

Festschrift Heißel	Veröffentlichungen der Universität Innsbruck, Bd. 86	Innsbruck, Dezember 1973	Seite 1–23
--------------------	---	--------------------------	------------

Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken

von

Franz K. BAUER *)

Einleitung

Seit Jahren werden in den Karawanken im Raume Eisenkappel geologische Aufnahmen durchgeführt, die sowohl den Granit und den Tonalit, das Paläozoikum als auch das Mesozoikum betrafen. In einer Reihe von Einzelarbeiten wurden bereits verschiedene Ergebnisse bekannt, welche die folgenden Gebiete betrafen: Das Altkristallin, Paläozoikum und Plutone östlich Eisenkappel (EXNER 1972), das Paläozoikum westlich Eisenkappel (KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG, 1971), den nördlich des Granites liegenden Diabaszug (LOESCHKE, 1970; LOESCHKE & ROLSER, 1971; LOESCHKE & WEBER, 1973), das Seebergpaläozoikum (SCHÖNENBERG 1965, 1967, 1970; SCHULZE 1968; ROLSER 1968; TESSENSOHN 1968, 1969, 1971), die Trias des Nord- und Südammes (F. K. BAUER 1970).

Von R. W. VAN BEMMELEN (1970) stammt eine tektonische Studie über den Bau der Karawanken. Die grundlegenden Arbeiten gehen auf TELLER zurück, der von 1884–1891 die Karten 1:75 000 der Ostkarawanken und Steiner Alpen aufgenommen hat. Bis zu Beginn der Neuuntersuchungen wurde in diesem Raum keine systematische Kartierung und Detailaufnahme durchgeführt.

Auf österreichischem Gebiet haben die Ostkarawanken vom Sanntaler Sattel der Steiner Alpen (Vellacher Kotschna) bis zum Karawanken-Nordrand eine Breite von etwa 18 km. Auf diesem nicht sehr breiten Raum findet man äußerst komplexe geologische Verhältnisse und die einzelnen tektonischen Einheiten sind oft nur einige 100 bis einige 1000 m breit. Dieser Raum hat außerdem für die Beurteilung des Gesamtbaues der Alpen eine wesentliche Bedeutung.

Zusammenfassung

In den Karawanken wird häufig zwischen der Trias der Nordkarawanken und der der Südkarawanken (Koschuta Einheit) unterschieden und die dazwischen durchziehende Periadriatische Linie als Faziesgrenze angesehen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Franz K. Bauer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien, Österreich.

Das Ergebnis der geologischen Aufnahmen war, daß die Periadriatische Linie nicht die Bedeutung einer Trennungslinie zwischen zwei verschiedenen Faziesräumen hatte. Die Karawanken werden als einheitlicher Ablagerungsraum aufgefaßt und aufgrund der Faziesverteilung paläogeographische Zusammenhänge zwischen den einzelnen Triasstämmen (Nord-, Südstamm, Steiner Alpen) gesehen. Aus dem einheitlichen Ablagerungsraum läßt sich die eigenständige Tektonik der Karawanken ableiten. Daß die Periadriatische Linie ein großes tektonisches Lineament ist, steht außer Zweifel.

1. Die mesozoische Schichtfolge

Das Mesozoikum der Ostkarawanken ist auf den Karawanken-Nord- und -Südstamm und die Steiner Alpen, von denen nur ein kleiner Teil auf österreichischem Boden liegt, aufzuteilen. Zwischen Nord- und Südstamm zieht die Periadriatische Linie durch, welche häufig als Faziesgrenze zwischen nord- und südalpiner Trias angesehen wird. Ein Vergleich von Fazies und Schichtfolge soll Ähnlichkeiten und Gegensätze aufzeigen.

a) Skyth: Werfener Schichten des Nordstammes

Da die Werfener Schichten des Nordstammes an der Störungslinie zum Eisenkappler Paläozoikum liegen, sind sie immer stark gestört und haben stark tektonisch reduzierte Mächtigkeit. Es ist aber zu erkennen, daß die tieferen Teile Konglomerate und Sandsteine bilden, die unter dem Begriff Permoskythsandstein zusammenzufassen sind. Die höheren skythischen Teile bestehen aus Sandsteinbänken mit mergeligen Zwischenlagen, Mergeln und Rauhacken und bräunlich anwitternden Kalken.

Werfener Schichten des Südstammes

Der stark terrestrisch beeinflussten Ablagerung des Nordstammes steht die marine Abfolge der Werfener Schichten im Südstamm gegenüber. Ein Profil befindet sich westlich der Uschowa (Remschenig Graben, Andreas Straße), das fast lückenlos aufgeschlossen ist (**Abb. 1**).

Die Basis der Werfener Schichten bildet das Perm mit roten Schiefen und Sandsteinen. Das Werfener Profil beginnt mit dunklen Dolomiten mit einer groben Bankung (40 m), die von dunklen mikritischen, z. T. flaserigen Kalken mit einer dm-Bankung überlagert werden. Ab dem 80. Profilmeter treten darin Biogene, Rundkörperchen und Oolithlagen auf und bei 130 m liegt ein markanter Horizont mit Kleingastropoden (Gastropodenoolith). Bis zum 170. Profilmeter kommen in den mikritischen Kalken weitere Oolithhorizonte vor, die rot gefärbt sind und zu den auffallenden Gesteinen dieser Werfener Schichten gehören. Der oberste Teil (170–220 m) besteht aus roten Schiefen, die für die Campiler Entwicklung kennzeichnend sind und mit Kalkbänken wechsellagern.

In den Steiner Alpen fehlen Werfener Schichten und Muschelkalk. In der Vellacher Kotschna kommt in einem hellen Dolomit, der als oberanisisch-ladinisch (HÖLL 1970) bzw. als skythisch (POLEGEG 1971) angesehen wurde, Zinnober vor. Schon das Profil, in dem der vererzte Dolomit liegt, spricht gegen Oberanis-Ladin und Werfener Schichten. Der Dolomit wird von Rauhacken, roten, bräunlichen und schwarzen Schiefen mit

Werfener Schichten Südostamm

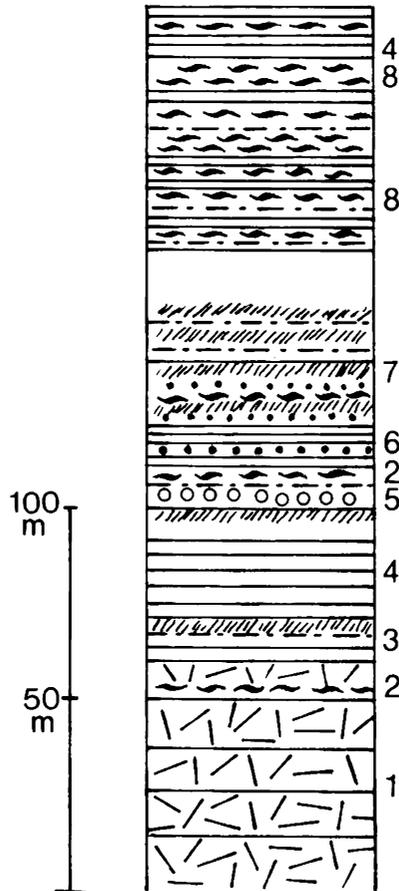


Abb. 1: 1 – Dolomit, 2 – Schieferlagen, 3 – Biogenlagen, 4 – mikritische, dm-gebankte Kalke, 5 – Gastropodenoolith, 6 – Oolithlagen, 7 – flaserige Kalke, 8 – rote Schiefer.

Sandstein- und Quarzgerölllagen überlagert. Über den Schiefeln folgen dunkle bankige Kalke, in denen ein Fund von Fusulinen gemacht wurde. Über dem Kalk kommen nochmals Schiefer vor, die in einem gut aufgeschlossenen, ausgesprochen tektonischen Kontakt mit einer Mylonitzone im Süden an den Wettersteindolomit grenzen. Das Liegende des Dolomites bildet der Grödener Sandstein.

Es kann sich bei diesem Profil nicht um Skyth, sondern nur um Perm handeln.

b) Anis: Alpiner Muschelkalk des Nordstammes

In diesem Muschelkalk unterschied TELLER (1896) bei Eisenkappel zwischen einem unteren dolomitischen und einem oberen aus Kalken bestehenden Teil. Er sah ganz richtig, daß diese Gliederung weiter im Osten nicht mehr gegeben ist, wo das Profil z. B. südlich der Petzen im wesentlichen aus einer kalkigen Abfolge besteht.

Der Dolomit kann wie bei Eisenkappel (Straße zum Gasthof Brunner) oder bei Riepl einen Großteil des Profils ausmachen, während er in anderen Profilen nur einen geringmächtigen Horizont im mittleren Bereich einnimmt. Die Faziesdifferenzierung vertikal wie lateral ist groß.

Ein Normalprofil kann man mit der Serie der Wurstelkalke beginnen lassen, die z. B. bei der Luscha Alm aufgeschlossen ist (F. K. BAUER, 1970). Es folgen darüber mikritische Kalke mit dm-Bankung, ein geringmächtiger Mergel- und Dolomithorizont und im obersten Teil treten wieder mikritische Kalke, teilweise mit Lamellierung auf.

Von besonderem Interesse ist die Faziesdifferenzierung im obersten Muschelkalk. An einigen Stellen bildeten sich kleine Riffe mit Kalkschwämmen und Korallen. Diese Fazies verzahnt mit dunklen dm-gebankten Kalken mit Honsteinlagen. Dieser Fazies stehen die rötlichen und grauen Knollenkalke mit Tuffhorizonten gegenüber, die als lithostratigraphische Leitgesteine des obersten Muschelkalkes anzusehen sind. Darüber folgen bei Eisenkappel die Partnach-Mergel oder der mächtige Wettersteinkalk in Riffschuttfazies.

Alpiner Muschelkalk des Südstammes

Der Muschelkalk des Südstammes bildet westlich der Vellech eine Scholle und ist im Obojnik Graben gut aufgeschlossen. Er keilt gegen den Trögern Bach aus und beginnt etwas weiter westlich wieder und zieht mit einer Breite von 150–350 m zur Basis der Koschuta weiter.

An die Basis des Muschelkalkes wird ein Konglomerat gestellt, das von KAHLER & PREY (1963) aus den Karnischen Alpen beschrieben wurde. Dieses kommt auch im Obojnik Graben vor (**Abb. 2**) und besteht aus runden Komponenten meist grauer, selten rötlicher Kalke und einzelnen Tuffgeröllen. KAHLER & PREY (1963) stellten fest, daß die Komponenten ausschließlich von den Werfener Schichten stammen. Dies muß auch hier angenommen werden, obwohl heute keine Lagebeziehung zu diesen mehr gegeben ist.

Das Vorkommen von Tuffgeröllen und einer Tufflage an der Basis der Konglomerate läßt den Schluß zu, daß die Konglomeratbildung auf vulkanischen Einfluß zurückzuführen ist. Die Konglomerate sind durch eine Störungszone zerteilt, in der eine Scholle von roten Schiefen und Sandsteinen (vermutlich Perm) liegt.

Nach Süden schließt ein ungestörtes, etwa 150 m mächtiges Profil an, während nördlich der Konglomerate ein ähnlich mächtiges, gestörtes Profil liegt, das aus einem dunklen Dolomit, mikritischen Kalken mit dm-Bankung und schwarz abfärbenden s-Flächen und grauen bis hellgrauen arenitischen bis mikritischen Kalken besteht. Die stratigraphische Einordnung dieses Profils ist schwierig und schwer in Beziehung zu der über den Konglomeraten aufbauenden Abfolge zu setzen.

Über den Konglomeraten liegt eine Folge von Platten- und Knollenkalken mit mergelig-schiefrigen Zwischenlagen, in deren hangendsten Teil auch Tufflagen vorkommen. Das Profil schließt mit stark eisenschüssigen Kalken, die dunkelbraun anwittern.

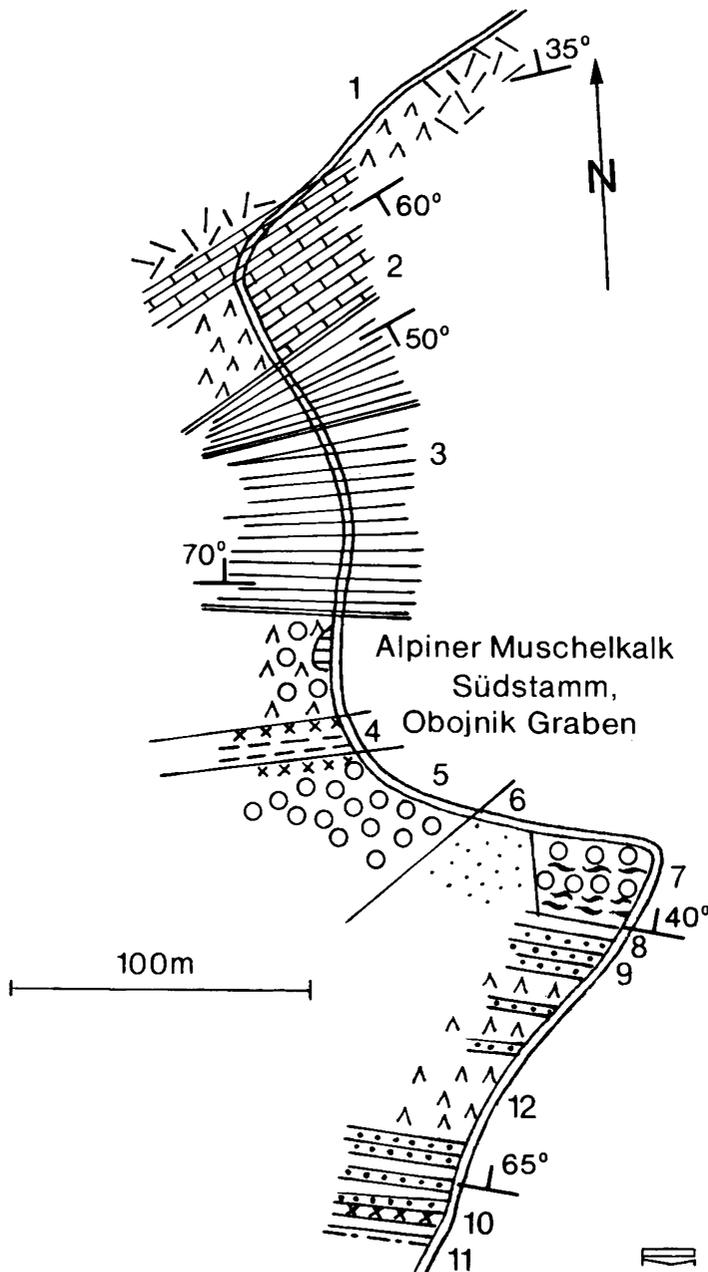


Abb. 2: 1 – Dunkler Dolomit, 2 – mikritische, dm-gebankte dunkle Kalke, 3 – graue, arenitische bis mikritische Kalke, 4 – Mergel, 5 – Konglomerate, 6 – Sandsteine (Perm), 7 – Schiefer, 8 – Plattenkalke, 9 – Knollenkalke, 10 – Tufflagen, 11 – eisenschüssige Kalke, 12 – Schutt.

Diese Fazies der Knollenkalke mit Tuffen ist dem ähnlich ausgebildeten obersten Muschelkalk des Nordstammes vergleichbar. Nach KAHLER & PREY (1963) kann das Konglomerat durch Dolomit ersetzt werden. Es ist möglich, daß die mit Dolomit beginnende Abfolge ein eigenes Profil darstellt, das faziell anders ausgebildet ist und das der über dem Konglomerat aufbauenden Folge gegenübergestellt werden kann.

Auf der Ostseite des Obojnik Grabens liegen über den Knollenkalken noch 20–30 m mächtige dunkle Mergel, welche wahrscheinlich zu den Partnach-Schichten gehören und daher schon in das Ladin zu stellen sind.

c) Ladin: Wettersteinkalk des Nordstammes

Der Wettersteinkalk hat große Mächtigkeit im Gebiet von Petzen und Obir (ca. 1200 m) und ist faziell in Lagunenfazies und Riffschuttfazies zu gliedern. Die zentralen Riffbereiche, die ausschließlich aus Riffschutt zusammengesetzt sind, Riffbauten in situ konnten keine mehr gefunden werden, sind nach Süden exponiert. Auf der Südseite von Petzen und Obir sind die tiefsten Teile des Riffschuttes dolomitisiert, so daß man erst in den durch Übergänge mit dem Dolomit verbundenen Kalken Riffdetritus und die kleineren und größeren Hohlräume (Großoolithe) erkennen kann. Die Hauptgerüstbildner sind Kalkschwämme, *Tubiphytes obscurus* und Korallen.

Andere Teile des zentralen Riffbereiches sind nicht dolomitisiert, wie z. B. die Kalkfelsen nördlich Eisenkappel (Trobe Wände). Diese Kalke bilden meist eine mikritische bis arenitische Kalkfazies, in der Großoolithe und Riffdetritus selten sind.

Nach Norden schließt an die Riffschuttfazies von Petzen und Obir die mächtige gebankte Lagunenfazies des mittleren Wettersteinkalkes an mit mikritischen bis arenitischen Kalken, welche die charakteristischen dolomitisierten Stromatolithlagen eingeschaltet haben.

Im hangenden etwa 120 m mächtigen obersten Wettersteinkalk kam es zu einer eigenen Faziesdifferenzierung, die durch eine engerhythmische Wechsellagerung von Kalkmikriten und Kalkareniten der Subtidalfazies und der Inter- bis Supratidalfazies der dolomitischen Stromatolithlagen, meist mit laminaem Fenstergefüge, und der mit letzterer Fazies eng verbundenen schwarzen Brekzien und Mergellagen gekennzeichnet ist. An diese Fazies sind in Bleiberg wie auch im Gebiet Petzen–Obir die Blei-Zink-Erze gebunden. Östlich des Obir enthalten diese Kalke auch Megalodonten.

Die zur Wettersteinkalkriff-Platte gehörige Beckenfazies bilden die Partnach-Mergel, welche in stark gestörter Position an einigen Stellen auf der Südseite des Nordstammes vorkommen.

Wettersteindolomit des Südstammes

Dem Wettersteinkalk des Nordstammes steht der etwa 600 m mächtige Wettersteindolomit (Schlerndolomit) des Südstammes gegenüber, der eine ähnliche Faziesverteilung zeigt. Der zentrale Riffbereich in Riffschuttfazies ist im Bereich Vellachtal–Cimpaser nach Norden gerichtet, an den sich südwärts die gebankte und teilweise feingeschichtete Lagunenfazies anschließt, welche die Trögern Klamm bildet und von hier weiter zur Koschuta zieht. Die Lagunenfazies zeigt eine Differenzierung von Osten nach Westen. Vom Vellachtal bis etwas östlich Trögern Bach besteht die Fazies aus dm-gebankten

grauen bis dunkelgrauen Dolomiten mit Hornsteinlagen. Die Hornsteinführung und die dm-Bankung hören in der Trögern Klamm auf, die Dolomite werden heller, sie zeigen eine grobe Bankung und enthalten feingeschichtete Stromatolithlagen.

Südlich des Koschuta Baches ist der zentrale Riffbereich nach Süden gerichtet. Die Fazies des Riffschuttes ist zwar infolge der Dolomitisierung vielfach undeutlich geworden, ist aber an vielen Stellen am Hohraumgefüge und an stark umgewandelten Riffbildnern gut erkennbar. Am deutlichsten ist diese Fazies am Cimpaser erhalten, wo das Gestein weniger stark dolomitisiert ist. Schliffe zeigen ganz ähnliche Bilder mit *Tubiphytes obscurus* und Schwämmen, wie sie z. B. von E. OTT & O. KRAUS (1968) vom Dobratsch beschrieben wurden.

Die Beckenfazies der Partnach-Schichten ist sehr gut im Koschuta Bach aufgeschlossen. Diese Gesteine wurden von TELLER (1896) als Karn angesehen, doch ergaben die paläontologischen Untersuchungen von Fossilien durch R. SIEBER (1972) Hinweise auf Ladin.

Die Partnach-Schichten bestehen aus dunklen, dünnbankigen mikritischen Kalken, die stellenweise eine enge Verfallung mit z. T. steilen Achsen zeigen, Mergelkalken und Mergeln. Im rückwärtigen Teil des Koschuta Baches ist eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln gut aufgeschlossen, wo dunkle Mergelkalke fossilführend sind. Die Grenze zum Wettersteindolomit bildet eine deutliche Mylonitzone.

Der Wettersteindolomit der Steiner Alpen ist stark gestört und in der Mächtigkeit reduziert. Er stellt ebenfalls eine Riffschuttfazies dar, die aber im Vergleich zu der der Koschuta Einheit nicht so deutlich ist.

d) Karn: Raibler Schichten

Im Nordstamm zeigen die Raibler Schichten eine Gliederung in drei alternierende klastische und drei karbonatische Horizonte (O. KRAUS, 1969). Die einzigen gut aufgeschlossenen, vollständigen Profile wurden NW von Riepl und an der Straße südlich von Globasnitz gefunden. Meistens sind die Profile unvollständig, da sie häufig wichtige Bewegungshorizonte bilden.

In der Koschuta Einheit fehlen die Raibler Schichten aus tektonischen Gründen. In den Steiner Alpen der Vellacher Kotschna gehören sie zur normalen Schichtfolge Wettersteindolomit – Raibler Schichten – Dachsteinkalk. Sie bestehen aus Mergeln und Kalken, doch läßt sich infolge der starken Störung kein Profil angeben. Profilaufnahmen in den Südalpen von O. KRAUS (1969) und O. SCHULZ (1970) zeigen eine vom Nordstamm abweichende stark mergelige Entwicklung.

e) Nor–Rhät: Hauptdolomit–Dachsteinkalk

Die norische Stufe des Nordstammes ist ausschließlich als **Hauptdolomit** ausgebildet, dessen Entwicklung Ähnlichkeit mit dem von MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) aus den Lechtaler Alpen beschriebenen Profil aufweist. Es läßt sich ein unterer, stärker bituminöser Teil mit Lamellierung, ein mittlerer bis oberer mit Bankung und Stromatolithen und ein oberer Hauptdolomit mit Plattenkalken unterscheiden. Darüber folgt das Rhät (Kalke und Mergel), das den Jegart aufbaut und im Vellachtal aufgeschlossen ist (F. K. BAUER 1970).

Dem Hauptdolomit des Nordstammes steht der **Dachsteinkalk** des Südstammes und der Steiner Alpen gegenüber, aus dem die Uschowa, die Koschuta Wände und die Felskulisse in der Vellacher Kotschna (Steiner Alpen) bestehen.

Der Gipfelbereich der Uschowa wird von massigen Kalken aufgebaut, in denen man zwar nur selten Riffdetritus und Großoolithgefüge findet, die aber doch mit Sicherheit zum zentralen Riffbereich zu stellen sind. Diese Fazies verzahnt mit der gebankten Lagunenfazies mit den kennzeichnenden Stromatolithen. Die Kalke der Koschuta Wände gehören ebenfalls zu diesem Faziesbereich, der auch durch das Vorkommen von Megalodonten ausgezeichnet ist.

In den Steiner Alpen gehören die tieferen Teile zur Riffschuttfazies, die in den unteren Partien dolomitisiert ist und nach oben in Kalke übergeht. Die Riffstrukturen sind undeutlich und auch Riffdetritus ist nur selten zu finden. Es überwiegt die mikritische bis arenitische Kalkfazies. Im Übergangsbereich zu der gebankten Lagunenfazies gibt es einen auffallenden Horizont mit Kalkalgen. Die gebankte Kalkfazies baut die Gipfelregion der Vellacher Kotschna auf.

f) Jura–Kreide

Jura und Neokom Gesteine beschränken sich auf die Basisschollen, die am Nordrand der Karawanken vorkommen. Den Hauptanteil am Aufbau des Jura bilden rote, crinoiden-führende Kalke. Das Neokom besteht aus mikritischen hellgrauen Kalken mit unregelmäßig verteilten dunkleren Flecken, Hornsteineinschlüssen und Mergellagen.

2. Zum Faziesvergleich

Die Gegenüberstellung der Schichtfolgen von Nord- und Süd Stamm (**Abb. 3**) zeigt, daß man nicht generell von zwei verschiedenen Faziesbereichen sprechen kann. Im Detail gibt es in der Triasabfolge verschiedene Unterschiede, die aber nicht überbewertet werden dürfen. Sie können vom Gesichtspunkt normaler Faziesübergänge betrachtet werden.

Im Nordstamm ist das Permoskyth als stark terrigen beeinflusste Ablagerung ausgebildet, während das Skyth des Südstammes eine marine Flachwasserablagerung darstellt. Diese Unterschiede lassen sich durch die Annahme eines Schwellenbereiches für die Werfener Schichten im Norden (RIEHL-HERWIRSCH, 1972), und eines flachen Meeres für die des Südstammes erklären. Ähnliche Sedimentationsverhältnisse sind bereits für das Jungpaläozoikum anzunehmen, denn in den Südalpen (z. B. Karnische Alpen, KAHLER & PREY 1963) gibt es ein reich gegliedertes Oberkarbon und Perm mit den dem Bellerophonadolomit konkordant auflagernden Werfener Schichten. Dies bedeutet, daß das südalpine Skyth vom Gesichtspunkt des südlich der Periadriatischen Linie gelegenen jungpaläozoischen Ablagerungsraumes zu sehen ist, an den im Norden die Schwelle des Gailtalkristallins anschloß, auf dem im Ober-Perm der Permoskythsandstein transgredierte (siehe MOSTLER, 1972). Im oberen Skyth ist mit einem Ausbreiten des Flachwassers nach Norden zu rechnen, in dem Rauhacken, sandige Mergel und auch Gips abgesetzt wurden. RIEHL-HERWIRSCH (1972) stellte anschaulich das S–N gerichtete räumlich-zeitliche Wandern der Grödener-Permoskyth-Buntsandsteinfazies dar.

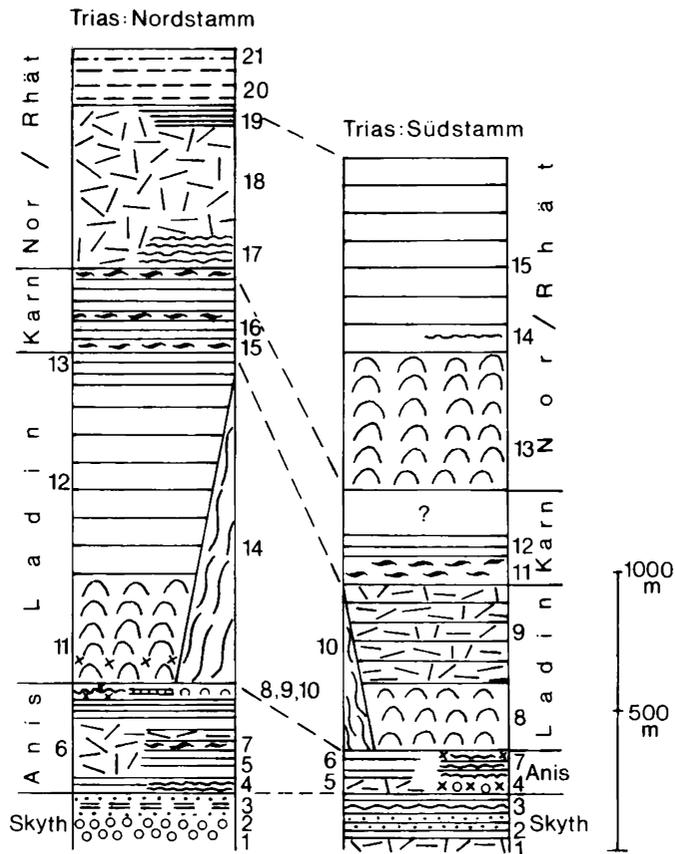


Abb. 3: Trias des Nordstammes: Permoskyth–Skyth: 1 – Konglomerate, 2 – Sandsteine, 3 – Rauwacken, Kalke, Mergel (Werfener Schichten).

Alpiner Muschelkalk: 4 – Wurstelkalkfolge, 5 – mikritische Kalke, 6 – Dolomit, 7 – Mergel, 8 – Riff-Fazies, 9 – Hornsteinkalk, 10 – Knollenkalke (xx-Tuffe).

Wettersteinkalk: 11 – Riffschuttfazies (xx-Tuffe), 12 – Lagunenfazies, 13 – Vererzter hangender Wettersteinkalk, 14 – Partnach-Schichten.

Raibler Schichten: 15 – Schiefer, 16 – Karbonate.

Hauptdolomit: 17 – Laminierte Dolomite, 18 – Flachwasserdolomite mit Stromatolithen, 19 – Plattenkalke.

Rhät: 20 – Plattenkalke, 21 – fossilführendes Rhät (Kalke, Mergel).

Trias des Südstammes: Skyth: 1 – Dolomit, 2 – dm-gebankte Kalke mit Oolithlagen, flaserige Kalke, 3 – rote Schiefer.

Alpiner Muschelkalk: 4 – Konglomerate mit Tuffen, 5 – Dolomit, 6 – dm-gebankte Kalke, 7 – Knollenkalke mit Tuffen.

Wetterstein(Schlern-)dolomit: 8 – Riffschuttfazies, 9 – Lagunenfazies, 10 – Partnach-Schichten.

Raibler Schichten: 11 – Mergel, 12 – Kalke.

Dachsteinkalk: 13 – Riffschuttfazies, 14 – Algenhorizont, 15 – Lagunenfazies.

Der Muschelkalk setzt im Nordstamm mit der Fazies der mikritischen Wurstelkalke ein, welche auf Ablagerung in einem ruhigen Flachwasser hinweisen. Das Muschelkalkkonglomerat des Südstammes zeigt ein Ereignis an, das auf den Ablagerungsraum des Nordstammes keinen Einfluß hatte. Da in Verbindung mit dem Konglomerat Tuffe vorkommen, ist es naheliegend, die Ursache der Konglomerat- wie auch der Knollenkalkbildung in einem schon im Unteranis einsetzenden Vulkanismus zu sehen (KAHLER & PREY, 1963). Dieser Vulkanismus griff anscheinend erst im Oberanis auf den Nordstamm über.

Im alpinen Muschelkalk gibt es interessante Mächtigkeitsunterschiede. Nach KAHLER & PREY (1963) haben die Konglomerate am Kühweger Köpfl (Karnische Alpen) eine Mächtigkeit von etwa 30 m, die Platten- und Knollenkalke mit eingeschalteten Tufflagen meist nur eine von 25 m. Im Obojnik Graben ist das Anisprofil etwa 150 m mächtig, während es im Nordstamm 400–450 m mächtig ist.

Von Interesse ist der Vergleich der Faziesfolge des Muschelkalkes aus dem Drauzug mit der der Olinger und Prager Dolomiten (BRANDNER, 1972). Es wurde große Ähnlichkeit festgestellt, aus der nur die Wurstelkalke des Drauzuges herausfallen. Das Fehlen des Muschelkalkkonglomerates wird auf die Verfügbarkeit des entsprechenden Materials und die morphologische Ausbildung des schuttliefernden Hinterlandes bei Hebungen, auf welche die Sandsteinbildung zurückgeht, zurückgeführt.

Mächtigkeitsunterschiede, die für das Ladin von Nord- und Südstamm wesentlich sind, geben Aufschlüsse über die Mobilität der Ablagerungsräume. Im Norden war die kontinuierliche Absenkung etwa doppelt so groß wie im Süden, wie sich aus der Mächtigkeit von 1200 m im Wettersteinkalk und von 600 m im Wettersteindolomit ergibt. Dasselbe Phänomen zeigt sich schon im Muschelkalk.

Da die Riffbereiche des Wettersteinkalkes des Nordstammes nach Süden gerichtet sind und die des Wettersteindolomites des Südstammes nach Norden, wurde bereits 1970 (F. K. BAUER, 1970) der Schluß gezogen, daß diese Riffplatten durch ein gemeinsames Becken verbunden waren. Eine ähnliche Verbindung kann man auch zwischen Südstamm, wie aus dem südexponierten Riffbereich zu erschließen ist und dem Wettersteindolomit der Steiner Alpen annehmen. Paläogeographisch ergeben sich so drei E–W gerichtete Riffareale, die über gemeinsame Becken in Verbindung standen.

Die sandig-tonigen und karbonatischen Raibler Schichten markieren die Unterbrechung des ladinischen Riffwachstums. Im Anschluß an die karnische Sedimentation bildete sich im Norden eine flache Lagune, die mit der Supratidalfazies des Hauptdolomites beginnt und mit einem rhythmischen Wechsel von Subtidal- und Inter- bis Supratidalfazies fortsetzt. Der Hauptdolomit ist etwa 600 m mächtig.

Im Südstamm und in den Steiner Alpen entwickelte sich eine Riffplattform, die, wie die Mächtigkeit von über 1000 m zeigt, eine dem Wettersteinkalk vergleichbare kontinuierliche Absenkung erfährt. Aus den Mächtigkeiten von Hauptdolomit einerseits und Dachsteinkalk andererseits ergibt sich eine Änderung der Mobilität der Zonen. Die größere Mobilität verlagert sich im Nor offensichtlich in den Südstamm mit der größeren Absenkung.

Über die nachtriadischen Sedimente sind keine vergleichende Aussagen zu machen.

Wie aus dieser Darstellung hervorgeht, werden die Karawanken als ein eigener Ablagerungsraum aufgefaßt und über die Periadriatische Linie hinweg Zusammenhänge

gesehen. Auch wenn die Periadriatische Linie ein altes, schon seit dem Paläozoikum bestehendes Lineament sein sollte, hatte sie keinen Einfluß auf den Sedimentationsraum bzw. auf die Faziesfolgen.

Vom Gesichtspunkt des Paläozoikums stellte SCHÖNENBERG (1970) fest, daß sich aus der variszischen Baugeschichte keine alpin-dinarische Linie begründen läßt. Nach OBERHAUSER (1973) bestand während der Oberkreide keine Faziesgrenze zwischen den Ablagerungen im Norden und Süden dieser Linie.

So stellt sich die Periadriatische Linie zwar als bedeutendes tektonisches Lineament dar, aber nicht als Faziesgrenze zwischen Nord- und Südstammtrias. H. P. CORNELIUS (1949) hielt die Unterschiede nicht für wesentlich und wies auf die Faziesunterschiede innerhalb der Südalpen hin. Man kann Zusammenhänge ohne weiteres anerkennen (KAHLER & PREY 1963, KAHLER 1955, BRANDNER 1972), ohne die Periadriatische Linie als tektonisches Lineament geringzuschätzen.

3. Der tektonische Bau der Karawanken

a) Der Bau der paläozoischen Einheiten

In den in der Einleitung zitierten Einzelarbeiten wurde für bestimmte Teile der Karawanken auch der Bau beschrieben. Das von KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG (1971) veröffentlichte Profil wurde ergänzt und auch die Triasstämme dargestellt, um so ein Gesamtprofil durch die österreichischen Karawanken zu erhalten (Abb. 4).

Im nördlich des Granites liegenden **Diabaszug** wurde von J. LOESCHKE (1970) in den östlichen Profilen ein Sattel festgestellt, an der sich gegen Westen ein zweiter anschloß. Dieser Sattelbau wird in den westlichen Profilen zerteilt, so daß nun ein nordvergenter Schuppenbau vorherrscht. Die Diabas-Tonschieferserie hat eine Mächtigkeit von etwa 650 m und ist der ordovizischen Magdalensbergserie (RIEHL-HERWIRSCH 1965, 1970) vergleichbar, doch ergaben radiometrische Messungen an den Diabasen ein mögliches Oberkarbon-Alter (LOESCHKE & WEBER 1973).

Diese paläozoische Einheit ist im Norden auf die Permo-Trias des Nordstammes aufgeschoben. Die Grenzfläche steht steil (saiger) oder fällt mit 48–75° nach Süden ein (EXNER, 1972).

Das südlich des Granites liegende **Eisenkappler Paläozoikum** ist sehr schmal und tektonisch stark zerstückelt und besteht aus einer unzusammenhängenden Schichtfolge von Silur, Devon, Karbon und Perm. Es bildet einen steil nordvergenten Schuppen- und Faltenbau (KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG 1971). Das gesamte Paläozoikum erfährt von E nach W eine leichte Verschmälerung.

Der **Granit von Eisenkappel** ist nach EXNER (1972) eine tektonisch transportierte und mylonitisch deformierte Lamelle, dessen Nordrand eine mylonitische Überschiebungsfläche darstellt. Paläozoische Tonschiefer und Diabase, in welche der Granit eindrang, fallen mit 30–50° nach Süden unter den Granit ein. Ähnlich stark tektonisiert ist der **Tonalitgneis von Eisenkappel**, ebenfalls eine Gneislamelle bildend, dessen Nordrand eine mylonitische Überschiebungsfläche ist über dem steil nach Süden einfallenden Eisenkappeler Altkristallin. Das Altkristallin, das einen winzigen Teil des voralpinen Grundgebirges

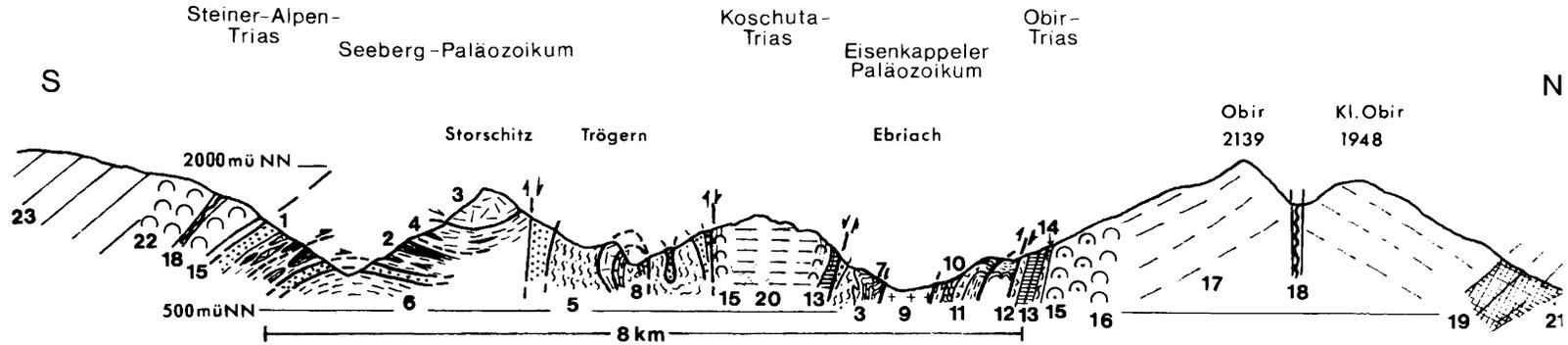


Abb. 4: Profil durch die österreichischen Ostkarawanken nach KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG (1971), Trias ergänzt von F. K. BAUER.

1 – postvariszisches Perm und Oberkarbon, 2 – Bänderkalkschuppen, 3 – Devonkalke, 4 – undatierte Vulkanite, 5 – Flysch, 6 – undatierte klastische Serien, 7 – Silur und oberes Ordoviz, 8 – Vulkanite des oberen Ordoviz', 9 – Granit, 10 – Pillowlaven, 11 – Diabaslagergang, 12 – Werfener Schichten, 13 – Alpiner Muschelkalk, 14 – Partnach-Schichten, 15 – Wettersteinkalk: Riffschuttfazies – Dolomit, 16 – Wettersteinkalk: Riffschuttfazies – Kalk, 17 – Wettersteinkalk: Lagunenfazies, 18 – Raibler Schichten, 19 – Rhät – Jura, 20 – Wetterstein(Schlern-)dolomit: Lagunenfazies, 21 – Tertiär, 22 – Dachsteinkalk: Riffschuttfazies, 23 – Dachsteinkalk: Lagunenfazies.

darstellt und mit dem Gailtaler Altkristallin vergleichbar ist, streicht meist WNW und fällt steil Süd. Bei Makesch gibt es eine interessante Querstruktur, wo die altkristallinen Gneise und Hornfelse etwa N–S streichen.

Das Alter der Intrusionen ist noch nicht geklärt, sie haben nach EXNER (1972) jedenfalls ein voroligozänes Alter.

Die Hauptstörung, an der das altkristalline Dach und das gesamte Paläozoikum fehlen, verläuft am Südrand des Tonalitgneises, welcher an die Trias der Uschowa grenzt und gegen Westen an der Vellach auskeilt. Die Trias der Uschowa ist mit Werfener Schichten an der Basis nach Norden dem mylonitisierten Tonalitgneis aufgeschoben. Weiter im Westen steht diese Störung steil und zeigt lokal auch inverses Nordfallen (siehe EXNER, 1972).

Im **Seeberg Paläozoikum** kann man zwischen einer nördlichen, 2–3 km breiten Steilstellungszone, bestehend aus der karbonischen Flyschserie mit eingespießten Präflyschkalken und dem südlichen Teil mit nordvergentem Schuppenbau und Überschiebungsweiten von mehr als 1 km unterscheiden (SCHÖNENBERG, 1965, 1970, KUPSCH, ROLSER & SCHÖNENBERG 1971). Im Süden fallen die Ablagerungen des Perm unter die Trias der Steiner Alpen ein.

b) Der Bau des Nordstammes

Dieser wurde bereits von F. K. BAUER (1970) erläutert und eine Unterscheidung von vier Einheiten gemacht. Die **Petzen** wird von einem massiven Block Wettersteinkalk, der als eine große nach Norden überkippte Mulde mit Raibler Schichten im Kern gedeutet werden kann, aufgebaut. Der große Südflügel, der den Hauptkamm bildet, wurde stark herausgehoben. Bei der nordvergenten Bewegung wurden die Raibler Schichten zu einem wichtigen Bewegungshorizont. Der Nordflügel spaltete sich ab und zerbrach in mehrere Basisschollen, auf welche die große Scholle des Südflügels aufgeschoben wurde. Im Osten ist die Petzen von einer großen Störung begrenzt, wo das Tertiär buchtartig bis südlich des Rischbergsattels reicht. Die Gornja ist eine isoliert auf Tertiär liegende Scholle von Wettersteinkalk.

Westlich der Petzen folgt das Gebiet der **Topitza**, das im Westen von einer Störung begrenzt ist, an der eine NE-Verstellung um einige km erfolgt ist. Das besondere Merkmal dieses Gebietes ist der Gleitschollenbau. Es lassen sich verschiedene Stadien der Überkipfung und Abgleitung nach Norden erkennen. Die Raibler Schichten östlich der Topitza sind nach Norden überkippt, sie liegen auf Hauptdolomit und sind vom Wettersteinkalk überlagert, so daß nun eine invers liegende Schichtfolge vorliegt.

Nördlich der Topitza ist der Wettersteinkalk mit Raibler Schichten an der Basis, die als Gleitmittel dienten, über Hauptdolomit nach Norden abgeglitten. Der Homarow Berg bildet eine derartige Gleitscholle, deren Kontaktzone zum Hauptdolomit sehr stark mylonitisiert ist. Etwas südlich liegt eine kleinere Gleitscholle von Raibler Kalken auf Hauptdolomit. Östlich des Hamarow Berges wird eine Wettersteinkalk-Gleitscholle, die unmittelbar am Nordfuß der Karawanken liegt und in sich stark zerbrochen ist, vom Globasnitz Bach durchschnitten. Die am weitesten nach Norden abgeglittenen, heute im Karawankenvorland liegenden Gleitschollen zeigen eine ganz intensive Zertrümmerung, so daß diese eine Art Großbrekzie darstellen.

Der Teil südlich der Topitza ist in verschiedene kleinere Schollen zerlegt, die z. T. invers liegen, wie die Wettersteindolomitscholle mit aufliegenden Werfener Schichten im Remschenig Graben.

Beiderseits des Vellachtales ist der Bau etwas regelmäßiger und man kann Reste eines Sattel- und Muldenbaues erkennen, der durch Brüche stark gestört wurde. Der Wettersteinkalk des Sittersdorfer Berges taucht mit etwa 15° antiklinal nach Osten unter Raibler Schichten und Hauptdolomit ab. Der Hauptdolomit beiderseits der Vellach ist wahrscheinlich primär als Mulde angelegt worden, die später durch Brüche stark überprägt wurde. Da die Störung im Norden zum Sittersdorfer Berg weniger groß ist, die Brüche am Südrand zum Wettersteinkalk der Trobewände westlich und östlich der Vellach sehr bedeutend sind, kann man von einem Halbgraben sprechen mit größerem Einbruch nach einer Richtung hin.

Der **Obir** stellt ein großes Gewölbe dar, das etwa in seinem Scheitel so auseinandergebrochen ist, daß der hangende vererzte Wettersteinkalk und die Raibler Schichten auf der Südostseite zu liegen kamen. Zwischen Hoch- und Kleinem Obir zieht eine Bruchzone durch, in der Reste von Raibler Schichten liegen. Diese Bruchzone verbreitet sich ostwärts zu einem Grabenbruch mit Hauptdolomit, der etwa 250–700 m breit ist.

Durch die Brüche wurde das Gewölbe in mehrere Teilblöcke zerlegt, zu denen die nördlichen Blöcke des Kleinen Obir und des Altberges gehören. Der Wettersteinkalk des Altberges mit auflagernden Raibler Schichten ist im Süden von Abschiebungsbrüchen begrenzt, an denen relativ tief liegender Hauptdolomit mit z. T. Raibler Schichten an der Basis an Wettersteinkalk grenzt.

Der Hochobir bildet die südliche Scholle mit NE–SW verlaufenden, SE einfallenden Abschiebungsbrüchen, von denen Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit erfaßt wurden. Eine Scholle für sich stellt der Jovan Berg dar, die zum Großteil aus Wettersteindolomit und Muschelkalk, der nach Norden überkippt ist und dem Dolomit aufliegt, besteht.

Ähnliche Abschiebungsbrüche gibt es auch SW der Petzen, wo sich NE der Luscha Alm Raibler Schichten zwischen Muschelkalk und tieferem Wettersteinkalk einschalten.

Die Südbegrenzung des Nordstammes ist eine bedeutende Störungslinie, an der sich auch differentielle Gleitbewegungen (EXNER, 1972) abspielten, welche die tektonische Reduzierung von Werfener Schichten und Muschelkalk bewirkten. Doch kam es in dieser Grenzfläche zu keinen Verschuppungen zwischen paläozoischen und triadischen Gesteinen.

Die am Nordrand der Karawanken vorkommenden Rhät-, Jura- und Neokomschollen werden in Übereinstimmung mit R. W. VAN BEMMELEN (1970) als Gleitschollen aufgefaßt, die in Sekundärbewegungen nördlich des Obir vom Wettersteinkalk überschoben wurden. Während das Rhät im Vellachtal bei Miklaushof deutlich vom Wettersteinkalk überschoben ist, liegt das Rhät des Jegart noch normal auf Hauptdolomit; der Jura liegt mit kleinen Schollen an der Basis des Rhät. In den jugoslawischen Karawanken liegt der Jura auch diskordant auf Wettersteindolomit (STRUCL, 1970). Aufgrund der verschiedenen Lage der Rhät-Jura-Neokomschollen (einmal überschoben, einmal aufliegend) ist die Deutung dieser Basisschollen als eigene Decke (STINI, 1937) auszuschließen.

c) Der Bau des Südstammes und der Steiner Alpen

Der Südstamm hat westlich der Trögern Klamm eine Breite von etwa 2,5 km, gegen Osten ist er nur 1–2 km breit. Die größte Fläche nimmt der relativ massive Wettersteindolomit ein, der im Süden direkt an das Seeberg Paläozoikum grenzt. Nur im Vellachtal liegt in dieser tektonischen Grenzlinie eine kleine, stark gestörte Scholle von Werfener Schichten.

In Norden des Dolomites gibt es Schollen von Werfener Schichten (Vellachtal, westlich der Uschowa) und von Muschelkalk (Obojnik Graben, östlich Trögern Klamm). Infolge der großen tektonischen Störung sind die stratigraphischen Zusammenhänge fast vollständig verloren gegangen. Die einzige normale Abfolge gibt es im Teilbereich Obojnik Graben–Cimpaser und W des Trögern Baches, wo der Wettersteindolomit ohne größere Störung über dem Muschelkalk liegt.

Westlich der Uschowa sind die Werfener Schichten relativ breit, welche eine in sich leicht gestörte Mulde bilden, deren Achse flach nach Osten einfällt. Der Nordflügel ist in seiner ganzen Mächtigkeit erhalten, während die tieferen bis mittleren Teile des Profils im Südflügel fehlen. Unter dem Südflügel kommen antiklinal die roten Sandsteine und Schiefer des Perms hervor, die östlich des Vellachtales teilweise direkt an den Wettersteindolomit grenzen.

Westlich der Vellach sind die Werfener Schichten breiter, nach Osten keilen sie aus und spießen mit einem schmalen Keil in die permischen Sandsteine hinein. Südlich des Remschenig Grabens liegt eine isolierte Scholle von einem nicht genau datierbaren Dolomit (Anis?, Ladin?), welcher im Süden an das Perm und im Norden an den Tonalitgneis grenzt. Dieser Dolomit wurde nordvergent verschuppt und fällt nach Süden unter die permischen Sandsteine ein.

Der tektonische Kontakt des Wettersteindolomites zum nördlichen davon liegenden Eisenkappler Paläozoikum ist sehr gut am Nordausgang der Trögern Klamm aufgeschlossen. Der Dolomit grenzt an stark verformte rote Schiefer des Perms, in denen auch kleine Schollen von einem dunklen Kalk liegen. Da W und E des Tales Muschelkalk ansteht, ist anzunehmen, daß hier dieser Kalk tektonisch völlig ausgequetscht wurde und nur mehr kleine mit Perm verschuppte Reste vorhanden sind.

Im Osten ist der Dachsteinkalk der Uschowa von einer NNE–SSW verlaufenden Störung abgetrennt und grenzt zum Teil an Wettersteindolomit, zum Teil an Werfener Schichten.

In den **Steiner Alpen** der Vellacher Kotschna ist die Störung zum Seeberg Paläozoikum groß, wie sich aus dem Fehlen von Werfener Schichten und Muschelkalk ergibt. Auch der Wettersteindolomit und die darüberliegenden Raibler Schichten sind tektonisch stark beansprucht und in der Mächtigkeit reduziert. Über den Raibler Schichten liegt der große Block des Dachsteinkalkes.

Es fällt auf, daß der Wettersteindolomit der östlichen Talseite weiter im Norden liegt als der westlichen. Außerdem ist das Perm auf der östlichen Seite sehr stark reduziert, während es auf der westlichen eine Breite von etwa 2 km einnimmt. Es ist anzunehmen, daß die geologische Ungleichwertigkeit der Talseiten auf eine dem Kotschnatal folgende Störung bedingt ist.

d) Diskussionsbemerkungen zum Gesamtbau

VAN BEMMELEN (1970) faßte die Karawanken als Teilgeantiklinale der Alpen auf, deren zentrale Zone die Koschuta Einheit des Südstammes darstellt. Die Nordflanke wird nach ihm von den Nordkarawanken (Nordstamm), welche nach Norden zum Klagenfurter Becken abgeglitten sind, und die Südflanke von den nach Süden abgeglittenen Steiner Alpen gebildet.

Die Karawanken können sowohl vom faziellen als auch vom tektonischen Gesichtspunkt als eine Einheit aufgefaßt werden. Der zentrale Teil der Karawanken mit der Trias des Südstammes und dem nördlich davon gelegenen Eisenkappler Paläozoikum und der südlich anschließenden Steilstellungszone des Seebergaufbruches gehören zum kompliziertesten Teil dieses Gebirges. Man kann in diesem Bereich in Übereinstimmung mit R. W. VAN BEMMELEN (1970) den Scheitel der Aufwölbung annehmen, dessen Zerbrecen für diesen komplizierten Bau maßgebend war.

Den im Profil dargestellten Relativbewegungen nach wurde die Südstammtrias als Graben an steilen Brüchen eingesenkt, während das Paläozoikum nördlich und südlich davon horstartig emporkam. Die Nordstammtrias grenzt ebenfalls an steilen Brüchen an das Eisenkappler Paläozoikum, das Seeberg Paläozoikum hingegen fällt unter die Trias der Steiner Alpen ein.

Die Südflanke der Steiner Alpen ist einigemale breiter als der Nordflügel des Petzen–Obir-Zuges, woraus sich eine Asymmetrie der Karawankenaufwölbung ergibt. Die nordvergente Bewegung gilt sowohl für das Paläozoikum als auch für die Trias des Raumes.

R. W. VAN BEMMELEN (1970) gab eine tektonische Interpretation des Profils des von PREY & KAHLER (1963) kartierten Ferlacher Hornes, auf dessen Südseite eine besonders komplizierte Tektonik gegeben ist. VAN BEMMELEN nahm hier Abschiebungen an, um relativ tief liegende Schollen von Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit zu erklären.

Es ist anzuerkennen, daß Abschiebungen auf Dehnungserscheinungen und nicht auf Kompressionen zurückzuführen sind. Diese Zerrungen traten an der Grenze zwischen Nordstammtrias und Diabaszug auf, an der nach EXNER (1972) differentielle Gleitbewegungen, welche den Ausfall von tieferen Triasschichten bewirkten, stattfanden.

Ähnliche Zerrungen und Brüche müssen auch innerhalb des Nordstammes angenommen werden, welche das Einsinken von stratigraphisch höheren Schichten (z. B. Raibler Schichten, Hauptdolomit) in tiefere (z. B. Wettersteinkalk) erklären.

In den östlichen Karawanken (Petzen–Ursula Berg) wurde der Bau von I. STRUCL (1970) im Sinne der Graben-Horsttektonik dargestellt und im N–S-Profil drei von Störungen getrennte Einheiten unterschieden. Zur nördlichen Einheit gehören Gesteine des Jura und Rhät, welche diskordant auf Wettersteindolomit aufliegen. In der Zentralzone mit dem Ursula Berg werden drei Horst- und drei Grabenbereiche unterschieden. Der Süd-Teil ist durch südfallende Abschiebungsbrüche gekennzeichnet, an denen Raibler Schichten, Hauptdolomit und Wettersteindolomit südwärts abgesunken sind.

Die Betrachtung der gesamten Nordkarawanken zeigt eine gewisse Ähnlichkeit des Baues der verschiedenen orographischen Einheiten.

Die Überschiebung der Nordkarawanken auf das Tertiär ist durch Wasserstollen (HÖFER 1908, STRUCL 1970) erwiesen, welche VAN BEMMELEN als Bruchstufe erklärte, die sich über die Tertiärablagerungen legte. Die Überschiebungsbahn liegt zwar sehr flach ($11-14^\circ$), doch ist anzunehmen, daß (wie auf dem Profil Ferlacher Horn von VAN BEMMELEN (1970) dargestellt) die Fläche südwärts steil in die Tiefe setzt.

e) Zur Baugeschichte

Konkrete Anhaltspunkte für die jüngere Tektonik liefert das Tertiär der Rosenbacher Kohlschichten am Karawankennordrand und das innerhalb der Karawanken im Lobnig Graben liegende, welches als Unter-Sarmat (KLAUS, 1956) eingestuft wurde. Die Karawankenüberschiebung ist damit nach-untersarmatisch, wie auch die Bewegungen, die zur Einklemmung des Tertiärs am Prevernik Sattel und bei Topitschnig (Lobnig Graben) führten.

Ebenfalls am Karawankennordrand liegt das Barentalkonglomerat, das mehrere 100 m mächtig ist und als Ober-Pannon (KLAUS, 1956) eingestuft wurde. Das Konglomerat besteht vorwiegend aus Kalkgeröllen (80%) und zu etwa 20% aus Sandsteingeröllen (SCHEIBER, 1967). Das Bindemittel ist karbonatisch mit einem geringen Anteil an Quarz, während das Bindemittel des Sattnitzkonglomerates ein Arkosesandstein ist (KAHLER 1935, 1955).

Die Gerölle des Barentalkonglomerates können aus den Karawanken bezogen werden, welche teilweise nur wenig abgerollt sind und Brekzien bilden, was für geringe Transportweite spricht. Die Konglomeratbildung ist in einen ursächlichen Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen zu bringen und als zeitlicher Hinweis auf die Heraushebung der Karawanken zu werten. Da das Barentalkonglomerat in die Überschiebungstektonik einbezogen ist, muß man noch mit nachpannonischen Nordbewegungen rechnen.

Die schon von E. v. MOJSISOVICS (1869) auf dem Petzenplateau gefundenen Tertiärgerölle könnten altersmäßig dem Barentalkonglomerat entsprechen. Das Pliozän ist wahrscheinlich jene Zeit, die zur letzten großen Heraushebung der Karawanken führte.

Die im Karawankenvorland liegenden, zu Großbrekzien zerbrochenen Schollen von Wettersteinkalk sind als Gleitschollen aufzufassen, die jedoch nicht mehr in die Karawankenüberschiebung einbezogen wurden. Diese Gleitung ist daher jünger als die nachpannonische Aufschiebung auf das Barentalkonglomerat und etwa mit Pliozän anzunehmen. Eventuell wurde die Gleitung durch die große Karawankenheraushebung ausgelöst.

Eine quartäre Tektonik kann ausgeschlossen werden. Die nach HERITSCH (1906), STINI (1934), SRBIK (1941) und HERITSCH & KÜHN (1951) tektonisch verstellten und steil aufgerichteten Schotter im Vellachtal wurden bei den Straßenbauarbeiten des Jahres 1967 neu aufgenommen (siehe Profil in: F. K. BAUER, 1970). Die in einem Teilbereich beobachtbare steil stehende Schichtung und eine faltenartige Struktur der postglazialen Schotter, die auf einer Grundmoräne (Würm) liegen, wurden auf randglaziale Ablagerungsbedingungen zurückgeführt.

Die in den Karawanken verbreitenden Brekzien haben verschiedene Höhenlagen und liegen etwa hangparallel. Diese Brekzien, die mit ähnlichen Brekzien in den Nördlichen Kalkalpen verglichen werden können, werden als ungefähr hangparallel abgelagerte alte

Schutthalden aufgefaßt, welche durch Kalksinter zu einem sehr festen Gestein verkittet wurden. Die Grobbrekzien haben lagenweise feineres Material eingeschaltet, wodurch eine deutliche Bankung bewirkt wurde. Aus den verschiedenen Höhenlagen ist keine jung-quartäre Tektonik ableitbar (KAHLER, 1956).

Einen wichtigen Bewegungsvorgang bildet die Abgleitung der jüngeren, zu den Basisschollen gehörenden Rhät-Jura-Neokongesteine, welche in die Tertiärüberschiebung einbezogen sind. Da Gleitung durch einen Hebungs-Senkungsmechanismus ausgelöst wird, könnte man die Gleitung auf das Einsinken des Klagenfurter Beckens im Torton–Sammat (auf das Torton weisen nur einige Geröllfunde hin, PAPP & WEISS, 1956) zurückführen. In einem Bewegungsmechanismus, wie er im Profil Ferlacher Horn von v. BEMMELEN (1970) dargestellt wurde, griff die Einheit des Nordstammes sowohl auf die Basisschollen wie auch auf das Tertiär über. Es ist denkbar, daß bei dieser Nordbewegung Zerrungen und Dehnungen an der Südseite der Nordkarawanken auftraten, die zu südwärts gerichteten Abschiebungsbrüchen führten.

Die Bruchtektonik, welche den Karawanken eine heute deutlich sichtbare Formung gegeben hat, ist ebenfalls zu der jungtertiären (miozänen) Tektonik zu rechnen. Diese hat einen älteren Bau überprägt, wie aus einzelnen noch vorhandenen, von Brüchen begrenzten Mulden und Sätteln hervorgeht.

Doch für diesen älteren Bau wie für die ganze ältere Baugeschichte gibt es keine konkreten Anhaltspunkte mehr. Es ist bezeichnend, daß ältere tertiäre Gesteine und Ablagerungen der Oberkreide in den Karawanken Kärntens fehlen. Die Stratigraphie endet mit dem in den Basisschollen vorkommenden Neokom, während man jüngere Gesteine wie Rudistenkalke der Oberkreide zusammen mit Trias-, Lias- und Oberjura-Aptychenkalcken (SIEBER, 1967) im Rischbergkonglomerat aufgearbeitet findet. Einzelne Konglomeratblöcke im Gebiet der Gornja erinnern an Gosaukonglomerate. Das Fehlen dieser Schichtfolge spricht für bedeutende Bewegungen, welche wahrscheinlich in der Oberkreide einsetzen und im Alttertiär andauerten.

f) Die Periadriatische Linie

Die Periadriatische Linie bildet einen größeren Fragenkomplex, welcher von verschiedenen Gesichtspunkten aus betrachtet wurde. Die Bezeichnung alpin-dinarische Grenze, die z. B. von ANDERLE (1950) und TOLLMANN (1963) bevorzugt wurde, zielt auf eine scharfe Trennung zweier verschiedener Gebirgstämme, von Alpen und Dinariden, ab.

Andere Autoren machten diese Trennung nicht (CORNELIUS, 1949; KAHLER, 1955; KAHLER & PREY, 1963), und KAHLER & PREY geben dem Begriff Periadriatische Linie den Vorzug. Diese Bezeichnung ist vorteilhafter, da sie neutraler ist und keine bedeutende tektonische Aussage macht. GOSPODARIC (1969) unterscheidet zwischen E–W gerichteten alpinen und NW–SE verlaufenden dinarischen Strukturen, die durch die Linie Tolmin–Ljubljana–Krk getrennt werden.

Über das Alter der Linie bestehen verschiedene Meinungen, doch gibt es Anhaltspunkte dafür, daß sie bereits im Paläozoikum bestand (GANSSEER, 1968; CARRORO, 1966). Einige Autoren wie DE BOER (1965), DE JONG (1967), LAUBSCHER (1971) sahen in der Periadriatischen Linie eine Art Bewegungsschiene, an der große E–W gerichtete Lateralverschiebungen stattfanden. Die von DE BOER (1965) angenommenen

permotriadischen Bewegungen wurden einer Korrektur unterzogen (ZIJDERFELD et al. 1970) und nun eine Rotation der Südalpen um 50° gegen den Uhrzeigersinn relativ zu Europa angenommen. Nach LAUBSCHER (1971) wären die Dinariden zu Beginn des Tertiärs an der Periadriatischen Linie etwa 300 km nach Westen verschoben worden.

Die neueren paläomagnetischen Messungen scheinen nun doch nachzuweisen, daß es keine großen Lateralverschiebungen im Ausmaß von hunderten oder tausenden km gegeben hat. Kleinere Bewegungen, die etwa Zehner von km betragen, sind durchaus für möglich zu halten, doch sind diese weniger gut erkennbar, als die nach NW gerichteten Verschiebungen (z. B. an der Mölltal- oder Lavanttallinie).

Ein wesentliches Merkmal der Periadriatischen Linie besteht darin, daß sie eine sehr tiefreichende Störungslinie ist (GANSSER, 1968), an der es zu bedeutenden Zerrungen und Vertikalverstellungen und schließlich zur Intrusion der tertiären Plutone gekommen ist.

In ihrem Bereich schloß man auf eine beträchtliche Raumverkürzung und Verschluckung und nach TOLLMANN (1963) sind hier die Wurzelzonen der einzelnen ostalpinen Decken zu suchen.

Die Karawanken sind von großen Störungen durchzogen, an denen mächtige Schichtpakete verschwunden sind. In den Triasstämmen fehlt z. T. vollständig die tiefere Trias (Werfener Schichten, Muschelkalk) und es fällt besonders die geringe Breite des Süd Stammes auf. Das Eisenkappler Paläozoikum ist stark ausgedünnt und auch das Seeberg Paläozoikum ist unvollständig. Granit und Tonalit bilden nur schmale tektonische Lamellen. Nach EXNER (1972) liegt die bedeutendste Störung des Raumes zwischen Tonalitgneis und der Süd Stammtrias, an der das altkristalline Dach und das gesamte südalpine Paläozoikum fehlen.

Ohne Zweifel sind die Karawanken ein Gebirge mit starker Krustenverkürzung und man muß für den ursprünglichen mesozoischen Ablagerungsraum ein mehrfaches der heutigen Breite annehmen. Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung versuchte TRÜMPY (1972) eine Vorstellung zu gewinnen. Über den Vorgang, der zur Raumverkürzung führte (Verschluckung, Subduktion), ist noch keine klare Vorstellung zu erhalten.

Es ist möglich, daß sich die Verkürzung auf mehrere Störungslinien bzw. Störungszentren, welche heute die markanten tektonischen Grenzen zwischen den einzelnen Einheiten bilden, aufteilt. Da es im ganzen Raum von Karawanken – Steiner Alpen – Sava Falten große, der eigentlichen Periadriatischen Linie parallel verlaufende Störungslinien gibt, an denen Bewegungen mit horizontaler und vertikaler Verstellung erfolgten, kann man von einem Periadriatischen Störungssystem sprechen.

Im Bereich der Periadriatischen Linie, etwa zwischen Nord- und Süd Stamm oder eventuell nördlich des Karawankennord Stammes, die Wurzelzonen der ostalpinen Decken suchen zu wollen, erscheint zu problematisch und zweifelhaft. Wie KOBER (1955) vertrat auch ANDERLE (1950) die Meinung, daß der Drauzug autochthon und nicht als Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen aufzufassen wäre. In ähnlicher Weise äußerten sich KAHLER & PREY (1963) zur Periadriatischen Linie.

Es wurde versucht, die Karawanken von der Faziesverteilung her gesehen als Ablageeinheit aufzufassen. Die z. B. aufgrund der Faziesverteilung im Wettersteindolomit bzw. Wettersteinkalk angenommene paläogeographische Verbindung zwischen den ein-

zelen Triasstämmen (Nord-, Südstamm, Steiner Alpen) widersprechen einer Beheimatung anderer Großeinheiten in diesem Raum. Aus dem einheitlichen Ablagerungsraum ergibt sich die eigenständige Tektonik der Karawanken.

Literatur

- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. – Jb. Geol. B. A. Wien 1950.
- ANDERLE, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteils der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – Geologija Ljubljana, 13, 1970 (Karawankensymposium, Ljubljana 1969).
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B. A. Wien 1970.
- DE BOER, J.: Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. – J. Geophys. Res. 70 (4), 1965.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. – Geologija Ljubljana, 13, 1970, (Karawankensymposium, Ljubljana 1969).
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prags- und Olinger Dolomiten, Südtirol). – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg (9–103), Innsbruck 1971 (Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck).
- BRANDNER, R.: „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21. Bd., Innsbruck 1972.
- CARRORO, F.: Scoperta di una serie carbonifera di copertura degli gneis Sesia. – Boll. Soc. geol. It. 85, 1966.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? – Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 36–38, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 64, Wien 1972.
- GANSSER, A.: The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. – Schweizerische Mineralog. u. Petrograph. Mitt., 48, Zürich 1968.
- GOSPODARIC, R.: Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. – Geol. Rdsch., 59, Stuttgart 1969.
- HERITSCH, F.: Glaziale Studien im Vellachtal. – Mitt. Geograph. Ges. Wien, Heft 8 und 9, Wien 1906.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. – Deuticke Wien 1951.
- HÖFER, H.: Das Alter der Karawanken. – Verh. Geol. R. A., Jg. 1908, Wien 1908.
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 4, Stuttgart 1970.
- HOLZER, H.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiet Eisenkappel. – Verh. Geol. B. A., Wien 1962–1967.
- HSÜ, K. J.: Origin of the Alps and Western Mediterranean. – Nature, 233, Sept. 3, 1971.
- JONG, K. A. DE: Paläogeographie des ostalpinen Perm, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. – Geol. Rdsch., 56, Stuttgart 1966.
- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rdsch., 43, 1, Stuttgart 1955.
- KAHLER, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia II, Bd. 125, Klagenfurt 1935.

- KAHLER, F.: Der Bau des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, Sonderh. 16, Klagenfurt 1953.
- KAHLER, F. & PREY S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. B. A. Wien 1963.
- KLAUS, W.: Mikrosporenhorizonte in Süd- und Ostkärnten. – Verh. Geol. B. A. Wien 1956.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 2. Auf. 379 S., Wien (Deuticke) 1955.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). – Lithofazielle, sediment-petrographische und paläogeographische Untersuchungen. Jb. Geol. B. A. Wien 1969.
- KRAUS, O & OTT, O.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatsapparat. Paläont. hist. Geol., 8, München 1968.
- KUPFSCH, F., ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. Deutsch. Geol. Ges., Jg. 1970, Bd. 122, Hannover 1971.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rdsch., 60, H 3, Stuttgart 1971.
- LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabasuzuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberhein. geol. Abh., 19, Karlsruhe 1970.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. Deutsch. Geol. Ges. Jg. 1970, Bd. 122, Hannover 1971.
- LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 1, Stuttgart 1973.
- MOJISISOVICS, E. v.: Über das Vorkommen der sogenannten Augensteine in den Südalpen. – Verh. Geol. R. A. Wien 1870.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. Symposium über den Verrucano in den Ost- und Südalpen. – Verh. Geol. B. A., H. 1, Wien 1972.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festband d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, Innsbruck 1970.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch. 62, 1, Stuttgart 1973.
- PAPP, A. & WEISS, E. H.: Ein Tortongeröll am Nordrand der Petzen. – Verh. Geol. B. A. Wien 1956.
- POLEGEG, S.: Untersuchungen und Bewertung von Quecksilbervorkommen in Kärnten. – Archiv f. Lagerstättenforschung, 12. Bd., Leoben 1971.
- PREY, S. & KAHLER, F.: Beitrag zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Wien 1958.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorstellung zur Paläogeographie – Verrucano. Verrucano-Symposium, Wien 1969. – Verh. Geol. B. A. Wien 1972.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19. Bd., Wien 1970.
- ROLSER, J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). – Karinthin, 59, Klagenfurt 1968.
- SCHEIBER, H.: Geologie der Jauernik-Gruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, Wien 1967.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies Differentiation and Controlling Factors for the Depositional Lead-Zinc Concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. – Development in Sedimentology, Vol. 2, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam 1964.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodonten-Stratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken). – Max Richter-Festschrift, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpenkristallin). – Geol. Rdsch., 56, Stuttgart 1967.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raum der Südost-Alpen. – Geotekt. Forsch., 35, Stuttgart 1970.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. Geol. B. A. Wien 1970.

- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 130, Stuttgart 1968.
- SIEBER, R.: Bericht 1966 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten im südöstlichen Kärnten. – Verh. Geol. B. A., H 3, Wien 1967.
- SIEBER, R.: Bericht 1971 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Kartierungsgebieten von Niederösterreich, Steiermark und Kärnten. – Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1973.
- STINI, J.: Deckenbau und Ost-West-Schub im Obirgebirge. – Akad. Anz. Nr. 25 vom 16. 12. 1937, Wien 1937.
- STINI, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). – Carinthia II, 128. Jg., Klagenfurt 1938.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. – N. Jb. f. Min. etc., Sonderband 3, Stuttgart 1941.
- STRUCL, I.: Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. – Geologija Ljubljana, 13, 1970. (Karawanken Symposium, Ljubljana 1969).
- STRUCL, I.: On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawanken with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. – Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII. Int. Sediment. Congress 1971.
- TELLER, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. – Verlag der k. k. Geol. R. A. Wien 1896.
- TESSENSOHN, F.: Unterkarbon, Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart 1968.
- TESSENSOHN, F.: Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, 79, Klagenfurt 1969.
- TESSENSOHN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 2, Stuttgart 1971.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Deuticke Wien 1963.
- TRÜMPY, R.: Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rdsch. 61, 3, Stuttgart 1972.
- ZIJDERVELD, A. D. J., HAZEU, A. J. G., NARDIN, M. & VAN DER VOO: Shear in the Tethys and the Permian Paleomagnetism in the Southern Alps, including new Results. – Tectonophysics, 10, Amsterdam 1970.

