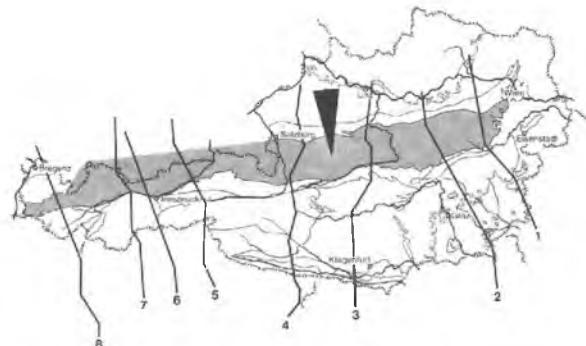


3.5. Die Nördlichen Kalkalpen

Von BENNO PLÖCHINGER

Mit den Abbildungen 47 bis 58



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.5.1. Einleitung

Die Nördlichen Kalkalpen bilden eine vom Rheintal bis zum Wiener Becken reichende, 500 km lange und 40–50 km breite Zone, die nördlich der Zentralalpen und der Grauwackenzone und südlich des Alpenvorlandes gelegen ist. Nach der Unterbrechung durch das abgesenkten, mit Neogenablagerungen gefüllte Wiener Becken finden sie in den Westkarpaten ihre östliche Fortsetzung. Sowohl gegenüber der Flyschzone als auch gegenüber der Grauwackenzone zeigen die Nördlichen Kalkalpen schroffere, felsenreicher Formen und lassen klar erkennen, daß ihr Relief vom Baumaterial und von der Lagerung abhängt. Sie bilden ein Kettengebirge vor- bis hochalpinen Charakters, dessen Gipfelflur speziell im Bereich der Plateauberge auf eine jungtertiäre, gegen Norden sanft abfallende Verebnung hinweist. Für die letzte entscheidende Formgebung ist das pleistozäne Geschehen mit der ausgedehnten Vergletscherung verantwortlich. Die höchsten Gipfel erreichen Höhen um 3000 m.

Die vielfältigen permomesozoischen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen entstammen dem miogeosynkinal ausgebildeten, marinen Ablagerungsraum des Oberostalpins, der sich südlich des penninischen, des unter- und mittelostalpinen Ablagerungsraumes, also südlich der heutigen Tauern, ausbreitete. Erste Krustenbewegungen fanden in der Trias und im Jura statt. Durch Subduktion der Sockelgesteine wurden im Zuge der kretazischen gebirgsbildenden Vorgänge die permomesozoischen Sedimente mit samt den basalen paläozoischen Sedimenten der Grauwackenzone vollends vom kristallinen Untergrund gelöst, gegen Norden geschoben, gefaltet und dachziegelförmig in Schuppen und Decken gestapelt. Während der alttertiären Phasen

erfolgte ein blockförmiger Nordschub des kalkalpinen Deckenstapels über das Flysch-Helveticum-Vorland; es kam erneut zu Falten- und Schuppenbildungen. Basale Schichtglieder wurden, gegen Norden zunehmend, durch Abscherrung reduziert.

Die Allochthonie der Nördlichen Kalkalpen ist bewiesen durch das Fehlen einer kristallinen Unterlage, durch das tektonisch unterlagernde Mittel- und Unterostalpin und durch einen Schürflingsteppich, der vom Nordrand her weit unter die Kalkalpen hineingreift.

Bei den jungtertiären Hebungsphasen wurden die sanft aus dem Meer herausragenden Verebnungsflächen zergliedert und das grundsätzliche Relief geschaffen. Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Erosion und Akkumulation formte die Landschaft von heute.

Im folgenden Beitrag wird versucht, die Stratigraphie und die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in zwei Großkapiteln möglichst komprimiert zu erläutern; er baut im wesentlichen auf die bis 1976 vorliegende Literatur auf. An zusammenfassenden Darstellungen brachte E. SPENGLER den Bau der Nördlichen Kalkalpen in F. X. SCHAFFERS Geologie von Österreich (1951 a) und die Abwicklung der kalkalpinen Decken (1953, 1956, 1959); A. TOLLMANN (1967 a, 1969 c, 1970 b) stellte den tektonischen Bau der Nördlichen Kalkalpen in Karten zusammen und in der Bundesländerserie (Verh. Geol. B.-A.) erschienen die Hefte Wien (H. KÜPPER, 1968 a), Salzburg (W. DEL-NEGRO, 2. Aufl., 1970) und Niederösterreich (E. THENIUS, 2. Aufl., 1974). Schließlich legte A. TOLLMANN (1973 a, 1976 a, c) seine in alle Teilbereiche eingehende, dreibändige Monographie über die Nördlichen Kalkalpen vor.

3.5.2. Stratigraphische Übersicht

Die permo-mesozoischen und alttertiären Gesteine, aus welchen die Nordkalkalpen aufgebaut sind, stellen vorwiegend marine Ablagerungen mit gelegentlichen terrestrischen Einschaltungen dar. Auf Grund der sich ständig ändernden Absatzbedingungen in den verschiedenen Sedimentationsräumen der kalkalpinen Geosynklinalen nordalpiner Fazies kam es zu einem andauern den seitlichen und vertikalen Fazieswechsel. Bewegungen der Erdkruste vor allem verursachten an den sogenannten stratigraphischen Wenden Umschläge des Sedimentationscharakters. Die Sedimente und die Fossilien lassen Rückschlüsse auf das jeweilige Milieu und die jeweiligen Lebensbedingungen zu.

3.5.2.1. Perm

(vgl. Abb. 47)

Über dem eingeübneten variszischen Gebirge kamen im Perm im Zuge der postvariszischen Transgression vorwiegend klastische Ablagerungen zum Absatz. Im Westteil der Kalkalpen sind es die grob- bis feindetritischen Serien des *Alpinen Verrucano*, bestehend aus Grobklastika, Arkosen, Sandsteinen und Quarziten mit Einschaltungen saurer Vulkanite, im Ostteil der Tiroler Kalkalpen die ihnen artverwandten permischen *Hochfilzener Schichten*. Im Mittelabschnitt der Kalkalpen wird das Perm durch die Klastika der *Fellersbacher* und *Mitterndorfer Schichten* und am Südrand des Kalkalpenostteiles durch die an Quarz und Hornstein reichen Grobklastika der *Prebichlschichten* vertreten.

Vor allem im Absatzraum der Hallstätter Serie ist das durch seine fossilen Sporen altersbelegte permische Haselgebirge verbreitet. Gelegentlich auftretendes tieftriadisches Haselgebirge ist nicht auszuschließen; möglicherweise finden sich in einem solchen auch umgelagerte permische Sporen. Das durch seinen Evaporitreichtum (Anhydrit, Gips, Salz) ausgezeichnete, seit altersher bergmännisch genützte tonig-brekziöse Haselgebirge ist in sanften Meerespfannen durch Eindampfung eines hypersalinaren Meeres bei wahrscheinlich gleichzeitiger Sedimenteinschüttung entstanden. Es weist die ganze Schichtfolge der alpinen Salzlagerstätten auf. Der Anhydrit wurde durch Hydratation später großenteils in Gips umgewandelt, das Salz vielfach ausgelaugt.

Dunkle, mit gebändertem Haselgebirgsgips wechsellegernde und von Sekundärgips durchzogene Dolomitlagen, wie sie gelegentlich in Gipsstöcken auftreten, sind dem südalpinen Bellero-phondolomit vergleichbar. Als Anzeichen eines synsedimentären Vulkanismus finden sich Einschaltungen von Diabas, Melaphyr und Tuff.

Später, zur Zeit der Orogenese, bildete das Haselgebirge einen bevorzugten Bewegungshorizont.

3.5.2.2. Trias

(vgl. Abb. 47 und 48)

Die große Zahl der Schichtglieder beruht auf der großen litho- und biofaziellen Variationsbreite. Sie ist auf die mannigfältigen Absatzbedingungen zurückzuführen, wie sie in den langen, langsam absinkenden Geosynkinalzonen herrschten. Die Meerestiefen dürften kaum mehr als 200 m erreicht haben.

Die Entwicklung begann mit der Absenkung des eingeübneten variszischen Gebirges und mit der Bildung seichter Meerespfannen. Je nach der Mobilität des Untergrundes begann zur Mitteltrias der Schelfbereich tiefer abzusinken, sodaß sich mächtigere Karbonatfolgen absetzen konnten. Es entstanden Riff- und Rückriffbildung. Nach der unterkarnischen Meeresregression setzten sich die Absenkung und Sedimentanhäufung fort. In regelmäßig angeordneten Teiltrögen kamen in der Trias Schwellen- und Beckensedimente von bis 5000 m Mächtigkeit zum Absatz. Gegen Süden, das Innere der Geosynklinale, zeigt sich eine Abnahme des außeralpinen, beziehungsweise randalpinen Fazieseinflusses. Neben diesen außeralpinen Faziesinflüssen ist die nordalpine Entwicklung gegenüber der zentralalpinen Entwicklung durch das Auftreten von Haselgebirge und Werfener Schichten sowie durch die Mächtigkeit und Vielgestaltigkeit der Ablagerungen und durch deren Fossilreichtum charakterisiert.

Mit der *Hauptdolomitsfazies* (Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrähtkalk) sind als Subfazies die Vorarlberger Fazies (mit Partnachschichten, Arlbergschichten und gipsreichem Karn) und die von St. Anton in Tirol bis zur Salzburger Landesgrenze reichende tirolische Fazies (mit alpinem Verrucano, Buntsandstein, Partnachschichten, Wettersteinkalk, drei karnischen Hauptschieferlagen und Plattenkalk) verknüpft. Ferner gehören dazu die im voralpinen Bereich zwischen Salzach und Enns verbreitete Traunalpenfazies (mit Steinalmkalk, Wettersteinkalk und -dolomit, geringmächtigem, schiefrigem Karn), die im Frankenfels-Ternberger Deckenbereich vorliegende Frankenfelser Fazies (mit Wettersteinkalk und -dolomit, unterem Karn in Lunzer Fazies, Opponitzer Rauhwacke, Hauptdolomit mit Keuperschiefern und Ybbsitzer Rauhwacke zwischen Hauptdolomit und

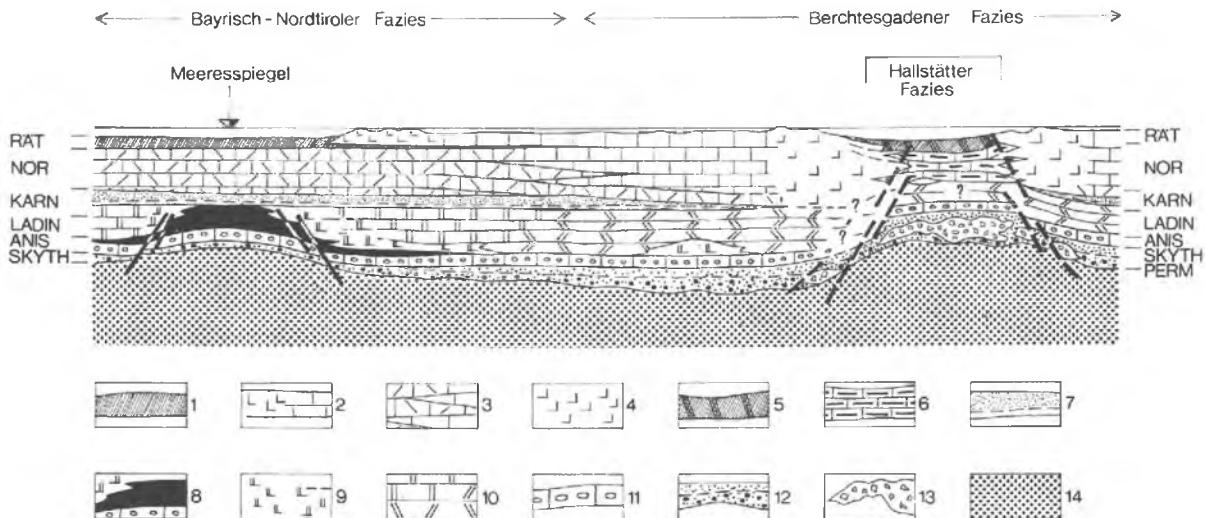


Abb. 47. Faziesprofil für die Trias der Nördlichen Kalkalpen (nach G. ANGENIEISTER, H. BOGEL & G. MORTEANI, 1975); 1 Kössener Schichten, 2 Oberrhäkalk (in Riff- und Bank-Fazies), 3 Hauptdolomit, Plattenkalk, Dachsteinkalk (lagunäre Fazies), 4 Dachstein-Riffkalk, 5 Zlambachschichten, 6 Hallstätter Kalke, 7 Raibler Tonschiefer und Sandsteine, 8 Partnachsichten, 9 Wetterstein-Riffkalk, 10 Wettersteinkalk und Ramsaudolomit (lagunäre Fazies), 11 Alpiner Muschelkalk, 12 Buntsandstein, Werfener Schichten, Verrucano, 13 oberpermische Evaporite mit Steinsalz, 14 voralpidisches Grundgebirge

Kössener Schichten), die zwischen den Weyerer Bögen und dem Wiener Becken vorliegende Lunzer Fazies (mit Reiflinger Kalk und Tuffzwischenlagen, Raminger Kalk am Übergang zum Wettersteinkalk der Traunalpenfazies, Trachyceras-Schiefer, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk) und die im Mittel- und Ostabschnitt zwischen der Lunzer Fazies im Norden und der Dachsteinkalkfazies im Süden gelegene Rohrer Fazies [ohne Reiflinger Kalk, mit mächtigem Wetterstein-(Ramsau-)Dolomit und Hauptdolomit]. In den Karpaten wird die Lunzer Fazies von der Weißwaagfazies und die Rohrer Fazies von der Schwarzwaagfazies vertreten.

Die im Mittel- und Ostabschnitt südlich der Hauptdolomifazies entwickelte *Dachsteinkalkfazies* kann in eine voralpine Dachsteinkalkfazies (mit Dachsteinkalk und Starhembergkalk) und eine hochalpine Dachsteinkalkfazies (mit mächtigem Dachsteinkalk und Dachsteinriffkalk) gegliedert werden. Ersterer gehören als Subfazies in den südlicheren voralpinen Decken und nördlich der Hallstätter Fazies der Hohe Wand-Mürzalpendecke die Triestingfazies (mit Wettersteinkalk, untergeordnet Wettersteindolomit, mächtigem Hauptdolomit, geringmächtigem Dachsteinkalk mit Starhembergkalk-Zwischenlagen und Kössener Schichten) zu, letzterer die Berchtesgadener Fazies (mit Ramsaudolomit, Wettersteinkalk, Carditaschichten, Haupt- bzw. Dachsteindolomit und mächtigem Dachsteinkalk) und die Hochschwabfazies (mit Steinalmkalk,

Wettersteinkalk und -dolomit, karnischem Tisoveckalk und Dachsteinkalk).

Der *Hallstätter Fazies* [mit reichem Haselgebirge, buntem unterkarnischem Hallstätter Dolomit, bunten Hallstätter Kalken des Illyr bis Sevat, Pötschen- und Pedataschichten des Nor (inklusive Sevat) und rhätischen Zlambachschichten] sind im Mittelabschnitt, im Bereich des steirisch-oberösterreichischen und salzburgischen Salzkammergutes, im Lammertal und in der Turrner Jochzone etc. zuzuordnen: 1. die Zlambachfazies (mit Reiflinger Kalk, julischem Halobienschiefer, karnischem Riffschutt- bzw. Tisoveckalk, tuvalischem Cidarkalk, Pedatakalk, Zlambachschichten). 2. die Salzbergfazies (mit Haselgebirge, Steinalmkalk, anisischen bis sebatischen Hallstätter Kalken und Übergängen zu Zlambachmergeln), 3. die Zwieselalmfazies im Bereich der Zwieselalm, des Blühnbachtals und der Werfener Schuppenzone (mit buntem, hornsteinführendem Hallstätter Dolomit, mächtigem, schiefrigem Karn, Pedatakalk und Zlambachschichten) und die der Salzbergfazies nahe stehende Halleiner Fazies (mit Haselgebirge, mitteltriadischen Kalken und Dolomiten in Normalfazies, wie Steinalm- (Zill-)Kalk, anisischen bis sebatischen Hallstätter Kalken und norisch-rhätischen Zlambachmergeln).

Wollte man der in letzter Zeit vorgeschlagenen Eliminierung der Rhätischen Stufe Folge leisten, müßte man entgegen der Tabelle auf Abb. 48 nicht nur die Zone des *Rhabdoceras suessi*

(Sevat), sondern auch die Zone des *Choristoceras marshi* („Rhät“) ins Nor stellen. Vielleicht aber setzt sich der Wunsch durch, das Rhät in der Choristoceras marshi-Zone zu erhalten.

Im Ostabschnitt gehören zur Hallstätter Fazies: 1. die Mürztaler Schwellen- und Beckenfazies mit mächtigem Steinalm- und Wetterstein-dolomit, Tisoveckalk, Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalk und Zlambachschichten 2. die südlich des Hochschwabriffes, am Südrand der Kalkhochalpen entwickelte Aflenzer Fazies mit mächtigen karnischen Schiefern und Kalken, norrischem Aflenzer Kalk und Zlambachschichten 3. die Hohe Wand-Fazies als Mischfazies mit der Dachsteinkalkfazies, gekennzeichnet durch karnische Schiefer und Kalke, kieseligen Platten-(Pötschen-) Kalk, Wandkalk (Furmaneckalk) und rhätische Mergel 4. die Miesenbachfazies mit obertriadischen Hallstätter Kalken und 5. die der Aflenzer Fazies anzugliedernde Hüpflinger Fazies am Südrand der Gesäuseberge mit oberkarnischem, hornsteinführendem Hüpflinger Kalk.

3.5.2.2.1. Skyth

Das Skyth, gegliedert in das Seis [Zone der *Claraia clarai* (EMMRICH)] und das Campil [Zone des *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT)], wird in den westlichen Nordkalkalpen durch den „alpinen Buntsandstein“, bestehend aus rotem, seltener grünlichgrauem Quarzsandstein und -konglomerat und untergeordneten glimmerreichen, bunten Schiefern vertreten. An Erzen sind in ihm Hämatit, Siderit, Pyrit, Kupferkies, Fahlerz und Pechblende enthalten.

Höhere, obercampile Partien des Buntsandsteines werden wegen ihrer Gipslinsen, Tonschiefer- und Quarzitlagen zu den Werfener Schichten gezählt.

Die einem marinen Flachsee- bis Litoralbereich entstammenden Werfener Schichten des Ost- und Mittelabschnittes der Nordkalkalpen sind durch eine an Übergängen und Wechsellagerungen reiche Schichtfolge von Quarziten, Schiefern und Kalken gekennzeichnet. In der Serie der Schneebergdecke z. B. vertreten rote bis graugrüne, glimmerreiche Quarzsandsteine und Tonschiefer mit der Muschel *Claraia clarai* (EMMRICH) und der Schnecke *Anodontophora fassaensis* (WISSMANN) das Unterskyth sowie graue bis bräunliche, tonig-kalkige Schiefer mit den Muscheln *Gervillia* sp., *Myacites fassaensis* HAUER, den Schnecken *Natiria costata* MÜNSTER und Ammoniten der Gattung *Tirolites* das Ober-skyth. *Tirolites* und eine reiche Conodontenführung sind vor allem aus den bräunlichen, obercampilen Werfener Kalken des Hallstätter Faziesgebietes bekannt. Mikropaläontologisch noch

unbestätigt ist das Auftreten eines vermutlich tieftriadischen Haselgebirges am Imitzberg bei Windischgarsten und in Pfennigbach bei Puchberg.

3.5.2.2.2. Anis-Ladin-Karn

Zu den im salinaren Milieu eines flachen Schelfmeeres, abseits des Schutt liefernden Grundgebirges abgesetzten oberskythischen bis tiefanisischen *Reichenhaller Schichten* gehört im Westteil der Nördlichen Kalkalpen eine mächtige Folge mit dünnsschichtigen, dunklen Kalken, hellem, z. T. kalkhaltigem Dolomit, Wurstelkalk, dunklem, crinoidenführendem Kalk [mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH)] und mit der fast ausschließlich im höheren Niveau auftretenden Reichenhaller oder Saalfeldener Rauhwacke. Zu ihrer Makrofauna zählen die Schnecken *Neritaria stanensis* (PICHLER), die Muscheln *Costatoria costata* (ZENKER) und *Gervillia*. Einschlüsse basischer Eruptiva sind häufig. Als Reichenhaller Schichten des Ostabschnittes sind bräunliche Rauhwacken und Brekzien bei Oberhöflein mit Serpentin-Einschlüssen, untergeordnet auch gelbliche, feinkörnige Kalke anzuführen.

Der vorwiegend dunkle und bituminöse, dünnsschichtige, vom Skyth-Anis-Grenzbereich bis zum Ende des unteren Oberanis in die Zone des *Paraceratites binodosus* (HAUER) reichende *Gutensteiner Kalk* ist durch schlammwühlende Organismen gelegentlich als Wurstelkalk und durch das Auftreten von Hornsteinkügelchen als Kugelkalk ausgebildet; er wurde, wie vor allem Algen zeigen, in einem sehr seichten Meer abgesetzt; sporadisch kam es dabei, wie gelegentliche Tufflagen zeigen, zu eruptiven Vorgängen. Das Gestein führt Ammoniten des Pelson (Binodoss-Zone) bis basalen Illyr, und zwar Formen der Gattungen *Balatonites*, *Acrochordiceras*, *Norites* und *Beyrichites*. Außerdem finden sich die Schnecken *Neritaria stanensis* (PICHLER), *Natica gregaria* (SCHLOTHEIM), die Muscheln *Costatoria costata* (ZENKER), *Modiola triqueter* (SEEBÖCK), das Crinoidenstielglied *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und der pelsonische Brachiopode *Decurtella decurtata* (GIRARD). Die Mikrofauna ist relativ arm.

Zwischenlagen grauer oder auch bunter und glimmerreicher Tonschiefer im tiefen Niveau der Gutensteiner Kalke kennzeichnen die Gutensteiner Kalk Basisschichten. Der seitliche Wechsel des Gutensteiner Kalkes in *Gutensteiner Dolomit* verweist auf eine syndiagenetische Dolomitierung. Dickbankige, dunkelgraue oder bräunlich-graue, etwas mikrofossilreichere Kalke des Anis-Ladin-Grenzbereiches nennt man *Annaberger Kalk* oder teilt sie dem Gutensteiner Kalk s. l. zu.

Die durch ihre Knolligkeit, ihre Hornsteinführung und ihre graugrünen Tonbestege charakterisierten grauen *Reiflinger Kalke* haben im Westabschnitt vorwiegend oberanisisches Alter [Zone der Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS) und *Aplococeras avisianus* (MOJSISOVICS)]; im Ostteil kommen sie im Ladin, und zwar im Fassan [Zone der Ammoniten *Protrachyceras reitzi* (BOECKH) und *Protrachyceras curionii* (MOJSISOVICS)] und im Langobard [Zone des Ammoniten *Protrachyceras archelaus* (LAUBER)] zur Hauptentfaltung und reichen bis in das Cordevol [Zone des *Trachyceras aon* (MÜNSTER)]. Im Großreiflinger Typusprofil setzen sie mit der Trinodosus-Zone des Oberanis ein. Zur Anifauna der Kalke zählen die Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) und der Brachiopode *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), zur Ladinfauna die Muscheln *Daonella cf. indica* BITTNER, *Daonella lommeli* (WISSMANN) und der Ammonit *Protrachyceras steinmanni* (MOJSISOVICS), zur Cordevolaufauna die Muschel *Posidonia wengensis* WISSMANN. Auch Conodonten, Holothurien und Schwebcrinoiden machen eine Untergliederung der Reiflinger Schichten möglich. Tuff- und Tufffitzischenlagen sind mit jenen des Drauzuges und der Südalpen zu vergleichen. Hornsteinführende Dolomitlagen im tiefen Niveau der Reiflinger Schichten gelten als Reiflinger Dolomit. Die Übergangsfazies des Reiflinger Kalkes zum Wettersteinkalk wird *Raminger Kalk* genannt, jene zu den Trachycerasschiefern *Göstlinger Kalk*. Der Göstlinger Kalk (Cordevol – ? Jul) führt Ammoniten [z. B. *Protrachyceras hedwigae* (MOJSISOVICS)]; beide Ablagerungen enthalten Schwebcrinoiden.

In den westlichen Nördlichen Kalkalpen verwendet man die nicht sehr glückliche Schichtbezeichnung (*alpiner*) *Muschelkalk*. Geeigneter für die anisischen Kalke verschiedener Litho- und Biofazies wäre die Bezeichnung „Serie des alpinen Muschelkalkes“. Erst in jüngerer Zeit wurde eine lithofazielle Aufgliederung durchgeführt und erkannt, daß der oberanisische bis unterladinische Teil des Muschelkalkes den Reiflinger Schichten äquivalent ist; auch der Virgloriakalk mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und dem Brachiopoden *Decurtella decurtata* (GIRARD) und der bunte Schusterbergkalk sind Varietäten des Reiflinger Kalkes. Als Fazies des „Muschelkalkes“ gelten auch noch die dünnsschichtigen Trigonellenkalke [mit dem Brachiopoden *Retzia trigonella* (SCHLOTHEIM)] an der Basis des Trinodosus-Niveaus und die echinodermenspätigen Trochitenkalke [mit *Protrachyceras reitzi* (BOECKH)].

Im Vorarlberger und im Tiroler Faziesraum sind die gelegentlich auch als Bactryllienmergel

ausgebildeten, plattig-knolligen *Partnachschichten* (Partnachmergel, -schiefer und -kalke) und die ebenso in das Fassan bis Cordevol zu stellenden grauen Kalke und Mergelschiefer der Arlbergschichten verbreitet. Erstere führen die Muschel *Daonella parthanensis* SCHAFHÄUTL, den Brachiopoden *Koninckina leonhardi* WISSMANN, den Cordevol-Ammoniten *Trachyceras aon* MÜNSTER und das wasserbewohnende Reptil *Parthanosaurus zitteli* SKUPHOS. Die Partnachschichten wurden in kanalförmigen Becken abgesetzt, die mehrfach mit Riffkomplexen des Wettersteinkalkes wechseln, die Arlbergschichten im Flachwasserbereich.

Als *Steinalmkalk* und *-dolomit* bezeichnet man die in das Anis herunterreichende, den Gutensteiner Kalk seitlich vertretende Fazies des Wettersteinkalkes und -dolomites (siehe unten). Es sind vorwiegend weiße bis hellgraue, partienweise auch dunkelgraue Algenkalke und -dolomite [mit *Diplopora hexaster* PIA, *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) und *Oligoporella prisca* PIA etc.]. Unter den anisischen Leitforaminiferen ist *Meandropira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC zu nennen. Der *Zillkalk*, ein anisischer, heller Algenkalk der Hallstätter Serie, läßt sich dem Steinalmkalk zuordnen. Über diesem Kalk liegt im Hallstätter Faziesbereich der *Schreyeralm* – oder *Lercheckkalk*, ein dem Reiflinger Kalk gegenüberzustellendes, gegen sein Hangendes zunehmend rotes, durch Kalkmangelsedimentation kondensiertes Gestein, das vom Mittelanis bis in das Unterladin reicht. Aus ihm wurden u. a. die Ammoniten *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS) und *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) bekannt. Unter der Mikrofauna sind die Conodonten und die Holothuriensklirite hervorzuheben, die eine feinstratigraphische Einstufung erlauben. Im grauvioletten Bankkalk der Hallstätter Kalkentwicklung ist Ladin bis Cordevol mit den Ammoniten *Protrachyceras archelaus* (BOECKH), *Trachyceras aon* (MÜNSTER) und der Muschel *Daonella lommeli* (WISSMANN) nachgewiesen.

Im Fassan, Langobard und Cordevol kam es zu Algenansiedlungen [z. B. *Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL, *Physoporella pauciforata* GÜMBEL und *Teutloporella herculea* (STOPPANI)]; sie bildeten in einer seichten, von einem Saumriff umgebenen Lagune die Voraussetzung zur Entstehung des hellen, vielfach zuckerkörnigen *Wettersteinkalkes*. In Nordtirol wird er bis 1730 m mächtig und verdrängt die westlicher verbreiteten Partnach- und Arlbergschichten. In der horizontalen Faziesgliederung unterscheidet man die Riff-Fazies mit der Riffschuttzone des Vorriffes (mit Crinoiden und Rotalgen der Gattung *Solenopora* etc.), den Riffkern (mit riffbildenden Organis-

men, wie Korallen, Hydrozoen, Kalkschwämme), und die Hinterriff-(Lagunen-) Fazies (mit Detritus, Intraklasten, Pseudooiden, dolomitisierten Stromatolith-Algenrasen, Dasycladaceen). In der vertikalen Gliederung sind es im unteren Teil massigere, etwas dunklere Kalke, im Mittelteil gebankte, hellere Dasycladaceenkalke und im oberen Teil die Blei-Zink vererzten, dünnsschichtigen Kalke mit ihren Brekzien- und Mergeleinschaltungen. Massige Kalke vertreten i. a. die Riff-Fazies, gebankte Kalke die Lagunenfazies. Erzhorizonte des Wettersteinkalkes mit ZnS, PbS, Cu-Erzen und Ankerit sind auf eine synsedimentäre Vererzung zurückzuführen.

Der helle, massive, luckig-zuckerkörnige *Ramsaudolomit* ist im Gebiet der Dachsteinkalkfazies verbreitet und erreicht bis 800 m Mächtigkeit. Auch der vorwiegend graue, im allgemeinen gebankte *Wettersteindolomit* des steirisch-niederösterreichischen Kalkvoralpengebietes ist durch Zufuhr von Magnesiumkarbonat aus dem Wettersteinkalk hervorgegangen und führt die gleichen Wirtsalgen wie der Wettersteinkalk; als Synonym wird gelegentlich die Bezeichnung „*Ramsaudolomit*“ verwendet. Östlich der Weyerer Bögen wird die Wettersteinkalkfazies durch die Reiflinger Schichten und in der südlich anschließenden Rohrer Fazies durch Dolomit vertreten.

Vor allem im Nordtiroler Raum verwendet man für die julisch-tuvalischen Ablagerungen den Sammelbegriff „*Nordalpine Raibler Schichten*“, obwohl sie sich sehr von den Raibler Schichten der Südalpen unterscheiden. Sie erfassen im Norden und Westen eine Zone mit zeitweiser Salinarfazies, eine mittlere Zone mit einer küstenferner abgesetzten, bis ca. 500 m mächtigen Folge und eine südliche Zone mit einer geringmächtigen, küstennahe gebildeten Folge. In nördlicheren Bereichen liegt eine fossilarme Fazies vor, die Beziehungen zu jener der Lunzer Schichten aufweist, in südlicheren eine reich gegliederte, fossilreiche Fazies mit Sphaerocodien, Austern, Cidarisstacheln etc., die mit jener des Drauzuges vergleichbar ist. Die julisch-tuvalische Schichtfolge weist eine sich dreifach wiederholende Tonschiefer-Karbonatserie auf, wobei dem unteren Teil zwei Tonschieferserien mit einer zwischengeschalteten Karbonatgesteinsserie zugehören, dem oberen Teil zwei Karbonatgesteinsserien mit einer eingeschalteten Tonschieferserie. Zum Gesteinsbestand zählen illitische Tonschiefer, pflanzen- und kohleflözführende Arkosesandsteine, Oolithe, Oncolithe, muschelreiche Sandkalke, Sphaerocodien führende Spatkalke, Ostreeen-Echinodermenkalke, Lumachellenkalk, Stromatolith-Dolomit, Rauhwacken und Evaporite. Der im Oberkarn zunehmende sali-

nar-lagunäre Einfluß führte in Vorarlberg, in Tirol und Oberbayern zu beachtlichen Gipsvorkommen.

In den julischen *Lunzer Schichten* des im Ostteil der Kalkalpen verbreiteten Lunzer Faziesraumes sind vom Liegenden zum Hangenden vertreten: geringmächtige, dünnsschichtige Kalke und Kalkschiefer der Trachycerasschichten [mit den Ammoniten *Trachyceras aonoides* (MOJSISOVICS), *Protrachyceras* div. sp.], die dunklen, bituminösen Reingrabener oder Halobienschiefer (mit der Muschel *Halobia rugosa* GÜMBEL, dem Ammoniten *Carnites floridus* WULFEN und Foraminiferen wie *Astrocolomia*, englumige Formen von *Trocholina* und schlanke Variostomen, sowie Schwebcrinoiden, Ostracoden und Sporen), der Lunzer Hauptsandstein, ein feinkörniger Quarz-Feldspat-Arenit, die pflanzen- und kohleführenden Lunzer Schiefertone (mit *Equisetites*, *Calamites*, Farnen, Pollen und Sporen etc.) und der mit schiefrigen Mergeln und oolithischen Kalken wechseltlagende Lunzer Hangendsandstein.

Die oberkarnischen *Opponitzer Schichten* überlagern im Lunzer Faziesraum die Lunzer Schichten mit bis zu 300 m Mächtigkeit. Der meist gut gebankte, i. a. bräunlichgraue, klüftige Opponitzer Kalk kann verschiedenen Varietäten des Muschelkalkes ähnlich sein; er geht gelegentlich in einen stromatolithischen Opponitzer Dolomit über, weist Mergeleinschaltungen auf oder wird von der Opponitzer Rauhwacke begleitet. Zu den Fossilien des Schichtgliedes gehören die Muschel *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), Brachiopoden, Kleingastropoden, Cidarisstacheln, Foraminiferen der Gattung *Trocholina*, Ostracoden und Holothuriensklerite.

Im Gebiet der Rohrer Fazies, südlich der Lunzer Fazies, zeigt sich eine sehr unterdrückte Karnausbildung mit Mergelkalken, Tonschiefern und Oolithen; im Gebiet der Dachsteinkalkfazies sind die Carditaschichten mit ihren fossilführenden (Cidarisstacheln, Crinoiden, Brachiopoden), oolithischen Kalken und glimmerreichen Schiefern vertreten.

Die Karnausbildung im Bereich der Hohe Wand-, Mürztaler- und Aflenzer Fazies ist sehr unterschiedlich. So liegen in der Hohe Wand-Fazies julische Aonschiefer mit Sandsteinlagen vor, ein tuvalischer, an Intraklasten, Oncoiden und Ooiden reicher *Cidariskalk* (mit *Cidaris dorsata* BRAUN) und ein riffkalkähnlicher oder auch oolithischer, von Rauhwacken begleiteter Opponitzer Kalk; in der Mürztaler Fazies die *Mürztaler Schichten*, bestehend aus den dunklen, hornsteinführenden Mürztaler Kalken und den Mürztaler Mergeln (mit *Halobia rugosa* GÜMBEL, *Encrinus granulosus* MÜNSTER, Foraminiferen der Gattung

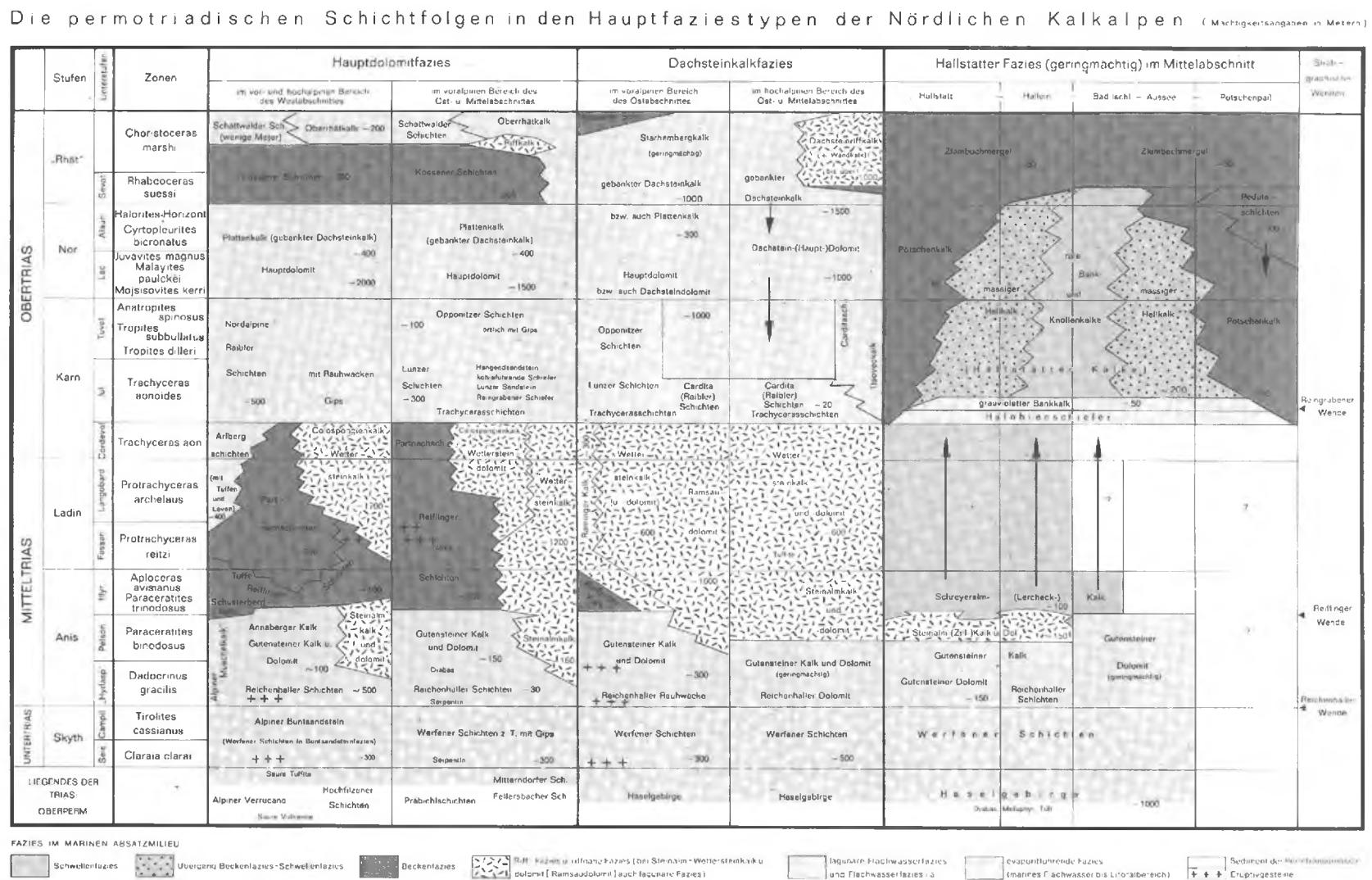


Abb. 48. Perm und Trias der Nördlichen Kalkalpen

Trocholina, Brachiopoden, Schwebcrinoiden etc.). Zum Aflenzer Karn gehören Reingrabener Schiefer, die mit den dunklen, brachiopoden- und echinodermenführenden Wandaukalken wechseltlagern, und Dolomit.

Die julischen *Halobienschiefer* der Hallstätter Entwicklung entsprechen auch nach ihrem Fossilinhalt den Reingrabener Schiefern (siehe oben). Unter die karnische Hallstätter Kalk-Entwicklung des Salzkammergutes fallen die noch ins Ladin hinunterreichenden, grauvioletten bis hellroten Bankkalke, ein roter, unter der Bezeichnung *Draxlehner Kalk* bekannter, unterkarnischer Knollen-Flaserkalk und ein bis in das Nor reichender, roter Bankkalk, der aus einem auf einer sanften Schwelle der Beckenzone, also außerhalb des Riffes, abgelagerten, durch Subsolution und Kondensation ausgezeichneten Sediment hervorgegangen ist. Der karnische Anteil ist durch Ammoniten [*Tropites subbulatus* (HAUER), *Trachyceras aonoides* (MOISISOVICS)], Brachiopoden, Halobien und Mikrofossiliens (Conodonten, Foraminiferen, Schwebcrinoiden und Holothuriensklerite) belegt. Einem bräunlichgrauen bis rötlichen Hallstätter Dolomit kommt ebenso karnisch-norisches Alter zu.

Neuerdings wird die aus den Westkarpaten und Gemeriden bekannte Bezeichnung „*Tisoveckalk*“ auch für einen äquivalenten, hellen, karnischen Riff (Schutt)-Kalk der Kalkhochalpen (mit Algen, Kalkschwämmen, Pachyodonten und Echinodermata) verwendet. Ihm wird als „*Tisovedolomit*“ ein weißer, körniger Riffdolomit gegenüber gestellt.

3.5.2.2.3. Nor – Rhät

Auf Grund der Revision der Ammonitenfaunen ist die Abgrenzung Nor – Rhät in Diskussion. Das Obernor (Sevat) könnte noch zum Rhät gestellt werden (siehe Abb. 48) oder, umgekehrt, das Rhät dem Nor angeschlossen werden.

Der bräunlichgraue, klüftige *Hauptdolomit* ist ein wesentliches, bis über 2000 m mächtig werdendes, vorwiegend norisches Schichtglied. Es ging aus einem zum Teil bituminösen Schlick hervor, der in einem weit nördlich vom Riffgürtel gelegenen, sehr seichten Lagunenteil, und zwar vorwiegend unter leicht hypersalinaren Bedingungen, im Gezeitenbereich abgesetzt und frühdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurde. Zu seinem sehr spärlichen Fossilinhalt gehören Vertebratenreste, Muscheln, wie *Megalodus tricquer dolomiticus* FRECH, Schnecken, wie *Worthenia solitaria* (BENECKE), Algen, wie *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL, und meist umkristallisierte Foraminiferen. Während dieses Schichtglied im Westteil der Kalkalpen dominiert, wird es im Mittel- und Ostteil vom Süden her durch

die Dachsteinkalkfazies abgelöst. Damit erscheint es möglich, den Hauptdolomit der Nordkalkalpen an jenen der zentralalpinen Entwicklung anzuschließen.

Vorwiegend im höheren Niveau schalten sich im Hauptdolomit bis zu einige Zehnermeter mächtige bituminöse, ölhaltige Tonschiefer ein (Seefelder Schiefer, Asphaltische bzw. Fischschiefer).

Aus dem Hauptdolomit geht unter Wechselseiterung mit frühdiagenetisch gebildeten Dolomitlagen der dunkelgraue bis bräunlichgraue, deutlich gebankte norisch-rhätische *Plattenkalk* hervor, dessen Mikrofaziestypen vom Megalodonten-führenden Kalk bis zu den im extremen Seichtwasser gebildeten Dolomiten (Algen-Stromatolith und Dolomit mit Hohlräumgefügen) reichen. Zu seiner Makrofauna zählen u. a. die Muschel *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) und die Schnecke *Worthenia contabulata* COSTA, zum Foraminifereninhalt *Trocholina permodicoides* OBERHAUSER und andere weitumige Formen sowie *Triasina hantkeni* MAJZON. Es liegen fazielle Überschneidungen zum Dachsteinkalk vor.

An der Riffrückseite wurde im seichten Meer der Lagune das Sediment des gebankten norisch-rhätischen *Dachsteinkalkes* abgelagert, ein dem Plattenkalk nahe verwandtes Gestein, dessen Entwicklung in den Loferer Steinbergen einsetzt und gegen Osten im Südteil der Kalkalpen, in den Kalkhochalpen, Verbreitung findet. Charakteristisch sind die im zeitweise überfluteten Wattbereich gebildeten Kalk-Dolomit-Millimeter-Rhythmite (Loferite) und die mächtigen, megalodontenführenden Bänke (im Rhät mit *Conchodus infraliasicus* STOPPANI). Zur Feinstratigraphie werden Holothuriensklerite und Foraminiferen (weitumige Trocholinen, *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLMANN und *Triasina hantkeni* MAJZON) herangezogen. Das helle, hochjuvavische Äquivalent des Hauptdolomites heißt „*Dachsteindolomit*“, jenes des Dachstein-kalkes „*Reiteralmkalk*“.

Vorwiegend bunte, brachiopoden- und foraminiferenreiche Kalke [mit *Septaliphora fissicostata* (SUÈSS), *Rhaetina gregaria* (SUÈSS), *Astrocoleomia canaliculata* (KRISTAN), Triasinen etc.], die *Starhembergkalke*, schalten sich dem gebankten Dachsteinkalk des Rhät ein. Im Riffbereich zwischen Lagune und offener See bildete sich der vorwiegend aus Riffschutt zusammengesetzte, massive, über 1000 m mächtig werdende norisch-rhätische *Dachsteinriffkalk* (mit Kalkschwämmen, Korallen, Algen, Hydrozoen, Foraminiferen etc.).

Der schillreiche Schlamm, der im Bereich der Hauptdolomitfazies zur Bildung der rhätischen

Kössener Schichten führte, wurde in einem seichten Meeresraum nördlich und westlich der großen Dachsteinkalkplattform und deren Riffsau am abgesetzt. Ihre mergeligen Kalke, Kalkmergel und Mergel zeigen eine reiche Fossilführung mit Brachiopoden [z. B. *Rhaetina gregaria* (SUÈSS), *Rhynchonella subrimosa* SCHAFHAUTL], Muscheln (z. B. *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK), Schnecken (z. B. *Gervilleia marshi* HAUER), Foraminiferen, Ostracoden und Conodonten. Innerhalb der Kössener Schichten treten linsenförmig Korallen (Thecosmilien)-Kalkbänke (Kössener Riffkalk bzw. Korallenkalk) auf. Vielerorts wird gegen Ende des Rhät die Beckenfazies der Kössener Schichten von dem im Flachwasser abgesetzten, vielfach oolithischen *Oberrähkalk* bzw. einem randlichen Riff, dem *rhätiassischen Riffkalk*, abgelöst. Ersterer weist eine ähnlich reiche Mikrofauna mit Foraminiferen auf wie der Starhembergkalk. Ebenso wurden über den Kössener Schichten die aus roten Schiefertonen bestehenden *Schattwalder Schichten* abgesetzt, deren Hauptverbreitungsgebiet in den westlichsten Kalkalpen liegt.

In einem dem Riff vorgelagerten Becken ist das Sediment der in den Hallstätter Zonen verbreiteten, bunten, dichten, norischen bis sebatischen *Hallstätter Kalke* abgelagert worden; eine Trennung vom karnischen Hallstätter Kalk (siehe oben) ist nur auf faunistischem Wege möglich.

Die Hallstätter Kalk-Folge des Salzkammergutes beginnt mit massigen hellen Kalken des Langobard bis Unternor. Zwischen Unternor und Sevat sind es rote plattige Kalke mit Ammonitennestern, im Sevat, am Übergang in die Zlambachmergel, graue oder bunt durchmischte, knollig-flasrige, gegen oben zunehmend tonige Kalke. Zum Unternor (Lac) gehören die basale „*Kerri-Zone*“ mit der Muschel *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS), die Zone des *Malayites paulckeii* (DIENER) und die Zone des *Juvavites magnus* McLEARN, zum Obernor (Alaun) die Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* (HAUER) und zum Sevat die Zone des *Rhabdoceras suessi* HAUER mit der Muschel *Monotis salinaria* (BRONN) und der Hydrozoe *Heterastridium conglobatum* REUSS. Wegen der Subsolutions- und Kondensationsscheinungen einerseits und wegen des Auftretens in gangförmig durchschlagenden Spaltenfüllungen andererseits mußten einige bekannte Ammonitenfundstellen neu untersucht werden. Unter der Mikrofauna sind die letzten Vertreter der Conodonten hervorzuheben.

Der Schichtfolge mit bunten Hallstätter Kalken ist im Salzkammergut eine Schichtfolge in der tonreichen Graufazies, die Hallstätter Bekkenentwicklung gegenüberzustellen. Zu ihr ge-

hören ein tonreiches Unterkarn mit Halobienschiefern und Kalkmergeln, die norischen (bis sebatischen) grauen, mergelig-sandigen *Pedataschichten* [mit dem Brachiopoden *Halorella pedata* (BRONN) und der Foraminifere *Variostoma catilliforme* KRISTAN], die norischen (bis sebatischen), karbonatreichen, ammonitenführenden, schliefig-knolligen *Pötschenkalke* und die tonreichen, bis in das höhere Rhät reichenden *Zlambachschichten*, die den vorgenannten Schichtgliedern normal auflagern oder aus dem sebatischen Hallstätter Kalk seitlich hervorgehen können. Auf Grund biofazieller Unterschiede sind letztere in die sebatischen *Cochlocerasmergel* (mit den Ammoniten *Cochloceras canaliculatum* HAUER und *Rhabdoceras suessi* HAUER), die rhätischen *Choristocerasmergel* (mit dem Ammoniten *Choristoceras haueri* MOJSISOVICS), die Korallenmergel (mit *Choristoceras marshi* HAUER) und die ebenfalls korallenreichen, mergeligen *Placklesschichten* der Hohen Wand zu gliedern. Reich sind in den Zlambachschichten Foraminiferen (Nodosariiden, Involutinen, Trocholinen, Variostromiden etc.), Ostracoden (vorwiegend Bairdiiden) und Holothuriensklerite vertreten. Den Pötschenkalken sind die ebenfalls norischen und im Seichtwasser abgelagerten, grauen, hornsteinführenden *Aflenzer Kalke* [mit *Halorella pedata* (BRONN)] des südöstlichen Hochschwabgebietes vergleichbar; sie gehen gegen Norden in Dachsteinriffkalk und schließlich in den Dachsteinkalk der riffnahen Riffrückseite über.

Der über 200 m mächtige norische *Wandkalk* im Hohe Wandgebiet (NO) erfaßt Faziesbereiche der Lagune, des Riffes und auch des Bekkens; er ist als gebankter, megalodontenführender, jedoch an Dolomitzwischenlagen äußerst armer Kalk dem gebankten Dachsteinkalk gegenüberzustellen, als Riffkalk (mit *Montlivaltia norica* FRECH, Thecosmilien, Brachiopoden, Schwämmen und Algen) dem Dachsteinriffkalk und als heller oder rötlicher, dichter Kalk [mit *Arceste galeiformis* (HAUER), *Halorella pedata* (BRONN) und *Monotis salinaria* *salinaria* (SCHLOTHEIM)] dem Hallstätter Kalk. Auch in der Schwierigkeit, die biogenen Sedimente voneinander abzugrenzen, zeigt sich die Äquivalenz zum *Furmanekalk* des Slowakischen Karstes.

Literatur: ANGERMEIER H. O. et al. 1963; ASSERETO R. 1971; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1976; BEHRENS M. 1973; BOLZ H. 1971; BRANDNER R. 1978; BUNZA G. & KOZUR H. 1971; CLAR E. 1972; CORNELIUS H. P. 1936b; CZURDA K. 1973a; CZURDA K. & NIKLAS L. 1970; DIENER C. 1926; EHRLICH E. 1946; EISBACHER G. 1963; FABRICIUS F. 1960, 1966, 1974; FAUPL P. & HAMEDANI A. 1973; FELLERER R. 1966; FERNECK F. A. 1962; FISCHER A. G. 1964; FLÜGEL E. 1960, 1963, 1973; FLÜGEL E. & FLÜGEL-KÄHLER E. 1963; FLÜGEL E. & KIRCHMAYER M. 1963; FLÜGEL H. W. 1972c; FRISCH J. 1975; FUCHS W. 1967, 1975; GESS-

NER D. 1966; GROTTENTHALER W. 1972; GWINNER M. P. 1978; HARSCH W. 1970; HEISSEL W. 1954; HIRSCH H. 1968; HÖLLER H. 1963; HOFMANN E. 1953; HOHENECKER J. & LEIN R. 1977; HOHENECKER J. & LOBITZER H. 1971; HOHENECKER J. & PILLER W. 1975; HUCKRIEDE R. 1958a, 1959b; ICHIKAWA K. 1958; JEFTZKY J. & ZAPFE H. 1967; JERZ H. 1966; KIRCHMAYER M. 1957; KLAUS W. 1955a, b, 1963, 1974; KNOBLICH E. 1975; KOBEL M. 1969; KOEHN-ZANINETTI L. 1969; KOLAROVA-ANDRUSOVVA V. 1960; KOLLMANN H. 1964; KOLLMANN K. 1960b, 1963; KOZUR H. 1971, 1973; KOZUR H. & MOSTLER H. 1970, 1973a, b; KRAUS O. & OTT E. 1968; KRISTAN E. 1957; KRISTAN-TOLLMANN E. 1960, 1963, 1964a, b, 1970; KRYSYLN L. 1973, 1974; KRYSYLN L., SCHÄFFER G. & SCHLAGER W. 1971a, b; KRYSYLN L. & SCHÖLLNBERGER W. 1972; KOHN O. 1962; KÜPPER H. 1963; LEIN R. 1972; LEIN R. & ZAPFE H. 1971; LEUCHIS K. 1947; LOBITZER H. 1973, 1975; MARSHALKO R. & PULEC M. 1967; MAYRHOFER H. 1955; MEDWENITSCH W. 1949, 1968; MEIXNER H. 1974; MELIO J. 1975; MILLER H. 1965; MOSTLER H. 1967, 1968a, 1971, 1973b, c; MOSTLER H. et al. 1967; MÜLLER-JUNGBLUTH W. U. 1970; OBERHAUSER R. 1957, 1960b, 1964b; OBERHAUSER R. & PLÖCHINGER B. 1968; OTT E. 1967, 1973a, b, c; PEARSON D. A. 1970; PILLER W. 1976; PISTOTNIK U. 1973; PLÖCHINGER B. & OBRHAUSER R. 1956; PLÖCHINGER B. & WIESENEDER H. 1966; ROSENBERG G. 1953b, 1959; SARNTHEIN M. 1965, 1967; SCHÄFFER G. 1971, SCHÄFFER G. et al. 1976; SCHAUERBERGER O. 1955, 1956; SCHEIN V. 1967; SCHLAGER W. 1966, 1967a; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHÖLL W. U. & WENDT J. 1971; SCHÖLLNBERGER W. 1974; SCHULER G. 1968; SCHULZ O. 1970; SCHWARZACHER W. 1948, 1954; SIEBER R. 1937, 1962, 1965, 1972, 1974; SUMMESBERGER H. 1966; SUMMESBERGER H. & WAGNER L. 1971, 1972; THENIUS E. 1974b; TICHY G. 1974; TOLLMANN A. 1964a, 1965b, 1972a, b, 1974, 1976a; TOZER E. 1974; TROMMSDORF V. 1962; URLICH M. 1973; VOGELTANZ R. 1969; VOZAR J. 1968; WAGNER L. 1970; WIEDMANN J. 1973, 1974; WIESENEDER H. 1968; WOLFF H. 1973; ZANKL H. 1965, 1966, 1967, 1969; ZAPFE H. 1959, 1960, 1962, 1967a, b, 1971a, b, 1973, 1974; ZEIL W. 1954; ZIRKL E. 1957.

3.5.2.3. Jura

(vgl. Abb. 49)

In der Juraformation, in der die Karbonatplatten des triadischen Schelfes weiter und schneller absanken, kamen im Vergleich zur Trias geringer mächtige Sedimente zum Absatz. Die bereits in der Obertrias angelegten längsgerichteten Mulden- und Schwelzenzonen gestalteten sich im Lias und im Dogger weiter aus und differenzierten sich, doch wirkte im tiefen Jura die Gestaltung der triadischen Meeresbecken nach.

Mit der Öffnung des penninischen Troges verlegte sich die Trogachse aus dem südlicher gelegenen kalkalpinen Absatzbereich gegen das nördliche Vorland, so daß sich in diesem Geosynkinalteil ansehnliche Meereswannen ausbilden konnten. Die Verbindung der Tethys mit dem germanischen Meeresraum drückt sich in den fossilen Faunenvergesellschaftungen aus. Während sich in den Trögen die marine Sedimentation bei differenzierter Absenkung des Bodens fortsetzte, verweisen die liassischen Hohlraumfüllungen im kalkalpinen Bereich

auf ein zur Altkimmerischen Phase erfolgtes Auftauchen.

Zur Jungkimmerischen Phase, im Malm, kam es an emporgewölbten Zonen zu Riff- und Riffschuttbildungen und zu Heraushebungen über den Meeresspiegel. Gleichzeitig bildeten sich die tiefsten Meereströge des Mesozoikums und erfolgten großräumige Überflutungen. Damit wurde die Bildung von Trübestromen, Schlammströmen und Gleitschollen gewährleistet. Während Radiolarite die tiefste Einsenkung des Meeresbodens kennzeichnen, zeigen Rotkalke Schwelzenzonen an, die innerhalb des Beckens lagen.

3.5.2.3.1. Lias

Dem wechselvollen Relief ist die große Variationsbreite der Fazies zuzuschreiben. Sedimentationsausfälle verursachen häufig Schichtlücken. Im nördlicheren Kalkalpenbereich herrscht die Mergelsedimentation vor, eine dem tieferen, wenig bewegten Meeresraum zuzuweisende Beckenfazies. Ihre bedeutendsten Vertreter sind die Allgäuschichten, die Liasfleckenmergel und der Hornsteinknollen- (Scheibelberg-)Kalk. Die bis 1500 m mächtigen *Allgäuschichten* des Westabschnittes gliedern sich in die älteren Allgäuschichten, bestehend aus einem roten Basiskalk des tiefen Lias und mergeligen Kalken, Kieselkalken und Fleckenmergeln des Pliensbach, in die mittleren Allgäuschichten mit schiefrigen Mergeln, Mergelkalken und Manganschiefern des unteren Toarc und die jüngeren Allgäuschichten mit Fleckenmergeln, Mergelkalken und Kalken des oberen Toarc bis Callov. Während polymikte Konglomerate als Sonderausbildung im allgemeinen nur in den älteren Allgäuschichten auftreten, ist an der Eisenspitze der Lechtaler Alpen in allen Niveaus das Olistostrom der *Eisenspitzbrekzie* mit seinen bis hausgroßen Olistolithen anzutreffen. Manganführende, häufig auch bitumenreiche Oberliasmergel reichen von den Lechtaler Alpen bis in das Tennengebirge, wo die *Strubbergschichten* (Oberlias-Dogger) als eine den Allgäuschichten nahe stehende Ablagerung zu betrachten sind. Seladonitführende Tuffe und im Falle des Tennengebirgs-Manganerzes auch eine manganesekrustete Serpentinscholle verweisen auf die möglichen vulkanogen-sedimentäre Entstehung. Daneben bestehen Beobachtungen, die für bakterielle Fällung des Erzes sprechen könnten. Die Mangan- und Bitumenschiefer sind aus schnell sedimentierten Faulschlammablagerungen (Sapropeliten) eines schlecht durchlüfteten Meeresbodens hervorgegangen.

Die vielfach dunkel gefleckten Mergel und Mergelkalke der zum Liasanteil der *Allgäu-*

schichten zu stellenden *Liasfleckenmergel* vertreten, wenn auch meist nicht in einem Profil, den gesamten Lias; sie reichen sogar gelegentlich in den Dogger. Ihr Ammoniteninhalt entspricht jenem der gleichaltrigen Rotkalke; er belegt die meisten liassischen Zonen: *Schlotheimia marmorea* (OPPEL), *Arietites bucklandi* (SOWERBY), *Arnioceras semicostatum* (YOUNG & BIRD), *Uptonia jamesoni* (SOWERBY), *Amaltheus (Pleuroceras) spinatum* (BRUGUIÈRE), *Harpoceras falcifer* (SOWERBY) und *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE). Neben Foraminiferen (z. B. *Involutina liassica* (JONES) sind Ostracoden, Nannofloren und Sporen enthalten. Im Hallstätter Salinargebiet entwickeln sich im Unterlias aus den Zlambachmergeln Mergel, deren Schlämmerückstände durch Schwammnadeln, große Radiolarien und Foraminiferen, vor allem gerippte Nodosariiden der Gattung *Vaginulinopsis* gekennzeichnet sind.

In allen Kalkalpenabschnitten ist der im Westen teilweise zu den Allgäuschichten gezählte *Hornsteinknollen-* oder *Scheibelbergkalk* anzutreffen. Er erfaßt in der Kammerkergruppe Hettang bis unterstes Toarc, in der Osterhorngruppe Hettang [mit *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM)] bis Sinémur. Im Mittelabschnitt sind den kieseligen Kalken die sandig-kieseligen *Liasspongienkalke* der Schafberggruppe [mit *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und dem Brachiopoden *Cirpa briseis* (GEMMELLARO)] anzugeben. In der Inneren Osterhornguppe bilden ca. 4 m mächtige graue, teilweise glaukonitisch-sandige und vielfach mit grauen Mergelschiefern wechseltlagende Mergelkalke („*Kendlbachschichten*“) das unmittelbar Hangende der Kössener Schichten. Sie führen Ammoniten des hohen Lias Alpha 1, und zwar *Psiloceras (Discamphiceras) megastoma* (GÜMBEL), *Alsadites liasicus* (ORBIGNY), *Paradasyceras vermoesense* (HERBICH), den Brachiopoden *Lobothyris* sp. und die Muschel *Plagiostoma* sp.

Für die im nordöstlichen Kalkalpengebiet verbreiteten, kalkreichen (Cardinien-)Mergel und z. T. mit Mürbsandsteinen wechseltlagerten Kalke der *Kalkburger Schichten* ist ein küstennahes Absatzgebiet anzunehmen. Sie stehen faziell den Grestener Schichten der Rand- (Klippen-)Zone nahe, führen jedoch keine Feldspatkosten und Kohleschiefer. Ihrem Fossilinhalt nach [z. B. dem Ammoniten *Psiloceras johnstoni* SOWERBY, der Auster *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* LAMARCK und den Mikrofossilien] gehören sie in das Hettang und Sinémur; Lotharing ist nicht gesichert.

Ein ähnliches Verbreitungsgebiet haben die Brachiopoden und Ammoniten enthaltenden liassischen *Kieselkalke* der Frankenfelser Decke. Durch die Wechseltierung der dunklen, schie-

rig-plattigen Kieselkalke mit dunklen Tonschiefern und Mergellagen und durch den Fazieswechsel zu *Liasfleckenmergeln* wird die Verwandtschaft mit den Allgäuschichten angezeigt.

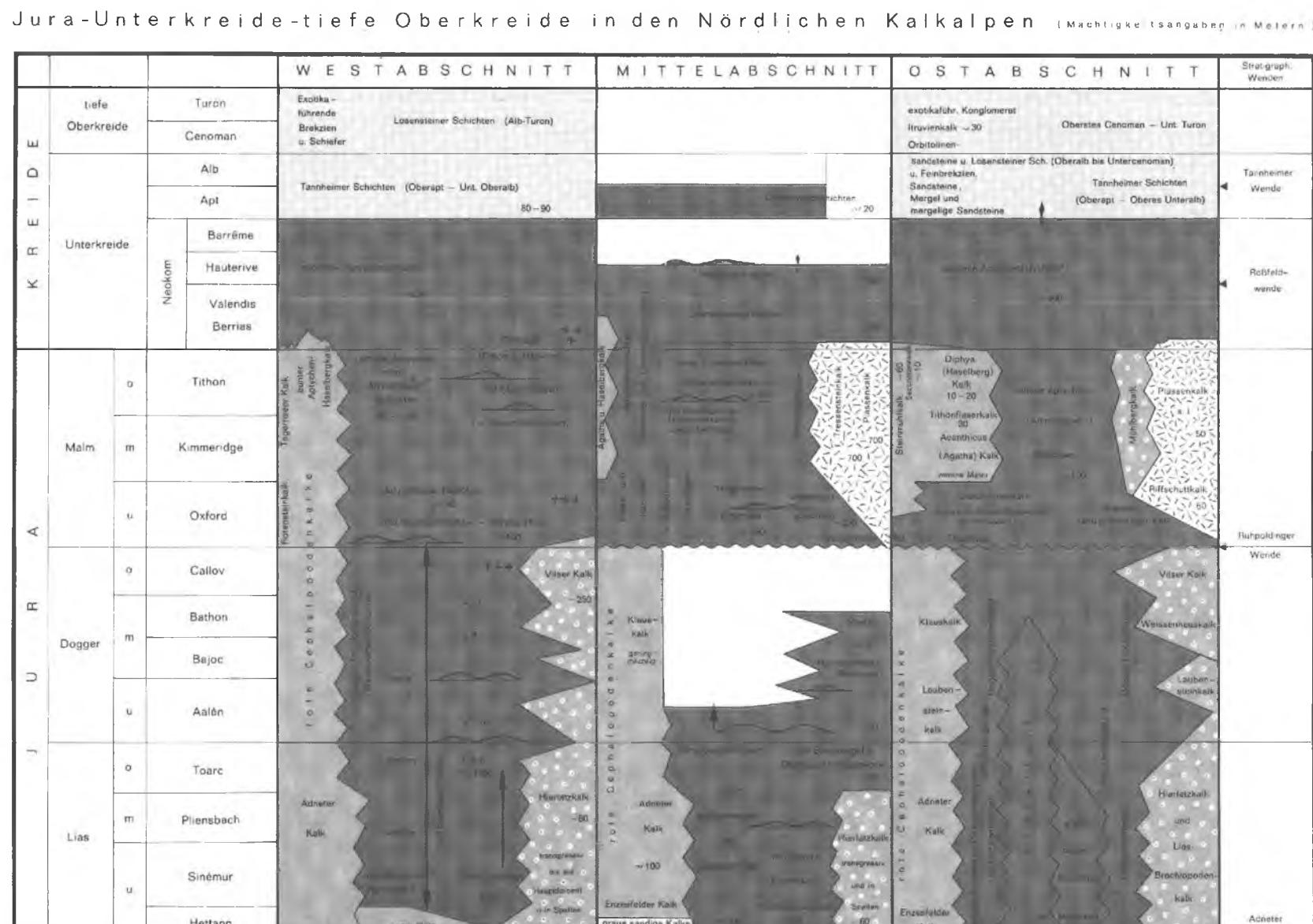
Der größtenteils unterliassische, rötliche *Hierlatzkalk*, ein vorwiegend massiger, aus Crinoidenstielgliedern aufgebauter, brachiopodenführender Echinodermenspatkalk, wurde bei Beginn der Subsidenz der Dachsteinkalkplattform im seichten Wasser eines Schwellenbereiches oder in tektonischen Spalten abgelagert; er kann bis auf Hauptdolomit transgressiv liegen und sich seitlich mit Liasspongienkalk oder einem bunten liassischen Cephalopodenkalk verzähnen. Zusammen mit dem Hierlatzkalk kommt gelegentlich der graue, dichte bis spätere, ebenfalls meist unterliassische *Brachiopodenkalk* vor, in dem die Hierlatzkalk-Brachiopoden der Gattungen *Rhynchonella*, *Spiriferina*, *Terebratula* etc. vertreten sind.

Der Beginn der Rotkalksedimentation ist vielfach durch den meist ocker gefärbten *Enzesfelder Kalk* des Hettang und Sinémur angezeigt; er führt u. a. die Ammoniten *Psiloceras planorbus* (SOWERBY), *Schlotheimia marmorea* (OPPEL) und *Coroniceras rotiforme* (SOWERBY). Der bekannteste rote Cephalopodenkalk der Kalkalpen, der knollig-flaserige *Adneter Kalk* [mit den Ammoniten *Schlotheimia angulata* (SCHLOTHEIM), *Amaltheus margaritatus* MONTFORT, *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE), *Dumortieria meneghini* (HAUER)], erfaßt den ganzen Lias. Zur Mikrofauna gehören analog jener des Enzesfelder Kalkes weitlumige Arten von *Involutina* und *Trocholina*; erstmalig tritt Nannoplankton auf. Für die Knollenbildung und die nachfolgende Verflaserung wird gravitatives Gleiten im früh- und spätdiogenetischen Zustand verantwortlich gemacht. Im Hangendniveau der Typuslokalität Adnet stellt sich als Calcarit der mittelliassische, konglomeratische „*Scheck*“ ein. Wie das Sediment des Hierlatzkalkes und des bunten Cephalopodenkalkes, so drang auch jenes des Adneter Kalkes synsedimentär in submarine Spalten ein.

Den Oberlias vertreten in der nördlichen Osterhornguppe, am Zwölferhorn, ca. 15 m mächtige, vorwiegend ziegelrote, mürbe, plattigschiefrige, an Bryozoen- und Echinodermendritus reiche Mergel mit Linsen einer roten flaserigen Knollenkalkbrekzie („*Saubachschiefer*“). Die Mergel enthalten u. a. die Toarc-Ammoniten *Calliphylloceras capitanoi* (CATULLO) und *Dactylioceras commune* (SOWERBY).

3.5.2.3.2. Dogger

Im Vergleich zum Lias ändert sich bei den Doggerablagerungen wenig; auch bei ihnen kann man eine Fleckenmergelfazies, eine Crinoiden-



FAZIES IM MARINEN ABSATZMILIEU

marine Beckenfacies (vorwiegend kiesig) mit Olistostromen und Olistolithen

Rotkalk - Tierschwellen- und Übergangs-fazies (Cephalopodenkalkfazies)

Brachiopoden-Crinoiden-Schwollenfazies

Flachwasser bis tiefers Wasser

tuffine Flachwasserfazies

++ Eruptivgesteine

Abb. 49. Jura, Unterkreide und tiefer Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen

Brachiopoden-Fazies und eine Cephalopodenkalkfazies unterscheiden.

Während die *Dogger-Fleckenmergel* nur durch ihre Cephalopoden altersmäßig gekennzeichnet sind, lassen sich die jüngeren Allgäuschichten des Dogger faziell von den liassischen durch ihre Spatkalkschichten, Echinodermenkalke und Kieselkalke trennen. Leitend sind in ihnen die Ammoniten *Leioceras opalinum* (REINECKE), *Tmeoceras scissum* (BENECKE) und *Ludwigia murchisonae* (SOWERBY). Die nicht nur in der helvetischen Zone, sondern auch im Allgäu-Frankenfelsiger Deckensystem auftretenden „Dogger-Posidonienschiefer“ mit *Bositra* (= *Posidonia*) *buchi* (RÖMER) des Oberaalen bis Callov werden nach neuer Begriffsprägung *Waidhofener Schichten* genannt, die Serie der kieseligen, z. T. hornsteinführenden oder auch späten Kalke des Dogger, so auch jene der jüngeren Allgäuschichten („Dogger-Kieselschiefer“), *Chiemgauer Schichten*. Crinoiden-Brachiopodenkalke des unteren Dogger [mit *Ludwigia murchisonae* (SOWERBY)], wie sie in der Frankenfelsiger Decke ausgebildet sind, werden *Laubensteinkalk* genannt, das ebenso brachiopodenreiche, vorwiegend weiße Äquivalent des oberen Dogger (Callov) *Vilser Kalk*.

Den fossilarmen, mergeligen Beckensedimenten ist als stark kondensiertes Schwellensediment der fossilreiche, geringmächtige Cephalopodenkalk des Dogger, der vorwiegend rote, knollige, an Mangan-Eisenoxydknollen reiche *Klauskalk* [mit den Ammoniten *Parkinsonia convergens* (BUCHMANN), *Zigzagiceras crassizigzag* (BUCHMANN), *Oxycerites aspidoides* (OPPEL), *Sowerbyceras (Holcophylloceras) zsigmondianum* ORBIGNY und der Muschel *Bositra buchi* (RÖMER)] gegenüber zu stellen. Lokal ist ein weißer, in den höheren Dogger (Bathon-Callov) zu stellender Klauskalk ausgebildet. Dem Klauskalk s. l. ist der untere Reitmäuerkalk, ein bunter, gut geschichteter Kalk des Oberbajoc bis Callov [u. a. mit *Calliphylloceras flabellatum* (NEUMAYR)] unterzuordnen.

Wo sich zwischen den bunten Lias-Dogger-Kalken kein fazieller Unterschied bemerkbar macht, wie z. B. im Sonnwendgebirge, spricht man einfach von „bunten Jurakalken“.

3.5.2.3.3. Malm

Die diskordant dem tieferen Jura oder auch der Obertrias aufruhenden Malmablagerungen werden in Sedimente der Kurzschwebfazies und in Sedimente der Langschwebfazies gegliedert. Ersteren gehören die Seichtwassersedimente des Plassen- und Tressensteinkalkes zu, letzteren die bunten Ammonitenkalke der Tiefschwellenfazies und die Oberalmmer Schichten der Beckenfazies.

Ein bedeutender, tiefer Meeresraum wird durch die im ganzen Bereich der Nordkalkalpen verbreiteten, bunten *Kiesel- und Radiolaritschichten* des Untermalm, die *Ruhpoldinger Schichten*, angezeigt. Ihre Ausbildung setzt mit der „Ruhpoldinger Wende“ ein. Der rund 50 m mächtigen Serie des *Ruhpoldinger Radiolarites* im Westabschnitt der Kalkalpen, altersbelegt u. a. durch den Ammoniten *Hibolites semisulcatus* (MÜNSTER), sind im Mittelabschnitt die *Tauglbodenschichten* der südlichen bis inneren Osterhorngruppe (mit dem Ammoniten *Ataxioceras* sp.) gegenüber zu stellen. Ihre 350 m mächtige Serie besteht aus kieselig-tonigen Kalken, Mergelschiefern, graduierten Feinklastiklagen und weit anhaltenden Brekzien- und Radiolaritlagen, Gesteine, die als Turbidite, Fluxoturbidite, Schlammfaltenpakete durch Trübeströme und „Grain-Flow“, Schlammstrom und Gleitung gebildet wurden. Auch Olistolithen sind enthalten. In den der gleichen Schichtgruppe angehörenden, ca. 200 m mächtigen *Malmbasischichten* der nördlichen Osterhorngruppe liegen ebensolche kieseligen Sedimente vor, doch verlieren in ihnen die Brekzienlagen an Bedeutung und beschränkt sich der Radiolarit im wesentlichen auf eine Lage im Basisniveau. Schichtparallele Gleitungen führen in den kieseligen Ablagerungen zu Schichtausfällen und Schichtwiederholungen.

Die vom Bereich des Wettersteingebirges bekannten basischen Eruptiva („Ehrwaldite“) liegen vorwiegend in den höherjurassischen Radiolariten; auch nach dem Auftreten von Tuffiten kann eine bereits oberjurassische Intrusion angenommen werden.

Die bunten Kiesel- und Radiolaritschichten werden von dichten, vorwiegend gelblich- bis grünlichgrauen, mergeligen Kalken, den bis tief-neokomen *Aptychen- oder Ammergauer Schichten* des Tithon-Berrias überlagert. Das pelagische, in einem tieferen Meeressbecken abgesetzte Sediment führt z. B. *Lamellaptychus lamellosus* (PARKINSON), *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) und eine Mikrofauna mit Tintinniden (Calpionellen). Diese Aptychenschichten bezeichnet man in ihrer bunten Ausbildung als Tithonflaserkalk oder bunte Ammergauer Schichten. Konglomerate und Brekzien aus Aptychenkalk werden mit ihren begleitenden sandig-tonigen Sedimenten *Hinterrißschichten* genannt.

Im Mittelabschnitt stellen sich als Abart der Aptychenschichten die bis 800 m mächtigen, vom Kimmeridge bis in das Berrias reichenden *Oberalmmer Schichten* ein. Sie gehen aus den liegenden Kiesel- und Radiolaritschichten durch Zunahme des Kalkgehaltes und durch Konzentration der Kieseläsür zu dunkelbraunen Hornsteinlagen und -linsen oder aus einem Oberalmmer

Basiskonglomerat hervor. Charakteristisch sind die bis zu mehrere Meter mächtigen, hellbraunen, allodapischen Sedimente der *Barmsteinkalk*-Zwischenlagen. Im Bereich beiderseits der Salzach führen sie Komponenten aus dem Hallstätter Faziesbereich, so vor allem auch Schmitzen und Flatschen aus graugrünem Haselgebirgston. Sie verweisen auf synsedimentäre intramalische Eingleitungen von Hallstätter Schollen (S. 248). Den *Tonigen Oberalmer Kalken* mit ihrem Tonreichtum, ihrer Dünnbankigkeit und ihrer Cocco lithophoriden-Radiolarien-Tintinniden-Vergesellschaftung können die i. a. kalkreicheren, biogenschuttführenden, organodetritischen *Wechselseitigen Oberalmer Kalke* gegenübergestellt werden. Sie bilden eine Übergangsfazies zum Tressenstein- und Plassenkalk und führen den Untertithon-Ammoniten *Usseliceras (Subplanitoides) schwertschlageri* ZEISS, die Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und Foraminiferen.

Der 30 m mächtige, bunte, brekziöse, mikritische bis sparitische *Rettenbuchkalk* des Oxford bis Berrias im Ischler Bereich ist ein Übergangssediment der Beckenfazies in die Flachwasserfazies. An den Riffhalden wurde als Schuttkalk der im Salzkammergut verbreitete *Tressensteinkalk* des Kimmeridge bis Tithon-Berrias abgesetzt. Er weist die gleiche Hydrozoenassoziation auf wie der Plassenkalk.

Am Anninger (Vierjochkogel) bei Wien geht in einer 60 m mächtigen Serie ein mikritischer, hornsteinführender Bankkalk („Oberalmer Kalk“) gegen das Hangende in einen Biosparit [mit *Perisphinctes* sp., dem Oxford-Brachiopoden *Monticlarella strioplicata* (QUENSTEDT)] und dieser in einen Riffschuttkalk (Plassenkalk) mit der Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und der Foraminifere *Protopeneroplis striata* WEYNSCHEK über. Bei St. Veit/Triesting führt ein biosparitischer, bräunlicher Malmkalk *Ataxioceras* sp. und *Perisphinctes* sp.

Der im geschützten Flachwasserbereich abgesetzte, fast weiße, massive, mikritische oder bio- bis intrasparitische, vielfach auch oncolithische *Plassenkalk* umfaßt Oxford/Kimmeridge bis Tithon/Berrias. Der mikritische Typus führt Korallen, Schwämme, Bryozoen, artenreiche Hydrozoen, Algen und Foraminiferen (vgl. oben).

Lerchbergschichten werden die teils klastischen, teils kalkigen tithon?-neokomen Ablagerungen des Hallstätter Faziesbereiches bei Lofer genannt.

Der im Ternberger-Frankenfelser Deckensystem verbreitete, in Rotkalkfazies entwickelte malmische *Steinmühlkalk* ist ein ammonitenreicher Tiefschwellenkalk; er führt Formen der

Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Haploceras*, *Simoceras*, *Physodoceras*, *Himalayites*, *Perisphinctes* etc. An seiner Typuslokalität kann er in weitere Schichtglieder, wie den *Rotensteinkalk* (Unterer Steinmühlkalk) des mittleren Oxford [mit *Peltoceras transversarium* (QUENSTEDT)] und den *Tegernseer Kalk* (Oberer Steinmühlkalk) des Kimmeridge-Tithon (mit dem Schwebcrinoiden *Saccocoma*) gegliedert werden. Ein ähnliches Verbreitungsgebiet hat der *Mühlbergkalk*. Er vertritt die Crinoidenkalkfazies des Malm und führt den Brachiopoden *Pygope diphya* COLONNA.

Einander weitgehend äquivalente, knollig-flaserige, rote Cephalopodenkalke des Tiefschwellenbereiches stellen der *Agathakalk* des Oxford-Kimmeridge und der *Acanthicuskalk* des Kimmeridge dar. Ähnlich dem Steinmühlkalk führen sie eine reiche Ammonitenfauna, darunter die Kimmeridge-Leitform *Physodoceras* (= „*Aspidoceras*“) *acanthicum* (OPPEL). *Haselbergkalk* wird ein bunter, tonig-flaseriger Tithonkalk (mit *Pygope diphya* COLONNA, *Saccocoma*, der Alge *Globochaete alpina* LOMBARD und Calpionellen) bezeichnet.

Literatur: AMPFERER O. 1943; BERNOLLI D. & JENKINS H. C. 1970; BLIND W. 1963; CORNELIUS H. P. & PLÖCHINGER B. 1952; DOBEN K. 1962, 1963; FABRICIUS F. H. 1960, 1967; FENNINGER A. 1966; FENNINGER A. & HÖTZL H. 1965, 1967; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1972; FISCHER R. 1966, 1970; FLÜGEL H. W. 1967; FLÜGEL H. W. & FENNINGER A. 1966; FUCIIS W. 1970; GARRISON R. E. 1964; GARRISON R. E. & FISCHER A. G. 1969; GERMAN K. 1972; GERMAN K. & WALDVOGEL F. 1971; HÜCK V. & SCHLAGER W. 1964; HÖTZL H. 1966; HOLZER H. L. 1968, 1969; HUCKRIEDE R. 1959a, b; JACOBSHAGEN V. 1964, 1965; JANCÍK R. 1972; JENKINS H. C. 1971, 1972; JURGAN H. 1969; KIESLINGER A. 1964; KOCH K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI W. 1959; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962a; KRÝSTÝN L. 1971, 1972; KUNZ B. 1967; LANGE W. 1952; LEISCHNER W. 1959a, 1961; MILLER H. 1963b; PLÖCHINGER B. 1974b, 1975, 1976; ROSENBERG G. 1966; SANDER B. 1941; SCHIDŁOWSKI M. 1967; SCHLAGER M. 1960; SCHLAGER M. & SCHLAGER W. 1970; SCHLAGER W. & SCHLAGER M. 1973; SCHÖLL W. U. & WENDT J. 1971; THÉNIUS E. 1974b; TOLLMANN A. 1965a, 1976a; TOULA F. 1908; TRAUTH F. 1938, 1950; ULRICH R. 1960; WENDT J. 1969, 1970, 1971; WESSELY G. 1967; WEYNSCHEK R. 1949; ZACHER W. 1962; ZAPFF H. 1973.

3.5.2.4. Kreide – Alttertiär (bis Eozän)

(vgl. Abb. 49, 50)

Die Ablagerungen der Kreide und des Alttertiärs geben durch ihre Ausbildung und Verbreitung deutliche Anhaltspunkte für die paläogeographische Situation. Während bei den Sedimenten des tieferen Neokom zumeist noch eine ruhige Weiterentwicklung vorliegt, machen sich gegen die hohe Unterkreide zu gebirgsbildende Vorgänge durch Schichtlücken, Diskordanzen und durch die Schüttung grober Sedimente deut-

lich bemerkbar. Neuerdings wurden auch klare Hinweise auf eine gelegentlich transgressive Lagerung des Neokoms auf Tithon-Berrias gefunden. Ähnlich wie in den Oberjurasedimenten durch die Jungkimmerische Phase, so kommt es im Mittelabschnitt mit der Voraustrischen bzw. Austroalpinen Phase in den höher neokomischen Rößfeldschichten zur Bildung wildflyschartiger Brekzien. Andernorts läuft im voralpinen Bereich die Entwicklung der neokomischen Aptychenschichten bis in das Apt weiter.

Als Folge der Austrischen Phase ist im Bajuvarikum der Klastikareichtum der Ablagerungen des Alb bis Turon, der *Losensteiner Schichten*, anzusehen. Noch weitaus deutlicher kommt jedoch die Auswirkung der Vorgosauischen Phase in der vorwiegend klastischen Gosausedimentation zum Ausdruck. Die vielfach mit groben Basisbildungen einsetzenden senonen, gelegentlich bis in das Eozän reichenden und bis ca. 3000 m mächtigen Ablagerungen transgredieren (altersmäßig unterschiedlich) über das Relief eines vorher vollzogenen, kräftigen Deckenbaus. Die Schwermineralspektren erlauben dabei Rückschlüsse auf die paläogeographische Umgestaltung. Im Becken von Reichenhall–Salzburg liegt eine komplette, vom Coniac bis in das Obere Paleozän reichende Serie vor, auf der eine mächtige, in das Priabon emporreichende Eozänserie des Cuis und Lutet bzw. Biarritz transgressiv aufruht. Hier ist eine fast durchgehende Plankton-Foraminiferen-Zonierung möglich.

Der inneralpinen Molasse kann das Unterintertaler Tertiär zugeteilt werden, das mit seinem ältesten Anteil, den *Oberaudorfer Schichten*, das untere Obereozän (Priabon) vertritt (Kap. 3.2.3.).

Im Ostabschnitt gehen aus den tithonenen Aptychenschichten die *neokomischen Aptychenschichten* bzw. *Schrambachschichten* s. l. hervor. Sie haben einen höheren Tongehalt als die tithonenen Aptychenschichten und eine grünliche Färbung. Geschichtete tonige Mergelkalke, die den Schrambachschichten s. str. (siehe unten) gleichen, werden gegen das Hangende von sandigen Mergelschiefern abgelöst oder reichen in der Aptychenkalkfazies bis in das Apt. Ammoniten und Aptychen belegen die Altersstufen, so *Thurmanniceras boissieri* (PICTET) und *Lammellaptychus mortilleti* (PICTET & LORIOL) das Berrias, *Kilianella pexiptychus* (UHLIG) und *Lammellaptychus didayi* (COQUAND) das Valendis, *Leopoldia* (*Hoplites*) *cryptoceras* (ORBIGNY) und *Lamellaptychus angulicostatus* (PETERS) das Hauterive, *Crioceras emericici* LEVEILLE das Barrême und *Phylloceras velleiae* ORBIGNY das Apt.

In den vorwiegend grünlichgrauen Mergelkal-

ken und Kalkmergeln der *Schrambachschichten* s. str. des Mittelabschnittes liegt das ideale Kalk-Ton-Verhältnis für die Erzeugung von Portlandzement. Sie reichen vom Berrias (Zone des *Thurmanniceras boissieri* PICTET) bis in das Ober Valendis (Zone der *Kilianella pexiptychus* UHLIG). Zu ihrer Mikrofauna gehören Calpionellen und Foraminiferen, zu ihrer Nannoflora Formen der Gattung *Nannoconus*.

Die ebenso im Mittelabschnitt verbreiteten, bis 500 m mächtigen *Rößfeldschichten* reichen vom (Ober-) Valendis ins Hauterive, östlich der Salzach ins (?) Barrême. Die Unteren Rößfeldschichten beinhalten westlich der Salzach sandige Mergelschiefer und grünliche, an Hornblende reiche Quarzsandsteine, östlich der Salzach kieselige Sandkalke („*Hochreithschichten*“) und grünliche Quarzsandsteine. Die Oberen Rößfeldschichten sind westlich der Salzach, am Rößfeld, als kieselige Mergelkalke und turbiditische Sandsteine entwickelt, welchen gegen das Hangende unter Wechsellagerung Olistostromlagen mit Hallstätter Komponenten und schließlich Oolitholithe aus Hallstätter Gesteinen folgen. Es ist dies ein Sedimentationstypus, wie er auch aus der Unkenner Mulde bekannt ist. Östlich der Salzach, im Weitenaugebiet, bestehen die Oberen Rößfeldschichten aus kieseligen Mergelkalken („*Mittlere Rößfeldschichten*“) und aus mit klarer Grenze überlagernden olistostromreichen Rößfeldschichten. Diese sind im Grabenwald normal von den turbiditischen Sandsteinen und Sandmergeln der *Grabenwaldschichten* überlagert, deren Foraminifereninhalt die Einstufung in das tiefe Apt erlaubt. Die Hochreithschichten führen keine grüne Hornblende, während sie im Schwermineralspektrum der übrigen Rößfeldschichten neben dem Chromspinel vorherrscht; die Grabenwaldschichten zeigen Chromspinel-Granat-Vormacht, jedoch keine Hornblende mehr.

Die im Allgäu-Frankenfelser Deckensystem verbreiteten, bis 90 m mächtigen *Tannheimer Schichten* des Ober Apt/Alb bestehen aus dunkelgrauen bis fast schwarzen Tonschiefern und grünlichen bis rötlichen, zum Teil gefleckten, gegen das Hangende sandig werdenden Ton- und Kalkmergeln. Im Schwermineralspektrum treten zum Chromspinel Zirkon und Apatit. Zu ihrem Fossilinhalt gehören der Ammonit *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE) und Formen der Foraminiferengattungen *Gaudryina*, *Gavelinella* und *Epistomina*.

Konkordant auf den Tannheimer Schichten oder diskordant über verschiedenen älteren Schichtgliedern liegen die bis 350 m mächtigen *Losensteiner Schichten* der Cenoman-Randschuppe und des Bajuvarikums. Es sind graue

S t u f e		Muttelkopf (Lechtaler Alpen)	Unterinntal	Salzburger Becken	G o s a u (über 2600)	Laussagebiet	Gams (- 2500)	Grunbach - Neue Welt (- 1500)	Gießhübl
EOZAN	Priabon	Oberaudorfer Schichten lokal Mergel u. Mergelkalke in Turbiditfasies (Sebi)	Mergel u. Sandsteine mit Großforaminiferen Mergel Brekzie mit Großforaminiferen	250 foraminiferfuhr. Mergel u Sandsteine	Tonmergel, Sandsteine,	nummulitenfuhr. Brekzie mit Exotika (Zwieselalmsch.)	glimmer- u. kohlehackschiefer Mergel u. Sandsteine mit etwas Riffschuttentstreuung (Zweiersdorfer Schichten)	foraminiferreiche, helle Mergel- und flyschähnliche Sandsteine (Gießhübler Schichten) ~ 150	
	Lutet								
	Ypres								
PALEOZAN	Thanet		tonig-mergelig- sandige Serie	100 Z w i s e l a l m s c h i c h t e n	bunte Mergel mit pelagischer Mikrofaune, Sandsteine und quarzphylloschiefer Konglomerate	Tonmergel, Sandsteine, mergelige Kalke	basaler Sandschichterhorizont	Sandschichterhorizont	
	Mont								
	Dan								
MAASTRICHT	O	graugrüne Tone mit Orbitoidensandstein- Zwischenlagen (Turbiditfas.) mit gegen das Liegende zunehmenden Brekzien- und Konglomeratlagen ca. 500	flyschartige Sandsteine u. graue rote Mergel (Nierentaler Fazies) mit Träskalkblöcken	mit reicher pelagischer/ Mikrofauna	Transgressionsbildungen mit exot.-karibischen Konglomeraten foraminiferreiche, rote Kalkmergel mit Kalksandstein-Zwischenlagen	Nierentaler Schichten 400	Nierentaler Schichten mit zahlreichen Foraminiferen	Inoceramenmergel mit Orbitoiden- sandsteinlagen	bunte, sandige Mergel mit Sandsteinlagen
	U								
	O								
CAMPAN	U	500 m Turbiditfasies Exotika Riesenblocke Exotika	rote, vorw. pelagische Mergel mit einzelnen gradierten Sandsteinlagen (Nierentaler Fazies) 100	Nierentaler Schichten Knollenmergel	Glieselbachschichten (flyschahnl. Sandst. u. Feinkonglomerate) 300	Turbiditfasies ~ 200	Nierentaler Schichten Konglomerat ~ 370	Inoceramenmergel Orbitoidensandstein ~ 500	Blockbrekzien Konglomerate und Sandsteine ~ 150
	O								
	U								
SANTON	O	Serie mit Tonen, Tonschichten, Sanden, Sand- steinen, Konglomerat- u. Brekzienlagen ca. 500 m	Exotika Basisbrekzie u. -konglomerat	Turbiditfasies Exotika Triaskalkblöcke	Rudistenriff Rudisten- Gastropoden-Riffe	Sandkalk 10-15 Stockschichten (Rudistenriff, Mergel, Sandsteine und Konglomerate) 100	Inoceramenmergel	Sandsteine 200 Actaeonellan- NerineenSandst. Hippuritenkalk	Hippuritenkalk Korallenmergel Basiskonglomerat und Basisbrekzie ~ 150
	U								
	O								
CONIAC	U	ammonienfuhr., mergelige und polymiktische Kalksandsteine exotikafuhr. Basisbrekzie u. -konglomerate basal: Bauxit	Grainger-Schichten ~ 50	ammonienreiche Mergelkalke Untersberger Marmor (Riffschuttkalk) ~ 50 Konglomerat	Grabenbachschichten (dunkle Mergel) 300-500 Straßeckschichten (Kongl., Sandst.) 50 Kreuzgrabschichten (Kongl.) 200	Hippuritenkalk u. Sandsteine kohleföhr. Sandst. u. Mergel m Konglomeratlagen basal: Bauxit ~ 200	Sandsteine 1400 Grundkonglomerat	ammonienfuhrender Sandstein (Scharrigergraben)	
	O								
	U								

Abb. 50. Höhere Oberkreide, Paläozän und Eozän der Nördlichen Kalkalpen (die Wellenlinien verweisen auf die transgressive Stellung des darüber angegebenen Schichtgliedes)

Tonmergel mit exotischen Gerölle, graue Sandsteine (Quarzarenite) sowie exotikaführende Feinbrekzien und Konglomerate des höheren Unteralt bis Mitteturon. Das Oberturon fehlt überall. Die Schüttung der Exotika (z. B. Quarzporphyr, Diabas, Granit, Quarz) wird mit einem einst nördlich gelegenen Ultrapienidischen Rücken in Zusammenhang gebracht. Zur Makrofauna gehören der Mittel- bis Oberalb-Ammonit *Kossmatella demolyi* (ORBIGNY), der Cenoman-Turon-Ammonit *Mantelliceras mantelli* (ORBIGNY) und die cenomanen Großforaminiferen *Orbitolina concava* (LAMARCK) und *Orbitolina aperta* (ERMAN).

Unter der vom Alb bis in das Turon reichen Mikrofauna sind Foraminiferen der Gattungen *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Planomalina*, *Tritaxia* und *Hedbergella* vertreten.

Den Losensteiner Schichten sind im Lunzer Deckenbereich die ca. 100 m mächtigen dolomityischen Brekzien, grauen Sandsteine und sandigen Mergel der cenomanen *Orbitolinenschichten* [mit *Orbitolina concava* (LAMARCK) und *O. aperta* (ERMAN)] und die über einer cenomanen Dolomitbrekzie auftretenden obercenomanen (bis unterturonen) bituminösen *Itruvienkalke* (mit *Itruvia cycloidea* PCÉLIINTSEV und anderen Gastropoden) gegenüberzustellen. Ein am Höllensteinzug überlagerndes, ca. 100 m mächtiges Paket aus polygenen Konglomeraten gehört dem gleichen obercenomanen bis unterturonen Sedimentationszyklus zu. Die mit ihnen auftretenden roten Tone führen eine offenbar umgelagerte Nannoflora der höheren Unterkreide.

Auf eine vorgosauische Trockenlegung und Verkarstung verweisen kluft- und hohlraumfüllende *Bauxite* und *bauxitische Tone*. Ihr Chemismus und Mineralbestand stimmt meist gut mit jenen Ungarns überein.

Zu den Gosauablagerungen der auf den tektonischen Skizzen vermerkten Gosauvorkommen gehören litho- und biofaziell bezeichnende Sedimente der höheren Oberkreide, des Paleozäns und des Unter- und Mitteleozäns. Sie kamen, verschiedenzeitlich einsetzend, nach einer zumeist das Oberturon erfassenden Schichtlücke zur Ablagerung. Die transgressive Stellung ist den gebirgsbildenden Vorgängen der Vorgosauischen Phase und den intragosauischen Phasen zuzuschreiben. Meistenteils setzt die Gosausedimentation mit Grobklastika, gelegentlich auch mit mergelreichen und kalkigen Sedimenten ein, die in einem durch Schwellen und Inseln differenzierten, seichten Meer abgelagert wurden. Quarzporphyrreiche, exotische Schüttungen, z. T. mit Serpentingeröllen und Chromspinell, werden ebenfalls mit einer im Norden der Kalkalpen angenommenen Schwelle in Zusammenhang ge-

bracht (vgl. S. 37); spätere Schüttungen mit Geröllen von Quarzphyllit, Phyllit und Grünschiefern sowie mit Granat als Schwermineral werden vom Süden bezogen.

Die durch Bodenbewegungen erfolgte Reliefbildung vor und während der Gosausedimentation erklärt den Faziesreichtum und die Unterschiedlichkeit der Schichtfolgen in den durch Versenkung zur Tertiärzeit erhalten gebliebenen Gosauvorkommen. Bezeichnend sind vor allem die Basisbildungen mit ihren bunten Konglomeraten, ihren Brachiopoden- und Rudistenkalke und die campanen kohleflöz- und actaeonellen-führenden Regressionsablagerungen. Sowohl die Rudistenriffe als auch die fossilen Pflanzen der kohleflözführenden Ablagerungen verweisen auf ein tropisches Milieu.

Transgressionskonglomerate des Obersanton bis Untercampan könnten auf eine vorangegangene Wernigeröder Phase schließen lassen; die Transgressionsbildung an der Wende vom Unterkreide zum Obercampan belegt die Ressenphase. Diese wohl bedeutendste intragosauische Phase zeigt sich in der intracampanen Schichtlücke vor der Transgression der *Nierentaler Schichten* (Obercampan – Maastricht). An dieser Zäsur schlägt die erwähnte Spinell-reiche Schüttung von einem einst im Norden gelegenen, heute überschobenen Rücken in ein granatreiches, von den Zentralalpen abzuleitendes Schwermineralspektrum um.

Die Laramische Phase an der Kreide-Tertiärgrenze kommt kaum zum Ausdruck; die Serien steigen meist ohne Schichtlücke vom Maastricht in das Paleozän auf, gelegentlich bis in das Unter- und Mitteleozän oder auch, wie im Becken von Reichenhall, bis in das Obereozän.

Das archipelartige Auftauchen der Nördlichen Kalkalpen führte, wie schon erwähnt, in Beckenzonen zum Absatz verschiedenzeitlich einsetzender, voneinander teilweise abweichender Gosau-serien (siehe Abb. 50).

Folgende drei Serien mögen hier herausgestellt werden:

A. Die Serie der Typuslokalität Gosaubecken (OÖ)

Sie ist über 2600 m mächtig und lässt sich vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen gliedern:

1. ca. 200 m mächtige, dem Coniac zuzuweisende Basiskonglomerate mit bis metergroßen kalkalpinen Komponenten und mit feinkonglomeratischen bis sandigen Zwischenlagen (*Kreuzgrabenschichten*);

2. einen 800–900 m mächtigen Hauptkomplex aus grauen Mergeln mit Konglomerat- und Rudistenriff-Einschaltungen. Zu ihm gehören die durchschnittlich 50 m mächtigen Mergel der

Streiteckschichten mit ihren Konglomerat- und Sandsteinbänken (Coniac), die 300 bis 500 m mächtigen, dunklen Coniacmergel der *Grabenbachschichten*, die ca. 300 m mächtigen Mergel, Sandsteine und Fossilkalkbänke der bereits in das Santon zu stellenden *Hochmoosschichten* und zuhöchst die durch ihre Rudistenriff-Einschaltungen gekennzeichneten, fossilreichen Mergel, Sandsteine und Konglomerate der *Stöcklschichten* (Santon).

Die Mergel führen u. a. die Ammoniten *Muriciceras gosauicum* (HAUER), *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) und die Foraminiferen *Marginulina gosae* (REUSS), *Globotruncana concavata* (BROTZEN), die Riffkalke z. B. *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE sowie Pachiolitiden und Duranien;

3. bis über 200 m mächtige, fossilreiche Mergel und Sandsteine der untercampanen *Randschichten* [mit *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) und *Reusella szajnochae praecursor* KLASZ];

4. ca. 300 m mächtige, granat- und glimmerreiche Mergel mit flyschähnlichen Sandstein- und Feinkonglomeratlagen (*Glaselbach-* bzw. „*Ressen*-“-Schichten s. l.);

5. *Nierentaler Schichten*, bestehend aus ca. 400 m mächtigen, meist bunten, foraminiferenreichen Mergeln, Mergelkalken und einzelnen Sandsteinlagen des Obercampan bis Untermaastricht mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *G. calcarata* (CUSHMAN), *G. arca* (CUSHMAN), *G. contusa* (CUSHMAN) und Pseudotextularien;

6. *Zwieselalmschichten* (Maastricht bis Unter Eozän), das sind rund 250 m mächtige, Exotika-(i. w. Quarzphyllit)-führende Konglomerate mit granatreichen Sandstein-Zwischenlagen und bunten Foraminiferenmergeln mit *Globotruncana* (= *Abathomphalus*) *mayaroensis* BOLLI des höheren Maastricht und *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI) des Paleozän.

B. Die Serie des Gamser Beckens (Steiermark)

Sie weist folgende, zusammen ca. 2500 m mächtige Ablagerungen auf:

1. Grundkonglomerat, Sande und Sandsteine als Basisbildungen des ?Oberconiac bis Santon;

2. eine ca. 1400 m mächtige Mergel-Sandsteinfolge des ?Oberconiac bis Obersanton [Zone der *Globotruncana concavata* (BROTZEN)] mit kreuzgeschichteten, kohleführenden Mergeln und Sandsteinen [mit der Schnecke *Glauconia kefersteini* (MÜNSTER), dunkelgrauen Sanden und Sandsteinen mit Hippuritenbänken [z. B. *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, *H. sulcatus* (DEFRANCE) und Actaeonellen], sandigen Tonmergeln und mergeligem Sandstein [(mit dem

Ammoniten *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) und Inoceramen];

3. ca. 200 m mächtiger Mergel-Sandsteinkomplex des marinen Untercampan mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) und des Unteren Obercampan mit *Globotruncana bollii* GANDOLFI, am Becken-Südrand vertreten durch Konglomerate und Brekzien;

4. ca. 400 m mächtige, bunte Mergel und mergelige Kalke der *Nierentaler Schichten* (Obercampan bis Maastricht), mit Foraminiferen der Zone der *Bolivinoides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH, *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), *G. stuarti* (LAPPARENT), *G. arca* (CUSHMAN), *G. contusa* (CUSHMAN). Im tiefsten Niveau finden sich zahlreiche sandschalige Foraminiferen, was größere Wassertiefen wahrscheinlich macht;

5. ca. 470 m mächtige, dem höheren Paleozän zugehörende Brekzien und Sandsteine der *Zwieselalmschichten* mit aus dem Süden kommenden Phyllit- und Quarzkomponenten und mit Großforaminiferen (*Discocyclina seunesi* DOUVILLE, *Nummulites solitarius* HARPE etc.).

6. ca. 20 m mächtige, dem höchsten Paleozän bis Untereozän zugehörende, grünlichgraue, stark glimmerige Tonmergel mit einzelnen Sandsteinlagen mit *Subbotina* (= *Globigerina*) *triloculinoides* (PLUMMER) und *Globorotalia rex* MARTIN.

C. Die Serie der Grünbach – Neue Welt Mulde (NÖ)

Ca. 1400 m mächtig, gliedert sie sich vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen:

1. ca. 100 m mächtige, obersantone Basisbildung mit einer Basisbrückzie, einem gelegentlich exotikaführenden Basiskonglomerat, einem seitlich damit verzahnten Brachiopodenkalk, einer Korallenmergellage und zuhöchst mit einem Hippuritenriff (mit *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE und *H. oppeli santoniensis* KÜHN);

2. eine bis 500 m mächtige, kohleflözführende, campane Serie mit quarzreichem Konglomerat, Tonschiefern, tonigen Mergeln und Sandsteinen, Actaeonellen- und Nerineenkalklagen und bei Dreistätten mit einer bis ca. 200 m mächtigen Konglomerateinschaltung. Die Serie führt Reptilreste (z. B. *Megalosaurus*), Ostracoden, Foraminiferen und Pflanzenfossilien, die auf ein tropisches Klima hinweisen;

3. bis 500 m mächtige Inoceramschichten des Obercampan-Maastricht, bestehend aus Inoceramenmergeln [mit Inoceramen, Cycloliten und zahlreichen Foraminiferen: *Globotruncanen*, *Neoflabellinen*, *Bolivinoides draco draco* (MARSSEN), *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Lituola*

grandis (REUSS)] und aus bis zu vier Orbitoidensandsteinlagen [mit dem Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (HAUER) und der Maastricht-Großforaminifere *Orbitoides apiculata gruenbachensis* PAPP]. Der am Mulden-Ostflügel transgressiv über der Trias der Fischauer Berge liegende Orbitoidensandstein ist reich an Intraklasten, die der Grauwackenze entstammen, und führt die campane Orbitoidenform *Orbitoides media planiformis* PAPP und *Belemnites hoeferi* SCHLÖNBACH;

4. ca. 200 m mächtige, glimmer- und kohlehäckselreiche Mergel und mergelige Sandsteine der Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän) [mit den Foraminiferen *Globorotalia trinidadensis* BOLLI und *Truncorotalia angulata* (WHITE) sowie mit einer Schneckenfährte vom *Subphyllochorda*-Typ (*Scolizia*)]. Lithothamnienreste, Rotaliiden etc. zeigen eine Riffschutteinstreitung an. Im tiefsten Niveau der Zweiersdorfer Schichten finden sich sandschalige Foraminiferen („Flysch-sandschalerzone“).

In der nahe Wien gelegenen Gießhübler Gosaumulde sind anstelle der Zweiersdorfer Schichten die über 100 m mächtigen, an Globigerinen reichen, vorwiegend bunten Mergelschiefer und flyschähnlichen Sandsteine der Gießhübler Schichten entwickelt und im Südosteck der Kalkalpen nördlich Prigglitz und am Kambühel, westlich Ternitz, paleozäne Riffkalke. Diese als „Kambühelkalke“ zu bezeichnenden Riffkalke führen Kalkalgen, Korallen, Bryozoen, Spongien, Mollusken und Foraminiferen. Sie bezeugen zusammen mit den bei Wörschach gefundenen Blöcken aus paleozänen Riffkalk und zusammen

mit den in der subalpinen Molasse nördlich Salzburg entdeckten Gerölle des gleichen Kalkes eine ursprünglich weite Verbreitung. Während die Gießhübler- und die Zweiersdorfer Schichten darauf hinweisen, daß der Nordteil der Kalkalpen im Paleozän von einem etwas tieferen Wasser bedeckt war, sprechen die Riffkalkvorkommen für einen Riffgürtel entlang des Südrandes der Kalkalpen. Die paleozänen Riffkalke weisen eine auffallende bio- und lithofazielle Übereinstimmung mit den paleozänen Riffkalken der Zentralkarpaten (Maninzone) auf.

Literatur: AMPFERER O. 1918; BRINKMANN R. 1934, 1935 a, b; DIETRICH V. J. & FRANZ U. 1976; ERKAN E. 1973; FELIX J. 1905–1910; FUCHS W. 1968b; GANSS O. & KNIPSCHEER H. 1954; GEHRT H. 1961; HAGN H. 1951, 1967, 1971; HAGN H. & OTT E. 1975; HAGN H. & ZEIL W. 1954; HELMCKE D. & PFLAUMANN U. 1971; HERM D. 1962; HERM D. et al. 1973; HILLEBRANDT A. v. 1962; HOLZER H. L. 1969; HUCKRIEDE R. 1958b; JANOSCHEK R. 1964; JANOSCHEK W. 1968; KLASZ I. de 1957; KOCH K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI W. 1959; KOLLMANN H. 1964a, 1967, 1968a, 1976; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962a; KÜHN O. 1947, 1948, 1949, 1962, 1967; KÜPPER K. 1956; LUPU D. 1973; MÜLLER K. 1973; NOTH R. 1951; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973b; OHMFERT W. 1969; OPPENHEIM P. 1930; PAPP A. 1955a, b, 1958; PICHLER H. 1963; PLÖCHINGER B. 1961, 1964b; PODBRANY I. 1951; POKORNÝ G. 1959; RAHMAN A. 1967; REYMENT R. A. 1958; RISCH H. 1971; ROSENBERG G. 1953a; 1965; RUTTNER A. & WOLETZ G. 1957; SCHENK V. 1972; SCHULZ O. 1960a; SCHWINGHAMMER R. 1975; STURM M. 1969; SUÈSS E. 1866; THENIUS E. 1974b; TIED L. 1958; TOLLMANN A. 1960c, 1972b, 1976a; WEBER E. 1942; WEIGEL O. 1937; WICHER C. A. & BETTFENSTAEDT F. 1956; WILLE U. 1963; WILLE-JANOSCHEK U. 1966; WOLETZ G. 1963, 1967, 1971; WOLFF M. 1963; WOPFNER H. 1954; ZACHER W. 1966b; ZAPFE H. 1937, 1964, 1973; ZEIL W. 1955, 1956; ZIEGLER J. H. 1959; ZITTEL K. 1864–1866.

3.5.3. Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen

Bei bloßer Betrachtung der geradlinig verlaufenden Grenzlinie zur nördlich gelegenen Flyschzone und der gelegentlich von Querstörungen betroffenen, weit anhaltenden Strukturen der Kalkalpen wird man sich des großzügigen Bewegungsplanes bewußt, der den Bau der Nördlichen Kalkalpen beherrscht. Er findet Erklärung im Konzept der Plattentektonik mit der unter den Kalkalpen ab der hohen Unterkreide angenommenen aktiven Subduktionszone.

Schichtlücken und Diskordanzen verweisen auf die Auswirkungen der Kimmerischen Gebirgsbildungphasen im Jura und auf die Voraustriatische beziehungsweise Austroalpine Phase zwischen dem Neokom und der tiefen Mittelkreide. Man darf annehmen, daß diese Bewegungen den untermeerischen Salzdiapirismus und damit auch

die Herausbildung von Schwellen gefördert haben. Anzeichen hiefür liegen in den synsedimentären Brekzien- und Gleitschollenbildungen des Jura und der Unterkreide vor. Wahrscheinlich aber setzte die durch Salzdiapirismus verursachte Schwellenbildung schon nach Absatz des evapotritischen, oberpermischen Haselgebirges (in der Trias) ein und beeinflußte die Sedimentation.

Nach Ausweis des Schwermineralspektrums der Gosauablagerungen hat die nordvergente Überschiebung der Kalkalpen über die Tauern bereits in der Kreidezeit eingesetzt. Da die Antriebskraft in der Subduktion der Sockelgesteine zu suchen ist, mag diese gewaltige Überschiebung einer passiven Bewegung entsprechen, in deren Gefolge es zu Abgleitungen gekommen ist. Nach und nach spalteten sich von der

Schubmasse die einzelnen Decken ab, und kam es zur kalkalpinen Deckenstapelung.

Die deutlich transgressive Stellung cenomaner Ablagerungen im voralpinen Bereich läßt auf eine kräftige Faltung und Schuppung zur Zeit der vorcenomanen Austrischen Phase schließen, die Transgression der Gosauablagerungen auf einen bereits vor dem Coniac angelegten Schuppen- und Deckenbau. Die Sedimente des Oberostalpins, das sind jene der paläozoischen Grauwackenzeone und der ihr normal aufruhenden mesozoischen Kalkalpen, wurden derart vom kristallinen Untergrund abgesichert, daß unter der Grauwackenzeone kein Kristallinsockel mehr auftritt. Der Abscherungsvorgang bewirkte auch, daß die Grauwackenzeone nur teilweise im Liegenden des Kalkalpen-Südrandes erhalten blieb.

Die nordvergenten Deckenbewegungen zur Zeit der turonen Schichtlücke fanden in den Bewegungen des Senons und des Alttertiärs ihre Fortsetzung. Vor und nach dem Oligozän, zur Illyrisch-Pyrenäischen beziehungsweise Pyrenäisch-Savischen Phase, war der Stau so groß, daß sich der kalkalpine Deckenstapel, wohl mit Beteiligung von Schweregleitung, als Ganzes blockförmig über den Flysch und das Helvetikum bewegte. Mit Schollen aus dem Nordrandbereich bildete sich ein Reibungsteppich, von dem später Teile an Bewegungsflächen emporgeschrifft wurden.

Auch in den jungtertiären Phasen kam es zu Wiederbelebungen längs der alten Bewegungsbahnen, zu Schuppungen und Faltungen. Aus der archipelartigen Landschaft der Oberkreide wurde das Kettengebirge der Nördlichen Kalkalpen.

Alle im Laufe der alpidischen Gebirgsbildung entstandenen Strukturen stehen mit dem mechanischen Verhalten der Sedimente in Beziehung. Die Vielfalt der Möglichkeiten kommt im Nebeneinander der Decken mit einer oder verschiedenerlei Fazies, in den mehr oder weniger autochthonen und fernüberschobenen Decken, in den Pilzfalten, Deckschollen etc. zum Ausdruck. Mindestens dreimal so breit wären die ausgeglätteten Kalkalpen im Vergleich zu den heutigen.

Den größten Teil der Nordkalkalpen nimmt der Komplex des Bajuvarikums mit den tieferen voralpinen Decken und der Komplex des darüber liegenden Tirolikums mit den höheren voralpinen Decken ein. Im Westen ist es die hochbajuvarische Lechtaldecke, die man noch teilweise normal mit der Grauwackenzeone verbunden findet, im Mittel- und Ostabschnitt das Tirolikum. Fenster, Halbfenster, Deckschollen und Halbklippen geben gute Hinweise auf die bis zu einige zehn Kilometer weiten Überschiebungen.

Wie man im Westabschnitt der Kalkalpen das Tirolikum der Inntaldecke und die darauf liegenden Schollen der Krabachjochdecke als frei auf einer tieferen Decke schwimmend betrachten kann, so kann man das im Mittel- und Ostabschnitt bei Schollen und Decken mit Hallstätter- und Dachsteinkalkfazies. Zu den hochalpinen Decken mit den Karbonatgesteinsschichten der Dachsteinkalkfazies gehören die Berchtesgadener (Reiteralm) Decke, die in ihrer tektonischen Stellung noch umstrittene Dachsteindecke und die Schneebergdecke. Seit F. F. HAHN (1913) werden die tektonisch höchsten, südlichsten Elemente unter dem Begriff „Juvavikum“ zusammengefaßt. Die Zuordnung der Elemente mit Hallstätter Fazies zu einer einheitlichen Hallstätter Decke oder einem „Tiefjuvavikum“ und der Decken mit Dachsteinkalkfazies zu einem „Hochjuvavikum“ ist jedoch wegen der ursächlich und zeitlich unterschiedlichen Platznahme gegenstandslos geworden; nur als Ordnungsbegriffe können diese Bezeichnungen weiter verwendet werden.

Einige Autoren sind der Meinung, daß der Unterscheidbarkeit einer mergelreichen und einer kalkreichen Hallstätter Fazies die Trennung des Absatzraumes in einen Nordkanal mit Hallstätter Fazies (Untere Hallstätter Decke beziehungsweise Zlambachschuppe) und einen Südkanal mit Hallstätter Fazies (Obere Hallstätter Decke beziehungsweise Sandlingdecke) zugrunde liegt; andere Autoren lehnen das ab.

Schon aus den Strukturen der vorgelagerten Zonen läßt sich die ursprüngliche Lage der Kalkalpen weit im Süden ableiten. Bewiesen ist sie durch die Bohrung Urmannsau südöstlich Kienberg in Niederösterreich, durch die tief im Kalkalpenbereich liegenden Fenster, wie vor allem jene an der Windischgarstener- und an der Wolfgangseestörung, aber auch durch geophysikalische Untersuchungen.

Eine der modernsten Möglichkeiten tektonischer Auswertung bieten die Satellitenbilder, in welchen aufnahmsgeologisch zum Teil nicht erfaßbare bruchtektonische Lineamente zu erkennen sind.

3.5.3.1. Vom Rheintal zum Inn-Quertal (Westabschnitt)

(siehe Abb. 39, 40, 51, 58 und 73)

Dieser Abschnitt erfaßt das Kalkalpengebiet zwischen dem Rhein- und dem Innquertal. In ihm sind folgende, gegen Süden höher werdende tektonische Einheiten entwickelt: 1. die schmale „Cenoman-Randschuppe“ mit Hauptdolomit bis Mittlere Kreide, 2. die schmale, eng gefaltete

Tektonische Kartenskizze des Kalkalpen-Westabschnittes, gezeichnet i. allg. nach den tekton. Karten von A.Tollmann 1970,1976 (B.PLÖCHINGER)

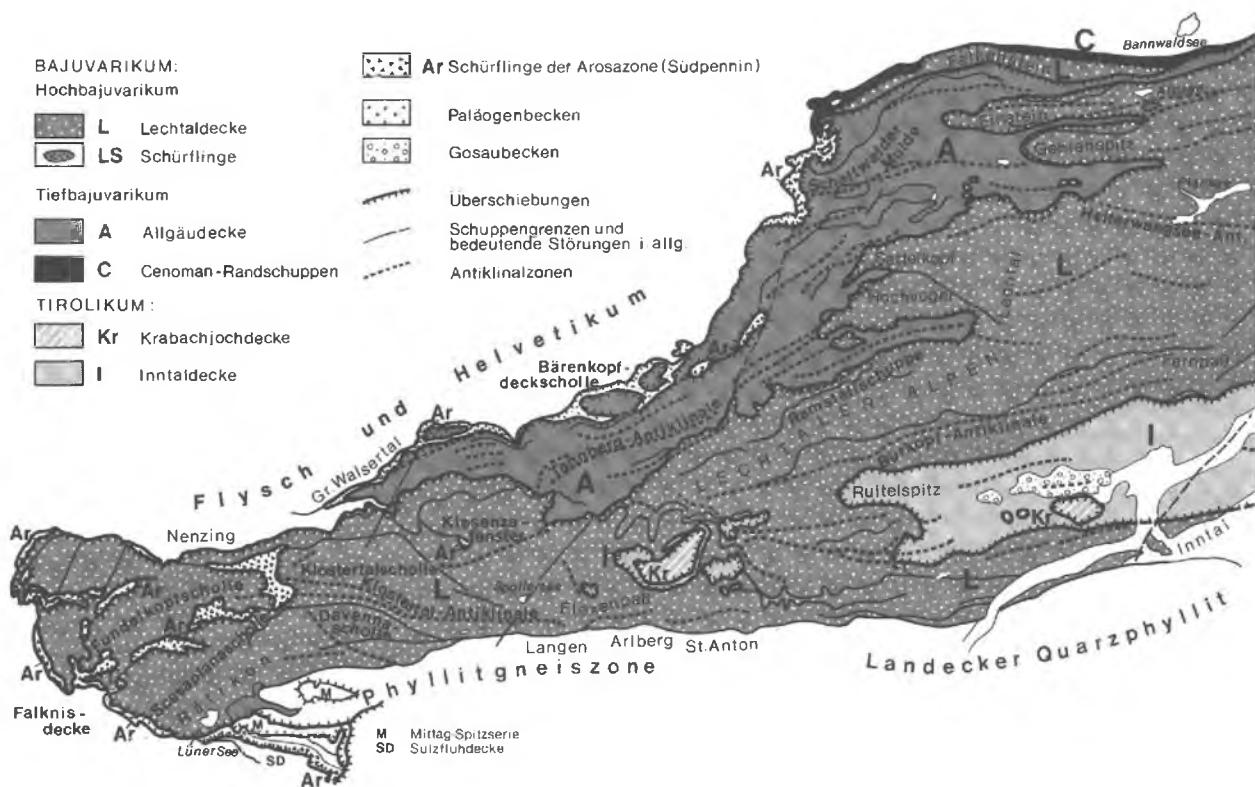


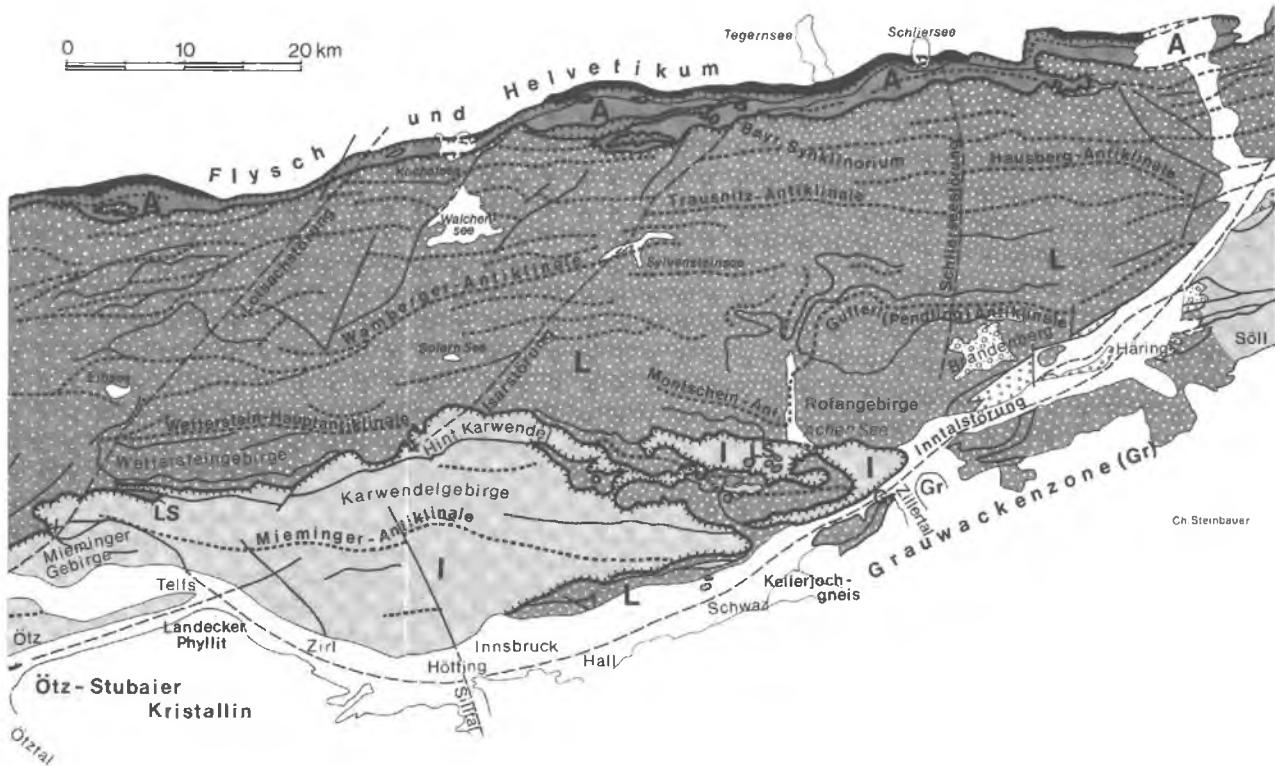
Abb. 51. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Rhein und Inn

Allgäudecke (Tiefbauvarikum), 3. die der Grauwackenzone normal aufruhende *Lechtaldecke* (Hochbauvarikum) mit ihrem durch Halbfenster gegliederten Stirnrand, ihren Deckschollen und weithin verfolgbaren Faltenzügen, 4. die frei schwimmende, dem Tirolikum angehörende *Inntaldecke* und 5. die Schollen der *Krabachjochdecke*, die als höchstes, am weitesten eingeschobenes Bauelement (Ultradekke) gilt (O. AMPFERER, 1932, 1934b, 1945; A. TOLLMANN, 1971b, 1976c).

Durch das Ausheben der Kalkalpen gegen Westen gewinnt man einen großartigen Einblick in deren tektonische Unterlage. So tritt hier an der Basis der Kalkalpen der Schuppenteppich der südpenninischen Arosazone auf, welcher Graubündener Ophiolithe beinhaltet (H. K. MÜLLER, 1973). Von der Südseite des Rätikon lassen sich ihre Spuren entlang des Kalkalpen-West- und Nordrandes bis in den Raum Hindelang verfolgen. Vor allem im Schollengebiet des

Rätikon zeigen sich diese Aroser Gesteine in Fenstern. Neben den subsilvrettiiden kalkalpinen Schürflingen der Madrisazone (Mittagspitzserie) verweisen sie auf den weiten Nordschub der Kalkalpen.

Seit E. KRAUS (1949) versucht man, das obenannte Deckenschema O. AMPFERERS mit Hilfe von Pilzfalten, Beutelmulden etc. im Sinne der gebundenen Tektonik umzudeuten (u. a. P. J. HAMANN & C. W. KOCKEL, 1957; R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN, 1958; D. RICHTER, 1958; W. ZEIL, 1959; V. JACOBSHAGEN, 1961, 1975; B. HÜCKEL & V. JACOBSHAGEN, 1962; A. REUM, 1962; W. ZACHER, 1962). Kein Wunder, daß man sich bemüht sah, das Deckenschema wieder zu stützen und zu bestätigen (E. SPENGLER, 1957; O. REITHOFER, 1957; W. HEISSEL, 1958; P. ENGELS, 1961; H. BERTLE et al., 1970; A. TOLLMANN, 1970a, b, c, 1971b, 1973a, 1976c). Allein aus dem weiten Durchstreichen der einzelnen tektonischen Einheiten ist der großzügige Bau-



plan abzulesen, der die gesamte kalkalpine Schubmasse beherrscht.

Die gegen Norden basal zusehends verschliffene Sedimentplatte der Allgäudecke setzt im Bereich des Großen Walsertales ein und erreicht im Meridian von Hindelang über 20 km Breite. Auf Grund des östlichen Achsenfallens ihrer Strukturen wird sie gegen Osten sprunghaft von der breiten Lechtaldecke überlagert.

Die Lechtaldecke, die im Süden der Phyllitgneiszone, der Landecker Phyllitzone oder der Grauwackenzone anliegt, setzt im Westen mit dem Rätikon ein, errichtet östlich des Arlbergs über 30 km Breite und wird im Mittelabschnitt der Kalkalpen durch den tirolischen Vorstoß stark eingeengt beziehungsweise völlig überwältigt. In der Allgäu- wie in der Lechtaldecke bezeugen Fenster eine bedeutende Überschiebungswelt.

Im Bereich des Flexenpasses beginnt die in ihrer Gesamtheit als Großscholle zu bezeichnende,

auf der Lechtaldecke liegende, bis westlich Brixlegg reichende Inntaldecke; ihr ist als höchste Einheit die Krabachjochdecke aufgelagert. Vor ihrem östlichen Auskeilen verliert die Inntaldecke, ähnlich wie an ihrem Westende, wieder an Mächtigkeit und zeigt sich in Schollen zerlegt.

Stirnschuppen der Lechtaldecke und der Inntaldecke verweisen auf zweiphasige Deckenbewegungen. Mit den damit zusammenhängenden Erscheinungen sowie mit den Blattverschiebungen, den Lineamenten und den Folgen eines Querschubes befaßten sich nach H. P. CORNELIUS und O. AMPFERER u. a. C. W. KOCKEL et al., 1931; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1954; H. MÜLLER, 1962; O. REITHOFER & O. SCHMIDEGG, 1964 und A. TOLLMANN 1969b, 1970a, 1973a, 1976c.

3.5.3.1.1. Der Rätikon und die Davenna-Gruppe

Der Rätikon bildet in seinem kalkalpinen Anteil ein felsenreiches, vorwiegend aus Dolomit aufgebautes Hochgebirge mit formschönen Gipfeln.

In der mit einem kleinen Gletscher ausgestatteten Scesaplana erreicht er 2965 m Höhe. Südlich des Kloster Tales liegt in seiner östlichen Fortsetzung die Davennagruppe, das nordwestliche Vorgebirge der kristallinen Verwallgruppe.

Die oberkristalline Sedimentplatte der Lechtaldecke ist im Westteil des behandelten Abschnittes in Schollen geteilt. Es sind vor allem die Heubühl-, die Dreischwestern-, die Fundelkopf-, die Scesaplana-, die Davenna- und die Kloster-Tal-Scholle, die mit einheitlichem Schuppungssinn leicht dachziegelförmig aneinander gereiht sind. Beispielsweise hat die Heubühl-Scholle den halbfensterförmig im Norden unterlagernden Bargella-Flysch über die nördlich vorgelagerte Dreischwestern-Scholle verfrachtet. Die Fundelkopf-Scholle ist bei Einschaltung von Fenstern und Halbfenstern gegen Westen der Heubühl-Scholle aufgeschuppt. Östlich der Fundelkopf-Scholle folgt die Kloster-Tal-Scholle. Sie ist von der erstgenannten Scholle durch das Fenster von Nüziders-Bludenz getrennt, in dem Gesteine der Falknisdecke und der Arosazone auftreten.

Schichtflächengleitungen entlang der gipsreichen Raibler Schichten haben die Schollen des Rätikon vom Untergrund abgeschnitten; an ihren Trennfugen wurde die zerriebene Arosazone mit ihren Linsen und Lagen aus Ophioliten, Quarziten, Kalken und Brekzien mitgeschleppt und in streifenförmigen Fenstern oder Halbfenstern emporgepreßt. Noch fast 50 km östlich des Kalkalpen-Westrandes tritt das Klesenza-Fenster als Schürflingsfenster der Arosazone auf.

Über die Unterlagerung der Rätikon-Schollen gibt das Kapitel 3.3. Auskunft. Durch die Auflösung der Kalkalpen in Teilschollen gewinnt man einen ausgezeichneten Einblick in den Überschiebungsbau. So zeigt das S-N Profil von unten nach oben Prättigau-Schiefer und Flysch (Nordpenninikum), die Falknis- und Sulzfluhdecke (Mittelpenninikum), Schuppen der Arosazone (Südpenninikum) und kalkalpine Schürflinge. Darüber folgen die oberostalpine Phyllitgneisszone, die Grauwackenzone und die Lechtaldecke, gegen Osten das mittelostalpine Silvrettakristallin mit darunter eingewickelter Madrisazone (Mittagspitzserie).

Bemerkenswert sind im Rätikon auch die Auswirkungen eines Querschubes und die Überkipfung von Faltenelementen am Südrand der Kalkalpen.

3.5.3.1.2. Lechquellengebirge, Lechtaler Alpen, Allgäuer Alpen

Das trogförmige, terrassenlose Lechtal trennt die Lechtaler Alpen im Südosten von den Allgäuer Alpen in Nordwesten. Die vielfältigen Karbonatgesteine dieser Gebirgsketten sind steil aufge-

richtet; nur wo weiche, leicht verwitternde Sedimente auftreten, liegen gute Weideböden vor. Zahlreiche Gipfel übersteigen Höhen von 2600 m (Rote Wand, 2704 m; Gr. Krottenkogel, 2656 m; Muttekopf, 2777 m), doch auch sie werden von der Parseierspitze (3036 m), dem höchsten Berg der Nördlichen Kalkalpen, übertagt.

Tektonisch gesehen, setzt im Großen Walsertal nördlich der Lechtaldecke die Allgäudecke ein, und es schaltet sich zunächst das Partnom-Halbfenster dazwischen, in dem Gesteine des Flysches und der Arosazone auftreten.

Die Allgäudecke ist an ihrem Nordrand bis Hindelang baustilmäßig dem Rätikon ähnlich, wenn auch vorobertriadische Gesteine in der Regel fehlen. Gesteine der Arosazone zeigen sich an Längs- und Queraufwölbungen derart fensterförmig emporgepreßt, daß man daraus das Schwimmen der kalkalpinen Schollen eindeutig ableiten kann. Östlich der auf dem Schürflingsteppich schwimmenden Bärenkopf- und Kanzelwand-Deckscholle tauchen nochmals in zwei Fenstern Gesteine der Arosazone auf.

Wo nördlich Hindelang die Strukturen der Allgäudecke dem Kalkalpen-Nordrand folgen und die Falkenstein-Deckscholle der Lechtaldecke an diesen herantritt, setzt als tiefstes, nördlichstes Element der Kalkalpen die Cenoman-Randschuppe ein. Ihre mittelkretazische Serie ist ähnlich jener der Arosazone, so daß man auf eine sedimentäre Nachbarschaft schließen kann. In zwei Fenstern taucht innerhalb der Cenoman-Randschuppe die Flysch-Helvetikums-Unterlage auf.

Das Synklinorium des Westteiles der Allgäuer Hauptmulde erstreckt sich vom Großwalsertal in das Allgäuer Gebiet hinein. Westlich der in Halbklippen erhalten gebliebenen, nach Norden vorrückenden Lechtaldecke verdichten sich die Strukturen und weisen überfaltete Mulden, gelegentlich auch Pilzsättel auf.

Im Raum zwischen Hindelang und den Vilser Bergen erlangt die Allgäudecke vor Erreichen der gegen Westen ausstreichenden Halbklippen der Lechtaldecke große Breite. Auch hier ist sie in einige Schuppen gegliedert. Die mächtigste Schuppe der Allgäudecke, die Iseler Schuppe, hat beim blockförmigen Vorschub der Kalkalpen Schürflinge aus Kristallinschollen und eine an Glimmerschiefern reiche Brekzie mitgeschleift. Ihr weiter Nordschub auf die vorgelagerte Jochschrofen-Schuppe kommt durch das Hintersteiner Fenster im Osterachtal zum Ausdruck.

Der über der überkippten Jura-Kreide-Serie der Allgäuer Hauptmulde ruhende, gegliederte Überschiebungsrund der Lechtaldecke läßt sich vom Partnom-Flyschhalbfenster bis zum Südrand

des Nesselwängle-Halbfensters südwestlich Reutte verfolgen. Südlich des Großen Walsertales ist von der Hauptmasse der Lechtaldecke (Braunarlspitz-Schuppe) die Wandfluh-Schuppe abgespalten. Gegen Osten bildet die Braunarlspitz-Schuppe die Basis von Deckschollen der Inntal- und Krabachjochdecke.

Während im Westteil des Abschnittes nur kleinere Halbfenster der Allgäudecke in die Lechtaldecke eingreifen, zeigen sich dort, wo die Allgäudecke über 20 km breit wird und sie wegen des östlichen Achsenfallens bis an den Nordrand der Kalkalpen von der Lechtaldecke überlagert wird, tief gegen Osten greifende Halbfenster der Allgäudecke. Es sind von Norden nach Süden das Vilstal-Streifenfenster, das Füssener Jöchl Halbfenster, das Nesselwängle-, das Bärgrundele-, das Luitpold- und das Hornbach-Halbfenster. Zwischen den Halbfenstern liegen die Sattelkopf-, die Einstein-, die Gehrenspitz- und die Hochvogel-Halbkuppe.

Die 32 km lange Falkenstein-Deckscholle am Nordrand der Kalkalpen wird als Rest der Lechtaldecken-Stirnpartie betrachtet. Die Einstein-Halbkuppe der Lechtaldecke ruht mit der sie unterlagernden Vilser Stirnschuppe (Vilser Decke O. AMPFERERs) der von Westen heranstreichen Schattwalder Mulde der Allgäudecke auf, und auch die im Nesselwängle-Halbfenster gelegene Hahnenkamm-Deckscholle wird noch von dieser Stirnschuppe unterlagert. Die gefaltete und teilweise abgescherte Hauptmasse der Lechtaldecke hat sie überfahren.

Gegen die seit O. AMPFERER postulierte Gliederung in die Allgäu- und Lechtaldecke, somit gegen die 30 km weite Nordüberschiebung der Lechtaldecke am Falkenstein, stellen sich einige Autoren (S. 238). Zuletzt führt V. JACOBSHAGEN (1975) als Hauptgründe gegen diese Gliederung das vermeintliche Auslaufen der Lechtaldecken-Überschiebung in der Allgäuer Hauptmasse nördlich Lech, den geschlossenen Schichtverband des Luitpoldzonen-Bereiches („Scheinserie“ A. TOLLMANNs), die Strukturen im Gebiet der Hornbachzone und auch die zum Nordrand der „Lechtaldecke“ abbiegenden Strukturen an. Die Halbfenster werden dabei durch multivergente Überschiebungen in Beutelmulden und die Halbkuppen und Schollen in Koffer- und Pilzfalten beziehungsweise (relativ) autochthone Klippen umgedeutet.

Südlich des eng gefalteten und in Schuppen zerlegten Nordteiles der Lechtaldecke im Bereich des Ammergebirges folgt ein relativ ungegliederter Mittelteil; erst gegen die Überschiebungsfront der Inntaldecke häufen sich, dem Fernpaß zu, wieder die Strukturen. Eine über den Blindsee streichende Blattverschiebung

schniedet sie gegen Osten ab. Die vom Westen her bis zum Fernpaß streichende Burkopf-Schuppe gilt als Hauptschuppe der Lechtaldecke nördlich der Überschiebungsfront der Inntaldecke.

Das Rote Wand-Synklinorium an der Lechtalquelle findet in der von Kreideschiefern erfüllten Spullersee-Synklinale (Klostertaler Alpen) und diese in der Lechtaler Hauptmulde ihre Fortsetzung (siehe Abb. 52). Eine Steilstellung der Schichten charakterisiert den Südrand der Lechtaldecke. Auf dem Synklinorium der Lechtaler Hauptmulde ruhen im Flexenpaßgebiet Deckschollen der Inntaldecke, und zwar die Hasenfluh-, die tiefere Krabachjoch- oder Rüfispitz-Deckscholle und die Fallesin-Deckscholle (siehe Abb. 58, Profil 1). Eine quer verlaufende Schuppenstruktur trennt die Fallesin-Deckscholle von der östlicher gelegenen Grießtalerspitz-Deckscholle. Die am Krabachjoch über der Rüfispitz-Deckscholle liegenden tieferen Triasablagerungen der Krabachjoch-Deckscholle, die Deckschollen des Bergwerkspfades, des Tagkars und die Larsennscholle sind als Reste einer „Ultradecke“, und zwar der Krabachjochdecke O. AMPFERERs, zu betrachten. Aus faziellen Gründen spricht A. TOLLMANN (1976c) von einem Hochtirolikum.

Umdeutungen in Pilzfalten bzw. autochthone Klippen haben u. a. K. KOCH (1958) und H. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN (1958) vorgenommen, nachdem sich 1954 C. W. KOCKEL und 1955 M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG gegen den Bestand der Krabachjoch- bzw. Inntaldecke aussprachen. K. KOCHs Aufnahmen stützen aber eher die Allochthonie. Nach R. OBERHAUSER (1970b) erscheint es möglich, daß die Steilstellung am Südrand der Kalkalpen zur Abtrennung der Schollen Anlaß gab.

Eine Fusion Lechtal-Inntaldecke, wie sie R. SCHÖNENBERG (1959), M. SARNEIN (1962) und D. BANNERT (1970) annehmen, ist nach A. TOLLMANN (1970a, 1976c) wegen des Aushebens des Ruitelspitz-Hauptdolomites am Westende der Inntaldecken-Hauptmasse nicht zu vertreten. Die 100 km lange, aus Wettersteinkalk und obertriassischen Schichtgliedern aufgebaute Masse ist gegen Norden den Jungschichten der Lechtaldecke aufgeschoben; vielfach unterlagert sie ein aus ihrer Basis stammender, mitgeschleppter Hauptdolomitspan. Südlich der inmitten der Inntaldecke gelegenen Muttekopf-Gossaumulde mit ihren den Nierentaler Schichten nahe stehenden Maastricht-Dan-Sedimenten liegt die Larsenn-Scholle, deren Zugehörigkeit zur Krabachjochdecke i. S. O. AMPFERERs mehrfach bestätigt wurde (Abb. 58, Profil 2).

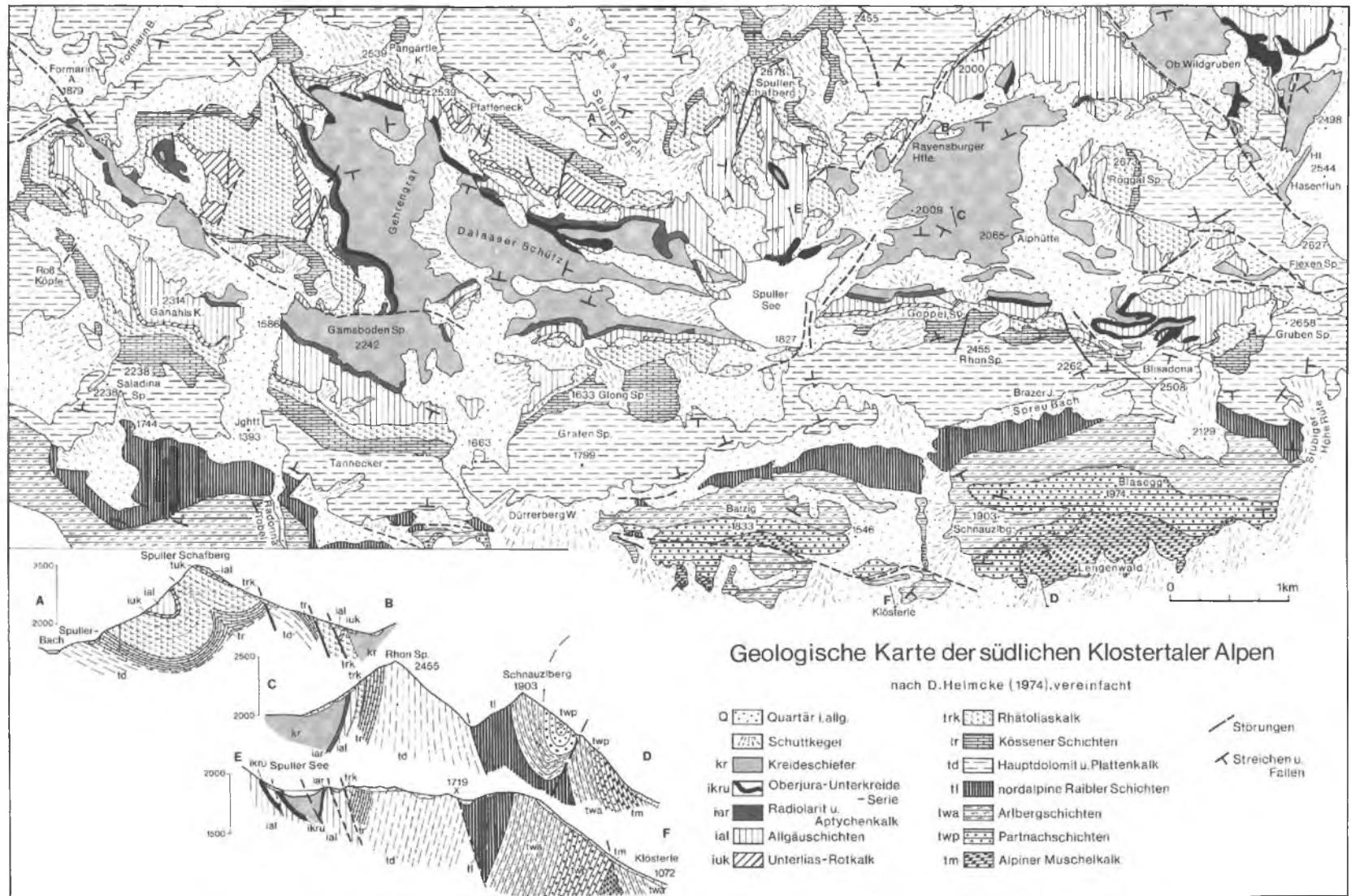


Abb. 52. Ein Beispiel aus dem Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (nach DIETRICH HELMCKE)

In der Südrand-Schuppenzone der Kalkalpen ist an der Basis der Inntaldecke bis gegen Arzl im Pitztal die bis zum Alpinen Verrucano herunter reichende permomesozoische Serie der Lechtaldecke anzunehmen, deren normale Basis die Landecker Phyllitzone bildet.

3.5.3.1.3. Der Abschnitt zwischen dem Fernpaß und dem Inn-Quertal

Das zu den Nordtiroler Kalkalpen zählende Kettengebirge dieses Abschnittes ist durch schroffe Wandfluchten, markante Gipfel und Grate ausgezeichnet. Zwischen ihnen liegen anmutige Landschaften, wie um Garmisch-Partenkirchen, Seefeld oder das Mieminger Gebiet. Den Westteil beherrschen das Zugspitzmassiv (2968 m) und das Wettersteingebirge (Hochwanner, 2746 m), den Mittelteil die Karwendelketten (Birkkarspitze, 2756 m; Ödkarspitze, 2747 m; Bettelkarspitze, 2725 m).

Im jenseits der quergestellten Achensee-Furche gelegenen Ostteil hat man ein zusehends niedrigeres und daher auch weniger hochgebirgsartiges Gebirge, das ebenso gegen Norden wesentlich an Höhe verliert. Nur mehr zum Teil ragen die Gipfel aus der Waldgrenze heraus (Rofan, 2259 m; Hochiß, 2299 m; Hochmutz, 2075 m; Ht. Sonnwendjoch, 1980 m).

Im Vorland der Ammergauer Alpen zeigt sich die Cenoman-Randschuppe ebenfalls lithologisch von den Alb-Cenoman-Mitteturon-Sedimenten der südlicheren Kalkalpenmulden unterschieden. Nach dem Ausheben der Cenoman-Randschuppe im Loisachtalbereich setzt östlich des Ausstriches der im Satellitenbild beobachtbaren Loisachstörung, westlich des Kochelsees, die Schollenreihe der Cenoman-Randschuppe wieder ein. Mit Unterbrechungen lässt sie sich, unabhängig von den spitzwinkelig dazu ausstreichenden Nordrandstrukturen der Allgäudecke, bis zum Innquertal verfolgen. Mit schwankend wenigen Kilometer breitem Streifen ruht ihr die in einige Schuppen gegliederte Allgäudecke auf.

Am Stirnrand der Lechtaldecke sind zuerst die im Süden von einem Streifenfenster begrenzten Deckschollen des Teufelstattkopfes und des Hennenkopfes zu nennen. Sie gehören zum invers gelagerten Flügel einer liegenden, basal abgeschereten Stirnfalte der Lechtaldecke. Östlich der Loisachstörung folgen Halbklippen des auf den Jungschichten der Allgäudecke liegenden Stirnrandes der Lechtaldecke, dann die gegen Osten greifende Geigerstein-Halbklippe mit dem Eselau-Halbfenster und spiegelbildlich ca. 40 km östlich davon die gegen Westen aushebende, muldenförmige Wendelstein-Halbklippe der Lechtaldecke. Das Wendelstein-Doppelhalbfen-

ster erfasst Jungschichten der Allgäudecke und eine Stirnschuppe der Lechtaldecke.

Eine Reihe kleinerer, auf den Jungschichten der Allgäudecke liegender Deckschollen markiert den ehemaligen Stirnteil der Lechtaldecke; sie beweisen zusammen mit den genannten Halbklippen und Halbfenstern ihren einige Kilometer weiten Nordschub. Auch die unterschiedliche Ausbildung des Cenomans gibt einen Hinweis hiefür, denn das Cenoman der Lechtaldecke mit seinem Dolomitschutt steht dem exotikarenen Untercenoman der Allgäudecke gegenüber.

Die mittlere Längszone der Lechtaldecke weist z. T. weitreichende, intermittierende Faltenzüge auf, die von NE-SW-streichenden Blattverschiebungen in nördlicher Richtung versetzt werden. So reicht die hochbajuvarische Randmulde, versetzt durch das Loisach- und Kesselbergblatt, vom Alpseegebiet bis in die Geigerstein-Halbklippe. Gegen Osten setzt sie sich in der Wendelstein-Halbklippe als Wendelstein-Antiklinale bis über den Inn fort. Auch Elemente des Bayrischen Synklinoriums lassen sich bis zum Innquertal verfolgen. Der südliche Muldenast des Synklinoriums reicht mit der Wössener Synklinale bis zum Vorstoß der Staufendecke.

Als nächste, südlicher gelegene Hauptstruktur ist die gegen Westen aufgespaltene Warmberger Antiklinale anzuführen, deren Funktion östlich der Isarstörung die Traunsitz-Antiklinale übernimmt (P. SCHMIDT-TIOMÉ, 1950). In der Zugspitzmasse setzt südlich davon die Wetterstein-(Karwendel-) Synklinale ein; durch ihr achsiales Ostfallen liegt sie zuerst im Muschel- und Wettersteinkalk, dann im Hauptdolomit; im Karwendel nimmt sie schließlich auch Jura und Neokom in sich auf.

Die Thierseer Synklinale reicht vom Sylvensteinsee bis zum Innquertal; die vom Innquertal ausgehende Guffert-Pendlings-Antiklinale biegt in die Achenseefurche gegen Süden um und setzt sich in der Mondschein-Antiklinale gegen Westen fort. Ihren Höhepunkt findet die Quereinengung im Achenseegebiet in der westvergenten Überschiebung der Achentaler Schubmasse.

Die von Westen her durch den Achensee streichende Güttenberg-Mulde lässt sich mit der Rofan-(Sonnwend-)Synklinale verbinden; letztere dürfte sich östlich der N-S streichenden Schlirsee-Störung in der Brandenberger Synklinale fortsetzen. Der zuerst von F. WÄHNER (1903, 1935) analysierte Bau des Sonnwendgebirges ist durch überkippte, z. T. durchscherte Falten gekennzeichnet; es sind vor- bis tiefmalmische Gleifalten, weil die als sedimentär zu deutende Hornsteinbrekzie mit ihren hangenden Malmkalken diskordant darüber liegt. Südlich

der Wetterstein-Hauptmulde folgt die Wetterstein-Hauptantiklinale; sie taucht unter die von der Hauptmasse der Inntaldecke überfahrene tiefere Schuppe der Inntaldecke, die Karwendel-Stirnschuppe A. TOLLMANNs, ein. Die ihrem Westteil nördlich vorgelagerte Puitentalzone stellt eine beiderseits zugeschobene Mulde der Lechtaldecke dar und nicht, wie früher angenommen, ein tektonisches Fenster innerhalb der Inntaldecke. Einige Obertrias-Jura-Schürflinge aus der Lechtaldecke ruhen diesem Stirnschuppenanteil auf; sie wurden bei der Überschiebung des Inntaldecken-Hauptkörpers aufgeschuppt.

Wie der Westteil der Inntaldecke, so ist auch ihr Ostteil im allgemeinen gut abgrenzbar und läßt sich als eine frei auf dem Südtal der Lechtaldecke schwimmende, riesige Deckscholle erkennen. Die Zurechnung der gegen Norden geschuppten Zunderkopf- und Thaurer Schuppe am Südrand der Inntaldecke zur Lechtaldecke (A. TOLLMANN, 1976c) wird neuerdings angezweifelt; G. HEISSEL (Vortrag 1977) nimmt an, daß sich zwischen den beiden Schuppen und der Grauwackenzone (bzw. dem Quarzphyllit) unter dem Quartär des Inntales noch weitere tektonische Einheiten einschalten.

Nordöstlich Schwaz und östlich Brixlegg wird nach H. PIRKL (1961) und K. F. KUCKELKORN (1964, 1968) die Lechtaldecke durch Triasvorkommen vertreten, die mit Permoskyth-Sedimenten einsetzen.

Der Auffassung, daß die Abtrennung der Inntaldecke durch die Partnachschichten (Beckenfazies) verursacht wurde, welche den Wettersteinkalkkörper dieser Decke im Norden und im Süden begleiten (E. SPENGLER, 1953; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964; M. SARNTHEIN, 1965, 1967), wird entgegengehalten, daß es nicht nur in der Lechtaldecke nördlich des Hauptkörpers der Inntaldecke und nördlich der „Stirnschuppen“ Riff- und Beckenfazies gibt, wie zuletzt J. FRISCH (1968) und E. OTT (1967) aufzeigten, sondern daß Partnachschichten auch innerhalb des Hauptkörpers der Inntaldecke auftreten (O. AMPFERER, Bl. Östl. Karwendel; G. MUTSCHLECHNER, 1954b; E. OTT, 1967; T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1976; G. HEISSEL, 1976, 1978). Es bestehen demnach mehrere Becken-, Riff- und Lagunenbereiche.

Im östlichen Karwendel ist der „Stirnschuppenbereich“ der Inntaldecke durch die Erosion schollenförmig aufgelöst, und treten vor der Trennung von der Hauptmasse Fenster und Halbfenster der Lechtaldecke in Erscheinung. Der Inntaldecken-Hauptkörper ist in eine Anzahl von Sätteln und Mulden und in einige nordvergente Schuppen zu gliedern; gegen Osten nimmt die Zahl der Schuppen beträchtlich zu,

und es ist noch nicht geklärt, welche der Schuppen der Lechtaldecke oder der Inntaldecke zugehören (G. HEISSEL, Vortrag 1977).

Auf den tieftriadischen Ablagerungen der „Stirnschuppenreihe“ des östlichen Karwendel liegen Deckschollen aus Raibler Schichten und Hauptdolomit, die nach A. TOLLMANN (1970a) beim Nordschub des Inntaldecken-Hauptkörpers aus der Unterlage, also aus der Lechtaldecke, mitgeschleppt wurden. Vorher glaubten O. AMPFERER & W. HEISSEL (1950) und E. KRAUTER (1968) für ihre Bringung die Lechtaldeckenschuppe der Rappenspitze verantwortlich machen zu müssen.

Literatur: AMPFERER O. 1921c, 1925, 1930a, b, 1932, 1933, 1934a, b, 1941b, 1945; AMPFERER O. & HEISSEL W. 1950; BANNERT D. 1970; BECHSTÄDT T. & MOSTLER H. 1976; BERTLE H. 1970a; BERTLE H., et al. 1970; BLUMENTHAL M. 1936a, b; BODEN K. 1930; BÖGEL H. 1958, 1960; CORNELIUS H. P. 1922, 1926; CUSTODIS A. & JACOBSHAGEN V. 1965; CUSTODIS A. & SCHMIDT-THOMÉ P. 1939; DIETRICH V. J. 1976; DOERT U. & HELMCKE 1976; ENGELS P. 1961; FISCHER P. 1964; FRISCH W. 1968; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913, 1914; HAMANN P. J. & KOCKEL C. W. 1957; HANIEL C. A. 1911; HARSCHE W. 1968, 1970; HAUSER CH. 1977; HEISSEL G. 1977; HEISSEL W. 1958; HELMCKE D. & THIERBACH J. 1972; HIRSCH F. 1968; HUCKRIEDE R. 1958b; HUCKRIEDE R. & JACOBSHAGEN V. 1958; HÜCKEL B. et al. 1960; JACOBSHAGEN V., 1961, 1975; JACOBSHAGEN V. & OTTE O. 1968; JERZ H. & ULRICH R. 1966; KLEBELSBERG R. v. 1935; KOBEL M. 1972; KOBER L. 1938, 1955; KOCH K. E. 1958, 1966; KOCKEL C. W. 1923, 1953, 1954, 1956; KOCKEL C. W. & RICHTER M. 1924; KOCKEL C. W. et al. 1931, 1936; KRAUS E. 1949, 1951; KRAUTER E. 1968; KUCKELKORN K. 1964, 1968; KUHNERT CH. 1964, 1967a, b; LAMMERER B. 1976; LUTYJ-LUTENKO 1951; MÜLLER H. 1962, 1963a; MÜLLER K. 1973; MÜLLER-DEILE G. 1940b; MÜLLER-JUNGBLUTH W. 1970; MUTSCHLECHNER G. 1954b; NAGEL K. H. & SCHÜTZ K. J. 1976; NIEDERMAYER J. 1936; OBERHAUSER R. 1963, 1965, 1968, 1970b, 1973b; OTTE E. 1967; OTTE O. 1972; OXBURGH E. R. 1968; PFLAUMANN U. & STEPHAN W. 1968; PIRKL H. 1961; POLL K. 1967; REITHOFER O. 1956, 1957; REITHOFER O. & SCHMIDEGG O. 1964; RENATUS L. 1968; REUM A. 1962; RICHTER D. 1957, 1958, 1963; RICHTER M. 1930a, b, 1956, 1958, 1966, 1969; RICHTER M. & SCHÖNENBERG R. 1955; SÄRCIINGER H. 1939; SANDER B. 1941; SARNTHEIN M. 1962, 1965; SCHIDLOWSKI M. 1960, 1961, 1962; SCHMIDEGG O. 1952, 1955; SCHMIDT-THOMÉ P. 1951, 1954, 1964; SCHNEIDER H. J. 1953, 1962; SCHULZ O. 1952; STENGEL-RUDKOWSKI W. 1962; TOLLMANN A. 1969b, 1970a, b, c, 1971b, 1973a, b, 1976a, c, 1977a; VETTERS H. 1937; VIDAL H. 1953; WÄHNER F. 1903, 1935; WENDT J. 1969; WESTRUP J. 1967, 1970; WEYNSCHEK R. 1949; WOPFNER H. 1954; ZACHER W. 1962, 1964, 1966a; ZEIL W. 1954; ZEIL W. & SCHÜTZ K. 1975.

3.5.3.2. Vom Inn-Quertal zu den Weyerer Bögen (Mittelabschnitt)

(siehe Abb. 53 und 58)

In diesem vom Inntal bis zu den Weyerer Bögen reichenden, etwa 100 km langen Abschnitt sind die bajuvarischen Decken durch den Vorstoß des Tirolikums weitgehend eingeengt. Westlich der

Großmulde des Tirolischen Bogens gehört die *Allgäudecke* zum Tiefbauvarikum, östlich davon die *Ternberger Decke*. Die hochbauvarische *Lechtaldecke* westlich des Tirolischen Bogens ist der *Reichraminger Decke* östlich davon gegenüberzustellen. Sowohl im Bauvarikum als auch im nördlichsten Teil des Tirolikums liegt im Mittelabschnitt die Hauptdolomitfazies (Bayerische Fazies) vor. Lediglich im südwestlichen Teil sind im ganzen Tirolikum bis in die Mitteltrias reichende bayerische Fazieseinflüsse zu erkennen.

Das Tirolikum des Tirolischen Bogens bildet die *Staufen-Höllengebirgsdecke*, im Ostteil auch die *Totengebirgs- und Warscheneckdecke*. Wie am Westrand des Tirolischen Bogens seine Überschiebung über die Lechtaldecke nördlich des Wilden Kaisers allmählich ausklingt, so erlischt an seinem Ostrand mit der Annäherung an die Weyerer Querstruktur spiegelbildlich auch seine Überschiebung über die Reichraminger Decke.

Ausgezeichnete Beweise für den weiten, im Alttertiär erfolgten Vorschub der Kalkalpen über das Ultrahelvetikum und über den Flysch liegen in den Schürflingsfenstern an der Windischgarstener Störung und an der Wolfgangseestörung vor.

In der tirolischen Großmulde liegen die durch ihre charakteristische Fazies gekennzeichneten *Hallstätter Zonen* und *Hallstätter Deckschollen* („Tiefjuvavikum“), das „Hochjuvavikum“ mit der bisher zumeist als fernüberschoben betrachteten *Berchtesgadener (Reiteralm) Decke* und mit der in ihrer Stellung noch problematischen, wahrscheinlich weniger weit überschobenen *Dachsteindecke*. Dabei gibt es Zweifel, ob die Berchtesgadener Decke südlich des in Berchtesgadener Fazies entwickelten Tirolikums beheimatet ist (H. BÖGEL et al., 1975).

Nach J. NOWAK (1911), F. F. HAHN (1913) und E. SPENGLER (ab 1914) sind die Hallstätter Schollen des oberösterreichisch-steirischen Salzkammergutes und des Plassen südlich der Dachsteinkalkentwicklung, also südlich der Dachsteinmasse, beheimatet. Klar überlegen ist die Auffassung E. HAUGS (1908), wonach sich das Wurzelgebiet zwischen der Totengebirgs- und der Dachsteindecke befindet (L. KOBER, 1911a; W. MEDWENITSCH, ab 1949; A. TOLLMANN, ab 1960a; L. KRYSTYN & W. SCHÖLLNERGER, 1972; U. PISTOTNIK, 1974). E. HAUG & M. LUGEON (1904), H. HÖLZL (1933), W. MEDWENITSCH (ab 1949) und A. TOLLMANN (ab 1960a) nehmen im steirisch-oberösterreichischen Salzkammergut eine Zweiteilung der Hallstätter Decke vor.

In Anlehnung an E. v. MOJSISOVICS (1903) glaubt man neuerdings wieder an den Bestand mehrerer kanalförmiger Hallstätter Sedimenta-

tionsräume zwischen den Absatzbereichen des Hauptdolomites, Dachsteinkalkes und Dachsteinriffkalkes, so im Zlambach-Grundseegebiet (parautochthone Zlambachschuppe), im Lammtal (?parautochthone Lammermasse), am Gosaukamm, an der Dachstein-Südseite, in der Mandling-Schuppe, im Blühnbachtal (H. ZANKL, 1962, 1967; V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964; W. SCHLAGER, 1967a; A. TOLLMANN, 1975b, 1976c; R. LEIN, 1976). Andererseits hält man an der Fernüberschiebung der Hallstätter Schollen im Hallein-Loferer Gebiet (B. PLÖCHINGER, 1955, 1976, 1977; W. DEL-NEGRO, 1970; H. PICHLER, 1963; A. TOLLMANN, 1976c) fest und bezieht die „Sandlingdecke“ (früher „Obere Hallstätter Decke“) aus dem Kanal südlich des Dachsteins (A. TOLLMANN, 1976c).

Gegen den Bestand dieser Sandlingdecke sprechen allerdings nach G. SCHÄFFER (1972, 1973, 1976) und U. PISTOTNIK (1974) Verzahnungen zwischen der mergelreichen Beckenausbildung der „Zlambachschuppe“ und der kalkreichen Schwellenausbildung der „Sandlingdecke“. Diese Verzahnungen verweisen nach den genannten Autoren auf Schwellen-Becken-Entwicklungen.

Bei der tektonischen Umgestaltung ist es synsedimentär zu Spaltenfüllungen gekommen; man glaubt, daß in den Hallstätter Becken gegenüber den schnell absinkenden Dachsteinkalk-Plattformen eine sehr langsame Sedimentation stattfand (W. SCHLAGER, 1969). Olistostrome und Olistolithen mit Sedimenten der Hallstätter- und der Dachsteinkalk-Fazies lassen im Raum des Tirolikums erkennen, daß es im Jura und in der Unterkreide zu Schollengleitungen kam, die von Aufwölbungsbereichen ausgingen. Bei der Eingleitung von Hallstätter Schollen dürfte ein Salzdapiasmus entscheidend mitgewirkt haben. Wegen der bereits erwiesenen intrajurassischen Eingleitung einzelner Hallstätter Schollen beiderseits des Salzach-Quertales wird ab 1974 vom Verfasser die Frage nach einer intrajurassischen Eingleitung der gesamten Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden geprüft.

3.5.3.2.1. Vom Inntal bis zum Salzachtal

Dieser Gebirgsabschnitt läßt sich, wie auch sonst in den Kalkalpen, in einen waldreicherem, niedrigeren Nordteil (Geigelstein, 1808 m, Hochgern, 1743 m, Hochstaufen, 1782 m) und einen sich hoch erhebenden Südteil gliedern, dem das Kaisergebirge (2344 m), die Loferer Steinberge (2511 m), die Leoganger Steinberge (2634 m), der Watzmann (2713 m), der Hohe Göll (2522 m), das Steinerne Meer (Selbhorn, 2643 m), das Hagengebirge und der Hochkönig mit seinem Eisfeld (2941 m) angehören. Einge-

Tektonische Kartenskizze des Kalkalpen-Mittelabschnittes, gezeichnet nach den tektonischen Karten von A.Tollmann 1969, 1976, teilweise verändert (B PLÖCHINGER)

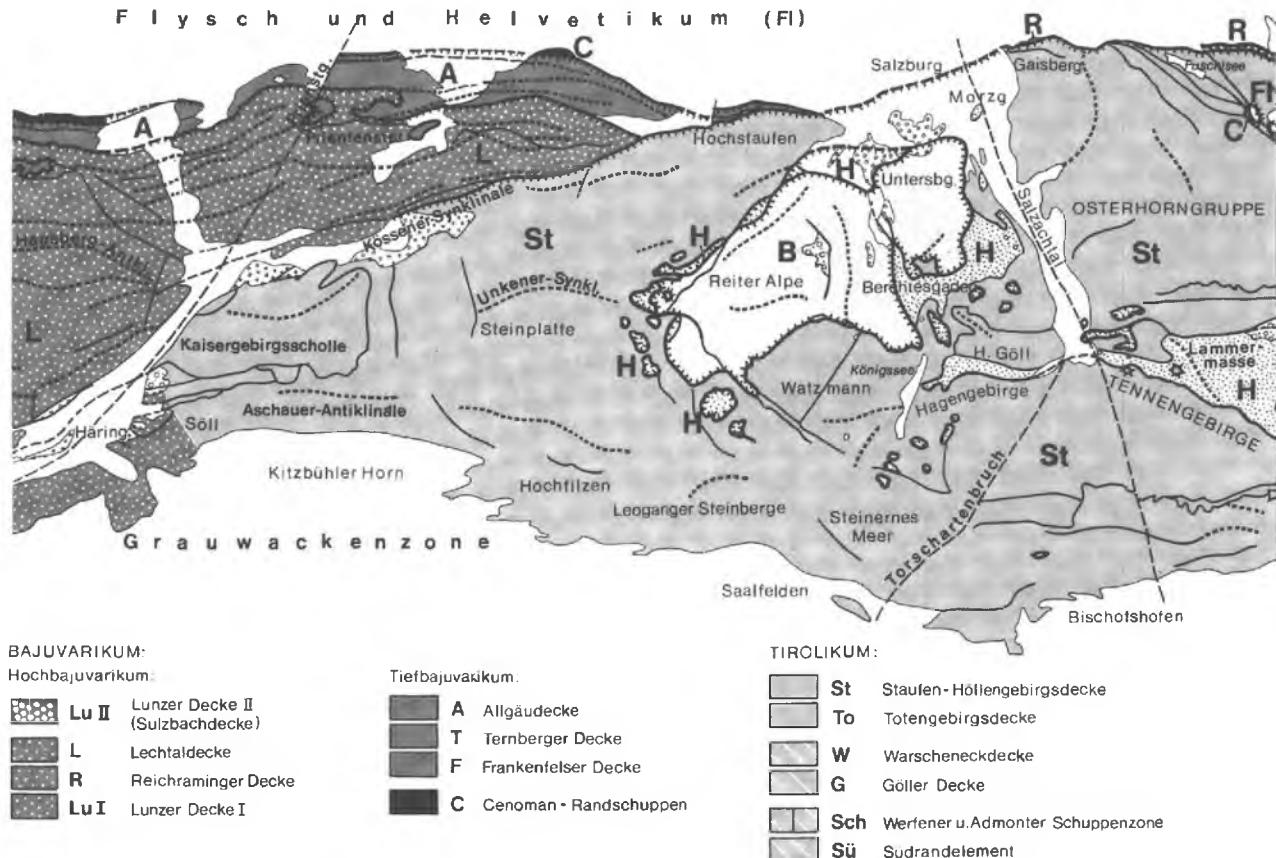


Abb. 53. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Inn und Enns

bettet in diesen hohen, südlichen Gebirgsteil liegt südlich von Berchtesgaden der romantische Königsee. Die Plateauberge machen hier den westlicher gelegenen Kettengebirgen Tirols Platz; sie vertreten einen Baustil, der an eine mächtige Dachsteinkalkentwicklung gebunden ist. Beispiele bieten das Steinerne Meer, das Hagen- und Tennengebirge. Im tektonisch vorgezeichneten Salzach-Quertal sägt sich in den Salzachöfen die Salzach tief in das Gestein und trennt das Hagengebirge im Westen vom Tennengebirge im Osten.

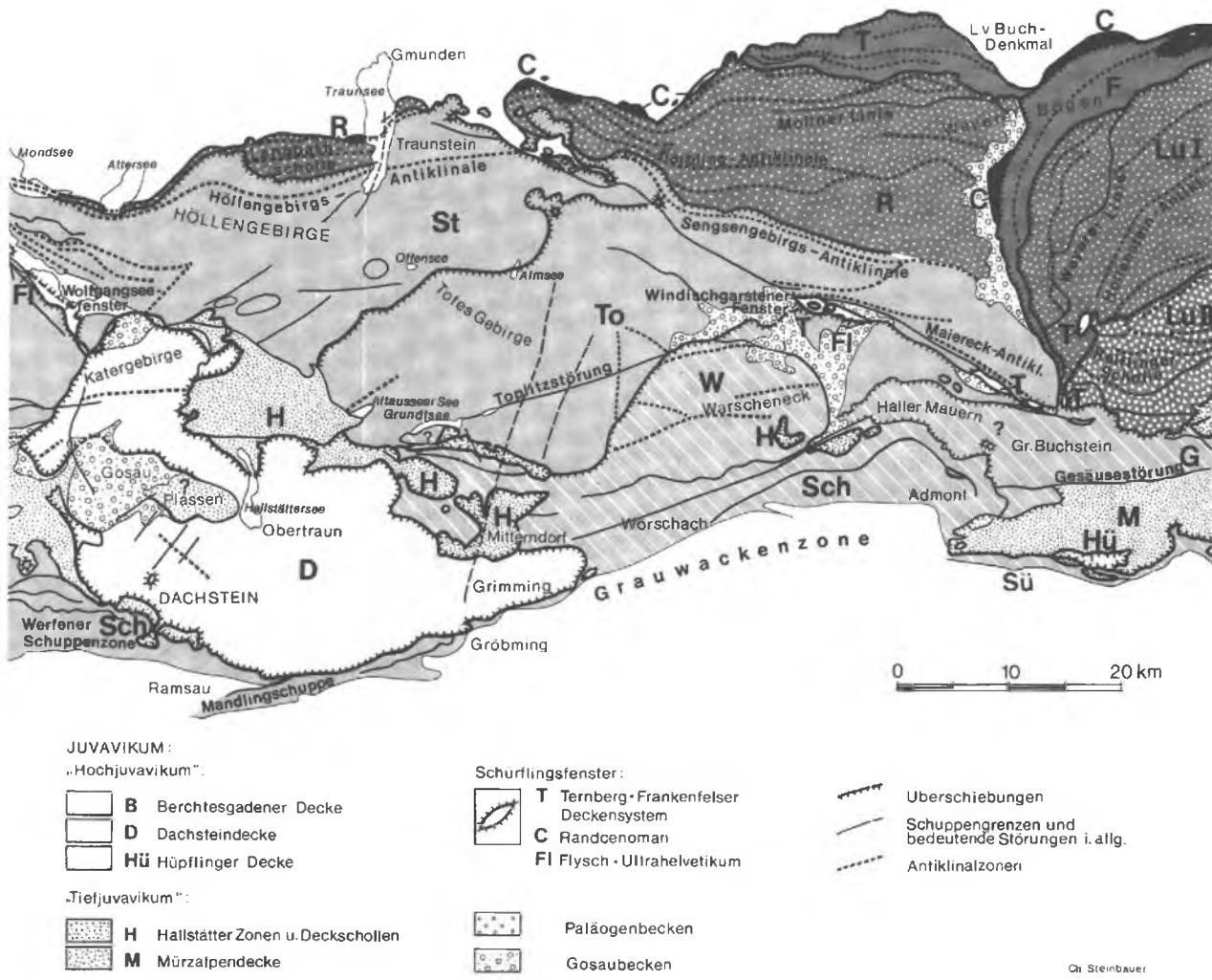
Die am Kalkalpenrand liegende Cenoman-randschuppe von Brannenburg findet erst wieder südlich von Bergen auf kurze Strecke ihre östliche Fortsetzung. Gegen Süden folgt die nur wenige Kilometer breite, in drei eng gefaltete Schuppenzonen gegliederte Allgäudecke; die Breite der südlichsten Schuppe lässt sich aus den

in der Lechtaldecke gelegenen Fenstern (Prienfenster, Hochplatte-Halbfenster) ableiten. Alle Muldenzonen westlich des Innquertales finden sich östlich davon wieder.

Erst östlich des Inn spaltet sich von der Lechtaldecke die Staufen-Höllengebirgsdecke des Tirolikums ab. Durch die ENE-streichende Front dieser Decke wird die unterlagernde Lechtaldecke immer enger gefaltet und schmäler, so daß sie schließlich am tirolischen Staufen-Vorstoß auskeilt.

Am Saalachufer liegt zwischen Kalkalpen und Flysch lokal eine vermutlich dem Randcenoman zuzuordnende Sandsteinfolge mit auffallenden Schwermineralspektren; R. OBERHAUSER will diese als Walserberg-Zone noch dem Südpennikum zuordnen (vgl. Abb. 12).

Die innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke gelegene Kaisergebirgsscholle wurde vorüberge-



hend als fernüberschobene Decke gedeutet (O. AMPFERER, 1921b; L. KOBER, 1923; W. HEISSEL, 1951, 1958). Tatsächlich dürfte sie jedoch nur eine emporgepreßte und beiderseits ausgeschuppte, autochthone Scholle des Tirolikums sein (F. F. HAHN, 1913; L. KOBER, 1938; E. SPENGLER, 1956; A. TOLLMANN 1969c, 1976c). Durch eine nachgosauische, südvergente Bewegung wurden die Gösauablagerungen und durch einen möglicherweise gleichzeitigen nacholigozänen Nordschub auch alttertiäre Ablagerungen überfahren. Strukturell stellt die im Norden von der Kössener Tertiärmulde begleitete Kaisergebirgsscholle eine Mulde mit einer E-W streichenden Hauptsynklinale dar (Abb. 58, Profil 5).

Die durch eine Wettersteinkalkwand markierte, steilstehende Überschiebungsfläche der Staufen-Höllegebirgsdecke verflacht gegen ihren Nordost-Ausstrich. Die nachgosauische Wieder-

belebung verursachte eine Stirnschuppenbildung, bei der die Hauptmasse des Staufens unter Stirnbildung über ihre eigenen Basisschichtglieder bewegt wurde. Im Raum zwischen St. Johann und Saalfelden stellen sich innerhalb der Staufen-Höllegebirgsdecke südvergente Schuppungen ein; trotzdem verweisen Basalkonglomerate am Südrand des Tirolikums auf einen transgressiven Kontakt mit der Grauwackenzone.

Die weite Unkener Synklinale, zu deren Kern neben der Jura-Unterkreide-Schichtfolge die Plattenkalke und Oberrät-Riffkalke der Steinplatte gehören, nimmt im zentralen Teil der Staufen-Höllegebirgsdecke die Masse der Berchtesgadener (Reiteralm) Decke und die diese umrahmenden Hallstätter Deckschollen in sich auf. Dementsprechend verkompliziert sich auch die Tektonik im Tirolikum südlich dieser Masse.

Vielelleicht ist die riesige, von Lofer bis zum Salzachtal reichende Berchtesgadener Decke mit den umrahmenden Hallstätter Schollen als Riesenolistolith eingeglitten. Sie besitzt jedoch keine so charakteristische Fazies wie bisher angenommen; am Untersberg liegen Dachsteinkalk in Plattformfazies mit Riffbildung und Hallstätter Einflüssen vor, im Norden des Lattengebirges Übergänge zu einer dolomitischen Entwicklung. Die Hallstätter Schollen an der Westseite der Reiteralm, die gewiß synsedimentär in das Unterkreidemeer gelangten, haben nach H. BÖGEL et al. (1975) faziell wenig Ähnlichkeit mit der Hallstätter Masse der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone.

Die Fenstergruppe in der „Saalach-Stirnenschuppe“ A. TOLLMANN (1969c, 1976c), beziehungsweise „Saalach-Zwischenschuppe“ (H. BÖGEL et al., 1975) der Reiteralmmasse läßt erkennen, daß die Hallstätter Schollen nur wenig unter die Berchtesgadener Masse reichen oder vollkommen fehlen. Am Westende befinden sich zwei Fenster und auch an der Ostseite liegen zwei Fenster vor, eines mit Gesteinen der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone (siehe unten) und eines mit tirolischen Gesteinen.

Im Grünbachgraben bei St. Leonhard/Salzachtal ist die Hallstätter Entwicklung tektonisch im Liegenden der Berchtesgadener Decke durch eine schmale, invers liegende Scholle mit Zlambachschichten und Liasmergeln vertreten; ihre tirolische Unterlage bildet eine ebenso überkippte, tithon-neokome Serie. Am östlichen Nordrand zeigt sich die Berchtesgadener Decke nur sehr geringfügig wiederbelebt; die transgressiv aufruhenden Oberkreide-Alttertiär-Sedimente sind ziemlich ungestört.

Zwischen der Roßfeldmulde mit ihren mächtigen neokomischen Schrambach- und Roßfeldschichten und dem Untersberg befindet sich die durch Schuppung zweigeteilte Hallstätter Zone von Hallein-Berchtesgaden. Zuerst war man der Meinung, daß das Haselgebirge dieses Salinargebietes auf einen an Ort und Stelle gebildeten Salzstock zurückzuführen sei (E. SEIDL, 1927). Dann nahm man an, daß die haselgebirgsreiche Hallstätter Masse dieser Zone als postneokom fernüberschobene Decke in eine tiefe Muldenzone des Tirolikums gelangte (O. AMPFERER, 1936; W. E. PETRASCHECK, 1947; W. MEDWENITSCH, 1960, 1962; O. SCHAUBERGER in W. MEDWENITSCH, 1960; B. PLÖCHINGER, 1955; H. PICHLER, 1963; W. DEL-NEGRO, 1960, 1968, 1970 und A. TOLLMANN, 1969c, 1976c).

Nach neuen Studien im Halleiner Bereich und nach den Ergebnissen einer Tiefbohrung in der kilometerlangen Hallstätter Scholle südlich St. Leonhard im Salzachtal fand die Platznahme

der Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden intramalmisch statt, und begannen Schollen-eingleitungen im Zuge der jurassischen Transversaltektonik (B. PLÖCHINGER, ab 1974b). Obwohl die Annahme einer diapirischen Aufwölbung *in situ* für den Bestand der Hallstätter Zone Hallein – Berchtesgaden als einfachste Lösung erschien, kann es heute als möglich, wenn nicht sogar als wahrscheinlich gelten, daß auch die rund 10 km lange, zusammenhängende Hallstätter Masse von Hallein – Berchtesgaden im Malm einglitt. Dafür sprechen 1. die haselgebirgsreichen allodapischen Einschaltungen in den umhüllenden Oberalmer Schichten dieser Masse, 2. die aus dem Hallstätter Faziesraum stammenden Gerölle in den Basiskonglomeraten der Oberalmer Schichten der Göll-Nordseite und 3. die durch eine Bohrung unter dem Hahnrain und durch Fenster erkannte Juraunterlagerung. Auch die Verhältnisse an den Hallstätter Schollen östlich von Golling scheinen diese Auffassung zu bestätigen (siehe dazu Abb. 58, Profil 8).

Zieht man die Hallstätter Gleitschollen (Olistolith) mit in Betracht, die im Roßfeldgebiet westlich der Salzach, im Weitenaugebiet östlich der Salzach oder auch in der Unkener Mulde, an der Westseite der Berchtesgadener Masse, den olistostromführenden höheren Neokomablagerungen aufruhen, so kann man annehmen, daß es phasenhaft zu Eingleitungen von Hallstätter Schollen aus einem durch Salzdiapirismus charakterisierten, untermeerischen Aufwölbungsgebiet kam. Bei Annahme einer eingewurzelten Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone hätte man die genannten neokomischen Olistostrome und Olistolith mit dem Diapirismus eines „Halleiner Salzstocks“ in Verbindung zu bringen. Das aber steht in Widerspruch zu dem aus dem Süden gebrachten Geröllbestand der Olistostrome (O. AMPFERER, 1936; H. PICHLER, 1963; W. DEL-NEGRO, 1968 und P. FAUPL, Vortrag 1977).

Die Diskussion, ob im Halleiner Raum *zwei* Hallstätter Decken, eine mergelreiche und eine kalkreiche Decke, vorliegen, wie dies W. MEDWENITSCH (1960, 1963) aus den untertägigen Aufschlüssen des Dürrenberger Salzberges ableiten wollte, oder ob nur *eine* Hallstätter Decke besteht, ist wohl durch die mehrfach zu beobachtende normale Überlagerung der bunten Hallstätter Kalke durch Zlambachmergel zugunsten der zweiten Version abzuschließen.

Die südliche Basis der Roßfeldmulde bildet die wahrscheinlich bereits zur Jungkimmerischen Phase aufgewölbte und durch Querschub etwas gegen Westen verfrachtete Göllmasse. Ihre Riffgesteine weisen gegen Süden deutliche Anklänge einer Hallstätter Entwicklung auf.

Im Westteil des Hagengebirges und im Steinernen Meer sind kleine Deckschollen des Juvavikums vorhanden, von welchen einzelne sicher zur Hallstätter Entwicklung gehören. Alle Schollen sind als Reste des nordwärts verfrachteten Juvavikums zu betrachten.

3.5.3.2.2. Der Abschnitt zwischen dem Salzachtal und dem Ostrand des Dachsteinmassivs mit seinen nördlichen Vorbergen

Liebliche, eiszeitlich geformte Talungen mit Seen (Attersee, Mondsee) treten hier aus den schroffen Bergen der Kalkalpen heraus in die sanft geformten Erhebungen des Flysches im nördlichen Vorland oder liegen innerhalb der Ost-West-streichenden Kalkalpen (Fuschlsee, Wolfgangsee, Ischltal). Zwischen dem Kalkplateau des Untersberges knapp westlich unseres Abschnittes und der ebenso plateautragenden Gamsfeldmasse im Osten (Gamsfeld 2028 m) treten die in ihrem zentralen Teil flach gelagerten, gut gebankten Gesteine der weiten, almenreichen Osterhorngruppe auf. An ihr sind die Reste einer alttertiären Landoberfläche weit weniger gut zu erkennen als an den Plateaubergen, deren verzweigte Höhlen Zeugnis für eine entsprechende Verkarstung geben.

Zu den Plateaubergen am Südrand der Kalkalpen gehören das Tennengebirge (Bleikogel, 2412 m) und das riesige, verkarstete und gletschertragende Dachsteinmassiv (Hoher Dachstein, 2995 m). Der Riffkalk des Gosaukammes und der Bischofsmütze (2459 m) gehören zu diesem Massiv, das zurecht „Krone der Nördlichen Kalkalpen“ genannt wird. Zwischen der höhlenreichen Dachsteinmasse im Süden und der Gamsfeldmasse im Norden ist das Gosaubekken eingesenkt. Die glazial geformten Talungen des Vorderen Gosaubekens und des Hallstätter Sees verleihen der Landschaft eine unvergleichbare Romantik.

Das Salzach-Quertal entspricht einer bis in die jüngste Zeit wirksamen Querstörung. Staffelförmig senkt sich das Gestein der Osterhornguppe zu ihm ab, und auch am Salzachdurchbruch ist eine grabenbruchförmige Einsenkung zu beobachten.

Das Tirolikum der Staufen-Höllengebirgsdecke ist in die Scholle des Schafberges, die Scholle der Osterhornguppe und die Scholle des Hagen-Tennengebirges zu gliedern. Entlang der NW-SE-streichenden Wolfgangseestörung wurde im Zuge des postmittelozänen Nordschubes des kalkalpinen Deckenstapels die Osterhorn-Scholle (Osterhorn-Tirolikum) auf die Schafberg-Scholle (Schafberg-Tirolikum) aufgeschuppt und dabei die tektonische Unterlage als Fenster emporgeschürft. Das kleinere St. Gilgener Fenster ist ein

Mehrfachfenster, das von unten nach oben Sedimente des Ultrahelvetikums, des Flysches und des Randcenomans führt; das größere, einige Kilometer lange, bis 12,5 km südlich des Kalkalpen-Nordrandes gelegene Strobler Fenster ist ein Doppelfenster mit Ultrahelvetikum und Flysch (Kap. 3.4.10.). Gesteine des Randcenomans und des Hochbauvarikums treten sporadisch an der Basis des Schafberg-Tirolikums entlang des Kalkalpen-Nordrandes auf (Abb. 58, Profil 9a).

Die in enge, z. T. überkippte Falten gelegte Schafberg-Schuppe wurde entlang der Wolfgangseestörung etwas gegen Nordwesten versetzt. Weil die linksseitige Blattverschiebung den Druck nicht vollends abbauen konnte, kam es im Schafberg-Tirolikum nördlich St. Gilgen zu einer den Weyerer Bögen vergleichbaren Eindrehung des Faltensystems in die N-S-Richtung.

Die bis zu wenige Kilometer weite Aufschuppung der Osterhorn-Schuppe auf die Schafberg-Schuppe erklärt den Faziesgegensatz; während in der tieferen Schuppe jurassische Seichtwassersedimente ausgebildet sind, sind es in der höheren Schuppe Sedimente größerer Meerestiefe.

In der Nördlichen und Mittleren Osterhornguppe liegen Stockwerkgleitungen vor, die zu weitgehenden Schichtreduktionen und Schichtausfällen zwischen dem Hauptdolomit und den Oberalmer Schichten führten; Schichtwiederholungen sind zum Teil als synsedimentäre Eingleitungen zu deuten.

An der Südseite der Osterhornguppe sind zur Jungkimmerischen Phase rhätische Riffkalke aufgewölbt worden, sodaß am Nordrand der Aufwölbung Oberalmer Schichten mit Basiskonglomerat diskordant aufruhen. Im nördlicher gelegenen Beckenbereich bildeten sich die kieseligen, an Fluxoturbiditen und Olistostromen reichen tiefmarmischen Ruhpoldinger- bzw. Taugl-bodenschichten. Dort, wo der Südteil der triadischen Aufwölbungszone längs des Südrandbruches der Osterhornguppe abgesenkt erscheint, nehmen die Unterkreide-Ablagerungen der Weitenaumulde die gipstreiche Hallstätter Deckenscholle von Grubach-Grabenwald in sich auf.

Hallstätter Schollen im Südrandbereich des Osterhorn-Tirolikums östlich von Golling, wie etwa die Scholle des Rabensteines und der Kellauwand, kann man als synsedimentäre Gleitschollen in den Malm einbinden. Sie sind den Hallstätter Schollen des Halleiner Bereiches vergleichbar. Auf ihre intramalische Eingleitung weisen vor allem ca. 70 m mächtige allodapische Kalke vom Typus Tressensteinkalk hin, welche die Kellauwandscholle seitlich ablösen; sie führen Komponenten aus dem Hallstätter Faziesbereich.

Im Bereich des Lammtales liegt die „Lam-

Geologie um den Plassen

Aufgenommen von G. Schäffer

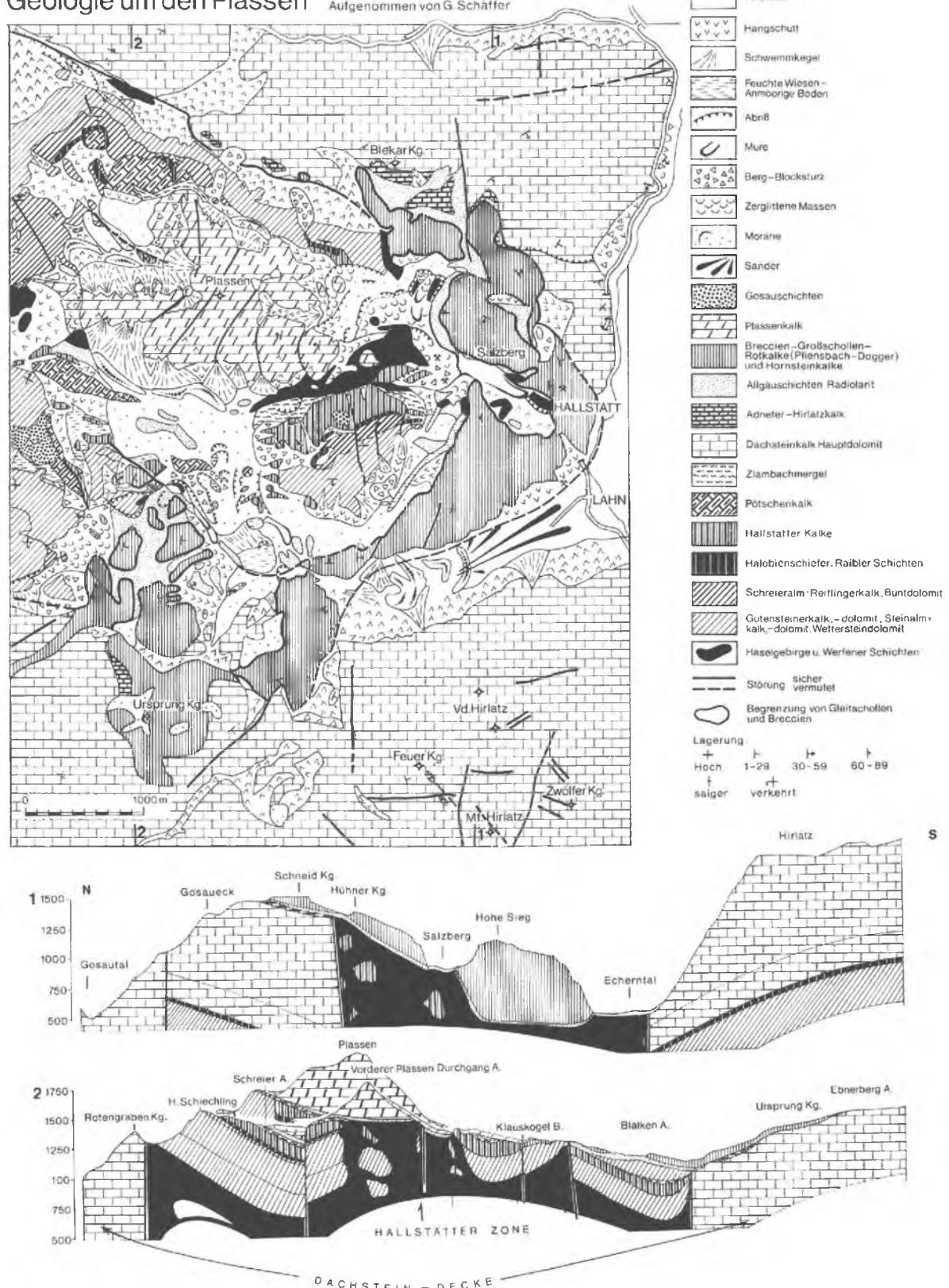


Abb. 54. Ein Beispiel aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (von GERHARD SCHÄFFER)

mermasse“ vor, die nach H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) in eine tiefjuvavische Einheit mit vorwiegend mergelig entwickelten obertriadischen Gesteinen der Hallstätter Fazies (Pedata-kalk, Pötschenkalk, Zlambachmergel oder auch bunter Hallstätter Kalk) und eine hochjuvavische Einheit am Gollinger Schwarzenberg mit Gesteinen der Dachsteinkalkfazies gegliedert ist.

A. TOLLMANN faßt diese Einheiten zu einer „Lammer-Vielfazieseinheit“ zusammen und rechnet ihr 1969c (Taf. 1) die Torrener Jochzone und die Göllmasse, 1976 lediglich die Torrener Jochzone zu. Nicht leicht zu erklären ist so allerdings die Tatsache, daß nordwestlich und nördlich der Scheffau Hallstätter Schollen der Lammermasse, bestehend aus Haselgebirge, Pötschenkalk und buntem Hallstätter Kalk, dem Wettersteindolomit der Schwarzenbergserie aufruhen.

Die vermittels des Wettersteindolomites nördlich des Vorderen Strubberges zu einer Einheit verbunden scheinende Lammermasse ruht im Süden den jurassischen Strubbergschichten der nordgerichteten Stirn des Tennengebirgs-Tirolikums auf, im Norden dem Osterhorn-Tirolikum. Ihre Platznahme erfolgte nach Ausweis der in den Strubbergbrekzien eingesedimentierten Großschollen aus Gesteinen der Lammereinheit in intrajurassischer Zeit (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964); die genannten Autoren beziehen diese Schollen aus einer autochthonen, nicht vom Süden des Tennengebirges kommenden Lammermasse.

A. TOLLMANN (1976c) hält es für möglich, daß die Lammermasse eine weit nach Norden und Süden überschiebende parautochthone Scholle darstellt und nur kleine Schollen aus buntem Hallstätter Kalk den Transport vom Südrand der Kalkalpen als Teile seiner „Sandlingdecke“ mitgemacht haben. Diese Trennung innerhalb der Hallstätter Fazies der Lammermasse ist aber m. E. kaum wahrscheinlich.

Die Annahme einer Einwurzelung der Lammereinheit im Lammerbereich wird vor allem durch die von H. ZANKL (1962, 1967, 1969) beschriebene Hallstätter Entwicklung im Bereich der Torrener Jochzone begründet (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964, A. TOLLMANN, 1969c, 1976c). Bei Berücksichtigung dieses Umstandes denkt der Verfasser an eine möglicherweise intrajurassische Eingleitung einer sowohl die Gollinger Schwarzenbergmasse als auch die Göllmasse erfassenden Lammereinheit. Es ist dabei auf die südliche Hochschaltung der Göll-Schwarzenbergmasse zu verweisen und auf die Bedeutung, die H. P. CORNELIUS in H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) dem Zustand der Strubbergschichten und den sedimentär zustandege-

kommenen Brekzien der Strubbergschichten (= Olistostrom im heutigen Sinne) für die Annahme einer im Süden des Tennengebirges beheimateten Lammermasse beimitzt. So gesehen dürfte man allerdings die Schwarzenbergmasse nicht mehr als abgesenkten Südrand der tirolischen Osterhornguppe betrachten.

Gegen den Kalkalpen-Südrand zeigen pelitische und psammitische Sedimente eine zunehmende Metamorphose an (V. HÖCK & J. M. SCHRAMM, 1975).

Als fragliches Äquivalent der Berchtesgadener Decke gilt die vorwiegend aus Gesteinen der Berchtesgadener Fazies aufgebaute hochalpine Dachsteindecke. Sie ist allseitig tektonisch begrenzt und wurde vorgosauisch, relativ zum tirolischen Untergrund, mindestens 10 km, nachgosauisch nur wenige Kilometer nordwärts bewegt. Den Gosauablagerungen des Ischltales wurden dabei von Süden her die Gosauablagerungen der Gamsfeldmasse (Dachsteindecke) aufgeschoben; gleichzeitig kam es zur Aufschuppung ultrahelvetischer Buntmergel.

Zwischen der Gamsfeld- und der Dachsteinmasse ist das Gosaubassin mit seinen gegen Süden jünger werdenden Gosauablagerungen eingesenkt und z. T. randlich überschoben (S. 234f.).

Die Nachbarschaft der in Hallstätter Fazies entwickelten Schollen des Zwieselalmgebietes zur Hallstätter Entwicklung im Lammatal und die Verknüpfung der Zlambachmergel mit Riff- und Riffhaldensedimenten an der Westseite der Dachsteinmasse (G. ROSENBERG in O. GANSS et al., 1954; H. ZAPPE, 1960, 1962) haben entgegen der Auffassung J. SABATAS (1949) zu einer autochthonen Erklärung geführt (W. SCHLAGER, 1967b). Nachdem man die inverse Stellung der Schollen erkannte, kam wieder ihre Allochthonie ins Gespräch (A. TOLLMANN & E. KRISTANTOLLMANN, 1970). Die unter der Dachsteinmasse liegenden Schollen in Hallstätter Fazies deutet R. LEIN (1975) als Schürflinge der Lammermasse.

Die Hallstätter Zone des Plassen wird von E. HAUG (1908) und L. KOBER (1927a) als Fenster unter der Dachsteindecke, von E. SPENGLER (1919a) als Deckscholle auf der Dachsteindecke und von W. SCHLAGER (1967a, b) als autochthon, jung eingeengt, gedeutet. G. SCHÄFFER (1976) erkannte, daß die Hallstätter Zone des oberösterreichischen Salzkammergutes, so auch jene des Plassen, durch eine transgressiv auflagernde sedimentäre Dachsteinkalkbrekzie mit Oberlias-? Dogger-Matrix plombiert ist (siehe dazu Abb. 54). G. SCHÄFFER leitet daraus ab, daß sich die Platznahme intrajurassisches vollzog und sich der Dachsteinkalkschild ursprünglich nördlich des Hallstätter Sedimentationsraumes

Tektonische Kartenskizze des Kalkalpen-Ostabschnittes, gezeichnet nach den tekton. Karten von A.Tollmann, 1967, 1976, teilweise verändert (B.PLÖCHINGER)

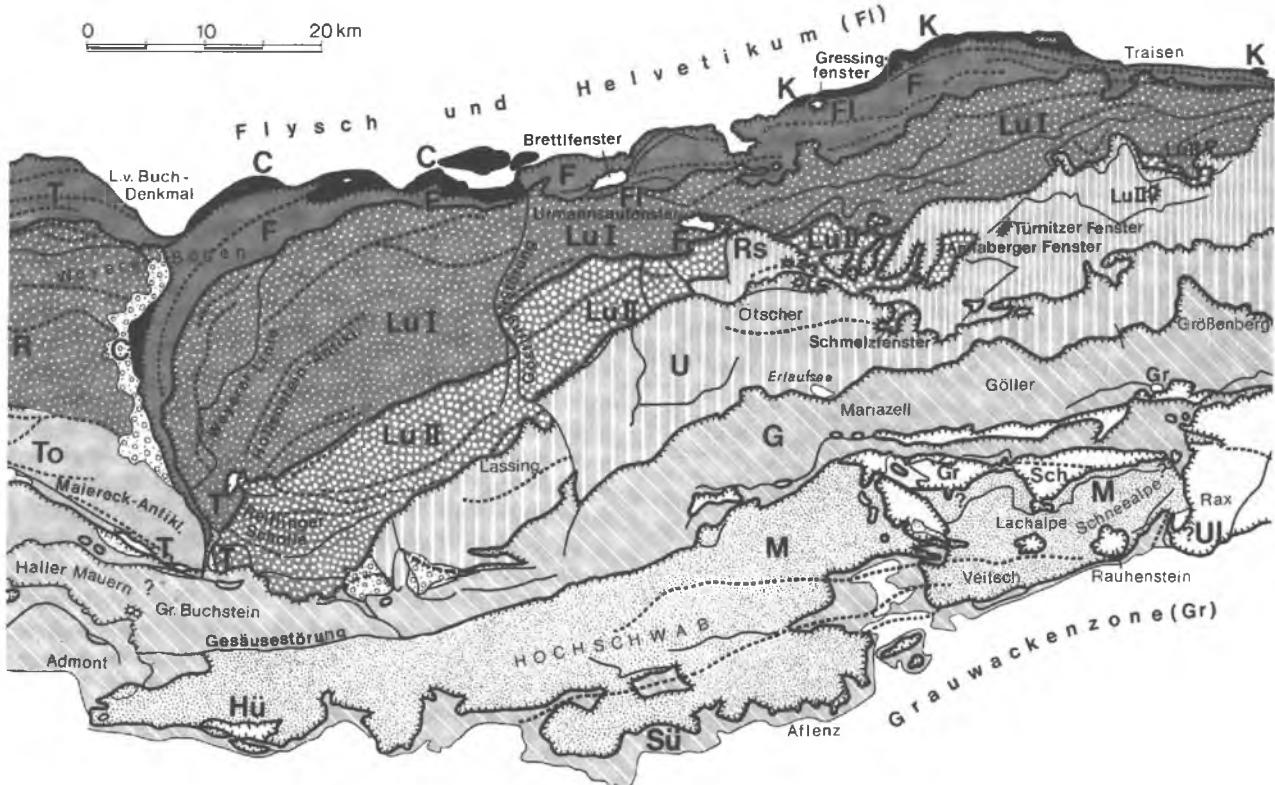


Abb. 55. Tektonische Kartenskizze der Kalkalpen zwischen Enns und Wiener Becken

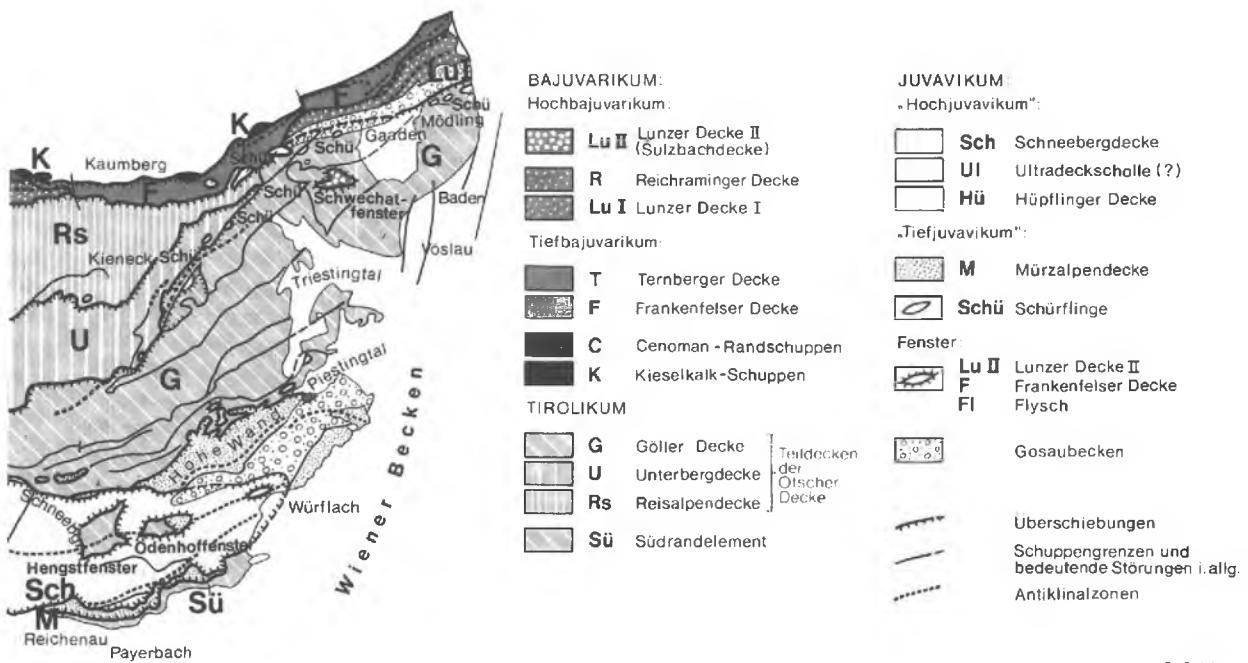
befand. A. TOLLMANN (1976c) betrachtet entgegen seiner früheren Ansicht die Hallstätter Serien des Plassen und des Rettensteines nunmehr im Sinne SPENGLERS als vom Hallstätter Südkanal südlich des Dachsteins stammende Schollen, und zwar als Schollen seiner Sandlingdecke; ein Südkanal ist auf Grund der Schreyeralmkalke des Dachsteinmassen-Südrandes anzunehmen.

Die Werfener Schuppenzone liegt unter den hochalpinen Massen des Dachsteins, des Tennen- und des Hagengebirges und über der Grauwackenzone. Im allgemeinen nimmt man in ihr Tirolikum an, nur H. GRUBINGER (1953) vermutet hier noch mit R. STAUB und L. KOBER Bajuvarikum. Wegen der Hallstätter Faziesanklänge in der Werfener Schuppenzone und in der innerhalb der Grauwackenzone steckenden Mandling-Schuppe glaubt man heute Anhaltspunkte für einen Hallstätter Mittelkanal zu haben (R. LEIN, 1976, A. TOLLMANN, 1976c). Voraussetzung dafür ist allerdings der darüber hinweggehende Fernschub der Dachsteindecke. Nach F. TRAUTH (ab 1927) weist das Werfener Schuppenland eine nachgosauisch erfolgte, südvergente Schuppung („Hochgebirgsüberschie-

bung“) auf. R. ROSSNER (1972) deutet die Schuppung dieser Zone im wesentlichen als nordvergente Tauchschuppenbildung.

3.5.3.2.3. Von der Linie Trauntal-Attersee zu den Weyerer Bögen

Östlich des Kalkplateaus der Gamsfeldmasse und nördlich der gegen Osten, am Grimming (2351 m) spitzwinkelig aushebenden Dachsteinmasse breitet sich im oberösterreichisch-steirischen Salzkammergut, zwischen Bad Ischl, Bad Aussee und Mitterndorf, eine gesteinsmäßig bedingte, sanft geformte Landschaft mit einem sehr wechselvollen Relief aus. Gegen Nordosten wird sie vom weiträumigen, plateautragenden und verkarsteten Toten Gebirge (Gr. Priel, 2515 m) und dem Warscheneck (2389 m) als dessen Trabant abgelöst. Östlich der Furche des Pyhrnpasses schließen mit steiler Nordfront die Haller Mauern (Gr. Pyhrgas, 2244 m) an. Erheblich niedriger sind die nördlicher gelegenen, bewaldeten Bergketten, aus welchen das Höllengebirge (1862 m), der am Ostufer des Traunsees gelegene Traunstein (1691 m), die Krems- und Falkenmauer und das Sengengebirge (Hohe Nock,



1963 m) felsig herausragen. Letzteres begrenzt die anmutige Talung von Windischgarsten gegen Norden. Mehr oder minder parallel laufende Talfurchen mit meist niedrigen Sätteln reichen von hier bis in die Gegend südlich von St. Gallen in der Steiermark, wo auch die große Querstruktur der Nördlichen Kalkalpen an den mächtigen, Ost-West-streichenden Karbonatgesteinssmassen der Gesäuseberge ihr südliches Ende findet. Es handelt sich um die Querstruktur der Weyerer Bögen, in welchen die voralpinen Ketten aus ihrer Längsrichtung gegen Süden einschwenken.

Die Gesteine der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone tauchen klar unter die zur Dachsteindecke gehörende Gamsfeldmasse ein; am Ostteil der Dachsteindecke ist ihr Kontakt unterschiedlich. Entgegen der Auffassung E. SPENGLERS gilt heute die Zone von Goisern-Aussee bei allen Autoren als nördlich der Dachsteindecke beheimatet. Man zählt sie zum „Hallstätter Nordkanal“ und stellt sie einem südlich der Dachsteindecke angenommenen „Hallstätter Südkanal“ gegenüber.

Die Hallstätter Masse im steirisch-oberösterreichischen Salzkammergut verläuft quer zu den

Strukturen des Tirolikums, regional gesehen jedoch ziemlich parallel zur Front der Dachsteinmasse und zur WNW-ESE streichenden Ostbegrenzung des Tirolischen Bogens. Die Hallstätter Ausbildung lässt sich in eine mergelreiche Serie (Untere Hallstätter Decke bzw. Zlambachschuppe) und eine kalkreiche Serie (Obere Hallstätter Decke bzw. Sandlingdecke) gliedern, wobei der Faziesgegensatz im Ischl-Ausseer Gebiet von einzelnen Autoren durch den ehemaligen Bestand von Becken- und Schwellenbereichen erklärt wird (S. 226). Die mergelreiche Serie hat bis inklusive Karn eine der Lunzer Fazies ähnliche Ausbildung, darüber Pötschenkalk, Pedatakkalk, Zlambachsichten und Liasablagerungen, die kalkreiche Serie mitteltriadischen Schreyeralmkalk und obertriadische Hallstätter Kalke. Malm liegt transgressiv darüber.

Entgegen älteren Auffassungen ist nach der Neuaufnahme des Verfassers im Bereich Nussersee-Wildenstein, nördlich der Dachsteindeckenfront, nur mehr eine kleine Hallstätter Scholle vorhanden. Östlich der Raschbergscholle und der namengebenden Sandlingscholle vertreten nach

A. TOLLMANN (1976c) die Röthelstein- und die Mitterndorfer Deckscholle die Sandlingdecke.

Den Ostteil des weit nach Norden vorspringenden Tirolikums bilden die Staufen-Höllengebirgsdecke mit ihrer schönen Stirneinrollung, die Totengebirgsdecke und die Warscheneckdecke. Diesem Vorstoß gemäß ist das Bajuvarikum weitgehend überdeckt. Die Cenomanrandschuppe fehlt auf weite Erstreckung und tritt erst wieder östlich des Nordwestendes der Windischgarstener Störung bei Grünau in schmalen Streifen auf. Auch das Tiefbauvarikum setzt erst wieder östlich Kirchdorf/Krems, und zwar als Ternberger Decke, ein und erlangt gegen die Weyerer Bögen bis zu wenige Kilometer Breite. Das Hochbauvarikum liegt südwestlich Gmunden in einer ca. 10 km langen erosiven Ausnehmung der Höllengebirgsdecke, in der Langbathzone, vor. Durch die Traunstein-Blattverschiebung zeigt sie sich in der Zirler Schuppe etwas gegen Nord versetzt. Dieser ist am Traunstein die tirolische Liegendfalte aufgeschoben. Zwischen der Windischgarstener Störung und den Weyerer Bögen, also östlich des tirolischen Vorstoßes, nimmt das Hochbauvarikum als Reichraminger Decke den größten Teil der Kalkalpenbreite ein. Die Grenze Ternberger Decke – Reichraminger Decke ist durch die Losensteiner Mittelkreide-Mulde markiert.

Die tirolische Warscheneckdecke reicht vom Grundlsee bis zum Pyhrnpaß. Ihre an Internstrukturen arme Karbonatgesteinssmasse ist durch eine Bewegungsfläche von den vorwiegend schiefrig-linsig ausgebildeten, in sich verschuppten, permischen bis mitteltriadischen Sockelgesteinen der Admonter Schuppenzone getrennt. Diese ist als ein Äquivalent der Werfen-St. Martiner Schuppenzone zu nehmen.

Im Windischgarstener Gebiet befindet sich die verschuppte Basis nicht nur der Karbonatgesteinssmasse des Warschenecks, sondern auch jene der Haller Mauern. Diese Haller Mauern können als Bindeglied zwischen der Warscheneckdecke im Westen und der Göller Decke im Osten gesehen werden (P. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Für diese Version sprechen die Verbindungsmöglichkeit der Gesäuseberge mit der Ötscher Decke bzw. Göller Teildecke am Südrand des Gamser Beckens (E. SPENGLER, 1959; H. KOILLMANN, 1964a) und die Deutung des Himbeersteinbereiches östlich Admont als abgesunkener Teil der Gesäuseberge (E. SPENGLER, 1959; K. H. BÜCHNER, 1974). Ihr entgegen steht die Deutung dieses Bereiches als Halbfenster einer bis in die Haller Mauern reichenden Mürzalpendecke (L. KOBER, 1938; O. AMPFERER, 1926; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962); A. TOLLMANN (1976c) stützt sich dabei

vor allem auf Obertrias-Juraspäne im Liegenden der Karbonatgesteinssmasse; Herkunft und Bildungsalter dieser Späne wären noch zu prüfen.

Die Wurzener Haselgebirgs-Scholle und die Bosruck-Scholle werden übereinstimmend als juvavisch betrachtet.

Die vom Nordrand der Kalkalpen ausgehende, gegen ESE streichende Windischgarstener Störung, deren Nordwestteil unter der Bezeichnung „Teichlstörung“ bekannt ist, verläuft zuerst im Bereich der tirolischen Höllengebirgsdecke bis gegen Windischgarsten, dann entlang der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern bis St. Gallen. Längs dieser Störung finden sich das Grünauer Flyschhalbfenster, das Steyerlingfenster, das Windischgarstener Doppelfenster mit Flysch und Tiefbauvarikum und, weiter gegen Ostsüdost, noch Fenster des Tiefbauvarikums und der Cenomanrandschuppe. Sie wurden durch die nordvergente Aufschuppung des Störungs-Südflügels gebildet. Das von S. PREY detailliert aufgenommene Windischgarstener Fenster liegt 25 km südlich des Kalkalpen-Nordrandes; die südlichsten an die Störung geknüpften Fenster liegen ca. 30 km südlich dieses Nordrandes. Alle Fenstergesteine entstammen einem beim Kalkalpen-Nordschub liegen gebliebenen Reibungsteppich, von dem Teile beim blockförmigen alttertiären Nordschub der Kalkalpen herausgeschuppt wurden (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Die Anlage der Weyerer Bögen erfolgte sicherlich gleichzeitig (siehe Abb. 58, Profil 10a).

Nördlich der Windischgarstener Störung entwickelt sich aus der Durchscherung der Stirnfalte der gegen Norden überschlagenen Sengsengebirgs-Antiklinale gegen Westen die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke mit ihrer NNE-vergenten Überschiebung am Ostrand des Tirolischen Bogens. In der nördlich vorgelagerten Reichraminger Decke (Hochbauvarikum) wird die an Wettersteinkalk reiche Nordtiroler Fazies der Staufen-Höllengebirgsdecke von der Lunzer Fazies abgelöst. Bei Annäherung an die Weyerer Bögen von Westen her biegen die südlicheren Strukturen der Reichraminger Decke in die Südost-Richtung um, und legt sich der Laussa-Großreiflinger Gosaustreifen transgressiv quer über den gesamten Kalkalpenraum.

In den Weyerer Bögen und östlich davon finden sich alle Decken, Schuppen und Falten des Westflügels wieder, nur ihre Namen sind, ausgenommen die Bezeichnung „Cenoman-Randschuppe“, verändert. Der Ternberger Decke im Westen entspricht hier im Osten die Frankenfelsner Decke und der Reichraminger Decke im Westen die Lunzer Decke im Osten. Die Cenoman-Randschuppe und die ihr aufruhende Frankenfelsner Decke sind gegen Nordwesten dem

Laussa-Großraminger Gosaustreifen aufgeschoben.

Literatur: ABERER F. 1951; AMPFERER O. 1921b, 1926, 1933, 1935, 1936; BARTH W. 1968; BAUBERGER W. 1963; BAUER F. 1953; BÖDEN K. 1930; BÖGEL H. 1971; BÖGEL H. et al. 1975; BÖGEL H. & SCHMIDT K. 1976; BRINKMANN R. 1936; BÜCJNER K. H. 1974; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. & PLÖCHINGER B. 1952; DEL-NEGRO W. 1950, 1958, 1968, 1970, 1972, 1977; DHEIN A. 1944; DIERSCHE V. 1973; ERHARDT W. D. 1931; FERNCK F. A. 1962; FISCHER A. G. 1965; FRASL G. et al. 1975; GANSS O. et al. 1954; GATTINGER T. E. 1953; GRUBINGER H. 1953; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913; HAMEDANI A. 1976; HAUG E. 1908; HAUG E. & LUGEON M. 1904; HEISSEL W. 1951, 1953, 1955, 1958; HÖCK V. & SCHLAGER W. 1964; HÖCK V. & SCHRAMM J. M. 1975; HÖLZL K. 1933; JAKSCH K. 1964; KIRCHMAYER M. 1957; KLAUS-GOTTSCHLING H. 1969; KOBER L. 1911b, 1927a, 1938, 1955; KOLLMANN H. 1964a, 1968a; KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. 1962; KRYSTYN L. et al. 1971a; KRYSTYN L. & SCHÖLLNBERGER W. 1972; KÜHNEL J. 1925, 1929; LEIN R. 1976; LEISCHNER W. 1959b; MEDWENITSCH W. 1949, 1958, 1960, 1962a, 1963a, b; MOJSISOVICS E. v. 1903, 1905; NOWAK J. 1911; OBERHAUSER R. 1968; OSBERGER R. 1952; OSSWALD K. 1928, 1951; PETRASCHECK W. E. 1947, 1949; PIA J. 1943; PICHLER H. 1963; PISTOTNIK U. 1975; PLÖCHINGER B. 1953a, 1955, 1963a, 1968, 1971, 1973, 1974b, 1975, 1976, 1977; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968; PREY S. 1953a, b, 1964b; PREY S. et al. 1959; ROSENBERG G. 1955a, b; ROSSNER R. 1972; SABATA J. 1949; SCHADLER J. 1949; SCHÄFFER G. 1972, 1976; SCHLAGER M. 1930, 1956, 1960; SCHLAGER M. & SCHLAGER W. 1970; SCHLAGER W. 1966, 1967a, b, 1969; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBERGER W. 1975; SCHÖLLNBERGER W. 1974; SCHOTTNER W. 1934; SCHRAMM J. M. 1975; SCHULZ O. 1952; SEIDI E. 1927; SPENGLER E. 1911, 1919a, b, 1920a b, 1924, 1953, 1956, 1957, 1959; SPENGLER E. in SCHAFFER F. X. 1951; THURNER A. 1962; TOLLMANN A. 1960a, b, 1963a, d, 1969a, b, 1973b, 1975b, 1976c, 1977b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1970; TRAUTH F. 1916, 1937; VETTERS H. 1937; VORTISCH W. 1937, 1950, 1955, 1960; WEBER F. 1960; ZANKL H. 1962, 1967, 1969; ZAPFF H. 1960, 1962.

3.5.3.3. Von den Weyerer Bögen zum Wiener Becken (Ostabschnitt)

(siehe Abb. 55 und 58)

Wie in den vorhergegangenen Abschnitten der Nördlichen Kalkalpen so kann man auch in diesem Ostabschnitt einen nördlicher gelegenen, orographisch niedrigeren, voralpinen Teil und einen südlicher gelegenen, höheren, hochalpinen Teil unterscheiden. In der südlichen Reihe stehen vorwiegend Plateauberge, wie die Gesäuseberge (Hochtor, 2369 m), die sich durch das im Gesäuse schluchtartig eingeschnittene Tal der Enns geteilt zeigen, der Hochschwab (2277 m), die Veitschalpe (2061 m) und die Hohe Wand (1132 m). Nördlich davon liegen im Bereich zwischen dem Hochkar (1808 m), Dürrenstein (1878 m) und Ötscher (1893 m) einige niedrigere, almentragende Plateauberge mit einer zum Teil felsbildenden Nordfront. Es sind Erhebungen, die im Gipfelbereich und in den nordseitigen Tälern glazial überformt wurden.

Durch das nördlich vorgelagerte, waldreiche

Kalkgebirge streben in gewundenem Lauf vor allem die Flüsse Enns, Ybbs und Erlauf in tief eingeschnittenen Tälern dem nördlichen Vorland und somit der Donau zu. Bei Annäherung an den Ostalpenrand erfolgt die Entwässerung des Kalkalpengebietes durch die Flüsse Schwechat, Triesting und Piesting in einer zum Teil bogenförmig gegen Süden ausholenden östlichen Richtung. Deutlich kommt in der Morphologie die gegen den Alpenstrand zunehmende tektonische Komplikation zum Ausdruck.

Die Abnahme der Höhen gegen das Wiener Becken, der deutlich in Erscheinung tretende Abbruch zum Wiener Becken und nicht zuletzt das pannonisch beeinflußte Klima geben dem Wienerwald sein reizvolles Gepräge.

Die grundlegende Gliederung dieses zwischen den Weyerer Bögen und dem Alpenstrand gelegenen Abschnittes gab L. KOBER (1912) mit der auch stratigraphisch-faziell begründeten Unterscheidung der folgenden voralpinen Einheiten: Frankenfelser Decke (Tiefbauvarikum), Lunzer Decke (Hochbauvarikum), Ötscher Decke (Tirolikum). In den Kleinen Karpaten wird das Križna Deckensystem einerseits auf Grund seiner Triasentwicklung mit dem unterostalpinen Deckensystem der Ostalpen (A. TOLLMANN, 1969) verglichen, andererseits wegen seiner jüngeren Schichtglieder mit der Frankenfelser Decke (M. MAHEL, 1963; S. PREY, 1965a). Das Choč-Strážov-System entspricht den (höheren) kalkvoralpinen Decken (vgl. G. WESSFLY, 1975).

Die in schmale nordvergente Falten gelegte Frankenfelser Decke reicht vom Ostalpenrand bis zu den Wurzeln der Weyerer Bögen. Ihre in der Obertrias der Lunzer Fazies nahe stehende Schichtfolge erfaßt Oberkarn bis Cenoman. Von ihrem Stirnteil ist als tiefstes, basal weitgehend abgesichertes kalkalpines Element die Kieselkalkzone beziehungsweise auch die Cenoman-Randschuppe abgespalten. Fenster verweisen auf die Überschiebung der Frankenfelser Decke auf Flysch und Helvetikum.

Die schon bedeutend mächtigere und breitere Lunzer Decke zeigt ruhige, lange Faltenzüge und eine Serie, die von der Mitteltrias über die in Lunzer Fazies entwickelte Obertrias bis in das Cenoman-Unterturon reicht.

Die Teilung der Lunzer Decke in eine Lunzer Decke im Norden und eine Sulzbachdecke im Süden (A. TOLLMANN, 1966, 1967a) fußt auf einer längeren Vorgeschichte (F. TRAUTH, 1937, A. RUTTNER, 1949). E. SPENGLER (1959) nannte die südliche Schuppe „Sulzbachschuppe“ und stellte sie der „Nördlichen Schuppe der Lunzer Decke“ gegenüber. Nach A. RUTTNER (mündliche Mitteilung) sollte man aus faziellen und tek-

tonischen Gründen die Sulzbachdecke im Sinne A. TOLLMANNS 1967a (non 1976c) im Verband des Hochbauvarikums belassen und nicht in das Tirolikum stellen. Man sollte die beiden Decken entsprechend der Gliederung der Ötscher Decke (siehe unten) als Teildecken der Lunzer Decke betrachten. Wegen der Zusammengehörigkeit der Einheiten verwendete A. RUTTNER (1968) für die nördliche Einheit die Bezeichnung „Lunzer Decke I“, für die südliche Einheit die Bezeichnung „Lunzer Decke II“, und nannte P. STEINER (1965) die nördliche Einheit „Opponitzer Teildecke“ und die südliche „Göstlinger Teildecke“.

Die Bezeichnung „Göstlinger Teildecke“ ist nach A. RUTTNER (mündliche Mitteilung) deshalb unzweckmäßig, weil Göstling in der tektonisch noch problematischen Göstlinger Schuppenzone liegt. Es ist aber auch die obgenannte Gliederung in eine Lunzer Decke im Norden und eine Sulzbachdecke im Süden – wenn auch im Sinne von Teildecken – unschön, weil der namensgebende Ort Lunz danach nicht in der Lunzer Decke sondern in der Sulzbachdecke liegt. Aus diesen Gründen werden als Bezeichnung der nördlichen Teildecke „Lunzer Dekke I“, für die südliche „Lunzer Decke II“ oder vielleicht besser die Bezeichnungen „Opponitzer Decke“ für die nördliche Teildecke und „Sulzbachdecke“ für die südliche Teildecke vorgeschlagen.

Die Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke) bildet in ihrem Ostteil eine verkehrt liegende Serie. Sie ist aus der Abscherung des invers liegenden Mittelschenkels einer riesigen liegenden Falte, und zwar aus deren überschlagenem Synkinal-Südflügel, hervorgegangen (Abb. 57).

Durch die Abscherung des Hangendschenkels dieser Falte entwickelte sich die *Reisalpdecke* als tiefste Teildecke der *Ötscher Decke*. Als höhere Teildecken der *Ötscher Decke* sind die *Unterbergdecke* und die *Göller Decke* anzuführen. Wollte man mit A. TOLLMANN (1976) die Peilsteinschuppe zusammen mit der Waxeneckschuppe von der Göller Teildecke als *Peilsteindecke* abgliedern, sind es vier Teildecken der *Ötscher Decke*, die im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen das Tirolikum vertreten. Obwohl sich mit der Einschaltung einer bei Gutenstein beginnenden und östlich Sparbach endenden Peilsteindecke z. B. die Muggendorf-Hohenwart-Deckscholle nördlich von Pernitz gut erklären ließe, bleiben in bezug auf die Existenz dieser Decke noch Fragen offen. Es wird angezweifelt, daß der durch das Pernitzer Dolomitgebiet verlaufenden Schuppenlinie die Bedeutung einer Deckengrenze zukommt (H. SUMMESBERGER, 1976c); siehe dazu Abb. 58, Profil 12.

An den Überschiebungsfächlen der östlich des Meridians von Kaumberg in die Nordostrichtung abbiegenden Reisalpdecke, Unterbergdecke und Peilsteinschuppe (Peilsteindecke sensu TOLLMANN), treten Schürflinge auf, die aus dem Tiefbauvarikum und möglicherweise auch aus der Pienidischen Klippenzone stammen. Sie belegen die weite, blockförmige Nordverfrachtung der Kalkalpen und die relativ geringe Überschiebungsweite der genannten Decken beziehungsweise Schuppen.

Südlich der Linie Hernstein – Puchberg – Mairiazell liegt im großen gesehen das Verbreitungsgebiet der hochalpinen oder juvavischen Decken der östlichen Nordkalkalpen, die *Mürzalpendecke*, welcher die Hohe Wand Decke angegliedert werden kann, und die ihr deckschollenartig aufruhende, in Riffkalkfazies entwickelte *Schneeburgdecke*. Die Mürzalpendecke wird als eine Vielfaziesdecke betrachtet, bestehend aus einer riffkalkreichen Dachsteinkalkfazies, einer Mürztaler Schwellenfazies mit Tisoveckalk und norischem Hallstätter Kalk, einer Mürztaler Beckenfazies (nördliche Hallstätter Entwicklung) mit Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalk und Zlambachmergeln und einer Aflenzer Fazies (südliche Hallstätter Entwicklung) mit Aflenzer Kaiken (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962). Diese tektonische Einheit dürfte vom Meridian der Weyerer Bögen aus eine leichte Drehbewegung entgegen dem Uhrzeigersinn mitgemacht und auf diese Weise gegen Osten an Überschiebungsweite gewonnen haben. Die mit dem Einschwenken in die karpatische ENE-Richtung einhergehende, zunehmende Raumeinengung macht sich in den Kalkalpen östlich der Weyerer Bögen durch die vermehrte Schuppen- und Deckenzahl allgemein bemerkbar.

Am Kalkpensüdrand wird die von Ternitz in Richtung Eisenerz streichende, tektonisch unter der Mürzalpendecke liegende Schuppe neutral „*Südran��lement*“ genannt (B. PLÖCHINGER, 1964). Sie ist mittels der Prebichlschichten transgressiv mit der Grauwackenzone verbunden und kann in Anlehnung an die Vorstellungen von L. KOBER (1913) und E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) dem Tirolikum zugezählt werden.

Um vom Wiener Nahbereich ausgehen zu können, erfolgt in diesem Abschnitt die Beschreibung ausnahmsweise nicht von Westen nach Osten.

3.5.3.3.1. Das Wienerwald-Gebiet

(siehe dazu Abb. 56)

Der kalkalpine Anteil des Wienerwaldes ist seit Bestehen der Wiener geologischen Schule Kernpunkt für die Erforschung des Aufbaues der

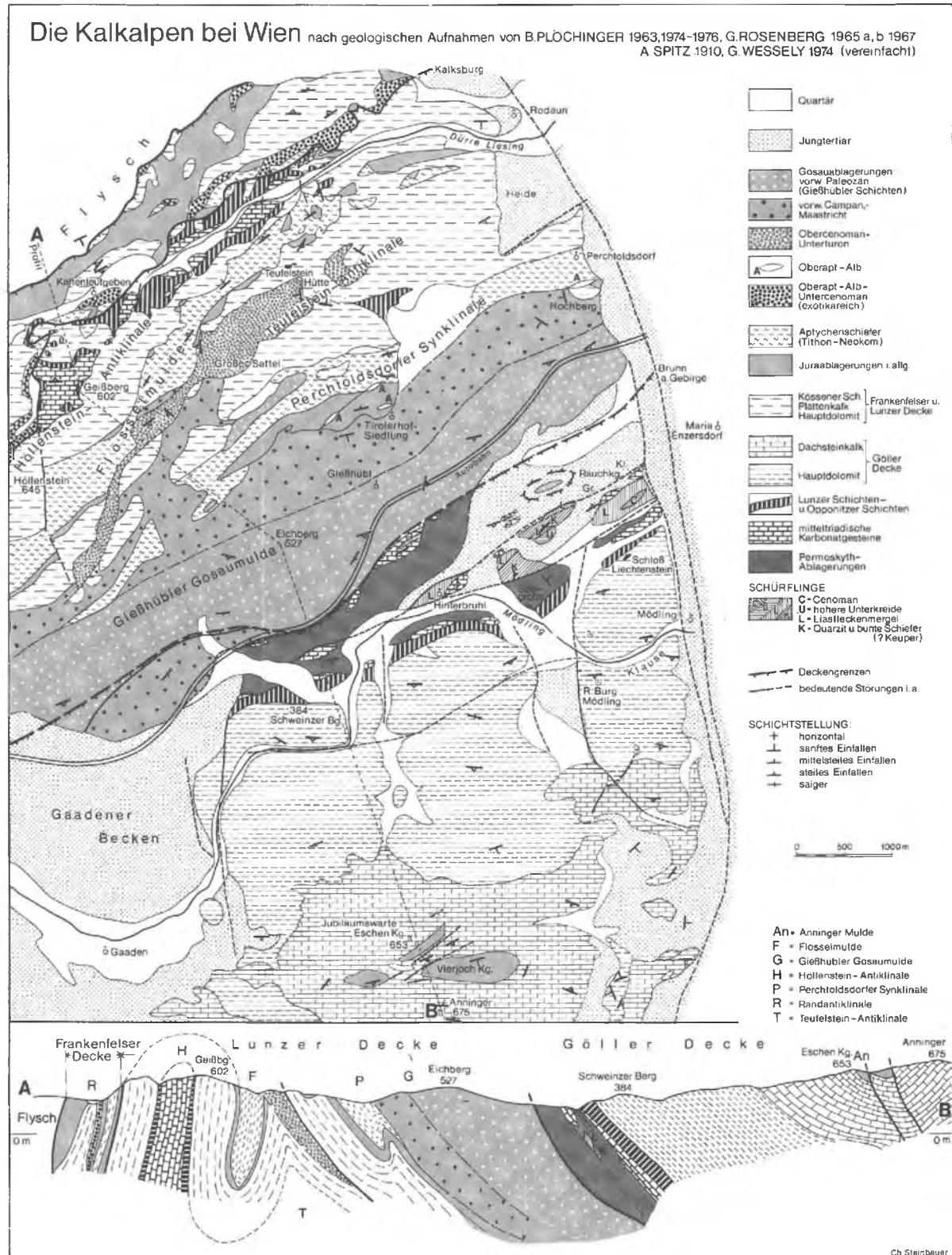


Abb. 56. Ein Beispiel aus dem Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen

Kalkvoralpen. Es ist dabei auf die grundlegenden Arbeiten von F. TOULA (z. B. 1908), A. SPITZ (1910, 1920), G. ROSENBERG (1961, 1965, 1967, 1970) und P. SOLOMONICA (1935) hinzuweisen.

In einer rund 35 km breiten Zone streichen hier die Frankenfelser Decke, die Lunzer Decke und die Ötscher Decke in karpatischer Richtung gegen Ostnordosten bis zum Alpenostrand, dem Abbruch des Wiener Beckens. Unter der Miocänenfüllung dieses Beckens wurde durch die Bohrungen der ÖMV-Aktiengesellschaft die Fortsetzung der voralpinen Einheiten in Richtung zu den Kleinen Karpaten erkannt (vgl. Abb. 154). Nach den Darstellungen von A. KRÖLL & G. WESSELY (1967) und G. WESSELY (1975) liegt hier ein eng gepräster, steil stehender Stapel kalkvoralpiner Decken vor.

Die Serie der Frankenfelser Decke beginnt auf Grund der basalen Verschleifung erst mit der karnischen Opponitzer Rauhwacke. Exotikarische Konglomerate und Sandsteine des Oberalb-Unterenoman (Losensteiner Schichten) bilden den Abschluß. Gosauablagerungen fehlen auf der Frankenfelser Decke im Bereich zwischen dem Wiener Beckenrand und Alland. Zwischen Alland und Altenmarkt transgredieren sie u. a. über die für die Frankenfelser Decke charakteristischen Losensteiner Schichten. Bezeichnend sind die – an den germanischen Absatzraum anklingenden – bunten Keupermergel-Einschaltungen im Hauptdolomit, die roten, blättrigen Schattwalder Schiefer des Rhät, die liassischen Kieselkalke und die sandigen Kalksburger Schichten.

Die Lunzer Decke ist auf Grund ihrer bedeutend mächtigeren Serie bereits an die 4 km breit. Charakteristisch sind für sie die Lunzer Schichten und der mächtig entwickelte Hauptdolomit. Wichtige Strukturelemente stellen in ihr die Höllenstein- und die Teufelstein-Antiklinale, die Flössel- und die Gießhübler Mulde dar. Durch Schichtlücken voneinander getrennt, treten Oberapt- und Alb-Ablagerungen auf. Cenomen-Unterturon lagert auf Grund der Auswirkung der Austrischen Phase diskordant auf verschiedenartigem Gestein. In der oberturonen Schichtlücke und in den über die Deckengrenzen greifenden Gosauablagerungen der Gießhübler Gosaumulde äußern sich die kräftigen orogenen Vorgänge der Vorgosauischen Phase. Dabei fällt auf, daß die Transgression im Westen früher einzog als an der Randzone zum Wiener Becken. Bauxitfüllungen in Klüften und Hohlräumen der Unterlage sind als Paläokarst zu werten.

Nach dem vorgosauischen Deckenbau kam es im Alttertiär zum Vormarsch der Kalkalpen auf Flysch und Helvetikum und zur Wiederbelebung

der Überschiebung an der Front der Ötscher Decke (Göller Teildecke). Die im Bereich der Deckengrenze verbreiteten Gosauablagerungen wurden im Zuge der postgosauischen Wiederbelebung der Göller Decken Überschiebung eingemuldet.

Die tiefsten Ablagerungen an der Front der Göller Decke formen eine gegen Norden überkippte Antiklinale, deren Liegendschenkel durch invers liegende Gutensteiner Kalk Schollen gekennzeichnet ist. Längs einer innerhalb der tiefsten Ablagerungen der Göller Decke gelegenen,

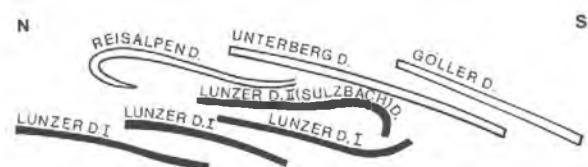


Abb. 57. Schema der Aufeinanderlagerung der Teildecken und Schuppen im System der Lunzer und der Ötscher Decke (nach A. TOLLMANN, 1976c, Benennungen teilweise verändert). Volle Linien = Lunzer Decke mit der in Schuppen geteilten Lunzer Teildecke I (Opponitzer Decke) und der Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke), Doppellinie = Ötscher Decke mit den Teildecken (Unterbergdecke, Reisalpenecke und Göller Decke)

WSW-ENE verlaufenden Schuppungslinie zeigen sich westlich Mödling auf fast zwei Kilometer Erstreckung Gesteine aus dem Reibungsteppich an der Basis der Kalkalpen nordvergent herausgeschürft. Zum Schürflingskörper gehören Keuperablagerungen (rote Tonschiefer und helle Quarzite) und Liasfleckenmergel, die mit G. WESSELY (1975) als kalkalpenfremde, karpatische Elemente gedeutet werden können. Es gehören dazu aber auch Mergel der hohen Unterkreide (?Alb) und Cenomanmergel. Letztere verweisen auf einen postcenoman entstandenen Reibungsteppich.

Im Bereich der Göller Decke treten Faltungen zurück. Die relativ starre, ca. 2000 m mächtige Serie mit Wettersteinkalk und -dolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk ist in Schuppen und Schollen zerlegt. So ist auch das altbekannte Schwechatfenster (Sattelbachfenster oder, wegen der besseren örtlichen Definition auch „Schwechattafenster“) von Schuppen der Göller Decke überlagert.

Das von L. KOBER (1911a, 1912c) entdeckte Fenster wurde sehr unterschiedlich gedeutet (L. KOBER, 1926; A. SPITZ, 1920; H. KÜPPER, 1951; G. HERTWECK, 1964, 1965; A. TOLLMANN, 1967a, B. PLÖCHINGER, 1970, siehe dazu E. THENIUS, 1974, Abb. 31). Einig ist man sich

jetzt darüber, daß sich im Fenster eine invers gelagerte Serie einer tieferen Einheit, wahrscheinlich der Lunzer Decke II (Sulzbachdecke), findet.

Zwischen dem Wiener Becken und dem mit Ablagerungen des Baden erfüllten Gaadener Becken liegt die Anningerscholle mit ihren vor allem über den Dachsteinkalk transgredierenden Malmablagerungen und ihren aus Juraeinfaltungen hervorgegangenen NW-vergenten Schuppungen. Im Zuge der Schwenkbewegung in die karpatische Nordost-Richtung kam es innerhalb der starren Sockelgesteine der Anningerserie zu nordvergenten Seitenverschiebungen, wobei die Randzone zum Wiener Becken davon am stärksten erfaßt wurde. Sie bildet im Bereich der Richardshofterrasse eine relativ gehobene Scholle mit Hauptdolomit im axialen Teil einer dem Wiener Beckenrand parallel laufenden Antiklinale.

3.5.3.3.2. Das Kalkvoralpengebiet zwischen Triestingtal und Weyerer Bögen

Der vor allem durch Arbeiten von F. TRAUTH (1937, 1950, 1954), E. SPENGLER (1931 Karte, 1951a, 1959), A. RUTTNER (1949, 1960, 1963) und A. TOLLMANN (1966b, 1976c) bekannt gemachte Abschnitt weist bezeichnende tektonische Komplikationen auf. Als nördlichstes und tiefstes Element ist die Kieselkalkzone zu nennen, die als Stirnabspaltung der Frankenfelser Decke über dem Flysch lagert. In ähnlicher Position befindet sich die Cenomanrandschuppe.

Die Überschiebungsweite der eng nordvergent gefalteten Frankenfelser Decke kommt in Fenstern und Halbfenstern, so z. B. dem Gressing-Fenster südlich Plankenstein und vor allem dem Brettl-Fenster zum Ausdruck; in ihnen tritt der Flysch und vielfach auch das Helvetikum in Form der Grestener Klippen und deren Buntmergelhülle zutage.

In der breiteren, mächtigeren Lunzer Decke sind zwei Fenster hervorzuheben, das randnahe gelegene Jeßnitzfenster und das Fenster von Urmannsau östlich Gaming. Im Fenster der Urmannsau treten unter der Lunzer Decke Gesteine der Frankenfelser Decke auf. Die Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke) bildet einen vom Osten her umgreifenden Halbrahmen. Durch die im Fenster angesetzte Bohrung der ÖMV-AG konnte nicht nur der interne Deckenbau unter Beweis gestellt werden, sondern auch der weite, blockförmige Aufschub der Kalkalpen über Flysch, Helvetikum und Molasse (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967). Die 7,5 km südlich der Flysch-Kalkalpengrenze angesetzte Bohrung durchörterte verkehrt liegende Reste der Lunzer Teildecke II (Sulzbachdecke), der Frankenfelser

Decke und der Cenoman-Randschuppe, ein verschupptes Paket aus Flysch und helvetischer Klippen-Buntmergelserie mit Spänen älterer Molasse, die autochthone Molasse des Eger und erreichte schließlich in 3033 m Tiefe das Kristallin der Böhmischen Masse (siehe Abb. 58, Profil 11).

Die Lunzer Decke II (Sulzbachdecke), die sich aus dem Hangendschenkel der gegen N überkippten Mulde des Südrandes der Lunzer Decke I (Opponitzer Decke) entwickelt, stellt die einzige verkehrt lagernde Decke der Kalkalpen dar. Östlich von Lunz geht durch Abscherung des Hangendflügels dieser riesigen „Überfalte“ die Reisalpdecke (ehemals Annabergdecke) hervor (siehe dazu Abb. 57).

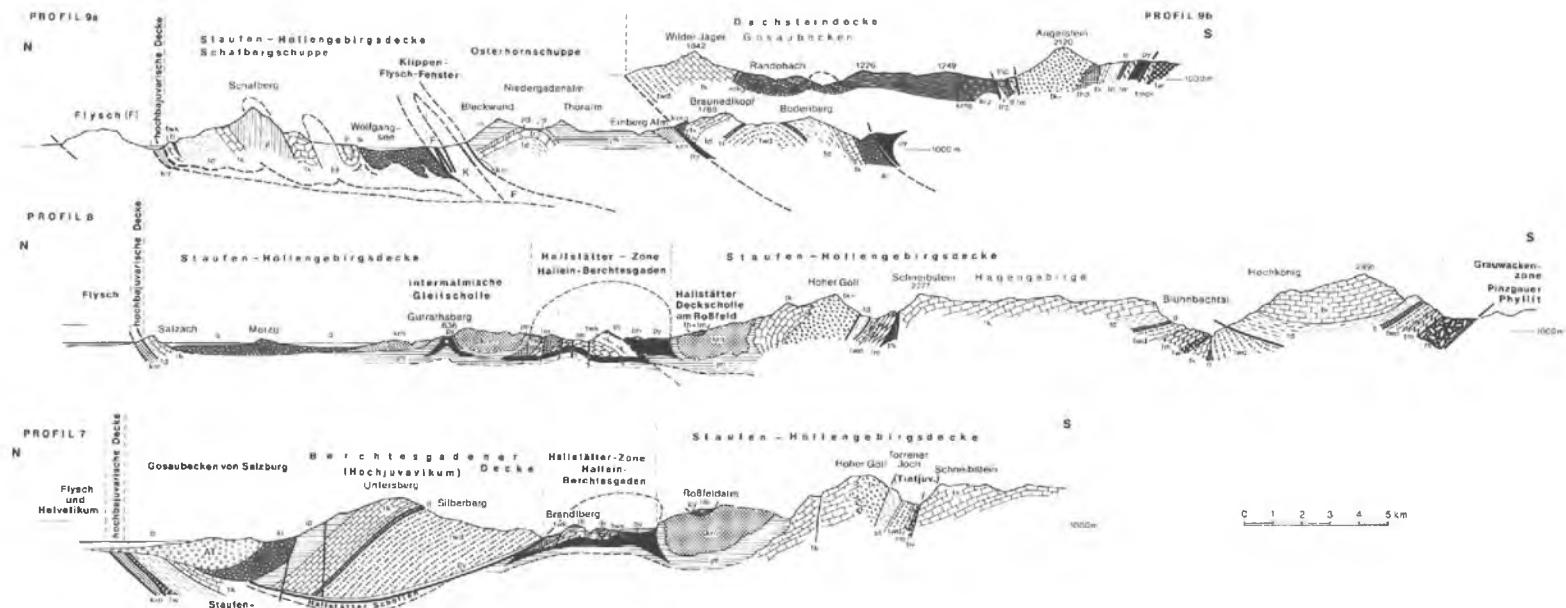
Im Raum südlich Puchenstuben ist die Reisalpdecke vorübergehend in Schollen aufgelöst. Dadurch tritt die invers liegende Lunzer Decke II (Sulzbachdecke) wieder in den Vordergrund. Östlich Altenmarkt/Triesting keilt die Reisalpdecke wegen der Überlagerung der höheren tirolischen Einheiten aus. Die Fensterguppe im Annaberger Gebiet, das Annaberger Fenster, das Mühlfelder Halbfenster etc., zeigen die Ausdehnung der verkehrt unter der Reisalpdecke liegenden Lunzer Decke II (Sulzbachdecke) auf. An der Front der Reisalpdecke gehört nur mehr die Hirschensteinschuppe dazu. Die Lunzer Decke I (Opponitzer Decke) ist im Raum zwischen Hainfeld/Gölsen und Alland durch das überlagernde Tirolikum weitgehend reduziert.

Interesse verdienen auch die Internstrukturen der Decken dieses Abschnittes.

Die an der Überschiebungsfront der Unterbergdecke gelegenen Fenster der Lunzer Decke II (Sulzbachdecke), die halbfensterförmig in die Unterbergdecke eingreifende Reisalpdecke und die Deckschollen veranschaulichen die Überschiebungsweite der Unterbergdecke, die als die bedeutendste Teildecke der Ötscher Decke beziehungsweise des Tirolikums östlich der Weyerer Bögen gilt.

An der Nord-Süd-streichenden, die voralpinen Decken querenden Göstlinger Störung waren offenbar die gleichen Kräfte wirksam, die weiter im Westen die Eindrehung der Weyerer Bögen bewirkten; tiefere tektonische Elemente dürften an ihr zum Vorschein kommen (A. RUTTNER, 1975). Der Ostflügel der Störung ist gegenüber dem Westflügel 4 km nach Norden verschoben.

Die permo-untertriadischen Gesteine an der Basis der Gosauablagerungen des Gamser Beckens können als vorgosauisch freigelegter Basalteil der Unterbergdecke (H. KOLLMANN, 1964a) oder als Stirnschuppe am Westende der Göller Decke (Gamser Stirnschuppe) betrachtet werden



Legende zu den Profilen 1-12

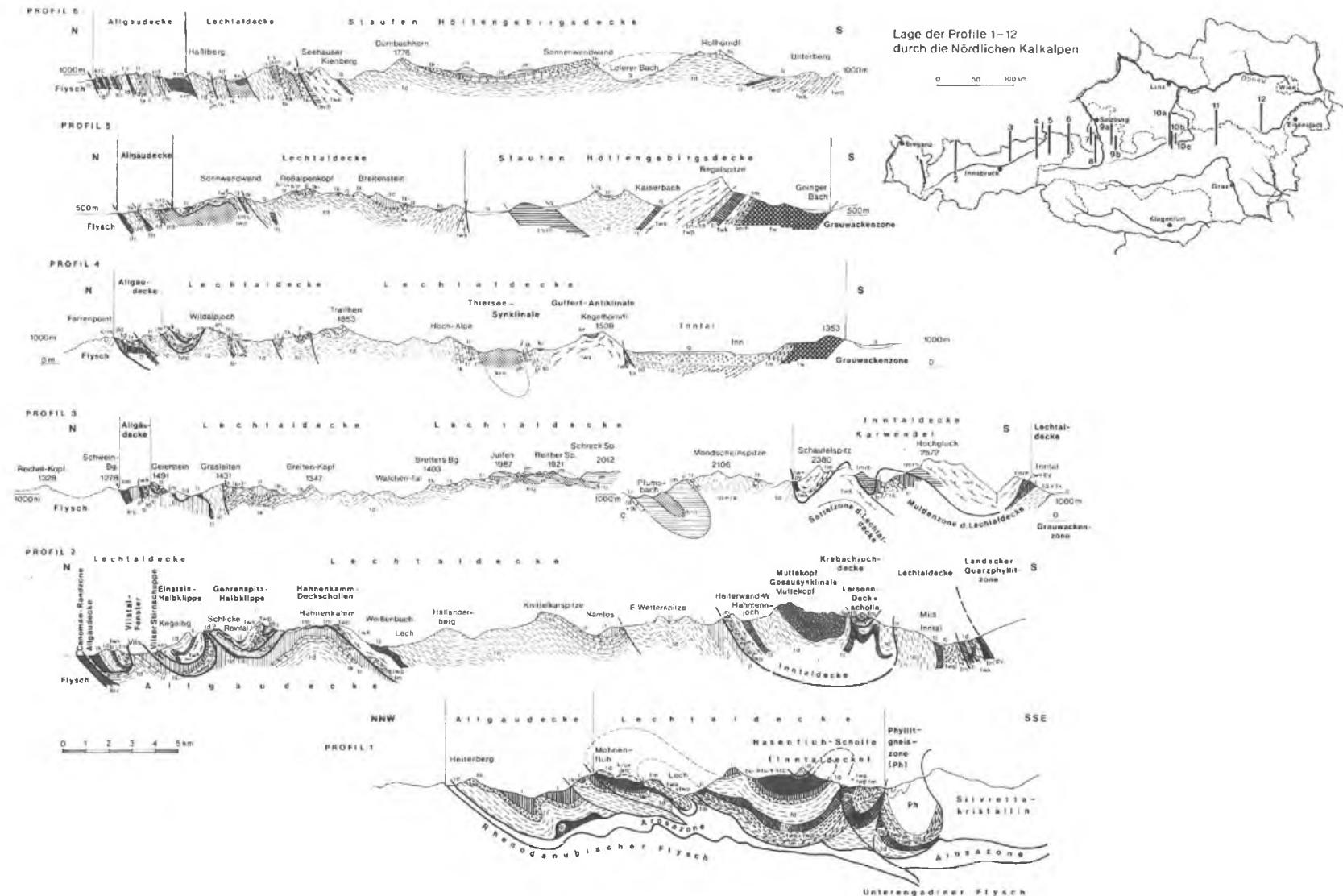


Abb. 58. Profile 1–9 durch die Nördlichen Kalkalpen nach den in der Geologischen Bundesanstalt (Wien) erschienenen Karten und mit Verwendung einzelner Profile und Profilteile von H. BÖGEL, 1971; O. GANSS, 1953, 1975; W. HEISSEL, 1958; G. HERTWECK, 1961; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967; R. OBERHAUSER (Siehe dazu Abb. 39 und 73); B. PLÖCHINGER, 1964 a, 1967; W. SCHLAGER, 1967; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953; A. TOLLMANN, 1967 c; O. WEIGEL, 1937 und W. ZACHER, 1964. Profile 10–12 (Ostsabschnitt) siehe S. 263

(A. TOLLMANN, 1967a). Durch die nachgosausische Wiederbelebung der Göller Decke entstandene Stirnschuppen sind auch westlich des Erlaufbodens und südlich Lunz bekannt.

Der von Osten her gegen Süden einbiegenden Querstruktur der Weyerer Bögen, welche die Cenomanrandschuppe, vor allem aber die Frankenfelser Decke und die Lunzer Decke I (Opponitzer Decke) erfaßt, kommt besondere Bedeutung zu. Mit den gegen Süden zusehends ausgequetschten Gesteinen der Frankenfelser Decke sind die Bögen gegen Nordwesten den Laussa-Großraminger Gosausegmenten aufgeschoben, welche ihrerseits diskordant auf den Gesteinen der Ternberger und Reichraminger Decke des Westflügels der Bogenstruktur ruhen. Am Südenende der Weyerer Bögen zeigt sich die von der Lunzer Decke II (Sulzbachdecke) losgerissene Reiflinger Scholle; vor ihrem Nordwesteck treten kleine tiefbaujuvarische Fenster auf.

Mit der Frage der Entstehung der Weyerer Bögen waren nach F. v. HAUER, G. GEYER, H. SPITZ, H. LOEGTERS, F. TRAUTH unter anderen E. SPENGLER (1959), A. THURNER (1960), E. CLAR (1965), P. STEINER (1965, 1968), K. POLL (1972), A. TOLLMANN (1966b, 1976c) und A. HAMEDANI (1976) befaßt. Die Annahme, daß sie auf den Stau eines Spornes der Böhmischen Masse zurückzuführen sei, mußte der Erkenntnis weichen, daß die Böhmishe Masse tief gegen Süden absinkt und der Buchdenkmalgranit ein Schürfling ist (S. 198). Man kann heute vor allem jene Kraftkomponenten für die Bogenbildung verantwortlich machen, die im Alttertiär beim Vormarsch der Kalkalpen und ihrem Einschwenken in die karpatische Richtung frei wurden. Erst nach der Bogenbildung kam es zu den quer zum Kalkalpenrand verlaufenden, westvergenten Schuppungen und damit zu Aufschürfungen aus dem tiefbaujuvarischen Untergrund (z. B. Laussabauern- und Platzl-Fenster).

Andererseits fällt sehr die Beziehung der Weyerer Bögen zur Windischgarstener (Teichlhengst-)Störung auf. Sie verhält sich ähnlich wie die Bögen westlich Gresten zur Hochwartstörung oder wie die Bögen nördlich St. Gilgen zur Wolfgangseestörung. Die NW-bewegten, bogenförmigen Strukturen gehen in jedem Fall von den NW-SE streichenden Störungen aus, welchen bei der mit der Bogenbildung zusammenhängenden linksseitigen Blattverschiebung die Funktion einer Gleitschiene zukam.

3.5.3.3.3. Das Mürzalpen-, Hohe Wand- und Schneeberggebiet

Die Erforschung dieses Gebietes ist eng an die Namen A. BITTNER, L. KOBER, O. AMPFERER, E. SPENGLER und H. P. CORNELIUS geknüpft.

Auch hier hat sich im allgemeinen die Gliederung L. KOBERS (1912) bewährt. An der Linie Hernstein – Puchberg verläuft die Überschiebung der Mürzalpendecke über die Göller Decke und somit die Grenze zwischen dem voralpinen und dem hochalpinen Deckenbereich. Nur der Linie Puchberg – Mariazell kommt neuerdings eine etwas andere Bedeutung zu (siehe unten).

Die Mürzalpendecke wird von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) und A. TOLLMANN (1976c) als Vielfaziesdecke charakterisiert, die eine der nördlichen Hallstätter Entwicklung entsprechende Mürztaler Schwellen- und Beckenfazies, eine hochalpine Fazies in den Gesäusebergen und am Hochschwab und die Aflenzer Fazies der südlichen Hallstätter Entwicklung aufweist. Die Aflenzer Fazies, zu der nach E. SPENGLER (1959) die Hüpflinger- und die Grabneralm-Deckscholle gehören, geht gegen Norden in die Riff-Fazies über.

Die Überschiebung der Mürzalpendecke birgt noch einige Unklarheiten. A. TOLLMANN (1976c) läßt sie zuletzt westlich der Schneebergmasse an unsicherer Stelle bei Naßwald einsetzen und legt sie von hier weg bis Gußwerk größtenteils unter die Schneebergdecken-Masse der Student-Roßkogel-Deckscholle. Die längs der Puchberg – Mariazeller Linie aufgeschobenen Werfener Schichten am Nordrand der südlich Schwarzaue endenden Tribeinschuppe sah A. TOLLMANN (1967c) als Stirnschuppe der Mürzalpendecke an; 1976 betrachtet sie TOLLMANN – wohl zu recht – im Sinne E. SPENGLERS als Deckschollen der Schneebergdecke.

Die südlich von Gams entlang des Schwabeltales gegen Nordwesten verlaufende Störung sieht A. TOLLMANN (1976c) als Verbindung zu einer an der Front der Gesäuseberge und der Haller Mauern weiter führenden Überschiebungslinie der Mürzalpendecke. A. MAURACHER (1976) versucht dies vor allem durch die Faziesunterschiede in den karnischen Sedimenten beiderseits des Tales zu stützen. Anscheinend reduziert sich aber die Überschiebung der Mürzalpendecke gegen Westen derart, daß sie im Sinne von E. SPENGLER (1959) und H. KOILLMANN (1964a) an der Gesäusestörung geradlinig ausklingt. Eine in westlicher Richtung zu den Haller Mauern führende Ötscher Decke (Göller Teildecke), wie sie auch E. SPENGLER annahm, könnte mit dem südlich der Gesäusestörung gelegenen Anteil der Mürzalpendecke zusammen die Bewegung über das Admonter Schuppenland übernommen haben. Haselgebirge mit permischen Sporen markiert die Bewegungsbahn.

Nordöstlich des Schneeberges gilt nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) die Hohe Wand Decke als östlichster Teil der Mürz-

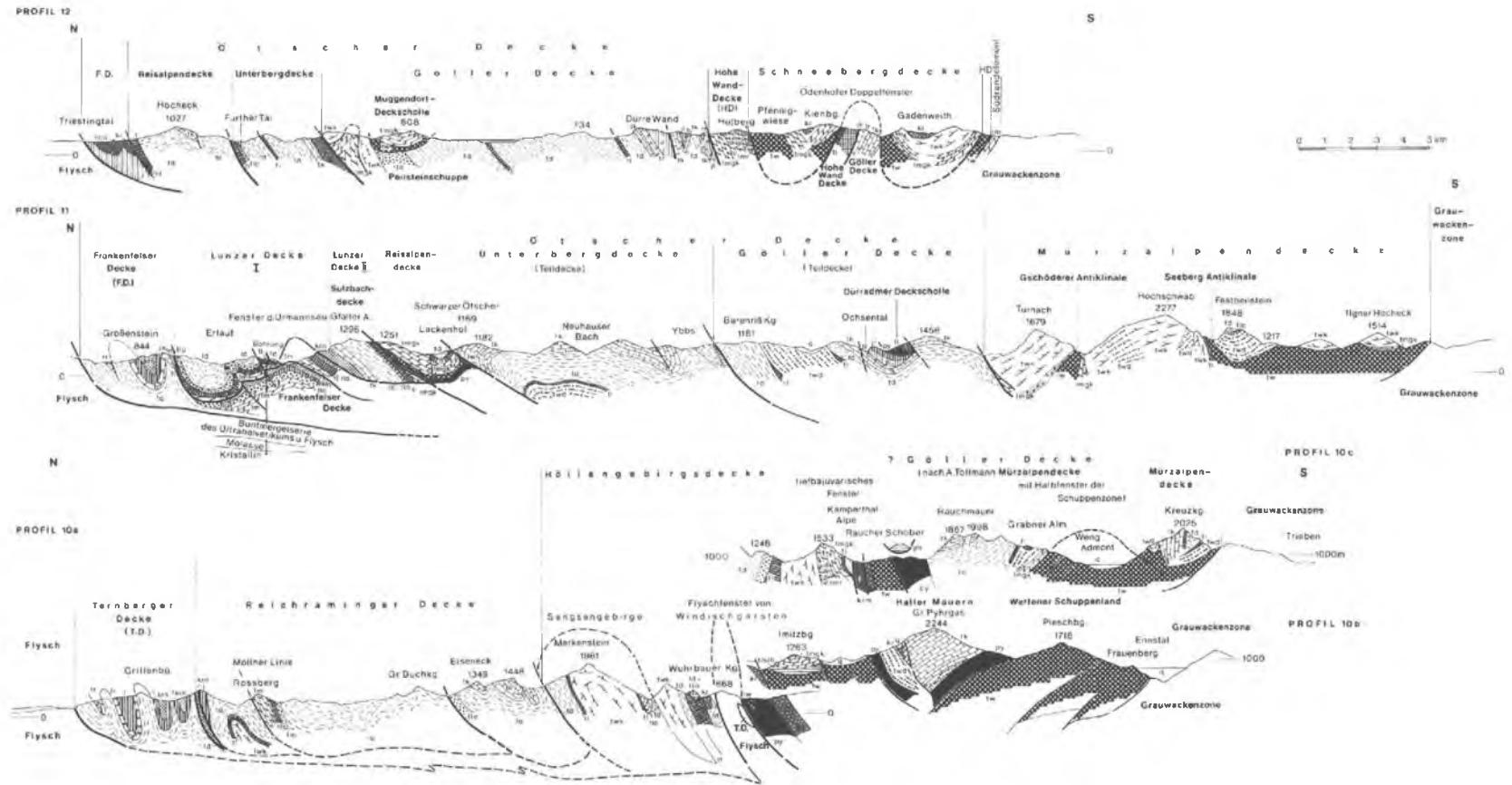


Abb. 58 (Fortsetzung). Profile 10–12; 1–9 (West- und Mittelabschnitt) sowie Gesamtlegende siehe S. 260 und 261

alpendecke. Die tektonische Begrenzung erlaubt es aber, den Begriff „Hohe Wand Decke“ weiterhin zu verwenden. Sie ist der südlichsten Schuppe der Göller Decke aufgeschoben; ihre NE-SW-streichende Überschiebungsfäche ist vom Piestingtal bis zum Nordrand der Schneebergdecke zu verfolgen.

Gosauablagerungen, die diskordant über den Überschiebungsfächen der Hohe Wand Decke und der Schneeberg Decke liegen, bezeugen den vorgosauischen Einschub beider Decken.

In der Hohen Wand sind die Wandkalke an ihrem Nordwestteil in der Dachsteinkalk- (=Lagunen-)Fazies entwickelt, gegen Südosten in der Riffkalkfazies. In den Fischauer Bergen östlich der Hohen Wand erhalten die Wandkalke teilweise eine dem dichten, bunten Hallstätter Kalk entsprechende, also vom Pelagikum abzuleitende Fazies. Nicht in diese Faziesabfolge hinein passen die westlich der Hohen Wand, in NE-SW-streichenden, engen Mulden der Göller Decke liegenden Deckschollen in Hallstätter (Miesenbacher) Fazies, so auch die am nördlichsten anzutreffende Hernsteiner Scholle. Zumindest ist eine Komplikation im Ablagerungsraum anzunehmen.

Im Ostabschnitt der Mürzalpendecke hat sich südlich des Hallstätter Faziesbereiches die Riffkalkfazies in Form der Schneebergdecke selbstständig gemacht und die Mürzalpendecke überschoben. Westlich der Rax ist die Schneebergdecke schollenförmig aufgelöst. Die Lagerung der Schneebergmasse über der Mürzalpendecke (einschließlich Hohe Wand-Decke) wird durch das östlich Puchberg/Schneeberg gelegene Ödenhofer Doppelfenster deutlich, in dem neben Gesteinen der Göller Decke auch Gesteine der Mürzalpendecke zutage treten, ferner durch das Höfleiner Fenster und durch die am Südrand der Schneeberg-Rax-Masse gelegene Geyerstein-Gösing-Schuppe.

Im Hengstfenster bei Puchberg, das wie die oben genannten Fenster an die WSW-ENE-streichende Krummbach-Antiklinale geknüpft ist, spielt nur noch die Göller Decke durch die Schneebergdecke. Hier, aber auch an der fensterförmig zutage tretenden Grauwackenschiefer-Unterlage, wie sie zuerst H. P. CORNELIUS (1951) südlich Puchberg, bei Breitensohl, verzeichnet, kommt die weitgehende Verschleifung

an der Basis der Schneebergdecke zum Ausdruck.

Südlich parallel zur Krummbach-Antiklinale verläuft innerhalb der Schneebergdecke die Stixensteiner Antiklinale. Der an ihr erfolgte, von Haselgebirge begleitete Aufbruch anisischer Gesteine täuschte ehedem den Bestand einer Deckscholle (Lachalpendecke von H. P. CORNELIUS, 1951) vor. Heute, da die Deckschollen westlich der Schneeberg-Rax-Masse, so auch jene der Lachalpen-Deckscholle der Schneebergdecke zugerechnet werden, kann man nur mehr die kleine Gupfdeckscholle an der Westseite der Rax als Rest einer Ultradefekte sehen.

Unter der zur Mürzalpendecke gehörenden Geyerstein-Gösing-Schuppe liegt als tektonisch tiefstes Element des Kalkalpensüdrandes dieses Abschnittes das „Südrandelement“. Seiner durch die Prebichlschichten mit der Grauwackenzone verbundenen Seric gehören auch die bezeichnenden, leicht metamorphen mitteltriadischen Flaserkalke an, wie sie z. B. im Rahmen des Florianifesters, einem Fenster der Grauwackenzone nördlich Prigglitz, auftreten.

Die Einklemmung von Gosauablagerungen am Südostrand der Kalkalpen entspricht einem südvergenten Rückstau, wie er im Tertiär an den vorgosauischen Überschiebungsfächen wirksam werden konnte.

Literatur: BAUMGARTNER W. 1976; BRIX F. 1970; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. 1936a, b, 1951, 1952a, b; GATTINGER T. E. 1973; GEYER G. 1904, 1908, 1911; GOTZINGER G. 1954; GWINNER M. P. 1971, 1978; HAMEDANI A. 1976; HARTL H. 1950; HERWECK G. 1961, 1964, 1965; KAPOUNEK J. et al. 1963; KAPOUNEK J. & HORWATH S. 1968; KOBER L. 1909, 1911a, b, 1912a, 1926, 1938, 1955; KOLLMANN H. 1964a; KRISTAN E. 1958; KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. 1962; KROLL A. & WESSELY G. 1967, 1973; KUPPER H. 1949, 1951, 1961, 1968; KUPPER H. & ROSENBERG G. 1954; LAUER G. 1970; LEIN R. 1972; LEIN R. & ZAPFE H. 1971; LÖGTERS H. 1937a, b; MAHEL M. 1963; MARINER F. 1927; MAURACHER J. 1976; NEUBAUER W. 1949; OBERHAUSER R. 1968; PLÖCHINGER B. 1963b, 1964b, 1967, 1970; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1974; POLL K. 1967, 1972; PROKOP F. 1951; ROSENBERG G. 1961, 1965, 1967, 1970; ROSENBERG G. & ZIRKL E. 1963; RUTTNER A. 1949, 1960, 1963; RUTTNER A. & SCHNABEL W. 1975; SCHNABEL W. 1970, 1972; SOLOMONICA P. 1935; SPENGLER E. 1920a, b, 1927, 1951a, 1953, 1957, 1959; SPITZ A. 1910, 1920; STEINER P. 1965, 1968; STEINHAUSEN W. 1959; SUMMESBERGER H. 1966b, 1976c; THENIUS E. 1974b; TIURNER A. 1960, 1962; TOLLMANN A. 1963a, 1964c, 1965a, b, 1966a, b, 1967a, b, 1969a, 1971c, 1972b, 1975d, 1976a, c; TOULA F. 1908; TRAUTH F. 1934, 1937, 1950, 1954; VETTERS H. 1937; WESSELY G. 1967, 1975.