sind Tufflagen. Der darüberfolgende Permoskyth-Sandstein wird insbesondere von Quarzsandsteinen, zum Teil schräggeschichtet, daneben auch von Konglomeraten aufgebaut. Die Werfener Schichten enthalten eine oberskythische Fauna mit Ammoniten (CHAIR & THIEDIG, 1973). Im Hangenden der Werfener Schichten folgen, nach einem zwischengeschalteten Rauhwackenhorizont, Dolomite, zum Teil brekziös. Diese Ausbildung des „Alpinen Muschelkalkes“ kann eventuell mit der von CERNY (1977) aus Teilen der Karawanken beschriebenen dolomitreichen Anis-Abfolge verglichen werden.

In das Cordevol wird ein Riffkomplex gestellt, der in den westlichen St. Pauler Bergen auftritt. In der Krappfeldtrias besteht das Ladin/Unterkarn ebenfalls aus einem massigen Dolomit. Im E der St. Pauler Berge tritt hingegen ein feinschichtiger, hornsteinführender Dolomit auf, abgelöst von einem geringmächtigen knolligen Kalk. Eingeschaltet sind Tufflagen (Trachyandesite). Hangend folgen mächtige Hornsteinplattenkalke, z. T. crinoidenführend, örtlich mit Daonellen.

Die Raibler Schichten fehlen jedoch, vielmehr treten „Halobienschiefer“ auf (schwarze Tonschiefer), z. T. auch dunkle Kalke, im Hangenden abgelöst von einem hellen, geschichteten, bis 150 m mächtigen Kalk, der lateral in einen lagunären Bereich übergeht. Örtlich treten Oolith-Horizonte auf. Der darüberfolgende Hauptdolomit wird zum Teil transgressiv von Gosau überlagert.

Die von TOLLMANN (1963) und vor ihm schon von BECK-MANAGETTA (1953) unterstrichene Verwandtschaft mit dem Südrand der im N gegenüberliegenden Kalkalpen beruht vor allem auf der ähnlichen Entwicklung des mittleren und höheren Karn. Weitere Hinweise auf die Verbindungen mit den Nördlichen Kalkalpen geben die hornsteinreichen Abfolgen des Ladins und tieferen Karns, eventuell ist hier aber auch ein Vergleich mit den „Fellbacher Kalken“ des Drauzuges möglich. Unterschiede zum gegenüberliegenden Südrand der Kalkalpen bestehen im Nor: im Norden tritt Dachsteinkalk auf, im Süden Hauptdolomit.

Die wahrscheinlichste ehemalige Position von Drauzug, Nördlichen Kalkalpen sowie der anderen erwähnten Gebiete zueinander soll im Kapitel 6, nach Besprechung der Beziehungen des Drauzuges zu den Südalpen, behandelt werden. Wir erkennen jedoch schon jetzt, daß die unter 4.3 genannten Hinweise auf eine ehemalige Position des Drauzuges im W der Nördlichen Kalkalpen nicht entkräftet werden konnten. Wir erkennen weiters, daß die Sedimente von Enga-

diner Dolomiten und Ortler, vom Jaggl, von Stilfes-Mauls wie auch Kalkstein Beziehungen zur Permtrias der Lienzer Dolomiten aufweisen. Daß diese Gebiete andererseits kaum Verbindungen mit den westlichen Nördlichen Kalkalpen besitzen, kann als weiteres Argument für das Transversalverschiebungsmodell gewertet werden. Das Permomesozoikum auf dem Rücken des Ötztalkristallins gibt keinen eindeutigen Hinweis, Beziehungen zu den Nördlichen Kalkalpen sind jedoch innerhalb des „mittelostalpinen“ Anteils kaum zu erkennen (GEYSSANT, 1973). Das Stangalm-Permomesozoikum kann mit dem Transversalverschiebungsmodell besser erklärt werden. Für die Gurktaler Decke wird eine Position im S der Nördlichen Kalkalpen, jedoch auch in einer gewissen Nachbarschaft zum Drauzug, wahrscheinlich.

5. Beziehungen des Drauzuges zum Südalpin

5.1 Problemstellung

Der Drauzug wird im S vom Periadriatischen Lineament begrenzt. Die Unterschiede der faziellen Ausbildung von oberostalpinem Drauzug und benachbartem Südalpin werden schon seit den Anfängen der stratigraphischen Forschung betont. Erst in neuerer Zeit mehrten sich die Stimmen, die für Beziehungen des Drauzuges sowohl zum Oberostalpin als auch zum Südalpin plädieren (vgl. Kap. 1).

Dementsprechend sind die Ansichten über die Bedeutung der Periadriatischen Naht geteilt (vgl. BÖGEL, 1975): einige Autoren sehen hier eine Plattengrenze (z. B. DEWEY & BIRD, 1970; LAUBSCHER, 1970, 1971 a), andere betonen die Bedeutung der Periadriatischen Linie im Paläozoikum (u. a. H. W. FLÜGEL, 1975), messen ihr in jüngerer Zeit aber eine eher geringe Rolle zu. Bestimmte Autoren plädieren für Lateralverschiebungen unterschiedlicher Größenordnung (u. a. KRAUS, 1936; DE JONG, 1967; LAUBSCHER, 1971 a, b; BRANDNER, 1972; NIEDERMAYR, 1975, TOLLMANN, 1977), wobei von der Mehrzahl eine dextrale Verschiebung angenommen wird.

Sicher ist, daß die Periadriatische Naht alpidisch-metamorphe Gebiete der Ost- und Westalpen von den nicht alpidisch-metamorphen Gebieten der Südalpen trennt (vgl. BÖGEL), gerade im Drauzug, wo keine alpidische Metamorphose nachweisbar ist, ist dieses Kriterium aber ohne Bedeutung.

5.2 Stratigraphisch-paläogeographischer Überblick der südalpinen Permtrias

Im Folgenden können nur Hinweise auf die paläogeographische Entwicklung der südalpinen Permtrias gegeben werden, für eine echte paläogeographische Synthese, die auch Teile der Dinariden mit einbeziehen muß, ist der derzeitige Kenntnisstand noch unbefriedigend. Insbesondere der slowenische Anteil des Südalpins ist ungleich schlechter bekannt als große Teile des italienischen Südalpins, obgleich auch hier der Kenntnisstand sehr ungleichmäßig ist. Von Bedeutung ist aber, daß über den italienischen Abschnitt des Südalpins neuere stratigraphische

Tabellen vorliegen (in erster Linie PISA, 1974; auch BECHSTÄDT et al., im Druck a, b) die wegen ihrer Gliederung in einzelne Faziesbereiche eine paläogeographische Übersicht erleichtern.

Die variscische Entwicklung des Südalpins (die Sedimentation setzt in den Karawanken und Karnischen Alpen schon im Ordoviz ein) ist bei H. W. FLÜGEL (1975, 1976) übersichtlich dargestellt. Über einer durch die asturische Phase hervorgerufenen Erosionsfläche transgredieren die klastischen, strandnahen Ablagerungen des Oberkarbons und Unterperms. In den Karnischen Alpen kappt die karbone Abtragungsfläche nur höhere Einheiten des variscischen Baues, gegen W fortschreitend dauert die Abtragung zunehmend länger; nach H. W. FLÜGEL (1975) überlagern die mittelpermischen Grödener Schichten im W den gleichen Gebirgssockel, der im E die Unterlage des Karnischen Paläozoikums darstellt. Nach H. W. FLÜGEL schneidet darüber hinaus die Erosionsfläche gegen W zunehmend höhermetamorphe Stockwerke an.

Den unterpermischen Rattendorfer Schichten der Karnischen Alpen (flach marin, molasseähnlich) steht im W ein etwa altersgleicher, ausgedehnter Quarzporphyrvulkanismus gegenüber, der wahrscheinlich ungefähr bis zur Trogkofel-Stufe anhält. Auffallend und bisher nicht geklärt ist, warum von diesen terrestrischen Vulkaniten kein Material (weder Aufarbeitungsmaterial noch Tuffe) in die marinen Ablagerungen des Karnischen Raumes gelangt. H. W. FLÜGEL (1975) nimmt deshalb einen Senkungsbereich im Gebiet des Quarzporphyrvulkanismus an, so daß das gefördert Material im wesentlichen auf diesen Raum beschränkt blieb (vgl. auch Kap. 5.3 und 6).

Die Rattendorfer Schichten werden durch die Sedimente der Trogkofel-Stufe überlagert, die von BUGGISCH et al. (1976) teils als Schelfrand, teils als Schelfrand-Plattform interpretiert werden. Die Faziesverteilung legt die Annahme eines im N amputierten Schelfareales nahe.

Anschließend erfolgt eine erneute Erosion älterer Schichtfolgen, die nach BUGGISCH et al. teilweise durch eine starke synsedimentäre Bruchtektonik erleichtert wurde. BUGGISCH (1978) deutet die über den klastischen Basalbildungen folgenden mittelpermischen Grödener Schichten als teils kontinental, teils marin, wobei z. B. im Blätterbach-Profil bei Radein etwa in der Profilmittte der Umschwung erfolgt. Das Meer transgredierte also im Laufe des mittleren Perms von den Karnischen Alpen gegen W hin, bis etwa in den Bereich der Etschbucht. Der Raum westlich der Etschbucht weist zu dieser Zeit noch kontinentale Fazies auf. Festländischer Einfluß ist nach BUGGISCH et al. zu dieser Zeit aber auch weit im E feststellbar, in den östlichen Süd-Karawanken. Die Transgression muß also von SE her erfolgt sein.

Ein ähnlicher paläogeographischer Trend zeigt sich auch im Oberperm, zur Zeit der darüber folgenden Bellerophon-Schichten. Nach ACCORDI (1959) kann im Südtirol-Trentiner Bereich zwischen einer lagunär-neritischen Fazies im NE und einer randlich-lagunären Fazies im SW unterschieden werden. Nach BUGGISCH et al. vermitteln die Bellerophon-Schichten der Karnischen Alpen zu den vollmarinen Zazar-Schichten der Savefalten und zu den Dolomiten und Kalken des Velebit.

Unklar ist, ob im Gebiet westlich der Etschbucht der „Verrucano lombardo“ bis in das höhere Perm emporreicht, also ein teilweises Äquivalent der Bellerophon-schichten darstellt. ASSERETO et al. (1973) vermuten hier einen längerandauernden Sedimentationsstillstand.

Ab der Perm/Trias-Wende greift die Transgression schrittweise weiter gegen W vor (BERNOULLI, 1964; ASSERETO et al.). Der westlich der Etschbucht auftretende Servino entstand teilweise in einem Gezeitenbereich. Im E ist mit den Werfener Schichten eine zumeist vollmarine Entwicklung vorhanden, besonders deutlich im oberen Skyth: hier stehen ammonitenführende karbonatische Gesteine des Ostens (östlich der Dolomiten) Rauhacken und Gipsen des Bereiches westlich der Etsch gegenüber. Diese evaporitischen Sedimente gehen einer darauffolgenden unteranisischen Ausbreitung karbonatischer Flachwasserplattformen voraus. Diese diploporreichen anisischen Gesteine stellen keine Riffe im ökologischen Sinne dar, da keine aktiven Gerüstbildner vorhanden sind. Örtlich, z. B. im Südtiroler Raum, können auch Auftauchbereiche festgestellt werden, z. T. von echten Riffkörpern gesäumt (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Verlandungen existierten bis ins höhere Anis, wegen auftretender Chirotherienfährten (BRANDNER, 1973) müssen ausgedehntere Landflächen angenommen werden, die benachbarte Becken mit klastischem Material versorgten (z. B. Prager und Olinger Dolomiten, Gebiet von Dont, Gebiet von Recoaro, etc.). Die Abtragung reicht bis zu den Bellerophon-schichten hinab. Fraglich ist, ob die ladinische bis unterkarnische Emersion weiter Bereiche Kroatiens (HERAK, 1974) schon im Anis einsetzt. In Slowenien hingegen kommen zu dieser Zeit insbesondere Dolomite vor (RAMOVŠ, 1974). Im Südstamm der Karawanken (BAUER, 1970, sowie Beobachtungen anlässlich einer Exkursion mit BAUER, 1977) treten sowohl red beds, z. T. mit Konglomeraten, als auch Verkarstungen kleiner Riffkörper auf (? Oberanis). Die karbonatischen Flachwasserplattformen breiten sich im Oberanis stark aus, insbesondere die Auftauchbereiche werden zumeist von Karbonaten überlagert.

Gegen Ende des Anis und am Beginn des Ladins kann jedoch eine erneute Faziesdifferenzierung beobachtet werden. Zeitgleich mit Absenkungen weiter Bereiche in größere Wassertiefen (BOSELLINI & ROSSI, 1974, nehmen z. T. 1000 m an) setzt vulkanische Aktivität ein. FERRARA & INNOCENTI (1974) sehen die Vulkanite als Abkömmlinge eines alkalibasaltischen Magmas an.

Wohl als Folge der Beckenbildungen (verbesserte Wasserzirkulation) entwickeln sich Riffe bzw. riffähnliche Bauten (BOSELLINI & ROSSI). Die Beckenbereiche greifen in die Plattformareale hinein, z. B. im Bereich der zentralen Dolomiten oder in der Lombardei. BOSELLINI & ROSSI vergleichen die Situation mit jener der heutigen Bahamas.

Ähnliche Verhältnisse sind auch für Slowenien anzunehmen, auch hier sind Flachwasser- und Beckensedimente bekannt (RAMOVŠ, 1974; PREMURJ, 1974; u. a.).

Im Laufe des Ladins, besonders aber im Unterkarn (Cordevol), treten die Beckensedimente zugunsten von Flachwasserplattformen zurück. Wie schon im höheren Anis wird die fazielle Aufsplitterung also durch eine karbonatische Flachwasserfazies weitgehend beendet. Die fazielle Entwicklung entspricht damit in ihren Grundzügen der des Oberostalpins.

In der Folge verkarsten die Plattformen zumeist (vgl. CROS & LAGNY, 1969; LAGNY, 1974; BOSELLINI & ROSSI, 1974; EPTING et al., 1976; ASSERETO et al., 1976). Die noch bestehenden Beckenbereiche werden großenteils mit klastischem Material aufgefüllt. In Slowenien wird diese Trockenlegungsperiode sogar durch Bauxitbildungen repräsentiert. Gleichzeitig blieben hier aber Teile der Beckenareale erhalten, dunkle plattige Kalke mit Trachyceraten sind bekannt (vgl. hierzu RAMOVŠ, 1973, 1974; PREMUR, 1974). In Kroatien ist infolge dieser Trockenlegungen eine Erosion bis auf Untertriassedimente, vielfach sogar bis auf paläozoische Ablagerungen hinab, zu beobachten (HERAK, 1974).

Auch in den zentralen Südalpen fehlen zum Teil karnische Sedimente bzw. sind äußerst geringmächtig (z. B. Raum Recoaro-Trient, nach DE BOER, 1963; EPTING et al., 1976; BARBIERI et al., 1977 und eigenen Beobachtungen). Zumeist setzt im mittleren bis höheren Karn jedoch eine erneute Faziesheteropie ein: über die zum Teil verkarstete Unterlage legen sich klastische, aber auch karbonatische Sedimente, in den zentralen Südalpen nach HOFMANN (1972) vielfach Aufarbeitungsmaterial ladinischer Vulkanite. Andernorts, insbesondere westlich der Etschbucht, aber auch in Slowenien, setzt sich jedoch der Vulkanismus fort.

Im Gebiet östlich Auronzo treten im mittleren bis höheren Karn aber auch dunkle, bitumenreiche Kalke auf (z. B. im Bereich Raibl), aus Slowenien sind ebenfalls dunkle, conodontenreiche Gesteine bekannt. Dies weist auf eine im E vielfach größere Wassertiefe hin. Noch weiter im E (Steiner Alpen) wurden jedoch zu dieser Zeit Flachwasserkarbonate abgelagert.

Diese schon seit zumindest dem Perm gegebene paläogeographische Gliederung in einen dem offenen Meer näheren Ostbereich, und einen weiter entfernt liegenden Bereich im W, kann auch im Nor/Rhät beobachtet werden. Im W tritt insbesondere Hauptdolomit auf, während sich gegen E fortschreitend, zunächst nur im hangenden Abschnitt, bald große Bereiche des Nor/Rhäts einnehmend, Dachsteinkalk durchsetzt. In Slowenien kommen sowohl Lagunefazies (Loferite z. B. in den Südkarawanken) als auch Riff-Fazies vor. Besonders wichtig sind jedoch Einschaltungen von Hallstätter Kalken in den Julischen Alpen (RAMOVŠ, 1973, 1974). Auf den Dachsteinkalk legt sich in den Karawanken vielfach rhätischer Riffkalk (E. FLÜGEL & RAMOVŠ, 1961).

BOSELLINI (1965) wies auf eine Gliederung des italienischen Südalpenraumes in etwa N-S streichende „Plattformen“ und „Becken“ hin. Die Bezeichnung „Plattform“ bzw. „Becken“ ist jedoch ungünstig, da es sich dabei um keine paläogeographischen Strukturen handelt (was in der Literatur immer wieder übersehen wird!), sondern um Bereiche unterschiedlicher Absenkung, abgelesen insbesondere aus der unterschiedlichen Mächtigkeit der Flachwassersedimente des Hauptdolomites. Die paläogeographische Gliederung in rifoide Plattformen und in Becken, die von karbonatischem, klastischem und vulkanischem Material erfüllt werden, greift über diese Strukturen hinweg und folgt NW-SE und NE-SW Richtungen. Die Ursache für diese Diskrepanz ist nicht bekannt. Festzuhalten ist jedoch, daß im südlichen Teil Sloweniens, in den Savefalten, nach PREMUR (1974) E-W gerichtete Strukturen auftreten, wie sie auch aus dem Oberostalpin bekannt wurden (BECHSTÄDT et al., im Druck a, b; u. a.).

Vergleicht man die paläogeographische Entwicklung der Permotrias des Drauzuges mit der eben gegebenen Übersicht über das Südalpin, so erscheinen 2 Modelle denkbar, um die bestehenden Faziesbeziehungen zu erklären:

- a) rechtshändige Lateralverschiebung entlang der Periadriatischen Naht in einer Größenordnung von etwa 100 km.
- b) Überschiebung der Südalpen über einen ehemals im N anschließenden Bereich. Die Nordfront des überschiebenden Südalpins liegt im Bereich der heutigen Periadriatischen Naht, ein Geländestreifen unbekannter Breite ging verloren.

5.3 Lateralverschiebung oder Überschiebung des Südalpins?

Von besonderer Bedeutung für die Rekonstruktion der Lagebeziehungen ist, daß südlich des Drauzuges, in den Karnischen Alpen, eine abweichende Faziesausbildung der Permotrias gegeben ist. Dies, wie auch Übereinstimmungen bestimmter Schichtglieder mit Faziesentwicklungen die im westlichen Südalpin auftreten, war einer der Anlässe, Seitenverschiebungen an der Periadriatischen Naht zu postulieren, eine Idee, die sich schon bei E. KRAUS (1936) findet. Insbesondere in jüngerer Zeit wurde diese Idee, der seinerzeit von zahlreichen Autoren widersprochen worden war, neu diskutiert, z. B. durch DE JONG (1967), dessen Befürwortung einer Seitenverschiebung sich allerdings auf inzwischen überholte paläomagnetische Daten stützt. Wie verhalten sich nun die erwähnten Faziesübereinstimmungen? Im Drauzug setzt die Transgression der postvariscischen Serie über einem kristallinen Grundgebirge im tiefsten Perm ein. Erst im Bereich der zentralen Südalpen (Dolomiten, Etschbucht) ist der Zeitpunkt der Transgression der gleiche, auch der kristalline Untergrund entspricht sich in etwa. Weiters tritt im westlichen Drauzug ein, wenn auch geringmächtiger, Quarzporphyrvulkanismus auf, der in den Südalpen erst aus dem Bozener bzw. Luganeser Bereich bekannt ist. Dies sind die Hauptgründe für die Verschiebungshypothese NIEDER-MAYRS (1975), der überdies den mitteltriassischen Vulkanismus von Dobratsch und Südtiroler Dolomiten miteinander vergleicht. Ähnliche Argumente führt BRANDNER (1972) auf, der zahlreiche Übereinstimmungen zwischen Profilen aus Lienzer und Olaner Dolomiten feststellte (heute etwa 40 km voneinander entfernt). Auch TOLLMANN (1977) spricht sich in neuester Zeit für eine Lateralverschiebung an der Periadriatischen Naht aus. Umfangreiche tektonische Untersuchungen nördlich und südlich der Periadriatischen Naht in Kärnten (SIEWERT, 1978) zeigten jedoch, daß zumindest seit der Oberkreide Lateralbewegungen an der Periadriatischen Naht unwahrscheinlich sind. Seit der Oberkreide tritt Kompression auf, die unterschiedliche Achsenrichtungen hervorruft.

Von Bedeutung ist jedoch, daß neben Ähnlichkeiten in der Profilabfolge auch zahlreiche Unterschiede auftreten. Die Wettersteindolomitentwicklung des höheren Ladins bis Unterkarns, weiters die Ausbildung der Raibler Schichten der Lienzer Dolomiten, entspricht keineswegs der Faziesentwicklung gleichalter Sedimente in Dolomiten bzw. Etschbucht. Schon die Ausbildung der Werfener Schichten ist unterschiedlich. Weiters ist bei der Vorstellung einer Lateralverschiebung mit einer Größenordnung von etwa 100 km zu berücksichtigen, daß dann östliche Teile des Drauzuges (Karawanken) in Nachbarschaft zu den Kar-

nischen Alpen geraten. Deren Fazies entspricht sich jedoch nicht besser als jene der Faziesräume, die einander heute gegenüberliegen. Eine Verschiebung an der Periadriatischen Naht stellt also keinen wesentlichen Gewinn für die Interpretation der Paläogeographie dar. Faziesübereinstimmungen sollten auch nicht überbetont werden, im Drauzug selbst unterscheidet sich beispielsweise der N und S in seiner Fazies beträchtlich.

Im östlichen Südalpin liegt während des Perms zeitweise ein Schelfrand vor (BUGGISCH et al., 1976), im Drauzug trifft man kontinentale bzw. aquatische Sedimente, eine hier ehemals existierende Küstenlinie wird schon von KAHLER (1953) vermutet. Im östlichen Südalpin ist auch während der Trias immer wieder eine Beckensedimentation zu beobachten, während aus der faziellen Entwicklung des Drauzuges ein im S vorgelagerter Beckenbereich anzunehmen ist. Beides läßt sich wiederum gut miteinander verbinden.

Die klastische anisische Sedimentabfolge des westlichen Drauzuges besitzt nicht nur in den Südtiroler Dolomiten Äquivalente. Auch im südlich anschließenden Bereich, z. B. im Gebiet von Tarvis, treten anisische Klastite auf (Uggowitzzer Breccie.). Überdies sind die Schüttungsrichtungen der anisischen klastischen Sedimente der Olinger Dolomiten (Schüttung aus SW) und Lienzer Dolomiten (Schüttung von N her) unterschiedlich (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BECHSTÄDT et al., 1976), ein Hinweis gegen eine Verbindung der beiden Bereiche, die überdies von BRANDNER (1972) nie in dem Ausmaß postuliert worden ist, wie später von anderen Autoren angegeben. Der von BRANDNER aus den Lienzer Dolomiten beschriebene anisische Riffbereich hat nicht nur in den Olinger Dolomiten Äquivalente. Im Raum Zell-Winkel tritt nach eigenen Beobachtungen (anlässlich einer Exursion mit F. K. BAUER, 1977) ebenfalls ein anisisches Riff auf, Riffbildner sind wie in den Lienzer Dolomiten u. a. Tubiphyten und *Olangocoelia otti*. Von Bedeutung ist ferner, daß hier, wie ebenfalls in den Lienzer Dolomiten, klastische red beds im Liegenden des Riffbereiches auftreten. Die anisischen Sedimente des Drauzuges weisen also südalpinen Einfluß auf (BRANDNER), eine direkte Parallelisierung mit irgendwelchen Profilen ist aber problematisch.

Der mitteltriadische Vulkanismus des Drauzuges (insbesondere Dobratsch) kann nicht nur mit dem Vulkanismus der Südtiroler Dolomiten verglichen werden, Vulkanite treten auch im östlichen Südalpin auf, z. B. im Gebiet von Tarvis (Kaltwasser-Ignimbrite). Im Gegensatz zu NIEDERMAYR (1975) ist der mitteltriadische Vulkanismus also keine Stütze für eine Lateralverschiebung an der Periadriatischen Naht. Das gleiche gilt für die Pb-Zn-Vererzung (vgl. BECHSTÄDT, im Druck; mit weiterer Literatur).

Die Fazies der Raibler Schichten des Drauzuges weist ebenso wie die Riffentwicklung des unterlagernden Wettersteinkalkes auf einen ehemals im Süden vorhandenen Beckenbereich. Tiefermarine ladinokarnische Sedimente sind aus den östlichen Südalpen bekannt. Hingegen fehlen mittel- bis oberkarnische Beckensedimente in den zentralen Südalpen (HOFMANN, 1972), im Bereich der Etschbucht und südlich davon tritt zum Teil zu dieser Zeit sogar eine Schichtlücke auf: der Schlerndolomit geht oft direkt, getrennt nur durch eine Emersionsfläche, in

Hauptdolomit über. Von Bedeutung ist ferner, daß das faziell abweichende, stark klastbetonte Karn-Profil des östlichen Drauzuges (Ursulaberg, vgl. O. KRAUS, 1969) in den Steiner Alpen ein gegenüber der sonstigen mergeligen Beckenentwicklung des mittleren und höheren Karns der östlichen Südalpen abweichendes Analogon hat: hier treten mächtige Flachwasserkarbonate auf.

Der obertriadischen Hauptdolomitentwicklung des Drauzuges stehen in den benachbarten Südalpen Hauptdolomit und Dachsteinkalk gegenüber, letzterer teils als Riff-, teils als Lagunenkalk ausgebildet. Örtlich treten sogar Hallstätter Kalke auf. Der Übergang Hauptdolomit — Dachsteinkalk — Hallstätter Kalk entspricht der aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Faziesabfolge (vgl. A. G. FISCHER, 1964; ZANKL, 1971; u. a.).

Die permotriadischen Faziesentwicklungen von Drauzug und benachbartem Südalpin lassen sich demnach zu einem sinnvollen paläogeographischen Modell verbinden. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß im Raum der Periadriatischen Naht möglicherweise ein Geländestreifen mit einer Breite von (?) Zehnerkilometern durch eine Überschiebung des Südalpins verlorenging. Diese Vorstellung stimmt gut mit den geophysikalischen Daten überein, die von den Zentralalpen nach Süden, bis in den Bereich der Periadriatischen Naht, eine größere Mächtigkeit leichten Krustenmaterials zeigen (vgl. GIESE et al., 1972; ANGENHEISTER et al., 1972, 1975). Auch nach dem verbesserten Krustenmodell von MILLER et al. (1977) wird die maximale Dicke etwa im Bereich der Periadriatischen Naht erreicht, im S ist nach einigen Zehnerkilometern eines langsamen Anstiegs ein kräftigeres Ansteigen der Moho festzustellen. Diese Krustenverdickung südlich der Periadriatischen Naht gilt anscheinend nur für den Bereich südlich der Ostalpen. Im W zeigt das seismische Profil Basel-Chiasso, wie schon von GIESE et al. angenommen, einen deutlichen Anstieg der Moho unmittelbar südlich der Insubrischen Linie. Infolge der geringen Zahl der bisher bekannten Daten steht die Kenntnis dieses Bereiches jedoch erst am Anfang. Ein Krustenprofil wird von MÜLLER et al. (1976) gegeben.

Möglicherweise entspricht die Judicarien-Linie der Westgrenze des überschiebenden Südalpins. Dies würde auch erklären, warum sich die ev. schon alt angelegte Judicarien-Linie nördlich der Periadriatischen Naht nicht fortsetzt.

Die durch VAN HILTEN (1960) u. a. festgestellte relative Absenkung des Gebietes östlich der Judicarien-Linie kann hiervon unabhängig sein.

Der Versetzungsbetrag der Periadriatischen Naht an der Judicarien-Linie entspricht ungefähr dem etwa 50 km breiten Bereich mit noch erhöhter Krustenmächtigkeit südlich des Periadriatischen Lineamentes. Ob die heutige Periadriatische Naht in einem direkten Zusammenhang mit dieser vermuteten Überschiebung steht, ist fraglich. Die zu beobachtende Steilstellung kann als Ergebnis der staffelförmigen Heraushebung des nördlich anschließenden Gebietes angesehen werden (LAMMERER et al., 1976; vgl. auch BÖGEL, 1975).

Die Vorstellung der Überschiebung des Südalpins auf das Ostalpin ist alt, sie findet sich schon bei ARGAND (u. a. 1916), KOBER (1923), um nur einige zu nennen.

Ob man den heute möglicherweise fehlenden Geländestreifen als Süd- oder als Ostalpin bezeichnet, ist paläogeographisch eine rein nomenklatorische Frage, tektonisch jedoch nicht: hier zeigt sich erneut die Schwierigkeit, daß Begriffe wie „Ostalpin“ oder „Südalpin“ sowohl tektonisch, als auch paläogeographisch verwendet werden.

Nach diesen Vorstellungen ergibt sich das folgende paläogeographische Bild: im N des Drauzuges befindet sich ein Schwellenbereich, der westliche Drauzug liegt dem Abtragungsgebiet näher als der östliche. Gegen SE voranschreitend gelangt man allmählich in einen offen marinen Bereich, das vermittelnde Schelfgebiet ist reich gegliedert. Auch gegen W (westliches Südalpin) schließt ein landnäherer Bereich an. In der Lombardei jedoch, die in der Untertrias bzw. im Perm festlandsnah ist, teilweise sogar Abtragsgebiet, entwickelt sich in der Mitteltrias eine Plattform-Becken-Gruppierung, die eine Verbindung zu einem offeneren Meeresbereich (im S ?) anzeigt.

6. Die Position des Drauzuges zu Ost- und Südalpin

Die in den Kapiteln 4 und 5 gebrachten Daten waren Grundlage eines palinspastischen Rekonstruktionsversuches, der als Arbeitshypothese für weitere Untersuchungen dienen soll (Abb. 17).

Für die Palinspastik sind die paläomagnetischen Daten von besonderer Bedeutung. Die paläomagnetischen Messungen zeigen eine Rotation Norditaliens um 60° im Gegenuhrzeigersinn, die nach SOFFEL (1972, 1975 a) zwischen Eozän und Oligozän abgelaufen ist. Eine Zusammenstellung weiterer Daten gibt GÜNTHER (1973). Im Apennin erfolgte nach LOWRIE & ALVAREZ (1975) schon zwischen Cenoman und Maastricht eine Gegenuhrzeiger-Drehung um 45° . Die Daten aus dem Gebiet nördlich der Periadriatischen Naht zeigen komplexe Bewegungen an. Teile des Mittelostalpins haben nach FÖRSTER et al. (1975) eine ähnliche Rotation wie Norditalien mitgemacht; dies gilt nach SOFFEL (1975 b) auch für die westlichsten Nördlichen Kalkalpen. Andere Daten jedoch (MAURITSCH & FRISCH, im Druck; SOFFEL, frdl. mdl. Mitt., 1977) zeigen eine Drehung der zentralen Kalkalpen im Uhrzeigersinn um Werte von etwa $20\text{--}40^\circ$ an. Diese Unterschiede sind teilweise evtl. auf Internrotationen beim Deckenbau zurückzuführen, teilweise mögen auch Unsicherheiten der Pollagen zu bestimmten Zeiten mitbeteiligt sein (SOFFEL, frdl. mdl. Mitt., 1977). Nach MAURITSCH & FRISCH sowie FRISCH (1977) ist jedoch eine selbständige Drehbewegung der Nördlichen Kalkalpen etwa in der Kreide wahrscheinlich. Diese Ansicht spielt für die Annahme einer Lateralverschiebung eine besondere Rolle, wir werden darauf zurückkommen.

Verschiebt man die Nördlichen Kalkalpen um etwa 300 km relativ nach SE, so ergibt sich ein wesentlich geradlinigerer Verlauf der Faziesgrenzen, als es bei den bisherigen palinspastischen Rekonstruktionsversuchen (TOLLMANN, 1963; TRÜMPY, 1969) der Fall ist. Bevor jedoch versucht wird, anhand der postulierten palinspastischen Position (Abb. 17) der einzelnen Ablagerungsräume die paläogeographische Entwicklung kurz zu skizzieren, sollen die Gründe für die angenommenen Lagebeziehungen kurz erörtert werden.

Größere Schwierigkeiten bereitet die Platzierung der Radstädter Tauern sowie des Stangalm-Mesozoikums (Melitzen-Scholle und Pfannock-Schuppe, sensu TOLLMANN, 1975). Folgt man den von TOLLMANN (S. 36, 37) aufgezählten zahlreichen Faziesbeziehungen zwischen den Kössener Schichten der Radstädter Tauern, der Pfannock-Schuppe, der westlichen Nördlichen Kalkalpen sowie dem Drauzug, so würde man am ehesten eine Position der Radstädter Tauern nördlich des östlichen Drauzuges, gleichzeitig benachbart zu den westlichen Nördlichen Kalkalpen, annehmen. Der Transport auf das Penninikum wäre dann erst nach der Passage der Nördlichen Kalkalpen über diese Einheit erfolgt. Wenn dies auch nicht ausgeschlossen werden kann, so ist doch mit dieser Vorstellung nur schwer der Baustil der Radstädter Tauern erklärbar, der nach TOLLMANN (1959) eine Stellung zwischen dem der Nördlichen Kalkalpen und dem des Penninikums ein-

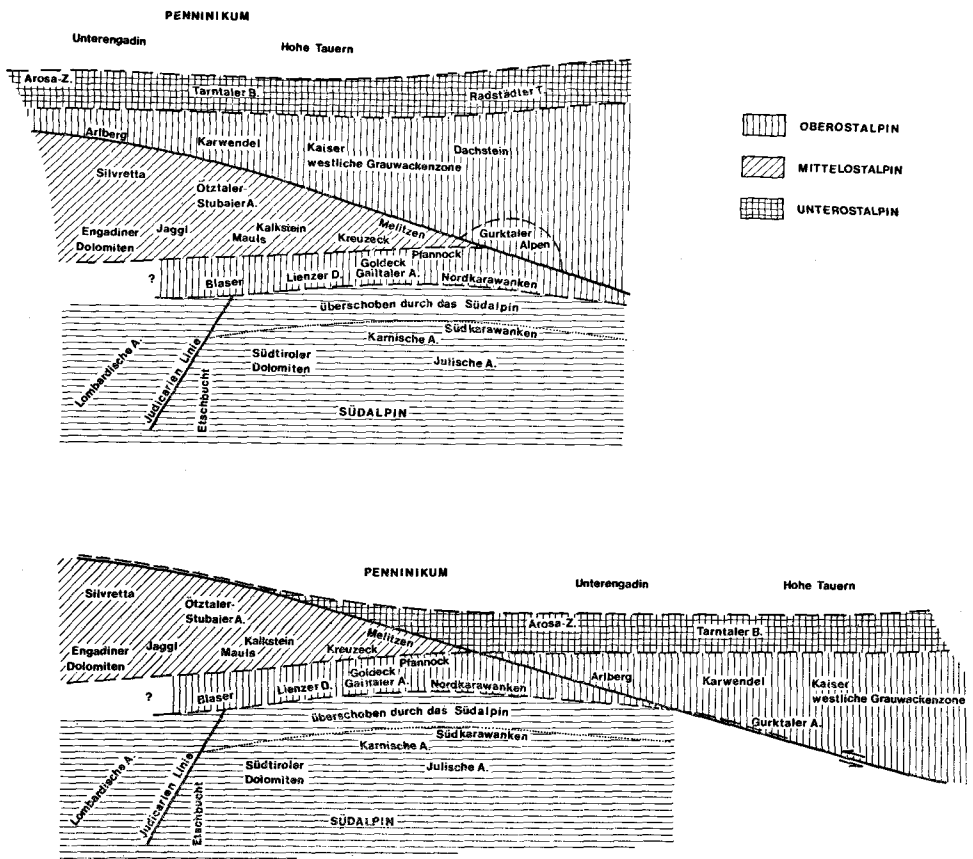


Abb. 17. Palinspastischer Rekonstruktionsversuch des Ost- und Südalpins — eine Arbeitshypothese. Angegeben ist die vermutete Lage der einzelnen Einheiten vor und nach der Lateralverschiebung. Die einzelnen tektonischen Einheiten sind entsprechend der Nomenklatur TOLLMANN'S (1963) mit einer eigenen Signatur ausgehalten.

nimmt. Für diese Fragestellung wichtig wäre eine genauere Kenntnis über die Grenze von Grauwackenzone zu Radstädter Quarzphyllit, die derzeit noch aussteht (vgl. ROSSNER, 1974).

Aber auch manche faziellen Eigenheiten der Radstädter Trias sind mit einer Einwurzelung im N des östlichen Drauzuges nur schwer vereinbar, beispielsweise die Überlagerung von mergeligen Beckensedimenten („Partnachsichten“ nach TOLLMANN) auf Wettersteindolomit. In den westlichen Nördlichen Kalkalpen wie auch in der Gurktaler Decke ist die Überlagerung der ladinokarnischen Beckenfazies über Wettersteinkalk nicht bekannt, wohl kennt man sie aber aus dem Ostteil der Nördlichen Kalkalpen (vgl. SUMMESBERGER & WAGNER, 1972; WAGNER, 1970). L. WAGNER spricht diese hangenden Reiflinger Kalke („Rhythmite“) zwar als Bildungen des Flachwassers an, die Argumente hierfür sind jedoch angesichts des Faunengehaltes (Ammoniten, Radiolarien, Kieselschwammnadeln, Conodonten usw.) wenig stichhaltig (vgl. MOSTLER & SCHEURING, 1974). Bei einer Anordnung im N des Drauzuges wären ferner wesentlich klastischer ausgebildete „Raibler Schichten“ zu erwarten, die in der Radstädter Trias auftretenden Pyritschiefer weisen aber eher Anklänge an das Mittel- bis Oberkarn der zentralen Nördlichen Kalkalpen auf. Eines der wichtigsten Argumente für die Anordnung des Radstädter Unterostalpins unmittelbar im N der Nördlichen Kalkalpen, ohne trennendes „Mittelostalpin“, ist jedoch die von ROSSNER (1976, 1977) festgestellte „kalkalpine“ Riff-Becken-Assoziation von Wettersteinkalk und karbonatisch-mergeliger Beckenfazies. Ebenso wie im Oberostalpin kann die Abfolge in Becken, Vorriff, Zentralriff, Rückriff, Lagune, gegliedert werden. Das Riffwachstum wäre bei einer Trennung vom oberostalpinen Kalkalpin durch die „Schwelle“ des Mittelostalpins nur schwer erklärbar. Schließlich tritt nach TOLLMANN (1956) in den Radstädter Tauern auch etwas „Dachsteinkalk“ auf, was gegen eine Position im N des Drauzuges spricht (wenngleich es sich hierbei möglicherweise auch nur um kalkigen Hauptdolomit handelt, wie er z. B. auch aus den westlichen Nördlichen Kalkalpen bekannt ist).

Aus den angeführten Gründen werden die Radstädter Tauern im N des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen angeordnet.

Problematisch ist auch die ursprüngliche Lage des Stangalm-Mesozoikums, wobei allein schon die Frage einer Nachbarschaft oder Trennung von Melitzen-Scholle und Pfannock-Schuppe Schwierigkeiten bereitet. Die von TOLLMANN (1975) aufgezeigten Übereinstimmungen der Pfannock-Schuppe mit dem Drauzug könnten auf eine Verbindung beider Einheiten hinweisen. Die relativ eintönige Entwicklung der Melitzen-Scholle (TOLLMANN, 1975) steht der Trias von Kalkstein bzw. Stilfes-Mauls näher als dem Radstädter Unterostalpin, weshalb auch diese Einheit als nördlicher Rahmen des Drauzuges, noch nördlich der Pfannock-Schuppe, angesehen wird.

Diese Plazierung erklärt auch die Faziesbeziehungen des Radstädter Permo-mesozoikums zu den Nördlichen Kalkalpen besser als es der palinspastische Rekonstruktionsversuch TOLLMANNs vermag; bei dessen Modell liegt ja noch das breite Melitzen-Mesozoikum zwischen Nördlichen Kalkalpen und Radstädter Unterostalpin. Aus dem palinspastischen Schema wird auch verständlich, warum

das Radstädter Unterostalpin (ähnliches gilt für die Tarntaler Berge) nur wenige Beziehungen zum Schweizer Unterostalpin aufweist (vgl. TRÜMPY, 1975).

Die schon in den Kapiteln 4.51 bis 4.54 betonten engen Zusammenhänge der Fazies von Engadiner Dolomiten, Ortler, Jagggl, Stilfes-Mauls sowie Kalkstein mit der Faziesentwicklung der Lienzer Dolomiten lassen eine Position im W des Drauzuges als wahrscheinlich erscheinen. Gleichzeitig bestehen enge Beziehungen von Engadiner Dolomiten, Ortler und Jagggl zu den Südalpen (Quarzporphyrgerölle in der Postvariscischen Transgressions-Serie, klastische anisische Sedimente, Vulkanismus vom höheren Anis bis ins Karn, etc.). Die Verwandtschaft der jurassischen Sedimente dieses Raumes mit denen der westlichen Nördlichen Kalkalpen kann durch die ähnliche Lage zu dem sich öffnenden penninischen Ozean erklärt werden, sie könnte aber auch ein Hinweis auf das Alter der Lateralverschiebung sein.

Die Blaserdecke wird wegen der Übereinstimmungen ihrer obertriassisch-jurassischen Abfolge mit altersgleichen Serien von Lienzer Dolomiten und Engadiner Dolomiten zwischen beiden Einheiten angeordnet und eine ehemals viel weitere Überlagerung des „mittelostalpinen“ (sensu TOLLMANN) Brenner-Mesozoikums postuliert (siehe unten).

Schwierig erscheint die Einwurzelung der Ötztaler Alpen und der Silvretta. GEYSSANT (1973, mit weiterer Literatur), einer der besten Kenner des Gebietes, betont: „Wenn man die Gesamtheit der permomesozoischen Hülle des Ötzkristallins betrachtet, also sozusagen das Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN, vom Kalkkögelmassiv bis zur Trias der Telfer Weiße (Cima Bianca di Telfes), ist es schwer, hier einen Übergang zu den Serien der Nördlichen Kalkalpen zu finden“ (S. 391). Anhand des hier vorgestellten palinspastischen Schemas werden diese Unterschiede sofort klar. Diese sind viel größer als beispielsweise zwischen Radstädter Unterostalpin und Nördlichen Kalkalpen, zwischen denen nach TOLLMANN ja noch das Stangalm-Mesozoikum (Melitzen-Scholle) gelegen haben soll.

GEYSSANT vermutet dann, daß die Trias von Mauls-Stilfes zwischen den mesozoischen Ablagerungen der Stubai Alpen und den „Serien mit nordalpinen Zügen“ vermittelt. Nach unserem Konzept handelt es sich bei letzteren um den Drauzug bzw. die Lienzer Dolomiten, zu denen die Ähnlichkeiten größer sind, als zu den Nördlichen Kalkalpen.

Die Position der Ötztaler-Stubai Masse im E der Engadiner Dolomiten sowie die Lage der Silvretta im NE, scheint auch durch den tektonischen Befund (vgl. SCHMID, 1973) gestützt, wenngleich hier noch zahlreiche Probleme bestehen. Für eine Position von Silvretta und Ötz-Kristallin (nach der Transversalverschiebung!) im S der Nördlichen Kalkalpen sprechen auch die tektonischen Verhältnisse am Nordrand dieser beiden Kristallingebiete: eine Überlagerung des Kalkalpines durch das Kristallin ist an zahlreichen Stellen zu erkennen (vgl. u. a. TRÜMPY, 1969). Von TOLLMANN (u. a. 1970) wird dies allerdings als sekundäre Nordbewegung beider Einheiten interpretiert.

Problematisch bleiben die „Partnachsichten“ am Fuß der Pfriemeswand. Hierbei ist anzumerken, daß angesichts des nordalpinen Namens häufig übersehen

wird, daß die Faziesabfolge von knolligen Kalken mit blaugrauer bis blaßrosa Farbe, dunklen plattigen Kalken, tonigen Peliten und gelblichbraunen Mergeln (Beschreibung nach GEYSSANT) nicht unbedingt typisch für nordalpine Partnachschichten ist; auffallend ist insbesondere der bekanntgewordene Fossilgehalt (Cidarid, Brachiopoden, Halobien und Daonellen, Trachyceraten). Die Partnachschichten der Nördlichen Kalkalpen sind meist fossilarm (vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976). An der Basis der „Partnachschichten“ tritt nach SARNTHEIN (1965) „Alpiner Muschelkalk“ auf, bestehend aus dunklen Tonen und Mergeln mit einzelnen Kalkniveaus, ebenfalls unüblich für die anisischen Sedimente der westlichen Nördlichen Kalkalpen (sofern es sich bei der nicht fossilbelegten Serie überhaupt um Anis handelt). Möglicherweise stellt dieses nach GEYSSANT tektonisch von Wettersteinkalk überlagerte Sedimentpaket einen Span der Blaserdecke dar, der vom Mittelostalpin überfahren wurde. Aber auch die Annahme eines nur leicht gestörten stratigraphischen Verbandes mit dem überlagernden Wettersteinkalk wäre kein Beweis gegen das Transversalverschiebungsmodell: auch in den unterostalpinen Sedimenten der Radstädter Trias treten ja Partnachschichten auf.

Das Permomesozoikum der Gurktaler Decke (vgl. Kap. 4.57) muß wegen seiner Beziehungen zu den zentralen bzw. östlichen Nördlichen Kalkalpen wohl im S dieses Gebirgszuges angeordnet werden. Andererseits läßt das Auftreten von Hauptdolomit (vgl. u. a. THIEDIG et al., 1975) an eine Position im Südwesten der Nördlichen Kalkalpen denken. Bei dieser Anordnung könnte man sich vorstellen, daß die Gurktaler Masse während der Lateralverschiebung in die Nähe des Stangalm-Mesozoikums geriet und hier „hängengeblieben“ ist (vgl. Abb. 17). Die Überschiebung des Stangalm-Mesozoikums und seines kristallinen Rahmens ist wohl erst später erfolgt.

Die Tarntaler Berge (vgl. ENZENBERG, 1967, 1976, mit weiterer Literatur) werden wegen ihrer ähnlichen tektonischen Position am Rand des Tauernfensters, aber auch wegen der Ähnlichkeiten der Gesamtabfolge mit jener der unterostalpinen Radstädter Tauern (Quarzphyllit-Basis, ähnliches Permomesozoikum, ähnliche jurassische Breccien) entsprechend der Ansicht TOLLMANN'S (1963 etc.) und anderer Autoren ebenfalls dem Unterostalpin zugeordnet und nördlich der Nördlichen Kalkalpen plaziert. Diese tektonische Stellung ist in neuerer Zeit weitgehend akzeptiert, sie wird z. B. durch Untersuchungen MOSTLERS (1973), der zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und (oberostalpinen) Grauwackenzone eine durchgehende tektonische Trennfläche mit zahlreichen eingequetschten Kristallinspanen feststellte, erneut bestätigt.

Kurz soll noch auf die Stellung der Arosa-Zone eingegangen werden. Die bei TOLLMANN (1970) gebrachten Argumente machen eine ehemalige Position westlich der Tarntaler Berge wahrscheinlich, ohne daß hier diskutiert werden soll, ob man diesen Bereich dem Unterostalpin oder dem Penninikum zuordnen soll. Nach der Lateralverschiebung ergibt sich folgende N-S Abfolge (vgl. Abb. 17): Arosa-Zone, Nördliche Kalkalpen, Silvretta. Die Arosa-Zone wird anschließend durch die Kalkalpen überschoben, einzelne Späne werden bis zum Kalkalpenrand mitgeschürft, andererseits blieben Reste von Kalkalpin (Madrisa-Zone)

auf der Arosa-Zone hängen. Einen Teil davon bilden die bei TRÜMPY (1969, S. 381) besprochenen und in TOLLMANN (1970) erwähnten Partnach- und Arlberg-Schollen. Die Madrisa-Zone wurde anschließend von der dem Kalkalpin nachfolgenden Silvretta-Einheit überfahren. Dieser Vorstellung folgend können die Partnachschichten an der Basis des Silvrettakristallins also *nicht* mit den Partnachschichten im Liegenden des mittelostalpinen Brenner-Mesozoikums (vgl. GEYSSANT, 1973 und Kap. 4.53) verglichen werden. Die ursprüngliche Position der Arosa-Zone direkt im N des Kalkalpins, ohne trennendes „Mittelostalpin“ (sensu TOLLMANN), würde auch gut mit den von zahlreichen Autoren (z. B. JACOBSHAGEN & OTTE, 1968) festgestellten faziellen Übergängen zum Oberostalpin der westlichen Nördlichen Kalkalpen übereinstimmen.

Die engen Faziesbeziehungen zwischen dem Drauzug und dem Westteil der Nördlichen Kalkalpen wurden in Kap. 4.3 diskutiert. Hauptgrund für die Anordnung des Drauzuges im W und nicht im S der westlichen Nördlichen Kalkalpen ist die paläogeographische Situation beider Gebiete, die auf Festlandsareale jeweils im N sowie einen offeneren Meeresbereich im S hinweist.

Mit dem Transversalverschiebungsmodell ergibt sich auch (vgl. Kap. 5.3) ein geschlossenes paläogeographisches Bild zwischen Drauzug und benachbarten Südalpen. Hier im Süden liegt nämlich der aus der paläogeographischen Situation des Drauzuges zu fordernde offener Meeresbereich vor. So kann beispielsweise im Nor der gleiche Übergang von Riff-ferner Flachwasserfazies (Hauptdolomit der Nordkarawanken) über eine Riff-nähere Lagunenfazies bzw. das Riff (Dachsteinkalk der Südkarawanken und der Steiner Alpen) zu einer Beckenfazies (Hallstätterkalk der Steiner Alpen) beobachtet werden wie er ebenso in dem noch ungefähr im ehemaligen Verband befindlichen Bereich der Kalkalpen gegeben ist. Auch das aus den Südkarawanken beschriebene Einsetzen rhätischen Riffkalkes am Top des Dachsteinkalkes (FLÜGEL & RAMOVŠ, 1961) entspricht der Situation in weiten Bereichen der mittleren und östlichen Nördlichen Kalkalpen. Die Faziesbeziehungen werden noch plausibler, wenn man die tektonische Amputation eines Teiles des nördlichen Südalpins postuliert (vgl. Abb. 17 und Kap. 5.3).

Aus dem hier vorgestellten palinspastischen Rekonstruktionsversuch wird die große Bedeutung der TOLLMANNschen palinspastischen Anordnung (Abb. 15) ersichtlich: Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin (alle sensu TOLLMANN) nehmen jeweils geschlossene Gebiete ein und weisen dementsprechend Faziesbeziehungen von Profil zu Profil auf. Es lag in keinem einzigen Fall ein zwingender Grund vor, beispielsweise ein „mittelostalpines“ Profil innerhalb des „Unterostalpins“ anzuordnen. Auch die von TOLLMANN immer wieder betonten Faziesbeziehungen zwischen Unterostalpin und Mittelostalpin bleiben voll gültig, das Mittelostalpin stellt jetzt die ehemalige streichende Fortsetzung des Unterostalpins dar.

Gleichzeitig muß auch auf die zahlreichen Übereinstimmungen mit der Synthese TRÜMPYS (1969, vgl. auch Abb. 16) hingewiesen werden. Insbesondere handelt es sich um die schon von TRÜMPY herausgestellten Beziehungen von Engadiner Dolomiten, Ortler, Jaggl, zu den Südalpen. Auch die Position im S der Nördlichen

Kalkalpen (vor der Deckenüberschiebung) stimmt überein. Nach TRÜMPYS Modell zeigt dies allerdings die ursprüngliche Nachbarschaft an, nach unseren Vorstellungen ist diese Position eine Folge der Lateralverschiebung.

Zu diskutieren ist, ob in Zukunft der Begriff „Mittelostalpin“ weiter verwendet werden soll. Abzuklären bleibt auch, ob die Engadiner Dolomiten, Silvretta, Stubai Alpen, etc. als „Oberostalpin“ angesprochen werden soll. Hier zeigt sich die Schwierigkeit, daß mit diesen Begriffen bisher sowohl tektonische Position als auch paläogeographische Lage umfaßt wurden.

Abschließend soll die permotriassische paläogeographische Entwicklung anhand der im palinspastischen Modell (Abb. 17) gegebenen Anordnung skizziert werden. Zu beachten ist, daß bei der Angabe von Himmelsrichtungen Rotationen nicht berücksichtigt wurden.

Zu den vorvariscischen Abfolgen ist anzumerken, daß nach unserem Schema die Grauwackenzone die ostnordöstliche Fortsetzung des Paläozoikums von Karnischen Alpen und Südkarawanken darstellt. Zusammenhängende Gebiete nimmt vielfach auch der Quarzphyllit ein. Auf diesen Fragenkomplex soll jedoch nicht näher eingegangen werden, da derzeit noch unklar ist, welches Ausmaß die variscische Deckenbewegung erreicht (vgl. H. W. FLÜGEL, 1977; mit weiterer Literatur).

Perm bis Untertrias

Als Folge der variscischen Orogenese wurden ältere Sedimente vielfach abgetragen, etwa entlang einer NE-SW streichenden Linie, die vom Unterostalpin nördlich der Kalkalpen über die westlichen Kalkalpen, den westlichen Drauzug in die zentralen Südalpen (östlich der Südtiroler Dolomiten) reicht.

Mit dem Perm beginnt eine von SE gegen NW voranschreitende Transgression, die im Bereich der Karnischen Alpen vorübergehend zum Stehen kommt. Auffallend ist, daß in einiger Entfernung von dem sich während des Unterperms ausbreitenden Ozean Quarzporphyrvulkanismus auftritt (Lugano, Bozen, Drauzug, westliche Kalkalpen), dessen Schüttungen das Hauptverbreitungsgebiet mariner Sedimente zu dieser Zeit, die Karnischen Alpen, nicht erreichen. Vielleicht existierte zwischen beiden vorübergehend eine Schwellenzone, die auch für den oben erwähnten Stillstand der Transgression verantwortlich sein könnte. Nordgerichtete Schüttungen im Drauzug während des Unterperms (RIEHL-HERWIRSCH & NIEDERMAYR, 1975) sind hierfür ein Indiz, ebenso wie gleichgerichtete Schüttungen innerhalb des „Münstertaler Verrucano“ der Engadiner Dolomiten (TRÜMPY & DÖSEGGER, 1972).

Im Oberperm stößt die marine Sedimentation weiter nach W bzw. NW vor, sie erreicht den Rand der Etschbucht bzw. den Südrand der Nördlichen Kalkalpen. In den Übergangsgebieten von kontinentaler zu mariner Sedimentation kommt es zu Salinarablagerungen (Haselgebirge, Bellerophon-Gipse).

Auffallend ist das erneute Aufleben klastischer Sedimentation im Skyth, vielleicht im Zusammenhang mit Hebungen im Hinterland. Den Abtragsgebieten vorgelagert ist eine aride Alluvialebene („Servino“, „Permoskythsandstein“) (vgl. MOSTLER & ROSSNER, 1977). Im Übergangsgebiet von terrestrischer zu mari-

ner Sedimentation treten wiederum Gipsbildungen auf. Deutlich ist das Vorgreifen der Transgression während des Oberperms und der Untertrias. In den Südalpen reichen die oberpermischen Bellerophon-Gipse im W bis zur Etschbucht, die oberskythischen Gipse des Carniola reichen bis in die westliche Lombardei (vgl. BERNOULLI, 1964; ASSERETO et al., 1973). Auch im Drauzug sowie in den mittleren Kalkalpen (z. B. Becken von Reichenhall) treten Salinarablagerungen auf.

Der im SE gelegene marine Bereich wird durch überwiegend kalkige Sedimente des Oberskyth mit einer Ammonitenfauna angezeigt. Diese können im Verbreitungsgebiet der Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen, der Gurktaler Alpen sowie im Südalpin bis hin zu den Dolomiten beobachtet werden. Die hochmarine Fazies dieses sich im alpinen Bereich auswirkenden Tethys-Ausläufers tritt nach KRYSŤYN (1974) erst von Albanien nach Süden hin auf.

Mitteltrias

Am Beginn der Mitteltrias steht eine weitausgreifende Transgression. Nach häufigen salinaren Basisbildungen (Rauhwacken) folgen auch in den bisher noch kontinentalen Gebieten zumeist marine Sedimente. Unteranische Beckenbildungen treten insbesondere dort auf, wo schon im höheren Skyth ein stärker mariner Einfluß spürbar war, z. B. in den zentralen Kalkalpen. Hier kommen sowohl Werfener Karbonate mit Ammoniten vor als auch Beckensedimente der Gutensteiner Schichten. Das Hauptgestein bilden jedoch Flachwasserkarbonate, die eine riesige Plattform aufbauen. Örtlich kann ein gewisser klastischer Einschlag festgestellt werden (z. B. Südalpen, Drauzug), der insbesondere im mittleren und höheren Anis spürbar wird. Abtragungsgebiete einerseits, Beckenbildungen andererseits beleben das vordem eintönige Bild und zeigen ein zunehmendes Mobilwerden des Untergrundes an (Beginn der Ausdünnung der kontinentalen Kruste?). Besonders deutlich zeichnet sich die Faziesheteropie in den Südalpen sowie den Nördlichen Kalkalpen und dem Drauzug ab, also den ozeannäheren Gebieten. Die erwähnten Abtragungsgebiete müssen teilweise größeren Umfang besessen haben (Chirotherienfährten, BRANDNER, 1973), ohne daß die Anordnung bisher im einzelnen bekannt wäre.

Im höheren Anis tritt ein vorübergehender Stillstand der tektonischen Aktivität ein, eine sich ausbreitende Karbonatplattform beendet zumeist die vorhergehende Faziesvielfalt.

Wenig später wird jedoch erneut Dehnungstektonik spürbar (BECHSTÄDT et al., im Druck b), im S und im E sinken weite Bereiche der eben gebildeten Plattform ab („Reiflinger Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974), Beckensedimentation stellt sich ein. Damit in Zusammenhang steht das Einsetzen von Vulkanismus einerseits, Riffbildung andererseits (verbesserte Zirkulation!). Die Entwicklung von Na-reichen basischen Magmatiten (Oberes Perm, Untere Trias, z. B. innerhalb des Haselgebirges) zu den Alkalibasalten der Mitteltrias (laut FERRARA & INNOCENTI, 1974) stimmt mit Charakteristiken eines beginnenden Rifting überein (BECHSTÄDT et al., im Druck a, b).

Die Beckensedimente treten aber nur im S und E des betrachteten Gebietes auf, fast nur im Südalpin bzw. Oberostalpin, während die im N angrenzenden Bereiche überwiegend kalkalgenführende Karbonate aufweisen.

Obertrias

Im Cordevol (Unterkarn) dehnen sich die Riffe stark aus auf Kosten der benachbarten Beckenbereiche. Absenkung des Meeresspiegels, möglicherweise auch tektonische Hebung, läßt weite Gebiete verkarsten. Etwa im Übergangsbereich von der eintönigen Karbonatplattform zu den im SE vorgelagerten ausgedehnteren Beckenbereichen treten weitverbreitete Blei-Zink-Vererzungen auf. Dieser Streifen mit Vererzungen folgt etwa einer ENE-WSW-Richtung, wie die meisten paläogeographischen Grenzen zuvor (BECHSTÄDT, im Druck).

Im mittleren und höheren Karn (Jul/Tuval) werden in den nördlichen und westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Drauzug, in den zentralen und westlichen Südalpen, die noch bestehenden Beckenbereiche, schließlich auch die Karbonatplattformen, von einer klastisch-karbonatischen Sequenz überlagert. Vielfach treten auch Verlandungen auf, besonders in den zentralen und westlichen Südalpen. In den Nordgebieten kann, sofern Sedimente bekannt sind, ebenfalls insbesondere klastische Sedimentation beobachtet werden. Beckensedimente sind hingegen aus den südöstlichen Kalkalpen, den Gurktaler Alpen sowie den östlichen Südalpen bekannt.

Während des unteren Nors breitet sich erneut eine riesige Karbonatplattform aus („Hauptdolomit“), gegen N stärker terrestrische Einflüsse zeigend („Bunter Keuper“). Dies kann mit einem vorübergehenden Stillstand des oben erwähnten Rifting in Zusammenhang gebracht werden; BECHSTÄDT et al. (im Druck a, b) sprechen von einem „aborted rifting“.

Im SE hingegen existieren einzelne, kleinere Bereiche, in denen die Beckensedimentation seit dem Oberanis durchläuft (z. B. Hallstätter Raum), dazwischen tritt ein Riffbereich auf (Dachsteinkalk). Von Bedeutung ist, daß nach unseren palinspastischen Vorstellungen (Abb. 17) der Bereich der Hallstätter Zone in Nachbarschaft zu den Nordausläufern der dinarischen „Inneren Radiolarit und Ophiolith-Zone“ gerät (Šumadija-Zone, vgl. TOLLMANN, 1968 : 8).

Die obernorisch-rhätische Faziesheteropie scheint schon die jurassische Absenkungsphase (insbesondere des Penninikums) abzuzeichnen, da zu dieser Zeit auch in den nördlichen Gebieten Beckensedimente auftreten; kräftigere Wellenbewegung muß hier vielfach angenommen werden (Ooide).

Auch die Faziesentwicklung der Gosau könnte mit der Lateralverschiebung erklärt werden: nach OBERHAUSER (1973) weicht die nordalpine Gosau von der südlich des Zentralkammes deutlich ab, letztere zeigt eher Beziehungen zum südalpinen, dinarischen bzw. ungarischen Raum. Gleichzeitig stützt dieser Befund (siehe unten) die Annahme eines jurassischen bis kretazischen Alters der Verschiebung. Dieses angenommene Alter ist auch der Grund, warum die Faziesentwicklung der jurassischen Abfolgen nicht unter dem Blickwinkel der Lateralverschiebung gedeutet werden kann. Hier ist vielmehr der umgekehrte Weg zu gehen: Die Sedimente des Jura bzw. der Kreide müßten erst daraufhin unter-

sucht werden, ob sie eine Aussage über das Alter der postulierten Lateralverschiebung gestatten.

Während der gesamten Permotrias sind also immer wieder ENE-WSW streichende Faziesgrenzen, im großen wie im kleinen feststellbar. Auffallend ist, daß in den zentralen und westlichen Südalpen (vgl. TRÜMPY, 1975; BECHSTÄDT et al., im Druck b) häufig NE-SW bzw. NW-SE streichende Richtungen auftreten, die überdies etwa N-S verlaufende Zonen unterschiedlicher Absenkung (vgl. Kap. 5.2) schneiden. Da die unterschiedliche Absenkung jedoch insbesondere an den Sedimenten des Hauptdolomites (BOSELLINI, 1965) erarbeitet wurde, ist zu prüfen, ob dies auch für die Untere und Mittlere Trias zutrifft.

Das Ost- und Südalpin vermittelt in der Trias zwischen einem Festland im N und W und einem marinen Bereich im SE. Dementsprechend herrscht im S und E dieses breiten Schelfareales stärker mariner Einfluß, hier kann eine reichere Faziesheteropie beobachtet werden. Im Laufe der Permotrias erfaßt der marine Einfluß ständig größere Gebiete. Als Festlandsareal kommt in erster Linie das im N anschließende Penninikum in Betracht. Das Penninikum war vielfach Erosionsgebiet, die Verlandung reichte bis in den Bereich der heutigen Zentralgneise (FRISCH, 1976; KLEMM et al., Vortrag Salzburg 1977).

Großräumige Lateralverschiebungen stellen eine Möglichkeit der Neugliederung eines Ablagerungsraumes dar, die bisher angesichts der dominierenden Überschiebungsstrukturen zuwenig beachtet wurde; auch fällt der Nachweis infolge der anschließenden Deckenbewegungen sehr schwer. TRÜMPY (1975) war einer der ersten, der mögliche großräumige Lateralverschiebungen diskutiert, ohne hierbei nur an die Periadriatische Naht zu denken. Schon vorher hatte BOSELLINI (1973) eine präoligozäne, etwa E-W streichende, linkshändige Lateralverschiebung angenommen, die eine Ostverschiebung des Nordapennins bewirkt haben soll. Die Störungslinie soll heute größtenteils unter der Poebene begraben liegen. TRÜMPY (1976) diskutiert die Möglichkeit einer (ebenfalls linkshändigen) Lateralverschiebung in den Westalpen, die etwa E-W gerichtet anzunehmen ist und Faziesbeziehungen zwischen den westlichen Südalpen und den höchsten Decken der Prealpes sowie den hochpenninischen bzw. unterostalpinen Decken Graubündens erklären würde. Diese Störung, die für die Bogenform der Westalpen verantwortlich sein könnte ist möglicherweise als Fortsetzung der nordpyrenäischen Transform-Störung anzusehen. Bei der Frage der Fortsetzung in die Ostalpen erwähnt TRÜMPY (S. 259) die problematische Stellung des Drauzuges. Wir konnten nun aufzeigen, daß eine linkshändige Lateralverschiebung die zahlreichen Faziesbeziehungen innerhalb des Ost- und Südalpins besser erklärt, als die bisherigen palinospastischen Vorstellungen es vermögen. Denkbar ist, daß es sich hierbei um die Ostfortsetzung der von TRÜMPY postulierten Störung handeln könnte. Eine weitere linkshändige und wiederum etwa E-W gerichtete Lateralverschiebung, wenn auch etwas geringerer Größenordnung, nimmt A. G. FISCHER (1965) innerhalb der Nördlichen Kalkalpen an.

Beginnt man die Lateralverschiebungsbahn innerhalb der Ostalpen zu suchen so ist zunächst anzumerken, daß infolge der an die Lateralverschiebung anschließenden Subduktion und Kollision die Verschiebungsbahn vielfach unter ehemals

südllicher gelegenen tektonischen Einheiten verborgen sein mag. Zu diskutieren bleibt jedoch, ob die Arlberg-Störung und Teile der östlich anschließenden Inntal-Störung dieser alten Verschiebungsbahn entsprechen könnten. Östlich des Tauernfensters käme eventuell die Mölltal-Störung in Frage. Diese streicht zwar auf den zentralen Drauzug zu, berücksichtigt man aber den von allen bisherigen Autoren angenommenen Nordschub des Drauzuges, über einen ehemals nördlich anschließenden Geländestreifen hinweg, so ist ein Verlauf der Störungsbahn in Richtung auf den Drauzug (und nicht auf dessen Ostende) sogar anzunehmen. Auch die heutige Position einzelner, in Abb. 17 aus faziellen Gründen im N des Drauzuges eingewurzelter Gebiete (z. B. Stangalm) auf dem Unterostalpin, nördlich der Mölltalstörung, ist nicht unbedingt ein Gegenargument: eine Überschiebung der Transversalstörung durch das „Mittelostalpin“ und eine schlußendliche Lage tektonischer Einheiten auf dem „Unterostalpin“ (unter gleichzeitiger Ausquetschung der Nördlichen Kalkalpen) wäre geologisch durchaus vorstellbar: ein ähnlicher Mechanismus wird von TOLLMANN (1977) für die mittelostalpine Überlagerung des Unterengadiner Pennins vorgeschlagen, unter Ausquetschung des nach TOLLMANN ehemals vermittelnden Unterostalpins (das nach unserer Vorstellung allerdings viel weiter im E lag).

Abschließend soll diskutiert werden, ob auch in der Ostfortsetzung der Ostalpen, also den westlichen Karpaten, die Möglichkeit von Lateralverschiebungen besteht. Die Einheiten des Ostalpins können in die Karpaten hinein verfolgt werden (TOLLMANN, 1963, 1965 usw.; ANDRUSOV, 1966); obwohl die genauen Parallelisierungen noch etwas umstritten sind, herrscht an der Tatsache der Vergleichbarkeit beider Gebirgszüge kein Zweifel. Nach bisheriger Auffassung liegt also im Norden der „oberostalpinen“ Gemeriden das „Mittelostalpin“ bzw. „Unterostalpin“ der Veporiden und der Križna-Decken usw. Die weiter im N, nördlich der nicht genau dem Pennin parallelisierbaren Tatriden gelegene Pieninische Klippenzone ist nach bisheriger Vorstellung etwa dem Helvetikum vergleichbar.

Von besonderer Bedeutung ist nun, daß MÍŠÍK et al. (1977) aus Geröllen kretazischer Konglomerate der Pieninischen Klippenzone sowie deren Nachbarbereichen eine Triasabfolge rekonstruieren konnten, die völlig der bekannten Abfolge der weit im S gelegenen („oberostalpinen“) Gemeriden entspricht. MÍŠÍK et al. kommen zu der Ansicht, daß es in den Westkarpaten zwei „oberostalpine“ Entwicklungen mit weitgehend identischer Faziesausbildung gegeben hat, eine im S und eine im N (Gemeriden und Bereich der „Pieninischen Kordillere“), getrennt durch die „zentralalpine“ Fazies der Veporiden, Križna-Decke usw. Diese paläogeographische Vorstellung entspricht damit etwa der, wie sie für die Ostalpen u. a. von E. KRAUS (1951) und zahlreichen Autoren nach ihm angenommen wurde. MÍŠÍK et al. lehnen einen Deckentransport eines Teils der Gemeriden in den späteren Bereich der Pieninischen Klippenzone ab, und zwar wegen des kretazischen Alters der Konglomerate (ab dem Alb), in denen die Triasgerölle auftreten.

Zu prüfen ist, ob die von MÍŠÍK et al. völlig außer acht gelassene Möglichkeit einer Lateralverschiebung das beschriebene Problem nicht besser erklärt als die

schwer vorstellbare Annahme zweier weitgehend identer Faziesabläufe in zwei weit voneinander entfernten Bereichen. Eine Lateralverschiebung könnte also die ehemals in der streichenden Fortsetzung der Gemeriden abgelagerte Trias der Pieninischen Klippenzone relativ nach NW verschoben haben. Anschließend erfolgte eine Aufarbeitung der Schichtfolge, die die Umgebung mit Triasmaterial versorgte. Diese Vorstellung würde auch besser die zentralalpinen Faziesabfolgen, z. B. die Keuperfazies der Križna-Einheit bzw. der Tatriden, erklären, die bei einem im N anschließenden Trog der Pieninischen Klippenzone nur schwer verständlich wäre. Die von MISIK et al. getroffene Annahme eines langen, schmalen Beckens, in dem es zur Bildung von Beckensedimenten (Hallstätter Kalke, Reiflinger Kalke) und von Riffen kam, widerspricht allen bekannten rezenten Äquivalenten. Der Vergleich mit den Partnachbecken bzw. der Hallstätter Zone ist nicht stichhaltig, da es sich bei deren paläogeographischer Konstellation nicht um völlig von riesigen Flachwassergebieten umschlossene Areale handelt.

Von Bedeutung ist der Altershinweis, der sich aus der frühesten Aufarbeitung der Pienidischen Kordillere ergibt: die ersten Konglomerate treten im Alb auf. Sollte also eine Seitenverschiebung abgelaufen sein, dann wäre sie in der Zeitspanne zwischen Jura und mittlerer Kreide anzunehmen.

Der ost- und südalpine Raum stellt ohne Zweifel eine einheitliche Entwicklung dar, die nur einer einzigen Platte innerhalb des nordmediterranen Raumes zugeordnet werden kann („Karnische Platte“, DEWEY et al., 1973; „Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte“, DIETRICH, 1976). Nach DIETRICH gehen von einem „hot spot“ bzw. einer „triple junction“ im Südtiroler Bereich zwei Grabenbruchsysteme aus, deren südliches von hier bis in die Dinariden vorgeift. Dies widerspricht unseren palinspastischen Vorstellungen. Die Ansicht DIETRICHS stimmt auch nicht mit der Fazies- und Faunenentwicklung des Balkan in Raum und Zeit überein (vgl. BECHSTÄDT et al., 1976, mit weiterer Literatur). Diese läßt deutlich erkennen, daß Ost- und Südalpin am nordwestlichen Rand eines Astes der Tethys liegen, der sich von SE nach NW hin ausgebreitet hat und nicht umgekehrt. Am Balkan und in Kleinasien kann schon in der Untertrias echt ozeanisches Sediment beobachtet werden. Nach KAUFFMANN (1976) kam es hier schon im Oberskyth bzw. im Anis zur Ophiolithbildung. Bekannt sind auch die skythischen Hallstätter Kalke von Chios (vgl. u. a. JACOBSHAGEN, 1972). Weiter im E greift ein weiterer Meeresast, ausgehend wahrscheinlich von dem sich in Rumänien öffnenden „Siret-Ozean“ (HERZ & SAVU, 1974), bis hin zum Heiligkreuz-Gebirge Polens (vgl. TRAMMER, 1975), belegbar an Hand der Faunenwanderungen (vgl. MOSTLER & ROSSNER, 1977).

Innerhalb der Permotrias der Ost- und Südalpen ist demnach, im Gegensatz zur Ansicht DIETRICHS, der Ausläufer nur eines Rift-Systems anzunehmen.

Abschließend sollen einige Hinweise darauf gegeben werden, wie sich die Vorstellung einer Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins einfügt in neuere plattentektonische Modelle des mediterranen Raumes. Hieraus wird ein Hinweis auf das mögliche Alter der Seitenverschiebung erhofft. Eine echte Diskussion muß aus Platzgründen unterbleiben. Auf „ältere“ Modelle, wie das von DEWEY

et al. (1973), kann nicht eingegangen werden, da diese zu modifizieren sind und in die Modelle neueren Datums mit eingeflossen sind.

Den Vorstellungen von CHANNEL & HORVATH (1976) bzw. W. FRISCH (1977) folgend, bildete die Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte einen Sporn Afrikas, der weit nach N reichte. Nach LE PICHON et al. (1977) beginnt die Öffnung des zentralen Atlantiks im Lias. W. FRISCH sieht den südpenninischen Ozean als nördliche Fortsetzung des Atlantiks an, verbunden durch eine Transform-Störung, die Afrika von Europa trennt. Auch BIJU-DUVAL et al. (1977) glauben an eine derartige Störung, die nach FRISCH als R-R-(Rücken-Rücken-)Transform-Störung aufzufassen ist. Spätestens in der mittleren Kreide reißt sich nach FRISCH die „Adriatische Platte“ an der Ostfortsetzung der erwähnten Transform-Störung von Afrika los, das von nun an weiter nach E driftet. Dementsprechend ist die „Adriatische Platte“ nach FRISCH in der Oberkreide zwischen den sich linksseitig gegeneinander bewegendenden Kontinenten „Europa“ und „Afrika“ eingespannt und führt eine Gegenuhrzeiger-Rotation durch. Die erwähnten linksseitigen Lateralverschiebungen könnten mit diesen in der Kreide (und auch noch im Tertiär) ablaufenden Bewegungen zwischen „Europa“ und „Afrika“ in Zusammenhang stehen. Die durch die paläomagnetischen Untersuchungen nachgewiesenen Rotationen sind zum Teil wohl Intern-Drehungen innerhalb der „Adriatischen Platte“ an gekrümmten Lateralverschiebungsbahnen. Diese Vorstellung würde die durch die Paläomagnetik erhaltenen unterschiedlichen Rotationen innerhalb der „Adriatischen Platte“ erklären (vgl. SOFFEL, 1972; LOWRIE & ALVAREZ, 1975; MAURITSCH & FRISCH, im Druck; u. a.).

Literatur

- ACCORDI, B.: Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. — *Estud. Geol.*, 15, 1—17, Madrid 1959.
- VAN AMEROM, H. W. J. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — *Carinthia II*, 84, 9—15, Klagenfurt 1974.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Das permische Alter der „Karbon“-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). — *Carinthia II*, 86, 93—101, Klagenfurt 1976 a.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). — *Carinthia II*, 86, 103—112, Klagenfurt 1976 b.
- VAN AMEROM, H. W. J., BOERSMA, M. & RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zum Alter des „Karbons vom Christophberg“, Kärnten, Österreich. — *Geologie en Mijnbouw*, 55, 211—212, Den Haag 1976.
- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehungen zur alpidinarischen Grenze. — *Jb. Geol. B.-A.*, 94, 195—236, Wien 1951.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. — *Geologija, Razprave in Poročila*, 13, 116—132, Ljubljana 1970.
- ANDRUSOV, D.: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. — *Geol. Rdsch.*, 56, 69—78, Stuttgart 1966.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — *Carinthia II*, 49, 26—57, Klagenfurt 1939.

- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — *Geol. Rdsch.*, 61, 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, 50—137, Stuttgart 1975.
- ANGER, H. (mit einem Beitrag von W. KLAUS): Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1, 174, 79—84, Wien 1965.
- ARGAND, E.: Sur l'arc des Alpes occidentales. — *Eclogae geol. Helv.*, 14/1, 145—191, Lausanne 1916.
- ARGAND, E.: Plissements précurseurs et plissements tardifs des Chaines de Montagnes. — *Soc. helvétique sci. nat. Actes*, 101 sess., 2, 13—39, 1920.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W. C.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). — In: A. LOGAN & V. HILLS (Ed.), *The Permian and Triassic system and their mutual boundary*, *Canad. Soc. Petrol. Geol., Spec. Publ.* 2, 176—199, Calgary 1973.
- ASSERETO, R., BRIGO, L., BRUSCA, C., OMENETTO, P. & ZUFFARDI, P.: Italian ore/mineral deposits related to emersion surfaces. — *Mineral. Deposita (Berl.)*, 11, 170—179, Berlin 1976.
- ASSERETO, R. & KENDALL, CH. G. STC.: Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. — *Sedimentology*, 24, 153—210, Oxford 1977.
- BACHMANN, G. H. & JACOBSHAGEN, V.: Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidaurus (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). — *Z. dt. geol. Ges.*, 123, 195—223, Hannover 1974.
- BARBIERI, G., ZANCHE, V., DI LALLO, E., MIETTO, P. & SEDEA, R.: Middle Triassic emersion phases in the Recoaro area (Vicentinian Alps, N. E. Italy). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977, 9, 523—531, Stuttgart 1977.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. — *Jb. Geol. B.-A.*, 113, 189—245, Wien 1970.
- BAUER, F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. — *Veröffentl. Univ. Innsbruck*, 86, Festschr. HEISSEL, 1—23, Innsbruck 1973.
- BAUMANN, A.: Zur Geologie der Piz Starlex-Gruppe (Val S-charl, GR/Val d'Avigna, Prov. Bolzano, Italien). — *Eclogae geol. Helv.*, 69/1, 239—248, Basel 1976.
- BECHSTÄDT, T.: Zykllotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). — *Veröffentl. Univ. Innsbruck*, 86, Festschr. HEISSEL, 25—55, 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 a.
- BECHSTÄDT, T.: Lead-zinc ores dependent on cyclic sedimentation (Wetterstein-limestone of Bleiberg-Kreuth, Carinthia, Austria). — *Mineral. Deposita (Berl.)*, 10, 234—248, Berlin 1975 b.
- BECHSTÄDT, T.: Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. Ein Hinweis zur Genese der Blei-Zink-Erze. — *Berg-Hüttenmänn. Mh.*, 120, 10, 466—471, Leoben 1975 c.
- BECHSTÄDT, T.: The lead-zinc deposit of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria): Palinspastic situation, paleogeography and ore mineralisation. — 3rd ISMIDA, Leoben 1977 (im Druck).
- BECHSTÄDT, T.: Probleme der Rauhackenentstehung, diskutiert am Beispiel von Raibler Rauhacken des Drauzuges (Österreich). — In Vorbereitung.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Olang Dolomiten, Südtirol). — *Beitr. Mikrofazies u. Strat. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck)*, 9—103, Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — *Geol. Rdsch.*, 65, 2, 616—648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Middle Triassic block faulting in the Eastern and Southern Alps. — In: H. CLOSS & K. SCHMIDT (Ed.), *Mediterranean orogens*, Schweizerbart Verlag, Stuttgart, im Druck (a).
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, im Druck (b).

- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, 5/6, 1—74, Innsbruck 1974 a.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — In: H. ZAPFE (Ed.), *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*, Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 45—55, Wien 1974 b.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 271—289, Hannover 1976.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Gutensteiner Schichten in den östlichen Kalkvorpalen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — In Vorbereitung.
- BECK-MANAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — In: *Skizzen zum Antlitz der Erde*. Kober Festschrift, 131—147, Hollinek Verl., Wien 1953.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). — *Jb. Geol. B.-A.*, 100, 2, 179—212, Wien 1957.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 104, 213—237, Wien 1961.
- VAN BEMMELEN, R. W. & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich) (Dritter und letzter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 108, 213—268, Wien 1965.
- BERNOULLI, D.: Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente. — *Beitr. geol. Kte. Schweiz*, N. F. 118, 134 S., Bern 1964.
- 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, B. & MONTADERT, L. (Ed.), *Internat. sympos. on the structural history of the Mediterranean basins*, 143—164, Editions Technip, Paris 1977.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 163—199, Wien 1975.
- BOSELLINI, A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. — *Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia-Tridentina*, 15, 3, 72 S., Trento 1965.
- BOSELLINI, A.: Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionali durante il Giurassico-Cretaceo; sue possibili applicazioni agli Apennini. — *Accad. Naz. Lincei*, v. 370/183, 163—205, Roma 1973.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D.: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. — *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.* 18, Reefs in time and space, 209—233, Tulsa 1974.
- BRANDNER, R.: „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpidinarischen Grenze). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 21, 143—162, Innsbruck 1972.
- BRANDNER, R.: Tetrapodenfährten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen. — *Veröffentl. Univ. Innsbruck*, 86, Festschr. HEISSEL, 57—71, Innsbruck 1973.
- BUGGISCH, W.: Die Grödnere Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. — *Geol. Rundsch.*, 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, 649—690, Stuttgart 1976.
- CERNY, I.: Zur Fazies und Blei/Zink-Verteilung im „Anis“ der Karawanken. — *Carinthia II*, 87, 59—78, Klagenfurt 1977.
- CHAIR, M. & THIEDIG, F.: Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). — *Der Karinthin*, Folge 69, 60—63, Salzburg 1973.
- 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.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, Sdh. G, 1965, 11—35, Wien 1965.

- COLINS, E.: Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller Berücksichtigung der Mikrofazies. — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 149 S., Innsbruck 1975.
- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 2, 1—43, Innsbruck 1974.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I). — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 162, 279—294, Wien 1953.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (II). — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 164, 131—144, Wien 1955.
- CROS, P. & LAGNY, PH.: Paléokarsts dans la Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales; importance stratigraphique et paléogéographique. — Sciences de la Terre, XIV, 2, 139—195, Nancy 1969.
- CZURDA, K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 235—250, Innsbruck 1972.
- CZURDA, K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1973, 3, 397—409, Wien 1973.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikons (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). — Beitr. Mikrofazies u. Stratigr. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 165—253, Innsbruck 1970.
- DE BOER, J.: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). — Geologica Ultraiectina, 11, 178 S., Utrecht 1963.
- DE JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — Geol. Rdsch., 56, 103—115, Stuttgart 1967.
- DEWEY, J. F. & BIRD, J. M.: Mountain belts and the New Global Tectonics. — J. Geophys. Res., 75, 14, 2625—2647, Washington 1970.
- DEWEY, J. F. & BURKE, K.: Hot spots and continental break-up: Implications for collisional orogeny. — Geology, 2, 57—60, Boulder 1974.
- 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.: Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese. — Geotekton. Forschg., 50, 1—84, Stuttgart 1976.
- DÖSEGGER, R. & MÜLLER, W. H.: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. — Eclogae geol. Helv., 69/1, 229—238, Basel 1976.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — In: W. E. HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks, a symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, 108—121, Tulsa 1962.
- EISBACHER, G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck-Saalfelden. — Veröffentl. Ferdinandeum Innsbruck, 43, 133—141, Innsbruck 1963.
- ENDERS, P.: Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalkes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. — Unveröffentl. Diss. TU München, 152 S., München 1974.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17 (1966), 5—50, Wien 1967.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23 (1976), 163—180, Wien 1976.
- 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.
- EXNER, C.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, 1—108, Wien 1972.
- EXNER, C. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. — Verh. Geol. B.-A., 1973, 357—365, Wien 1973.

- FABRICIUS, F. H.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 113, 311—319, Hannover 1962.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — Internat. sediment. petrogr. Ser., 9, 143 S., Brill Verl., Leiden 1966.
- FABRICIUS, F. H.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 56, 140—170, Stuttgart 1967.
- FABRICIUS, F. H.: Origin of marine oöids and grapestones. — Contr. Sediment., 7, 113 S., Stuttgart 1977.
- FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 11—32, Wien 1972.
- FELLNER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., 116, 832—858, Hannover 1966.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H. W., HOLZER, H. L. & SCHÖNLAUB, H. P.: Zur variscischen Orogenese in den Karnischen Alpen — eine Stellungnahme. — Verh. Geol. B.-A., 1974, A 149—A 153, Wien 1974.
- 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, 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.: The Lofers-cyclothems of the Alpine Triassic. — In: D. F. MERRIAM (Ed.), Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull., 169, 107—149, Topeka (Kansas) 1964.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 20—33, Wien 1965.
- FLÜGEL, E. & RAMOVŠ, A.: Fossilinhalt und Mikrofacies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunščica-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slovenien, Jugoslawien). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 287—294, Stuttgart 1961.
- FLÜGEL, H. W.: Eine neue Megalodontenfauna aus dem Hauptdolomit von Bleiberg, Kärnten. — Carinthia II, 58/60, 126—129, Klagenfurt 1950.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., 64, 1, 1—62, Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970—1975). — Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1975, 7/8, 656—684, Stuttgart 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des Alpinen Variszikums. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977 (11), 659—674, Stuttgart 1977.
- FOETTERLE, F.: Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen- und der Triasgebilde im südwestlichen Teile von Kärnten. Sitzungsber. vom 15. April 1856. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 7, 372—373, Wien 1856.
- FORNEY, G. G.: Permo-Triassic sea level change. — J. Geol., 83, 773—779, Chicago 1975.
- FÖRSTER, H., SOFFEL, H. & ZINSSER, H.: Paleomagnetism 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.
- FRISCH, J.: Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. — Jb. Geol. B. A., 118, 75—117, Wien 1975.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. — Geol. Rdsch., 65, 2, 375—393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen — eine plattentektonische Rekonstruktion — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 203—215, Wien 1977.
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, 151, 52—57, Klagenfurt 1961.
- FRITSCH, W. & STREHL, E.: Amethyst aus den Vulkaniten der Villacher Alpe (Dobratsch). — Carinthia II, 71, 67—69, Klagenfurt 1961.

- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsraumes auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — *Sediment. Geol.*, 1, 159—179, Amsterdam 1967.
- GERMANN, K.: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. — *Sedimentology*, 12, 257—277, Amsterdam 1969.
- GEYER, G.: Zur Stratigraphie der Gailthaler Alpen in Kärnten. — *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, 1897, 114—127, Wien 1897.
- GEYER, G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, 47, 295—364, Wien 1898.
- GEYER, G.: Geologische Aufnahme im Weißenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzgellkette (Oberkärnten). — *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, 1901, 113—139, Wien 1901 a.
- GEYER, G.: Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. — *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, 1901, 338—359, Wien 1901 b.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 75.000, Oberdrauburg-Mauthen. — 85 S., Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 c.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie, 1 : 75.000, Blatt Oberdrauburg und Mauthen, Nr. 5350, Zone 19, col. VIII, Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1901 d.
- GEYER, G.: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, 1903, 165—195, Wien 1903.
- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner-Tyrol, Autriche). — *Bull. Soc. Geol. France*, (7) 12 (1970), 426—430, Paris 1972.
- GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. — *Verh. Geol. B.-A.* 1973, 8, 377—396, Wien 1973.
- GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J.: Versuch einer Synthese zwischen dem geotektonischen Bauplan und der Krustenstruktur der Alpen. — „Unternehmen Erdmantel“, DFG Forschungsber., 330—335, Wiesbaden 1972.
- GROSCURTH, J. & REUTTER, K. J.: Beziehungen zwischen Rauhawackenbildung und Deckenbau im Nordapennin. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977, 449—465, Stuttgart 1977.
- GUHL, M.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Kalkstein in den Villgrater Alpen (Osttirol). — Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. München, 90 S., München 1974.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., Perthes Verl., Gotha 1861.
- GÜMBEL, C. W. v.: Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triqueter*) und ihre alpinen Verwandten. — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 45, 326—377, Wien 1862.
- GÜNTHER, K.: Ergebnisse meeresgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen in der nördlichen Tyrrhenis und im Ligurischen Meer und ihre Konsequenzen für die Deutung der Orogenese des Nordapennin. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, 3, 265—296, Stuttgart 1973.
- HALLAM, A.: *Gyrochorte* and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England. — In: T. P. CRIMES & J. C. HARPER (Ed.), *Trace fossils. Geol. J., Spec. issue 3*, 189—200, Seel House Press, Liverpool 1970.
- HARSCH, W.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 121, 253—272, Hannover 1970.
- HAUER, F. v.: Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der k. k. geologischen Reichsanstalt im Sommer 1885. — *Jb. Geol. R.-A.*, 6, 741—749, Wien 1885.
- HAUER, F. v.: Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, 22, 149—228, Wien 1872.
- HAUSER, C.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reisskofel (Kärnten). Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten). — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 164 S., Innsbruck 1975.
- HEDBERG, H. D. (Ed.): *International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* — 220 S., Verl. Wiley, Chichester (Sussex) 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. — *Geol. Rdsch.*, 65, 2, 459—482, Stuttgart 1976.

- HERAK, M.: Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens. — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, 101—106, Wien 1974.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. — In: F. X. SCHAFFER (Ed.), Geologie von Österreich, 232—300, Deuticke Verl., Wien 1951.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — Jb. Geol. B.-A., 101, 191—200, Wien 1959.
- HERZ, N. & SAVU, H.: Plate tectonic history of Romania. — Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1429—1440, Boulder 1974.
- VAN HILTEN, D.: Geology and Permian paleomagnetism of the Val-di-Non area, W. Dolomites, N. Italy. — Geologica ultraiectina, 5, 1—95, Utrecht 1960.
- HIRSCH, F.: Etude stratigraphique du Trias moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). — Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 80, 73 S., Zürich 1966.
- HOFMANN, W.: Zur Lithofazies und Paläogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den östlich angrenzenden Karnischen Alpen (Italien). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 225—234, Innsbruck 1972.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The stratabound ore deposits in the Eastern Alps. — In: K. H. WOLF (Ed.), Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, vol. 5, 1—36, Elsevier Verl., Amsterdam 1976.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. — Carinthia II, Sonderh. 7, 1—82, Klagenfurt 1936.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 96, 69—75, Wien 1951.
- HOLLER, H.: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — Carinthia II, 70, 2, 63—75, Klagenfurt 1960.
- HOLLER, H.: Eine Monographie des Bleiberger Bruches. — Carinthia II, Sonderh. 32, 92 S., Klagenfurt 1974.
- HOLLER, H.: Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 86, 43—55, Klagenfurt 1976.
- HOLLER, H.: Geologisch-tektonische Aufnahmen westlich der Bleiberger Lagerstätte (1947—1955). — Carinthia II, Sonderh. 33, 97 S., Klagenfurt 1977.
- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias I: Die Grenze Ladin—Karn. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 477—483, Stuttgart 1961.
- JACOBSSHAGEN, V.: Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. — Z. dt. geol. Ges., 123, 445—454, Hannover 1972.
- JACOBSSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). — Geologica et Paleontologica, 2, 97—107, Marburg 1968.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, Sonderh. G, 171—183, Wien 1965.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, 3—102, München 1966.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderh. 16, 1—78, Klagenfurt 1953.
- KARAGOUNIS, K.: Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöltal und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — Ergebn. wiss. Unters. schweizer. Nationalpark, N. F. 7, 48, 373—452, Chur 1962.
- KAUFFMANN, G.: Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. — Z. dt. geol. Ges., 127, 387—398, Hannover 1976.
- KLEMM, D. D., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Results of geochemical and tectonic investigations within the Greiner- and Zentralgneis-Series of the Zillertaler Alps. — Zusammenfassg., Symposium „Geodynamics and Geotraverses around the Alps“, Salzburg 1977.
- KOBEL, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). — Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 118, 149 S., Zürich 1969.

- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 283 S., Borntraeger Verl., Berlin 1923.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Springer Verl., Wien 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., 379 S., Verl. Deuticke, Wien 1955.
- KODSI, M. & FLÜGEL, H. W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. — *Carinthia II*, 80, 7—17, Klagenfurt 1970.
- KÖHLER, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalkes und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten). — Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 129—180, Innsbruck 1973.
- KÖNIG, H.: Geologie des Kellerberges (Gailtaler Alpen, Kärnten) und Mikrofazielle Untersuchungen im Grenzbereich Zwischendolomit/Plattenkalk (Anis der Gailtaler Alpen, Kärnten). — Unveröffentl. Diplomarbeit Geowiss. Fakultät Univ. Freiburg i. Br., 89 S., Freiburg 1975.
- KOSTELKA, L.: Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. — *Carinthia II*, Sonderh. 28, Festschr. KAHLER, 283—289, Klagenfurt 1971.
- KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynkinalvulkanismus und die Blei-Zink-Vererzung in den Drau-Kalkalpen. — Sympos. internaz. giacim. minerari Alpi, 127—134, Trento 1966.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 21, 2, 777—810, Innsbruck 1972.
- KRANZ, J. R.: Die Strontium-Verteilung in den Arlbergsschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg)/Nördliche Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1973, 170—187, Stuttgart 1973.
- KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. 1, Der alpine Bauplan. — 352 S., Borntraeger Verl., Berlin 1936.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — I. Bd., 552 S., II. Bd., 489 S., Akademie Verlag, Berlin 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 112, 81—152, Wien 1969.
- KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol.*, 8, 263—290, München 1968.
- KRAUTER, E.: Zur Genese rauhwackiger Breccien der alpinen Trias an Beispielen aus der Schweiz und Österreich. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1, 7, 1—12, Innsbruck 1971.
- KRYSTYN, L.: Die Tirolites-Fauna der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, I, 183, 29—50, Wien 1974.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des Alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — Unveröffentl. Diss. TU Berlin, 202 S., Berlin 1969.
- LAGNY, PH.: Émersions médiotriassiques et minéralisations dans la région de Sappada (Alpes orientales italiennes): Le gisement de Salafossa, un remplissage paléokarstique plombozincifère. — Thèse Univ. Nancy I, 366 S., Nancy 1974.
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. — *Mineral. Deposita (Berl.)*, 7, 31—60, Berlin 1972.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). — *Geol. Rdsch.*, 65, 2, 436—459, Stuttgart 1976.
- LAUBSCHER, H. P.: Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. — *Schweizer. Min. Petr. Mitt.*, 50, 565—596, Zürich 1970.
- LAUBSCHER, H. P.: The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and it's palinspastic implications. — *Amer. J. Sci.*, 271, 3, 193—226, New Haven 1971 a.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — *Geol. Rdsch.*, 60, 813—833, Stuttgart 1971 b.

- LEINE, L.: Rauhwacken und ihre Entstehung. — Geol. Rdsch., 60, 488—524, Stuttgart 1971.
- LE PICHON, X., SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J.: The fit of the continents around the North Atlantic ocean. — Tectonophysics, 38, 169—209, Amsterdam 1977.
- LOESCHKE, J., Zur Geologie und Petrographie des Diabasuzuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). — Oberrhein. Geol. Abh., 19, 73—100, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretation. — Geol. Rdsch., 64, 62—74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. — Z. dt. geol. Ges., 128, 185—207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken. — Z. dt. geol. Ges., 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, 115—138, Stuttgart 1973.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. — J. Geol., 72, 68—83, Chicago 1964.
- LOWENSTAM, H.: Niagaran reefs of the Great Lakes area. — J. Geol., 58, 4, 430—487, Chicago 1950.
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W.: Rotation of the Italian Peninsula. — Nature, 251, 285—288, London 1975.
- MARIATTI, A.: Précisions sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypothèses sur les relations paléogéographiques entre les Alpes meridionales: conséquences structurales. — Géologie Alpine, 48, 121—129, Grenoble 1972.
- MASSON, H.: Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. — Eclogae geol. Helv., 65, 1, 27—41, Basel 1972.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. — Z. Geophys., im Druck.
- MCRAE, S. G.: Glauconite. — Earth Sc. Rev., 8, 397—440, Amsterdam 1972.
- MEISCHNER, K. D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — Dev. Sedimentol., 3, Turbidites, 156—191, Elsevier Verl., Amsterdam 1964.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae geol. Helv., 60, 2, 537—541, Basel 1967.
- MILLER, H., GEBRANDE, H. & SCHMEDES, E.: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofiles. — Geol. Rdsch., 66, 2, 289—308, Stuttgart 1977.
- MISIK, M., MOCK, R. & SYKORA, M.: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. — Geologický Zborník — Geologica Carpathica, 28, 1, 27—69, Bratislava 1977.
- MÖRNER, N. A.: Eustasy and geoid changes. — J. Geol., 84, 123—151, Chicago 1976.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 143—149, Wien 1972 a.
- MOSTLER, H.: Holothurienskerlite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 729—744, Innsbruck 1972 b.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 155—162, Wien 1972 c.
- MOSTLER, H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). — Verh. Geol. B.-A., 1972, 171—174, Wien 1972 d.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpinen Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). — Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, Festschr. HEISSEL, 237—266, Innsbruck 1973.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 2, 1—44, Innsbruck 1977.

- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.: Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Kenpersedimentation im Germanischen Raum. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 4, 1—35, Innsbruck.
- MÜLLER, P.-J.: Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattform Sedimente. — Unveröffentl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 154 S., Innsbruck 1977.
- MÜLLER, ST., EGLOFF, R. & ANSORGE, J.: Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotransverse. — Schweizer. mineral. petrogr. Mitt., 56, 685—692, Zürich 1976.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary petrologic investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomite“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: G. MÜLLER & G. M. FRIEDMAN (Ed.), Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, 228—239, Springer Verlag, Berlin 1968.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. — Beitr. Mikrofazies u. Stratigr. Tirol-Vorarlberg (Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 255—308, Innsbruck 1970.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des Alpenen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten) und Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 98 S., Innsbruck 1975 a.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). — Carinthia II, 85, 37—60, Klagenfurt 1975 b.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariscischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, E. CLAR Festschr., 105—126, Wien 1975.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über Mineralisationen der postvariscischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. — Ann. naturhistor. Mus. Wien, 78, 141—150, Wien 1974.
- NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 79, 1—7, Wien 1975.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-A., 106, 1—88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-A., 1964, 47—52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., 62, 1, 96—106, Stuttgart 1973.
- OHLEN, H. R.: The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. — Unveröffentl. Diss. Univ. Princeton, 122 S., Princeton N. Y. 1959.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 131, 96 S., München 1967.
- OTT, E.: Die Kalkalgen Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten Chronologie. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 81—115, Stuttgart 1972 a.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 455—464, Innsbruck 1972 b.
- OTTE, O.: Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). — Diss. Geowiss. Fak. Freie Univ. Berlin, 195 S., Berlin 1972.
- PICHLER, A.: Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 7, 717—738, Wien 1856.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 110, 205—215, Hannover 1959.
- PISA, G.: Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias (nach Arbeiten von ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NARDIN, PIA, PISA und ROSSI). — In: H. ZAPFE (Ed.), Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, S. 160, Springer Verlag, Wien 1974.

- PREMRU, U.: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Trias im geologischen Bau der mittleren Savefalten. — *Geologija, Razprave in Poročila*, 17, 261—297, Ljubljana 1974.
- PREY, S.: Bericht 1954 über geologische Untersuchungen im Gebiete des Ferlacher Horns (Karawanken, Kärnten). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1955, 61—63, Wien 1955.
- PRINZINGER, H.: Geologische Notizen aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, 6, 328—350, Wien 1855.
- PURDY, E. G.: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. — *J. Geol.*, 71, 472—497, Chicago 1963.
- PURSER, B. H. (Ed.): The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. — 471 S., Springer Verl., Berlin 1973.
- PURSER, B. H. & EVANS, G.: Regional sedimentation along the Trucial coast, SE Persian Gulf. — In: B. H. PURSER (Ed.), *The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*, 211—231, Springer Verl., Berlin 1973.
- RAMOVŠ, A.: Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Biostratigraphische Charakteristik der Trias in Slowenien. — *Geologija, Razprave in Poročila*, 16, 379—388, Ljubljana 1973.
- RAMOVŠ, A.: Die Trias in Jugoslawien. — In: H. ZAPPE (Ed.), *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm.*, 2, 161—165, Springer Verl., Wien 1974.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U.: Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. — *Geol. Rdsch.*, 64, 3, 783—807, Stuttgart 1975.
- RICHTER, R.: Marken und Spuren aus alten Zeiten. I: Wühlgefüge durch Kot-gefüllte Tunnel (*Planolites montanus* n. sp.) aus dem Ober-Karbon der Ruhr. — *Senckenbergiana*, 19, 150—159, Frankfurt 1939.
- RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, 10, 72—137, Wien 1859.
- RIEBER, H.: Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz) — *Schweizer. Paläont. Abh.*, 93, 1—96, Basel 1973.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges), Kärnten — Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 14—15, 229—266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 19, 195—214, Wien 1970.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & NIEDERMAYR, G.: Geologische, feinstratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Karbon-Perm des Drauzuges. — Internat. Sympos. „Geodynamik der Ostalpen“, S. 22, München/Salzburg 1975 (als Ms. vervielf.).
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, 127—138, Wien 1972.
- ROSSNER, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). — *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1973, H. 9/10, 708—756, (418—466), Stuttgart 1974.
- ROSSNER, R.: Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpiner Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1976, 541—557, Stuttgart 1976.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). — Unveröffentl. Habil.-schr. Geowiss. Fachber. Univ. Erlangen, 249 S., Erlangen 1977.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — *Z. dt. österr. Alpenvereins*, 19, 401—470, München 1888.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1963, 119—162, Wien 1965.

- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck, Ber. natur-wiss.-med. Vereines, 54, 33—59, Innsbruck 1966.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., 56, 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W.: Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall. — Geol. Rdsch., 65, 2, 558—579, Stuttgart 1976.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen (Graslitz-Kobesnock), Kärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17, 51—72, Wien 1967.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariscische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 77, 115—123, Wien 1973.
- SCHEREIKS, R.: Stratigraphie und Faziesentwicklung der Norischen Kalk-Dolomit-Folge (Hauptdolomit) der Östlichen Lehtaler Alpen. — Diss. Univ. München, 79 S., München 1971.
- SCHINDLMAYR, W.-U.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauls und Stilfes in Südtirol. — Diss. Univ. München, 113 S., München 1968.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 41—120, Wien 1963.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 66/67, 165—193, Wien 1974.
- SCHMID, S.: Geologie des Umbrailgebietes. — Eclogae geol. Helv., 66, 1, 101—210, Basel 1973.
- SCHMIDEGG, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. — Jb. Geol. B.-A., 78, 1—52, Wien 1928.
- SCHNEIDER, H.-J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 66, 37 S., München 1954.
- SCHRIEL, W.: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 93, 145—176, Stuttgart 1951.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULER, G.: Zur Schwer- und Leichtmineralführung des Unteren Keupers in Süddeutschland und der Raibler Schichten in den Ostalpen. — Geol. Bl. NO-Bayern, 21, 108—127, Erlangen 1971.
- SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). — Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Sitzungsber., 1968, 113—139, München 1969.
- 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.: Wirtschaftlich bedeutende Zinkanreicherung in syndiagenetischer submariner Deformationsbreccie in Kreuth (Kärnten). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 280—295, Wien 1973.
- SCHULZ, O.: Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Zn-Pb-Konzentrationen in mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 22, 130—157, Wien 1975.
- SCHWEIZER GEOLOGISCHE KOMMISSION (ARBEITSGRUPPE FÜR STRATIGRAPHISCHE TERMINOLOGIE): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. — Eclogae geol. Helv., 66, 2, 479—492, Basel 1973.
- SIEGL, W.: Die oberkarnische Blei-Zink-Vererzung im Rubland-Verbindungsstollen nördlich von Kreuth. — Berg-Hüttenmänn. Mh., 120, 10, 471—474, Wien 1975.
- STEWERT, W.: Zur Tektonik einiger Gebiete in der Umgebung der Periadriatischen Naht in Kärnten (Österreich). — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F. 69, 185—196, Stuttgart 1973.

- SIEWERT, 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.
- SOFFEL, H.: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Paleomagnetic evidence from the Colli Euganei, Italy. — *Earth and Planet. Sci. Let.*, 17, 207—210, Amsterdam 1972.
- SOFFEL, H.: The anticlockwise rotation of Italy during Lower Oligocene, paleomagnetic evidence from age dated volcanics of the Monti Lessini, Italy. — *Commis. internat. Explor. Sci. Mer. Medit., Rapp. P. V.*, 23, 4 A, 59—60, Monaco 1975 a.
- SOFFEL, H.: The paleomagnetism 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, 375—384, Stuttgart 1975 b.
- STAUB, R.: *Der Bau der Alpen.* — *Beitr. geol. Kte. Schweiz, N. F.* 52, 272 S., Bern 1924.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — *Carinthia II*, 70, 28—35, Klagenfurt 1960.
- STRUCL, I.: Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. — *Geologija, Razprave in Poročila*, 13, 5—20, Ljubljana 1970.
- STRUCL, I.: On the geology of the eastern part of the Northern Karawankes with special regard to the Triassic lead-zinc-deposits. — In: G. MÜLLER (Ed.), *Sedimentology of parts of Central Europe*, Guidebook, VIII Intern. Sediment. Congr., 285—301, W. Kramer Verl., Frankfurt 1971.
- STRUCL, I.: Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zink-Vererzungen in den Anischichten von Topla. — *Geologija, Razprave in Poročila*, 17, 299—397, Ljubljana 1974.
- STUR, D.: *Geologie der Steiermark.* — 654 S., Verlag d. Geognost.-Montanist. Ver. Stmk., Graz 1871.
- SUOSS, E. & MOJSISOVICS, E. v.: I. Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, 18, 167—200, Wien 1868.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: *Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologische Beschreibung des Profils von Großreifling (Steiermark).* — *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 76, 515—538, Wien 1972.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W.: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. — *Contr. Geol.*, 4, 1, 1—13, Laramie 1965.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Kosuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailtaler 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. — *Verl. k. k. Geol. R.-A.*, Wien 1895 a.
- TELLER, F.: *Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen).* — 262 S., Verlag der k. k. Geol. R.-A., Wien 1895 b.
- TERMIER, P.: *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.* — *Bull. Soc. Géol. France*, IV Ser., 3, 711—765, Paris 1903.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.: *Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens.* — *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, 2—3, 269—279, Wien 1975.
- TICHY, G.: *Beitrag zur Triasfauna von Bleiberg (Gailtaler Alpen, Kärnten) mit besonderer Berücksichtigung der Megalodontiden.* — Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 264 S., Wien 1972.
- TICHY, G.: *Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven).* — In: H. ZAPPE (Ed.), *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*, Österr. Akad. Wiss., *Schriftenr. Erdwiss. Komm.*, 2, 177—182, Springer Verlag, Wien 1974.
- TICHY, G.: *Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich).* — *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 79, 57—100, Wien 1975 a.

- TICHY, G.: Der erste körperlich erhaltene Kieselschwamm (*Tremadictyon cf. roemeri*) aus der Trias (Anis) der Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1975, 2—3, 67—73, Wien 1975 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B.-A., 1956, 146—164, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 57—73, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 3—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., 50, 505—516, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke Verl., Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, Sonderh. G, 103—133, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 18, 207—248, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, 18, 1131—1155, Berlin 1969.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 324—345, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 1, 65—113, Innsbruck 1972.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 19—43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nord-alpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — 580 S., Deuticke Verl., Wien 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil III. Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. — 449 S., Deuticke Verl., Wien 1976 b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — 766 S., Deuticke Verl., Wien 1977.
- TOZER, E. T.: A standard for Triassic time. — Can. Geol. Surv. Bull., 146, 103 S., Ottawa 1967.
- TRAMMER, J.: Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. — Acta Geol. Polonica, 25, 2, 179—216, Warszawa 1975.
- TRÜMPY, R.: Aperçu général sur la géologie des Grisons. — In: R. TRÜMPY & D. HACCARD, Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Les Grisons. Compte Rendu Sommaire Soc. Géol. France, 1969, 329—364, Paris 1969.
- TRÜMPY, R.: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. — Amer. J. Sc., 275-A, 209—238, New Haven (Conn.) 1975.
- TRÜMPY, R.: Du Pèlerin aux Pyrénées. — Eclogae geol. Helv., 69, 2, 249—264, Basel 1976.
- TRÜMPY, R. & DÖSEGGER, R.: Permian of Switzerland. — In: H. FALKE (Ed.), Rotliegend. Essays on European Lower Permian. Internat. Sediment. Petrograph. Ser., XV, 189—215, Brill Verl., Leiden 1972.
- TURINSKY, F.: Zur Geologie der Kesselspitze (Brennermesozoikum), Tirol/Österreich. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, 9/10, 1—41, Innsbruck 1976.
- URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 661—710, Innsbruck 1972.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica, 17, 56—88, München 1953.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvorlpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. — Unveröffentl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 S., Wien 1970.
- WARCH, A.: Weitere triadische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 76, 141—157, Klagenfurt 1966.
- WARCH, A.: Die Permtrias der nördlichen Gailtaler Alpen. — Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 171 S., Innsbruck 1973.
- WASCHER, W.: Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). — Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 205 S., Wien 1969.

- WESTRUP, J.: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). — Diss. Univ. Marburg/Lahn, 152 S., Marburg/Lahn 1970.
- WIEDMANN, J.: Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 21, 2, 561—622, Innsbruck 1972.
- WILSON, J. L.: Carbonate facies in geologic history. — 471 S., Springer Verlag, Berlin 1975.
- WÖHRMANN, S. v.: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 39, 181—258, Wien 1889.
- WOLFF, H.: Zur Rät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., 7, 227—243, München 1967.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 246—274, Stuttgart 1973.
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., 6, 213—228, München 1966.
- 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.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 519, 1—123, Frankfurt 1969.
- ZANKL, H.: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. — In: G. MÜLLER (Ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII Internat. Sedimentological Congr. 1971, 147—185, W. Kramer Verl., Frankfurt 1971.
- ZAPPE, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. — Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm., 251 S., Springer Verl., Wien 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Februar 1978.