

Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum

von Rudolf OBERHAUSER, Wien *)

mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abstract	116
Zusammenfassung	116
Einleitung	117
Zur Kenntnis tektonischer Ereignisse während der Unterkreide-Zeit	121
Zur paläogeographischen Situation während der verschiedenen Stufen der Oberkreide und des Paläogens	124
Cenoman — Unterturon (Karte 1, 1. Profil)	124
Die Vorgosauische Phase im Höheren Turon (Karte 2, 2. Profil)	126
Coniac, Santon, Unter-Campan (Karte 3, 3. Profil)	129
Die intragosauische Phase im Unteren Ober-Campan (Karte 4, 4. Profil)	131
Das Obere Ober-Campan, Maastricht und Dan (Karte 5, 5. Profil)	134
Die laramisch-illyrischen Phasen im Paleozän und Tieferen Eozän (Karte 6, 6. Profil)	135
Höheres Eozän (7. Profil)	137
Die pyrenäische Phase im Lattorf (Karte 6, 8. Profil)	138
Die heutige Situation (Profile 9 a oder 9 b)	139
Schriften	142
Textabb. 1: Der Bezug der kretazischen und paläogenen tektonischen Phasen des Ostalpins zur Biostratigraphie	127
Textabb. 2: Dauer der Sedimentation und Zeitpunkt des Zuschubs der nördlichen Ostalpen-Großtröge	135
6 paläogeographische Karten (Tafel 1)	
9 Profile (Tafel 2)	

*) Anschrift: Geologische Bundesanstalt, Wien 3, Rasumofskygasse 23.

Abstract

In Cretaceous times, the Alpine geosyncline of eastern alps can be divided into the following paleogeographical units:

From north towards south there is first the foreland base of the later Molasse Zone. It is followed by the generally shallow Helvetic Zone, consisting of the Helvetic trough s. s. and the Ultrahelvetic trough.

The sedimentary rocks of the Penninic Zone with its Vallaise troughs, Briançonnaise submarine ridge and Piemontaise trough are considered to be deposited in more open sea.

Southwards follow the depositional areas of the later tectonic units of the Lower Eastalpine Zone, the "Middle" Eastalpine Zone, and the Upper Eastalpine Zone. The latter is divided into the "Bayuvaricum", the "Tyrolicum" and the "Juva- vicum".

The southernmost paleogeographical unit is the so-called Central Alpine Area.

The Cenomanian and Turonian strata, developed in Globotruncana facies, overlie the following units: The foreland, the Helvetic Zone, the Briançonnaise and the Bayuvaricum. During the same time, Flysch facies is found in the troughs of the Vallaise and the Piemontaise.

Parts of Eastalpine units p. c. the Lower and "Middle" Eastalpine units were already overthrust in pre-Upper Cretaceous times. Therefore these buried areas are no more reached by Cenomanian sedimentation.

In Upper Turonian times, the Bayuvaricum was buried by nappes of the higher Upper Eastalpine Units, being overthrust during the pre-Gosavic orogenetic phase.

During Coniacian, Santonian and Lower Campanian times, Globotruncana facies still lasts within the sedimentation areas of the foreland, Helvetic Zone, and Briançonnaise. This facies transgresses on Upper Eastalpine pre-Gosavic nappes. At the same time, rocks in Flysch facies are sedimented in the Vallaise troughs.

During the intra-Gosavic orogenetic phase, taking place in Lower Upper Campanian, the Piemontaise unit with its ophiolite zone (= Ultrapienidic ridge) is closed by overthrusting Eastalpine nappes. At the same time, Globotruncana facies is well developed in the Zentralalpine Area.

In Upper Campanian and Maastrichtian times, sedimentation of Globotruncana facies is dominant on the foreland basement, in the Helvetic Zone, on the Briançonnaise ridge, and in the Upper Eastalpine and Centralalpine area. The Globotruncana facies continues until the Eocene, the Globotruncanas being substituted by Globorotalias.

Corresponding to this, there is still Flysch facies developed in the Vallaise troughs, also partly continuing until Eocene times.

During the Laramic and Illyric orogenetic phases, taking place in Paleocene and Eocene times, the Briançonnaise ridge and the Vallaise troughs are being overthrust from south towards north.

Subsequently, in Lattorfian times, the Helvetic Zone and the southern section of the foreland have also been overthrust during the Pyrenean orogenetic phase. At this time, Molasse sedimentation begins.

Heavy mineral analyses show, that islands of the ophiolitic Ultrapienidic ridge supply chromite towards south, from Lower Cretaceous until Lower Campanian times.

During Cenomanian and Turonian times, a chain of islands, consisting of metamorphic rocks, delivers garnet into the southern trough of the Vallaise area: the Eastalpine Flysch Zone.

During Upper Campanian to Maastrichtian time, after the intra-Gosavic phase, the so-called Eastalpine "Altkristallin" supplies garnet into the Gosau belt and farther northwards into the Eastalpine Flysch Zone.

Zusammenfassung

Die paläogeographischen Einheiten der Ostalpen während der Kreidezeit werden in die Vorland-Basis der späteren Molasse-Zone, ins Helvetikum mit Normal- und Ultra-

helvetischem Trog, ins Penninikum mit den Vallaise-Trögen, der submarinen Briançonnaise-Schwelle und dem Piemontaise-Trog, ins Unter- bis „Mittel“-Ostalpin sowie ins Bayuvarikum, Tirolikum und Juvavikum eingeteilt. Des weiteren wird ein Zentralalpiner Raum südlich angeschlossen.

Die Oberkreide lagert mit Globotruncanen-Fazies im Cenoman und Turon auf Vorland, Helvetikum sowie Briançonnaise und Bayuvarikum, mit Flyschfazies in den Vallaise- und Piemontaise-Trögen. Teile des Ostalpinen Raumes wie Unter- und „Mittel“-Ostalpin usw. werden vom Cenoman nicht mehr erreicht, da sie zu dieser Zeit schon zugeschoben waren.

Im Oberturon wird durch die Vorgosauische Phase das Bayuvarikum abgedeckt.

Coniac, Santon und Unter-Campan liegt im Vorland, Helvetikum, Briançonnaise und auf den Kalkalpen in Globotruncanen-Fazies, im Vallaise in Flyschfazies.

Im Unteren Ober-Campan wird durch die Intragosauische Phase der piemontesische Faziesraum mit seiner landfesten Ophiolith-Zone (= ultrapienidischer Rücken) durch Zuschub durch das Ostalpin ausgeschaltet. Lokal gibt es im Zentralalpinen Raum Globotruncanen-Fazies.

Das Obere Ober-Campan, und Maastricht lagert auf Vorland, Helvetikum und Briançonnaise sowie im Oberostalpinen und Zentralalpinen Raum in Globotruncanen-Fazies und setzt sich in analoger Globorotalien-Fazies in diesen Räumen teilweise bis ins Eozän fort. Flyschfazies dominiert zu dieser Zeit weiterhin in den Vallaise-Trögen und reicht ebenfalls teilweise ins Eozän.

Im Paläozän und Eozän wird durch Überschiebung von Süden her in der iaramischen und illyrischen Phase Briançonnaise und Vallaise ausgeschaltet, im Lattorf in der pyrenäischen Phase auch das Helvetikum bis ins Vorland hinaus überschoben, wo nun die Molasse-Sedimentation beginnt.

Ophiolith-reiche Inselketten des zwischen submariner Briançonnaise-Schwelle und piemontesischem Faziesraum liegenden Ultrapienidischen Rückens liefern von der Unterkreide bis ins Unter-Campan das Schwermineral Chromit nach Süden. Im Cenoman und Turon liefert eine Inselreihe aus Altkristallin zwischen Vallaise und Briançonnaise Granat in das südliche Teilbecken des Vallaise: die Ostalpine Flyschzone. Nach der Intragosauischen Phase vom Ober-Campan bis ins Maastricht liefert Ostalpines Altkristallin Granat ins Gosaumeer und nach Norden bis in den Ablagerungsraum der Ostalpinen Flyschzone.

Einleitung

Den Anstoß für den vorliegenden Versuch einer paläogeographischen Darstellung der Oberkreide- und Paläogen-Zeit in den östlichen Alpen gaben neuere Kartierungsergebnisse der Geologischen Bundesanstalt in den Kalkalpen und in der Flyschzone, welche vor allem durch B. PLÖCHINGER, S. PREY und A. RUTNER erbracht wurden. Diese gingen bei der Untersuchung der Kreide- und Paläogen-Gesteine durch den Einsatz moderner Methoden der Mikropaläontologie, Sedimentpetrographie und Gefügekunde über den, durch E. SPENGLER 1953, 1956 und 1959 in seinem Rekonstruktionsversuch der Ablagerungsräume der Kalkalpen in großartiger Zusammenschau dargelegten Stand der Kartierung im klassischen Sinn hinaus. Auch die Bohrungen der Erdölindustrie im Vorland und im alpinen Raum förderten die wissenschaftliche Erkenntnis in sehr großem Umfang und bewiesen die Deckentheorie in der erdölgeologischen Praxis. Diese erlauben uns bei tektonischen Aussagen eine viel bestimmtere Sprache. Die mikropaläontologische Durcharbeitung von vielen Tausenden von Schlamm- und Dünnschliff-Proben allein an der Geologischen Bundesanstalt, welche hier von R. NOTH, S. PREY, R. GRILL und in den letzten 10 Jahren auch

durch den Autor durchgeführt werden konnte, brachte entscheidende stratigraphische Aufklärung über kretazische und paläogene Schichtfolgen — dazu kommt in neuester Zeit der Einsatz der Nannopaläontologie durch H. STRADNER. Kartierung mit Hilfe der Mikropaläontologie wurde auch von seiten der Universität Wien gefördert. Arbeiten von A. PAPP, K. KÜPPER, A. TOLLMANN, W. JANOSCHEK, U. WILLE-JANOSCHEK, H. KOLLMANN, W. GRÜN, G. LAUER, G. NIEDERMAYR und W. SCHNABEL sollen genannt werden. In Innsbruck entstanden mehr sedimentpetrographisch ausgerichtete Studien über die Gosauvorkommen vom Muttekopf und von Brandenberg. W. RESCH wies hier neue Wege bei der Beurteilung des Alpenrandes in Vorarlberg. Um eine Aufklärung der durch große Fossilarmut gekennzeichneten Gosau der Kainach machen sich H. FLÜGEL, A. ALKER und W. GRÄF in Graz verdient.

Von deutschen Universitäten, vor allem von München, Marburg und Berlin, wurde viel zur Erforschung der tieferen Kreide — aber auch der Gosau und des Paläogens — in Vorarlberg, Tirol und Salzburg getan. Die Universität Utrecht gab durch Beiträge zur Kenntnis der zentralalpiner Gosauvorkommen durch J. E. van HINTE ihre Visitenkarte ab. Hier hat auch P. BECK-MANNAGETTA Wichtiges erbracht.

Für wiederholte Führung auf Exkursionen in den slowakischen Karpaten, wo ich mit einem gewaltigen Wissensfortschritt konfrontiert wurde, danke ich vor allem J. SALAJ, aber auch D. ANDRUSOV und M. MAHEL.

Für die vorliegende Arbeit von grundlegender Wichtigkeit sind die Schwermineral-Analysen von G. WOLETZ von der Geologischen Bundesanstalt, über die nun zusammenhängende Referate vorliegen. Ihr verdanke ich auch einen Einblick in laufende Untersuchungen, unter anderem über Proben von Exkursionen in die Karpaten. Die sehr zahlreichen Nennungen von Schwermineralien in dieser Arbeit beziehen sich demnach fast immer auf ihre Forschungen.

Durch ihre konsequente Beschränkung der Probendurcharbeitung auf die für die Diagnose günstige Korngröße von 0,05 bis 0,1 *mm* ist sie in der Lage, auch von verschiedenartigem Ausgangsmaterial relativ rasch und unkompliziert untereinander vergleichbare Präparate zu gewinnen! Als sie in Beiträgen zu den Untersuchungen von W. HEISSEL und A. RUTTNER daranging, Kreide und Paläogen auf den Kalkalpen zu untersuchen, dachte man zunächst wohl kaum an mehr als lokalstratigraphische Anwendungsmöglichkeiten. Bei großräumigeren Vergleichsstudien stellte es sich dann nach und nach heraus, daß u. a. vor allem der Verteilung des Vorkommens von Chromit in den Kreidesedimenten große stratigraphische und paläogeographische Bedeutung zukommt. So ergab sich z. B. gerade dadurch, daß schon während der tieferen Gosau ein einheitlicher Sedimentationstrog vorlag und keine Fiord-Landschaft. Im Wienerwald-Flysch hatte sich die Schwermineral-Analyse schon länger zur Unterscheidung von Kreide und Eozän als nützlich erwiesen. In weiteren Forschungen zeigte sich eine einheitliche Schwermineral-Beschickung des ostalpiner Flysches von Vorarlberg bis Wien. Eine ebenso einheitliche Sedimentfüllung ist wahrscheinlich für die Oberostalpine Mittelkreide, die schon genannte tiefere Gosau, sowie die höhere Gosau. Einen eigenständigen Sedimentationsraum stellen jedoch die Gosauvorkommen auf den Zentral-Alpen dar.

Vielleicht sind wir aber schon zu mutig, wenn wir auf Grund oft weniger Proben von Vergleichsbegehungen her z. B. sagen: der Prätigau-Flysch, der Liechtensteiner Flysch und der Niesen-Flysch haben keinen Granat und gehören daher zu einem anderen Ablagerungsraum wie der Wäggitaler Flysch und der Vorarlberger Flysch — oder: das Cenoman des Simmen-Flysches und des Verspala-Flysches der Arosa-Zone des Rätikons haben auf Grund ihres Chromit-Gehaltes gleiche paläogeographische Position.

Immerhin wissen wir aber sicher, daß mehrere Sedimentations-Becken der nördlichen Ostalpen während der Kreide und dem Paläogen über weite Strecken ein gleiches Schwermineral-Spektrum hatten. Die Ursache dafür mag darin liegen, daß einerseits auch die schuttliefernden Schwellenzonen jener Zeit über weite Strecken gleichartige Gesteine geführt haben könnten und andererseits die Umrührwirkung Trog-parallel laufender Strömungen zu einer weiteren Vereinheitlichung des Schwermineral-Inhaltes der Sedimente geführt haben mag. Aus diesen Überlegungen wagen wir dann Schlüsse auf die paläogeographischen Verhältnisse der weiteren Umgebung oft auch auf Grund von weniger Untersuchungsmaterial.

Die 9 schematischen Sammelprofile sind ungefähr auf die mittleren Ostalpen bezogen, wobei aber zugleich viele Einsichten aus den besser aufgeschlossenen westlichen Ostalpen, den Westalpen und den Karpaten berücksichtigt werden mußten. Zusammen mit den 6 paläogeographischen Kärtchen bemühen sie sich vor allem um die Erhellung der Bezugs- und Ablagerungsgebiete der Vorkommen von Chromit und Granat als Schwermineral, während der verschiedenen Oberkreidestufen, sowie über das spätere Schicksal dieser Sedimente und ihres Untergrundes. Auf kartenmäßige Darstellungen für die Paläogen-Zeit wurde verzichtet, da wir auf Grund der größeren Lückenhaftigkeit der Vorkommen weniger wissen. Vor allem problematisch sind die Vorkommen im Engadiner Fenster und im Oberhalbstein. Aber auch über das genaue Verhältnis der Decken der ostalpinen Flyschzone zueinander, welche zu dieser Zeit ihren Zuschnitt bekamen und über das Verhältnis der Klippenzonen untereinander und zur Flysch-Zone wissen wir nicht genug. Vielleicht kann diese Darstellung später einmal nachgeholt werden.

Eine starke Überhöhung der Profile ließ sich nicht umgehen. Bei der Darstellung der primären Beckenbreite und der späteren Einengung wurden bewußt Übertreibungen vermieden. Beim Überdenken der paläogeographischen Mannigfaltigkeit und der Vielzahl der paläotektonischen Ereignisse, welche etwa seit dem Cenoman erfolgten, verstärkt sich vom Maßstab nach Profil 9 a ausgehend der Eindruck, daß die primären Beckenbreiten, vor allem für die Flyschzone wahrscheinlich zu gering angesetzt sind. Eine doppelt so große Breite des Flyschbeckens ließe sich auch mit guten Gründen vertreten (vgl. H. WIESENER 1967, S. 238). Auch sollte der ultrapienidische Rücken (= die landfeste Ophiolith-Zone) als Bezugsgebiet für den Chromit wohl breiter sein, falls man ein auch nur bescheidenes Flußsystem unterbringen will. Um diese Problematik anzudeuten, habe ich mit dem Profil 9 b noch einen zweiten Maßstab zur Wahl gestellt, der größere primäre Beckenbreiten, und daher stärkere Einengung darstellt.

Die Tabellen bemühen sich um die genaue zeitliche Einordnung der Zeiten verstärkter tektonischer Aktivitäten und um die stratigraphischen

Grundlagen dieser Einordnung, wobei vor allem mikropaläontologische Daten verwertet wurden. Beim Abwägen der Veröffentlichungen über absolute Alterswerte mit unseren biostratigraphischen Daten kommt man für die Zeit, welche eine Phase beansprucht während der Oberkreide etwa auf 1—2 MJ, für die ruhigere Zeitspanne zwischen den Phasen etwa auf 10—12 MJ.

Es wurde versucht, durch Senkung im jeweiligen nördlichen Vorland und Hebung im südlichen Hinterland die Auslösung einer Gleittektonik glaubhaft zu machen. Eine zeichnerische Darstellung der dabei nötigen Veränderungen im tieferen Untergrund konnte nicht gelingen, weil wir darüber nichts genaues wissen. So können in bezug auf den Untergrund Ansichten wie starke Einengung (z. B. R. TRÜMPY 1965), geringe Einengung (E. CLAR 1965) und keine Einengung (R. v. BEMMELEN 1960) für die Alpen als Deckengebirge nebeneinander vertreten werden. Sicher hat die konsequent gleichgerichtete Bewegungstendenz der Oberflächengesteine nach Norden eine ebenso konsequent wirkende Kraft in der Tiefe als Ursache. Während an der Oberfläche Ruhezeiten mit Bewegungsphasen wechseln, vermuten wir unten gleichmäßige Bewegung. Dabei werden sich bei einer Wirkungszeit von etwa 100 Millionen Jahren auch kleinste Veränderungen gewaltig summieren müssen, wenn sie im wesentlichen gleichsinnig verlaufen sind (vgl. H. FLÜGEL 1964, S. 134) wie wir voraussetzen wollen.

Faszinierend konkret und wohl in vieler Hinsicht wegweisend ist die Analyse der Ostalpentektonik durch E. CLAR 1965 in seinem Bemühen, die heute vorhandenen tektonisch transportierten Sedimentfolgen jeweils auf heute noch vorhandene ältere Unterlagen zurückzuführen. Wir glauben aber, daß er in seinem Bemühen um raumsparende Abwicklung bei der Beurteilung der ursprünglichen Beckenbreiten (z. B. 27 km für das Kreide-Flyschbecken) und auch bei der Abschätzung des Einengungsbetrages der Alpen, in den Übersichtsprofilen von der Unterkreide bis heute etwa auf die Hälfte, zu geringe Werte annimmt. Wenn man von den auf Grund der Geländeverhältnisse möglichen Aussagen über Beckenbreiten oder Überschiebungsbeträge immer jenen räumlich sparsamen Betrag einsetzt, mit dem man gerade noch auskommt, summieren sich diese Werte nur zu jenen Maßzahlen, mit denen ein Deckenbau gerade noch möglich wäre, aber nicht zu den wahrscheinlichen Werten, die wir größer ansetzen müssen. Ein konkretes Argument gegen diese bescheidenen Einengungswerte sehe ich in der Verschiedenartigkeit der nordalpinen und zentralalpinen Gosau. Die Auffassung von R. v. BEMMELEN, der überhaupt Einengung im Untergrund leugnet, kann ich für den alpinen Raum in keiner Weise teilen.

Da sich der spätere tektonische Zuschnitt vor allem nach der unmittelbar vorausgehenden paläogeographischen Konfiguration richtet, berücksichtigen wir für die Zonen-Einteilung in erster Linie die Verhältnisse während der Mittel- und Oberkreide und dem Paläogen — also während der Flyschzeit. Faziesanalysen im präkretazischen Untergrund haben für die Fragestellung nach den Ereignissen der Alpinen Orogenese umsoweniger Aussagekraft je größer der zeitliche Abstand von dieser Orogenese ist. So ist der Verlauf der Sedimentations-Tröge des Paläozoikums und frühen Mesozoikums für Fragestellungen der jungen Tektonik nur soweit wichtig, als die während dieser Zeit abgelagerten Sediment-Kubaturen, wie die

plutonischen Körper dieser Zeit, als Rahmenteil, Liefergebiet oder Untergrund späteres Sedimentationsgeschehen beeinflussen oder tektonischem Zuschnitt manchmal den Weg weisen können. In der Zoneneinteilung des Penninikums in Vallaise, Briançonnaise und Piemontaise halte ich mich im wesentlichen an R. TRÜMPY 1965, S. 574 und versuche damit bis in die Karpaten durchzukommen.

Wenig Freude kann man mit den Namen „Ostalpine Flyschzone“ oder „Ostalpiner Flysch“ haben, wenn ich sie auch notgedrungen verwende. In geographischer Hinsicht stimmen sie nicht ganz, da diese Einheit zweifellos schon in den Westalpen, spätestens im Wäggital einsetzt. In tektonischer Hinsicht wurde zwar von M. RICHTER eine Einordnung ins Unterostalpin versucht, aber die von Westen kommende, eben erwähnte Neueinteilung des Penninikums, erlaubt nur noch eine Einordnung ins Nord- oder Mittel-Penninikum. Ostalpin in tektonischer Hinsicht ist unser Flysch also ganz bestimmt nicht, was aber zunächst dem Fernerstehenden suggeriert wird. „Bayerisch-Österreichische Flyschzone“ klingt wiederum zu geographisch und die Namensteile sind in latinisierter Form schon in anderem Sinn verwendet worden. Man sollte also über kurz oder lang einen neuen Namen prägen. Für geeignet würde ich den Namen „Rhen-Danubische Flyschzone“ halten, da unsere Flyschzone sich geschlossen zwischen diesen beiden Flüssen erstreckt, nahe ihren Durchbruchstätern wichtige Aufschlüsse liegen und dieser Name ihre Fortsetzung in die Schweiz und ins Weinviertel einschließt.

Zur Kenntnis tektonischer Ereignisse während der Unterkreide-Zeit

Ohne Zweifel gibt es gewichtige Argumente für starke tektonische Aktivität im Ostalpinen Raum während der Unterkreide-Zeit. So schließt die Kreide des Tirolikums im Mittelabschnitt der Kalkalpen mit den Oberen Roßfeldschichten ab. In diese sind Grobbrekzien mit Hallstätter Gesteinen, wohl von nahen Deckenstirnen stammend, eingeschüttet worden. Für diese Wildflysch-Sedimentation und die vermutlich anschließende Aufschubung der vorher Schutt liefernden höheren tektonischen Einheit führt A. TOLLMANN 1963 S. 193 den Namen austroalpine Phase ein, welche er dann 1966, S. 18 ins Ober-Hauterive bis Barreme einordnet. Ich halte diese Namenseinführung heute für übereilt, da wir über die genaue Zeit des Sedimentationsabschlusses in den Oberen Roßfeldschichten bisher noch zuwenig wissen. Laufende mikropaläontologische Untersuchungen bestärken diesen Verdacht. In meinen Profilen habe ich den Einschub juvavischer Einheiten auf tirolische Elemente als Resultat einer tektonischen Phase vor dem Cenoman ausgewiesen — obwohl zunächst auch ein vorgosauischer Einschub nicht widerlegbar ist, gibt es ja ähnliche brekziöse Serien in den Lechtaler Alpen auch im Turon. Bei diesem tektonischen Transport juvavischer Elemente dürften salinare Serien des Permoskyt als Gleithorizont verschliffen worden sein. Die heutigen Salzberge waren jedoch vielleicht schon seit dem Rhät Diapir-tektonisch gewandert und wurden nun späterhin huckepack mitgetragen.

Eine weitere Störungsfläche weit unsicherer Altersstellung greift in meinen Profilen tief ins Kristallin und Paläozoikum ein. Es ist dies jene Überschiebungsfläche, an der nach A. TOLLMANN 1959 und H. FLÜGEL 1960 die Grauwackenzone mit überlagernden Kalkalpen auf ein auf Kristallin transgredierendes Mesozoikum aufgeschoben wurde. H. FLÜGEL 1960, S. 213 weist überschobenes Unterostalpin Mesozoikum aus; A. TOLLMANN 1959, 1963 und 1966 spricht von „Mittelostalpin“ im Sinne einer Großdecke, welche von der Silvretta bis zum Semmering reichen soll. Eine genaue Alterseinordnung dieser geforderten Großüberschiebung möchte ich nicht wagen. Es gibt keine schlüssigen Altershinweise. Zudem herrscht auch keineswegs Einigkeit über den möglichen Umfang einer Überschiebung dieser Art (vgl. auch E. CLAR 1965). Ein hohes Alter (austroalpin bis austrisch) vermutet A. TOLLMANN 1966, S. 41, darum, weil die zentralalpine Gosau im Kainachgebiet und im Lavanttal nicht nur auf Trias und Grauwackenzone, sondern auch auf dem nach langer Erosionszeit freigelegten „Mittelostalpinen“ Kristallin transgrediere und führt vor allem ältere Arbeiten von H. FLÜGEL als Beweis an. Tatsächlich jedoch bestreitet dies H. FLÜGEL in später verfaßten Schriften (1960, S. 213 und 1964, S. 134). Auch das in eine Störungszone eingeklemmte Gosauvorkommen SE Lavamünd im Lavanttal ist für diese Behauptung kein Beweis (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964). Desgleichen widerspricht der von E. CLAR 1965, Tafel 1 verzeichnete Kontakt zwischen Kristallin und Lavanttal-Gosau den Kartierungsergebnissen von P. BECK-MANNAGETTA, während der Transgressionsverband der zwei anderen zentralalpiner Gosauvorkommen mit Trias oder Paläozoikum auf dieser Karte klar ersichtlich ist.

Wir möchten, falls wir diese Großüberschiebung gelten lassen, sie mit großer Wahrscheinlichkeit in den Jura oder in die Unterkreide stellen. Da aber hier die Gosau mit Ausnahme eines kleinen Vorkommens im Lavanttal erst im Campan transgrediert, würde ich auch eine vorgosauische oder frühintragosauische (santone) Überschiebung noch für vertretbar halten. Ja, da diese Gosau wie dargelegt nirgends eine (angebliche oder wirkliche?) Deckengrenze verklebt, wäre auch eine nachgosauische Einordnung noch möglich, wenn auch unwahrscheinlich!

Wirklich stratigraphisch fundiert ist eine vorcenomane austrische Phase nur in den nördlichsten kalkalpinen Einheiten, wo Cenomanschiefer und höhere Unterkreide mit brekziösen Horizonten schon lange bekannt sind. Hier hat W. ZEIL 1955 versucht, diese Phase ins Mittlere Alb einzuordnen. Ich habe bereits 1963, S. 21 angezweifelt, ob eine so präzise Einordnung von den mikropaläontologischen Grundlagen her überhaupt möglich ist. Nun bestätigt F. BETTENSTAEDT in W. ZACHER 1966, S. 244 diese Zweifel bezüglich eines fehlenden Mittel-Alb.

Demnach transgrediert das Cenoman nach einer hier bescheidenen Faltung. W. ZACHER (S. 226) findet keine Hinweise für bedeutende tektonische Umgestaltungen. Auch W. ZEIL spricht nur von einer Faltungsphase, nach der dann im Cenoman Porphyrgeröll-Schüttung von Norden angenommen wurde. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Hinweise auf Ausübungen und Trockenlegungen, wie sie im Höheren Turon, innerhalb des Campans, und später in Verbindung mit tektonischen Ereignissen oft

vorhanden sind. Trotzdem sieht hier A. TOLLMANN 1959 und 1963 Beweise für einen vollständigen Zuschub des Tauernfensters während dieser Zeit angeblich belegt durch die nachfolgende Transgression des Flysches auf helvetischen Untergrund und die Porphyrygeröll-Schüttung von einem Ultrapienidischen Rücken nach Süden unmittelbar in die Kalkalpen. Dem Ultrapienidischen Rücken weist er eine Position zwischen Helvetikum und Penninikum auf Grund der Verhältnisse in den Karpaten an (A. TOLLMANN 1963, S. 141). In einer neueren Arbeit (1965, S. 474) revidiert A. TOLLMANN diese unhaltbare Auffassung und stellt seinen Ultrapienidischen Rücken in die nördliche Briançonnaise-Fortsetzung und damit ins Penninikum. Ich betrachte, wie aus meinen Profilen nun ersichtlich, diesen Rücken als Fortsetzung des Südtails der Briançonnaise-Schwelle. So haben sich unsere Meinungen hier weitgehend genähert. Damit treten wir aber in die Diskussion darüber ein, wo im Penninikum (oder wo in den Tauern) jener Rücken einzuordnen ist, der im Cenoman Porphyrygerölle und, wie auch schon früher, Chromit von Norden in den Bajuvarischen Ablagerungsraum geliefert hat. Anschließend, nachdem im Ober-Turon höhere Decken dieses Gebiet zumindest teilweise unter sich begraben, liefert dieser Rücken weiter dieselben Porphyrygerölle und denselben Chromit in die transgredierende Gosau. Durch die Revision der Einordnung der Falknis-Sulzfluh-Decke und der Arosa-Zone vom früheren Unter-Ostalpin zum Mittel- und Süd-Pennin, welche von den Schweizer Geologen in letzter Zeit vorgenommen wurde, werde ich nun genötigt, nicht mehr von einem unterostalpinen, sondern von einem südpenninischen Chromit-Liefergebiet zu sprechen (vgl. R. HANTKE und R. TRÜMPY 1964, S. 617). Dies bedeutet daher nur eine Änderung der Nomenklatur.

Unverständlicherweise hält aber A. TOLLMANN 1966, S. 35 immer noch an einem Übergreifen des Flysches auf helvetischen Untergrund nach vorecnomanem Tauernzuschub fest und erklärt dies durch die Behauptung eines Auskeilens des nordpenninischen Untergrundes in den Ostalpen. Das ist leicht widerlegbar, da der Flysch vom Allgäu bis nach Wien Unterkreide in eigenständiger Fazies wie Tristelschichten und Quarzit-Serie oder Neokom- und Gaultflysch besitzt! Es ist in den ganzen Ostalpen also kein Profil bekannt, wo Basis-Serie, Reischberger Sandstein oder untere bunte Mergel auf normalhelvetische oder ultrahelvetische Unterkreide transgredieren. Die normalhelvetische und ultrahelvetische Unterkreide kennen wir z. B. in Vorarlberg und im Allgäu recht gut, aber auch in den helvetischen Fenstern Ostösterreichs kann man eine helvetische Unterkreide nach Fauna und Fazies mühelos vom gleichalten Flysch trennen. Tieferes als höhere Unterkreide fehlt unserem Flysch allerdings vollkommen. Wir nehmen daher an, daß diese wohl auch etwas ophiolithisch durchtränkten Serien der primären Flysch-Unterlage, im Tertiär metamorph geworden, hinten in den Tauern liegen (vgl. E. BRAUMÜLLER 1967, S. 324).

Im Drauzug gibt es Vorkommen von Neokom in der Karawanken-Basis (vgl. H. HOLZER 1966, S. A 27) und von Mittelkreide in den Lienzer Dolomiten. Das belegt immerhin marine Sedimentation in diesem, heute unmittelbar an das Südalpin grenzenden, faziell aber nordalpinen Bereich. Die Position des Drauzuges innerhalb des Zentralalpinen Faziesraumes ist noch unklar.

Zur paläogeographischen Situation während der verschiedenen Stufen der Oberkreide und des Paläogens

Cenoman — Unterturon

(Karte 1, 1. Profil)

Im Vorland transgrediert nördlich des Donauknies der Regensburger Sandstein. In zahlreichen Bohrungen durch die Molasse in Ostbayern und in Oberösterreich wurde ebenfalls ungefaltetes Cenoman und Turon Globotruncanen-reich angetroffen (vgl. I. KÜPPER, 1964, S. 597). Weiter nach Osten im westlichen Niederösterreich fehlt Mesozoikum und Eozän wohl infolge Erosion vor der Molassetransgression. Nördlich der Donau ist unter der Molasse und in der gefalteten Waschberg-Zone Mesozoikum wieder mächtig entwickelt. Cenoman ist hier bisher nicht bekannt. Die Klementer-Schichten der Waschberg-Zone gelten auf Grund von Inoceramen-Bestimmungen als Turon.

Im Helvetikum unterscheiden wir in Vorarlberg zwei tektonische Einheiten mit verschiedener Fazies. In der normalhelvetischen Säntis-Decke ist das tiefe Cenoman in glaukonitisch-phosphoritische Kondensations-Horizonte des Albien einbezogen, das höhere Cenoman zeigt Seewerkalkfazies, welche Globotruncanen-reich ins Turon und Coniac weiterführt. In der ultrahelvetischen Liebensteiner-Decke entwickelt sich über einem mehr schieferigen Albien vollkommen sandfrei das Cenoman und Turon des oft bunten Liebensteiner Kalkes. Vor allem diese ultrahelvetische Globotruncanen-Fazies ist auch in den Helvetikums-Fenstern des östlichen Österreichs bekannt. In dem in Polen unter dem Flysch auftauchenden Subsilesikum findet unser Helvetikum wiederum in Globotruncanen-Fazies Anschluß an die Karpaten.

In der Feuerstätter-Decke (Wildflyschzone), welche aus dem Schwellenbereich zwischen Helvetikum und Flysch stammen mag, finden wir im Cenoman-Turon die ophiolithisch durchtränkten Hörnlein-Schichten, die auf dem etwa dem Gault zugehörigen Feuerstätter Sandstein lagern. Im Prätigau-Flysch, in den Profilen markiert durch das Fehlen der Granatpunkte im nördlichen Teilbecken, sind die oberen Teile der Sassauna-Serie wahrscheinlich Cenoman, die im Schwermineralspektrum im Unterschied zum Reiselsberger Sandstein Granat-freie Pfävisgrat-Serie nach Globotruncanen Turon.

In der wie der Prätigau-Flysch mit dem wallisischen Trog parallelierbaren Ostalpinen Flyschzone werden Basis-Serie, bzw. Untere Bunte Schiefer mit dem überlagernden Reiselsberger-Sandstein als Cenoman-Turon eingestuft. Hier tritt nun zum erstenmal in der tiefen Oberkreide ein kräftiges Granatspektrum auf, für das wir einen südlich anschließenden intrapenninischen Kristallin-Rücken verantwortlich machen wollen. Das Flysch-Cenoman transgrediert entgegen den Angaben von A. TOLLMANN (zuletzt 1966, S. 35) vom Allgäu bis nach Wien nie auf helvetische Unterlage, sondern entwickelt sich aus Flysch-Gault, das auf Flysch-Neokom folgt.

Südlich dieses Rückens vermuten wir eine konstante Schwellenzone mit Couches Rouges Fazies ab Cenoman, welche vom Briançonnaise herkommend dann in den Schweizer Klippen und den Falknis-Sulzfluh-Decken sowie der Tasna-Decke im Engadiner Fenster ihre Zeugen hat. Sie setzt

sich dann mehr oder weniger unter den Kalkalpen und der Grauwackenzone verborgen nach Osten fort. Im Tauernbereich metamorph geworden, taucht sie dann in der St. Veiter Klippen-Zone bei Wien wieder auf und setzt sich in die Pieniden der Karpaten (immer incl. Czorstyner Klippen gemeint) fort. Für die Existenz dieser Zone über das Engadiner Fenster hinaus nach Osten gibt u. a. die von S. PREY 1965, S. A 37 im Fenster von Windischgarsten am Wuhrbauer Kogel gefundene Folge unterostalpinier Position von Unterkreide- und Cenoman-Alter einen Hinweis.

Der südlich von der Sulzfluh-Pieniden Schwelle und dem anschließenden ultrapienidischen Rücken und nördlich von Bayuvarikum liegende Rest des piemontesischen Troges der Westalpen — der größere Teil von ihm wurde vermutlich schon vor dem Cenoman zugeschoben — bezieht im Cenoman und Turon große Mengen von Chromit aus naheliegenden ultrabasischen Gesteinen. Hier ordnen wir den Cenoman-Anteil des westalpinen Simmen-Flysches (siehe auch U. GASSER 1967, S. 305) ein, der allerdings auch schon unterostalpin sein könnte. Weiter vermuten wir Cenoman in der Platta-Decke, studierten den Chromit-reichen cenomanen Verspala-Flysch der Arosa-Zone des Rhätikons und verdächtigen verschiedene Randcenoman-Elemente von Vorarlberg bis Wien. Auch verweisen wir auf die Serie vom Walserberg bei Salzburg, in der neben Chromit, Granat und Zirkon auch Glaukophan, Chloritoid, Epidot und blaugrüne Hornblende (mündliche Mitteilung von G. WOLETZ) als Schwerminerale vorhanden sind, was möglicherweise ein Tauernkristallisation-ähnliches Geschehen in der Unterkreide des Unterostalpins bedeuten kann!

In den Kleinen Karpaten würden wir die Hüllenserie, in der nun im Cenoman die Sedimentation endet und die Maniner-Serie anschließen, in der die Sedimentation allerdings noch weiter andauert (vgl. J. SALAJ und O. SAMUEL 1966, S. 10 und 32). Hier haben die Schwermineral-Spektren Ähnlichkeit mit dem Walserberg.

In den tiefsten kalkalpinen Einheiten ist das Cenoman mit im Westen oft überlagerndem Turon weit verbreitet und transgrediert oft über schwach gefalteten und erodierten Untergrund und enthält, soweit untersucht, Chromit als Schwermineral. Auf der Geologischen Karte von Österreich 1:500.000 kann man die Cenoman-Verbreitung in Vorarlberg und Tirol rasch überblicken und erkennt ihre regionale Trennung von der Gosau. Schon L. KOBER 1938 nennt den Einbezug des Cenomans in den vorgosauischen Deckenbau als die Ursache dafür.

Westlich Innsbruck liegt das Cenoman-Turon in den Mulden der Lechtal-Decke, aber auch in der randlichen Allgäu-Decke. Die Gosau transgrediert auf die Inntal-Decke am Muttekopf sowie am Hohen Licht auf eine Stirnnahe Region der Lechtal-Decke — immer auf viel älteren Untergrund. Die naheliegende „Gosau“ von Holzgau gilt heute als höchste Unterkreide. Östlich Innsbruck liegt Cenoman nur in der Allgäu-Decke und in nördlichen Elementen der Lechtal-Decke vor. Es verschwindet mit diesen Einheiten nach Osten unter dem tirolischen Bogen. Die Gosau transgrediert im Bereich des Unterinntales auf südliche Teile der Lechtaldecke und weiter im Osten auch auf juvavische Elemente. Das Cenoman (ohne Turon), die Einstufung erfolgt fast immer durch Foraminiferen, läßt sich ab Salzkammergut in der bayuvarischen Frankenfelsler-Decke bis nach Wien

verfolgen und tritt auch in Schubspänen im Fenster von Windischgarsten auf. Im kalkalpinen Wienerwald nun kommt fallweise Cenoman und Gosau benachbart vor, jedoch ist ein Transgressionsverband noch nie freigelegt worden. In den Karpaten endet in der Križná-Decke im Cenoman die Sedimentation. Die Gosau liegt auf der daraufgeschobenen Choč-Decke.

Wenn wir nun noch die Frage behandeln wollen, warum das Cenoman unter der transgredierenden Gosau höherer kalkalpiner Einheiten fast immer fehlt, so bietet sich zunächst die sehr starke Erosion vor den verschieden alten Gosautransgressionen als Ursache an. Es mag aber auch Gebiete geben, wo die Trockenlegung schon vor dem Turon einsetzte, sodaß marines Cenoman nie abgelagert werden konnte.

Die Vorgosauische Phase im Höheren Turon

(Karte 2, 2. Profil)

Im Vorland, im Helvetikum und auf der vermutlich Mittelpenninischen Falknis-Sulzfluh-Schwelle und ihrer Fortsetzung nach Westen und Osten dauert die Sedimentation in weitgehend sandfreier Globotruncanen-Fazies während dem Höheren Turon — und weiterhin an.

In dem zwischen Helvetikum und Sulzfluh-Schwelle (und ihrer Fortsetzung nach Westen und Osten) liegenden ostalpinen Flyschtrog haben wir sandige Flyschfazies.

Im Piemontesischen Trog können wir in der Arosa-Zone und in der Hüllen-Serie der Kleinen Karpaten keinen Turon-Nachweis mehr führen, während im Simmen-Flysch der Schweiz und in der Maniner-Serie der Karpaten die Sedimentation andauert.

In den Kalkalpen ist ein Oberturon-Nachweis bisher nicht mehr möglich gewesen. In den nördlichen Faziesgebieten, dem Bajuvarikum, schließt im westlichen Abschnitt die Sedimentation im Turon ab, im östlichen Abschnitt und in der Križná-Decke der Karpaten schon im Cenoman.

In den südlichen Faziesgebieten, welche heute die Höheren Kalkalpinen Decken aufbauen, und auf der Choč-Decke der Karpaten dürfte im oberen Turon Festland gewesen sein, da hier überall die Gosau im Coniac-Santon mit stark klastischen z. T. auch limnischen Basisbildungen über ein lateritisch verwittertes, gefaltetes und stark erodiertes Festland transgredierte. Auch im zentralalpinen Raum gibt es vor der auf Paläozoikum oder Trias transgredierenden Gosau kein Cenoman und kein Turon.

Diese auffallende Trennung der Vorkommen von Cenoman und Gosau ist ein Hauptargument für die Aufschiebung höherer kalkalpiner Einheiten auf tiefere Elemente im höheren Turon, unmittelbar vor der Gosautransgression.

So erklären wir auch die Transgression von Santon der Muttekopf-Gosau auf die Inntal-Decke, während in den weiten Kreidemulden der Lechtal-Decke westlich davon nirgends Gosau vorkommt. Ebenso erklären wir die Transgression Globotruncanen-führender tiefer Gosau beim Hohen Licht

(vgl. B. HÜCKEL, V. JACKOBSHAGEN und W. STENGEL-RUTKOWSKI 1960) auf Fleckenmergel der nördlichen Lechtal-Decke, während die unmittelbar davor heute durch Erosion freigelegte Allgäu-Decke nur Cenoman und Turon führt. Das unmittelbar südlich davon liegende Mittelkreide-Vorkommen von Holzgau, noch von der heute erodierten Stirn der Inntal-Decke beeinflusst, ist daher ebenfalls nicht mehr von der Gosautransgression erreicht worden. Wichtig sind die Ergebnisse von M. SCHIDLOWSKI 1962, S. 58, der in Trümmerpeliten der Allgäu-Decke des Bregenzerwaldes Turon-Globotruncanen signalisiert, praktisch eine Momentaufnahme einer heran-drängenden Lechtal-Decken-Stirn.

STUFEN	OPHIOLITH-ZONE	UNTER-MITTEL-OSTALPIN	JUVAVIKUM TIROLIKUM BAYUVARIKUM	ZENTRALALPINER RAUM (+DRAUZUG)
OLIGOZÄN			Molasse-Lebewelt	
EOZÄN			Pyrenäische Phase	
PALEOZÄN (DAN)			<i>Hankenina</i> , <i>Nummulites</i>	
MAASTRICHT			<i>Globorotalia</i> <i>Globigerina</i> <i>Pseudotextularia varians</i>	Illyrische-Laramische Phasen
			<i>Bolivinooides draco draco</i>	
CAMPAN			<i>Bolivinooides draco miliaris</i> <i>Globotruncana calcarata</i>	
			Intragosauische Phase <i>Globotruncana elevata</i>	<i>Bolivinooides decoratus</i>
SANTON			<i>Globotruncana concavata</i>	Abkühlung
CONIAC			<i>Globotruncana schneegansi</i>	
TURON			Vorgosauische Phase	
			Einsetzen von <i>Globotruncana lapparenti</i>	?
CENOMAN	<i>Rotalipora appenninica</i>		<i>Rotalipora appenninica</i>	<i>Ticinella</i> cf. <i>roberti</i>
ALB			Austrische Phase	
APT	?	Schwarzeck-Brekzie	<i>Conarotalites aptiensis</i>	?
NEOKOM			<i>Aptychi</i>	<i>Lenticulina ouachensis multicella</i>
	<i>Tintinnidae</i>		<i>Tintinnidae</i>	

Abb. 1: Der Bezug der kretazischen und paläogenen tektonischen Phasen des Ostalpins zur Biostratigraphie.

In den Kalkalpen nordöstlich von Innsbruck haben wir die Cenoman-Schiefer ebenfalls nur in der Allgäu-Decke und in nördlichen Anteilen der Lechtal-Decke — während die Gosau weiter im Süden transgrediert — ähnliches gilt auch östlich vom Inn — bis dann die Cenoman-führenden Kalkalpen-Anteile unter dem „Tirolischen Bogen“ östlich vom Chiemsee untertauchen. Bei Berchtesgaden und im Salzburgischen unter der Auflast Gosau-führender höherer Decken begraben, kommt das Bayuvarikum mit Cenoman zunächst noch dünn am Mondsee wieder hervor, um dann in der Langbath-Zone westlich vom Traunsee wieder breiter zu werden. Im allgemeinen eindeutig im Hinblick auf einen vorgosauischen Zuschub des Frankenfesler-Ternberger-Deckensystems durch höhere Einheiten sind die Verhältnisse dann weiterhin nach Osten bis nahe an den Wienerwald. Ausnahme und Bestätigung zugleich bringt das Windischgarstener Fenster und seine Fortsetzung Richtung Hengstsattel, wo über Flysch u. a. Bayuvarikum mit Cenoman auftaucht, aber auch einige dieser Schürflinge zugleich Verband mit einer, allerdings nicht fossilbelegten, höheren Gosau zu haben scheinen (vgl. B. PLÖCHINGER 1963, S. A 39). Man könnte diese Schollen aus einem nördlichsten Bayuvarikum beziehen, das von der tirolischen Überschiebung nicht mehr erreicht wurde. Auch wäre denkbar, daß intragosauische Erosion dieses Cenoman wieder freigelegt hätte. Das Zusammenkommen von Cenoman und Gosau im kalkalpinen Wienerwald mag ähnliche Gründe haben.

Ein anderer Erklärungsversuch wird von W. ZACHER 1966, S. 227 mit der Annahme einer Trockenlegung des Bayuvarikums in den westlichsten Kalkalpen während der Gosauzeit gegeben. Es ergäbe sich dann jenes Bild, daß längs der Südküste eines Ophiolith- und Porphyrrreichen Ultrapienidischen Rückens das Bayuvarikum vorgosauisch verlandet wäre. Über es hinweg wäre dann die Sedimentbeschickung der tiefen Gosau von Norden her erfolgt. Bis zur intragosauischen Phase wäre eine solche Konstellation noch vorstellbar. Es fehlen aber alle stratigraphischen Hinweise für eine so lange andauernde Trockenlegung, wie sie ja während vermutlich kürzerer Zeit vor der Gosau und innerhalb der Gosau oft deutliche Spuren hinterließ (lateritische Verwitterung, Süßwasserfossilien, Kohlen, Landsaurier usw.).

Wir haben daher die vorgosauische Phase vor allem durch den Zuschub des Bayuvarikums demonstriert und folgen darin auch L. KOBER 1938, S. 108. Mit dem Tauernzuschub oder auch nur mit seiner Einleitung hat diese Phase im Oberturon jedoch nichts zu tun! Durch diese Phase wurden also wesentliche Teile der Sedimente des Chromit-beschickten Cenoman-Turon-Meeres in den Deckenbau einbezogen und bleiben während der Gosauzeit und dem Tertiär weitgehend tektonisch begraben.

Wir sehen also einen etwa 800 km langen und 100 km breiten Küstenstreifen eines bis auf Trias und Jura erodierten Deckengebirges mit seinem Schutt in eine Vortiefe gleiten und diese weitgehend anfüllen.

Die nördlich daran anschließende landfeste südpenninische Ophiolith-Zone (der ultrapienidische Rücken), das davor liegende Hoch mit ruhiger Couches-Rouges-Sedimentation und die Meere noch weiter nach Norden wurden von diesem tektonischen Ereignis kaum berührt.

Coniac, Santon, Unter-Campan

(Karte 3, 3. Profil)

Vom Coniac über das Santon bis ins Unter-Campan haben wir durchwegs relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse. Im Vorland und im Helvetikum kennen wir Globotruncanen-reiche Mergel. Im Flysch wird die klastische Zufuhr geringer — tonig-mergelige Sedimente überwiegen. Auf der Sulzfluh-Schwelle und vermutlich auch im Gebiet der Schamser Decken (Gelbhorn-Tschera-Zone) und in der Tasna-Decke im Engadin dauert die Couches-Rouges-Sedimentation an. Dann schließt unsere landfeste Ophiolith-Zone an, die unentwegt mit ihrem Schutt Chromit in die umliegenden Meere liefert. Unmittelbar zwischen ihr und der submarinen Sulzfluh-Schwelle vermuten wir eine Rinne mit heftiger Wasserbewegung, welche den Brandungsdetritus Querkanälen zuführt, die nach Süden ins Gosaaumee einmünden. Der sedimentäre Einfluß der landfesten Ophiolith-Zone auf die Couches-Rouges-Gebiete der ostalpinen Briançonnaise-Fortsetzung beschränkt sich also auf äolische Zufuhr von lateritischem Staub, der die Buntfärbung verursacht; die Flyschtröge nördlich davon beliefert sie überhaupt nicht. Für die Sedimentation im piemontesischen Trog zu dieser Zeit fehlen in den Ostalpen heute sichtbare Hinweise — teils scheint er hier bereits vorgosauisch, zusammen mit dem Bayuvarikum, abschnittsweise tektonisch ausgeschaltet worden zu sein, teils liegen seine Reste wohl unter den Kalkalpen und der Grauwacken-Zone begraben, bzw. sind sie metamorph. In den Karpaten wird in der Maniner-Serie weiter sedimentiert — Chromit konnte hier nachgewiesen werden.

In den höheren kalkalpinen Decken (die tiefen sind tektonisch begraben) transgrediert im Coniac die tiefe Gosau mit von Norden geliefertem Chromit als Schweremineral auf gefalteten, stark erodierten, z. T. lateritisch verwitterten Untergrund mit klastischen Basisbildungen. Wiederholt wird wie im Becken von Grünbach auch Transgression auf Deckengrenzen gemeldet. Bald stellen sich marine Folgen ein mit Korallen, Rudisten, Flachwasser-Foraminiferen, Ostrakoden usw. Trotz intensiver Bemühungen, vor allem um die Rudisten, steckt in diesem Fazies-Bereich die Alterseinstufung noch in den Anfängen. In den begleitenden Mergeln konnte auf Grund seltener Ammoniten- und Inoceramenfunde, vor allem aber mit Hilfe von Plankton-Foraminiferen ein Einbau in die stratigraphische Zonen-Abfolge des Senon gelingen. So kennen wir an der Digonale Wolfgangsee—Ausseer-Weißenbach-Tal einige Vorkommen mit *Globotruncana schneegansi*, welche tieferes Coniac sicherstellt. Die Entwicklungsreihe *Globotruncana convata* — *Globotruncana carinata* mit ihrer Begleitfauna erlaubt in vielen Profilen der Kalkalpen den Bereich Höheres Coniac bis Santon zu fassen, z. T. mit Querverbindungen zur Ammoniten-Inoceramen-Stratigraphie. Im Unter-Campan tritt *Globotruncana elevata* erstmalig auf. Ähnliche Verhältnisse zeigt die auf die Choč-Decke transgredierende „Gosau“ der Karpaten.

Im Zentralalpinen Raum gibt es ein ganz isoliertes Vorkommen mit *Globotruncana schneegansi* unter der Campan-Gosau des Lavanttales. Ganz allgemein transgrediert hier die Gosau auf Trias oder Paläozoikum. Foraminiferenfaunen, welche denen des Höheren Coniac und Santon der

Nordalpen entsprechen, kommen in den Zentralalpinen Gosauvorkommen nicht vor. Früher für Unter-Santon gehaltene Cuneolinen-führende Rudistenriffe müssen heute auf Grund der begleitenden Foraminiferenfauna mit *Globotruncana elevata* und alterfixierenden *Bolivinooides*-Arten als Campan gelten. Ein von J. v. HINTE selbst als „Geschmacksache“ gewerteter Versuch (J. v. HINTE 1963, S. 30) die Windisch Folge und Mannsberg Folge der Krappfeld-Gosau als Coniac-Santon aufzufassen, hat unnötig weitere Verwirrung gestiftet (vgl. A. TOLLMANN 1966, S. 41). Er kann aber leicht widerlegt werden, da hier altersbeweisende *Bolivinooides*-Arten gefunden wurden und die Faunenvergesellschaftung um *Globotruncana elevata* in der nördlichen Gosau allgemein über dem auch durch Ammoniten gesicherten Santon auftritt (vgl. G. WOLETZ 1965, S. A 67). Schließlich hat J. v. HINTE 1965, S. 88 analoge Faunen später bei St. Bartholomä in der südlichen Kainach bereits als Campan eingestuft.

So schließen die Zentralalpinen Gosau-Vorkommen viel mehr an Ungarn und Dalmatien an, als an die Nördlichen Kalkalpen. Sie sind charakterisiert durch ein sehr mächtiges fossilreiches Campan. Die großflächigen Vorkommen des Kainach-Hauptbeckens sind weitgehend terrestrisch beeinflusst. Sie stehen faziell irgendwie zwischen Flysch und Molasse und sind im ganzen sehr lebensfeindlich. Wir wissen nur, daß sie unter das gesicherte Campan des südlichen Nebenbeckens von St. Bartholomä einfallen und selber in höheren Lagen Campan-Ammoniten geliefert haben. Der Versuch von J. v. HINTE 1965, S. 89, die auf Erdwachs-impregmiertes Paläozoikum transgredierende Süßwasser-Folge im Nordosteck des Hauptbeckens der Kainach mit den paleozänen Basisbildungen des Krappfeld-Eozäns zu parallelisieren, entbehrt bislang einer paläontologischen Grundlage. Am ehesten handelt es sich bei den tieferen Anteilen der Hauptbeckenfüllung um ein landnahes fossil-leeres Santon? Hier danke ich W. GRÄF für eine lehrreiche Führung.

Wir haben also, während wir in den Nordalpen vollmarine Verhältnisse haben, hier möglicherweise Verlandungsfazies! Während es dann in den Nördlichen Kalkalpen späterhin nach dem Einsetzen von *Globotruncana elevata* zur Trockenlegung kommt, beginnt kurz vorher hier im Süden im Krappfeld, im Lavanttal und in St. Bartholomä die marine Ingression mit Globotruncanenmergeln und Rudistenriffen, welche zunächst bis ins Untere Ober-Campan andauert.

Wenn wir zudem die sehr unterschiedliche Schwermineral-Assoziation der südlichen und nördlichen Gosau vergleichen, können wir mit guten Gründen die Auffassung vertreten, daß diese heute zwischen 50 und 100 km voneinander entfernten Vorkommen sich faziell fremder sind, z. B. als die Gosau Tirols und jene der Karpaten.

Ich habe diesen Unterschied vor allem darum herausgearbeitet, um aus diesem bedeutenden Faziesunterschied Argumente für eine stärkere Einengung der Ostalpen auch noch nach der Gosau abzuleiten, als sie etwa von E. CLAR 1965 angenommen wird.

Von großer paläotektonischer Bedeutung ist die Frage, auf welche tektonische Unterlage die südliche Gosau transgrediere. A. TOLLMANN behauptet ein transgressives Übergreifen über den vermuteten tektonischen Kontakt vom Kristallin-armen Oberostalpin zum Kristallin-reichen „Mittel-

ostalpin“. H. FLÜGEL bestreitet dies in neueren Arbeiten. Auffallend ist auch das weitgehende Fehlen von Alt-Kristallin-Geröllen (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964, S. 5 und 11) und A. ALKER 1962, S. 19). Daher nehmen wir an, daß während des tieferen Senons weitem nur nichtmetamorphe mesozoische und paläozoische Gesteine anstanden und das Kristallin im wesentlichen noch begraben war. Daher transgrediert diese Gosau in den erhalten gebliebenen Resten ausschließlich auf Trias und Paläozoikum.

Einen Hinweis auf Abkühlung einer vielleicht frühalpidisch versenkten und aufgeheizten Gesteinsfolge etwa während dieser Zeit ergeben verhältnismäßig zahlreiche K-Ar Altersangaben mit Werten um 80 MJ im Kristallin des Fensterrandes des Tauernfensters (vgl. E. R. OXBURGH 1966), sowie vielleicht analoge Werte aus dem steirischen und karpatischen Kristallin (vgl. H. FLÜGEL 1964). Eine Beziehung zur Seckauer Kristallisation nach K. METZ 1962 wäre denkbar. *)

Vielleicht hat die austrische und vorgosauische Gebirgsbildung eine ähnliche, etwa bis zum Campan andauernde, Erwärmung bewirkende Tieflegung von Kristallin, Paläozoikum und vielleicht auch Mesozoikum (vgl. S. PREY 1963) verursacht, wie später die pyrenäische Phase im Oligozän nach dem Abschub der Flyschdecken die Tauernkristallisation. Diese endet nach E. R. OXBURGH im Ober-Miozän, ähnlich wie in den zentralen Westalpen.

Auf jene ältere, früh-senonische, alpidische Kristallisation, die wahrscheinlich noch nicht die älteste ist, wie die Funde von „Tauern“-Mineralien schon im Cenoman vom Walserberg durch G. WOLETZ beweisen, wollen wir die Schüttung von Epidot und blaugrüner barroitischer Hornblende ins Chatt des Vorlandes beziehen (vgl. H. FÜCHTBAUER 1967, S. 273).

Die intragosauische Phase im Unteren Ober-Campan

(Karte 4, 4. Profil)

Im ungefalteten Vorland Oberösterreichs schließt die Sedimentation im Unter-Campan ab, im nördlichen Niederösterreich läuft sie weiter. In Bayern geht die Sedimentation noch ins Untere Ober-Campan, welches mit *Bolivinoidea decoratus* erfaßt werden kann. Nur hier und in den südlichen Gosauvorkommen ist diese Zone faßbar! Der Sedimentationsabschluß hängt hier wohl mit der etwa im Santon abgeschlossenen Verlandung Böhmens zusammen. Zuletzt machte sich hier, wohl aus dem gleichen Grund, Granat unter den Schwermineralen stärker bemerkbar (vgl. G. WOLETZ 1967, S. 312). Oberes Ober-Campan findet sich dann nur noch in den subalpinen Schuppen der Bohrung Perwang.

Im Helvetikum bedeutet das Untere Ober-Campan den Umbruch von der ruhigen Sedimentation der Amdener-Schichten zu den manchmal transgressiven sandigeren Wangschichten. Sowohl im Granat-freien Prätigau

*) Nach neuesten Ergebnissen ergibt sich auch für die Metamorphose im Brenner-Mesozoikum und im Schneeberger-Zug ein analoges Alter von 77 und 80 MJ. Vergleiche neueste Arbeiten von GRÖGLER N., GRÜNFELDER M., JÄGER E., MILLER S. und SCHMIDT K. in *Ecologe Geol. Helv.* 60, S. 529—541 (Basel 1967).

Flysch als auch in der Granat-reichen Ostalpinen Flyschzone bemerken wir auch die Umstellung zu einer stärker klastischen Fazies etwa zu dieser Zeit. Auf der Sulzfluh-Schwelle vermuten wir weiterhin ungestörte Couches Rouges-Sedimentation ungeachtet eines sich im unmittelbar südlichen Anschluß vollziehenden tektonischen Ereignisses von weittragender Bedeutung.

In den Gosaubecken der nördlichen Kalkalpen fehlt das Untere Ober-Campan — anstatt dessen finden wir weit verbreitet eine Regressionsfazies mit Konglomeraten und Süßwasser oder eine Schichtlücke. Die sandigen Lagen der Kreidesedimente unterhalb dieser Schichtlücke führen nach den Untersuchungen von G. WOLETZ von Vorarlberg bis Wien, soweit untersucht, ab Neokom immer, mehr oder weniger häufig, Chromit. Die darüber transgredierende Höhere Kreide und das Paleozän führen kaum mehr Chromit, dafür aber reichlich Granat. Um die genaue Erfassung dieser Schichtlücke machte sich vor allem H. KOLLMANN 1963 verdient. Er konnte einerseits eine Sedimentation Chromit-reicher Serien im westlichen Becken von Gams bis in die Zone von *Globotruncana elevata* sicherstellen, andererseits im östlichen Beckenteil transgredierende Granat-reiche Nierentaler Schichten, etwa 20—70 m unter dem Horizont mit *Globotruncana calcarata* beginnend, nachweisen. Die älteren Bolivinen-Studien von C. A. WICHER und F. BETTENSTAEDT 1956 zeigen hier das Fehlen der Zone von *Bolivinoidea decoratus decoratus* (ohne Begleitung durch *Bolivinoidea draco miliaris*), also auch ein wahrscheinliches Fehlen zumindest großer Anteile des Unteren Ober-Campans, das mit *Globotruncana* bisher nicht so scharf definiert werden kann. Im Becken von Grünbach entspricht zumindest ein Teil der Kohlenserie dem Unteren Ober-Campan. Das Obere Ober-Campan transgrediert teils auf Kohlenserie, teils auf Trias. In anderen nördlichen Gosaubecken kann man recht eindeutig auf Schichtlücken mit diskordanter Überlagerung hinweisen, in denen sich eine Abtragungsphase im Unteren Ober-Campan manifestiert wie z. B. die Schichtlücke bei Unter-Laussa in den Weyerer Bögen (A. TOLLMANN 1966, S. 83 zitiert hier meine Arbeit von 1963 nicht richtig) und die Rotkopfdiskordanz am Muttekopf in Tirol.

Wenn auch der Chromit-Granat-Umschlag in den südlichen Gosauvorkommen nicht feststellbar ist, so ergibt sich hier auch ein Faziesumbruch, dem wahrscheinlich gleiche (vermutlich tektonische) Ursachen zugrunde liegen. Zunächst haben wir hier zur gleichen Zeit, in der wir im Norden die Schichtlücke haben, etwa im Überschneidungsbereich von *Bolivinoidea strigillatus* und *Bolivinoidea decoratus decoratus* und im Lebensbereich von *Bolivinoidea decoratus decoratus* allein, vor dem Einsetzen von *Bolivinoidea draco miliaris*, eine mikrofossilreiche durch Rudisten-Kalke aufgelöste Serie — nach J. v. HINTE in der Krappfeld-Gosau etwa 1600 m mächtig. Persönlich vermute ich doch wesentlich geringere Mächtigkeiten, da sich offenbar Windisch-Folge, Mannsberg-Folge und Wendel-Folge weitgehend seitlich verzahnen. Schichten mit gleicher Lebewelt zeigt auch die Lavanttal-Gosau (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1964) sowie das Vorkommen von St. Bartholomä südöstlich der Kainach (vgl. M. KAUMANN 1962).

In der Krappfeld-Gosau legt sich darüber mit Orbitoiden und *Bolivinoidea draco miliaris* das Obere Ober-Campan, das auch *Globotruncana calcarata*

führt. Mit dieser neuen Mikrolebewelt verschwanden auch die Rudistenriffe mit den Cuneolinen und wird zugleich jene Transgression signalisiert, welche in den nördlichen Gosauvorkommen diskordant über tiefe Gosau oder älteren gefalteten Untergrund greift.

In der „Gosau“ der westlichen Zentral-Karpaten im Profil Brežova im Hügelland von Miava, welche ich unter Führung von J. SALAY besuchen durfte, haben wir über einer Chromit-führenden Basis des Coniac-Santon eine Kohleflöz-führende Serie, die allerdings hier noch ins Santon eingestuft wird. Da aber J. SALAY Santon und Campan mikropaläontologisch anders abgrenzt als wir es in den Ostalpen tun — er läßt *Globotruncana elevata* im Oberen Santon beginnen — wäre diese an die Kohlenserie von Grünbach erinnernde, z. T. makrofossilreiche Einschaltung nach unserer Einstufung möglicherweise auch schon Campan. In den darauf lagernden Campan-Maastricht-Serien ergab die Schwermineral-Analyse durch G. WOLETZ vereinzelt Chromit neben Granat, was offenbar einen gewissen Unterschied gegenüber den Verhältnissen in den Alpen andeutet (vgl. J. SALAY und O. SAMUEL 1966, S. 86).

Wir sehen im Unteren Ober-Campan während der Intragosauischen Phase zunächst eine Trockenlegung der nördlichen Kalkalpen, verbunden mit einer starken Erosion, welche vor allem die tiefere Gosau stark beschnitt und oft bis auf tiefere Trias heruntergriff. Teilweise kam es gleichzeitig auch zu Süßwasser-Sedimentation mit Kohle-Lagern. Süßwassernachweis können wir mit Characeen führen, den Verlandungsnachweis eindrucksvoll mit Landsaurier-Resten (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 46).

Anschließend an diese Trockenlegung beginnt die Absenkung des zwischen Sulzfluh-Schwelle und der Stirn der Kalkalpen liegenden Raumes. Dadurch werden an der Kalkalpenbasis Gleithorizonte wieder aktiv und auf etwa 500 km Länge gleiten die Kalkalpen auf jenen nun versunkenen Ophiolith-reichen ultrapienidischen Rücken hinunter, der vorher durch lange Zeit Chromit nach Süden geliefert hatte. Die nördlich anschließende Sulzfluh-Schwelle bleibt trotzdem bis ins Paleozän noch erhalten, wird aber nach und nach durch Kanäle durchlöchert, durch die dann später aus dem im Süden der Kalkalpen nun aufsteigenden Altkristallin Granat-reicher Sand in die Ostalpine Flyschzone hineingeschüttet werden soll.

Man könnte die Frage stellen, ob es sich bei im Salinarverband in der kalkalpinen Basis auftretenden Ophiolithresten — z. B. im Rahmen des Fensters von Windischgarsten — nicht um nachgosauisch verschleppte Schürflinge unserer nun intragosauisch zugedeckten Ophiolith-Zone handelt (vgl. S. PREY, A. RUTNER und G. WOLETZ 1959, S. 204)?

In den Karpaten scheint dieses tektonische Großereignis nicht stattgefunden zu haben. Hier bleibt der ultrapienidische Rücken teilweise landfest und liefert weiter im Obermaastricht und Paleozän etwas Chromit in die „Gosau“ von Brežova im Hügelland von Miava. Hiermit machen sich die Karpaten deutlich als eigenständiges Gebirge bemerkbar. Ihre baugeschichtliche Eigenart besteht ja gerade darin, daß jene vom Briançonnaise herkommende Schwellenzone, welche sich über die Sulzfluh-Schwelle in die Pieniden fortsetzt, bis auf den heutigen Tag von der von Süden andrängenden Tektonik nie überwunden werden konnte. So liegen hier die zwar intern tektonisierten Sedimentmassen der Tröge nördlich

und südlich dieser Schwelle auch heute noch von Norden nach Süden hintereinander — und nicht von unten nach oben übereinander wie in den Alpen.

Die geringere Einengung der Karpaten gegenüber den Alpen mag auch die Ursache für die geringere Schwereanomalie dieses an die Alpen nord-östlich anschließenden Orogens sein (vgl. H. KÜPPER 1965, S. 82 und Tafel 1). Gerne weisen wir darauf hin, daß nach H. KÜPPER die Alpine Minimum-Achse der vermuteten Achse des Tauerntroges und die Karpatische Minimum-Achse der vermuteten Achse des Karpatischen Flysch-Troges zugeordnet werden kann. Sollte man nicht einfach von einem Zusammenfallen der Achse der penninischen Geosynklinale des Alpen-Karpaten-Raumes mit der Achse des heutigen Schwereminimums sprechen?

Das Obere Ober-Campan, Maastricht und Dan

(Karte 5, 5. Profil)

Während dieser, das Mesozoikum abschließenden Zeit, war der Alpenraum weitgehend vom Meere bedeckt. Im autochthonen Untergrund im nördlichen Niederösterreich schließt die Sedimentation im Oberen Ober-Campan mit *Globotruncana calcarata* ab (J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1967, S. 81). In der alpinen Vorfaltungszone haben wir Plankton-reiche Serien, vor allem in der Waschberg-Zone. Im Bereich der Säntis-Decke melden wir die stärker sandigen Wang-Schichten. Im ultrahelvetischen Faziesraum des Westens und in dem aus ihm hervorgehenden Helvetikum des Ostens haben wir mehr pelagische, oft bunte, Mergel. In der Wildflysch-Zone Vorarlbergs erinnern während des Maastrichts lokal entwickelte Globotruncanen-Mergel der Sattinser-Serie (vgl. R. OBERHAUSER 1967, Walgaukarte) noch ans Ultrahelvetikum. Im Prätigau-Flysch haben wir typische Flyschfazies, ebenso im Wäggitaler-Flysch und in der Ostalpinen Flyschzone, wo durch starke Sandzufuhr große Mächtigkeiten, oft weit über 1000 m, erreicht werden können. Hier beziehen wir das Schwermineral Granat vom nun freiliegenden ostalpinen Kristallin durch intragosauisch geöffnete Kanäle in der südlich anschließenden Sulzfluh-Schwelle. Die Granat-freie Schüttung (hier wagen wir eine Verallgemeinerung auf Grund weniger Proben) im Niesen-Flysch, im Triesner Flysch in Liechtenstein, im Prätigau-Flysch und möglichen östlichen Fortsetzungen (tiefe Anteile im Engadiner Fenster?) wollen wir mit Transport längs der Trog-Achse aus den Westalpen beziehen, um der Pflicht enthoben zu sein, im Profil ein Bezugsgebiet noch unterbringen zu müssen. Auf der Sulzfluh-Schwelle dürfte die Couches-Rouges-Sedimentation lokal noch weitergehen. In der Maniner-Serie der Karpaten geht die Sedimentation ebenfalls Gosau-ähnlich weiter. Chromit findet sich untergeordnet neben Granat.

In den Kalkalpen transgredieren entweder, manchmal an Flysch erinnernde, Granat-reiche Orbitoiden-Sandsteine oder die Couches-Rouges Fazies der Nierentaler-Schichten auf Chromit-reiche tiefere Gosau bzw. Unterkreide, Jura oder Trias. Mit dem Einsatz der Mikropaläontologie haben wir die Möglichkeit, die Sedimentfüllung der Gosau-Becken befriedigend zu gliedern. So wurde nun manche bisher als vorgosauisch geführte Diskordanz zu einer intragosauischen und es ist in dieser Hinsicht noch mit manchen Überraschungen zu rechnen.

In den Zentralalpen setzt sich im Krappfeld die Sedimentation außerordentlich Mikrofossil-reich vom Oberen Ober-Campan ins Unter-Maastricht fort, worauf dann zunächst limnisch terrestrische Folgen transgredieren. Das hängt mit der hier kräftigen laramischen Erosion zusammen. In der „Gosau“ von Brežova in den Karpaten wird neben Granat vereinzelt Chromit weitergeliefert.

Die laramisch-illyrischen Phasen im Paleozän und Tieferen Eozän

(Karte 6, 6. Profil)

Im Vorland haben wir in der Waschberg-Zone ein gut entwickeltes Paleozän und Eozän mit reichen Nummuliten- und Planktonfaunen (vgl. K. GOHRBANDT 1963).

In den Vorlandbohrungen Oberösterreichs könnte eine limnische Serie mit bunten Tonen und Kohlenlagen unter dem transgredierenden Ober-Eozän als Hinweis auf Verlandung während der illyrischen Phase gelten. Im Helvetikum Vorarlbergs haben wir teils Nummuliten-führende Grünsandsteine, teils Mergelschiefer mit reichen Planktonfaunen, vermutlich bis ins Ober-Eozän. Ähnliche Fazies zeigt auch das östliche Helvetikum. In der Wildflysch-Zone gibt es Nummuliten und Flyschsandschaler mit *Rzehakina epigona*, ebenso im Schlieren-Flysch der Schweiz. In beiden Flyschen fällt in dieser Zeit ein lokales Granat-Spektrum auf.

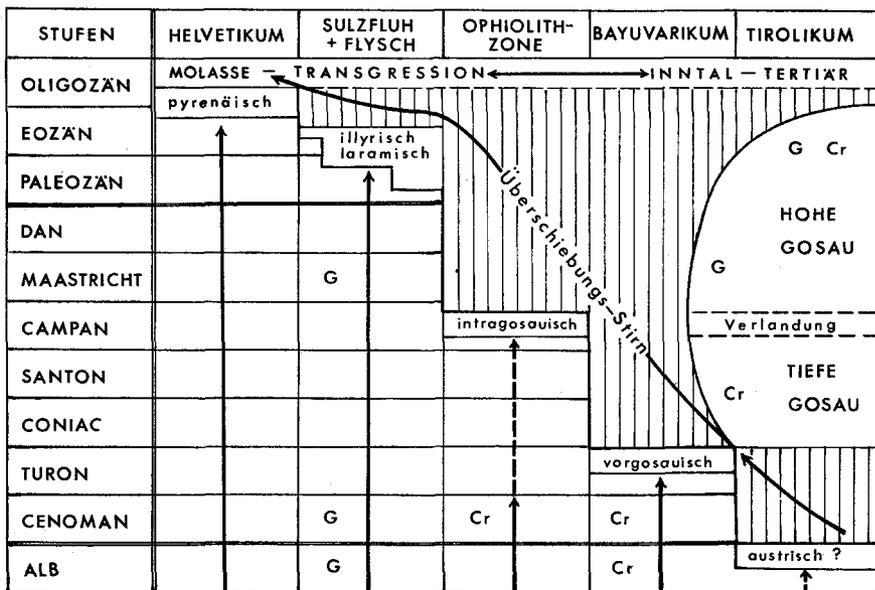


Abb. 2: Dauer der Sedimentation und Zeitpunkt des Zuschubs der nördlichen Ostalpen-Großtröge.

Im Prätigau-Flysch kennen wir noch paleozäne Nummulitenfaunen im Ruchberg-Sandstein. In der westlichen Ostalpinen Flysch-Zone tut man sich mit dem Tertiärnachweis sehr schwer. Verdacht auf Paleozän-Alter besteht an wenigen Stellen (vgl. F. BETTENSTAEDT 1958, S. 578 und M. WOLF 1963). In Niederösterreich ist dann Tertiär-Flysch, vor allem Paleozän, häufiger und schließlich im Wienerwald kennen wir Unter- und Mittel-Eozän, was karpatische Verhältnisse einleitet.

In der Falknis-Sulzfluh-Decke geht die Sedimentation in Couches Rouges-Fazies bis ins Paleozän noch weiter, ebenso vermutlich auch in der Tasna-Decke im Engadiner Fenster. In den Pieniden kennen wir ebenfalls noch zu dieser Zeit neben Lithotammien-Riffen Couches Rouges-Fazies.

In den Kalkalpen zeigen verschiedene Gosaubecken Tertiär-Anteile. So kennen wir vom östlichen Tirol bis nach Salzburg und weiter nach Osten Paleozän und Untereozän mit viel Foraminiferen. Nach H. G. LINDENBERG 1965 ist im Unterinntal Paleozän und Eozän nur auf der Hochbayuvarischen Einheit nachweisbar, während das Lattorf dann auf die Tirolische Einheit transgrediert. U. WILLE-JANOSCHEK 1966 weist in Gosau im Bereich Dan — tiefes Paleozän Hinweise für Regressions-Fazies nach; der Brekzien-Sandstein-Komplex in Gams (vgl. H. KOLLMANN 1963, S. 203) läßt ebenfalls laramische Unruhe vermuten. Neu sind Hinweise auf Paleozän und Unter-Eozän mit Nummuliten in der Gosau von Liezen im Ennstal — ein Bezugspunkt für die altbekannten Eozän-Gerölle bei Radstatt (W. JANOSCHEK 1966, S. A 28). Im Bereich des Fensters von Windischgarsten kennen wir Hantkeninen-führende Mergel im Verband mit Gosauschichten nächst der kalkalpinen Überschiebungsfäche (S. PREY, A. RUTTNER und G. WOLETZ 1959, S. 206). Im Becken von Grünbach und im Gebiet von Gießhübel bei Wien ist Paleozän häufig; neu ist der Nachweis von paleozänen Lithotammien-Riffen nahe dem Kalkalpensüdrand (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 54).

Gut ausgebildet ist die laramische Diskordanz in der Krappfeld-Gosau. Hier transgrediert über Kohlen-führende, dem Paleozän zuzuordnende, limnische Bildungen, Großforaminiferen-reich das Untere bis Mittlere Eozän (vgl. J. v. HINTE 1963, S. 33).

Wichtig für die Beurteilung der tektonischen Ereignisse dieser Zeit ist die eigenartige Asymmetrie der Sedimentation des Ostalpinen Flysches. Diese wollen wir durch die Annahme deuten, daß seine westlichen Anteile vielleicht noch im Paleozän (nach dem Einsetzen der ersten gekielten Globorotalien der Sulzfluh und nach dem Einsetzen der ersten Nummuliten im Falknis-Flysch) gemeinsam mit der Sulzfluh-Schwelle durch die ophiolithisch unterlagerten Kalkalpen überwältigt wurden, seine östlichen Anteile jedoch später. Östlich von Salzburg geht ja die Sedimentation schrittweise höher hinauf. Die Deckenbewegung setzt daher hier erst nach dem Paleozän wieder ein, und überschiebt schließlich weiter im Osten die Wienerwald-Flysch-Unterlage erst nach dem beginnenden Mittel-Eozän. Die Abschürfung der Ostalpinen Flyschzone von ihrem Untergrund durch die Kalkalpen wäre also im Westen hochlaramisch erfolgt, die Überschiebung des nördlich anschließenden Prätigau-Flysches und der tiefsten Einheiten des Engadiner Fensters etwas später, sicher illyrisch dann die Überwältigung der Wildflysch-Schwellen-Zone vor dem Helvetikum. Die Abschürfung der östlichen Ostalpinen Flyschzone durch die Kalkalpen fällt also etwa

in die gleiche Zeit, wie die Überschiebung der primär vermutlich nördlicheren Flysch-Becken des Alpenrhein-Profiles, wie Prätigau-Flysch und Wildflysch-Zone (Feuerstätter-Decke). Dieses im Profil durch das Fehlen der Granat-Punkte auffällige nördliche Flysch-Teilbecken ist schon in den mittleren Ostalpen nur hypothetisch. Wir halten seine primäre Existenz als Fortsetzung der eben erwähnten nördlichen Elemente des Alpenrhein-Profiles jedoch auch hier für sehr wahrscheinlich. Wir nehmen an, daß diese Beckenfüllung hier spätilyrisch vom südlichen Flysch zugedeckt und dann schon pyrenäisch unter den Kalkalpen verschliffen wurde. Heute mögen diese wohl bis ins Eozän reichenden Sedimente im Schürflingsteppich über dem Helvetikum unter den Kalkalpen und unter der Grauwackenzone liegen, wenn nicht z. T. metamorph im Tauernfenster. Teilweise können sie, im Sinne der Verhältnisse in Glarus, auch unter dem Helvetikum liegen!

Die infolge der starken Erosion sehr relikthaft erhaltenen Paleozän- und Eozän-Vorkommen auf den Kalkalpen, zeigen weitgehend marine Sedimentation, sodaß wir uns den Ablauf dieser Tektonik wiederum, wie während der austrischen Phase, weitgehend submarin denken müssen. Lediglich die Zentralalpen zeigen, neben dem Vorland, gewisse Verlandungseinflüsse.

Höheres Eozän

(7. Profil)

Das Ober-Eozän liegt z. T. ölführend als ältestes Schichtglied des Molassebeckens diskordant über Kristallin bzw. über seinem paläo-mesozoischen Deckgebirge (R. JANOSCHEK 1964, S. 333). Auch die bereits alpin gestörten Schuppen der Bohrung Perwang I führen noch dieses Ober-Eozän, welches in dieser Fazies dem Helvetikum fehlt (vgl. F. ABERER 1962, S. 278). In den alpinen Vorfalten der Waschbergzone nördlich der Donau bearbeitete K. GOHRBANDT 1963 Kleinforaminiferen des Höheren Led.

Im Helvetikum Voralbergs reichen die Nummuliten- und Plankton-Mikrofaunen sicher bis ins Obere Mittel-Eozän. Das Vorhandensein von Ober-Eozän halte ich für wahrscheinlich, in der Buntmergelerde im Fenster von Rogatsboden in Niederösterreich ist Ober-Eozän gesichert (vgl. S. PREY 1957, S. 314). Ebenso gesichert ist Ober-Eozän im Helvetikum in Bayern (H. HAGN 1967).

In den Kalkalpen schließt im Unterinntal auf der hochbayuvarischen östlichen Fortsetzung der Lechtal-Decke die Sedimentation mit dem Ober-Eozän ab.

Das Lattorf transgrediert auf die tektonisch nächsthöhere Einheit (vgl. H. G. LINDENBERG 1965, S. 7). Diese Oberaudorfer Schichten sind, wie überhaupt das kalkalpine Eozän, reich an Chromit (und Granat) als Schwermineral, was man nur durch eine Abtragung von kalkalpiner Unterkreide, Cenoman und Gosau während des Eozäns erklären kann (vgl. W. HEISSEL und G. WOLETZ 1956, S. 65). Ebenso ist Nummuliten und Chapmanninen-führendes Ober-Eozän im Gosaubecken von Reichenhall bekannt, hier allerdings auf tirolischer Unterlage. Das in Willendorf westlich Wiener Neustadt von O. KÜHN 1957 auf Grund einer Molluskenfauna gemeldete Ober-Eozän kann durch die Mikrofauna eindeutig widerlegt werden — es

handelt sich um den Grenzbereich Kohlenserie — Inoceramenmergel mit Globotruncanen und Bolivinen des oberen Ober-Campan (vgl. B. PLÖCHINGER 1967, S. 55). Es bleibt aber in diesem östlichen Bereich das Ober-Eozän von Wimpassing am Leithagebirge und von Kirchberg am Wechsel, welches als eine Art „Podhale-Flysch“ im Sinne der Karpatengeologie hier über Kristallin transgredieren dürfte (A. PAPP 1958, S. 252). Das Eozän über der zentralalpiner Gosau vom Krappfeld reicht, soweit bisher bekannt, nicht über das Mittel-Eozän hinaus. Auch hier fällt wiederum merkwürdigerweise Chromit als Schwermineral auf.

Die pyrenäische Phase im Lattorf

(Karte 6, 8. Profil)

Bei der Abgrenzung von Ober-Eozän und Oligozän ergeben sich, vor allem wenn Nummuliten fehlen, auch auf Grund der modernen Plankton-Korrelationen so viele Schwierigkeiten, daß man alle Lattorf-Bestimmungen besser als vorläufig betrachtet. Das gilt abgeschwächt auch für das vorher besprochene Ober-Eozän. Vermutliches Lattorf-Alter hat die jüngste autochthone Schichtfolge in Glarus: der Altdorfer-Sandstein mit den Dachschiefeln, haben mitgeschürfte Schollen von Lithothamnien-Mergeln im Fenster von Rogatsboden, die mit Helvetikum und Ultrahelvetikum verschuppten Schönecker Fischschiefer im östlichen Oberbayern (vgl. H. HAGEN 1967, S. 303), die dem Alpenrand anliegenden Flysch-artigen Bildungen der Deutenhausener Schichten mit dem Riesen-Konglomerat aus Flysch-Blöcken in der Basis bei Dornbirn, die Fischschiefer über dem Lithothamnien-Kalk des Ober-Eozäns in den Vorlandbohrungen, sowie die Härniger Schichten im Unterinntal, die mit z. T. limno-fluviatiler Basis auf die tirolische Staufen-Decke transgredieren.

Wir sehen also im Autochthon unter der helvetischen Hauptdecke, im verschliffenen stratigraphischen Kontakt mit den ins Molassemeer eingeglittenen helvetischen bis penninischen Stirnen des alpinen Deckengebäudes, im Molassemeer selber und — zu guter letzt auf höchsten tektonischen Einheiten transgredierend — das Lattorf. Es ist — gerade auch aus tektonischen Überlegungen heraus — fast unmöglich, daß diese erwähnten Gesteine alle genau gleich alt sind. Zugleich genügt aber ihr paläontologischer Inhalt als Argument für ein annähernd gleiches Alter und eine Position zwischen Höherem Eozän und Mittlerem Oligozän. Damit haben wir aber etwa im Lattorf jenes tektonische Großereignis erkannt und festgelegt, welches das alpine Deckengebäude über den helvetischen Raum hinweg aufs Vorland gleiten ließ. Die Beschränkung des Ober-Eozäns auf das Hoch-Bayuvarikum und des Oligozäns auf Tirolikum im Unterinntal könnte dabei zugleich ähnliche kalkalpine Interntektonik belegen, wie vorher die Verteilung von Cenoman und Gosau in den Kalkalpen. Eine pyrenäische Nachbewegung am tirolischen Bogen könnte Teile des Gosau- und Eozän-führenden Hoch-Bayuvarikums abgedeckt haben.

Auch etwa gleichzeitig beginnt in der nun hinten begraben liegenden Permotrias-Jura-Neokom-Basis des penninischen Flysches die eigentliche Tauern-Kristallisation.

Wir erkennen während der pyrenäischen Phase zwei, fast unmittelbar aufeinanderfolgende Ereignisse. Zunächst schieben die nach Norden mit ihrer ophiolithischen Unterlage abgleitenden Kalkalpen den bereits seit der laramisch-illyrischen Tektonik weitgehend allochthonen Flysch weiter und stoßen ihn, die Wildflysch-Schwelle und ultrahelvetische Schuppen einbeziehend, vor sich her weit übers Helvetikum. Im Auslaufen dieser Bewegung reißt dann das Helvetikum von der Tiefe her durch und zergleitet, wie wir in der Ostschweiz erkennen, über dem vorausgeeilten penninischen (?) Sardona-Flysch sowie ultrahelvetischem Blattengratt- und Ragazer-Flysch ins Molassemeer hinunter (vgl. W. LEUPOLD 1943, S. 273), wo gerade vom obersten Lattorf bis ins tiefe Rupel die Deutenhausener-Schichten sedimentiert werden. Es hat meines Erachtens wenig Sinn, diese Folge-Bewegung als Helvetische Phase von der pyrenäischen Hauptüberschiebung nomenklatorisch abzutrennen. Die Bewegungen gehen ineinander über.

Nach Ende des Rupels melden sich dann neue Bewegungen, welche im mittleren Chatt im Raume von Salzburg das Eingleiten der Oberkreide-Eozän-Schuppen der Bohrung Perwang ins Molassemeer bewirkten (F. ABERER 1962, S. 278). Zugleich kam es auch durch starke Hebung der Alpen zu einer gewaltigen Schuttfzufuhr ins Molassebecken und zur Ausbildung der „Augenstein“-Landschaft in den Kalkalpen. Es werden nun in großem Umfang Eozän-Foraminiferen in die Molasse Vorarlbergs umgelagert (vgl. B. PLÖCHINGER 1958, S. 320). An Schwermineralien fehlt im Rupel und im Chatt des Bregenzerach-Profiles im Gegensatz zur Zentralschweiz der Chromit weitgehend (vgl. U. GASSER 1967). Allerdings führt nach Unterlagen von G. WOLETZ die Bohrung Dornbirn 1 im Rheintal von 2063 bis 2806 m durchgehend häufiger Chromit. Diese Schichten werden von W. HUF 1963, S. 9 auch zur Unteren Bunten Molasse gerechnet — demnach ein Profilanteil, der über Tag nicht beprobt wurde. Damit haben wir jedoch die Wirkungszeit der pyrenäischen Phase schon verlassen, die folgenden Ereignisse bis zur Jetztzeit, namentlich die savische und steirische Phase sollen nicht mehr im einzelnen besprochen werden (vgl. dazu A. TOLLMANN 1966).

Erwähnt sei vielleicht, daß die neuesten Bohrungen innerhalb der Alpen anschließend an eine Nachbewegung der Perwang-Schuppen eine savische hochaquitane bis postaquitane Aufschiebung des Flysches mit dem Helvetikum auf die ungefaltete Molasse ergeben, und zwar in Oberösterreich in der Bohrung Kirchham 1 (R. JANOSCHEK in E. KING 1966, S. 1630) sowie in den niederösterreichischen Alpen in den Bohrungen Texing 1, Perschenegg 1 und Mauerbach 1 (vgl. J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1965, S. 111). In der Flyschzone nördlich der Donau ist der Untergrund des Flysches durch Bohrungen bisher noch nie erreicht worden.

Die heutige Situation

(Profile 9 a oder 9 b je nach Wahl des Einengungsbetrages)

Die weitere paläogeographische und tektonische Entwicklung bis zum Quartär, vor allem während der savischen und steirischen Phase führte,

wie kurz erwähnt, zu weiteren Deckenbewegungen zum Vorland hin, sowie zur Faltung durch Einengung, aber auch zur geographischen Trennung von Alpen und Karpaten durch den Einbruch des Wiener Beckens und zur Hebung des Alpenkörpers zum Hochgebirge. Das alles soll nicht mehr genauer erörtert werden. Im einzelnen wären diese Ereignisse im Maßstab meiner Profile auch nicht mehr darstellbar.

Es soll nur die heutige Situation an Hand des letzten Profils diskutiert werden. Wir sehen von Norden kommend die ungefaltete und gefaltete Molasse auf Kristallin, Mesozoikum oder Eozän transgredieren und nehmen an, daß sich das ungefaltete Vorland mit sedimentären Folgen bis ins Paläogen bis nahe dem Kalkalpensüdrand unter das Deckengebirge fortsetzt. Dafür folgende Argumente:

Jene Linie, an welcher die Grauwacken-Zone nach Norden unter den von ihr abgeglittene Kalkalpen endet, liegt, nach den Verhältnissen im Fenster von Windischgarsten zu schließen, unter den südlichsten Anteilen der Kalkalpen. Weiter im Westen von Tirol zum Rätikon ist der Kalkalpensüdrand bis auf diese Linie zurückgewittert und die im steilen Kontakt südlich anschließende, z. T. sogar überkippt auflagernd zu ergänzende Grauwacken-Zone, fällt schrittweise der Erosion zum Opfer. Vom Rheinquerprofil nach Glarus würde das infolge des allgemeinen Achsenanstieges nun fehlende Ostalpin rasch Montblanc-Höhen erreicht haben. Da sich aber in der Zentralschweiz Klippen von kalkalpinem Hauptdolomit über Arosa-Zone noch finden (vgl. R. HANTKE und R. TRÜMPY 1964, S. 615), müssen wir bis dorthin eine heute erodierte Fortsetzung zumindest der Kalkalpen und der Grauwackenzone des Ober-Ostalpins annehmen. So kommen wir aber mit dem primären Nordrand der Grauwacken-Zone unter den Kalkalpen in Glarus in eine Position, wo sich unter der, im Flysch eingewickelten, helvetischen Hauptdecke noch autochthones Lattorf befindet.

Weitere Argumente in dieser Richtung erbringen A. KRÖLL und G. WESSELY 1967, auf Grund ihrer Bearbeitung der Bohrung Urmannsau 1, wo 7.5 km südlich des Kalkalpen-Erosionsrandes über Böhmischem Kristallin ungefaltetes Chatt-Aquitän angetroffen wurde. Dabei ist weiter noch nach Süden mit dem Ablagerungsraum der in den Schuppen vorhandenen ober-eozänen Lithothamnienkalke, wahrscheinlich mit Lattorf-Überlagerung, zu rechnen. Geophysikalische Untersuchungen ergeben nach diesen Autoren auch Massen geringer Dichte unter den Kalkalpen bis nahe den Zentralalpen. Daher wäre auch hier für ein autochthones Mesozoikum mit Paläogen-Überlagerung und eine südlich anschließende Verrukano und Kristallin hochbringende Helvetikums-Wurzel, unter der nach Norden unter den Kalkalpen auskeilende Grauwacken-Zone, durchaus Platz vorhanden.

An die Helvetische Wurzel schließt sich tief unter den Kalkalpen begraben und von Granat-führendem ostalpinen Flysch eingewickelt die Helvetische Decke an, welche gelegentlich im Flysch in Fenstern zutage tritt.

Der durch Granat im Profil signalisierte wallisische Ostalpine Flysch liegt mächtig vor den Kalkalpen angeschopt auf dem Vorland. Sein Herkunftsgebiet aus dem ihn, vermutlich zusammen mit einzelnen Schuppen der das Briançonnaise fortsetzenden Sulzfluh-Schwelle, die Kalkalpen

laramisch-illyrisch abschürften, liegt in den Tauern und ist zwischen Lattorf und Ober-Miozän metamorph geworden (vgl. E. R. OXBURGH 1966). Darauf folgt stark ausgedünnt jene dem Piemontaise nahestehende Ophiolith-Zone, welche während der Kreide bis zum Unter-Campan mit ihrem Ultrapienidischen Rücken den Chromit nach Süden geliefert hat. Sie wäre auf Ophiolith-reiche, tektonisch höhere Elemente des Tauernfensters zu beziehen. Die Arosa-Zone und die vorne liegende Serie vom Walserberg mit Sedimentation bis ins Cenoman ordnen wir hier ein. Unmittelbar darauf liegt dann das Bayuvarikum, bedeckt von Chromit-führender Mittelkreide bis Turon. Unter- und „Mittel“-Ostalpin ist hinten geblieben und hatte wohl primär nichts Jüngeres als tiefe Kreide. Über dem Bayuvarikum liegen höhere kalkalpine Einheiten, welche im Süden an der diskutierten Linie mit der Grauwacken-Zone in wohl gestörten Verband treten. Darauf liegt einerseits noch tiefe Gosau mit Chromit, andererseits höhere Gosau mit Granat und zu guter Letzt auch noch Obereozän und Lattorf, vor allem im Gebiet des Unterinntales.

Im Tauernfenster sehen wir, wie erwähnt, die Basis des im wesentlichen auf Tithon abgeschürften Flysches. Die wenigen Granatpunkte sollen nur andeuten, daß hier auch noch die Existenz von durch Tauernkristallisation metamorpher Höherer Oberkreide im Gespräch ist. Nachgewiesen ist weder der Granat als primär-sedimentäres Schwermineral in den Tauern-Sedimenten — noch eine durch Fossilien belegte Oberkreide.

Die Beheimatung des Flysches in den Tauern ergibt sich zwingend bei Abwicklungsversuchen, aber auch auf Grund der Verhältnisse in den westlichen Ostalpen. Damit wird eine vollständige tektonische Abdeckung der Tauern vor dem Eozän unmöglich — eine teilweise Abdeckung der Tauern erfolgte allerdings schon im Campan.

Auch die metamorph gewordene Sulzfluh-Schwelle, die Fortsetzung des Briançonnaise, müssen wir hier zwischen Flysch-Basis und Ophiolith-Zone einordnen. Um metamorphe sandfreie Couches Rouges dieser Schwellenzone wollen wir uns besser nicht bemühen, sie wären aber auch im Sinne einer Verbindung zu den Pieniden zu fordern. Schuppen, die aus diesem Schwellenbereich stammen können, gibt es im Fenster von Windischgarsten. Die südlich davon einwurzelnde Ophiolith-Zone wäre etwa der Heimatbereich des Ultrapienidischen Rückens, von dem wir aber, gerade wegen der langandauernden, gewaltigen Erosion zur Kreidezeit, nicht mehr allzu viele Zeugen erwarten dürfen.

Schließlich folgt nach Süden ostalpine Basis mit Paläozoikum und Kristallin, wobei eine Trennung in Unter- bis „Mittel“-Ostalpin mit Kristallin und mesozoischen Resten — und Oberostalpin mit Paläozoikum, Trias, Spuren von Jura und Unterkreide, sowie nur darauf transgredierend, Gosau und Eozän versucht werden kann.

Diese Gosau ist mit dem nach laramischer Aussüßung überlagernden Eozän in ihrer sedimentären Abfolge und im Schwermineral-Spektrum von den gleich alten Bildungen der nördlichen Kalkalpen verschieden und gehört daher einem anderen Ablagerungsraum an. Hier wirkt in einigen Bereichen in der tieferen Oberkreide eine Kristallisationsphase, welche von der nacheoazänen Tauernkristallisation zu trennen wäre. Die blaugrünen

Hornblenden, welche im Chatt (H. FÜCHTBAUER 1967, S. 273) in der Molasse auftauchen, sollte man dieser kretazischen Kristallisation zuordnen.

Legion sind die Hinweise auf nachgosauische bis nacheozäne Bewegungen auch in den Kalkalpen, wobei oft alte kretazische Überschiebungen wieder aktiviert wurden, wie z. B. in der Gosaumulde von Gießhübel (vgl. B. PLÖCHINGER 1964, S. 499), oder auch oft neuer tektonischer Zuschnitt erfolgte. Im Regelfall ist es allerdings unmöglich, diese Ereignisse genauer im Tertiär einzuordnen. Genau bekannt ist jedoch die Zeit des Einbruches des Wiener Beckens. Er erfolgte, den heutigen Zuschnitt bringend, während des Mittleren Miozäns zur Zeit der Ablagerung der Badener Serie (vgl. J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP und K. TURNOVSKY 1965, S. 114).

Schriften

(bezüglich weiterer Literatur vgl. R. OBERHAUSER 1963)

ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Hannover 1962 (Z. deutsch. geol. Ges., 113).

ALKER, A.: Über Gerölle aus der Gosau von Kainach. — Graz 1962 (Mitt. Bl., Min. Landesmus. Joanneum 1962, H. 1).

ANDRUSOV, D.: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten II. — Berlin 1965 (Akademie Verlag).

BECK-MANNAGETTA, P.: Beiträge zur Gosau des Lavanttales (Ostkärnten). — Graz 1964 (Mitt. Naturwiss. V. f. Steiermark, 94).

BECK-MANNAGETTA P.: Über das Westende der Pannonischen Masse. — Wien 1967 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 59).

BECK-MANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H. und PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte von Österreich. — Wien 1966 (Geol. B. A.).

BEMMELEN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Stuttgart 1960 (Geol. Rundschau, 50).

BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Hannover 1958 (Z. deutsch. geol. Ges., 109).

BRAUMÜLLER, E.: Besprechung zu: A. TOLLMANN: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Wien 1967 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 59).

CADISCH, J., WENK, E. und KELLERHALS, P.: Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Unterengadiner Fenster und die Unterengadiner Dolomiten. — Basel 1962 (Eclogae Geol. Helv., 55).

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

DEL-NEGRO, W.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen: Salzburg — Wien 1960 (Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie).

EXNER, CH.: Geology of Austria. — Wien 1966 (Geol. B. A.).

FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — Stuttgart 1960 (N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1960).

FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Berlin 1964 (Forschungen u. Fortschritte, 5).

FLÜGEL, H.: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. — Stuttgart 1964 (N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1964).

FUCHS, W.: Neuere Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

FÜCHTBAUER, H.: Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).

GASSER, U.: Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).

GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Niederösterreich). — Wien 1963 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 54).

GRILL, R.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Korneuburg und Stockerau. — Wien 1962 (Geol. B. A.).

GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. und SCHNABEL, W.: Die Kreide-Tertiärgrenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Wien 1964 (Verh. Geol. B. A., 1964).

HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — München 1967 (Mitt. Bay. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7).

HANKE, R. und TRÜMPY, R.: Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen. — Basel 1964 (Eclogae Geol. Helv., 57).

HEISSEL, W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes (mit einem Abschnitt über „Schwermineraluntersuchungen an Gesteinen aus dem Unterinntaler Tertiär“ von G. WOLETZ). — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 48).

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. und SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgaues 1:25.000. — Wien 1967 (Geol. B. A.).

HINTE, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A., Sb. 8).

HINTE, J. E. van: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). — Amsterdam 1965 (Proc. Kon. Ned. Akad. W., Serie B, 68).

HOLZER, H.: Bericht 1965 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

HUF, W.: Die Schichtenfolge der Aufschlußbohrung „Dornbirn 1“ (Vorarlberg, Österreich). — Basel 1963 (Bull. V. Schweiz. Petrol. Geol., 29).

HÜCKEL, B., JAKOBSHAGEN, V. und STENGEL-RUTKOWSKY, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). — Hannover 1960 (Z. Deutsch. geol. Ges., 112).

JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).

JANOSCHEK, R.: in KING R. E.: Petroleum Exploration and Production in Europe 1965, Austria. — Tulsa 1966 (Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 50).

JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf und Blatt Liezen. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Wien 1965 (Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 81).

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — Wien 1967 (Jb. Geol. B. A. 110).

KAUMANN, M.: Die Gosauschichten des Kainachbeckens. — Wien 1962 (Sb. Akad. Wiss. Nat. Kl. Abt. I, 171).

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien 1938 (Springer-Verlag).

KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Wien 1963 (Mitt. Geol. Bergbaustud., 13).

KRÖLL, A. und WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Wien 1967 (Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 83).

KRUYSSSE, H. A. C.: Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). — Basel 1967 (Eclogae Geol. Helv., 60).

KÜHN, O.: Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Wien 1957 (Sb. Akad. Wiss. Nat. K., Abt. I, 94).

KÜPPER, H.: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmisches Masse) im Kenntnisbild der heutigen Geologie. — Basel 1965 (Eclogae Geol. Helv., 58).

KÜPPER, I.: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).

KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — Wien 1956 (Jb. Geol. B. A., 99).

LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. — Basel 1943 (Eclogae Geol. Helv., 35).

LINDENBERG, H. G.: Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — Modena 1965 (Boll. Soc. Pal. Ital., 4).

MAHEL, M.: Einige Grundsätze der tektonischen Karte des Karpaten-Balkan-Dinariden-Raumes und dessen Vorlandes. — Bratislava 1967 (Geologické Práce, Zprávy 42).

METZ, K.: Das ostalpine Kristallin der Niederen Tauern im Bauplan der NE-Alpen. — Stuttgart 1962 (Geol. Rundschau, 52).

NOTE, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Wien 1951 (Jb. Geol. B. A., Sb. 3).

ÖBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A. 106).

ÖBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Wien 1964 (Verh. Geol. B. A., 1964).

ÖBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

ÖXBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H. B. und SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps. — Wien 1966 (Verh. Geol. B. A., 1966).

PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Wien 1958 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 50).

PLÖCHINGER, B. mit Beiträgen von ÖBERHAUSER, R. (Mikropaläontologie) und WOLETZ, G. (Schwermineralanalyse): Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ache und des Wirtatobels. — Wien 1958 (Jb. Geol. B. A., 101).

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen Hengstsattel und St. Gallen. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paläozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges., Wien, 56).

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — Wien 1967 (Geol. B. A.).

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (Niederösterreich). — Wien 1957 (Jb. Geol. B. A., 100).

PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A., 1963).

PREY, S.: Bericht über Ergebnisse einer Vergleichsexkursion in den Flysch von Vorarlberg. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

PREY, S.: Bericht über Aufnahmen im Gebiet von Windischgarsten. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).

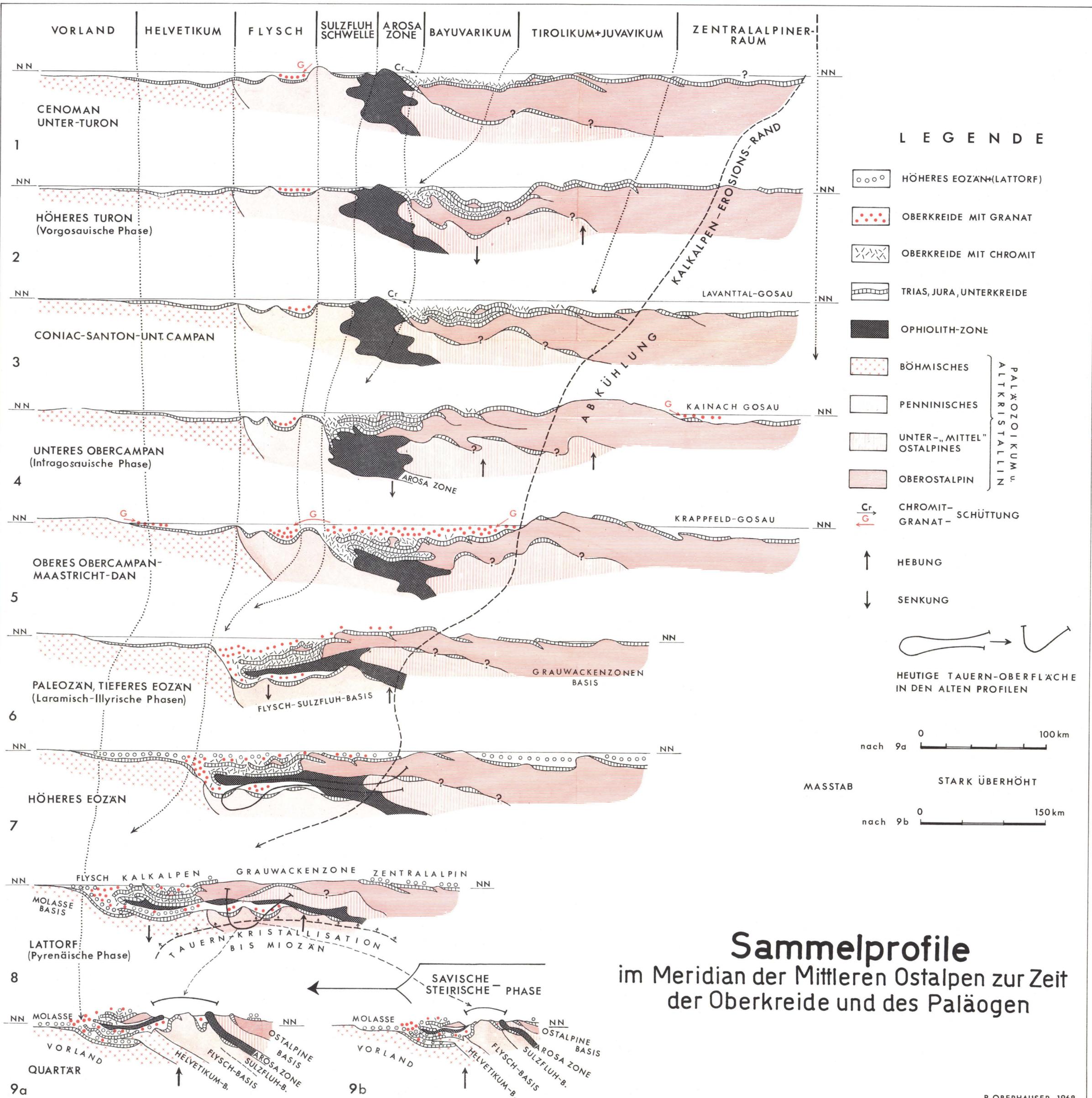
PREY, S., RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Wien 1959 (Verh. Geol. B. A., 1959).

RESCH, W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzerach. — Vorarlberg. — Wien 1963 (Verh. Geol. B. A. 1963).

RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. — Hannover 1956 (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., 108).

ROUBAULT, M.: Vergleichende Tabellen der letzten veröffentlichten Geochronologischen Zeitskalen der phanerozoischen Epochen. — Paris 1966 (Internationale Union der Geologischen Wissenschaften, Kommission für Geochronologie).

- RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Wien 1956 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 48).
- SALAJ, J. und SAMUEL, O.: Foraminiferen der Westkarpaten — Kreide. — Bratislava 1966 (Geol. Ústav Dionýza Štúra).
- SCHIDLÓWSKY, M.: Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Wien 1962 (Verh. Geol. B. A., 1962).
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen. I. II. und III. Teil. — (Wien 1953, 1956 und 1959) (Jb. Geol. B. A., 96, 99, 102).
- THENIUS, E.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen: Niederösterreich. — Wien 1962 (Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie).
- THURNER, A.: Die Baustiele der tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Hannover 1962 (Z. deutsch. geol. Ges., 113).
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Wien 1959 (Mitt. Geol. Bergbau. Studenten, 10).
- TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in der Steiermark. — Wien 1960 (Jb. Geol. B. A., 103).
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Wien 1963 (Deuticke).
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Wien 1965 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 57).
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Stuttgart 1966 (Geotekt. Forsch., 21).
- TRÜMPY, R.: Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. — Frankfurt 1965 (Umschau, 18).
- VEIT, E.: Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. — Basel 1963 (Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol., 30).
- WICHER, C. A. und BETTENSTAEDT, F.: Die Gosauschichten im Becken von Gams und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Thetys. — Stuttgart 1956 (Paläont. Z., 30).
- WIESENER, H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Wien 1966 (Jb. Geol. B. A., 109).
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Oberkreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Wien 1963 (Jb. Geol. B. A., 106).
- WOLETZ, G.: Vergleich der Kreide- und Tertiärablagerungen vom Krappfeld (Kärnten) mit solchen aus den nördlichen Kalkalpen. — Wien 1965 (Verh. Geol. B. A., 1965).
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Stuttgart 1967 (Geol. Rundschau, 56).
- WOLF, M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. — Stuttgart 1963 (N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1963).
- ZACHER, W.: Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — München 1966 (Mitt. Bay. Geol. Staatssaml. hist. Geol., 6).
- ZAPFE, M.: Das Mesozoikum in Österreich. — Wien 1964 (Mitt. Geol. Ges. Wien, 56).
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — Stuttgart 1955 (N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101).



Sammelprofile
im Meridian der Mittleren Ostalpen zur Zeit
der Oberkreide und des Paläogen