

Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen 3. Teil: Der Westabschnitt

Von A. Tollmann *)

Mit 3 Tafeln

Dem Andenken O. Ampferers in Ehrfurcht gewidmet

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	78
Einleitung	80
Die Großgliederung der westlichen Kalkalpen	82
Die einzelnen Bauabschnitte der westlichen Kalkalpen	88
A. Tiefjuvavikum	88
1. Die Cenoman-Randschuppe	88
2. Die Allgäudecke zwischen Innquertal und Lech	91
3. Die Allgäudecke westlich vom Lech	93
B. Hochbajuvarikum (Lechtaldecke)	105
1. Die Lechtaldecke zwischen Innquertal und Ammergebirge	105
a) Die Stirnrandzone und Deckschollenkette	105
b) Die mittlere Längsfaltenregion	108
c) Der unter der Inntaldecke verdeckte Lechtaldecken-Streifen und die Querfaltungen in der Achenseeregion	111
2. Die Lechtaldecke zwischen Vilser Alpen und Rhätikon	116
a) Vilser Alpen	116
b) Die Stirnregion der Lechtaldecke zwischen Reutte und Großem Walsertal	119
c) Der Deckenkörper der Lechtaldecke zwischen Loisach und Rhätikon	123
d) Klostertal und Rhätikon	129
C. Tirolikum (Inntaldecke)	135
a) Der Ostteil der Inntaldecke östlich des Fernpasses	135
b) Der Westteil der Inntaldecke westlich des Fernpasses und die Deckschollen im Flexenpaßgebiet	141
Die Stellung der Kalkalpen als Ganzes	146
Literaturverzeichnis	149

Zusammenfassung

In diesem dritten und abschließenden Teil der tektonischen Analyse der Kalkalpen wird der Westabschnitt behandelt. Er zeigt eine Gliederung in die tektonisch selbständige, mit Unterbrechungen durchlaufende Cenoman-Randschuppe im Norden, in die auf weite Strecken nur als schmaler Streifen sichtbare, aber weit überschobene, südlich anschließende Allgäudecke, in die in eine größere Zahl oft sehr lang verfolgbarer Faltenzüge gegliederte

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Alexander Tollmann; Geologisches Institut der Universität, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

Lechtaldecke und in die freischwimmende Inntaldecke, die als Bestandteil des Tirolikums die Deckenfolge abschließt. Juvavische Elemente sind westlich der Reiteralmdcke und ihrem Hallstätter Schollenkranz nicht mehr vorhanden.

Als Hauptergebnis der Untersuchung ist der erneute Nachweis der durchlaufenden Abtrennbarkeit und tektonischen Selbständigkeit der erwähnten, zum Teil beträchtlich weit überschobenen Decken hervorzuheben: Zum Zweck der Erstellung dieser Karte sind alle wesentlichen Abschnitte, an denen in neuerer Zeit der Deckenbau geleugnet oder bezweifelt worden war, revidiert worden, wobei sich gerade an den umstrittenen Stellen zahlreiche neue, autochthonen Vorstellungen widersprechende Beobachtungen ergaben, die sämtliche im Sinne des Deckenbaues sprechen.

Im einzelnen sind folgende Grundzüge erwähnenswert: Im Bereich der Allgäu-Lechtaldecken-Grenzzone wurde das Bennadeckenfenster und das Halbfenster von Nesselwängle erneut bestätigt. Der Baustil der Vilser Alpen wurde revidiert — in ihnen wird nunmehr über der Allgäudecke die aufrecht lagernde Vilser Stirnschuppe und die mit einem umfangreichen verkehrten Schenkel sekundär überschobene Lechtaldecke unterschieden. Im Bereich des Bäründele- und Luitpold-Halbfensters, die allseits klare tektonische Grenzen zwischen den beiden bajuvarischen Decken erkennen lassen, wurde eine verkehrte Serie der Allgäudecke von der Lechtaldecke überschoben und nachträglich potenziert gefaltet. SW vom Vilsalpsee wurde im Bereich der Allgäudecke das Berggaicht-Halbfenster ausgegliedert, wodurch die weite Überschiebung der Rauhhornschuppe belegt wird; hingegen existiert in der westlichen Fortsetzung kein Halbfenster S der Daumenschuppe, wie früher vielfach angenommen worden ist. Die Struktur des Hornbach-Halbfensters wird durch weitere Belege gesichert. Der Verlauf der Grenze der Lechtaldecke wurde im Raum N Lech durchverfolgt, wobei sich ergab, daß die Braunarlspitzschuppe hier vorübergehend die Wandfluh-Stirnschuppe der Lechtaldecke überwältigt, so daß der Stirnrand W Stubenbach eine Strecke weit unmittelbar vom Hauptkörper der Lechtaldecke übernommen wird. Ganz im Westen wird die als Madrisa-Schollenzone bezeichnete Fortsetzung der Mittagspitzzone SE vom Rhätikon als eingewickelter, liegegebliebener Stirnteil der Lechtaldecke gedeutet.

Von dem Südteil der Westkalkalpen sei hervorgehoben, daß in der Schollenregion östlich von Rattenberg S des Inn keine etwa in Berchtesgadener Fazies vorliegenden höheren kalkalpinen Einheiten existieren, sondern nur eine lokale, gegen Osten auslaufende, südvergente Schuppung erkennbar ist. Die dem Hauptkörper der Inntaldecke im Norden vorgelegerte, von ihm abgeschuppte und überfahrene Frontalpartie dieser Decke vom Südrand der Puitentalzone östlich des Ehrwalder Beckens im Westen bis zum Ebnerjoch SE des Achensees im Osten wird als eine zusammengehörige Einheit erfaßt und als „Karwendel-Stirnschuppe“ bezeichnet. Die Analyse der Deckschollenlandschaft des östlichen Karwendel ergibt einen

einfacheren Entstehungsmechanismus als bisher angenommen: Die Deckschollen aus Raibler Schichten und Hauptdolomit über der Tieftrias der Karwendel-Stirnschuppe können nicht auf eine sekundäre Überschiebung der Rappenspitzschuppe bezogen werden, sondern sind als passiv unter dem Hauptkörper der Inntaldecke verfrachtete Schürflinge zu deuten. Die Puitentalzone stellt eine beiderseits zugeschobene Mulde der Lechtaldecke dar, wobei die zuschiebenden Flügel aber verschiedenen Decken angehören. Der Westrand der zusammenhängenden Inntaldecke wird E des Parseiertales durch eine durchlaufend verfolgbare Bewegungsfläche belegt, das Ausheben der Ruitelspitz-Halbklippe der Inntaldecke gegen Westen ist an der entscheidenden Stelle bei der Grießlalm klar aufgeschlossen. Die in der Lechtaler Hauptmulde flach schwimmenden Deckschollen (Fallesin, Krabachjoch, Hasenfluh) sind auf Grund aller Lagerungs- und Verformungsstrukturen der die Lechtaldecke überlagernden höheren Einheit, der Inntaldecke zuzuordnen. SE vom Rhätikon wird die Spur der kalkalpinen Überschiebungsbahn unter der sie dort sekundär einwickelnden Silvretta-decke an Hand von kalkalpinen Spänen der Lechtaldecke in die als Madrisazone bezeichnete Schollenreihe bis NW Klosters im Prättigau verfolgt. Diese bis in den Westrahmen des Gargellenfensters reichende Madrisa-Schollenzone, der Gampadeler Streifen, die Mittagspitzserie und der Inhalt des Kristakopfffensters unter der Phyllitgneiszone sind äquivalent und bilden nach Lagerung unter dem Südteil der Lechtaldecke und ihrer Phyllitgneisunterlage sowie nach faziellen Gesichtspunkten eine abgerissene Stirnpartie der Lechtaldecke (Wandfluhschuppe), die von der Hauptmasse der Lechtaldecke zur Gänze überfahren worden ist.

Abschließend werden kurz die Gesichtspunkte dargelegt, die heute die Vorstellung vom Fernschub der Kalkalpen unumgänglich machen.

Einleitung

Mit dem nun vorliegenden dritten Teil der Artikelserie zur tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen wird die Darstellung der strukturellen Verhältnisse dieses Gebirgsteiles unter Ausfertigung der beiden westlichen, bis zum Rhätikon reichenden Blätter abgeschlossen. Gleich wie in den beiden vorigen Teilen wird die Hauptaussage über die tektonische Formung durch die Signatur der Karte vermittelt, der erläuternde Text kann zufolge des weitgespannten Themas nur eine Kurzinformation über die wichtigsten strukturellen Gegebenheiten der Kalkalpen zwischen dem Innquertal und ihrem Westende beinhalten. Kalkalpenabschnitte in Tirol, Vorarlberg, Bayern und ein ganz kleiner Anteil auf Schweizer Boden gelangen zur Besprechung.

Ebenso wie bei der Durcharbeitung des Ost- und Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen habe ich mich bemüht, die sich bei der Aneinanderfügung der Einzelarbeiten ergebenden Gegensätze sowie grundsätzliche Meinungsverschiedenheiten über tektonische Problemstellen durch Studium

der Verhältnisse an den kritischen Stellen im Gelände sowie durch entsprechende Probenbearbeitung der altersmäßig oder lagerungsmäßig umstrittenen Schichtglieder einer Klärung zuzuführen. Über die hierbei erzielten Detailergebnisse bzw. Beobachtungen wird in drei getrennt erscheinenden Arbeiten (1970 b—c, 1971) berichtet, hier werden die Ergebnisse dieser Untersuchungen mitverwertet.

Im Bezug auf den Westteil der Nördlichen Kalkalpen hat sich ja in neuerer Zeit in Anknüpfung an die Ausführungen von E. KRAUS im Münchner Kolloquium 1943 über die relative Autochthonie der Inntaldecke bei den deutschen Geologen mehr und mehr die Meinung herausgebildet, daß kein Deckenbau vorhanden sei, die Gliederung, wie sie O. AMPFERER seit 1911 gegeben hatte, auf grundsätzlichen Irrtümern beruhe und an Stelle des Deckenbaues Pilzfalten- und Beutelmulden-Tektonik herrsche. Da im Zusammenhang mit dieser Auffassung einer relativen Autochthonie, wie sie besonders M. RICHTER, R. SCHÖNENBERG, C. W. KOCKEL, V. JACOBSEN, W. ZACHER und W. ZEIL vertreten hatten, im Lauf der letzten 15 Jahre der Hauptteil der deckentektonischen Schlüsselstrukturen umgedeutet worden war, lag in der Revision dieser Abschnitte der Schwerpunkt der Geländetätigkeit. Es ergab sich nach Überprüfung all der umstrittenen Strukturen aber erneut eine Bestätigung des Deckenbaues, worauf in den entsprechenden Abschnitten dieser Übersicht eingegangen werden wird.

Die Literatur über den Westabschnitt der Kalkalpen ist gerade in neuerer Zeit sehr rasch angewachsen. Die Kenntnisse des Baues der einzelnen Abschnitte haben sich rasch erheblich gebessert. Von österreichischer Seite sind in neuerer Zeit die Detailkarten 1 : 25.000 vom Rhätikon und Walgau erschienen, vom Bayrischen Geologischen Landesamt wurde eine zusammenhängende, den Nordstreifen der Kalkalpen mit erfassende Kartenserie 1 : 100.000 vom Innquertal bis über Hindelang hinaus herausgebracht (Blätter Schliersee, Tegernsee, Murnau, Füssen), daneben aber auch eine größere Anzahl von Blättern 1 : 25.000, die mit dem Blatt Mittenwald lokal ins Innere der Kalkalpen vorgreifen. Von besonderem Wert für die Erstellung der tektonischen Karte aber war mir die umfangreiche und freundliche Hilfe, die ich am Geologischen Institut der Technischen Hochschule München gefunden habe, wo ich in zahlreiche, teilweise noch unveröffentlichte einschlägige Diplomarbeiten und Dissertationen Einblick nehmen durfte. Hierfür möchte ich den Herren Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, H. BÖGEL, W. ZACHER und allen übrigen, hier nicht einzeln angeführten Angehörigen des Institutes herzlichst danken. Auf Tafel 1 wird eine Übersicht über die diese, das Gebiet von Südbayern und Österreich betreffenden Arbeiten aus der Zeit von 1955 bis 1966 wiedergegeben. Auf zwei großräumige, noch nicht veröffentlichte, besonders wertvolle Karten möchte ich in diesem Zusammenhang besonders hinweisen, nämlich auf die tektonische Übersichtskarte des Wetterstein-Miemingergebirges im Maßstab 1 : 50.000 von P. ENDERS, 1967, und auf das im Druck befindliche, außerordentlich

detaillierte Blatt Oberstdorf 1 : 100.000, dessen Grundlage mir Herr Doktor W. ZACHER liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt hatte. Wertvolle Unterstützung haben mir ferner auch die Herren Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN und Dr. CH. KUHNERT geleistet, indem sie mich auf die von der Freien Universität Berlin aus in den westlichen Kalkalpen durchgeführten, nur zum Teil veröffentlichten Diplom- und Doktorarbeiten aufmerksam gemacht haben. Der Vollständigkeit halber habe ich im Literaturverzeichnis auch jene mir bekanntgewordenen unveröffentlichten Arbeiten aufgenommen, die für mich nicht erreichbar waren. Sie sollen den Benutzer aufmerksam machen, daß über einige Abschnitte noch weiteres Material vorliegt. Im laufenden Text wurden trotz der Gefahr der Störung der Flüssigkeit in der Lesbarkeit relativ viele Zitate angebracht, da bei der nötigen Kürze dieses Überblickes solche Hinweise zum Auffinden der Spezialliteratur als wesentlich empfunden worden sind. Auch wird dadurch bei manchen historisch interessanten Fragen auf die Priorität bestimmter Erkenntnisse verwiesen. Die Genauigkeit der tektonischen Übersichtskarte ist in den einzelnen Abschnitten durchaus heterogen, da sie von den vorhandenen Grundlagen abhängt. So kann in manchen Abschnitten durch Vorliegen von modernen bruchtektonischen Studien ein genaues Störungsnetz enthalten sein, während daneben nur die Hauptstörungen erfaßt sind. Über manche Regionen, die schon seit langer Zeit nicht neu kartiert worden sind, wie z. B. das zentrale Karwendelgebirge, kann nur ein annähernder Überblick über die Struktur auf Grund der bisher bekannten älteren Daten gegeben werden.

Schließlich obliegt mir noch die angenehme Pflicht, dem Kulturrat des Landes Tirol und Vorarlberg für die Subventionierung der Geländeuntersuchungen und der Materialbearbeitung meinen Dank auszusprechen.

Die Großgliederung der westlichen Kalkalpen

Wie die Revision der umstrittenen tektonischen Bereiche der westlichen Kalkalpen gezeigt hat, hat sich die großtektonische Deckengliederung, wie sie O. AMPFERER (1911, S. 668, Fig. 24 bzw. Taf. 34) gegeben hat und wie sie W. HEISSEL (1958, Taf. 1) nochmals übersichtlich dargestellt hat, in den Grundzügen bestätigen lassen. Die tektonische Unabhängigkeit von Cenoman-Randschuppe, Allgäu- und Inntaldecke konnte nachgewiesen werden, während für die Existenz der von O. AMPFERER später (1914, S. 322) aufgestellten Krabachjochdecke keine stichhaltigen Argumente geblieben sind, wie bereits W. HEISSEL (1958, S. 115) vermutet hatte, der in den Schollen um den Flexenpaß nur einen abgetrennten Rest der Inntaldecke gesehen hatte.

Die einzelnen großtektonischen Elemente der Westkalkalpen können wie folgt charakterisiert werden: Am Nordrand zieht als Frontalelement die bereits vom Ostrand der Kalkalpen an bekannte Cenoman-Randschuppe mit einer — wie M. RICHTER (1937, S. 108) treffend gesagt

hat — „unheimlichen Konstanz“ dahin. Sie setzt nach nur kleineren Resten westlich des Inn weiterhin zusammenhängend östlich vom Schliersee wieder ein und läßt sich von hier mit nur zweimaliger Unterbrechung (Loisachtal, Halblechtal) über eine Strecke von 105 km bis ins Vorland der Tannheimer Berge verfolgen, wobei die durchschnittliche Breite der gesamten Zone nur wenige hundert Meter beträgt! Dem Gesteinsbestand und der Position nach bildet diese Großeinheit eine von der Allgäudecke ableitbare aber durchaus selbständige Stirnschuppe der Kalkalpenmasse.

Das zweite durchlaufend abgetrennte tektonische Element der Westkalkalpen wird durch die Allgäudecke repräsentiert. Sie setzt mit einer Breite von 2,5 km über den Inn und zieht dann in einem relativ geraden Streifen im Stirnbereich der Kalkalpen mit einer durchschnittlichen sichtbaren Breite von 2—5 km bis in den Raum von Füssen. Westlich des Meridians von Füssen ist sie in den Vilser-Tannheimer Bergen durch das achsiale Westausheben der überlagernden Lechtaldecke in Halbfernstein in einer Breite von 13 km sichtbar. Im Profil zwischen dem Bereich N Hindelang und dem Hornbach-Halbfernstein wird sogar eine Breite von 23 km aufgeschlossen. In weiterhin bedeutender Breite zieht die Allgäudecke dann gegen WSW und endet mit schrägem Ausstrich am Kalkalpenwestrand E des Großen Walsertales. Enger Falten- und Schuppenbau ist für den Gesamtbereich der Allgäudecke bezeichnend und tritt auch nebeneinander, oft ineinander übergehend auf: Im Wendelstein-Vorland sind es liegende Falten, im Abschnitt zwischen Schliersee und Kochelsee Schuppen, dann nach einem nur wenig intern gegliederten, sehr schmalen Bereich im Vorland des Ammergebirges tritt im Westteil Schuppen- und intensiver Faltenbau nebeneinander auf. Dabei kann die Überschiebungsweite der Schuppen beträchtliches Ausmaß erreichen, wie z. B. das Hintersteiner Fenster im Osterachtal zeigt, wo eine Mindestüberschiebungsweite der Iselerschuppe über die Jochschrofenschuppe von 3 Kilometern ablesbar ist.

Im Süden schließt nun die Lechtaldecke, das Hochbajuvarikum HAHNS, als breiteste und mächtigste Einheit der westlichen Kalkalpen an, mit Recht oft als Stammdecke der westlichen Kalkalpen bezeichnet, von der basal das Tiefbajuvarikum abgesplittert und der dorsal die Inntaldecke aufgeladen worden ist (vgl. E. SPENGLER 1928, S. 19, 21). Die Lechtaldecke weist im Durchschnitt eine um 30—40 km schwankende Breite auf und verschmälert sich gegen Osten und Westen einerseits durch den auf Blatt 3 der tektonischen Karte dargestellten Vorstoß des tirolischen Bogens (Osten), andererseits durch die Verminderung der Gesamtbreite der Kalkalpen im Rhätikon am Westende. Der Nordrand gegen die Allgäudecke ist allenthalben, und zwar auch in den jüngst umstrittenen Abschnitten in den Vilser Alpen, im Allgäu und in Vorarlberg, durch eine tektonische Grenzfläche gegeben, nirgends ist ein stratigraphischer Zusammenhang zur unterlagernden Allgäudecke vorhanden. Im Süden bilden die Grauwackenzone sowie die Landecker Phyllitzone und Phyllitgneiszone die primäre, wenn auch vielfach gestörte Unterlage der Lechtaldecke, nicht das Kristal-

lin der Zentralalpen in der Silvretta-Ötz-Masse. Anteile von Lechtaldecke kommen auch noch südlich des Ost- und Westendes der auflagernden Inn-taldecke zum Vorschein. Im Westen ist der Südrand der Lechtaldecke über den Einheiten der Zentralalpen sekundär versteilt, ja auf weite Strecken durch einen weiteren jüngeren Nachschub überkippt. Daß die Allgäudecke am Nordrand der Kalkalpen zwar unter die Lechtaldecke untertaucht, am Südrand aber nicht mehr hervorkommt, sondern die Lechtaldecke dort unmittelbar auf der Grauwacken-Phyllit-Phyllitgneiszone aufrucht, ist — im großen gesehen — dem basalen, schräg gegen S absteigenden primären Zugschnitt der großen oberostalpinen Deckenmasse zu verdanken, so daß die Allgäudecke als ein sekundär abgescherter, überschobener Vorderteil der nach Süden stratigraphisch tiefergreifenden Gesamtplatte zu werten ist.

Die Überschiebungsweite der Lechtaldecke über die Allgäudecke ist bedeutend. Im Profil zwischen dem Spieser N Hindelang und dem Ostabschnitt des Hornbach-Halbfensters kann ein Betrag von 23 km abgelesen werden. Das bedeutende Ausmaß der Überschiebung in diesem Raum geht auch aus den tiefen Halbfenstern der Vilser Alpen hervor. Gegen Osten hin kann (nach Unterschieden in Mächtigkeit und Fazies, vor allem aber) auf Grund des Aushaltens der Überschiebungsfläche von Hoch- und Tiefbajuvarikum bis zum Ostrand der Alpen ebenfalls auf eine bedeutende Überschiebungsweite geschlossen werden. Hier allerdings, fern vom achsialen Ausheben der Lechtaldecke gegen Westen, sind in dem tief eingesenkten mächtigen Hauptkörper der Lechtaldecke im Wetterstein-Isartalgebiet usf. keine natürlichen so tiefgreifenden Erosionslöcher vorhanden, um den tektonischen Untergrund der Decke in Fenstern erblicken zu lassen. Wurde doch hier im Meridian von Innsbruck das Absinken des metamorphen Untergrundes der Sedimentmasse bis auf 5,5 km schon am Nordrand der Kalkalpen (im Kochelseebereich) geophysikalisch ermittelt (C. PRODEHL, 1965, S. 66, Abb. 26 b), während die Grenze gegen Süden hin wiederum allmählich ansteigt (P. GIESE, 1965, S. 282, Abb. 7). Die sichtbare Überschiebungsweite der Lechtaldecke über der Allgäudecke in dem gerade verlaufenden Streifen zwischen Füssen und Inn beträgt auf Grund der insgesamt 14 vorgelagerten Deckschollen des Falkenstein-Schmiedlainezuges einerseits, der Fenster und Halbfenster der Lechtaldecke andererseits (Wendelstein-Halbfenster, Eselau-Halbfenster ESE der Benediktenwand usf.) jeweils nur einige wenige Kilometer und erreicht an letztgenannter Lokalität zwischen der Vogelkopf-Deckschollengruppe im Norden und dem Südrand des Eselau-Halbfensters 5,5 km. Die wahre Überschiebungsweite ist auf Grund der oben erwähnten Gegebenheiten natürlich auch in diesem Abschnitt wesentlich größer.

Zur Ausgestaltung der Front des Westabschnittes der Lechtaldecke sei noch vermerkt, daß in zwei Abschnitten an ihrem ursprünglichen Nordsaum durch sekundäres Nachdrängen der Hauptkörper, der zu dieser Zeit im Inneren gewaltige liegende Falten mit verkehrtem Schenkel gebildet hat, unter Durchreißen dieser Faltenanlage über den als Stirnschuppen lie-

genbleibenden Frontalteil vorgeschoben worden ist. Das eine Mal erfolgte eine derartige randliche Ausgestaltung der Lechtaldecke im Bereich der Vilser Alpen („Vilser Stirnschuppe“ und Nachschieben des Hauptkörpers der Lechtaldecke), zum zweiten Mal im obersten Lechgebiet („Wandfluh-Stirnschuppe“ und Braunarlspitz-Hauptschuppe der Lechtaldecke).

Die *Inntaldecke* setzt als höchste kalkalpine großtektonische Einheit im Osten westlich von Rattenberg ein und ist an der Karwendel-Überschiebung, deren Fortsetzung heute über das Isartal S von Mittenwald, über die Arnspitzgruppe und S des Puitentales dank den Arbeiten der Münchner Schule bekannt ist, klar gegen Norden abgegrenzt. Der weitere Verlauf der Nordgrenze war nie umstritten. Aber auch die Westbegrenzung im Ruitelspitzmassiv und E des Parseiertales konnte nach Revision der umstrittenen Regionen neuerdings festgelegt werden. Erosiv isolierte Auslieger der Inntaldecke im Westen sind Fallesin, Krabachjochdeckscholle, Hasenfluh im Bereich des Flexenpasses und Griesßtalerspitze. Die Pilzfaltenhypothese, die jüngst zur Erklärung etlicher Deckschollen herangezogen worden war, läßt sich durch die ihr klar widersprechenden klein- und großtektonischen Beobachtungen widerlegen. Am Südrand der Inntaldecke erscheint die unmittelbare tektonische Unterlage, die Lechtaldecke, nur im Osten (Hall) und Westen (N Landeck), dazwischen ist die Südgrenze im Inntal tief verschüttet, durch die jung nachdrängende Ötztaler Kristallinscholle außerdem verdeckt. Die Lechtaldecke scheint hier, analog den tieferen Einheiten unter den höheren kalkalpinen Decken, wie in so vielen Abschnitten der Kalkalpen (siehe Teil 1 und 2 dieser Artikelserie) weitgehend abgequetscht zu sein. Auch die Inntaldecke hat eine gewaltige Stirnschuppe vor sich hergeschoben, die als Karwendel-Stirnschuppe bezeichnet werden soll. Sie reicht vom Raum W Rattenberg bis zum Westende der Puitentalzone. Einen wesentlichen Beleg für das bedeutende Ausmaß der Überschiebung in der Karwendel-Puitental-Region stellt eine größere Zahl von Schürflingen von Jungschichten dar. Diese Schürflinge markieren die im Westen zwar steil stehende, aber tiefgreifende Überschiebungsbahn von Karwendel-Stirnschuppe und von Inntaldecken-Hauptkörper.

An allgemeinen, den Gesamtkörper der Westkalkalpen betreffenden tektonischen Erscheinungen sei noch der *Querschub*, hier besonders als Ost-West-Schub ausgebildet, und die Zerlegung an großen schräg ziehenden Transversalstörungen hervorgehoben. Der Querschub, bei A. ROTHPLETZ um die Jahrhundertwende noch als das fundamentale Gestaltungsprinzip gedacht, wurde von O. AMPFERER in seinen frühen Forschungen sowie von H. P. CORNELIUS (1919, S. 305 ff. — Lit.-Verz.: Allg. Alpen) bald auf das ihm zukommende Maß beschränkt. In seinen späteren Arbeiten hat O. AMPFERER (1939, S. 205), wahrscheinlich im Zusammenhang mit den Untersuchungen im Rhätikon, der dieses Phänomen kräftiger zeigt, wiederum dem Querschub ein zu großes Gewicht gegeben und ihn als eigenen Gebirgsbildungsakt gewertet. Gerade aber auch im Rhätikon ist durch die neuen

gefügekundlichen Untersuchungen durch O. REITHOFER et al. (1964, S. 225) erneut die geringe Bedeutung des Westschubes gegenüber dem Nordschub klargestellt worden. Auch das stets als Musterbeispiel für den Westschub zitierte Wettersteingebirge wurde durch die Analysen des Achsenplanes durch H. MILLER (1962, S. 422; 1963, S. 313) in dieser Hinsicht von seiner Stellung entthront, da südvergente Sekundärtektonik die Einklemmung der Jungschichten auf der West- und Südseite bewirkt hat, während die westvergente Tertiärtektonik unbedeutend ist. Über Ursachen und Ausmaß des Querschubes im Alpenbau insgesamt wurde schließlich vom Verfasser (1962, S. 229—247 und zusätzlich 1970 a, S. 43) unter besonderer Berücksichtigung der Genese berichtet. Trotz Einschränkung gegenüber älteren Auffassungen soll aber die Bedeutung des Querschubes in den westlichen Kalkalpen, wo besonders Hochunutz, Achentaler Schubmasse und untergeordnet auch noch der Rhätikon als Zeugen fungieren, nicht übergangen werden.

Ein zweites, den gesamten Deckenstapel der Kalkalpen, ja sogar den Flyschuntergrund (aber nicht mehr die Molasse) mit ergreifendes, spätes tektonisches Geschehen stellt das großartig ausgebildete diagonale Blattverschiebungssystem dar, das in den westlichen Kalkalpen deutlicher als in irgendeinem anderen Teil der Ostalpen in Erscheinung tritt. Es handelt sich um zwei sich kreuzende Richtungen von diagonalen Blattverschiebungen, die NW—SE orientiert („Ammerstörungen“ nach C. W. KOCKEL et al. 1931, S. 182) und SW—NE gerichtet („Loisachstörungen“ ibidem 1931, S. 144, 185) in Erscheinung treten. Das Ammer-system entwickelt sich besonders prägnant im Westteil des Ammergebirges und im Raum Füssen, für das Loisachsystem sind die Kesselbergstörung W des Walchensees mit 1,5 km Verschiebungsbetrag, die Jachenauer Blattverschiebung, Störungen im Isarquertal und SE Tegernsee bezeichnend. Diese, den Mohr'schen Figuren entsprechenden Zerlegungsrisse sind für den Schlußakt der Einengung bezeichnend, bei dem das gleiche Material, das zuvor bei starkem Druck plastisch und in Form von Decken- und Faltenbildung eingeengt worden war, nunmehr unter Nachlassen des aber noch in der gleichen Richtung und aus gleichen Ursachen wirkenden Druckes bruchtektonisch verformt worden ist. Über diesen, allerdings auffälligsten Akt im bruchtektonischen Geschehen, über den zuerst von P. SCHMIDT-THOMÉ (1954) ausführlich berichtet worden ist, wurde jüngst vom Verfasser (1969 a, S. 283; 1970 a, S. 46—59) im Zusammenhang mit der Besprechung der bruchtektonischen Gesamtformung eingehend diskutiert, so daß hier darauf verwiesen werden kann.

Als letzter Punkt von allgemeinerer Bedeutung für die Tektonik der westlichen Kalkalpen sei noch das außerordentlich eindrucksvolle Phänomen der Unterlagerung des westlichen Abschnittes der Kalkalpen durch einen Schürflingsteppich von Gesteinen der Arosazone einerseits und das erst kürzlich klargestellte Gegenstück hierzu, der Nach-

weis von kalkalpinen Spänen der *Madrisazone* (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 338) andererseits, die an der einstigen Überschiebungsbahn über den zentralalpinen Einheiten liegen geblieben und eingewickelt worden sind, erwähnt. Einen Überblick über die Stellung dieser beiden Zonen gibt Tafel 3 dieser Arbeit. Jedes der beiden Phänomene für sich genommen bestätigt die Allochthonie der Kalkalpen als Ganzes unumstößlich, widerlegt mit Sicherheit die Auffassung, wie sie etwa E. KRAUS vertreten hat. Der Schürflingsteppich von typischen Gesteinen der Arosazone der Schweizer Zentralalpen, der beim Vormarsch der kalkalpinen Decken über dieses Gebiet abgerissen und mitgeschleppt worden ist, reicht von der zusammenhängenden Arosazone an der Südseite des Rhätikon am Westrand der Kalkalpen bis nördlich von Hindelang. Als Erste hatten M. LUGEON (1896, S. 39 f.; 1901, S. 800 f.) und G. STEINMANN (1898, S. 258) die Bedeutung der die Kalkalpen unterlagernden Arosazone für die Allochthonie des Ostalpin erkannt und klar umrissen. G. STEINMANN (1906, S. 20) hatte der Zusammengehörigkeit der Schürflingsschollen mit der zusammenhängenden Arosazone durch die Zusammenfassung dieser Elemente unter der Bezeichnung „Rhätische Decke“ Rechnung getragen, die den Westrand der „Ostalpinen Decke“ (also der „Rhätischen Schubmasse“ von A. ROTHPLETZ) unterteuft. Die Späne unterlagern die Kalkalpen als Ganzes, sie erscheinen, besonders im Rhätikon, auch zwischen die Einzelschollen des Westrandes der Kalkalpen eingeschleppt, sie tauchen in Fenstern auf (Warmatsgund, Gerstruben usf.) auch ein Stück weit im Inneren der westlichen Kalkalpen (Klesenzafenster).

Andererseits ist der einstige Weg der Kalkalpen über der Arosazone im östlichen Prättigau bis weit unter die Silvrettadecke N Klosters mit Spänen der Kalkalpen gepflastert. Auf der Exkursion der SGF unter der Leitung von Prof. R. TRÜMPY konnte im September 1969 diese Schollenzone unter dem Silvrettakristallin des Madrisahornes als kalkalpin (im Sinne von W. v. SEIDLITZ [1906, S. 311]) durch den Reichtum an Partnachschichten und Arlbergkalk wiedererkannt werden. In tektonischer Hinsicht wurde durch den Verfasser damals gefolgert, daß die Schollen nur durch zweiphasigen Schub in diese Grenzfläche zwischen Arosazone (Liegend) und Silvrettakristallin (Hangend) gelangt sein können (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 340): Nach ihrem Transport über das mittelostalpine Silvrettakristallin gegen Norden kamen die Kalkalpen noch weit im Süden in den Zentralalpen in Kontakt mit der Arosazone und gaben einerseits Späne ab, andererseits nahmen sie Schürflinge mit. Die abgegebenen Späne sind dann durch den jüngeren Nachschub des Ostalpin als Ganzes eingewickelt und erhalten worden. So ist damit ein neuer Beweis in der Kette der Zeugen für die Allochthonie der Kalkalpen gefunden. Auf Grund der faziellen Entwicklung ist sowohl die Madrisa-Schollenzone als auch die sicher gleichwertige Mittagsspitzscholle und die Kristakopfscholle bei Tschagguns vom Stirnteil der Lechtaldecke abzuleiten und muß als eine von der Hauptmasse der Kalkalpen überfahrene Partie betrachtet werden.

Die einzelnen Bauabschnitte der westlichen Kalkalpen

A. Tiefjuvavikum

1. Die Cenoman-Randschuppe

Zwar unterbrochen, aber doch mit bedeutender Konstanz zieht die Cenoman-Randschuppe entlang des gesamten Kalkalpen-Nordlandes von Wien kommend bis nach Hindelang im Westen weiter. Erst bei Analyse des an diese Einheit anstoßenden Nordrandes der Allgäudecke zeigt sich, daß diese schmale Randzone vollkommen unabhängig von der Internstruktur des Stirnrandes des übrigen Tiefbajuvarikums durchläuft, so z. B. auch in den Tegernseer- und Schlierseerbergen, wo ein Schuppenelement nach dem anderen schräg an den Stirnrand der Allgäudecke austreicht. Daraus erhellt, daß die Cenoman-Randzone ein eigenes großtektonisches kalkalpines Frontalelement unter der Allgäudecke darstellt.

Östlich vom Inn treten die letzten Ausläufer dieser schmalen Schuppen- oder Schollenreihe in der Region S von Bergen auf, wo sie W. DEL-NEGRO (1933, S. 120) erfaßt hatte. Dann setzt die Schollenreihe wiederum unmittelbar W des Inn S Brannenburg, intern noch weiter geschuppt, ein (O. GANSS, 1951, S. 205) und läßt sich in Form von Kieselkalken und von Mittelkreide im Wendelsteinvorland bis auf das Sterneck verfolgen. Nach abermaliger Unterbrechung bzw. Verdeckung kann die Cenoman-Randschuppe wiederum im Rohnberg und im Nordsockel des Hirschgröhr E vom Schliersee erfaßt werden und zieht nun trotz sehr geringer Breite konstant zwischen Flysch und Allgäudecke eingeschaltet gegen Westen fort. 700 m Breite am Söllbach W des Tegernsees stellen bereits ein Maximum dar. Hier läuft in dem zentralen Teil der schmalen Schuppe ein nordvergent überschlagener Sattel mit Radiolarit, Oberjura und Neokom im Kern durch, als Sattelpfopf-Antiklinale bezeichnet. Es ist auffällig, daß die jüngsten Anteile, nämlich die roten mittelmittelkretazischen Mergel hier wie in vielen Abschnitten weiter im Westen (vgl. G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 63 u. a.) unmittelbar entlang der Flyschgrenze hinziehen (M. RICHTER et al., 1939, S. 689 f.), so daß hier im kleinen das gleiche Phänomen wie beim Zuschnitt der Kalkalpenplatte als Ganzes zu beobachten ist: Der gegen N ansteigende basale Schrägzuschnitt bewirkt das Auftreten der jüngsten Schichtglieder in der vordersten Front.

Es entspricht durchaus nicht der Meinung der früheren Bearbeiter, wie W. ZEIL in Bezug auf diese Region (1956, S. 476) ausgeführt hat, daß das Randcenoman als durchlaufender Streifen und eigene tektonische Schuppe am Kalkalpennordrand entlang ziehend gedacht worden sei. Die Cenoman-Randschuppe führt hingegen ihren Namen nur nach dem bezeichnendsten Schichtglied, dem stratigraphisch eng mit dem Oberalb verbundenen Cenoman. Daß im Bestand dieser Schuppe aber andere, ältere Schichtglieder wie Unterkreide, Jura etc. erscheinen, ist seit alters bekannt. Auch gilt nicht,

daß in der Region Benediktenvorland—Isargebiet—Schliersee jüngere Flyschsedimente in der Randcenomanzone vertreten sind und daher die tektonische Stellung der Zone unsicher sei (W. ZEIL, 1956, S. 476). Die am Nordrand an die Cenoman-Randschuppe angrenzenden, geringmächtigen bunten Tone und Sandsteine der sogenannten Tratenbachserie mit oberpaleozänem und untereoazänem Alter (H. HAGN, 1967, S. 274) sind nach U. PFLAUMANN (1968, S. 110) stets von den Kalkalpen durch Störungen getrennt; obgleich die Stellung dieser Tratenbachschuppe noch nicht endgültig geklärt ist, wird sie nach der Meinung aller Bearbeiter der letzten Zeit (zitiert bei U. PFLAUMANN l. c.) allgemein als verschürftes südlichstes Glied der bayrischen Flyschzone angesehen.

Beim Studium der Literatur der westlichen Kalkalpen müssen die in neuerer Zeit von verschiedenen Bearbeitern verschiedenartig verwendeten Ausdrücke wie „Kalkalpine Randzone“ (kann die gesamte Allgäudecke mit umfassen) oder „Randostalpin“ und Ähnliches mit Vorsicht aufgenommen werden, da sich darin tektonisch verschiedenartige Elemente wie Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, aber auch Arosazone finden können. Es ist angebracht, so unscharfe, mehrdeutige Begriffe zwecks Vermeidung von Verwirrungen besser nicht zu verwenden.

Nach mehrfacher Unterbrechung der Cenoman-Randschuppe im Raum beiderseits der Loisach erreicht diese Einheit im Vorland der Ammergauer Alpen wiederum größere Breite. Wie auch weiter im Osten muß die Cenoman-Randschuppe durch eine bedeutende Überschiebung von der Allgäudecke getrennt sein, da die lithologische Entwicklung mit der reichen Quarz-, Glimmer- und Kristallingeröll-Führung (CH. KUHNERT, 1964, S. 27) sie deutlich von der Oberalb-Cenoman-Mittelturon-Serie der inneren kalkalpinen Mulden unterscheidet. Die nach vorübergehender Abquetschung westlich des Lobentales wieder erscheinende Cenoman-Randschuppe, die in Richtung Füssen weiterstreicht, wurde von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 176) hier mit dem Lokalnamen Höllenzone belegt, der auch von H. REUM (1962, S. 509) und W. ZACHER (1964, S. 94; 1966 a, S. 165) verwendet worden ist. H. REUM (l. c.) betont aber auch aus diesem Abschnitt die fazielle Eigenständigkeit der höheren Unterkreide gegenüber analogen Vorkommen in der südlicheren Einheit.

Weiter im Westen läßt sich diese Cenoman-Randschuppe N des Falkensteinzuges im Raum von Füssen nur in einzelnen Schollen wiedererkennen, da die kalkalpine Randzone hier weitgehend durch Quartär verdeckt ist. Von der Mittelkreide des Falkensteinzuges werden diese Randschollen westlich des Weißensees von lokal das Quartär durchdragenden Kössener Schichten getrennt. Der weithin in der kalkalpinen Randzone Bayerns bekannte Unterschied (vgl. M. RICHTER, 1937, S. 105 f.) zwischen dem Cenoman der Cenoman-Randschuppe, das bereits mit exotikareichem Unter-cenoman auftritt und dem an schlecht gerundeten Lokalschuttkomponenten reichen Cenoman der Lechtaldecken-Stirnzzone ist auch hier auffallend:

Füssener Unterocenoman mit Exotika steht dem Cenoman des Falkensteinzuges vom Typus der Lechtaldeckenstirn (vgl. H. REUM, 1962, S. 530 und ältere Literatur) gegenüber. Nach W. EL NOOR (1966, S. 28) ist dem allerdings noch hinzuzufügen, daß im Falkensteinzug entgegen W. ZEIL (1955, S. 160) und vielen jüngeren Darstellungen auch die tieferen Horizonte des Cenomans nachgewiesen worden sind.

Die breite Mittelkreidezone am Kalkalpenrand SW Pfronten am Kienberg-Nordabfall bildet die Fortsetzung des Muldeninhaltes des Falkensteinzuges der Lechtaldecke, die hier bis zum Nordrand der Kalkalpen vorstößt, alles Tiefere unter sich begrabend (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1960, Prof.-Taf., Fig. 7—8).

Westlich vom Vilsquertal setzt an einer Schrägstörung die Cenoman-Randschuppe wieder ein, sich gegen Westen hin im Profil Roßkopf—Spieser—Nordfuß bis auf 1,5 km erweiternd und läßt dort im Häuseloch-Halbfenster auf Helvetikum mit Liebensteinerkalk und nahe E davon in einem Fenster W des Girrenbaches auf Flyschuntergrund durchblicken (vgl. A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939, S. 409). Diese bisher zur Allgäu-decke gerechnete Randzone W des Vilstaies (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1960, Prof.-Taf., Fig. 9—11) mit ihren mächtigen Zügen von groben Geröllmassen, reich an Exotika, auch Kristallinblöcken, unterscheidet sich in ihrem Bestand wesentlich von den Serien in den S des Falkensteinzuges auftretenden Schuppen der Allgäu-decke, so daß keine direkte Zugehörigkeit zu dieser Einheit, sondern zur Rand-Cenomanschuppe vermutet wird. Die Südgrenze zur Falkenstein-Deckscholle der Lechtaldecke verläuft auf Grund eigener Anschauung gegenüber der Osterach-Karte von W. ZACHER, 1964, im Westen nicht inmitten des „Randcenomans“, sondern hart am Unterabschnitt des Spieser-Nordabfalles, wo der Hauptdolomit sichtbar diskordant über das Randcenoman überschoben erscheint. Reste der über der Cenoman-Randzone einst wohl vorhandenen Allgäu-decke könnten sich in dem Lias-Dogger-Kieselkalkspan im Wertach-Quellgebiet bei Unterjoch erhalten haben (A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939, S. 420 und Prof.-Taf., Fig. 20), während die übrigen drei Späne zwischen Falkenstein-Deckscholle und Cenoman-Randzone, die bei Unterjoch, beim Hangenden Schrofen und Rappenschrofen von den genannten Autoren (S. 419 f., Abb. 15 und tekt. Kt.-Taf.) angeführt worden sind, nach H. REUM (1962, S. 523—525) dem Falkensteinzug als steiler Randsattel anzugliedern sind.

Am Westrand der Kalkalpen S Hindelang, wo die jeweils südlicheren und höheren tektonischen Teileinheiten von Allgäu- und Lechtaldecke schräg an den durch Fetzen der Arosazone unterlagerten Außenrand heranstreichen, fehlt die Cenoman-Randzone, dieses tiefste kalkalpine Element. Natürlich könnten an der Basis der kalkalpinen Gesamtmasse Scherben dieser Randzone noch weit zurück verzettelt erhalten sein (worauf etwa am Blatt Oberstdorf von W. ZACHER hierher gestellte Späne im Westsockel des Rubihorns NE Oberstdorf und beim Gschlif im Stillachtal gemahnen

könnten, die aber von anderen Autoren nur als Teile der Arosamasse angesehen werden). Es wird eine Aufgabe der Zukunft sein, hier am Westrand mit sedimentologischen Feinuntersuchungen etwaige verschleifte Anteile der Cenoman-Randschuppe von dem tektonisch noch tieferen, ebenfalls an Mittelkreide reichen Arosa-Schollenteppich abzutrennen.

2. Die Allgäudecke zwischen Innquertal und Lech

Als schmaler, intern streckenweise eng gefalteter oder geschuppter Streifen liegt die Allgäudecke mit ihrem Vorderteil in einer Breite von 2—5 km zwischen den Quertälern des Inn und des Lech vor der auflagernden Lechtaldecke frei. Ein durchlaufender tektonischer Kontakt zur Cenoman-Randschuppe im Norden und eine bedeutende, ebenfalls ununterbrochen verfolgbare Überschiebung zur Lechtaldecke, deren Stirnrand durch eine Reihe von Halbfenstern und Deckschollen gegliedert ist, erweist die tektonische Selbständigkeit der Allgäudecke zunächst in diesem Abschnitt.

Während der Westteil des betrachtenden Streifens der Allgäudecke keine durchlaufende Schuppung aufweist, zeigt sich im Ostteil W vom Kochelsee einsetzend, eine über weite Strecken verfolgbare interne Gliederung des freiliegenden Teiles der Allgäudecke in eine Reihe von Schuppen, die, einander ablösend, jeweils gegen Osten allmählich schräg an den Vorderrand der Decke herausstreichen. Die nördlichste Schuppe, die vorwiegend aus (flyschartigen) Fleckenmergeln der Allgäuschichten besteht, wurde von H. SÄRCHINGER (1939, S. 425) als *Lettenbach-Schuppe* bezeichnet (jüngeres Synonym: *Dachsenberg-Schuppe* G. MÜLLER-DEILE 1940, S. 63). Sie beginnt SW Schlehdorf am Kochelsee, erreicht W der Isar etwas über 1 km Maximalbreite und endet, wie E. SPENGLER (1953, S. 17) wohl zurecht angeführt hat, gegen Osten hin S des Tegernsees, wo die südlich anschließende *Moosenberg-Schuppe* mit ihren basalen Raibler Schichten schräg gegen ENE an die Cenoman-Randzone herandrängt (das Ausspitzen selbst ist durch Quartärverhüllung unsichtbar). Die *Moosenberg-Schuppe* H. SÄRCHINGER, 1939, S. 427 (jüngeres Synonym: *Schwarzenberg-Schuppe* G. MÜLLER-DEILE 1940, S. 63) stellt die Fortsetzung des einheitlichen Hauptkörpers der Allgäudecke gegen Osten hin dar und verdient ab jener Stelle ihren Namen, wo die *Lettenbach-Schuppe* W vom Kochelsee in der Stirnregion der Decke ansetzt. Die *Moosenberg-Schuppe* setzt im überwiegenden Teil mit Raibler Schichten im Norden ein. Sie zieht über Schwarzenberg, Moosenbergkogel und die Nordflanke des Geigersteins gegen Osten weiter. Am Söllbach SW des Tegernsees gliedert sich von ihr im Süden eine seit K. BODEN (1916, Kt.) bekannte höhere Schuppe ab, die E. SPENGLER (1953, S. 17) als *Ringspitzen-Schuppe* bezeichnet hat. Die *Moosenberg-Schuppe* zieht nun als schmaler Streifen, E des Tegernsees durch zahlreiche Loisach-Blattverschiebungen verstellt, gegen Osten bis über die Leitzach, von wo aber U. PFLAUMANN (1968, S. 330) mit Recht vermerkt hat, daß die hier von

H. SCHUBERT-KLEMPNAUER (1966, S. 46) festgestellte gestörte Mulde SW Birkenstein die Fortsetzung dieser im Westen so reich an Jura entwickelten Schuppe darstellt. Durch die starke Verdeckung im Bereich der Leitzach bei Birkenstein kann die Schuppengliederung trotz der neuen Karte 1 : 25.000 von U. PFLAUMANN & W. STEPAN (1968, Kt.; Beil. 1; S. 331) nicht mit Sicherheit gegen NE durchverfolgt werden. Trotz der starken, wohl aber internen Faltungen und untergeordneten Störungen in der Allgäudecke W unter der Wendelstein-Breitenstein-Halbklinpe könnte man im Sinne von E. SPENGLER (1953, S. 17) die Fortsetzung der Moosenberg-Schuppe hier um den West- und Nordrand der Wendelstein-Halbklinpe herum annehmen. Die zweite Möglichkeit wäre ein Abquetschen durch ein Vordrängen der Karn-Basis der südlicheren Ringspitzen-Schuppe im Meridian von Birkenstein quer bis zum Vorderrand der Decke, was aber nach den bisherigen Kartendarstellungen weniger gesichert erscheint. Im NW-Vorland des Wendelstein-Breitenstein-Massivs entwickelt sich in der Allgäudecke ein intensives, mäßig nordvergent überkipptes Falten-system, dessen Hauptantiklinale gegen Osten hin durchreißt, so daß sich von der Moosenberg-Schuppe im Osten eine südlichere Schuppe, die die Rampoldsplatte enthält, abhebt.

Die Parallelisierung der Schuppen der Allgäudecke W und E des Inn wurde bereits 1969, S. 131, durchgeführt. Der hier als zur Moosenberg-Schuppe im Sinne von E. SPENGLER (1956, S. 45) gehörig betrachtete Teil ist E des Inn noch im Sattelberg mächtig entwickelt und verschwindet dann an der Stirn der Allgäudecke gegen Osten. Die zweite Schuppe östlich vom Inn (Reifenberg-Aschauerkopf-Schuppe) ist die Fortsetzung der Schuppe der Rampoldsplatte und sollte besser doch entgegen E. SPENGLER (1953, S. 17; 1956, S. 5) nicht mit der Ringspitzen-Schuppe parallelisiert werden, da erstere W der Rampoldsplatte neu ansetzt.

Betrachtet man den Gesamttraum der Allgäudecke zwischen Kochelsee und ihrem Ostende (vgl. hierzu auch Taf. von 1969), so fällt hier die schräg zum Deckenstirnrand leicht gegen ENE laufende Schuppung auf, wodurch nacheinander mehrere Schuppen gegen Osten hin an den Vorderrand der Deckenstirne heranstreichen und dort auskeilen.

An zwei Stellen greifen am Südrand der Allgäudecke dieses Abschnittes Halbfenster bis 3 km tief in den auflagernden Deckenkörper der Lechtaldecke ein: E der Leitzach in Form des Wendelstein-Halbfensters und im Bereich des Isartales in der von E. SPENGLER (1953, S. 15) als Eselau-Halbfenster bezeichneten Struktur. Im Wendelstein-Halbfenster sind es jurassische und neokome Schichten der Allgäudecke, die von der zur Lechtaldecke gehörigen Wendelstein-Stirnschuppe und dem Hauptkörper der Decke überschoben sind. Das mit Juraschichtgliedern der Allgäudecke erfüllte, 14 km lang hinziehende und nur wenige Kilometer schmale Eselau-Halbfenster wird im Norden von dem vorwiegend aus mitteltriadischen Gesteinen bestehenden Geigerstein-Fockenstein-Halbklinppen-zug

der Lechtaldecke begrenzt, im Süden von der meist mit Raibler Schichten einsetzenden Hauptmasse der Lechtaldecke überfahren und zeigt im Westteil durch die Erhaltung von einer Reihe von Deckschollen eine Auflösung in schmale Streifenfenster (Finstermünz-, Filzgraben-, Eselauberg-Teilfenster).

Der 35 km lange Streifen der Allgäudecke W des Kochelsees bis zum Lobental zeigt nur eine geringe interne Gliederung. Die Einheit ist hier nicht durchlaufend geschuppt, sondern nur durch die Schwabenkopf-Antiklinale (A. KUHNERT 1964, S. 44) und weitere, untergeordnete Faltenelemente (A. KUHNERT 1967 a und b, S. 70) mäßig tektonisch gegliedert. In diesem Abschnitt liegen nahe dem Südrand der Allgäudecke große Deckschollen der Lechtaldecke auf, an denen im Süden das Kälberalp-Streifenfenster der Allgäudecke vorbeizieht (C. W. KOCKEL et al. 1931, S. 165; A. KUHNERT 1964, S. 42).

W des Lobentales nimmt die Einengung der Allgäudecke, die hier unter das Ostende des Falkensteinzuges hineinstreicht, sprunghaft zu: Drei schmale Schuppen, von denen die mittlere (Fällgraben-Schuppe C. W. KOCKEL 1931, S. 175 = Pechkopf-Schuppe W. ZACHER 1964, S. 92) vier parallele Faltenzüge erkennen läßt, folgen aufeinander. Die enge Zusammenstauchung mag im Zusammenhang stehen mit der hier im Westen verstärkt einsetzenden zweiphasigen Tektonik: Genau hier ist die Lechtaldecke zunächst mit aufrechter Serie der nachmaligen Vilser Stirnschuppe aufgeföhren und dann nochmals in zweiter Überschiebung mit dem zu liegender Falte geformten sekundären Stirnrand des Hauptkörpers nachgeschoben. Ausführliche Beschreibungen der Zone liegen bei C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 174 f.) und W. ZACHER (1964, S. 92) vor, der diesen Abschnitt der Allgäudecke S und E des Ostendes des Falkensteinzuges als „Schwanseezone“ bezeichnet hat.

3. Die Allgäudecke westlich vom Lech

Westlich vom Lech gewinnt die Allgäudecke durch das Zurückspringen des in mehrere Halbklippen ausgezackten heutigen Stirnrandes der Lechtaldecke rasch große Breite. Sie gliedert sich in weit anhaltende Schuppen, die streckenweise starke, auch gegen NNW bis NW überkippte Faltenzüge aufweisen. Durch eine große Zahl von tiefen, gegen Osten reichenden Halbfenstern der Lechtaldecke sowie durch deren Deckschollen wird eine bedeutende, bei Vorder-Hornbach 23 km erreichende sichtbare Überschiebungsweite angezeigt.

Der Inhalt aller Halbfenster und Fenster von Allgäudecke unter der Lechtaldecke im Raum zwischen Füßen und Hornbachtal ist im Laufe der letzten 15 Jahre durch deutsche Geologen zu Beutelmulden umgedeutet worden, der Deckenbau ist geleugnet worden. Eigene Untersuchungen aller fraglichen Stellen im Sommer 1969 haben aber in aller Deutlichkeit die Realität des Deckenbaues gezeigt. Da in zwei gesonderten Arbeiten die

neuen Belege für die Existenz des Deckenbaues dieser Region ausführlich dargelegt werden, genügt in diesem Zusammenhang der Hinweis auf diese Ausführungen (A. TOLLMANN 1970 c, d). Hier wird nur das für das Verständnis des Baues im Gesamtzusammenhang Wesentliche dargelegt. Es gilt ganz, was C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1924, S. 82—83) schon bei Untersuchung des Nordteiles dieser Region geschrieben haben: „Die Vilser Berge zeigen die besten und ausgedehntesten Überschiebungs- und Deckenbilder der Allgäuer Alpen. Es ist das Verdienst von AMPFERER, diesen zum Teil prachtvoll klaren und aufgeschlossenen Bau aufgezeigt zu haben. Angesichts der Wucht der Erscheinungen wird dort wohl kaum jemand versuchen, aus Norden gegen Süden oder von Ost gegen West zu schieben . . . Die vollkommen freie Lagerung der Lechtaldecke tritt prachtvoll hervor, da im Süden die Allgäudecke im großen Halfenster von Tannheim-Nesselwängle-Reutte mit ihren Jungschichten wieder auftaucht.“ Immer wieder wurde mit Recht betont (z. B. C. W. KOCKEL & M. RICHTER 1924, S. 92; M. RICHTER 1937, S. 77 usf.), daß die Verhältnisse in den Vilser Alpen ein grandioses Gegenstück zu zahlreichen weiteren homologen Beispielen der durch Streifenfenster gegliederten Stirnzone von Lechtaldecke über Allgäudecke weiter im Osten darbieten, etwa zur Benediktenwand, zum Wendelstein, zur Kampenwand.

Die Großgliederung im Bereich der Vilser Alpen zeigt infolge intensiver Sekundärfaltung des gesamten Deckenpaketes an W—E bis WSW—ENE streichenden Achsen und zufolge des Achsenaushebens der höheren Lechtaldecke sowie ihrer hier bedeutend entwickelten Stirnschuppe, der Vilser Stirnschuppe, von Nord nach Süd folgende Elemente:

1 a) geringe Reste der Allgäudecke (?) S der Cenoman-Randschuppe im Norden des Falkensteinzuges W des Weißensees.

1 b) Die 32 km lange Falkenstein-Deckscholle (Erstnennung C. W. KOCKEL & M. RICHTER 1924, S. 83) als rund 2 km breit erhaltener Rest des einstigen Stirnbereiches der Lechtaldecke.

2 a) Das Vilstal-Streifenfenster der Allgäudecke (Begriffsprägung bei C. W. KOCKEL & M. RICHTER 1924, S. 88; Synonym: Schwanseefenster, ebenda 1924, S. 87; entspricht der „Schwanseezone“ bei W. ZACHER 1964, S. 92) in dem die Jungschichten der Allgäudecke im „Vilstal-Deckensattel“ (C. W. KOCKEL & M. RICHTER 1931, S. 332) in schmaler, langer Zone an die Oberfläche gelangt sind.

2 b) Als „Einstein-Halbklippe“ soll der lange Sporn der Lechtaldecke Süd dieses Fenster bezeichnet werden, der gemeinsam mit Resten der unterlagernden Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke in der sogenannten Schattwalder Deckenmulde eingelagert ist. Diese Deckenmulde trägt weiter im Osten seit C. W. KOCKEL (1926, S. 159) die Bezeichnung „Tegelberg-Deckenmulde („nördliche Deckenmulde“ bei W. HEISSEL 1937, S. 257).

3 a) In der langen steilen bis überkippten und verschleiften Aufwölbungszone des „Benna-Deckensattels“ (Begriff von C. W. KOCKEL 1926, S. 159) erscheint die Allgäudecke als Kern eines Doppelfensters unter Vilser Stirnschuppe und Lechtaldecke in Form des Halbfensters vom Füssener Jöchl und Oberpinswang und des Fensters der Bleckenau.

3 b) Das im Süden anschließende Deckschollenelement der Lechtaldecke kann als „Gehrenspitz-Halbklippe“ bezeichnet werden. Auch hier erscheint im Westen noch ein Rest der Vilser Stirnschuppe an den Rändern dieser Halbklippe, so daß für die Gesamtform dieser Zunge seit C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1931, S. 332) die Bezeichnung „Reintal-Deckenmulde“ üblich ist.

4 a) Nochmals wird die Allgäudecke in dem im Süden angrenzenden Halbfenster von Nesselwängle (O. AMPFERER 1921, S. 124) als Kern des Tannheimer Deckensattels (C. W. KOCKEL & M. RICHTER 1931, S. 349) sichtbar und streicht über Reutte gegen Osten bis zum Urisee, um dort unter der Ardbach-Antiklinale der Lechtaldecke zu verschwinden.

4 b) Den Südrahmen des gesamten Halbfenstergebietes S der Deckschollen im Hahnenkammbereich mit ihrem mustergültigen Beispiel einer tektonischen Moräne bildet dann die Überschiebungsfront der Lechtaldecke mit der Gaichtspitze.

Der Inhalt dieser Halbfenster und Fenster der Allgäudecke kommt zum Teil in Form von flachen bis mäßig steilen Aufwölbungen hoch (Bleckenauer Fenster, Nesselwängle-Halbfenster), häufig aber ist er eng gepreßt und leicht nordvergent überschlagen (z. B. Schwanseezone des Vilstal-Streifenfensters: vgl. Prof. 8—12 der Prof.-Taf. von W. ZACHER 1962 od. Abb. 2, S. 512 bei H. REUM 1962), gelegentlich auch stark nordvergent verschleift, so daß die darunter geratenen Teileinheiten der Lechtaldecke eingewickelt werden (Halbfenster des Füssener Jöchls etwa im Hundsarschsattel-Profil). Im letztgenannten Profil hängt der Jungschichtenanteil der Allgäudecke keineswegs mit dem Rahmen im Norden zusammen, wie W. ZACHER jüngst wiederholt dargestellt hat (1960, S. 3, 5; 1962, S. 400, 405; 1966, S. 153 f.), sondern das im Norden unterlagernde Rhät der Vilser Stirnschuppe nimmt teil an einer umgekehrt lagernden Rhät-Jungserie, die demnach nicht die normale Basis der darüber geschleppten Jungschichten der Allgäudecke darstellen kann (A. TOLLMANN 1970 c, S. 104; 1971). Auch die jüngst von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 105 und Abb. 4) getroffene Annahme, daß die Juraglieder der Allgäudecke des Bleckenau-Fensters eine eingefaltete Muldenstellung besäßen, erwies sich bei der Überprüfung als unzutreffend, da die Kartierung entgegen der Darstellung der beiden Autoren eine mit aufrechter Serie lagernde und faziell individualisierte Schichtfolge der Allgäudecke erkennen ließ (A. TOLLMANN 1970 c, S. 98; 1971). Neben allen

dort angeführten Gründen, die gegen die Muldennatur der in den Decken-antiklinalen emporkommenden Jungschichtenzonen sprechen, ist vor allem aber auch das regionale Untertauchen aller Halbfensterinhalte gegen Osten anzuführen und die auch dort jeweils im Streichen der Rahmen, also in der Lechtaldecke, fortsetzende Antiklinalstruktur hervorzuheben (zum Beispiel Archbach-Antiklinale am Ostende des Nesselwängle-Halbfensters, Bennadeckensattel der Hochplatte E des Benna-Halbfensters). Genauso wie weiter im Süden beim Hornbach-Halbfenster ist jeweils bei Abtauchen des Inhaltes gegen Osten kein gewaltiger Querbruch vorhanden, an dem die Jungschichten etwa gegen Osten herausgehoben sein könnten, und zwar trotz Vorliegen genauer Kartierungen. Die Halbfensteratur der genannten Zonen steht außer jedem Zweifel.

In der Region westlich der Vilser Berge beherrscht die Allgäudecke durch das regionale Ausheben der Lechtaldecke in einer Breite von rund 10 km südlich der Falkenstein-Deckscholle das Bild. Das Tiefbajuvarikum ist hier in eine Reihe von Schuppen beträchtlicher Dimension gegliedert: Jochschrofen-Vorschuppe, Jochschrofen-Schuppe, Iseler-Schuppe, die kurze Geißhorn-Schuppe bzw. ihr westliches Äquivalent, die Daumen-(Pfannenholzer-)Schuppe und schließlich die wiederum weithin streichende (Nebelhorn-)Rauhhorn-Schuppe vor der Front der Lechtaldecke.

Zum Bau dieser Schuppenzone sei folgendes vermerkt: Die Jochschrofen-Vorschuppe (Name für den Westteil der im Osten von der Jochschrofen-Schuppe nicht abtrennbaren „Jochschrofen-Vorzone“ von H. REUM 1962, S. 528 f. eingesetzt) erscheint mir nach Schichtumfang und Bau nicht, wie allgemein betrachtet (vgl. z. B. A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 410) die unmittelbare Fortsetzung der Cenoman-Randzone N des Falkensteinzuges, sondern die eigene, erste Schuppe der zusammenhängenden Allgäudecke zu sein. Sie wickelt durch einen bedeutenden sekundären Vorstoß, der potenzierte Faltung verursachte, mit ihrem Westteil das Westende des Falkensteinzuges S vom Spieser ein, so daß mit „geradezu grotesken Formen“ (A. CUSTODIS et al. 1939, S. 410, 417, Prof.-Taf., Fig. 8—12) die flach verkehrt lagernde Folge der Allgäudecke mit Mittelkreide tektonisch auf den Hauptdolomit des Falkensteinzuges im Hirschberg zu liegen kommt (vgl. H. REUM 1962, S. 531, Abb. 9, Fig. 9).

Die Jochschrofen-Schuppe stellt eine einfache, gegen Südosten einfal-lende Schichtplatte dar, die sich gegen NE hin stärker gepreßt und antiklinal gebaut verschmälert. Im Hintersteiner Fenster erscheint sie antiklinal nochmals unter der höheren Iseler Schuppe (D. RICHTER 1961, S. 155, Abb. 5, Fig. A). Im Nordrahmen des Fensters konnte V. JACOBSHAGEN (1968, S. 99) noch einen isolierten Gesteinsfetzen aus Hauptdolomit und Jura auffinden, ferner feststellen, daß in den Jungschichten des Fensterinhaltes noch ein Kreideanteil aus Fleckenkalken, Schieferen und Konglomeraten vorhanden ist; JACOBSHAGEN bezeichnet diese Kreide als „Rand-

ostalpin“, worunter er (S. 98) die Ausbildungsweise der Kreide in der Randcenomanzone des Kalkalpen-Nordrandes versteht, stellt aber dann den Fensterinhalt in die Arosazone, bei einem von der Definition dieses Begriffes abweichenden Gebrauch (S. 99), wodurch Verwirrung zwischen den Begriffen entsteht. Leitgesteine der Arosazone fehlen im Hintersteiner Fenster. Der Inhalt kann nach wie vor am besten mit M. RICHTER (1937, S. 72), E. SPENGLER (1953, S. 10) und D. RICHTER (1961, S. 155) als tektonischer, gegen Westen auskeilender Bestandteil der Jochschrofen-Schuppe aufgefaßt werden.

Den mächtigsten, stärkst bewegten Teilkörper der Allgäudecke dieses Raumes stellt die Iseler Schuppe dar. Das bedeutende Ausmaß der Überschiebung zeigt sich im 15 km langen Anhalten der frontalen Überschiebungsfläche (20 km, wenn man die Breitenberg- und Ächsele-Teilschuppe A. CUSTODIS et al. 1939, S. 411—413 als kleinere nordöstliche Absplitterungen dieser Einheit hinzurechnet), im Mitschleifen von Schürflingen an der Basis und im Hintersteiner Fenster, das eine Mindestüberschiebung von 3 km offenbart. Als Schürflinge an der Basis der Iseler Schuppe werden zunächst ganz allgemein die Kristallinschollen aus Glimmerschiefer (bis ca. 65 m mächtig), Amphibolit und die bis 40 m mächtigen Schollen einer glimmerschieferreichen Sedimentärbrekzie gerechnet, die im Retterschwangtal W der Rotspitze, im Haseneckbach und NE des Entschenrückens ansteht. H. P. CORNELIUS (1922, S. 1—84) hat sich am ausführlichsten mit diesen seit C. W. GÜMBEL (1861, S. 151, 189, Abb. S. 189, 305) bekannten, aber erst von K. A. REISER (1889, S. 506) petrographisch richtig gedeuteten Schollen befaßt; die neueste Zusammenfassung darüber stammt von D. RICHTER (1963, S. 73 ff.). Da diese Schollen an der Basis des Gesamtkörpers der Kalkalpen mittransportiert sind, kann man sie eigentlich nicht als Schürflinge der Iseler Schuppe ansprechen. Sie sind Bestandteil der Arosazone dieses Raumes, die H. P. CORNELIUS (1922, S. 37) in diesem Abschnitt unter ausdrücklichem Hinweis auf ihre unterostalpine (im damaligen Sinne) Herkunft provisorisch als „Retterschwangdecke“ bezeichnet hat. Eine Zugehörigkeit zum oberostalpinen Buntsandstein als dessen Basis, also eine Zuordnung zum Nordostrand des oberostalpinen, kalkalpinen Troges im Sinne von O. AMPFERER (1911, S. 679) und D. RICHTER (1963, S. 75) ist gerade durch die vergleichende Bearbeitung von H. P. CORNELIUS (1922, S. 63 ff.) unwahrscheinlich gemacht worden.

Einen echten Schürfling unter der Iseler Schuppe hingegen stellt die Buntsandsteinscholle NW vom Iseler dar, die nach vielfacher Erwähnung seit K. A. REISER (1920) zuletzt von D. RICHTER (1963, S. 76; S. 106, Abb. 28) ausführlich beschrieben worden ist. Ein weiterer Schürfling mit jüngeren Schichten lokaler Herkunft erscheint im Nordrahmen des Hintersteiner Fensters (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE 1968, S. 99).

Der Innenbau der Iseler Schuppe, deren nur unvollständig abgetrennte SW-Fortsetzung von D. RICHTER (1963, S. 109) als Rubihorn-Entsenkopfschuppe bezeichnet worden ist, zeigt Faltenstruktur: Im Norden zieht die leicht nordvergent überkippte Zipfelsalp-Mulde dahin (D. RICHTER 1963, S. 107), an die sich das intern vielfältig gestaltete Schattwalder Synklinorium anschließt, welches durch die Aufnahme der Einstein-Halbklinpe der Lechtaldecke zugleich Deckenmulde wird. Der von W. BESLER (1959, S. 457 und Taf. 14) in diesem Synklinorium angenommene Überschiebungsschollenbau mit querverlaufenden Linien ist, wie W. ZACHER (1962, S. 398) bereits ausgeführt hat, nicht vorhanden. Die mittlere Zone der Iseler Schuppe nimmt die beherrschende Ponten-Antiklinale ein, die sich vom Rotspitzen-Westhang weg (M. RICHTER 1937, S. 72, Abb. 9) über das Hintersteiner Fenster bis S vom Haldensee verfolgen läßt (W. ZACHER 1962, S. 397).

Im Süden schließt innerhalb der Iseler Schuppe eine stark nordvergent überschlagene, zum Teil im Hangenden tektonisch amputierte Mulde an, die nach der durch sie verquerten Lokalität „auf der Schneid“ N vom Daumen hier als „Schneidmulde“ bezeichnet werden soll. In Bezug auf diese Schneidmulde stand das Problem offen, ob sie im Sinne von O. AMPFERER (1914, geol. Kt.) im Osterachtal im Osten rund um die Mittagsspitze herumzieht und so südlich des Daumen-Mittagsspitzenzuges halbfensterartig im Tosenbachtal wieder erscheint, so daß der letztgenannte Höhenzug als Halbklinpe schwimmen würde — eine Darstellung, wie sie sich z. B. bei M. RICHTER (1937, S. 72, Abb. 9), bei E. SPENGLER (1953, S. 11: „Halbfenster S Daumen“) und erneut bei W. ZACHER (1962, S. 394, Abb. 3 u. Osterachkarte 1964) wiederfindet, oder ob die südliche Rhät-Liasmulde ein höheres, tektonisch selbständiges Element im Sinne von D. RICHTER (1963, S. 109 f.) darstellt. Die Annahme eines Tosenbach-Halbfensters wäre insofern naheliegend, als die scheinbar östliche Fortsetzung der Daumen-Pfannhölzer-Scholle, nämlich die Nebelhorn-Rauhorn-Kugelhorn-Schuppe nach der Unterlagerung des Hauptdolomites im Berggacht-Halbfenster SW des Vilsalpsees weithin überfaltet und schwimmend vorliegt. Die Prüfung im Gelände hat aber gezeigt, daß die Deutung von D. RICHTER zutrifft: E der Mösealm (3 km ESE Hinterstein) schwenkt nämlich der Inhalt der Schneidmulde nicht gegen Süden, sondern die Aufschlüsse E unter der Alm zeigen bei steilem Einfallen 50 bis 80° ein gegen Ost gerichtetes Streichen des Rhät und Lias. Das Wiesengelände südlich der Alm bis zum Waldquerstreifen 600 m S der Mösealm ist von Moränen bedeckt, Jungschichten sind nicht erfaßbar. Starke Quellen aber lassen noch ein Weiterstreichen der Jungschichten für wahrscheinlich halten. In dem erwähnten Waldquerstreifen aber steht der Dolomit vom Sockel mit jenem des Mittagsspitzen-Oberbaues in kontinuierlicher Verbindung, bildet demnach einen zur Gänze aufgeschlossenen Querriegel (ss 330°—350°/50°—75°). Eine Verbindung zwischen Schneidmulde und der Mulde im Tosenbachtal ist nicht vorhanden. Der Inhalt

der letztgenannten hebt gestört, aber gut aufgeschlossen, mit Lias über dem Pfannenhölzer-Hauptdolomit gegen Norden hin aus, wie bereits D. RICHTER (1963, S. 110) beschrieben hat. Da die Kartierung von D. RICHTER (1963, Taf. 6) und W. BAUBERGER (1963, Taf. 5) gerade in diesem Abschnitt nicht aneinanderschließt, fehlt eine Neuaufnahme des Osterachtales NE unter der Möslealm, die wahrscheinlich eine dem Störungssystem der Umgebung gleichlaufende NNE gerichtete Blattverschiebung erbringen würde, an der die Schneidmulde im Ostflügel gegen Norden vorgeschleppt worden war und sich als Rest noch auf der Berggundalm erhalten haben dürfte. Die Fortsetzung der Daumenschuppe ist im Osten daher in der Geißhorn-Schuppe N des Vilsalpsees zu gewärtigen. So ergibt sich, daß die Geißhorn-Schuppe zwar nicht im Sinne von C. W. KOCKEL et al. (1931, Taf. 9) und E. SPENGLER (1953, Taf. 1) eine freischwimmende Deckscholle darstellt, daß sie aber wohl das Äquivalent der Daumenschuppe repräsentiert. Die Mulde im Tosenbachtal aber ist die nur gering unterbrochene Fortsetzung der (Geißeck-)Vilsalpsee-Mulde im Sinne von W. ZACHER (1962, S. 396). Die südlichste Schuppe dieses Abschnittes der Allgäudecke, die Nebelhorn-(Rauhhorn-)Schuppe, läßt sich rund 14 km weit im Streichen verfolgen. Die Anlage der Schuppe erfolgte wohl in Form einer liegenden Falte, wie ihr Ostabschnitt in der Blässe zeigt (Prof. Abb. 45, S. 154 bei M. RICHTER 1966). Die Überfaltungs- und Überschiebungswerte ist im Rauhhornprofil am bedeutendsten, wie bereits die im Osterachtal 3 km weit gegen Süden rückspringende Jungschichtenunterlagerung anzeigt. Auf der Ostseite des Kammes ist ebenso im Berggaicht SW des Vilsalpsees diese Jungschichtenunterlage in Form von Rhät und Fleckenmergel im östlichen Kugelhornssockel sichtbar. Der Abschnitt des Profiles Rauhhorn-Kugelhorn, wie es C. W. KOCKEL et al. (1931, Taf. 9) gegeben haben, ist grundsätzlich richtig, nur die großtektonische Zuordnung der Einheiten muß heute revidiert werden, wie bereits W. ZACHER (1962, S. 396) und W. BAUBERGER (1963, S. 27) ausgeführt haben. Hingegen trifft die dort von W. ZACHER (l. c.) für die Jungschichtenzone zwischen Geierköpfl und Vilsalpsee gegebene Deutung als Mulde zwischen Rauhhornzug und Kugelhornsattel nicht zu. Es liegt vielmehr, wie ich mich überzeugen konnte, ein durch potenzierte Faltung entstandenes Halbfenster der im Süden nochmals aus der Tiefe steil unter dem Hauptdolomit der Nebelhorn-(Rauhhorn-)Schuppe emporkommenden Vilsalpsee-Mulde vor: Ohne hier auf Einzelheiten eingehen zu können, sei nur auf die drei wichtigsten Beobachtungspunkte verwiesen:

1. Im Talschluß des Vilsalptales ist auf der linken Seite die Unterlagerung des Hauptdolomites vom Kugelhorn-Rauhhornkamm durch ein schönes, in zwei Teilantiklinalen gegliedertes Gewölbe von Hauptdolomit bis zu den Allgäuschichten sichtbar, wobei die Gewölbestruktur im Südabschnitt besonders im Hauptdolomit und im nördlichen Teil im Lias auffällig ist.

2. Auf der im Osten gegenüberliegenden Seite zeigt der gut aufgeschlossene Unterabschnitt des Geierköpfl-Westhanges eindrucksvoll, daß die Jungschichtenzone zwischen dem steil stehenden Hauptdolomit südlich des Vilsalpsees im Norden und dem Hauptdolomit im höheren Hangabschnitt im Süden nicht von oben eingefaltet ist, sondern von unten her steil aufsteigt (ss 340° — $350^{\circ}/75^{\circ}$ — 80°), sich dann aber in einer großen, nach oben geschlossenen Falte gegen Süden zurück umlegt und flach unter dem auflagernden Hauptdolomit verschwindet: Nicht Mulde, sondern potenzierte Auffaltung der Jungschichtenunterlage unter dem nördlichen Hauptdolomitzug ist sichtbar.

3. Die Verhältnisse auf dem Nordhang des Geierköpfls W des Traunalpsee-Abflusses im Süden des Vilsalpsees sind schlechter aufgeschlossen. Es zeigt sich aber auch hier im Oberteil der Jungschichtenzone mehrfach südwärtiges Abtauchen, während weiter abwärts gegen Norden vom mittleren Teil der Zone an ein Nordfallen auftritt. Der nordbegrenzende Hauptdolomit pendelt hier um die Saigerstellung. Nach allem handelt es sich demnach um ein mit der Vilsalpsee-Synklinale W des Gappenfeldbaches noch in Verbindung stehendes Halbfenster unter der Rauhhornschuppe, das auf der Karte als Berggaicht-Halbfenster eingetragen worden ist.

Der Südteil der Nebelhorn-Rauhhorn-Schuppe ist unter der überschiebenden Lechtaldecke zu bedeutenden isoklinalen Falten ausgewalzt. Die breite Faltenzone der „Allgäuer Hauptmulde“ des Südwestens verschwindet zum Großteil unter der mit der Hochvogel- und Sattelkopf-Halbklippe weit vorspringenden Lechtaldecke, und nur ein schmaler, tektonisch ebenfalls stark beanspruchter nördlicher Anteil der gesamten Jungschichtenzone des Allgäuer Hauptsynklinoriums zieht immer vor dem Lechtaldeckenrand verbleibend gegen Nordosten (W. BAUBERGER 1963, S. 29). In den Kernen der Teilmulden sind noch vielfach Neokom und mittlere Kreide erhalten.

In einem Querprofil, 10 km W des zuvor beschriebenen Querschnittes, liegen folgende tektonische Verhältnisse in der Allgäudecke vor: Am West- und zugleich Vorderrand der Kalkalpen ist die Iseler Schuppe durch ihre ursprüngliche Fortsetzung, die Rubihorn-Schuppe (D. RICHTER 1963, S. 109) abgelöst worden, die S der „Schneid“ im Vorland des Daumen noch antiklinal mit ihr zusammenhängt und erst westlich davon durch leichte Schuppung im Hasenecktal abgelöst ist. Sie wird weitgehend von Arosa-Schürfflingen unterlagert. Ost des Rubihorns (= Geißalphorn) setzt gegen Osten hin die schmale Daumen-Schuppe ein, deren antiklinal gebauter Hauptdolomit nicht nur auf die unterlagernde Mulde aufgeschoben ist, sondern auch von seiner eigenen auflagernden Fleckenmergel-Bedeckung, die der Himmelschrofen-Synklinale angehört, durch eine Bewegungsfläche getrennt ist. Das nächste Element, die Nebelhorn-(Rauh-

horn-)Schuppe, die im Oytal einsetzt, läuft nicht weiter durch. Sie ist in ihrem Nordwestteil schwächer, im Südosten stärker isoklinal gefaltet, denn dort läuft die hier intern weiter untergliederte Allgäuer Hauptmulde vor dem Lechtaldeckenrand durch. Neben Faltung tritt in dieser Schuppe auch eine lokal eng hintereinander gestaffelte Schuppung auf, etwa im Hauptdolomit des Hengst (D. RICHTER 1963, S. 112, Abb. 34) oder im Giebel (W. ZACHER 1964, Kt., A. CUSTODIS et al. 1965, Taf. 1, Fig. 2 b). Die letztgenannte Profiltafel sowie die Beilage 1—2 bei V. JACOBSHAGEN 1961 und die im NW anschließenden Profile von J. WESTRUP (1967, Abb. 4, S. 38 f.) geben einen guten Überblick über den Baustil der Allgäuer Hauptmulde in dieser Region.

In drei Halbfenstern reicht die Jungschichtenzone der Allgäudecke in diesem Abschnitt unter den ausgezackten Westrand der Lechtaldecke, und zwar in Bärgünde-, Luitpold- und Hornbach-Halbfenster. Nachdem die Halbfensternatur dieser Jungschichtenzonen seit O. AMPFERER (1911, S. 550 f.), C. HANIEL (1911, S. 21 und Taf. 1) u. a. des näheren bekannt war, ist im Anschluß an die Veröffentlichung von P. HAMANN & C. W. KOCKEL 1957, in der die Halbfensternatur der Luitpoldzone und des Bärgündebezuges gelehrt und ein normaler stratigraphischer Zusammenhang zwischen Decke und Untergrund angegeben worden war, auch das Hornbach-Halbfenster durch V. JACOBSHAGEN (1958; 1961) zur Beutelmulde umgedeutet worden. Dabei wurden alle schon damals bekannten dagegen sprechenden Argumente beiseite geschoben, so der Nachweis des Durchlaufens der Deckengrenze S der Luitpoldzone, wie ihn W. HEISSEL (1958, S. 107—113) erneut beschrieben hatte, oder der Beweis der nordvergenten Überschiebung der Hochvogelmasse als Ganzes durch den Beleg für Nordvergenz auf der Hornbachtal-Nordseite durch P. ENGELS (1960). Bei einer Revision aller kritischen Punkte dieses Bereichs im Sommer 1969 habe ich mich von der Halbfensternatur aller drei Zonen überzeugen können: Der Inhalt des Hornbach-Halbfensters bildet den Kern einer Deckenantiklinale, die im Osten bei Vorder-Hornbach klar gegen Osten abtaucht; auf der Nordseite des Hornbach-Jochbachtals ist die Nordvergenz der Bewegung der Hochvogelmasse durch die im Untergrund fixierte Schleppfaltung in zahllosen Querschluchten prächtig aufgeschlossen (A. TOLLMANN 1971). Die Nordvergenz kommt nicht nur in den Kleinfalten, sondern auch in den Großstrukturen des Untergrundes klar zum Ausdruck, wie auch Profil 5 von V. JACOBSHAGEN (1961, Beil. 3) entgegen seinen textlichen Ausführungen zeigt: Muttekopf-Antiklinale, Fürschießler-Mulde, Sperrbach-Antiklinale u. a. tauchen gegen Osten unter die Deckschollen von Kanzberg, Jochspitze und Wilder mit klarer Nordvergenz ein, der Jungschichteninhalt des Fensters ist auch am Nordrand nicht südvergent geformt, wie V. JACOBSHAGEN im Text glauben machen möchte.

Der gesamte Südrand der Luitpoldzone ist entgegen den Darstellungen in einer Reihe neuer deutscher Arbeiten stratigraphisch nicht mit der

Lechtaldecke verbunden, sondern allenthalben durch klare Bewegungsflächen bedeutenden Ausmaßes getrennt. Das Gleiche gilt von den Grenzen rund um die Jungschichten des Bärgründels zum diskordant darin steckenden Hauptdolomit der Lechtaldecke. Der Inhalt von Luitpold- und Bärgründel-Halbfenster besteht aus einer verkehrten, potenziert gefalteten Serie der Allgäudecke. Die Einzelbelege für die hier zusammengefaßten Ergebnisse werden vom Verfasser getrennt veröffentlicht (1970 c, S. 88—95; 1971).

Ein weiteres, seichteres Halbfenster tritt im Quellengebiet der Trettach unter dem westlich benachbarten Stirnabschnitt der Lechtaldecke zwischen den Halbklippen der Krottenspitze und der Trettachspitze auf. („Sperrbach-Halbfenster“ der Karte Taf. 3). Wie die Profile von B. HÜCKEL et al. (1960, Taf. 5, Fig. 6—7) zeigen, sind die Verhältnisse hier mit jenen im Raum von Luitpoldzone und Bärgründel weitgehend analog: Die diskordant überschobene Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke ruht auf der ganz flach ausgewalzten liegenden verkehrten Juraserie der Allgäudecke, hier der Schwarzmilzmulde, beide Einheiten zusammen sind dann in zweiter Phase potenziert verfaltet worden, hier allerdings nicht so stark wie in der damit verglichenen Region im Osten. Die Homologie des Geschehens ist frappant. Das Hochgebirge mit seiner Aufgeschlossenheit bietet prächtige Bilder des Deckenbaues (M. RICHTER 1924, Foto-Taf. 7).

Vom Oytal gegen SW sind die oben beschriebenen, von NE herüberreichenden großen Schuppen der Allgäudecke ausgeklungen, der intensive Faltenbau der aus Nachtrias bestehenden Allgäuer Hauptmulde im Süden aber setzt weiter fort. Der Nordteil der sich hier gegen Südwesten verschmälernden Allgäudecke besteht vorwiegend aus Hauptdolomit und zeigt vom Gerstribental bis in das Quellgebiet des Großen Walsertales eine mittlere Längsaufwölbungs- und Aufschuppungszone, in der die hier unterlagernde verschleppte Arosazone an die Oberfläche empordringt. So entstehen die Fenster von Gerstriben und Birgsau, die durch J. WESTRUP (1967, S. 35 f.) eine Neubearbeitung erfahren haben. Dort wird ähnlich wie bei V. JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968, S. 98) die Stellung der allgemein als Arosazone angesehenen Fensterinhalte diskutiert. Ein schmales Streifenfenster setzt weiter im SW kontinuierlich diese Aufbruchszone fort, auf der Karte als „Fidere-Streifenfenster“ eingetragen. Auch am Westrand der Allgäudecke kommt hier die Arosazone zwischen Kalkalpen und Flysch zutage. Durch eine Vergitterung von Längs- und Queraufwölbungen, in denen die Arosagesteine hochgepreßt werden, entsteht hier ein in Schollen aufgelöster Randabschnitt der Kalkalpen, in tektonischer Hinsicht dem Baustil des Rhätikon gut vergleichbar, wie M. RICHTER (1966, S. 80) zutreffend ausgeführt hat. So werden die Schollen des Annalper Stecken-Gräshorn im Westen (vgl. M. RICHTER 1956, S. 192 und H. B. KALLIES 1961, S. 286 f.), die bedeutendere Bärenkopf- und Kanzelwandscholle in der Mitte und eine Reihe kleinerer

Deckschollen weiter im Osten auf dem Fellhorn-Ostgehänge vom Hauptkörper der Kalkalpen isoliert. M. RICHTER (1966, Beil.-Abb. 19) zeigt profilmäßig die zusätzliche Verfaltung dieser abgetrennten Schollen am Beispiel der Bärenkopf-Deckscholle. Die von M. RICHTER (1956, S. 193 und Taf. 12) angenommene Zerspießung der Mulde der Gräshornscholle durch angebliche Sulzfluh-Elemente existiert hingegen nicht, wie zuletzt V. JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968, S. 100) gezeigt haben.

Der im Südwesten anschließende Bereich der Allgäudecke zwischen Widderstein, oberem Lech, dem Quellgebiet der Bregenzer Ache und dem oberen Großen Walsertal zeigt neben stärkerer Faltung nur lokale Schuppungen mit geringer Förderweite. Tektonische Übersichtsskizzen aus neuerer Zeit über diesen Raum liegen von M. RICHTER (1956, Tf. 12) und M. SCHIDLOWSKI (1966, S. 318, Abb. 3) vor. Eine durchlaufende Abtrennung von größeren Schuppen, wie sie noch E. SPENGLER (1953, Taf. 1) vorgenommen hat, ist nicht durchführbar: Kleine und Große Widdersteinschuppe des Ostens sind nicht unmittelbar mit Zitterklapfen-, Hochkünzel- und Walsertal-Schuppe des Westens, die selbst kurz und kulissenförmig angeordnet sind, zu parallelisieren. Die durchlaufende Verbindung, die z. B. TH. BENZINGER (1929, S. 452, 471) zwischen der Kl. Widderstein-Schuppe und der Kl. Künzelspitze beiderseits der Bregenzer Ache gezogen hat, ist bereits durch M. RICHTER (1956, S. 191) revidiert worden, ebenso eine Selbständigkeit der „Walsertal-Schuppe“ von J. GÜBLER (1927), die in der Hauptsache eine Antiklinale, nach O. AMPFERER (1932, Kt.) nur lokal an der Glattjöchl- und Geisruckstörung (TH. BENZINGER, 1929, S. 458) hochgeschuppt, darstellt. Die Reichweite der letzten westlichen größeren Schuppe des Frontalteiles der Allgäudecke, der Zitterklapfen-Schuppe, ist nach D. RICHTER (1956, S. 351 ff.) bereits vergrößert worden, im Südwesten haben sie dann V. JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968, Abb. 3, S. 101) noch beträchtlich auf Kosten der Arosazone D. RICHTER's erweitert. Im Norden lagert diese Partie der Allgäudecke auf Schürflingen der Arosazone auf. Die Vermutung eines primären Verbandes von Zitterklapfen-Schuppe und Arosazone (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, S. 103) wird bei Verfolgung der Zonen gegen Süden, die eine vollkommene Fremdheit der Heimatsgebiete der beiden Einheiten anzeigt, indiskutabel. Das Westende der Zitterklapfen-Schuppe wird durch eine sekundäre Aufschuppung des Vorarlberger Flysches des Partnom-Schuppenhalbfensters (D. RICHTER 1956, S. 342; M. RICHTER 1956, S. 202), von Süden her eingewickelt. Entlang der südlichen Flyschaufschuppungsgrenze finden sich noch weit nach Westen Späne der Zitterklapfen-Schuppe: Der letzte ist von R. OBERHAUSER auf der Karte des Walgaues (W. HEISSEL et al. 1967) SW von Raggal in Form einer Juraradiolarit-scholle erfaßt worden.

Quert man den eben besprochenen Stirnabschnitt des Westteiles der Allgäudecke mit seinen steilen, zum Teil nordvergenten Falten und lokalen Schuppungen, so erreicht man hier in der mittleren Längszone dieser Decke

S vom Großen Widderstein und S der Künzelspitzen eine weiträumigere Muldenstruktur, die den Westteil der Allgäuer Hauptmulde darstellt. Diese reicht mit der durch die Tannberg-Antiklinale getrennten Hochkrumbach-Mulde im Norden und Schwarzmilz-Mulde im Süden aus dem Allgäu nach Westen und setzt sich über die noch Kreide enthaltende Rothorn-Synklinale bis in die Faltenregion W der Metzgerobelalp in den Hinteren Bregenzerwald fort, wo sie schließlich ihr Westende findet, wie M. SCHIDLOWSKI (1962, S. 61 f.) ausführlich dargestellt hat. Die Allgäuer Hauptmulde ist in ihrem Gesamtverlauf ein Synklinorium der Jungschichtenzone mit wechselnd starken inneren Teilfaltungen und Schuppungen.

Der südliche Abschnitt der Allgäudecke aber etwa südlich der Linie Rothorn—Hochberg—Karhorn zeigt das Bild einer außerordentlich starken Einengung, mit engen, zerrissenen, verwickelten Falten, mit Pilzfalten und Gleitbrettern, die in klarem Zusammenhang mit der Nähe der Aufschiebung der Lechtaldecke stehen, so daß schon seinerzeit TH. BENZINGER (1929, S. 461) hier vom Bild einer „Gipfelfaltung“ unter der auffahrenden Lechtaldecke gesprochen hat. Tatsächlich steigert sich die Deformation, Auswalsung und Zerreißung der Falten mit Annäherung an die Überschiebungsfläche der Lechtaldecke immer mehr, potenzierte, überfaltete Mulden erscheinen (M. SCHIDLOWSKI, 1962, S. 58 f., Abb. 3), bis schließlich in der obersten Schuppe der Allgäudecke, die als Hochgletscheralm-Schuppe bezeichnet werden soll, eine totale Zerreißung des Triasanteiles in einen Schollenteppich, eine tektonische Moräne großen Stils erfolgt ist, so daß die Hauptdolomitschollen als isolierte Linsen aufscheinen (M. SCHIDLOWSKI, 1961, S. 426, Abb. 1; A. TOLLMANN, 1971). Diese derart zerrissene Schuppe erscheint durch ihren Anteil an Kreidebrekzien (vgl. hierzu TH. BENZINGER, 1929, S. 464) mit Exotika NW der Hochgletscheralm, durch ihre nachweisliche Anlage als Faltelement mit vielfach erhaltenen Resten verkehrter Serie und durch ihre generelle Unterlagerung unter und vor der aufrecht lagernden Wandfluh-Stirnschuppe der Lechtaldecke, mit der sie sich nicht vereint, besser als oberstes tektonisches Element der Allgäudecke, denn als Ostende der Wandfluh-Schuppe im Sinne von M. SCHIDLOWSKI (1961).

Den Stil dieser südlichen Faltenzone der Allgäudecke, in der das Karhorn nach W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 541—543) den Typus der Pilzfalte repräsentiert und bedeutende Faltelemente nur durch verkehrt liegende Serien aufgebaut werden, während der Normalschenkel im Süden in der Tiefe abgepreßt zurückgeblieben ist (Juppenspitzen-Schuppe), zeigen die Profile bei W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 552 f., Abb. 7).

Ganz im Süden öffnet sich SE der Mohnenfluh das tiefe, von Kreideschiefern erfüllte Götzneralm-Halbfenster (O. AMPFERER, 1931, S. 206 = Rauchegg-Halbfenster M. RICHTER, 1956, S. 197 = Mohnenmähder-Halbfenster W. STENGEL-RUTKOWSKI, 1962, S. 547), das eine lokale Überschiebungsweite der Lechtaldecke von mindestens 4 km anzeigt, wenn man die Entfernung zwischen Roß und Kriegeralm in Rechnung stellt.

B. Hochbajuvarikum (Lechtaldecke)

1. Die Lechtaldecke zwischen Innquertal und Ammergebirge

a) Die Stirnrandzone und die Deckschollenkette

Das vorderste Element der Lechtaldecke ist eine mit außerordentlicher Konstanz anhaltende lockere Deckschollen- und Klippenreihe vom einstigen Stirnteil der Decke, die in Fortsetzung der großen, 32 km langen Falkenstein-Deckscholle sich gegen Osten bis fast an das Innquertal hinüberzieht. Diese Schollen liegen grundsätzlich immer in Deckenmulden der Allgäudecke, also in den Jungschichtenfolgen der Synklinalen eingelagert. Ein weiterer Wesenszug, der diese Deckschollen von der Unterlage unterscheidet, ist der Faziesgegensatz der Mittelkreide. Bereits von der Falkenstein-Deckscholle her ist dieser Gegensatz bekannt: Das Cenoman transgrediert mit reichlich Hauptdolomitschutt über Hauptdolomit der Deckscholle (H. REUM, 1962, S. 530), während das Cenoman der unterlagernden Allgäudecke in einer durchlaufenden kretazischen Serie auftritt, durch reichlichen Exotika-Gehalt im Untercentoman ausgezeichnet. Der gleiche Charakterzug wie in der Falkenstein-Deckscholle bleibt auf der ganzen langen Strecke dieser hart am Kalkalpenrand, kilometerweit vor dem heutigen Lechtaldeckenrand hinziehenden Schollenreihe erhalten: Hauptdolomitschutt-reiches Cenoman transgrediert unmittelbar über Hauptdolomit; so z. B. im Schmiedleinezug S Kochel (M. RICHTER, 1937, S. 104; G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 65), im Vogelkopfszug NNE der Benediktenwand (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 407), in der Lechnerberg-Scholle des Schlierseegebietes (M. RICHTER, 1937, S. 110) usf. bis hinüber zu den Schollen im Wendelsteinvorland.

Die Verbreitung dieser vordersten Deckschollenreihe nahe dem Kalkalpenrand ist der Karte zu entnehmen. Von Westen nach Osten gehören zu diesem Zug, dessen Westteil häufig unter der Bezeichnung „Schmiedleinezug“ zusammengefaßt wird, folgende Klippen: Eine Hauptdolomitscholle im Halblechgebiet, die Simmersberg-Deckscholle W vom Kochelsee — an deren Deckschollennatur einzig W. ZEIL (1954, S. 27 f.) mit Vorbehalt gezweifelt hat, obgleich er ebenfalls den tektonischen Kontakt und die Mylonitisierung der Grenzen der Hauptdolomitscholle beschrieben hat, der Schmiedleinezug s. str., der S des Ortes Kochelsee einsetzt und mit einer Reihe von Schollen gegen ENE reicht, die Sattelkopfscholle und die Vogelkopfscholle 2,5 km vor dem Nordrand der Lechtaldecke in Benediktenwand-Vorland, die Vorderleitenberg-Deckscholle W der Isar, die von M. RICHTER et al. (1939, S. 682) entdeckte Kreuzbergköpfl-Scholle aus Buntsandstein und skythischem Quarzit zwischen Tegernsee und Schliersee und die Deckschollen N und NE vom Wendelstein W des Inn. Allein schon diese Deckschollenreihe spricht im Verein mit der Gliederung des heutigen

Lechtaldecken-Stirnrandes durch Halbklippen und Halbfenster, wodurch z. B. im Benediktenwandgebiet eine Mindestüberschiebungsweite von fast 6 km abgelesen werden kann, entgegen der Darstellung von W. ZEIL (1959, S. 87 f.), für die Deckennatur der Lechtaldecke auch in diesem, nicht durch tiefreichende Fenster gegliederten Abschnitt.

Der Stirnrand der Lechtaldecke selbst zeigt nun streckenweise relativ gerade verlaufende Grenzen, dann aber wiederum mehrere Kilometer tief greifende Halbfenster, die durch die starke Verfaltung nach der Deckenüberschiebung die Form von langgestreckten, WE-orientierten Streifenfenstern aufweisen. Die östlichste derartige Stirnrandgestaltung liegt in der mit dem Muschelkalk einsetzenden Wendelstein-Halbklippe und der südlich anschließenden Halbfensterstruktur W vom Innquertal vor, durch die eine Überschiebungsweite von 3 km, mit den vorgelegerten Deckschollen von 5 km, sichtbar wird. Hier liegt die 6,5 km lange, nach Westen aushebende Wendelstein-Halbklippe, muldenförmig gebaut, die mitsamt einer vom einstigen Stirnrand abgesplitterten Stirnschuppe (Wendelstein-Stirnschuppe, ehemals „Untere Wendelsteindecke“ von M. RICHTER, 1937, S. 112) der Allgäudecke aufruht. Die Stirnschuppe ist sowohl am Nordrand zwischen Breitenstein- und Hochsalwand-Nordsockel als auch südlich der Wendelstein-Halbklippe W des Schortenkogels entwickelt (übersichtliche Kartendarstellung bei O. GANSS, 1953), so daß dort das 6,5 km tiefe Wendelstein-Doppelhalbfenster entstanden ist.

Spiegelbildlich symmetrisch dazu, ausgedehnter und vielgliedriger, ist eine homologe Struktur E der Benediktenwand mit der die Isar nach Osten überquerenden Geigerstein- (Fockenstein-) Halbklippe und dem südlich anschließenden, von E. SPENGLER (1953, S. 15) als „Eselaufer“ benannten Halbfenster entwickelt. Rahmen und Halbfensterinhalt dieser Region mit den zahlreichen schmalen Deckschollen, die einzelne Streifenfenster abgliedern, kamen am ausführlichsten durch H. SÄRCHINGER (1939) zur Darstellung. Eine gute Übersicht gibt die Karte von P. SCHMIDT-THOMÉ (1953). Wiederum lagert die Halbklippe im Norden, die den Ostteil der Hochbajuvarischen Randmulde repräsentiert, meist mit Muschelkalk den Jungschichten der Allgäudecke auf, während der Südrand des Eselau-Halbfensters durch einen mit Raibler Rauhwacken einsetzenden Rahmen gebildet wird. Im Abschnitt E der Isar ist die Gesamtstruktur durch einige Loisach-Störungen NE-versetzt. Betreffs der Überschiebungsweite sei vermerkt, daß wir auf Grund des Mächtigkeitsgegensatzes in der Obertrias zwischen Lechtaldecken-Stirnpartie und Allgäudecke wohl einen höheren Betrag ansetzen müssen, als die — unter Einbeziehung der Vogelkopf-Deckscholle — ablesbaren 6 km: Während die im Zentralteil der Kalkalpen hier bis 2000 m mächtige Hauptdolomitplatte gegen Norden primär bis auf wenige Zehner-Meter, ja wenige Meter im Raum der Benediktenwand abnimmt, besitzt sie in der unterlagernden Allgäudecke wiederum 700 m (P. AIGNER, 1912, S. 32). Diese auch anderenorts

(Ammergau, Wendelstein) am Stirnrand der Lechtaldecke sichtbare Mächtigkeitsabnahme des Hauptdolomites hat man ja früher gerade in diesem Raum durch tektonische „Schubverschleifung“ (F. F. HAHN, 1914, S. 124), durch „Oberstockvorgleitung“ (C. W. KOCKEL & H. SÄRCHINGER, 1937, S. 143—148) erklären wollen, was aber bereits M. RICHTER (1937, S. 107) bezweifelt und A. LUTYJ-LUTENKO (1951, S. 44 f.) mit Recht abgelehnt hat.

Der dritte Abschnitt im Stirngebiet der Lechtaldecke, der in Deckschollen und Streifenfenster aufgelöst ist, liegt im Nordteil des Ammergebirges W Oberammergau, also jenseits der großen Querstörungszone im Bereich des Kesselbergblattsystems östlich vom Kochelsee und W des Walchensees (vgl. hierzu die Arbeiten von J. NIEDERMAYER, 1936, S. 486—490; G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 59—61). Diese Deckschollengruppe im Ammergebirge wurde bereits in der klassischen Bearbeitung durch C. W. KOCKEL et al. 1931 erfaßt und in die Teufelstättkopf- (tieferer) und Hennenkopf- (höhere) Teildecke gegliedert. Im Süden ist diese Deckschollengruppe durch das Kälberalp-Streifenfenster (C. W. KOCKEL, 1931, S. 166; CH. KUHNERT, 1964, S. 42 1967 b, S. 69), das durch den starken rücküberkippten Kälberalp-Deckensattel entstanden ist, vom Hauptkörper der Lechtaldecke bereits vollkommen abgetrennt. In neuerer Zeit ist diese Region nochmals detailliert aufgenommen worden (CH. KUHNERT, 1964, S. 37 ff.; 1967 b, S. 66 ff.). Auch durch diese Neubearbeitung wird die Deckschollennatur entgegen der Pilzsattel-Hypothese von K. BODEN (1930, S. 248) durch Lokalbelege wiederum bestätigt (CH. KUHNERT, 1964, S. 38, Abb. 4 und S. 42; 1967 b, S. 66—67). Im Gegensatz zu den östlicher gelegenen, zuvor besprochenen Halbklippen mit normalen, aufrechten Serien bilden diese großen Klippenzüge eine schon zur Zeit der Überschiebung als abgerollter Verkehrtflügel einer liegenden Stirnfalte der Lechtaldecke auf Mittelkreide und Jura der Allgäu-Decke verfrachtete, basal abgesicherte Serie. Sie liegt in der tieferen, die Hauptmasse der Klippen umfassenden Teufelstättkopf-Schuppe in Form einer überwiegend steil verkehrt stehenden Folge von Muschelkalk bis zum Hauptdolomit vor, auf die die kleine Hennenkopf-Schuppe mit Muschelkalk aufgeschoben erscheint (CH. KUHNERT, 1964, S. 38—40; 1967 b, S. 66—69 und tekt. Kt.-Taf.). Gegen Westen hin bietet sich ein Vergleich mit den in seinem Ostteil ebenfalls steil überkippt lagernden Abschnitt des Falkensteinzuges an, der den Übergang in einen in Resten auch noch weiter im Süden erhaltenen Verkehrtchenkel der Lechtaldecke anzeigt. Ein Vergleich mit der aufrechten Serie der Vilser Stirnschuppe hingegen, wie er durch die ähnliche Signaturwahl bei C. W. KOCKEL et al. (1931, Taf. 17) nahegelegt wird, ist nicht zu befürworten. Außerdem ist zu erwähnen, daß kein räumlicher Zusammenhang zwischen den Teilabschnitten des Verkehrtchenkels der Lechtaldeckenstirn besteht.

In der Ausgestaltung des heute erhaltenen Stirnrandes im Ammergebirge ist noch die Rückfaltung und Rückschuppung des Frontalteiles und der

nördlichen randnahen Partien N der Ammermulde bemerkenswert (C. W. KOCKEL et al. 1931, S. 162, Abb. 42), die gegen Osten hin bereits im Labergebirge ausgeklungen ist.

b) Die mittlere Längsfaltenregion der Lechtaldecke

Die Hauptmasse der Lechtaldecke zeigt in der mittleren Längszone zwischen Inn und Loisach bzw. noch gegen Westen darüber hinausreichend eine gut überblickbare Struktur aus mehreren großzügigen Sattel- und Muldenzügen, die nur stellenweise durch diagonale Blattverschiebungen, besonders jene des Loisach-Systems, versetzt erscheint. Die Teilstücke der großen Faltenelemente haben oft Lokalnamen erhalten. Zum Überblick sei vorerst die Abfolge der Faltenelemente von Norden nach Süden zusammengestellt, dann sei auf einige Besonderheiten der Einzelstrukturen eingegangen.

Folgende Hauptfaltenelemente trifft man gegen Süden fortschreitend nacheinander: Die Hochbajuvarische Randmulde, die Heckenbach-Antiklinale, die Doppelmulde des Bayrischen Synklinoriums, den Wamberger Sattel, die Wetterstein-Karwendel-Mulde bzw. Thiersee-Mulde und im Osten noch den Guffert-Pendling-Sattel.

1. Die Hochbajuvarische Randmulde F. F. HAHN (1914, S. 129), in neuerer Zeit meist uncharakteristisch als „Großer Muldenzug“ im Sinne von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 157) bezeichnet, beginnt im Westen — nach einer ersten Andeutung am Schwarzenberg westlich vom Alpsee — am Gassenthomaskopf S Hohenschwangau in der Tegelberg-Deckenmulde im Westteil der Ammergauer Alpen, wobei bereits dort eine präcénomane Anlage der Einmuldung erkennbar ist. Sie setzt gegen Osten im Ammergebirge mit einer Aufspaltung in drei Teilmulden fort (s. Taf. 2), durchzieht das Labergebirge, tritt am Loisachblatt NE-versetzt N des Heimgarten auf, kommt dann, durch das Kesselbergblatt abermals gleichsinnig versetzt in der Mulde vor der Benediktenwand wieder und hebt im Kern der Geigerstein-Fockenstein-Halbklippe gegen Osten in der Luft aus, um erst wiederum in der Wendelstein-Synklinale achsial absteigend wiederzukehren, die über die Mutterberg-Synklinale zur Heuberg-Synklinale E des Inn Anschluß gewinnt.

2. Die Sattelzone südlich davon, die im Westen im Bennadeckensattel (C. W. KOCKEL, 1926, S. 159) und im Mittelteil SE des Kochelsees in der durch steile Aufschleifungen des karnischen Sattelkernes gekennzeichneten Heckenbach-Antiklinale G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 56) markant hervortritt, ist aber streckenweise nicht als ein konstantes Element erfaßbar.

3. Die südlich anschließende, besonders im Osten markant ausgebildete Doppelmulde mit einer oft bis in die Kreide reichenden Jungschichtenfolge wird allgemein als „Synklinorium der Bayrischen Alpen“ bezeichnet. Durch die bedeutende NE-Versetzung des Ostabschnittes der Kalkvoralpen östlich des Kesselberg-Schrägblattes am Walchensee und eine

lokale Aufspaltung des Mulden-Nordastes ist die westliche Fortsetzung der Faltelemente der Lechtaldecke ein wenig problematisch gewesen, so daß sich etliche Autoren mit der Parallelisierung der Elemente beiderseits der Störungszone beschäftigt haben (z. B. J. NIEDERMAYER, 1936, S. 495; M. RICHTER, 1937, S. 97; G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 56—59 und besonders A. LUTYJ-LUTENKO, 1951, S. 32). Der Nordast läßt sich W der Störung erst in der Heimgarten-Synklinale einigermaßen sicher erfassen, setzt dann kontinuierlich jenseits des Kesselbergblattes von der nördlichen Jachenauer Synklinale bis zur Seebach-Synklinale fort und quert dann, wiederum durch drei Ammerstörungen zerschnitten, mit den als Sudelfeld-, Auerberg- und Fahrenberg-Mulde bezeichneten Teilstücken zur Erlerberg-Mulde E des Inn hinüber. Die mittlere Aufsattelung wird im Westen als Oberauer- bzw. Eschelaine-Antiklinale bezeichnet, splittet E des Walchensees in drei Teilfalten auf (siehe Taf. 2), setzt dann wieder zusammenhängend bis zur Wackbach-Antiklinale vor der Ammerstörungszone fort und findet sich schließlich in der Auerbach-Antiklinale innerhalb des Störungssystems und in der Sachranger-Antiklinale östlich des Inn wieder. Der südliche Muldenast hält noch wesentlich länger an. Im Westen setzt er NE des Plansees mit der Lahnenwies-Mulde HEIMBACH (1895) — vgl. G. LINKE (1963, S. 53) — ein, die E der Loisach von J. NIEDERMAYER (1936, S. 481) als Krottenkopf-Synklinale bezeichnet worden ist. Am Kesselbergblatt 2 km nordversetzt, läuft sie als südliche Jachenauer Synklinale weiter, wird an der Blattverschiebung im Isartal 4 km NE versetzt, splittert vorübergehend an der Rottach auf, erreicht als Traithen-Brünstein-Oberaudorfer Synklinale die Ammerstörungszone W vom Inn und läßt sich noch als Niederndorfer-Wössener Synklinale E vom Inn bis S Ruhpolding verfolgen, wo sie unter der Überschiebung der Staufendecke verschwindet.

4. Der Wamberger Sattel („Großer Sattel“) repräsentiert die im Süden auf das Bayrische Synklinorium folgende Aufwölbungszone. Am Westende ist die Wamberger Sattelzone gegen Westen hin aufgespalten: Den Nordast bildet der Loisachtal-Sattel (H. VIDAL, 1953, S. 83), der sich nach Osten als Gudiberg-Kälberätz-Sattel (H. KRUMM, 1957, S. 83) fortsetzt und beim Wamberger Graben noch einen nördlichen Ast, den Rappenschrofen-Sattel (H. KRUMM, 1957) abgibt, den eine noch kleinere Antiklinale (Kaltenbrunner Sattel) im Norden begleitet. Durch die Eibsee-Mulde (H. VIDAL, 1953, S. 83 = Katzenstein-Mulde R. MASCHKE, 1968, S. 59) wird der Nordhauptast vom südlichen Antiklinalast getrennt. Letzterer wurde in den einzelnen Abschnitten als Hammersbach-Riffelwald-Sattel (H. VIDAL, 1953, S. 81), als Waldegg- und Wambergerwald-Sattel bezeichnet. Die beiden Äste vereinigen sich im Gebiet des Barmsees und ziehen als einheitlicher Wamberger Sattel weiter gegen Osten. Bei Wamberg liegt eine Längsscheitelzone, die Teiläste westlich davon zeigen westorientiertes Achsengefälle, jene im Osten tauchen entgegengesetzt ein. Während die Sattelstruktur im Gebiet von Wamberg noch mit mitteltriadischen Schichten, mit Muschelkalk und Partnachschichten an die Ober-

fläche kommt, wird sie weiter im Osten durch östliches Achsenfallen durch ein karnisches Gewölbe bis Wallgau/Isar geformt und zeichnet sich noch weiter im Osten nur als flache, dem Isartal folgende Hauptdolomitauftragung aus (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950, S. 27). Nach der Aufsplitterung NE vom Sylvensteinsee zieht wieder ein ungestörter Hauptdolomitsattel, der hier auf der Karte als Trausnitz-Antiklinale bezeichnet worden ist, als nur wenig versetzte Fortsetzung fast 45 km weit bis zur Thierseer Querstörung.

5. All die zuvor genannten Hauptfaltenelemente zeigen auf weite Strecken einen symmetrischen oder nur leicht nordvergenten Bau. Eine rasche Information über ihre Struktur geben die Profiltafeln zur geol. Karte 1 : 100.000, Blatt Schliersee (O. GANSS, 1953), Tegernsee und Murnau (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953; 1955). Nach einer Reihe untergeordneter, lokal auslaufender Strukturen reiht sich dann gegen Süden als ein nunmehr — vom weiteren Bereich des Isarquertales abgesehen — durchwegs mehr oder weniger stark nordvergent überschlagener Muldenzug die Wetterstein-Karwendel- bzw. Thierseer Synklinale an. Dieser Muldenzug setzt im Westen als Wetterstein-Hauptmulde (H. JERZ, 1960, S. 53; H. MILLER, 1962, S. 417) im Waxenstein-Massiv des Zugspitzstockes SW Garmisch-Partenkirchen im Muschelkalk und Wettersteinkalk ein, bringt durch östliches Achsenfallen bereits in dem von K. LEUCHS (1924, S. 101) als Kranzbergmulde bezeichneten Abschnitt NW Mittenwald Hauptdolomit im Kern (vgl. Prof.-Taf. von H. JERZ & R. ULRICH, 1966) und vervollständigt die Schichtfolge in der sogenannten Karwendelmulde durch Jura und Neokom im Marmorgraben östlich der Isar, zunächst zwischen Längsstörungen eng gepreßt (F. TRUSHEIM, 1930, S. 56). Im Bereich des Sojern wird die hier intern weiter untergliederte, noch mehr oder weniger steilstehende Mulde durch einige NE-streichende Loisach-Blattverschiebungen gegen NE vorversetzt (F. TRUSHEIM, Kt. 1930; H. JERZ etc., Kt. 1966). E vom Fermersbach bis zum Fonsjoch streicht die nunmehr nordüberkippte Karwendelmulde geradlinig dahin und schwenkt dort zu dem scharfen Knick im Achenkirchner Raum ein. Der Karwendelmulde ist im Raum N Sojern—Scharfreiter eine vielfältig, aber flach gefaltete Platte aus Obertrias vorgelagert, die F. TRUSHEIM (1930, S. 58 f.) und P. SCHMIDT-THOMÉ (1950, S. 28 u. Taf. 8; 1953 Prof.-Taf. zur Kt.) des näheren dargestellt haben.

Der nach dem Achenkirchner Knick wiederum gerade W—E verlaufende Ast der Gesamtmuldenzone, die sogenannte Thierseer Mulde, stellte wohl ursprünglich eine selbständige, etwas nördlicher hinziehende Mulde dar, da sie über Achenwald hinaus im Plattenkalk noch weiter gegen Nordwesten reicht und wurde später nur an die übrige Mulde angegliedert (s. u.). Im Westen, ab Achenwald ist sie nur mäßig nordvergent überschlagen, östlich der Grundache aber lassen sich, gestaffelt auftretend, im Süden abgescherte nördliche Nebenmulden feststellen (M. FURLANI-C., 1921, S. 91; O. GANSS, Prof.-Taf. zur Kt. 1953; E. SPENGLER, 1956, S. 10).

c) Der unter der Inntaldecke verdeckte Lechtaldecken-Streifen und die Querfaltungen in der Achenseeregion

Der eigenartige Knick der Karwendel-Thierseer-Mulde im Verein mit dem Westvorstoß des Unutz stellt eine recht ungewöhnliche Struktur in den Kalkalpen dar, so daß E. SPENGLER (1953, S. 45 ff.) die Abwicklung der Achen-taler Schubmasse als eines der schwierigsten Probleme der Nördlichen Kalkalpen erachtet hat. E. SPENGLER lehnt dort die Auffassung von O. AMPFERER (1921 b, S. 198—202; 1941, S. 182), daß eine ursprünglich einheitliche Längsmulde erst nachträglich geknickt worden sei, ab und nimmt an, daß die Karwendel- und die Thierseer-Mulde bereits zwei ursprünglich voneinander getrennte Mulden gewesen seien, analog der Auffassung von W. QUENSTEDT (1933, S. 459 ff.; 1951, S. 56). Dieser Meinung ist für den Nordteil auf Grund der Karte von P. SCHMIDT-THOMÉ (1953 u. Prof.-Taf., Fig. 4) zuzustimmen, im Süden aber liegt sicherlich im Sinne von O. AMPFERER (1950, Karte) eine Knickung des Südrahmens der Karwendelmulde vor.

Die scheinbare Verbindung der beiden großen Längsmulden kam dann durch eine sekundäre, wohl gegen WNW gerichtete, zwischen Maribichler und Achenkirch 7 km weite (O. AMPFERER, 1941, S. 188) durchscherte Überfaltung der von W. QUENSTEDT (1951, S. 55) als Achentaler Schubmasse bezeichneten Scholle im Bereich der Aubäche bei Achenkirch zustande, die eine dort offenbar zwischen den beiden Mulden noch vorhandene dritte Jungschichtenmasse erfaßt und zu einem SW—NE streichenden Falten-system ausgewalzt hat. Der NW-Rand der Scholle zeigt durch lokal noch erhaltene verkehrte Serien, wie etwa auf der Hochplatte (W. QUENSTEDT, 1951, S. 63), daß die Überschiebung aus einer Überfaltung hervorgegangen ist. Das Studium des Achsenplanes durch A. FUCHS (1944, S. 343 ff.) hat gezeigt, daß die in der Karwendelmulde gegen das Fonsjoch herankommenden W—E bis WNW—ESE tauchenden Achsen in den älteren Schichten des Südrahmens der Mulde nach deren Knick gegen Norden im Zunderspitzkamm den N—S fallenden Achsen weichen, daß aber im Faltengebiet unter der Achentaler Schubmasse W Achenkirch (S. 346) außer den WNW—ESE-Achsen auch NE-Achsen erscheinen (Plickenkopf). Besonders klar mit NNE-Achsenplan geprägt erscheint die Unutzfalte. Die zeitliche Abfolge von Längs- und Querfaltung aber ist durch diese Untersuchung nicht geklärt worden.

Das sich an die Thierseer Mulde im Süden anreihende nächste tektonische Element stellt das steil aufgepreßte Guffert-Pendling-Gewölbe dar. Der Kern des Sattels aus Wettersteinkalk hat vielfach entlang des karnischen Horizontes Eigenbewegungen vollführt (K. LEUCHS, 1921, S. 46; O. AMPFERER, 1941, S. 187). Ob das Gewölbe den im Ht. Kaiser aufgebogenen Nordrand der Kaisergebirgs-Scholle oder direkt die die Stirnzone der Staufenzone bildende Miesberg-Schuppe fortsetzt, ist durch die weite Quartärverhüllung des Inntales schwer zu sagen. Hingegen läßt

sich die vielfach angenommene direkte Verbindung über die Thierbergregion ausschließen, da der obertriadische Thierbergkalk nicht das Wettersteingewölbe fortsetzt (A. TOLLMANN, 1969, S. 144). Im Westabschnitt ist der Sattel im Guffert nordvergent überschlagen, im Unutz der Wettersteinkern als Ganzes im karnischen Gleithorizont steil gegen Westen aufgeschuppt.

Zufolge des SSW-Schwenkens der Guffert-Antiklinale im Unutz ist die Montschein-Antiklinale W des Achensees als deren Westfortsetzung zu werten. Die Güttenberg-Mulde S davon setzt dann, wie auch E. SPENGLER (1943, S. 237) ausgeführt hat, in der Jungschichtenzone des Sonnwendgebirges, der Rofanmulde, fort. Oberrhätalk bis Radiolarit sind im Gipfelbereich dieser Berggruppe in zehn kleine, gegen WNW überschlagene, zum Teil durchgescherte liegende Falten geworfen, Hornsteinbrekzie und Malm darüber machen die Faltung nicht mehr mit. Die Hornsteinbrekzie wurde daher entweder als tektonische Reibungsbrekzie (F. WÄHNER, 1903, S. 161 ff.) oder als eine sedimentäre Brekzie gedeutet (B. SANDER, 1941, S. 87; R. WEYNSCHENK, 1949, S. 21), die über einen älteren — zufolge des tiefmalmischen Alters der Radiolarite nach J. WENDT (1969, S. 225) bereits malmischen, durch Roll- und Gleitfaltung entstandenen Faltenbau hinweggriff (O. AMPFERER, 1941, S. 181, 191 ff. u. Fig. 6—9) oder aber schließlich als sedimentäre Brekzie, die für eine erst später erfolgte Stockwerkstektonik einen Gleithorizont abgab und, während in ihrem Liegenden die Faltung vor sich ging, selbst durch Aufnahme von Bewegungsschollen zur tektonischen Moräne wurde (E. SPENGLER, 1935, S. 151). Schließlich konnte J. WENDT (1969, S. 232) zeigen, daß durch Nichtbeachtung von bedeutenden schichtparallelen submarinen Spaltenfüllungen im Jura gerade im Sonnwendgebirge mehr Tektonik vorgetäuscht worden ist, als tatsächlich vorhanden. Eine gewisse Fortsetzung der Rofanmulde stellt sich, NE versetzt, in der Brandenberger Mulde ein, die schräg von der Brandenberger Gosaumulde überlagert wird, durch O. SCHULZ (1952) und P. FISCHER (1964) neu untersucht.

Die vom freiliegenden Teil der Lechtaldecke geschilderte Folge von großen Sattel- und Muldenzonen setzt sich im betrachteten Abschnitt auch nach Süden fort, ist aber hier durch die auflagernde Inntaldecke verschleiert und kommt nur abschnittsweise durch Abtragung des höheren tektonischen Stockwerkes zutage. Das nächste im Süden folgende Hauptelement ist die von E. SPENGLER (1943, S. 236) als Wetterstein-Stanserjoch-Sattel bezeichnete Aufwölbungszone. Im Westen setzt die als Wetterstein-Hauptsattel bezeichnete Struktur bereits im Ehrwalder Köpfl und in der Zugspitze an (H. MILLER, 1962, S. 414), „das Rückgrat des Wettersteingebirges bildend“ (R. VACHÉ, 1960). Nord der Wettersteinwand läßt sich die Struktur als eine W der Isar überkippte, Ost davon durchgescherte Antiklinale weiterverfolgen und taucht dann unter der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke gegen Osten ab. Weit im Osten kommt unter der

gleichen Einheit wiederum die Sattelzone in der Antiklinale des Falk hervor, zu der sich knapp S davon die Stanserjoch-Antiklinale dazugesellt. Sie ist hier abschnittsweise von Deckschollen der Inntaldecke verhüllt, aber dennoch klar erfaßbar (E. KRAUTER, 1968, S. 26). Der Verlauf der Antiklinale mit ihrer steilen Aufwölbung im Bereich Bärenwandkopf und Gamsjoch, die von O. AMPFERER (1942, Abb. 46) der Lechtaldecke und nicht — wie früher — der Inntaldecke zugeordnet worden sind, sowie der Muschelkalksattel des Gamsjochkopfes, den E. SPENGLER (1953, S. 43) dieser Sattelzone angegliedert hat, leiten vom Falk gegen ESE weiter.

Die Antiklinale ist übrigens noch durch die Rappenspitz-Überschiebung weiter gegliedert, die aber im Osten entlang des Karns der Normalschichtfolge des Südflügels der Stanserjoch-Antiklinale erfolgt ist und nur eine geringe Transportweite birgt. Die Annahme aller bisherigen Bearbeiter (O. AMPFERER, 1942, S. 32, S. 91; W. HEISSEL, 1950, S. 31; E. SPENGLER, 1953, S. 43; E. KRAUTER, 1968, S. 58), daß diese Schuppung nach der Überschiebung der Inntaldecke erfolgt sei, ist überflüssig. Die von der Grenzfläche verschleppten Obertriassschollen sind ebenso wie die zehn weiter im Westen passiv unter der Überschiebung der Inntaldecke und ihrer Stirnschuppe verfrachteten Späne als Schürflinge aufzufassen, die vom Hauptkörper der Inntaldecke nach Norden über die Karwendel-Stirnschuppe aufgeschleppt worden sind (s. u.). Nach Westen läßt sich nämlich die Rappenspitz-Schuppe SW vom Sonnjoch nicht bis in und über das Engertal verfolgen. Die Schuppe des Falk setzt weiter im Norden vor der Front der Karwendel-Stirnschuppe an und reicht mit verkehrt lagernder Mitteltrias über dem ebenfalls verkehrt liegenden Südflügel der überkippten Karwendelmulde und vor der auch verkehrt einsetzenden Mitteltriasstirnfalte der Karwendelschuppe bis S vom Torkopf nach Westen.

Das Wettersteingebirge am Westrand dieser Sattelstruktur hat eine bewegte geologisch-tektonische Erforschungsgeschichte hinter sich. War es doch lange Zeit von manchen Forschern, die die südlich davon gelegene Puitental-Jungschichtenzone seit O. SCHLAGINTWEIT (1912 a, S. 84) als nach Osten geschlossenes Halbfenster gedeutet hatten, entgegen O. AMPFERER als Fortsetzung der Inntaldecke gegen Norden gewertet worden (Hauptvertreter E. KRAUS, noch 1949, S. 82), wobei dann nördlich dieser Berggruppe keine Grenze einer so abgegrenzten Inntaldecke zu finden war — obgleich sie im Extremfall sogar bis in die Kramerüberschiebung NW von Garmisch-Partenkirchen verlegt worden war (M. RICHTER & H. G. STEINMANN, 1927, S. 163, Abb. 1 u. S. 170 f. und Entgegnung hierzu O. AMPFERER, 1931, S. 29). Heute ist die Situation dank der sehr detaillierten Untersuchungen (Kartierung des Gesamtgebietes 1 : 10.000) der Münchner Schule klargestellt.

Das Ende der langen Diskussion wurde besonders durch die Beobachtungen von H. J. SCHNEIDER (1953, S. 50, Abb. 7) eingeleitet, der weitgehend die Auffassung O. AMPFERER's von einer durchlaufenden Überschiebungs-

fläche E der Puitentalzone zwischen Wettersteinmassiv und Arnsitzgruppe, die westliche Fortsetzung der Karwendelüberschiebung darstellend, bestätigt hat. Dadurch sind Mieminger- und Karwendelgruppe eindeutig vom Wettersteingebirge getrennt. Dann aber hatte H. MÜLLER (1962, S. 409; 1963, S. 313) zeigen können, daß die Jungschichtenzone im Puitental auf der Südseite des Wettersteingebirges und die Beckenfüllung des Ehrwalder Beckens SW des Bergstockes — die offensichtlich die Fortsetzung der Holzgauer-Lermooser-Mulde gegen Osten bildet — nicht durch Westschub, wie früher stets angenommen worden war, sondern auf Grund der südvergent überschlagenen Falten des Untergrundes (H. MÜLLER, 1963, S. 306) durch Südschub überwältigt worden war und der spätere Westschub an Längsstörungen dagegen unbedeutend ist. Die Puitentalzone ist demnach eine beiderseits durch ungleichwertige Elemente zugeschobene Mulde der Lechtaldecke, über deren Südrahmengestaltung noch bei Besprechung der Inntaldecke referiert werden wird. Die jüngste tektonische Übersicht über den gesamten Raum stammt von P. ENDERS (1967, Beil.-Taf.), welche eine Zusammenfassung der tektonischen Strukturen bietet, die in den Spezialarbeiten der verschiedensten Autoren veranschaulicht worden sind.

Die nächste Großstruktur der Lechtaldecke, die im Süden an den Wetterstein-Stanserjoch-Sattel anschließt, ist eine durch die Inntaldecke bereits weitgehend verdeckte Mulde, die nach E. SPENGLER (1943, S. 237) im Westen in Form der Hauptmulde der Lechtaler Alpen unter die Inntaldecke abtaucht — im speziellen würde das abtauchende Stück der Lechtaler Hauptmulde durch die Freispitzmulde N der Parseiergruppe repräsentiert werden, und erst ganz im Osten unter dem Ostrand der Inntaldecke als Karwendel-Hauptmulde W von Stans im Inntal wieder erscheinen. Dabei ist die Jurafüllung des nördlichen Muldenflügels durch den unter die Inntaldecke eintauchenden, bis zu den Aptychenkalken reichenden Sedimentstreifen im Talgrund des Lalider-, Engtales und des Vomperjoches sichtbar, der Südflügel wird nur durch den Hauptdolomit und Reste von Rhät und Jura des Zunderkopfes NNW Hall und des Walderkammes N Terfens gebildet. Die Inntaldecke bildet demnach eine Art falschen Muldenkerns in dieser Deckenmulde. Bis N von Innsbruck sind mit der Zunderkopf- und Thaurerscholle noch Reste der Lechtaldecke unter dem Südrand der Inntaldecke sichtbar.

Auf der rechten Seite des Inn tritt die auf der Grauwackenzone primär normalstratigraphisch auflagernde Lechtaldecke noch mit einem Triasstreifen NE Schwaz und NE Rattenberg auf. Obgleich dieser Raum jüngst in zwei sehr detaillierten Arbeiten (H. PIRKL, 1961; K. KUCKELKORN, 1964) zur Darstellung gelangt ist und die tektonischen Einzelstrukturen zwar den unübersichtlichen Karten entnommen werden können, ist die Hauptfrage dieser Schollen rechts des Inn nicht gelöst wor-

den, ob nämlich die tektonisch höher geschaltete Triasscholle E Rattenberg — die als Rattenberger- und Brandachjoch-Schuppe bezeichnet werden soll — mit ihrer dolomitreichen Mitteltrias-Entwicklung (die von H. PIRKL, 1961, S. 141, als Berchtesgadener Fazies bezeichnet worden war), nur lokal über den Untergrund im Süden, der in Partnachmergel-reicher „Hohenegg-Fazies“ vorliegt, südvergent aufgeschuppt ist, oder etwa als Fortsetzung der ja mit der Ebnerjoch-Scholle vom Westen bis hierher heranreichenden Inntaldecke von Süden her fernüberschoben auflagert. H. PIRKL (1961, S. 105) denkt an einen deckenförmigen Aufschub, ohne Näheres über Herkunft und Abgrenzung dieser Schubschollen anzugeben. P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 289, Abb. 39) folgt ihm mit Vorbehalt. K. KUCKELKORN (1964, S. 29) sieht in den Überschiebungen hingegen nur lokale Schuppungen.

Aus folgenden Gründen möchte ich mich nicht der Auffassung anschließen, daß es sich bei der Rattenberger- und Brandachjoch-Schuppe um ein Äquivalent der Inntaldecke bzw. um von Süden her eingeschobene Schollen handelt: Zunächst läuft die Schuppenfläche im Süden der Brandachjochschuppe gegen Osten auch nach H. PIRKL (1961, Taf. 6) in die Schiefer der Grauwackenzone hinein und die Triasserie hängt gegen Osten mit der sicher nicht gegenüber der Grauwackenzone fernüberschobenen Wörgler Trias zusammen, ferner sind Grauwackenzone-Anteile bei Schönberg und Oberau auch schon primär in der tektonisch höheren Scholle enthalten, so daß deren primäre Zugehörigkeit als Hangendes der Grauwackenzone nahegelegt wird; Ferner aber kann man nicht von Berchtesgadener Fazies bei dieser im Nor dolomitführenden Entwicklung (H. PIRKL, 1961, S. 40) sprechen, sondern sie schließt offenbar mit ihrem ladinischen, zum Teil feinschichtigen Dolomit, der in den tieferen Partien noch mit Kalken wechselt, an die Partnachschichten führt, an die Wettersteindolomite an, die sich in der nächstnördlicheren Guffert-Pendling-Antiklinale der Lechtaldecke einstellen. Dort ist der Übergang von der Kalkfazies des Ladin im Nordflügel zur Dolomitfazies im Südflügel aufgeschlossen (vgl. geol. Karte von O. GANSS, 1953, und P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953). Es ist also die tektonisch höhere Position der Schollen E Rattenberg wohl nur auf eine südvergente lokale Schuppung im Sinne von K. KUCKELKORN (1964, S. 29) zurückzuführen.

Entlang der Kalkalpen-Südgrenze lagern im Abschnitt zwischen Zillertal und Brixentaler Ache die kalkalpinen Basalglieder, Buntsandstein und unterlagernde (permische?) Basalbrekzien transgressiv dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone auf. W vom Zillertal kam es durch einen kräftigen Sekundärnachschub zu einer Überfahrung der ebenfalls noch zusätzlich steil nordvergent geschuppten Triasbasis durch die Quarzphyllite und Schwazer Dolomite der Grauwackenzone (H. PIRKL, 1961, Taf. 4).

2. Die Lechtaldecke zwischen Vilser Alpen und Rhätikon

a) Vilser Alpen

Mit der Falkenstein-Deckscholle tritt die Lechtaldecke streckenweise unter vollkommener Überwältigung der Allgäudecke und der Cenoman-Randschuppe bis an den Kalkalpenrand vor. In der Einstein-Halbklippe und in der Gehrenspitz-Halbklippe liegen weitere solcher schmaler streifenförmiger isolierter Auslieger der Lechtaldecke vor, die aber durch das hier allgemein herrschende östliche Achsengefälle gegen Osten hin miteinander und mit dem Hauptkörper der Lechtaldecke noch in Verbindung sind. Die schmalen Streifenfenster und Halbfenster der Allgäudecke, die sich zwischen diese fingerförmig gegen Westen vorspringenden, in Deckenmulden eingelagerten Fortsätze der Lechtaldecke einschalten, wurden bereits oben erörtert. Die Realität dieser in neuerer Zeit von deutscher Seite her angezweifelte Deckenstrukturen wurden in getrennten Studien vom Verfasser (1970 c, 1971) behandelt, worauf hier verwiesen werden muß. Unter der Vielzahl der auch faziell unterstützten Argumente sind wohl das sichtbare flache Ausheben der Halbklippen im Westen, besonders das tunnelförmige Untertauchen der Halbfenster-Jungschichten im Osten unter dann noch weit verfolgbare Deckensättel sowie das Auftreten kleiner vermittelnder Deckschollen über den Halbfenstern, wie etwa im Hahnenkammgebiet, neben den nordvergenten Schleppepfalten und den Faziesunterschieden im Lias die überzeugendsten Fakten.

Am Aufbau der Vilser Alpen ist die Lechtaldecke mit zwei Teileinheiten beteiligt. Das hat als Erster O. AMPFERER (1921, S. 119) erkannt, der die Teileinheiten als Untere und Obere Vilser Decke bezeichnet hat. Die Abgrenzung der beiden Teildecken variiert etwas in den Arbeiten der verschiedenen Geologen, durch C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1931, Taf. 8) wurde eine weitere Unterteilung der Unteren Vilser Decke, durch W. HEISSEL (1937, Taf. 12) eine noch weitgehendere Aufsplitterung in die große Zahl von zehn Schuppen vorgenommen. Die Revision der Verhältnisse hat gezeigt, daß sich aber durchgehend nur ein selbständiges tieferes Element der Lechtaldecke im Bereich der Vilser Alpen durchverfolgen läßt, das ungefähr der Unteren Vilser Decke AMPFERER's entspricht. Da die sogenannte „Obere Vilser Decke“ ohne jegliche Trennung im Osten mit der Lechtaldeckenmasse verbunden ist, entfällt deren Abgliederung: Die bisherige „Obere Vilser Decke“ ist Hauptkörper der Lechtaldecke, die dadurch mißverständliche Bezeichnung „Untere Vilser Decke“ wurde vom Verfasser (1970 c, S. 102) durch die den Strukturtypus ausdrückende Bezeichnung „Vilser Stirnschuppe“ ersetzt. Die tektonische Zweigliederung der Lechtaldecke ist so zu verstehen, daß nach Vorschub einer Deckenplatte mit aufrechter Schichtfolge der Vorderteil als Vilser Stirnschuppe liegen blieb und die Hauptmasse an einer inneren Längsstruktur — die zuerst in einer normal liegenden Falte mit beträchtlichem Verkehrtsschenkel bestand,

der aber beim weiteren Vorstoß in verschiedenem Umfang abgesichert worden ist — darüber auffuhr.

Die Vilser Stirnschuppe zeigt also aufrechte Schichtfolgen (außer sie ist potenziert gefaltet wie am Hundsarschsattel). Sie reicht im Osten bis zum Ende des Benna-Halbfensters im Bereich des Hohen Straußberges, im Westen erstreckt sie sich nur bis NE Grän, da die hierher gestellten Späne an der Nordbasis des Falkensteinzuges bei Unterjoch, beim Hangenden Schrofen und Rappenschrofen (C. W. KOCKEL et al. 1936, S. 181, Abb. 5; A. CUSTODIS et. al. 1939, S. 419 f., Abb. 15; tekt. Kt. und Prof.-Taf.) als mit dem Hauptdolomit des Falkensteinzug-Nordrandes verbundene Antiklinal-Nordschenkel erkannt worden sind. Ferner sind nach Widerlegung einer solchen weiten Erstreckung der Unteren Vilser Decke (= Vilser Stirnschuppe) gegen Westen auch die früher von C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1931, Taf. 8) und A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 420) zu dieser Einheit gestellten, z. T. Hierlatzkalk-Transgression tragenden Hauptdolomitschollen im Achental N vom Brennteneck einfach als Reste des Lechtaldecken-Hauptkörpers analog jenem großen Rest des Falkensteinzuges aufzufassen. Die Deutung der in der Jungschichtenzone der Breitenbergmulde schwimmenden Schollen als Antiklinalen (H. REUM, 1962, Abb. 8, S. 530) war nur nach Negation der Existenz einer Lechtaldecke nötig geworden und ist nicht überzeugend belegt.

In meridionaler Hinsicht erstreckt sich die Vilser Stirnschuppe, die im Norden unter dem Falkensteinzug, abgesehen von der Schöfflerseck-Schuppe C. W. KOCKEL's (1931, S. 175) — vgl. hierzu auch H. REUM (1962, S. 512) und W. ZACHER (1964, S. 93) — ganz im Osten unter der Hornburg, ausgequetscht ist, vom Südrand des Vilstal-Deckenfensters bis SW der Gehrenspitze im Süden, dort fälschlich jüngst zu einer südvergent gedachten Gimpelalm-Mulde umgedeutet. Die so eindrucksvolle „tektonische Moräne“ im Gebiet des Hahnenkammes und analog dazu weiter im WSW bei der Ussernalm und Strindenalm — der Typlokalität dieses von O. AMPFERER (1911, S. 583, 541—542, Abb. 4) geschaffenen Begriffes — hängen mit dem Auslaufen dieser Basalschuppe der Lechtaldecke gegen Süden zusammen, da dort deren bereits auslinsender Hinterrand unter der Wucht der nachrückenden Masse der Lechtaldecke vollkommen zerrieben, verdreht, verspießt worden ist.

Auf die neu gegebene Abgrenzung der Vilser Stirnschuppe kann hier im einzelnen nicht eingegangen werden, sondern muß wiederum auf die speziellen Ausführungen zu diesem Thema verwiesen werden (1970 c, 1971). Es sei nur Folgendes zusammengefaßt: Südlich des Vistal-Streifenfensters erschienen Späne von Hierlatzkalk vor der zusammenhängenden Lechtaldeckenfront W vom Torkopf an, auch vor dem Schwarzenberg W vom Schwansee, wo außerdem nahe dem Nordrand der Lechtaldecke eine innere überkippte Einmuldung von Hierlatzkalk im Deckenhauptkörper zu bemerken ist (geol. Kt. Füssen — W. ZACHER 1962). Ähnlich ist auf

Blatt Pfronten (W. ZACHER 1964) eine analoge Struktur sichtbar: Vor der lokalen Stirnbildung des Deckenhauptkörpers liegt wiederum die faziell von der unterlagernden Allgäudecke abweichende, tektonisch isolierte, gegen Westen auskeilende Stirnschuppe im Roten Stein bei Vils.

Im nächstsüdlicheren Streifenfenster ist die Vilser Stirnschuppe mit aufrechter Serie weit verbreitet. Die Angaben von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 102 ff.), daß der Inhalt des Streifenfensters als Beutelmulde umzudeuten sei, hat einer Überprüfung im Gelände an allen als beweisend angeführten Stellen nicht standgehalten, besonders nicht im Alpaleskopf-Pilgerschrofenprofil, wo keine Verbindung über einen rudimentär erhaltenen Verkehrtshenkel der Lechtaldecke zum (durch Gefügeprüfung im Schliff) aufrecht lagernden Fensterinhalt in Form der Vilser Stirnschuppe führt, auch nicht im Bleckenauer Kessel, wo die Kartierung unzutreffend war etc. Ganz besonders eindrucksvoll ist das Abtauchen des Inhaltes des Bennaalbfensters an dessen Ostrand unter dem darüber so klar sichtbaren Mitteltriasgewölbe der Lechtaldecke. Es ist daher verständlich, daß auch C. W. KOCKEL (1956, S. 210) in seiner Arbeit, die den Zusammenbruch des Deckenbaues der Kalkalpen verkündet, über derart gut in der Natur überschaubare Strukturen nicht hinwegkommt. Dennoch deutete er sie zwei Jahre später entgegen aller seiner früheren zutreffenden Ausführungen um.

Auch ist kein normaler Verband zwischen der Obertrias der Vilser Stirnschuppe und dem Wettersteinkalk des Kitzberges SW vom Alpsee gegeben, wie A. Kl. BORNHORST (1958, S. 21) angenommen hatte, sondern eine gewaltige Störung bildet die Grenzfläche. Gegen Westen hin endet in diesem Zug die Vilser Stirnschuppe mit dem Seichenkopf, wo sie ausnahmsweise westvergent sekundär auf den Rahmen aufgeschuppt lagert. Ganz besonders eindrucksvoll ist die Überschiebungsfläche zwischen Lechtaldecken-Hauptkörper und Vilser Stirnschuppe und der NW-Seite der Gehrenspitz-Halbklippe zwischen Schlicke und Reinthaljoch in der Landschaft zu sehen. Ebenso herrscht Stockwerk- und nicht Muldenbau auf der Gimpel-Südseite, wo abermals ein Rest eines verkehrten Schenkels der Lechtaldecke lokal erhalten ist.

In Bezug auf den Hauptkörper der Lechtaldecke in den Vilser Alpen sei zusammengefaßt, daß er unter der normalen Serie lokal Reste vom Verkehrtshenkel mitführt, z. B., wie eben erwähnt, auf der Gimpel-Südseite oder ähnlich schön W und N vom Pilgerschrofen in den Hohenschwangauer Bergen. Die Falkenstein-Deckscholle repräsentiert als Ganzes den Stirnteil der Lechtaldecke. Schichtumfang vom Muschelkalk über Partnachschichten und Wettersteinkalk empor kennzeichnen sie in Übereinstimmung mit den Verhältnissen im gesamten hochbajuvarischen Frontgebiet vom Allgäu bis Wien und im Gegensatz zum stets mit Obertrias einsetzenden Tiefbajuvarikumsrand der gleichen Großregion als Lechtaldecken-Element, ebenso die an den Enden sichtbare muldenförmige Einlagerung in die Jungschichten der Allgäudecke und die analoge Position zu

den hochbajuvarischen östlichen Homologa des Schmiedlaine-Zuges s. l. mit gleicher cenomaner Lokalschutt-Transgression. Die Deutung als abgequetschter Pilzsattel im Sinne einer modernen autochthonen Strömung durch H. REUM (1962) ist daher und auch aus der regionalen Revision der Gesamttektonik verfehlt gewesen. Einen guten Überblick über die inneren Strukturen des Westteiles der Falkenstein-Deckscholle gibt die Prof.-Taf. bei C. W. KOCKEL et al. (1936) und bei A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ (1939): Ganz im Westen ist der Falkensteinzug im Raum Hirschberg—Spieser vollkommen von den verkehrt darüber überschlagenen Jungschichten der Allgäudecke eingewickelt, im Mittelabschnitt zeigt er aufrechte Lagerung mit normalem Großmuldenbau, im Osten wird er nach kleiner Komplikation am Falkenstein selbst im Raum von Füßen zur Gänze aus einer steil verkehrt lagernden Serie aufgebaut (W. ZACHER, 1962, Prof.-Taf. zur geol. Kt., Prof. 8—12).

b) Die Stirnregion der Lechtaldecke zwischen Reutte und Großem Walsertal

Mit einer aufrechten Serie, die mit Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk einsetzt, überschiebt die Lechtaldecke am Südrand des Nesselwängle-Halbfensters SW von Reutte in eindrucksvoller Front im Gaichtspitzmassiv die davor liegende Jurazone des Fensterinhaltes samt den zu einer tektonischen Moräne umgeformten Südrandschollen der Vilser Stirnschuppe. Größere Deckschollen sind dem Erosionsrand der Lechtaldecke vorgelagert. „Die ganz ausgezeichneten Beispiele der mechanischen Gesteinsbearbeitung im großen“ entlang dieser Überschiebung der Lechtaldecke beschrieb schon O. AMPFERER (1912, S. 335) anschaulich, nachdem er zuvor von der in homologer Position gelegenen Ussernalp WSW von hier charakteristische Beispiele für diesen Typus der von ihm 1911, S. 538, als „tektonische Moräne“ bezeichneten Erscheinung gebracht hatte. „Wir müssen nach der Struktur der Zone auf eine Bearbeitung schließen, welche sich mit dem Werkzeug von einfacher Faltung oder Verwerfung nicht erreichen läßt. Dazu ist die Arbeit längs einer mächtigen wechsellvollen und tiefgründigen Bewegungsfläche unbedingt erforderlich“ (O. AMPFERER 1912, S. 335).

Der zusammenhängende Überschiebungsrand der Lechtaldecke läßt sich von hier ohne Zersplitterung weit nach Westen, immer auf eine überkippt verfaltete Jura-Kreide-Serie der Allgäuer Hauptmulde aufgeschoben, verfolgen. Überflüssige Lokalnamen für diesen Abschnitt der Lechtaldecke stammen aus jener Zeit, in der man einen Deckencharakter nicht anerkannt und darin nur lokale Aufschuppungen gesehen hatte (Schwarzwasser-Schuppe W. ZACHER 1962, S. 392; Roßkopf-Schuppe D. RICHTER 1963, S. 113; A. CUSTODIS et al. 1963, Taf. 2 etc.). Eine interne Schuppe des Stirnrandes tritt nur E des Osterachtales ein, wo W. BAUBERGER (1963, S. 31, Abb. 11 u. Taf. 5) im Abschnitt des Roßkopfes über der hier mit

Wettersteinkalk einsetzenden Basis eine Schuppung im karnischen Niveau unter Einschaltung eines Hauptdolomitspanes gefunden hat, für die dann der Name Roßkopf-Lokalschuppe passen würde. Diese Deutung ist wohl der von W. ZACHER (Osterachkarte 1964) gegebenen Faltenstruktur vorzuziehen. In diesem Abschnitt setzt die Lechtaldecke beiderseits des Säubaches lokal sogar noch mit Buntsandstein ein. Die Untergrenze zeigt gegen Westen einen schönen basalen Schrägzuschnitt im Streichen, indem in dieser Richtung der Schichtbestand immer jünger wird, bis schließlich vom Bärgündele an der Rahmen der Luitpoldzone (Südseite der Sattelkopf-Halbklinpe und Nordseite der Hochvogel-Halbklinpe) ebenso wie die beiden Flanken des weiter südlich hinziehenden tiefen Hornbach-Halbfensters praktisch nur mehr aus intern stark verfaltetem Hauptdolomit bestehen, wenn auch ganz lokal durch sekundäre stirnartige Einrollung Plattenkalk an die Überschiebungsfläche gekommen ist und neben Oberrhätalk?-Schürflingen als Schollen noch in den Flanken des Hornbach-Halbfensters gelegentlich gefunden werden kann.

Bei Besprechung von Bärgündele- und Luitpold-Halbfenster wurde schon erwähnt, daß der Fensterinhalt aus einer verkehrt lagernden Serie des liegenden, gegen oben abgescherten Faltenystems der vielgliedrigen Allgäuer Hauptmulde besteht. Es wurde bereits vom Verfasser (1970 c, S. 93; 1971) im einzelnen ausgeführt, daß das Westende der Sattelkopf-Halbklinpe mit zwei schräg und diskordant zum Streichen zugeschnittenen Hauptdolomitkeilen mit allseitigem tektonischem Kontakt von oben her in die Jungschichtenzone durch potenzierte Faltung einpießt, da bei Ausheben der Achsen die Hauptdolomit-Spieße am steilen Westabfall des rechten Stierbachhanges gegen unten hin enden. Beim nördlichen Hauptdolomitspan ist lokal die diskordante Unterlagerung durch Juradiolarit unterhalb der Manganvererzung unmittelbar aufgeschlossen. Die Darstellungen, die von einem sattelförmigen Abtauchen des Hauptdolomites im Bärgündele mit einer inneren Antiklinalstruktur sowie einer normalen stratigraphischen Verbindung zwischen Allgäudecke und Lechtaldecke im Anschluß an die Behauptung von P. HAMANN & C. W. KOCKEL (1957, S. 209 f.) und von D. RICHTER (1958, S. 522, Abb. 1) wiederholt worden sind, haben einer Überprüfung nicht standhalten können. Die auflagernde Sattelkopf-Halbklinpe zeigt als Ganzes, wie der Einblick vom obersten Schwarzwassertal her belegt, muldenförmigen und nicht antiklinalen Bau, so daß diese Struktur als Sattelkopf-Mulde bezeichnet werden soll. Ferner besteht zwischen der Jungschichtenzone des Luitpold-Halbfensters und ihrem Südrahmen nirgends ein ungestörter stratigraphischer Zusammenhang, wie P. HAMANN & C. W. KOCKEL (1957, S. 207) behauptet haben, sondern allenthalben schneiden große Überschiebungsbahnen die Strukturen des Hauptdolomites mit gelegentlichen Resten von Plattenkalk ab. W. HEISSEL (1958, Abb. 1, S. 109) hat dies schon vom Wiedemerkopf gezeichnet, ich selbst habe das ebenso eindrucksvolle Gegenstück auf der anderen Seite des Luitpoldkessels entlang des Jubiläumsweges gezeichnet

(1971), wo der berggroße S-förmige Faltenwurf des Hauptdolomites steil abgeschnitten wird. Auch hier kann von einem Zusammenhang beider Einheiten keine Rede sein.

Halbklippen und Klippen weiter im Süden wie Jochberg und Kanzberg auf der Nordseite des Hornbachtals, Kreuzeck- und Märzle-Deckschollen im Wasserscheidenbereich des Talhintergrundes, ferner Krottenspitz- und Trettach-Halbklippe, wie die tektonischen Auslieger an der Wurzel des Trettachtals genannt sein mögen, bezeugen weiterhin die flache Überschiebung der Lechtaldecke. Auf die Existenz und die Bedeutung des Hornbach-Halbfensters ist bereits weiter oben eingegangen worden. Die Untersuchung von B. HÜCKEL et al. (1960, Taf. 4 u. 5) und V. JACOBSHAGEN (1961, Taf. 1 u. 3) haben die interessante Innenstruktur dieses Abschnittes der Hauptdolomitplatte der Lechtaldecke gezeigt, die bereits während der Überschiebung in Teilfalten gegliedert worden ist, welche dann häufig zu Schuppen umgeformt worden waren, so daß z. B. südlich der Allgäuer Hauptmulde auf die Schuppe des Allgäuer Hauptkammes (C. A. HANIEL 1911, S. 23) die Ramstall-Schuppe bzw. weiter im Westen die Ellbogener-Schuppe folgt, jeweils noch mit Resten verkehrtliegenden Hauptdolomites an der Basis. Diese Reste von verkehrten Serie laufen allerdings, wie eigene Beobachtungen im Hornbachtal gezeigt haben, nicht so gleichförmig durch, wie auf den erwähnten Karten angegeben.

Das alte Problem der Fortsetzung der Überschiebungsfläche der Lechtaldecke vom Biberkopf bei Lechleiten gegen SW ist in neuerer Zeit gelöst worden. Lange war ja in Anlehnung an O. AMPFERER (1930, S. 138; 1931, S. 207; M. RICHTER 1955, S. 57; R. SCHÖNENBERG 1959, S. 17) geglaubt worden, daß die Allgäuer Hauptkammschuppe in die Doppelantiklinale des rechten Lechgehänges oberhalb von Warth einmünde, also in einem sicheren Bestandteil der Allgäudecke verankert sei. Durch B. HÜCKEL et al. (1960, S. 92—93, Taf. 4) aber konnte zurecht — wie ich mich selbst überzeugt habe — festgestellt werden, daß die Überschiebungsfläche schräg über diese Rhätantiklinale hinweggreift. Sodann galt aber bis jüngst (zuletzt B. HÜCKEL et al. 1960, Taf. 5, Fig. 1), daß dann trotzdem die Überschiebungsfläche nur 3 km SW davon im Göldeglaich N vom Wössener Horn in einer Antiklinale auslaufe und ende. Dies aber trifft auch nicht zu (A. TOLLMANN 1970 c, S. 112 f.; 1971), da die von der Mittagsspitze herüberkommende Lechtaldeckenbasis, die zunächst einen eindrucksvollen basalen Schrägzuschnitt aufweist, zwar im Gebiet der Göldeglaich einen verkehrt lagernden Liasanteil unter dem Oberrhätkalk zeigt, die Überschiebungsfläche aber weiterhin sichtbar (z. B. in der Rinne S der Göldebodenalm) diskordant mit tiefliassischen kalkig-mergeligen Unteren Allgäuschichten über die jüngere Unterlage der Allgäudecke, bestehend aus dunklen, weichen, manganreichen Schiefen der Mittleren Allgäuschichten, überschoben ist. W von Unterstübenbach wird die Vorderpartie der Lechtaldecke durch eine innere große Schuppe des Hauptkörpers der Decke

überwältigt, so daß von hier bis zur Mohnenfluh-NE-Seite diese innere Schuppe, die Braunarlschuppe (Wösterspitz-)Schuppe, den Südrahmen des tiefen, von Kreideschiefen der Allgäudecke erfüllten Götzneralm-Halbfensters bildet. Erst dort erscheint der abgesplitterte Vorderrand der Lechtaldecke in Form der Wandfluh-Schuppe J. GUBLER (1927) wieder, die eine typische Stirnschuppe darstellt. Die Verhältnisse liegen hier im Vorland der Mohnenfluh-Braunarlschuppe anders als noch in den Arbeiten von M. SCHIDLOWSKI (1961 a; 1961 b) und W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962; 1965) dargestellt, die im Sinne der modernen autochthonen Auffassung einen Zusammenhang von Lechtaldecke und dem eng gepreßten Faltenystem der Allgäudecke sahen: die Wandfluh-Stirnschuppe der Lechtaldecke endet nicht auf der Gletscheralm, sondern zieht mit ihren Jungschichten über die zuvor geologisch nicht kartierte Juppenwanne zur Ostseite der Mohnenfluh weiter, wo sie unter dem Hauptdolomit dieses Bergstockes, der zum Bestand der Braunarlschuppe gehört, abgequetscht wird. Die davor liegende Hauptdolomit-Schollenreihe, die seit M. BLUMENTHAL (1936, Taf. 26) bis M. SCHIDLOWSKI (1961, S. 428, Abb. 1) als Fortsetzung der Wandfluh-Schuppe bis zur Hochgletscheralm angesehen worden war, hängt aber nach M. SCHIDLOWSKI (l. c.) nicht mit dem Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe N der Lagerzun zusammen, sondern bildet ein eigenes, antiklinal angelegtes, ebenfalls weiter als bisher, nämlich zur Ostseite der Mohnenfluh durchverfolgbares tieferes Element, das — wie oben ausgeführt — als oberste, fast zur tektonischen Moräne zerrissene Faltenstruktur der Allgäudecke unter dem Schlitten der Lechtaldecke anzusehen ist. Grandios ist der über mehrere Kilometer breite liegende Faltenbau, der beim Nachstoßen des Hauptkörpers der Lechtaldecke hier in Form der Braunarlschuppe zustandekam, der in seiner gewaltigen Ausdehnung am Westanschnitt im rechten Talhang des Huttlabaches erschlossen vorliegt, was jüngst wiederum von M. SCHIDLOWSKI (1966, S. 320 f., Abb. 4 bis 5) zum Ausdruck gebracht worden ist. Zwar im gleichen Sinne spräche das von O. AMPFERER (Kt. 1932) S der Braunarlschuppe dargestellte Marchtobelfenster W Zug, in dem die verkehrte Serie der riesigen Überfalte erschlossen sein sollte, was aber jüngst von W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 547; Abb. 2; Prof. 5) widerlegt worden ist — zurecht, wie ich mich nun überzeugen konnte.

Über die Gestaltung des östlich anschließenden Stirnteiles der Braunarlschuppe, also des Hauptkörpers der Lechtaldecke, gibt die Profilschuppe Abb. 7 bei W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 552 f.) Überblick. Eine Reihe von WSW-ENE schräg zur Deckenstirn auslaufender überkippter Sättel, die streckenweise durchreißen und zu Schuppen werden, gliedert diesen Raum W Lech. Dabei kommen in den südlicheren Schuppen tiefere triadische Glieder bis zum Muschelkalk an die Oberfläche: die Klausenhäde-Antiklinale im Norden ist in ihrem NE-Teil stark überkippt und zur Schuppe eingerissen, die nächstsüdlichere Zuger Antiklinale ist schon stärker durchgesichert, und die südlichste Einheit schließlich, die

Schuppe bei Lech („Kriegerhornschuppe“ W. STENGEL-RUTKOWSKI 1962, S. 548) ist nach diesem Autor 1,5 km weit mit Arlbergdolomit bis auf den Kriegerhorngipfel aufgeschoben — was aber vielleicht ebenso durch eine Überfaltung der Arlbergsschichten zwischen den Raibler Schichten zu erklären ist.

Gegen Westen hin erreicht die Wandfluh-Stirnschuppe über einen südlich des Partnom-Flyschhalbfensters gelegenen Streifen bei der Wangspitze den Westrand der Kalkalpen. Die S davon liegende Staffelfelderschuppe setzt die Braunarlschuppe nicht unmittelbar gegen Westen fort, sondern wird durch eine Schuppung N der Klesenzastörung abgetrennt. Die Überschiebungsweite der Lechtaldecke über die Allgäudecke ist hier im Westen bereits gering, wie unter anderem auch das Auftreten der Arosazone als tektonische Unterlage der Lechtaldecke im Klesenzafenster zeigt. Diese von O. AMPFERER (1930, S. 135, Abb. 39) entdeckte Struktur war von M. RICHTER (1956, S. 198 f.) als Arosa-Fenster gedeutet, von R. HUCKRIEDE (1958, S. 237) bestritten, von M. SCHIDLOWSKI (1960, S. 468) nach Neuaufnahme als solches wiederum bestätigt und durch V. JACOBSEN & O. OTTE (1968, S. 102) nach nochmaliger Neukartierung schließlich endgültig als Arosa-Fenster anerkannt worden.

c) Der Deckenkörper der Lechtaldecke zwischen Loisach und Rhätikon

Jener Teil der Lechtaldecke, der an die Walchenseeberge und das Wettersteingebirge westlich der Loisach anschließt, zeigt im Norden im Ammergebirge eine stärker gefaltete und geschuppte Region, im Mittelabschnitt im Bereich von Heiterwang eine relativ ruhig gelagerte, weniger gefaltete Hauptdolomitpartie, an die gegen Süden von der nordvergent überschlagenen Holzgau-Lermooser-Mulde an wiederum ein stärker gefalteter, auch durch Diagonalverschiebungen zerstückelter Streifen W des Fernpasses anschließt.

An großräumig ausgreifenden Darstellungen liegen über den Nordabschnitt, das Ammergebirge, nach der Monographie von C. W. KOCKEL et al. (1931) die geol. Karte und Profiltafel Blatt Murnau 1 : 100.000 von P. SCHMIDT-THOMÉ 1955 und die von CH. KUHNERT neu herausgebrachten Blätter mit Profiltafeln 1 : 25.000 von Oberammergau (1967) und Linderhof (1967) vor. In diesen Arbeiten wird die vielfältige Aufspaltung der hochbajuvarischen Randmulde im Norden deutlich, ferner wird das südliche, gegen WSW abschnenkende Hauptmuldenelement, die Ammerwaldsynklinale C. W. KOCKEL (1931, S. 149), die sich in der Hauptdolomitstruktur und in einzelnen Obertriaskalk-Einfaltungen bis nahe an das Lechtal heran verfolgen läßt, dargestellt. W. ZACHER verbindet (1964, S. 80 u. tekt. Beil.-Taf.) diese Mulde über das Lechtal hinweg mit der Reinhalmulde. Obgleich der unmittelbare Zusammenhang auf Grund der Fallzeichenanordnung im Hauptdolomit auf der Karte von Füssen von

W. ZACHER (1962) nicht verfolgbar ist, was ja schon C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 149) zufolge der intern weiter untergliederten Hauptfalten festgestellt haben, ist der Parallelisierung der beiden Mulden im großen zuzustimmen.

Der SE-Teil des Ammergebirges S vom Linder Gries ist nicht nur verfaltet, sondern außerdem in vier Schuppen gegliedert. Die vorderste, sie sei als Kuchelberg-Schuppe bezeichnet, geht seitlich in eine Antiklinale über. Die südlich der nun folgenden Notkarspitz-Schuppe anschließende Herrentisch-Schuppe (C. W. KOCKEL 1931, S. 147) schwenkt im Osten in eine Loisach-Blattverschiebungsstaffel ein. Ihr Südabschnitt ist vor der bedeutenden südlichsten Schuppe, der Kramer-Schuppe gefaltet. Allerdings ist die tektonische Formung im nordöstlichen Vorland der Kramer-Schuppe nach G. LINKE (1963, S. 57) geringer als bisher angenommen, eine tektonisch selbständige Schloßwaldmasse im Sinne von G. STEINMANN (in C. W. KOCKEL etc., 1931, S. 144) existiert nicht, da der angenommene Hauptdolomit bei der Ruine Werdenfels sich als Plattenkalk erwies. Die Umdeutung des Westastes der Kramer-Überschiebung im Stepberggraben in eine Blattverschiebung durch G. LINKE (1963, Kt.), wodurch das Schwarzenbach-Halbfenster 3 km N Eibsee entfällt, ist nicht überzeugend belegt, sondern die Störung zeigt auch auf der Profiltafel des gleichen Autors ein schräges SSE-Fallen analog den anderen Aufschiebungsflächen.

Jenseits des wenig gegliederten Abschnittes zwischen Plansee und Lermooser Mulde, hinter der im Süden eine breite, überschlagen lagernde Hauptdolomitzone anschließt, fällt auf der tektonischen Karte Tafel 2 die enorme tektonische Gliederung der vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebauten Region des Loreakopfes vor dem Inntaldeckenstirnrand im Heiterwang-Abschnitt auf. Eine Aufschuppung geringer Förderweite zieht von Westen her, wo sie die Holzgauer Mulde im Namlos-Gebiet im Süden begleitet und nur durch Unterdrückung der Kössener Schichten am Muldensüdrand kenntlich ist, herüber. Die Hauptelemente aber stellen die Galtberg-Antiklinale im Norden, die Loreamulde in der Mitte und die Teges-Antiklinale im Süden dar. Jedes der Elemente ist durch die photo-geologische Analyse von J. BODECHTEL & R. SCHERREIKS (1967, S. 12 ff.) weiter untergliedert worden. Die Erfassung der Spezialfalten sowie einer großen Zahl von diagonalen Blattverschiebungen durch die Luftbilddauswertung hat in diesem Abschnitt das vorliegende mosaikartige Bild geschaffen, das nicht einen tektonischen Sonderfall bietet, sondern durch die detaillierte Aufnahme zutage gefördert worden ist. Die Verfolgung der Elemente über die Fernpaßlinie, an der eine bedeutende SW—NE ziehende Blattverschiebung zu vermuten ist, ist noch nicht gelungen. Nach Westen hin wird das Südelement, die Teges-Antiklinale, offenbar in der weit durchverfolgbaren Burkopf-Antiklinale S des Lech fortgesetzt. Die mittleren Elemente laufen S Namlos aus oder werden durch die erwähnte Schuppung abgeschnitten. Die Lermooser-Mulde schließlich ist entgegen

E. SPENGLER (1953, S. 38) doch die Fortsetzung der Holzgauer Mulde, wenn auch letztere einen kleinen südlichen Ast, die Galtberg-Mulde, gegen Osten abgibt.

Im nächstwestlicheren Sektor, wo die Inntaldecke mit der Ruitelspitze und im Bereich der Berge Ost des Parseiertales gegen Westen aushebt, reihen sich im westlich anschließenden Raum von Norden nach Süden in der Lechtaldecke folgende Hauptelemente aneinander:

1. Die Allgäuer Hauptkamm-schuppe an der Deckenfront mit einer intern verfalteten Rhät-Lias-Mulde, der sogenannten Hochalp-Mulde B. HÜCKEL et al. (1960, S. 96 f), deren vorgosauische Faltung durch eine Gosautransgression festgehalten worden ist.

2. Auch die S davon folgende Ellbogener Schuppe (C. A. HANIEL 1911, S. 30), die gegenüber ihrer Erstfassung heute reduziert aufgefaßt wird, entwickelt sich an ihrem West- und Ostende aus einer Hauptdolomitantiklinale. Die in streichender Fortsetzung gegen NE weiterziehende Ramstall-Schuppe stellt ein selbständiges, aus einem Sattel entstandenes Element dar (B. HÜCKEL et al. 1960, S. 98). Analog der zuvor genannten Schuppe beinhaltet sie an ihrem Südrand eine allerdings wesentlich weiter durchziehende nordvergent überkippte Mulde mit Aptychenschichten und Kreideschiefern im Kern, die Holzgauer Mulde, die gegen West durch einen kleinen Sattel S Ellbogen zweigeteilt wird.

3. Die nur lokal geringfügig und unterbrochen überschobene Burkopf-Schuppe (C. A. HANIEL 1911, S. 32), die sogenannte „Haupt-schuppe der Lechtaldecke“ E. SPENGLER's (1943, S. 235), geht aus dem Nordflügel des Burkopf-Sattels (B. HÜCKEL et al. 1960, S. 101) hervor. Süd von diesem breiten Hauptdolomitsattel, in dessen Kern lokal Raibler Rauhwacke erscheint, dehnt sich in großer Breite mit einer hier enormes Ausmaß annehmenden internen Gliederung die Lechtaler Hauptmulde, besser das Lechtaler Synklinorium, bis nahe zum Rand der Kalkalpen aus. Dieses geht aus der von der Spullersee-Mulde herüberkommenden flachen Jura-Kreideschüssel W des Kaisertales aus, dort die Deckschollen der Inntaldecke im Kern enthaltend. Die Zerschlitzung dieser Jungschichtenzone gegen Osten nimmt am Nordrand schon weit im Westen ihren Ausgang. Dort kann die von Westen her mit Faltenanlage flach vorstoßende Braunarlspitz-Wösterspitz-Schuppe über eine lockere Kette von Hauptdolomitspänen über die Bockbach-Stieralm zum Lärchspitz-Pimigspitzzug verfolgt werden (K. E. KOCH 1966, S. 631), die demnach nicht Deckschollen der Inntaldecke, sondern intern enorm zerschlitzte, als Antiklinalen angelegte, lokal auch rückgeschuppte Späne der Lechtaldecke darstellen. Die im Osten hier scheinbar anschließende Hauptdolomit-Rhätmasse, die Griesalterspitz-Scholle bei Kaisers, liegt nicht im gleichen Niveau, sondern heute tektonisch darunter. Diese Scholle, jüngst neu untersucht (TOLLMANN 1971), ist

nicht als aufgepreßter Antiklinalteil der Lechtaldecke, sondern als im Südwesten eingewinkelte Deckscholle der Inntaldecke zu werten: An drei Seiten hebt die Obertrias über den jüngeren Schichten aus, nur im Südwesten verschwindet die Scholle unter dem Fleckenmergel.

Von der Pimigspitze, dem Ostrand der Braunarlspez-Schuppe (auch im Sinne von E. SPENGLER 1951 a, S. 194), setzt gegen SE eine Schrägschuppenzone in der sogenannten „Querstruktur vom Kaisertal“ O. AMPFERER (1932 a, S. 71—73) fort. Hier ist in jüngerer Quertektonik ein Schuppensystem NE-vergent der ungefähr W—E verlaufenden, extrem stark gegliederten Fortsetzung des Lechtaler Hauptsynklinoriums aufgeschoben. Diese Schrägzone läßt sich von der Pimigspitze bei Steeg im Lechtal bis Pettneu im Stanzertal verfolgen. Die unmittelbare Fortsetzung der Wösterspitz-Schuppe der Pimigspitze stellt die aus Jura und Kreide bestehende Holzrinner-Schuppe R. HUCKRIEDES (1958, S. 382) dar, über der dachziegelartig übereinandergreifend höhere Schuppen nach Nordosten drängen, wie es R. FELLERER (1966, S. 853) treffend ausdrückt, wobei zugleich die Westscholle nach diesem Autor (S. 854) um mindestens 150 m höher geschaltet wird. Die Hauptschuppe dieses Schrägsystems, das die von Osten herankommenden Längselemente überschiebt, stellt die Griefskopf-Schuppe M. RICHTER (1955, S. 63) S des Oberen Kaisertales dar, die von R. HUCKRIEDE (1958, S. 382) in die tiefere Kaisertalschuppe, welche mit Muschelkalk bis zum Hinterseejoch nach Osten reicht und zu Recht nicht als Vertretung der Krabachjochdecke O. AMPFERERS (1944, S. 71) angesehen wird und in die höhere Gfällkopfschuppe gegliedert, die den abgeschuppten Muldeninhalt der Griefskopfsynklinale darstellt (s. Taf. 3). Noch höhere Elemente der Schrägzone bilden hier der NW-einschwenkende Anteil der nordvergent aufgeschuppten Kreideschiefer der von Osten herüberziehenden Almajurmulde, die hier in die einheitliche Lechtaler Hauptmulde unter der Fallesin-Deckscholle einmündet. Über diese Mulde ist der Südflügel mit einer SW des Kaiserjochhauses erlahmenden Aufschuppungsfläche aufgefahren. Wie R. HUCKRIEDE (1958, S. 382) ausgeführt hat, entstand die Schrägzone vom Kaisers durch eine Reihe von queren Aufschuppungen, nicht aber durch Blattverschiebungen, wie E. SPENGLER (1951, S. 193) und M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955, S. 65, Abb. 8) angenommen hatten.

Der vielgliedrige Südabschnitt der Lechtaldecke in der Wetterspitz-Parseierspitz-Gruppe zwischen dieser Schrägzone von Kaisers im Westen und der entlang der Linie Ruitelspitze-Alblit-Memmingenhütte-Oberlochbachtal E des Parseiertales auftretenden Inntaldecke zeigt von Norden nach Süden die folgenden Elemente, die sich am besten auf dem bereits klassischen Profilschnitt von O. AMPFERER (1911, Taf. 33) oder aber auf der neuesten Darstellung von R. HUCKRIEDE & V. JACOBSEN (1958, Taf. 5, Prof. G—H) überblicken lassen. An die Burkopf-Antiklinale schließt die Tajakopf-Mulde, deren Fortsetzung nach West und Ost noch problematisch erscheint: Im Westen zieht der Jungschichten-

inhalt unter die Griefstaler Scholle, deren Zuordnung zur Inntaldecke heute klar ist (Deckscholle bei O. AMPFERER 1911, Taf. 33, bis E. SPENGLER 1951, Abb. 1, S. 192; autochthone Klippe nach M. RICHTER in RICHTER & R. SCHÖNENBERG 1954, S. 62; Pilzsattel nach R. HUCKRIEDE & V. JACOBSSHAGEN 1956, S. 381), im Osten fällt der Muldeninhalt unter die Ruitelspitz-Halbklinpe der Inntaldecke ein und ist in seinem Nordost, der Gramaiser Jungschichtenzone, noch lange vor der Inntaldecke zu verfolgen. D. BANNERT (1964, S. 63 ff.) hat im Zusammenhang mit der Einwurzelung der Ruitelspitz den südlichen Muldenast, der über die Greitjochspitze hinzieht, als flach südvergent rückgefaltet gedeutet. Diese Auffassung ist nach der Revision der Stellung der Ruitelspitz neuerlich zu überprüfen. Südlich der gegen Osten flacher werdenden nun folgenden Bladenmähd-Antiklinale R. HUCKRIEDE (1958, Taf. 5) — jüngerer Synonym: Baumgartner Antiklinale D. BANNERT (1964, S. 67) — erhebt sich im Osten die Hauptdolomitschuppe der Saxerspitze, aus der im Nordosten die Rollfalte von Madau (O. AMPFERER 1932, S. 95 ff.) durch die Inntaldecke nordvergent abgewalzt worden ist. Hinter diesem Element streicht als Großform das Freispitz-Synklinorium durch, in der gesamten Länge durch einander ablösende Teilsättel und Mulden mit steiler und enger Pressung als extrem eingengte und von der Inntaldecke einst überwalzte Form gekennzeichnet. Das Kaisertal erreicht dieses Synklinorium mit dem Nordost der Trostbergmulde R. HUCKRIEDES (1958, S. 381), ein südlicher, paralleler Ast wird von E. SPENGLER (1953, S. 22) als eigene, stark zerrissene Schuppe am Nordgipfel der Guflesspitze abgetrennt. Die südlich davon aufgefahrene Wetterspitz-Schuppe lokalen Ausmaßes läuft nach Westen in den Guflesattel aus.

Mit Recht wird von R. HUCKRIEDE (1958, S. 381 f.) betont, daß in diesem Element und in den folgenden südlichen Falten und Schuppen nirgends eine durchlaufende, nach Osten verfolgbare Grenze einer Inntaldecke gegen die Lechtaldecke zu finden ist. Wir werden zeigen, daß der gesamte Raum bis über das Parseiertal, wo der zusammenhängende Körper der Inntaldecke gegen Westen aushebt, der Lechtaldecke angehört. So ist die lange, von O. AMPFERER in späterer Zeit als Deckengrenze verwendete Schuppung vor der Guflesspitze nur eine lokale, sehr kurze Störung gegenüber der davor liegenden und weiter im Osten damit zusammenhängenden Freispitzmulde. Auch das nächstsüdlichere Schuppenelement, die Aplespleis-Schuppe (= Hochtagweid-Schuppe), unter welche E. SPENGLER 1951 a, S. 189, Abb. 1, Prof. 1) die Lechtal-Inntal-Deckengrenze verlegte, verschwindet rasch im Osten unter die ebenfalls bald endende Vorderseespitz-Schuppe; die Grenze erlischt gegen Osten, so daß die dort fortsetzende große Hauptdolomitmasse der Vorderseespitze-Griefßspitze mit dem Freispitz-Synklinorium an der Freispitze in ganz normalem Verband steht, und der Versuch einer Ableitung der Inntaldecke aus diesem Dolomitzug durch E. SPENGLER (l. c., Prof. 2) überrascht.

Das südlichste, lang anhaltende Muldenelement der Lechtaldecke, das von der Lechtaler Hauptmulde des Westens über das Kaiserjoch abzweigt, bildet die *Almajurmulde* nahe dem Kalkalpensüdrand. Der steil stehende Kreideinhalt der Mulde ist sowohl im Norden als auch im Süden durch Überschiebungsflächen von den älteren Gesteinen seiner Muldenflügel getrennt. Im Norden ist die Kreide W der Ansbacherhütte gegen N über den Rahmen geschoben, weiter im Osten kehrt sich das Verhältnis über eine saiger stehende Zone um, und im Griesmuttekopf-Profil wird die Muldenfüllung südvergent von Norden zugeschoben (M. RICHTER 1955, S. 66, Abb. 9). Der Südrahmen ist saiger bis überkippt mit im einzelnen wechselndem Ausfall von Teilen des Jura und der Trias aufgeschoben, so daß bei der Ansbacherhütte sogar Wettersteinkalk die Kreide überschiebt. N Flirsch zweigt die Dawin-Synklinale als südlicher Ast der Almajurmulde ab, der Hauptast streicht gegen ENE als von Norden her überschobene Halbmulde nördlich der Parseierspitze und im Lochbachtal bis zur Silberspitze weiter, auf welcher letzterer Strecke er bereits durch den Südrand der überlagernden Inntaldecke im Norden verdeckt wird.

Am Kalkalpen-Südrand ist die permomesozoische Serie, die mit den bunten Phylliten des Alpenen Verrucano einsetzt, noch weithin primär mit der Landecker Quarzphyllitzone verbunden (R. HUCKRIEDE, 1958, S. 385; 1959, S. 431). Der Kalkalpen-Südrand liegt weithin überstürzt oder saiger, wie z. B. die eindrucksvollen Profile im Arlberg-Flexenpaßgebiet zeigen. Dabei kam es in dieser Südrandzone vielfach zu starken Differenzialbewegungen zwischen den einzelnen Schichtgliedern, so daß interne Schuppungen, Ausquetschungen, Reduktionen, aber auch steile Verfaltungen der Basisglieder häufig sind. Ein seit O. AMPFERER bekanntes Beispiel für eine solche durch mehrfache Faltung bewirkte Anschoppung der Basalglieder einschließlich der Verrucano-Phyllite ist im Bereich der Neßleralm-Antiklinale W der Querstörung von Pettneu im Stanzertal von R. FELLERER (1966, S. 855) neu untersucht worden. Über Querfaltungen in diesem Raum hat O. AMPFERER (1932 b, S. 32 f.) vom Abschnitt der Ulmerhütte und der Pfannenköpfe am Arlberg berichtet.

Der Bereich der Lechtaldecke westlich der Kaisertal-Schrägstruktur zeigt — abgesehen von der oben besprochenen Stirnregion — bis über den Spullersee nach Westen hin einfachen Bau einer Großmulde mit bis ins Cenoman reichenden Kreideschiefern im Kern, der sogenannten *Lechtaler Hauptmulde*, in der die Deckschollen der Inntaldecke von der Fallesin bis zur Hasenfluh eingelagert sind (s. u.). Eine eigenartige Stellung zeigen die ebenfalls noch auf der Kreide am Südrand dieser Großmulde schwimmenden kleinen, vorwiegend aus jurassischen Gesteinen, besonders Aptychenkalken, bestehenden Schollen vom Stanskogel- und Hirschpleiskopf südlich der Fallesinspitze im Osten und der Zahn der Roggspitze S der Krabachjoch-Deckscholle weiter im Westen. Diese schwimmenden Schollen wurden von O. AMPFERER (1925, S. 383; 1930, S. 112; 1932, S. 100—102) als Tauchfalten gewertet, die unter einer

höheren, darüber hinweggegangenen tektonischen Masse geformt worden waren. Auf der Hirschpleiskopfscholle liegt bei Kote 2544 auch noch der Rest eines überschobenen Dolomites vor. Dem Zuge der Zeit folgend, haben jüngst im Anschluß an die Ausführungen von E. KRAUS (1949, S. 54 bis 67), der darin relativ autochthone, die Kreide durchschlagende Schubretter des näheren Untergrundes gesehen hatte, M. RICHTER (1955, S. 65), R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN (1958, S. 384 f.), K. E. KOCH (1966, S. 643—645) u. a. ebenfalls Aufpressungsformen angenommen. Die schwebende Lagerung der Schollen S der Fallesin geht aber auch aus den Profilen J—K, Taf. 5 von R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN hervor, wobei die Autoren (S. 385) noch das ganz ungewöhnliche Ausmaß der tektonischen Durchmischung der Gesteine dieser verfalteten und verschuppten Schollen in eindrucksvoller Art hervorheben. Gerade dieser Stil ist ja nach O. AMPFERER bezeichnend für den Verformungstypus, der unter der Wucht der Inntaldecke zustandekam, deren Einwirkung auf Grund der Tauchfalten des Spullersalpkopfes (O. AMPFERER 1925, S. 382, Abb. 12) — trotz der Entgegnung von E. KRAUS (1949, S. 42 ff.) — bis in das Gebiet E des Spullersees spürbar ist. Gerade aber die detaillierte neue Beschreibung, bei der neben dem Innenbau auch die basale Hauptdolomitsohle im Süden der Roggspitze erfaßt worden ist (K. E. KOCH 1966, S. 644), ferner die Tatsache, daß die Oberjura-Entwicklung im Untergrund der Roggspitze in Schwellenfazies vorliegt, so daß die Aptychenkalk-führende Serie ja gar nicht vom unmittelbaren Untergrund ableitbar ist, sprechen klar für die Auffassung von O. AMPFERER, also für die Deutung als verschleppte und verfaltete Schollen aus einem südlicheren Abschnitt der Lechtaldecke unter dem ja entgegen den neueren Darstellungen eindeutig in großen Deckschollen beiderseits des Flexenpasses vorhandenen Resten des einstigen Walzschlittens der Inntaldecke. Nur in der Zeit, in der die Inntaldecke negiert worden war, war naturgemäß damit verbunden auch die unpassende Umdeutung der Schleppschollen aus der Lechtaldecke nötig gewesen.

d) Klostertal und Rhätikon

Der Westteil der Lechtaldecke von der Klesenzastörung bis zum Rhätikon zeigt einen eigenen Stil, der durch eine relativ geringe Verfaltung, aber eine starke Schollenzerlegung, durch welche unterlagernde Arosa Schürflinge an den Fugen empordringen, gekennzeichnet ist. M. RICHTER (1956, S. 202) hat diesen Baustil in neuerer Zeit gut charakterisiert und mit dem bereits ganz andersartigen Bau der Lechtaler Alpen des Ostens, die eine enge Zusammenpressung, große Tieffaltung und Bildung autochthoner Klippen aufweisen, verglichen. Durch die hochliegende Deckenbasis der Kalkalpen (im Süden bei 2000 m) ergibt sich hier ein ausgezeichneter Einblick in den Gebirgsbau dieses westlichsten Spornes der Nördlichen Kalkalpen. Die nördlicheren Schollen dieses Streifens haben dabei ihre basale Trias an einem gegen Süden aufsteigenden Abscherungsniveau verloren

(M. RICHTER 1956, Abb. 9, S. 203), ferner sind die nördlicheren Schollen an den großen Störungen vom Typus der Klesenzastörung hochgeschaltet worden, was auf das hier im Vorland schon bemerkbare starke Achsensteigen des Helvetikums als Widerlager zurückgeführt wird.

Der Rhätikon ist klassisches Gebiet für die Auffassung von O. AMPFERER (z. B. 1932 c, S. 46; 1937 a, S. 309; 1937 b, S. 329), daß hier neben dem Nordschub westvergente Formung mit gleicher Intensität geherrscht habe. Auch E. SPENGLER (1953, S. 33) billigte hier dem Westschub enorme Bedeutung, sogar größeres Ausmaß als dem Nordschub zu: Durch ersteren sollte der Rhätikon um 28 Prozent in meridionaler Richtung verschmälert, durch letzteren um 40 Prozent in Längsrichtung zusammengestaucht worden sein. Die Achsenplanuntersuchungen durch O. SCHMIDEGG (1955, S. 146), durch O. REITHOFER et al. (1964, S. 225) haben hingegen die dominante Rolle des Nordschubes auf Grund der vorwiegenden WE-orientierten Achsen in der tektonischen Unterlage aus unterostalpinen bis penninischen Serien, aber auch innerhalb der Lechtaldecke des Rhätikon selbst erweisen können, wo ebenfalls Längsachsen vorherrschen. Von sekundärer Bedeutung sind gegen NW gerichtete Schübe, die eine SW-NE-Orientierung mancher innerer Faltelemente erzeugt haben, während dem Westschub nur geringe Bedeutung zukommt (S. 227). Die scharfe Umbiegung der Hauptdolomit-Antiklinale NW vom Lünensee wird auf einen weiteren Nordvorstoß des Ostflügels des Rhätikon zurückgeführt.

Die kalkalpine Masse im Rhätikon und im Davenna-Klostertaler Bereich, die gegen Westen an Schichtumfang allmählich abnimmt, so daß W der Linie Brandnertal—Zalintal die Schichtplatte nur mehr aus Trias besteht, ist, wie erwähnt, durch ein Netz von Störungen in einzelne Schollen unregelmäßiger Gestalt zerlegt. Die Schollen sind randlich dachziegelartig, aber geringfügig übergreifend aufeinandergepreßt, gelegentlich so, daß aneinandergrenzende Schollen in verschiedenen Teilabschnitten verschiedenen Überschuppungssinn aufweisen. Fast stets ist auch die hier vor allem aus der plastischen Kreideserie bestehende, beim Fernschub mitverfrachtete, unterlagernde Arosazone an diesen Störungen eingeschleppt, wie früh ausführlich W. v. SEIDLITZ (1906; 1911, S. 37 ff.) und später besonders O. AMPFERER (z. B. 1934, S. 29, Abb. 14) ausgeführt haben. Hierbei sind häufig Arosa-Elemente nach Durchschuppung der tieferen kalkalpinen Trias in die sehr beweglichen karnischen Gipsmassen eingedrungen. M. RICHTER (1958, S. 317—319, Abb. 6) erläutert den Mechanismus dieses Einwanderns der Arosagesteine und spricht sich zu Recht gegen die Annahme von bedeutenden Reliefüberschiebungen im Sinne von O. AMPFERER (1942, S. 103) aus. Derartige Arosa Schürflinge finden sich noch weit bis in das Innere dieses westlichsten Abschnittes der Kalkalpen: Sie bilden im Rhätikon ein zusammenhängendes Netz von Streifenfenstern und Halbfenstern, weiter im Osten erscheinen sie noch im Schürflingsfenster von Dalaas (O. AMPFERER 1936, S. 1—8) und Klesenza (O. AMPFERER 1930 a, S. 135). Die Einzelelemente, in die der Westabschnitt der

Lechtaldecke aufgelöst erscheint, sind zufolge ihrer mehr isometrischen Form und zufolge geringen Übergreifens entgegen E. SPENGLER (1953, S. 30) besser doch als Schollen denn als Schuppen zu bezeichnen.

Im einzelnen ist folgende Abfolge von Schollen im Rhätikon und Davennagebiet von unten nach oben vorhanden (vgl. tekt. Nebenkärtchen der geol. Kt. von F. ALLEMANN et al. 1953 für den Westteil und Taf. 1 bei O. REITHOFER et al. 1964 für den Ostteil): Die Heubühel-Scholle im Westrhätikon, die basal im Norden den Bargella-Flysch randlich über die nördlich davor liegende Dreischwestern-Fundelkopf-Scholle aufgeschleppt hat und im Nordosten noch über der kleinen, lokal abgetrennten Farntobel-schuppe H. SCHÄETTI (1951, S. 104) aufliegt. Die Dreischwestern-Fundelkopf-Scholle überlagert mit ihrem gegen Süden vorspringenden Abschnitt westvergent ihrerseits den Ostrand der Heubühel-Scholle, die im Malbuntal-Halbfenster scheinbar relativ weit unter die Dreischwestern-Scholle eintaucht. Dreischwestern- und Fundelkopf-Scholle sind nach der neuen Rhätikonkarte von W. HEISSEL et al. (1965) im Norden nicht voneinander getrennt, wie bereits J. VERDAM (1928, S. 46) ausgeführt hat, so daß die Trennung, die E. SPENGLER (1953, S. 30) vorgenommen hat, hinfällig wird. Hingegen trifft zu, wie E. SPENGLER dort weiter ausführt, daß sich diese Fundelkopf-Scholle nur durch das Erosionstal des Ill unterbrochen gegen Osten in den Hauptkamm der Lechtaler Alpen fortsetzt, d. h. in der zwischen Formarinstörung und Klostertaler Störung gelegenen Klostertaler Scholle (M. RICHTER 1956, S. 198; 1958, S. 311) ihre Fortsetzung findet. Die der Fundelkopf-Scholle E Nenzingerberg vorgelagerten sogenannten „Basalschollen“ der Rhätikonkarte (1965) setzen in der Frassenschuppe (M. RICHTER 1956, S. 199) NE Bludenz fort. Am Westrand ist die Dreischwestern-Fundelkopf-Scholle durch drei schmale, langanhaltende Schuppen aus tieferer, lokal bis zu den Raibler Schichten reichender Trias unterlagert, die R. BLASER (1952, S. 174—181) erfaßt hat und die auf der Karte von unten nach oben als Frommenhaus-, Bleika- und Schwarzwaldschuppe bezeichnet worden sind.

Die dritthöchste Einheit des Rhätikons besteht aus der kleinen, der Fundelkopf-Scholle gegen WNW aufgeschobenen Gorvionschuppe (E. v. MOJSISOVICS 1873, S. 170 — in anderer Abgrenzung) mit ihren 2,2 km Aufschiebung beweisenden klippenförmigen Ausliegern im Norden (O. AMPFERER 1937, S. 283, Fig. 9). Die nächstfolgende Haupteinheit des zentralen und östlichen Rhätikon stellt die Scesaplanascholle dar, die ihrerseits breit und ohne Unterbrechung über den Ill in die östlich davon gelegene Davennascholle zwischen Klostertaler Störung im Norden und dem Kalkalpensüdrand fortsetzt. Umfangreiche Schürflingsfenster aus Arosa Gesteinen (Brandnergolm- und Loischkopf-Fenster) kamen bei der Hochschaltung der Scesaplanascholle über die Dreischwestern-Fundelkopf-scholle durch Aufschleppung des Untergrundes zustande. Als südlichstes, höchstes Element der zusammenhängenden Rhätikonmasse reiht sich

schließlich noch die aus Buntsandstein bestehende Lüneralpscholle im Bereich des Rellstales an, während die Stellung der isoliert davon auftretenden mesozoischen Schollen im Bereich der Phyllitgneiszone (Kristakopfscholle bei Tschagguns) und der Tschaggunsner Mittagspitze verschieden gedeutet worden ist (s. u.).

Während die Schollen westlich der Scesaplanascholle nur geringe interne Faltung aufweisen, erreicht die Faltung der letztgenannten Einheit doch bedeutendes Ausmaß. Die Hauptmulde wird durch einen von der Scesaplana bis Bludenz verfolgbaren vielgestaltigen, bis in die Mittelkreide reichenden Jungschichtenzug repräsentiert, den E. SPENGLER (1943, S. 233) als Ganzes als Scesaplanamulde bezeichnet hat. Diese Mulde kann allerdings nicht im Sinne von E. SPENGLER (l. c.) als Fortsetzung der Spulserseemulde aufgefaßt werden, da letztere, vielfach zersplittert, nach Nordwesten im Sinne von M. RICHTER (1956, S. 201) in das Rote Wand-Synklinorium einschwenkt, das weiter im Norden austreicht. Die Scesaplanamulde zeigte eine interessante und in vielen Untersuchungen studierte Ausgestaltung ihrer Teilabschnitte. Bei ihrem Einsetzen im Südwesten im Scesaplanamassiv selbst erscheint zunächst eine vom Hauptdolomit des Untergrundes unabhängige starke Schoppung der Jungschichten ähnlich der Gipfelfaltung im Sonnwendgebirge (vgl. P. ARNI 1933, S. 93 ff.). Der als Wildbergmulde schon bei W. v. SEIDLITZ (1911, S. 59) benannte anschließende Abschnitt ist bereits eine eng zusammengeklappte liegende Mulde mit Kreideschiefern im Kern, wobei am Wildberggipfel noch eine von O. AMPFERER (1932 c, S. 54 f., Abb. 21—22) einst als Rest der Inntaldecke aufgefaßte, aber besser als Rest des Hangendflügels zu deutende Hauptdolomitklippe erhalten ist. Trotz SW-NE-gerichtetem Verlauf der Muldenachse weisen die Faltenachsen des Jungschichteninhaltes in W-E-Richtung. Im Gebiet des Mottakopfes kam es zu starker Verfaltung und Verschuppung des Muldenzuges (O. AMPFERER 1934, S. 21 ff.; O. SCHMIDEGG 1955, S. 161). Dann folgt der schon von O. AMPFERER (1933, S. 156, Abb. 14, u. S. 161 ff.) ausführlich beschriebene und in neuerer Zeit durch O. SCHMIDEGG wieder studierte auffällige Knick bei der Schattenlagantalm, wo sich dieser Ast quer zu dem nun wiederum SSW—NNE bis NE streichenden, als Valbonamulde W. LEUTENEGER (1928, S. 68) bzw. Sarotla- oder Flur-Mulde bezeichneten Ast, der eine eng gegen Nordwesten zusammengeklappte Synklinale mit Kreidekern und reduziertem Hangendschenkel besitzt, verbindet.

Unter den Faltenstrukturen der Scesaplanascholle verdient noch die eigenartige potenzierte Faltung der verkehrten Serie in dem kleinen Sporn dieser Scholle östlich des Lünnersees Erwähnung. O. SCHMIDEGG (1955, S. 152—155, Abb. 1—3) hat diese als Freskalotfalte bezeichnete, steil aufgepreßte Antiform im Muschelkalk mit den jüngeren Partnachschiefen im Kern genau beschrieben.

Die Fortsetzung der beiden Hauptschollen des Rhätikon östlich des Ill zeigen einfachen Innenbau: Die vorwiegend aus einförmigem Hauptdolomit bestehende Klostertaler Scholle ist durch die mit einem Muschelkalkkern und lokal noch aufgeschlossenem Buntsandstein in der gesamten Länge des Südrandes begleitende Sattelzone nördlich des Klostertales, die von M. RICHTER (1930, S. 10) als Klostertal-Antiklinale bezeichnet worden ist (vgl. O. AMPFERER 1932, S. 35 ff. und Abb. 5—7), charakterisiert. Die Davennascholle hat durch die in ihrer Mitte verlaufende Davenna-Längsstörung eine Zweiteilung erfahren, wobei der Südteil aus einer einfachen, steil zusammengefalteten Mulde, der Itonskopfmulde, besteht, während im Nordteil der Scholle nur der Südflügel einer gegen Norden überkippten Mulde erhalten ist. Ihr Nordflügel wurde an der großen, im Talgrund des Klostertales verborgenen Klostertaler Störung abgequetscht. M. RICHTER (1956, Taf. 12 u. S. 201) hat in der Klostertaler Störung wohl zu Unrecht eine Heraushebung der Klostertaler Scholle um mehr als 1000 m gefordert, während O. AMPFERER (1932, S. 40, Fig. 10 bis 11) in parallelen Störungen südlich davon und E. SPENGLER (1953, S. 33) darin selbst eine rechtssinnige Blattverschiebung vermutet haben.

Eine eigenartige und vieldiskutierte Gliederung weist der SE-Ab-schnitt des Rhätikon auf, wenn man die tieferen Einheiten mit in Betracht zieht. Die tektonisch an die Lechtaldecke im oberen Rellstal angrenzende Salonien-Schuppenzone zieht über die Geißspitze nach Osten in die aus Mesozoikum aufgebaute Tschagggunser Mittagspitzscholle weiter, die gegen Norden unter die die Lechtaldecke primär unterlagernde Phyllitgneiszone einfällt. Eine gleiche tektonisch tiefe Stellung zeigt ja nach der Rhätikonkarte (W. HEISSEL et al. 1965) auch die weiter im Norden isoliert liegende Kristakopfscholle W Tschagguns, die einen komplizierten Innenbau in der Muschelkalk-Partnachschiefermasse aufweist (O. REITHOFER 1965, S. 55 f.) und allseitig fensterartig unter die Phyllitgneise der umgebenden Golmerscholle abtaucht. Auch W. v. SEIDLITZ (1912, S. 428) hat die Kristakopfscholle als Fortsetzung der Mittagspitzserie angesehen. Die Stellung der Mittagspitzschuppe ist interessant und für die Gesamttektonik aufschlußreich, aber noch immer recht umstritten. Ihr Schichtbestand reicht vom Alpinen Verrucano über Buntsandstein bis zum Lias mit bestimmten, faziell vielsagenden Schichtgliedern (bes. Partnach- und Arlbergsschichten, vgl. M. BLUMENTHAL 1936, S. 43 f.). Man hat wiederholt versucht, die Serie mit jener der Lechtaldecke gleichzusetzen, andererseits aber geben ihr die Liaskieselkalke nach O. REITHOFER et al. (1964, S. 230) eine eigene Note. Der innere Bau des Zuges ist von W. v. SEIDLITZ (1906, S. 310 ff.) als Mulde angegeben worden, die allerdings sehr ungleichseitig ausgebildet ist (H. MYLIUS 1913, S. 119; M. BLUMENTHAL 1936, S. 37): Dem Nordflügel aus Muschelkalk bis Hauptdolomit steht ein Südflügel mit Alpinem Verrucano bis Liasfleckenmergel gegenüber. Die tektonische Zuordnung dieser Serie muß aus der faziellen Entwicklung des

Zuges selbst erfolgen, da er auch gegen das Liegende tektonisch begrenzt ist. Die unterlagernde, aus grünen Graniten und kristallinen Schiefern aufgebaute und im Westen über die Mittagspitzzone eingewinkelte Walser-scholle sowie die darunter folgende Tilisuna-Schuppe mit dem Schwarzhorn-Amphibolit sind häufig als Bestandteil der Arosa Schuppenzone oder des Unterostalpin angesprochen worden. Bei der Zuordnung des Mittagspitzzuges selbst waren die Meinungen zwischen einer oberostalpinen (z. B. W. v. SEIDLITZ 1906, S. 311) und einer unterostalpinen Stellung (z. B. mit Vorbehalt M. RICHTER 1958, S. 317) geteilt.

Von besonderem Interesse ist nun, daß die Mittagspitzserie sich über eine mesozoische Schollenzone im oberen Gampadelztal zu einer perlschnurartig angeordneten Schollenreihe fortsetzt, die über die Basis des Platinakopfes, über Schollberg, Gafienbänder, Madrisahorn-Westhang und Westfuß des Bernethorns bis zu den Saaseralpschollen 4 km NNW Klosters reicht. Der Zusammenhang der Reihe von der Mittagspitze bis zur südlichsten, 13,5 km weit davon im Süden liegenden Scholle ist trotz des Widerspruchs der Schweizer Geologen unzwiefelhaft, wie zuerst W. v. SEIDLITZ (l. c.), zuletzt M. RICHTER (1958, S. 317) und O. REITHOFER et al. (1964, S. 230) betont haben. Von den Schweizer Geologen war diese Schollenreihe, die im folgenden als *Madrisa Schollenzone* bezeichnet werden soll, ähnlich wie von H. P. CORNELIUS (1921, S. 90: Unterostalpin) zur Arosa Schuppenzone dazugeschlagen worden (J. CADISCH 1921, S. 74; W. HÄFNER 1924, S. 26—28; R. TRÜMPY et al. 1969, B, S. 33, Taf. A II/9), was aber faziell schon auf Grund der Entwicklung mit den Partnach- und Arlbergschichten des Madrisahornes nicht angeht. Die Madrisa Schollenzone liegt tektonisch der Arosazone auf und wird ihrerseits von dem Altkristallin der Silvrettadecke überfahren. Bei einer Ableitung von den Nördlichen Kalkalpen kann ihre Position wie folgt verstanden werden: Beim Schub der Kalkalpen über die noch im Bereich der heutigen Zentralalpen befindliche Arosazone wurde einerseits ein Schürflingsteppich von Arosa Gesteinen an der Basis der Kalkalpen bis Hindelang mitgeschleppt, vice versa aber blieben Schollen der Kalkalpen auf der einstigen Schubbahn in den Zentralalpen liegen und wurden bei dem späteren Nachschub der Gesamtmasse des Ostalpins noch unter dem mittelostalpinen Silvrettakristallin eingewickelt (A. TOLLMANN 1970 b, S. 340).

Als Herkunftsgebiet der noch unter die Phyllitgneiszone eintauchenden Schollen des Kristakopfes, der Mittagspitze und der Madrisazone, die mit einem Span noch bis in das Gargellenfenster reicht, kämen nach ihrer Lagerung nicht der Hinterrand der Lechtaldecke im Rhätikon in Frage, sondern nach ihrer Überföhrung durch die Phyllitgneismasse wäre nur an eine Abkunft von der Stirnzone der Lechtaldecke zu denken, und zwar dort, wo diese nach Enden der Allgäudecke den Vorderrand der Kalkalpen bildet. Die abgesplitterte Stirnpartie wäre dann als Reibungsteppich

auf der Überschiebungsbahn liegen geblieben. So erklärt sich auch gut, daß zwar die Liaskieselkalkfazies dieser Scholle nicht zum Rhätikon, also dem Südrand der Lechtaldecke paßt, wohl aber zu ihrem Stirnabschnitt, der gerade diese Kieselkalkfazies im Lias aufweist, mit dunklen Kiesel-Spongilitagen und Schnüren, mit einem Kieselreichtum, der mehrmals völlig dem Radiolarit ähnliche Gesteine hervorbringt. D. RICHTER (1956, S. 350) beschreibt diese Entwicklung vom Westrand der Wandfluh-Stirnschuppe der Lechtaldecke im Bereich des Glattmar und der Wangspitze.

Mit dem weiten Zurückreichen der kalkalpinen Spur in den Zentralalpen in Form der Madrisa-Schollengrenze wird ein weiterer Beweis für die Herkunft der Kalkalpen aus dem Süden geliefert, der im Gegensatz zu jeder autochthonen Vorstellung steht.

C) *Tirolikum (Inntaldecke)*

a) Der Ostteil der Inntaldecke östlich des Fernpasses

Die Inntaldecke liegt als große, langgestreckte, rund 100 km lange und 10–20 km breite, allseits tektonisch begrenzte Deckscholle dem Südteil der Lechtaldecke auf. Im Westen sind im Flexenpaßgebiet und im Osten im Raum S des Achensees erosiv davon abgetrennt einige kleinere Klippen erhalten geblieben, so daß sich die noch erfaßbare einstige Länge auf 140 km beläuft. Die Inntaldecke hebt im Westen in der Ruitelspitze und im Osten im Hohnißeß des Karwendel vorbildlich als eine in der Jungschichtenzone der Lechtaler Hauptmulde—Karwendelhauptmulde allseits frei eingelagerte Decke aus. Die prächtige Karwendel-Überschiebung am Ostende der Inntaldecke war ja als eine der markantesten kalkalpinen Überschiebungen bereits ganz früh, und zwar 1901 von O. AMPFERER, erfaßt worden (1902, S. 276). Die Nordgrenze der Inntaldecke ist heute in allen Abschnitten im einzelnen bekannt und als ununterbrochen durchlaufende Trennungsfläche gegen die Lechtaldecke kartiert worden. Im Süden ist die basale Überschiebung über einer Reihe von Schuppen der Lechtaldecke von Osten her bis Innsbruck verfolgbar, dann verschwindet sie gegen Westen bis südöstlich von Imst unter dem breiten pleistozänen Talboden des Inntales und setzt sich erst wieder mit einem langumstrittenen Verlauf auf der Linie Arzl—S Imsterberg südlich des Inntales fort, quert bei Starkenbach und läuft über den Silberjochsattel gegen Westen. Eigene Beobachtungen im Sommer 1969 haben gezeigt, daß auch die so sehr umstrittene Westgrenze der Inntaldecke östlich des Parseiertales im Raum der Memmingerhütte als distinkte Überschiebungsfläche durchverfolgbar ist, nur an zwei Stellen (Alblitz, S Seescharte) kurzfristig durch Brüche überlagert und ersetzt.

Historisch gesehen war ja die Abgrenzung im Norden gegen das Wettersteingebirge im Puitental und am Westrand am längsten umstritten. Hier hatten auch seit E. KRAUS (1949, S. 93) die Erklärungen angesetzt, die auf eine Negierung der Existenz der Inntaldecke abzielten. Der West-

rand der Decke entspricht heute wiederum im wesentlichen jenem, der in der ursprünglichen Auffassung von O. AMPFERER (1911, S. 668; 1912, S. 203) zum Ausdruck kam und liegt weder im Kaisertal (O. AMPFERER 1932, S. 98—99; 1944, Abb. 8), noch läuft er im Sinne von E. SPENGLER (1951 a, S. 189 f., Abb. 2) in die Überschiebungsfläche der Braunarlschuppe der Lechtaldecke hinein, wodurch ja nach dieser Auffassung noch der gesamte Rhätikon zur Inntaldecke gehört hätte. Die Annahme einer noch über der Inntaldecke liegenden Krabachjochdecke im Sinne von O. AMPFERER (1914, S. 322) ist heute überflüssig geworden, die hierzu gestellten Schollen lassen sich als Bestandteil der Inntaldecke deuten, lokal durch eine ausgewalzte Stirnschuppe (mit Faltenanlage) unterlagert.

Die Hauptstruktur im Nordteil des Ostabschnittes der Inntaldecke bildet eine bedeutende interne Schuppungsfläche, die im Osten (Karwendel) flach liegt und gegen Westen (W der Isar) steiler bis saiger, ja bis auf steil überkippt dreht. Im Osten ist diese tiefe Spaltung der Inntaldecke im Stirnbereich vom Karwendelgebirge schon seit langem bekannt. Man hat die durch die Erosion im östlichen Karwendel SW des Achensees in ein Schollenmosaik aufgelösten Teileinheiten als Untere und Obere Einheit der Inntaldecke bezeichnet (W. HEISSEL 1950, tekt. Kt.). Die Abgrenzung dieser Einheiten hat im Raum südlich des Achensees durch E. KRAUTER (1967, Taf. 1) eine gewisse Modifizierung erfahren. Verfolgt man die „Untere Einheit“ aus der Schollenregion südlich des Achensees über den zusammenhängenden Zug der nördlichen Karwendelkette gegen Westen weiter, so findet man auf Grund der neuen Aufnahmen der Münchner Geologen über das Verbindungsstück, das knapp N der Scharnitzer Klause die Isar quert, die Fortsetzung im Nordteil der Arnspitzgruppe und im sogenannten „Vorbergzug“ mit Gehrenspitze—Roßberg—Predigtstuhl—Hochwannenkopfzug südlich der Puitentalzone. Die Stellung dieses sich gegen Westen mehr und mehr verschmälernden Zuges läßt klar den Typus einer Stirnschuppe der Inntaldecke erkennen, die durch ein sekundäres Nachschieben des Hauptkörpers nach dem Einschub der Gesamtmasse abgerissen ist und so eine gewisse Selbständigkeit erlangt hat. Um die Zusammengehörigkeit des Gesamtzuges vom Ostrand des Ehrwalderbeckens bis in die Achenseeregion und zugleich die Stellung und Entstehung dieser Einheit zum Ausdruck zu bringen, möchte ich diese Schuppe als „Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke“ bezeichnen. Sie zeigt in ihrem Ostabschnitt eine schöne Stirneinrollung (O. AMPFERER 1928, Taf. 5, Prof. 2; E. SPENGLER 1953, S. 45).

In dem durch die Erosion in ein Schollenwerk aufgelösten östlichen Abschnitt der Inntaldecke S des Achensees liegt am Stanserjoch die Typusregion für den Begriff der Reliefüberschiebung, den O. AMPFERER (1925, S. 35) geprägt hatte. 1928 (S. 241 ff.) wird diese Form der Überschiebung im Karwendelgebirge von AMPFERER weithin verfolgt, dabei wird ihr allerdings eine viel zu große Bedeutung beigemessen (Kritik bei

M. RICHTER 1930, S. 40; 1937, S. 11, 102; E. SPENGLER 1951, S. 344 f.; 1953, S. 42), so daß AMPFERER selbst deren Bedeutung später hier stark reduziert hat (1942, S. 7 etc.). Jüngst hat nochmals E. KRAUTER (1968, S. 23) diese Frage untersucht, mit dem Ergebnis, daß im Stanserjochgebiet Reliefunterschiede zur Zeit der Überschiebung bis zu etwa 280 m anzunehmen wären, während ja O. AMPFERER (1928, S. 250) im östlichen Karwendel mit einer Reliefspannung von mindestens 2000 m gerechnet hatte. Die Frage nach dem Ausmaß von Reliefüberschiebungen scheint mir nach den negativen Erfahrungen in Bezug auf die Angaben von O. AMPFERER aus den übrigen Abschnitten der Kalkalpen noch immer nicht endgültig geklärt. Eigene Beobachtungen an der Typlokalität zeigen ein Mitwirken jüngerer Bruchtektonik am Zustandekommen des „Reliefs“.

Da betreffs Gliederung und Abgrenzung von Karwendel-Stirnschuppe und nachgeschobenem Hauptkörper der Inntaldecke in dem in Schollen aufgelösten Raum des östlichen Karwendel sowie über die Bedeutung, das Ausmaß und Alter der Schuppung der unterlagernden Lechtaldecke an der Rappenspitzen-Überschiebung divergente Meinungen herrschen, ist eine Analyse der Frage geboten. Sie bringt neue Gesichtspunkte zur Genese dieses komplizierten, aber gut aufgeschlossenen Abschnittes, die gegenüber der älteren, drei Teilschübe beanspruchenden Bauformel die Bewegungen auf zwei nötige Phasen beschränkt. Folgende Fakten sind für die weiteren Überlegungen grundlegend: Vor dem heute noch vom Johannestal-Hintergrund zusammenhängend gegen ESE weiterziehenden Hauptkörper der Inntaldecke ist die Stirnschuppe („Untere Einheit der Inntaldecke“) hier am Südrand des Deckschollenlandes bereits vollkommen abgequetscht, sie tritt an der Grenze Inntaldecke—Lechtaldecke (z. B. am Vomperjoch oder unter der Halbklippe Teufelkopf—Gumpenspitze) nicht mehr in Erscheinung. Nahe nördlich davon tauchen unter der Inntaldecken-Hauptschuppe („Obere Einheit“) bereits erste Reste der nur auf die unteren Glieder (Reichenhaller Schichten) beschränkten, unter der oberen Masse offenbar im Hinterteil abgequetschten Karwendel-Stirnschuppe auf (z. B. Reichenhaller Schichten unter dem Buntsandstein des Mahnkopfes W des Lallidertales). In der Hauptzone der Deckschollen besteht nun die Karwendel-Stirnschuppe weiterhin nur aus tieftriadischen Gliedern, besonders Reichenhaller Schichten. Diese Zone ist enorm zertrümmert, ist praktisch zu einer „tektonischen Moräne“ verwandelt, ein Phänomen, das O. AMPFERER hier auf die Reliefüberschiebung zurückgeführt hat, das wir aber stets aus Zonen von ausgehenden Hinterrändern tektonisch abgequetschter und verschleppter Einheiten kennen. Erst in jener nördlicheren Zone, wo auch in der Westfortsetzung an der Oberfläche die Wettersteinkalkmassen die Karwendel-Stirnschuppe im Gebiet der Ht. Karwendelkette charakterisieren, ist auch hier in der Nordkulisse (Schaufelspitze, Bettlerkarspitze, Falzthurnerjoch und Ebnerjoch jenseits der Achenseefurche) der Deckschollenzug vorwiegend aus der höheren Mitteltrias mit mächtigem Wettersteinkalk aufgebaut. E. KRAUTER (1968,

S. 57) hat überzeugend darlegen können, daß in diesem Nordstreifen auf Grund von unzutreffender Kartierung der Buntsandsteinvorkommen zu Unrecht in die einheitliche Serie der Inntaldeckenmasse (W. HEISSEL, 1950, S. 29—30 u. tekt. Skizze) eine deckentektonische Zweigliederung verlegt worden war. Dieser Auffassung von E. KRAUTER ist nach seiner neuen Karte (Taf. 1) und auf Grund der Fortsetzung der Verhältnisse von Westen her zuzustimmen. Der Nordstreifen der Schollenreihe besteht nur mehr aus der einheitlich aufgebauten, wenn auch in den tieftriadischen Gliedern stark verfalteten und verschuppten Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke.

Damit aber bleibt nun ein zweiter Problemkreis auch bei E. KRAUTER (S. 58) noch nicht beantwortet. Auf den tieftriadischen Gliedern des Mittelstreifens der Karwendel-Stirnschuppen-Schollenreihe lagert bis weit nach Norden eine Reihe von Deckschollen aus Raibler Schichten, im Süden auch aus Hauptdolomit, die eindeutig aus dem Raibler-Hauptdolomit-Verband der Südseite der Stanserjoch-Antiklinale der Lechtaldecke entlang der Rappenspitz-Schuppung abzuleiten sind. Eine andere Herkunftsmöglichkeit besteht in näherer Umgebung nicht. Die Schollen liegen bis zu 6 km weit (Bärenbaderalm, Zwölferkopf) von der Rappenspitzschuppen-Ausstrichfläche entfernt. Sie liegen außerdem nicht nur auf Lechtaldecke selbst (Lunstkogel, Rizuel), sondern auch teilweise bis vollkommen auf der Karwendelstirnschuppe der Inntaldecke (Rappenspitze etc., Dristköpfl, Schollen östlich des Dristenautales S Pertisau/Achensee). Wollte man sie durch einen aktiven Schub aus der Rappenspitz-Schuppe herbeiholen, wie E. KRAUTER (S. 58) für einen Teil der Schollen mit Sicherheit, für einen anderen Teil mit Vorbehalt angenommen hat, so müßte dieser Schub einer weiteren, starken Bewegungsphase des Bajuvarikums nach Überschiebung der Inntaldecke entsprechen. Abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit einer solchen späten großen Überschiebung, die nach Aufschiebung der großen Decken diese zerschneidend wiederum betroffen haben sollte (kein Beispiel aus den Kalkalpen bekannt), widerspricht dieser Ansicht das Auslaufen der Rappenspitzschuppung gegen Westen schon vor Erreichen des Engtales, was eine 6 km große Förderweite an dieser Linie nicht zuläßt. Ein Gleittransport der (heute) zum Teil wesentlich höher liegenden Schollen über ein derartiges Relief steht ebenfalls außerhalb der Wahrscheinlichkeit. Hingegen haben wir einen ganz konkreten Hinweis über die Transportart: An der Überschiebungsfläche zwischen Karwendel-Stirnschuppe und Hauptschuppe der Inntaldecke treffen wir vielfach Schürflinge des Lechtaldecken-Untergrundes verschiedener Art, die passiv beim Vorschub des Hauptkörpers mitgeschleppt worden sind (s. Taf. 2). Auch hier sind demnach diese Schollen am besten als Schürflinge der Lechtaldecke zu deuten, die unter der Last des heute hier schon abgetragenen Frontalteiles des Inntaldecken-Hauptkörpers mitgeschleppt worden sind. Sie erscheinen auch bezeichnenderweise nur in dem Abschnitt der Karwendel-Stirnschuppe, der weitgehend unter der höheren Einheit abgequetscht

und auf die tiefere Trias reduziert ist, während der ganz im Norden liegende, analog den Verhältnissen im Westen offenbar nicht mehr vom Hauptkörper überwältigte Wettersteinkalkstreifen keine solchen Schürflinge mehr trägt.

Der gesamte Vorgang der Entstehung dieses Schollenteppichs kann demnach von drei getrennten Hauptbewegungsstößen (O. AMPFERER 1942, S. 32, 38, 91 — darunter zwei getrennte Reliefüberschiebungen: 1944, S. 27; andersartig aber dreiphasig bei W. HEISSEL 1950, S. 31—32 und bei E. SPENGLER 1953, S. 43) auf zwei Phasen reduziert werden, die aber anders als bei V. SCHENK (1967, S. 470) und E. KRAUTER (1968, S. 58) gedeutet werden: Dem Einschub der Gesamtmasse der Inntaldecke folgt nur noch der Nachschub des Hauptkörpers unter Stirnschuppenbildung bei gleichzeitigem Mitschleppen von Schürflingen aus dem Lechtaldecken-Untergrund an dieser sekundären Bewegungsbahn. Es ist das Bild, das bei Beachtung des Typus „Stirnschuppe“ in den Kalkalpen sehr allgemein angetroffen worden ist (A. TOLLMANN 1967, N. Jb. Geol. Mh., S. 705 ff.).

Der Hauptkörper der Inntaldecke zeigt im Ostabschnitt eine übersichtliche Gliederung in drei Antiklinalen und Mulden. Von Norden nach Süden folgen aufeinander: Ödkar-Antiklinale, Überschall-Mulde, Bettelwurf-Antiklinale (im Westen am Hochgleirsch zur Halbantiklinale durchgeschert), Gleirschtalmulde, Solstein-Antiklinale und Zirler-Mäher-Mulde. Dazu treten zwei steile Längsaufschuppungen (Hochnißl—Roßloch—Hinterautal, Hochgleirsch). Die Falten werden vom SE-Rand der Inntaldecke schräg abgeschnitten.

Interesse beanspruchen wiederum die Südrandverhältnisse, die östlich von Innsbruck streckenweise erschlossen sind. Hier treten unter der Inntaldecke noch eine Reihe von (wohl südvergent bewegten) Schuppen der Lechtaldecke auf. Die Zuordnung zur Lechtaldecke ist durch die noch vorhandene Verbindung zwischen Vomperberg und Vomperjoch unter der Überschiebungsfläche der Inntaldecke gesichert. Die beiden Hauptschuppen, Thaurer Schuppe (tiefere) und Zunderkopf-Schuppe (höhere) sind bereits von O. AMPFERER (1899, S. 346—350) erfaßt worden. Hinzu kommt die lokal bewegte Jungschichtenzone über dem Ostteil der Zunderkopf-Schuppe. E. SPENGLER (1953, S. 44) hat in Erwägung gezogen, auf Grund des Auftretens von Partnachschichten in der Thaurer Schuppe und am Südrand der Inntaldecke, getrennt durch die Zunderkopf-Schuppe, deren Fortsetzung im Nordosten Wettersteinkalk zeigt, die Thaurer Schuppe eventuell als eingewickelten Streifen von Inntaldecke zu betrachten. Dafür liegt aber bei Überschau über die Gesamtfaziesverhältnisse im Ladin keine Ursache vor. Es liegt hingegen in dieser Stufe im kalkalpinen Querschnitt dieses Meridianstreifens ein mehrfacher Wechsel von Riff- und Lagunenfazies (Wettersteinkalk) und Beckenfazies (Partnachschichten) vor. Auf die vorwiegend aus Wettersteinkalk bestehende Zone am Kalkalpennordrand folgt die Partnach-Region in der mittleren Längszone N

vom Wettersteingebirge (vgl. W. ZACHER 1962, S. 86, Abb. 1 und P. SCHMIDT-THOMÉ 1964, S. 253 f.), dann eine Wettersteinkalkzone innerhalb der Lechtaldecke, in der Wettersteingebirge und Stanserjochaufwölbung sichtbar werden, hierauf ein zweiter Beckentrog mit Partnachschichten in der Thaurer Schuppe und in der Hoheneggfazies (H. PIRKL, 1961, S. 23) E vom Inn am Südrand der Lechtaldecke. Die Inntaldecke setzt hier wiederum mit dem Riffkalkstreifen der Ht. Karwendelkette (P. ENDERS 1967, Taf. 3 bei S. 17) an das Becken an und führt über einen inneren Lagunenstreifen zu einem zweiten Riffkörper im Süden (M. SARNTHEIN 1965; 1966) an dem noch im Bereich des Inntaldecken-Südrandes hier (O. AMPFERER 1899, S. 312 u. geol. Kt. Zirl—Innsbruck; E. SPENGLER 1953, S. 44) und auch weiter im Westen (z. B. Imst) wiederum ein dritter Partnachschichtentrog gerade noch angesetzt hat. Der Partnachschichtenbegriff ist allerdings im Bereich des Ostabschnittes des Inntaldecken-Südrandes revisionsbedürftig, da dort nur die dunklen Kalke im Liegenden der helleren Wettersteinkalke hierher gestellt werden.

Man muß also auf jeden Fall mit einem mehrfachen Hintereinander von Becken- und Riffzonen im Ladin rechnen. Dabei zeigt das Beispiel der Inntaldecke gerade mit ihrem Ostabschnitt im Karwendel (nicht mehr im Mieminger Gebirge) eine deutliche Faziesgebundenheit der Tektonik, da gerade der Riff-Lagunenkörper, der von Becken im Norden und Süden begrenzt war, später zur tektonisch selbständigen Einheit geworden ist. Bereits P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 254) hat auf eine derartige zu erwartende Faziestektonik im allgemeinen hingewiesen, E. SPENGLER (1953, S. 45) an Hand dieses speziellen Beispiels Faziestektonik vermutet und M. SARNTHEIN (1968, S. A 53) dies ausgesprochen. Im Bereich Wettersteingebirge—Mieminger Gebirge ist die Trennung der Fazies der beiden Decken durch die offenbar in der Tiefe verdeckte Fortsetzung der Partnachschichtenzone nicht sichtbar.

Jenseits der Seefelder Senke, der auch eine geologische Quereinmuldung folgt (O. AMPFERER 1905, S. 451), wird die Inntaldecke durch die Mieminger Kette, die Karwendel-Stirnschuppe durch den sogenannten „Vorbergzug“ südlich der Puitentalmulde fortgesetzt. Die Struktur dieser Region ist in neuerer Zeit besonders durch die Untersuchungen von H. J. SCHNEIDER (1953) in der Arnspitzgruppe, von H. BÖGEL (1960) in den östlichen Mieminger Bergen und durch P. ENDERS (1967) und H. MILLER (1962) geklärt worden. Der Vorbergzug zwischen Gehrenspitze im Osten und dem Issentalköpfel im Westen hat im wesentlichen die Struktur eines Nordflügels einer Antiklinale, d. h. er zeigt eine Art Stirnbildung mit Muschelkalk bis Raibler Schichten, aufgeschoben auf die Puitental-Jungschichtenzone. Die Ostfortsetzung dieses Abschnittes der Karwendel-Stirnschuppe im Arnspitz-Nordteil hingegen weist eine gegen Süden einfallende Schichtserie auf. Der Vorbergzug ist durch eine Unzahl von

SW-NE-ziehenden Loischstörungen durchsetzt, die die Ostscholle jeweils um Beträge von durchschnittlich über 200 m gegen Nordosten vorversetzen (P. ENDERS 1967, S. 44).

Die Südgrenze der Karwendel-Stirnschuppe in der Vorbergzone ist eine offenbar sekundär auf steil Nordfallen zurückgekippte Überschiebung. Ihre Wirksamkeit hier und in der Fortsetzung im Osten, auch jenseits der Isar (s. Taf. 2) wird ebenso wie die der Frontalüberschiebung durch eine Reihe von Schürflingen aus Kössener Schichten, verschiedenen jurassischen Gliedern oder Aptychenschichten belegt.

Der Hauptkörper der Inntaldecke wird in der *Mieminger Kette* durch eine zentrale, dem Kamm folgende, gegen Westen axial ansteigende Aufwölbung, die Mieminger Antiklinale markiert, der im Osten die Gleierschkamm-Antiklinale entspricht. Im Norden wird dieses aus Wettersteinkalk mit stellenweise an Schrägstörung aufbrechendem Muschelkalk gebildete Rückgrat im östlichen Abschnitt von der Gaistal-Hinterautal-Mulde begleitet, im Süden zieht die sogenannte Gleierschtal-Mulde dahin, die in der weiten Hauptdolomitregion von Seefeld nur in der Lagerung des Dolomites erfaßt werden kann. Der Ostteil der Mieminger Gruppe wird zusätzlich von fünf großen NW—SE verlaufenden Schrägstörungen durchzogen, die als rechtssinnige Blattverschiebungen angelegt sind. Die beiden westlichen Störungen dieser Serie gehen in steile, nordvergente Aufschuppungen über (Niedere Munde-Störung und Breitenkopf-Störung P. ENDERS 1967, S. 39).

Eine außerordentlich breite Verschuppung, Aufschiebung und Zerstückelung hat der Westteil der Mieminger Gruppe erfahren, wo sich der Mieminger Sattel in drei Teilsättel aufgliedert (H. MILLER 1962, S. 74). Unter Fortdauer der starken Einengung entstanden dort drei steile Längsaufschuppungen, teils nordvergent (Grießspitz-Schuppung im S), teil südvergent (Tajakopf) wirksam gewesen.

b) Der Westteil der Inntaldecke westlich des Fernpasses und die Deckschollen im Flexenpaßgebiet

Die Front der gegen Westen nun wieder einheitlichen Inntaldecke setzt NW Nassereith über das Gurgltal und zieht N der *Heiterwand* entlang gegen Westen weiter. Letztere bildet eine normal lagernde, einfach gebaute Schichtplatte vom vererzten Muschelkalk aufwärts bis zum mächtigen Wettersteinkalk, dem im Süden die Obertrias anlagert. Die Schichtplatte ist im Norden relativ steil der Gramaischer Jungschichtenzone der Lechtaldecke aufgeschoben (vgl. Prof.-Taf. bei S. 80 in O. AMPFERER 1932 a), die meist keine einfache Mulde wie bei St. Veit darstellt (E. CLAR 1927, S. 337), sondern im allgemeinen eine zentrale Sattelzone erkennen läßt (J. KROLL 1965, S. 39). An der Hauptüberschiebung aber stellt sich auf weiten Strecken noch ein stark zertrümmerter Hauptdolomitspan ein,

der von O. AMPFERER (1932 a, S. 80) als Vertretung des Südflügels der Mulde der Lechtaldecke betrachtet worden ist, was durch die Entdeckung von reduzierten Kössener Schichten im Liegenden durch J. KROLL (1965, S. 42) bestätigt wird. Es ist daher gegenüber der Deutung von M. RICHTER (1955, S. 78), daß es sich bei diesem Hauptdolomit um ein Stück des Nordflügels der Ruitelspitz-Schuppe — also der Inntaldecke im alten Sinn — handle, der Formulierung von E. CLAR (1929, S. 337), daß ein Schubkeil an der Basis der Inntaldecke mitgeschleppt worden sei, der Vorzug zu geben. Auch noch innerhalb der einzelnen Schichtglieder der Inntaldeckenstirn des Heiterwandgebietes bis hinauf zum Wettersteinkalk sind nach J. KROLL (S. 42) weitere starke parallele steile Längsaufschuppungen zu verspüren. Die dicht stehenden jüngeren Schrägblätter sind in dieser Gruppe sämtlich NW—SE orientiert.

Gegen Süden schließt jenseits der Mulde der Muttekopfgosau, die in einer bereits prägosauisch angelegten Hohlform (H. WOPFNER 1954, S. 74) zur Ablagerung gelangt und später noch kräftig eingefaltet worden ist, die Larsennscholle an, die in westlicher Fortsetzung des Tschirgant-Gewölbes jenseits von Imst liegt. Die Stellung der Larsennscholle ist trotz aller bisherigen Untersuchungen noch immer schwer zu beurteilen. O. AMPFERER (1914, S. 320 ff.) hatte sie ja als einen fernüberschobenen Bestandteil seiner „Krabachjochdecke“ gedeutet, C. W. KOCKEL (1954, S. 520 ff.) hingegen als autochthone Klippe aufgefaßt, da erstens auch schon nach der Darstellung von O. AMPFERER (Kt. 1932) Raibler Schichten streckenweise an den Rändern zwischen Wettersteinkalk der Scholle und dem Hauptdolomit der Unterlage zu vermitteln schienen und sie zweitens in der Westfortsetzung der Tschirgant-Antiklinale liegt. Die detaillierte Neukartierung von L. RENATUS (1968, S. 2) im Maßstab 1 : 10.000 hat aber gezeigt, daß beträchtliche Kartierungsfehler und Gesteinsverwechslungen dieser Deutung zu Grunde lagen, so daß nach der Neuaufnahme die Basis der Scholle allenthalben aus Muschelkalk gebildet wird, kein unmittelbarer Zusammenhang mit der Tschirgant-Struktur feststellbar ist und daher aus der Kartierung kein Beweis für relative Autochthonie erbracht werden kann. Trotzdem spricht auch meiner Meinung nach die besser zum Untergrund passende Faziesentwicklung (Wettersteindolomit und Wettersteinkalk) eher für eine unmittelbare Einwurzelung als für eine Herkunft vom Südrand, wo bereits wiederum Partnachfazies einsetzt.

Am Tschirgant-Gewölbe E Imst hat W. GROTENTHALER (1968, S. 3) nach Neukartierung festgestellt, daß hier keine einfache Sattelstruktur der Inntaldecke im Sinne von O. AMPFERER (1930, S. 441) vorliegt, sondern daß an der bedeutenden Tschirgant-Längsstörung der Satteln Kern steil gegen Süden aufgeschoben ist, so daß Muschelkalk auf Karn zu liegen kommt. Eine Zugehörigkeit des Tschirgant zu einer Krabachjochdecke, wie M. RICHTER (1930, S. 53) vermutet hat, ist durch alte und neue Kartierungen widerlegt.

Nach weiter pleistozäner Verschüttung im Inntal erscheint S von Imst, durch einen tektonisch begrenzten Jungschichtenzug aus Jura bei Arzl und S Imsterau markiert, die Unterlage der Inntaldecke in der Südrandschuppenzone der Kalkalpen. Obgleich das Gelände zum Teil schlecht erschlossen ist, ergibt sich der Verlauf der Grenze zur Lechtaldecke, die ab hier die südlichste Zone bis zum Alpenen Verrucano über dem Landecker Phyllit einnimmt, aus der Verfolgung der Linie vom Westen her. Der Grenzverlauf ist im einzelnen auf Grund der Revision der jüngsten Kartendarstellung dieses Streifens S vom Inn von O. SCHMIDEGG (1959) vom Verfasser (1970 c) dargelegt worden. Die Grenze kann nicht im Sinne von W. HEISSEL (1958, Taf. 1) gezogen werden, der sie, vom Westen an den Inn herankommend, S Schönwies schräg durch die kalkalpinen Gesteinszüge zum Kristallin durchzog. Die von O. AMPFERER (1932) hier verzeichnete schräge Blattverschiebung ist nach O. SCHMIDEGG (1959, S. 373) nicht vorhanden. Hingegen ist der stark verfaltete Altriasstreifen S vom Inn, der offenbar die Basis der Inntaldecke bildet, mit dem Rhät und Jura der südlich anschließenden Jungschichtenzone nicht verbunden. Letztere bilden keinen Faltenkern, sondern grenzen als jüngstes, oberstes Glied der Lechtaldecke an steilem tektonischem Kontakt gegen diese Altschichtenzone. Die Verfolgung der Grenze gegen Osten in dem von Quartär stark verschütteten Abschnitt S Karres gestaltet sich schwierig.

Noch mehr umstritten aber war seit alters der Westrand der zusammenhängenden Inntaldecke, die auf Grund eigener Eindrücke im Sinne von O. AMPFERER (1911, S. 668, Taf. 34) E vom Parseiertal gegen Westen endet. Auf die historische Entwicklung der Vorstellungen wurde bereits zu Beginn des Kapitels hingewiesen. In jüngster Zeit war schließlich die schwierige Frage der Abgrenzung dadurch scheinbar gelöst worden, daß man die Existenz einer Inntaldecke in Abrede gestellt hat: R. SCHÖNENBERG (1955, S. 74, Abb. 17; 1959, S. 15) hatte den Zusammenhang von Inntal- und Lechtaldecke durch das Abtauchen des Ruitelspitz-Hauptdolomites, also der nordwestlichen Halbklippe des Inntaldeckenkörpers im Bereich des Madautales gegen W beschrieben und außerdem einen Zusammenhang der beiden Decken im Raum der Memmingerhütte (1955, S. 67 ff.; 1959, S. 8) postuliert. Es wurde schon bei Besprechung des Südteiles der Lechtaldecke im Bereich des Madautales darauf aufmerksam gemacht, daß eine neuerliche Überprüfung der Frage (A. TOLLMANN 1970 c, S. 118–120; 1971) das Ausheben des Ruitelspitz-Hauptdolomites bei der Grieslalm erkennen hat lassen, und die allgemein nordvergente Verformung des Untergrundes dieser Halbklippe deren Deckschollennatur gezeigt hat, so daß die Grundlage der Hypothese einer gebundenen Tektonik entfällt (vgl. S. 127). Analog dazu aber war bei der Neubegleichung auch im Raum um die Memmingerhütte und im Alblitz, der zuletzt von M. SARNTHEIN (1962, Taf. 11) gründlich neukartiert worden war, kein Zusammenhang zwischen Inntaldecke und Lechtal-

decke anzutreffen. Die Überschiebungsgrenze zieht von der Ruitelspitz-Halbkuppen-Südseite kommend über die Torspitze gegen Südosten, wird im Gebiet W der Alblitalm streckenweise im Hauptdolomit durch einen Bruch zwischen Kote 2218 und 2231 gebildet, an dem ein Juraspan der Lechtaldecke eingeschleppt ist, und verläuft über die Oberlahmsspitze wiederum flach lagernd gegen Süden weiter. Dem engen Falten- und Schuppenland im Westrandgebiet der Inntaldecke im Alblit steht ein anderer, großzügigerer Faltenbau im angrenzenden Teil der Lechtaldecke gegenüber, dessen Elemente gegen Osten eintauchen. Im Raum der Memingerhütte liegt die Deckengrenze nicht im Inneren des engen, vielfältigen Hauptdolomit-Rhät-Lias-Faltensystems, wie E. SPENGLER (1957, S. 208) angenommen hatte, sondern westlich davon an der Basis des Hauptdolomites, der bei der Hütte durchstreicht. Es besteht auch im Alplig 500 m SW der Hütte kein Zusammenhang zwischen den beiden Decken, wie M. SARNTHEIN (1962, S. 153) wähnte, sondern der dort von den Kössener Schichten umgebene Hauptdolomit liegt eindeutig mit innerer Muldenstruktur auf den noch der Lechtaldecke angehörigen Kössener Schichten leicht diskordant überschoben auf und bildet keinen Satteltkern. Ein zweites Mal überlagert diese Deckengrenze eine Bruchstörung, die im Abschnitt SW des Seeschartenkopfes die Deckengrenze zu übernehmen scheint. Dort stoßen zwei verschieden alte Typen von Hauptdolomit an einer mylonitisierten steilen Harnischfläche aneinander (dunkler, feinlaminiertes Unterer Hauptdolomit im SW und hellerer, dickbankiger, höherer im NE). Die Fortsetzung der Deckengrenze gegen SE und E verläuft dann im oberen Lochbachtal im Liegenden der Hauptdolomit-Raiblerschichten-Masse über der hier hereinstreichenden Jungschichtenzone in Fortsetzung der Almajummulde der Lechtaldecke. Die Mulde der Oberlochalm, die von der Medriol zur Kleinbergalm zieht, ist kein Fenster („Medriol-Fenster“ M. RICHTER 1930, S. 33), sondern eine Synklinale der Inntaldecke (M. SARNTHEIN 1962, S. 165, Taf. 9). Die Einzelheiten dieses Deckengrenzabschnittes im Raum NE der Parseierspitzen sind, wie erwähnt, vom Verfasser (1970 c, 1971) getrennt zur Darstellung gelangt.

Zehn km weiter gegen Westen setzt sich über dem Faltenwurf der Lechtaldecke, dort wo sich dieser wieder zu der einheitlichen großen, schüsselförmigen Lechtaler-Hauptmulde mit mächtigem Cenomanschiefer im Kern vereint, abermals die Inntaldecke mit mehreren noch von der Erosion verschont gebliebenen Deckschollen auf: Fallesin, Krabachjoch- und Hasenfluh-Deckscholle sind eindrucksvolle, flach in Muldenkernen eingelagerte, große, aber dennoch gut überblickbare Klippen der Inntaldecke. Durch die Ausbildung einer schuppenartigen, ganz verschleiften dünnen Platte, vorwiegend aus Hauptdolomit, die isoliert unter der Hauptmasse der mit Tieftrias einsetzenden Karabachjoch-Deckscholle und ähnlich bei der Fallesin vorhanden ist, hatte O. AMPFERER (1914, S. 322) in diesen Elementen die Vertretung zweier Decken vermutet, der Inntaldecke und der Krabachjochdecke als höchstes Element. Die dünne

basale Hauptdolomitsohle der Deckscholle kann aber besser als lokale Basisschuppe der Inntaldecke gedeutet werden. In neuerer Zeit sind diese drei Deckschollen, der Idee von der Nichtexistenz eines Deckenbaues in den westlichen Kalkalpen gehorchend, durch die Schüler von C. W. KOCKEL zu multivergenten Pilzfalten umgedeutet worden. E. KRAUS (1949, S. 46) hat ja zunächst mit interessanten Argumenten die Umdeutung der westlich davon gelegenen Roggalspitze diskutiert. Dann aber haben W. STENGEL-RUTKOWSKI (1958) die Hasenfluh, K. E. KOCH (1959; 1966) die Krabachjochscholle und R. HUCKRIEDE (in V. JACOBSHAGEN & R. HUCKRIEDE 1958) die Fallesin-Deckscholle als relativ autochthon erklärt. Die fast gleichzeitige Umdeutung auch dieser drei großen flachschwebenden Deckschollen steht in klarem Zusammenhang mit der knapp zuvor durch M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955) negierten Existenz einer Inntaldecke überhaupt, wodurch naturgemäß auch nicht isolierte Schollen einer solchen Decke existieren könnten. Mit dem erneuten Nachweis der Inntaldecke besteht aber gar kein Anlaß, an der Deckschollennatur dieser so mustergültig im Muldenkern der Lechtaler-Hauptmulde eingelagerten Klippen zu zweifeln. Auf den faziellen Unterschied zwischen der Mitteltrias der Krabachjoch-Deckscholle und des Untergrundes haben O. REITHOFER (1956, S. 215) und F. HIRSCH (1966, Fig. 4, S. 16; Fig. 7, S. 32, der die Schollen bei Abwicklung S der Lechtaldecke anreicht) hingewiesen.

Die Fallesin-Klippe besteht aus einer einfachen, schüsselförmig gebauten Hauptdolomitplatte mit ausgedünntem Karn und Resten von Ladin und Anis bis zu den unteranisischen Rauhwacken herab. Eine Basalschuppe aus Hauptdolomit (vgl. R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN 1958, Taf. 4, Prof. K) ist ähnlich wie bei der großen Krabachjoch-Deckscholle erkennbar. Letztere zeigt grundsätzlich gleichen Bau, nur daß die Mitteltrias und das Karn der höheren Scholle wesentlich mächtiger entfaltet sind und, besonders auf der NE-Seite, stärker intern geschuppt erscheinen. An der Basis der unterlagernden Hauptdolomitplatte sind durch K. E. KOCH (1966, S. 636 und Taf. 6) mehrfach Reste oder Spuren von Jura und Unterkreidegesteinen gefunden worden, so daß darin verkehrte Serien zu vermuten sind. Die Annahme, daß diese Basisschuppe aus einem abgerollten und überfahrenen Stirnteil der Inntaldecke hervorgegangen ist, liegt demnach nahe. Einen Mittelschenkel, der eine Verbindung zum Untergrund herstellen würde, kann diese Lamelle hingegen nicht darstellen, da sie ja die obere Schuppe allseits unterlagert und nirgends auch nur eine Andeutung eines Aufdringens aus dem Untergrund an einer Naht gegeben ist. Hier hat auf jeden Fall der Stil der Formung mitzubestimmen, wie schon E. SPENGLER (1957, S. 312) ausgeführt hat. Er zeigt bei einer derart extremen, dünnen und durchgehenden Auswalzung unbedingt eine bedeutende überschiebende Masse an. Mit Standtektonik kann solch eine Lamelle nicht erzeugt werden. Auch darauf haben bereits etliche Autoren hingewiesen (vgl. O. REITHOFER 1956, S. 217). Das hier gegebene Bild der Struktur dieser Deckschollen, deren Basalschuppen aus einem abgeroll-

ten Schenkel hervorgegangen zu sein scheint, wird noch durch den Innenaufbau der frei über den Kreideschiefern der Lechtaler Hauptmulde schwimmenden kleinen Klippe der Hasenfluh W vom Flexenpaß bestärkt. Dort hat W. STENGEL-RUTKOWSKI (1958) unterhalb des vom Karn bis zum Liasfleckenmergel reichenden normalen Schenkels einen verkehrten Schenkel angetroffen, der im Südosten über Obertrias bis in den Jura reicht. Daß aber die Hasenfluh als Ganzes kein multivergenter Pilzsattel, sondern eine von Süden her eingeschobene Klippe ist, hat schon P. ENGELS (1960, S. 344) durch die generelle Nordvergenz der von ihm untersuchten kleintektonischen Formen in Klippe und Unterlage im Detail nachweisen können.

Knapp westlich der Hasenfluh ragt im Roggalspitz- und Wildgrubenspitzkamm noch eine weitere Scholle hoch über die sie fast ringsum umgebende und im N darunter einfallende Kreide auf. Diese NW ziehende Hauptdolomit-Rhät-Juraserie war von O. AMPFERER ursprünglich als Aufragung der Lechtaldecke aufgefaßt und erst 1932, S. 107, zu einer Deckscholle umgedeutet worden. Von diesem Zug, der vom Triasrahmen der Lechtaldecke im Süden nur an einer unbedeutend erscheinenden Störung getrennt ist, nahm E. KRAUS (1949, S. 45—53) an, daß er aufgeschuppte Basis, nicht Deckscholle darstelle. Bei der Deutung muß auch berücksichtigt werden, daß durch die Tauchfaltenbildung südlich davon am Spullersalpkopf, die O. AMPFERER wiederholt abgebildet hat (1925, S. 381 f., Abb. 12; 1932 a, Taf. bei S. 107; 1934, S. 53, Abb. 12) und O. REITHOFER (1956, S. 218) als solche bestätigt hat, auf alle Fälle bis hierher nach Westen die Auswirkung einer einst noch über das Tauchfaltensystem hinwegbewegten Inntaldecke gereicht hat. Eine sichere Entscheidung über die Stellung der Roggalspitze aber erbrachte eine Neubegutachtung, die das antiklinale Auftauchen des Bergzuges im NW, W und S klar erkennen ließ, so daß hier keine Deckscholle vorliegt.

Die Stellung der Kalkalpen als Ganzes

Zum Abschluß erscheinen noch einige Anmerkungen zur Stellung der Kalkalpen als Ganzes angebracht. Nach genauer Erforschung der Innenstruktur, ihrer Grenzen und ihrer tektonischen Gliederung sind mehr und mehr Beobachtungen bekannt geworden, die uns auch Einblick in die Form der Kalkalpen als Ganzes gewähren, in ihren Tiefgang, ihre Gesamtstruktur, in die Art ihres Zuschnittes beim Transport und vor allem auch auf ihre tektonische Unterlage. Um die Stellung innerhalb des Gesamtrogens, die Herkunft und die soeben zuvor aufgeworfenen Fragen in nur einigermaßen angemessener Form zu besprechen, wäre eine eigene umfangreiche Studie nötig. In diesem Rahmen aber muß ich mich auf einige wenige Worte beschränken.

Zusammenfassend können die Kalkalpen als ein gegen Westen endender, gegen Osten aber in den Westkarpaten weiter verfolgbarer Sedimentstreifen in sogenannter „nordalpiner“ Fazies bezeichnet werden, der ausnahmslos vom einstigen Kristallinsockel abgeschert und ferntransportiert ortsfremd im Norden der Zentralalpen liegt, Reste der einstigen paläozoischen Unterlagerung nur im Süden in Form der Grauwackenzone mit sich führend. Die Abscherung der Sedimentplatte und ihr erster Transport erfolgte in der mittleren Kreide an einem regelmäßig gegen Norden ansteigenden, von unten her in dieser Richtung immer höher greifenden basalen Schrägzuschnitt. Erst später erfolgte die Deckenbildung, wodurch dieser primäre Schrägzuschnitt erhalten worden ist: Die nördlicheren, randlicheren Decken bis zur Cenoman-Randschuppe hin setzen jeweils mit jüngeren Schichtgliedern ein als die südlicheren. Das Übergreifen der Decken hat sehr verschiedenes Ausmaß. Zum Teil ist es sehr gering und die Grenzen verlaufen steil, zum Teil aber sind die Überschiebungsweiten beträchtlich und erreichen Beträge von Zehnerkilometern, wobei die tiefere Decke unter der höheren dann entweder bis auf ihre basaltriadischen Glieder tektonisch ausgedünnt werden kann oder aber auch in großer Mächtigkeit erhalten bleibt. Die Stammdecke bildet im Osten das Tirolikum, im Westen das Hochbajuvarikum. Diese Stammdecken lagern jeweils primär-sedimentär verbunden der Grauwackenzone auf, obgleich der Kontakt heute streckenweise gestört ist. Die darüber liegenden hochalpinen Decken des Ostens, das Juvavikum mit seinen Teilgliedern und die dem Tirolikum angehörige Inntaldecke im Westen sind freischwimmende überdimensionale Deckschollen, die von einem noch südlicheren Heimatgebiet, dessen wahrscheinlich der Grauwackenzone vergleichbare Unterlage wir aber nicht genau lokalisieren können, eingeschoben worden sind.

In den letzten Jahren haben sich die Hinweise und Beweise für den Fernschub der Kalkalpen als Ganzes, aber über die zentralalpinen tieferen tektonischen Stockwerke des Pennin, Unter- und Mittelostalpin hinweg, bedeutend vermehrt (A. TOLLMANN, 1970 b). Zunächst sind zur Frage der Allochthonie oder Autochthonie der Kalkalpen als Ganzes Beobachtungen über die heute vorhandene Unterlage der Kalkalpen von Interesse: Hier sind durch die Untersuchungen der Erdölgesellschaften in der Molassezone, im Helvetikum und im Flysch, also den Zonen, die den Kalkalpen vorge-lagert sind und die sie vielerorts sichtbar unterteufen, zahlreiche weitere Anhaltspunkte gefunden worden, daß alle diese Einheiten eine ganz wesentlich größere Breite vor ihrer Faltung und teilweise deckenförmigen Gestaltung besessen haben müssen. Aus diesem Grund ist eine weitere Zurücknahme der heute südlich davon liegenden Kalkalpen unerläßlich. Die Entdeckung einer Reihe von tief in die Kalkalpen reichenden Flyschfenstern, besonders jener im Wolfgangseegebiet und die Bestätigung des Windischgarstener-Flyschfensters, das für fast 2/3 der Kalkalpenbreite Allochthonie beweist, die Auffindung von sekundär hochgeschleppten Randcenoman- und Frankenfelder-Schürflingen im Ostteil der Kalkalpen bis zur Hengst-

störung N der Gesäuseberge bringt einen weiteren Beweis für eine Ortsfremdheit von fast $\frac{3}{4}$ der Breite der gesamten Kalkalpen, die totale Unterlagerung der Kalkalpen am Westrand und in einigen Fenstern nahe der Westgrenze durch Arosa-Schürflinge schließlich, die aus dem zentralalpinen Heimatgebiet mitgeschleppt worden sind, gibt unmißverständlich die totale Allochthonie der Kalkalpen zu erkennen.

Kommt man aber bereits bei Berücksichtigung der Abwicklung der nun so weit im Untergrund der Kalkalpen bekannten Serien der Randzonen (Helvetikum, Flysch und auch noch Molasse etwa in der Bohrung Urmannsau in den n.-ö. Kalkalpen) zu einer hierdurch erzwungenen Zurücknahme der Kalkalpen bis über das Tauernfenster nach Süden, so dehnt sich das Heimatgebiet dieser Gebirgszone bei Abwicklung des ja nun erneut, und zwar auch für die westlichen Kalkalpen nachgewiesenen bedeutenden Deckenbaues noch wesentlich weiter gegen Süden aus, wenn auch bei der hier gegebenen Darstellung bei weitem nicht die internen Abwicklungsbeträge der Kalkalpen erreicht werden, wie sie E. SPENGLER angegeben hat.

Um die Einordnung des kalkalpinen Streifens im Gesamtorogen vornehmen zu können, müssen alle nur irgendwie hierfür wesentlichen Gesichtspunkte im Gesamttraum der Ostalpen und in Fortsetzung der Zonen in den Westkarpaten in Betracht gezogen werden. Dazu fehlt hier der Platz. Wohl aber sei noch darauf aufmerksam gemacht, daß es nicht einfach angeht, die Kalkalpen trotz aller durch die verschiedenen Abwicklungsvorgänge nötigen Breite auf einen Sockel nördlich der Zentralalpen beheimatet zu denken, der bei der Orogenese im Sinne von E. KRAUS zur Gänze verschluckt worden wäre. Dagegen sprechen außer zahlreichen Fakten in den Zentralalpen einschließlich der liegengebliebenen Schollen in nordalpine Fazies auch neue geophysikalische Messungen im Anschluß an die Großsprengungen, die keine Narbenzone im südlichen Untergrund der Kalkalpen erkennen lassen, sondern dort ein deutliches stetiges Ansteigen der Kristallinsockelfläche gegen den Südrand der Kalkalpen hin zeigen. Die unmittelbare Widerlegung einer nördlichen Narbenzone, aus der die Kalkalpen stammen könnten, ergibt sich aber aus der flachen totalen Unterlagerung der Kalkalpen an ihrem Westende im Raum des Rhätikon, wo durch die enorme Hochlage der Kalkalpenbasis im S in 2000 Metern weithin ein flach lagerndes tektonisches Stockwerk unter dem anderen sichtbar wird und nirgends Anzeichen oder Raum für ein Auswürgen der Kalkalpen quer zu diesen Zonen aus der Tiefe gegeben ist. Hingegen wurde durch die oben geschilderte Klärung der tektonischen Stellung der Madrisa-Zone ein neuer Beweis für die Herkunft der Kalkalpen aus dem Süden gefunden, da durch Einwicklung unter dem Silvrettakristallin in den Zentralalpen die einstige Schubbahn der Kalkalpen mit ihren Schollen eine Strecke weit gepflastert erhalten ist. Die Madrisa-Schollenzone bildet das beredte Gegenstück zum Arosa-Schürflingsteppich, der hier gleichermaßen den einstigen Transportweg der Kalkalpenmasse über zentralalpines Gebiet beweist.

So gewährt uns die Analyse des tektonischen Baues der Kalkalpen nicht nur Einblick in die deckenmäßige Gliederung, in die Art der internen Verformung dieser Gebirgszone, sondern sie liefert auch einen Beitrag zum Verständnis des Baues des Gesamtrogens.

Literaturverzeichnis

Westliche Kalkalpen im allgemeinen

- Ampferer, O.: [In:] Ampferer, O. & Hammer, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — Jb. Geol. R.-A., **61**, 531 bis 710, 50 Abb., Tf. 32—34, Wien 1911.
- Geologische Spezialkarte... Österreich 1:75.000, Blatt 5045, Lechtal. — Wien (Geol. R.-A.) 1914.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. — Jb. Geol. B.-A., **74**, (1924), S. 35—73, 24 Abb., Wien 1925.
- Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. — Ber. Reichsamt Bordenforsch. Zweigst. Wien, **1944**, 57—73, 8 Abb., Wien 1945.
- Ampferer, O. & Ohnesorge, Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. Geol. R.-A., **59** (1909), 289—332, 28 Abb., Wien 1910.
- Ampferer, O. & Sander, B.: Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. — Verh. Geol. St.-A., **1920**, 121—131, 5 Abb., Wien 1920.
- Beck-Mannagetta, P. & Prey, S.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1:1.000.000. S. 7—23. [In:] Erl. Geol. Lagerst. K. Österr., 94 S., 8 Tab., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1966.
- Beurlen, K.: Zum Problem der Inntal-Decke. — Sitzber. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1943**, 239—264, München 1944.
- Boden, K.: Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. — 458 S., 59 Abb., Stuttgart (Enke) 1930.
- Clar, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11—35, 2 Abb., 4 Taf., Wien 1965.
- Fabricius, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 311—319, 3 Abb., Hannover 1962.
- Frank, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. — Geol. Rdsch., **25**, 98—110, 4 Abb., Stuttgart 1934.
- Ganss, O.: Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 665 Schliersee, mit Prof.-Taf. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1953.
- Giese, P.: Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen etc. — Max Richter-Festschr., 271—290, 11 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1965.
- Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 25 Abb., 43 Taf., 5 geol. Kt., Gotha (J. Perthes) 1861.
- Haber, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — 206 S., 16 Abb., München (Beck) 1934.
- Hahn, F. F.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. — 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. — Geol. Rdsch. **2**, 207—219, Leipzig 1911.
- Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. — Verh. Geol. R.-A., **1912**, 337—344, 1 Abb., Wien 1912.
- Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. — 3. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rdsch., **5**, 112—145, 1 Abb., Leipzig 1914.

- Heißel, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 95—132, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1958.
- Hückel, B. & Jacobshagen, V.: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 705—310, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1962.
- Jacobshagen, V.: Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geologica Romana*, **3**, 303—318, 1 Abb., 1 Tab., Roma 1964.
- Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 1—114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1965.
- Jerz, H.: Zur Paläogeographie der Raibler-Schichten in den westlichen Nordalpen. — Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 427—439, 9 Abb., Hannover 1965.
- Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — *Geologica Bavarica*, **56**, 3—100, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil., München 1966.
- Klebelsberg, R. v.: *Geologie von Tirol*. — 872 S., 11 Beil., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1935.
- Kober, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **88**, 345—396, 2 Taf., Wien 1912.
- Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- Kockel, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **15** (1922), 63—168, 4 Abb., Wien 1923.
- Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1956**, 205—214, Wien 1956.
- Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. — Z. dt. geol. Ges., **108** (1956), S. 264, Hannover 1956.
- Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957**, 68—71, 5 Abb., Stuttgart 1957.
- Vom Sattel zur Klippe. — *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III*, **1960**, 40—47, 9 Abb., Berlin 1960.
- Kraus, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — *N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh., Abt. B.*, **1949**, 31—45, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil: 552 S., 138 Abb., 16+5 Taf.; 2. Teil: 489 S., 123 Abb., 11 Taf., Berlin (Akademie-Verl.) 1951.
- Küpper, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1956**, 227—229, Wien 1956.
- Leuchs, K.: *Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis bis Salzburg und ihr Vorland*. — 144 S., 60 Abb., München (Lindauer) 1921.
- *Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen*. — *Hdb. Geol. Bodenschätze Dtschld.* (Hg. E. Krenkel), 2. Abt., 3. Bd., 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin 1927.
- Müller, K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Randcenoman in Bayern und Vorarlberg. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Techn. Hochschule München, 143 S., 29 Abb., 3 Beil.-Taf., München 1967.
- Mutschlechner, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. — *Tschemaks Min. Petr. Mitt.*, (3) **4**, 386—395, 1 Abb., Wien 1954.
- Oberhauser, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jb. Geol. B.-A.* **106**, 1—88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Wien 1963.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115—145, 2 Abb., Taf. 1—2, Wien 1968.
- Poll, K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen. — *Zbl. Geol. Paläont.*, I, **1967**, 889—916, 1079—1116, Stuttgart 1967.

- Prodehl, C.: Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland. — Z. Geophysik, **30** (1964), 161—181, 7 Abb., Würzburg 1964.
- Reich, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. — Geol. Rdsch., **50**, 465—473, 4 Abb., Taf. 12—13, Stuttgart 1960.
- Richter, M.: Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — Z. dt. geol. Ges., **75**, 198—211, 1 Abb., Berlin 1923.
- Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd., **63**, Abt. B, 1—62, 7 Abb., Taf. 1—3, Stuttgart 1930.
- Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 497—540, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1930.
- Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Dtsch. Boden, **5**, 179 S., 56 Abb., Berlin (Borntraeger) 1937.
- Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **100** (1948), 338—347, 1 Abb., Hannover 1950.
- Richter-Bernburg, G.: Die Grenze Westalpen—Ostalpen im tektonischen Bilde Europas. — Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 181—187, 5 Abb., Hannover 1951.
- Rothpletz, A.: Geologischer Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen etc. — Samml. geol. Führer, **10**, 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- Geologische Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. — 261 S., 99 Abb., 1 geol. Kt., München (Lindauer) 1905.
- Schidrowski, M.: Zur Frage jungkimmerischer Bewegungen in den Nördlichen Kalkalpen. Eine Diskussionsbemerkung. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967**, 238—241, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- Schmidt-Thomé, P.: Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 341—352, 6 Abb., 4 Tab., Hannover 1951.
- Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee, mit Profiltaf. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1953.
- Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. — Geologica Bavarica, **17**, 5—16, 11 Abb., München 1953.
- Klufftektonik und Großstrukturen in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **42**, 172—187, 4 Abb., Stuttgart 1954.
- Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 663 Murnau, mit Profiltaf. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1955.
- Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 662 Füssen, mit Profiltaf. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1960.
- Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 231—260, 6 Abb., Taf. 4, Hannover 1962.
- Alpenraum. S. 244—296, 334—341, 2 Abb., 5 Tab. [In:] Nathan, H. (Hg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. 2. Aufl. — 344 S., 40 Abb., 20 Tab., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.
- Schneider, H.-J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. — Develop. Sedimentol., **2**, 29—45, 9 Abb., Amsterdam 1964.
- Spengler, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **19**, 1—26, 3 Abb., Berlin 1928.
- Die nördlichen Kalkalpen etc. — S. 202—294, 18 Abb. [In:] Geologie der Ostmark (Hg. F. X. Schaffer), 1. Aufl., 599 S., 77 Abb., 4 Kt., Wien (Deuticke) 1943.
- Die nördlichen Kalkalpen etc. — S. 302—413, 21 Abb. [In:] Geologie von Österreich (Hg. F. X. Schaffer), 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Kt., Wien (Deuticke) 1951.
- Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. — Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 188—202, 2 Abb., Hannover 1951 a.

- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., 1. Teil: **96**, 1—64, 8 Abb., Taf. 1 und 2, Wien 1953; 2. Teil: **99**, 1—74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956; 3. Teil: **102**, 193—312, 5 Abb., Taf. 4, Wien 1959.
- Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1957**, 201—212, 1 Abb., Wien 1957.
- Über den Wert von flächenhaften Abwicklungsversuchen für die Erkenntnis tektonischer Vorgänge. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 305—313, 2 Taf., Wien 1957.
- Steinmann, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen II. Die Schardt-sche Überfaltungstheorie etc. — Ber. Natforsch. Ges. Freiburg Br., **16**, 18 bis 67, 1 Tab., Freiburg/Br. 1906.
- Thurner, A.: Die Bedeutung des Nord- und Südrahmens für die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. — Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Klasse III, **1960**, H. 1 (Festschr. E. Kraus), 19—35, 6 Abb., Berlin 1960.
- Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 367—389, 7 Abb., Hannover 1962.
- Tollmann, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 229—247, Wien 1962.
- Die Bruchtektonik in den Ostalpen. — Geol. Rdsch., **59**, 278—288, Text-Taf. 1, Stuttgart 1969 a.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1. Teil: **59** (1966), H. 2, 231—253, Taf. 1—2, Wien 1967; 2. Teil: **61** (1968), 124—181, Taf. 1, Wien 1969.
- Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. — Geotekton. Forsch., **34**, 1—90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970 a.
- Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, 324—345, 2 Abb., Wien 1970 b.
- Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **136**, 80—133, 1 Abb., Stuttgart 1970 c.
- Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., Wien 1971 (im Druck).
- Wolf, M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1963**, 337—354, 5 Abb., Stuttgart 1963.
- Wunderlich, H. G.: Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe. — Geol. Mijnbouw, **46**, 40—60, 10 Abb., Rijswijk 1967.
- Zacher, W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **44**, 85—92, 2 Abb., Stuttgart 1962.
- Zeil, W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101**, 141—226, 13 Abb., 1 Tab., Taf. 18—26, Stuttgart 1955.
- Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — Geol. Rdsch., **45**, 134—143, 4 Abb., Stuttgart 1956.
- Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **103**, 375—412, 8 Abb., Taf. 17—19, Stuttgart 1956.
- Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. — Z. dt. geol. Ges., **106** (1954), 468—477, Hannover 1956.
- Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — Z. dt. geol. Ges., **111** (1959), 74—100, 8 Abb., Hannover 1959.
- Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 359—366, 1 Abb., Hannover 1962.

Voralpine Region zwischen Innquertal und Loisach

- Aigner, P. D.: Das Benediktenwandgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. München, **7**, 317—421, Taf. 11—12, München 1912.
- Albrecht, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. — Geologica Bavarica, **17**, 89—98, 3 Abb., München 1953.

- Aldinger, V.: Geologische Spezialuntersuchungen im Synklinorium des Brunnstein-Traithen-Gebietes östlich Bayerischzell. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1962.
- Aliaga, R.: Geologische Spezialuntersuchungen in der kalkalpinen Randzone nördlich der Benediktenwand zwischen Längental und Tiefental. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1964.
- Boden, K.: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. — Geognost. Jh., 27 (1914), 173—214, 4 Abb., 3 Taf., München 1915. etc. — Geognost. Jh., 28 (1915), 195—236, 5 Abb., Taf. 1—2, München 1916.
- Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. — Cbl. Min etc., 1922, 372—380, 398—408, Stuttgart 1922.
- Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 75 (1923), V 89—100, 1 Abb., Stuttgart 1924.
- Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzenbach. — Abh. geol. Ldsunters. Bayer. Oberbergamt, 1. Teil: 17, 7—45, 1 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt.; 2. Teil: 18, 3—51, 1 Taf., 1 geol. Kt., München 1935.
- Bruggey, J.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelsteingebiet etc. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 53 S., 12 Taf., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München 1966.
- Bueno, E.: Geologische Spezialuntersuchungen in der kalkalpinen Randzone zwischen Isar und Längental im Westen von Lenggries (Obb.). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1964.
- Dacqué, E.: Geologische Aufnahme der Gebirge um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayrischen Alpen. — Landeskd. Forsch. Geogr. Ges. München, 15 (Mitt. Geogr. Ges. München 7, S. 211—279), 1 geol. Kt. 1:25.000, München 1912.
- Denzer, K.: Der geologische Aufbau des östlichen Benediktenwandgebietes im Südwesten von Bad Tölz (Oberbayern) auf Grund neuer Detailaufnahmen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1962.
- Fabricius, F. H.: Geologische Spezialuntersuchungen in den Bayerischen Kalkalpen südlich des Tegernsees. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 55 S., 43 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1:5.000, München 1955.
- Ferneck, F.: Schichtenaufbau und Strukturen des kalkalpinen Randbereiches zwischen Weißach und Söllbach (Oberbayern). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1960.
- Fischer, R.: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen im Gebiet Hochries—Spielberg (Chiemgauer Alpen). — Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München, München 1962.
- Fraas, E.: Das Wendelstein-Gebiet. — Geognost. Jh., 3, 65—99, 1 geol. Kt., Cassel 1890.
- Ganßs, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 203—211, 1 Abb., Taf. 5—6, Hannover 1951.
- Hagn, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol., 7, 245—320, 3 Abb., 1 Tab., München 1967.
- Harsch, W.: Geologische Spezialuntersuchungen in der kalkalpinen Randzone beiderseits des Schliersees (Obb.). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 66 S., 19 Taf., 3. Beil., 1 geol. Kt., München 1963.
- Kallenbach, H.: Aufbau und Strukturen des kalkalpinen Randbereiches im Fockensteingebiet (Oberbayern). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1957.

- Kallenbach, H. & Fabricius, F. H.: Exkursion BI: Die kalkalpine Randzone zwischen Benediktenwand und Fockenstein. — Exk.-Führ. 112. Hptvers. Dt. Geol. Ges. Bad Tölz, München (hektogr.) 1960.
- Knauer, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geognost. Jh., **18** (1905), 73—112, 6 Abb., 2 Taf., München 1907.
- Die tektonischen Störungslinien des Kesselberges. — Mitt. Geogr. Ges. München, **5**, 324—346, 2 Abb., Taf. 18—20, München 1910.
 - Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchensee-Kraftwerkes. — Geognost. Jh., **37** (1924), 35—66, München 1924.
 - Geologischer Überblick über die Alpen zwischen Tegernsee und Gmunden etc. — Abriß d. Geol. v. Bayern etc. (M. Schuster), Abt. I, 103 S., München 1925; Abt. II, 184 S., München 1928.
- Kockel, C. W. & Särchinger, H.: Aus dem Benediktenwandgebiet. — Zbl. Miner. etc., **1937**, Abt. B, 142—148, 1 Abb., Stuttgart 1937.
- Lutyj-Lutenko, A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isartal. — Geologica Bavarica, **8**, 63 S., 16 Abb., 1 geol. Kt., 2 Taf., München 1951.
- Meinhold, K.: Der geologische Aufbau des mittleren Benediktenwand-Gebietes im Südwesten von Bad Tölz (Oberbayern) auf Grund neuer Detailaufnahmen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1962.
- Müller-Deile, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. München, **34**, 109 S., 32 Abb., 9 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1940.
- Niedermayer, J.: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. — N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. **76**, 451—511, 7 Abb., 1 Beil.-Taf., 1 geol. Kt. (Tf. 29), Stuttgart 1936.
- Osswald, K.: Geologische Karte des Risserkogel-Gebietes mit 3 Profilen. 1:25.000. — München (Piloty & Loehle) 1923.
- Das Risserkogelgebiet. — Geognost. Jh., **37** (1924), 111—167, 3 Taf., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1:25.000, München 1925.
 - Die Wendelsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges. München, **21**, H. 2, 124 S., 1 geol. Kt. 1:25.000, 2 Taf., München 1928.
 - Geologische Exkursion zum Wendelstein. — Geologica Bavarica, **6**, 65—71, Beil. 1—2, München 1951.
- Pflaumann, U. & Stephan, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. — 415 S., 29 Abb., 4 Tab., 13 Taf., 5 Beil., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1968.
- Richter, M., Custodis, A., Niedermayer, J. & Schmidt-Thomé, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. dt. Geol. Ges., **91**, 649—704, Taf. 14—15, 1 geol. Kt., Berlin 1939.
- Särchinger, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswand-scharte und Isar. — N. Jb. Mineral. etc., Abt. B., Beil.-Bd. **81**, 347—476, 58 Abb., Taf. 12—18, Stuttgart 1939.
- Schmidt, N.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Wendelstein-gebiet etc. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 76 S., 10 Taf., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München 1966.
- Schmidt-Thomé, P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. — Geologica Bavarica, **4**, 55 S., 12 Abb., 15 Taf., München 1950.
- Schmidt-Thomé, P. & Bögel, H.: Exkursion B 2: Alpenrandzone und Sylvenstein-Speichersee. — 8 S., 4 Taf., Exk.führer 112. Hptvers. Dtsch. Geol. Ges. Bad Tölz. München (hektogr.) 1960.
- Schubert-Klempnauer, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Umgebung von Birkenstein am Westrand des Wendelsteinmassivs. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 56 S., 9 Abb., 3 Taf., 1 geol. Kt., München 1966.

- Schuder, J.: Geologische Spezial-Untersuchungen in den Bayerischen Alpen im Rotwand-Miesing-Gebiet. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 49 S., 32 Abb., München 1960.
- Simmersbach, P.: Geologische Spezialuntersuchungen in der Alpenrandzone östlich des Tegernsees. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1963.
- Stephan, W. & Hesse, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee. — 304 S., 37 Abb., 5 Tab., 7 Beil., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- Teubert, J.: Die kalkalpine Randzone westlich des Tegernsees zwischen Auerale und Söllbach (Obb.). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1960.
- Wolff, H.: Zur Rhät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7, 227—243, Taf. 9, München 1967.
- Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 309—322, 1 Abb., München 1968.
 - Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum“ des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 393—413, 3 Abb., München 1968.
- Zeil, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geologica Bavarica, 20, 85 S., 5 Abb., 10 Taf., 2 geol. Ktn., München 1954.
- Kalkalpen-Randzone zwischen Walchensee und Loisach. — Exk.führer 112. Hptvers. Dtsch. geol. Ges. Bad Tölz; Exk. A V, 3 S., 2 Taf., München (hektogr.) 1960.

Region beiderseits des Inn E der Achenseefurche

- Ampferer, O.: Geologische Spezialkarte Österreich 1:75.000, Blatt Achenkirch und Benedictbeuern. — Wien (Geol.-R.-A.) 1912.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte... Österr., Blatt Achenkirchen. — 31 S., Wien (Geol.-R.-A.) 1914.
 - Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thiersee-tales in Tirol. — Jb. Geol. R.-A., 71, 149—158, 5 Abb., Wien 1921.
 - Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. — Jb. Geol. St.-A., 71 (1921), 198—202, Abb. 4, Wien 1921.
 - Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. — Jb. Geol. B.-A., 72, 105—151, 27 Abb., 1 geol. Kt. 1:40.000, Wien 1922.
 - Geologische Spezialkarte Rep. Österreich 1:75.000, Blatt Kufstein. — Wien (Geol. B.-A.) 1925.
 - Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwend-Gebirge. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I., 150, 181—199, 9 Abb., Wien 1941.
- Ampferer, O. & Ohnesorge, Th.: Geologische Spezialkarte Österreich 1:75.000, Blatt Rattenberg. — Wien (Geol. R.-A.) 1918.
- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Rep. Österr., Blatt Innsbruck und Achensee. — 108 S., Wien (Geol. B.-A.) 1924.
- Fischer, P.: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen im Gosaubecken von Brandenberg in Tirol. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 112 S., 22 Abb., 16 Taf., 4 Beil., 1 geol. Kt., München 1963.
- Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4, 127—144, 2 Abb., München 1964.
- Fuchs, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. (Kalkalpen Achensee-Kaisergebirge). — N. Jb. Min. Abh., Abt. B, 88 (1944), 337—373, 29 Abb., Taf. 31—33, Stuttgart 1944.
- Furlani-Cornelius, M.: Stratigraphische Studien in Nordtirol. — Verh. Geol. St.-A., 1921, 90—94, 1 Abb., Wien 1921.

- Gan ss, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 665 Schliersee. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1953.
- Heißel, W.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 49—70, 1 Taf., Wien 1957.
- Klebel sberg, R.: Geologie der Landschaft um Jenbach. — Schlern-Schriften, **101**, 9—16, Taf. 1—2, Innsbruck 1953.
- Kövec s, G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unter-Inntal zwischen Rattenberg und Niederbreitenbach (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München, München 1964.
- Kuckelkorn, K. F.: Tektonische Untersuchung der Unterinntal-Zone zwischen Terfens und Wörgl in Tirol. — Diss. Natwiss. Fak. Univ. München, 118 S., 21 Abb., 6 Taf., München (Photodruck) 1964.
- Leuch s, K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). — N. Jb. Miner. etc., **1921/I**, 35—50, Stuttgart 1921.
- Mutschlechner, G.: Aus der Geologie der Achenseefurche. — Schlern-Schriften, **101**, 27—38, 1 Tab., Taf. 5—7, Innsbruck 1953.
- Pirkl, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., **104**, 1—150, 9 Abb., 7 Taf., Wien 1961.
— Korrekturbericht hierzu. 16 S. Im Selbstverlag.
- Quenstedt, W.: Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. — Z. dt. geol. Ges., **85** (1933), 459—461, Berlin 1934.
— Geologische Exkursion in das Achenseegebiet (Tirol). — Geologica Bavarica, **6**, 55—64, 2 Abb., 1 Tab., München 1951.
- Sander, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccie des Sonnwendjochgebirges. — Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien, **1941**, 81—89, Wien 1941.
- Schenk, V.: Geologische Untersuchungen zwischen Pertisau am Achensee und Stanser Joch, Tirol. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, München 1964.
— Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. — Geol. Rdsch., **56**, 464—473, 2 Abb., Stuttgart 1967.
- Schmidegg, O.: Inntal (Wörgl—Innsbruck). — Verh. Geol. B.-A., Sdh. **A**, 119—123, Taf. 19, Wien 1951.
- Schulz, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Grauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **95**, 1—98, 10 Abb., 2 Tab., Taf. 1—5, 1 geol. Kt., Stuttgart 1952.
- Vortisch, W.: Ähnlichkeiten im Bau dreier alpiner Gebirgsgruppen (Sonnwendgebirge etc.). — N. Jb. Geol. Paläont. Monh., **1950**, 116—125, Stuttgart 1950.
— Der Oberjura des Sonnwendgebirges. — Z. dt. geol. Ges., **108** (1956), 105 bis 108, Hannover 1957.
— Ist der Überschiebungsbau in den rhätischen und jurassischen Gesteinen der nordöstlichen Alpen zweifelhaft? — N. Jb. Geol. Paläont. Monh., **1963**, 358—369, Stuttgart 1963.
- Wähner, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. — 1. Tl. XII + 356 S., 19 Taf., 1 Kt.; 2. Tl. (& E. Spengler): XVI + 200 S., 29 Taf., 1 Kt., Leipzig/Wien (F. Deuticke) 1903/1935.
- Wendt, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 219 bis 238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21—25, Stuttgart 1969.
- Weynschenk, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. — Schlern-Schriften, **59**, 66 S., 7 Abb., 15 Taf., 3 Beil.-Taf., Innsbruck 1949.
— Zu W. Vortisch's „Bemerkungen zu der Schrift von R. Weynschenk über das Sonnwendgebirge“. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1951**, 329—334, 1 Abb., Stuttgart 1951.

Karwendelgebirge

- Ampferer, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. — Verh. Geol. R.-A., **1902**, 274—276, 1 Abb., Wien 1902.
- Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. R.-A., **53** (1903), 169—252, 50 Abb., Taf. 9—10, Wien 1904.
- Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. B.-A., **78**, 241—256, 10 Abb., Taf. 5, Wien 1928.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jb. Geol. B.-A., **81**, 25—48, 10 Abb., Wien 1931.
- Die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. — Mitt. Alpenld. Geol. Ver., **32** (1939), 119—123, Wien 1940.
- Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwend-Gebirge. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **150**, 181—199, 9 Abb., Wien 1941.
- Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **106**, 1—95, 103 Abb., Wien 1942.
- Belastungswirkung durch die Auflagerung der Inntaldecke (Karwendel). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **153**, 17—44, 26 Abb., Wien 1944.
- Ampferer, O. & Hammer, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. R.-A., **48** (1898), 290—374, 33 Abb., Taf. 8—9 (Ktn.), Wien 1899.
- Ampferer, O. & Heißel, W.: Das östliche Karwendel. Mit geol. Kt. 1:25.000. — 55 S., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., Innsbruck (Univ.-Verlag Wagner) 1950.
- Ampferer, O. & Ohnesorge, Th.: Geologische Spezialkarte... Österr. 1:75.000, Blatt Zirl und Nassereith, Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Desgl., Blatt Innsbruck und Achensee. — Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Erläuterungen zur Geol. Kt. Blatt Innsbruck—Achensee (5047). — 108 S., Wien (Geol. B.-A.) 1924.
- Ampferer, O. & Pinter, K.: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. — Jb. Geol. B.-A., **77**, 279—332, 19 Abb., Taf. 9—11, Wien 1927.
- Frisk, H.: Zur Geologie der Nördlichen Karwendelkette im Bereich des Kirchlkars zwischen Isartal im Westen und Karwendeltal im Osten (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 66 S., 36 Abb., 31 Taf., 6 Beil.-Taf., München 1964.
- Heißel, W. et al.: Exkursion CII: Stratigraphie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen im Karwendel und Wetterstein. — 5 S., 6 Taf., Exk.führer 112. Hptvers. Dtsch. Geol. Ges. Bad Tölz, München (hektogr.) 1960.
- Jerz, H. & Ulrich, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Mittenwald. — 152 S., 21 Abb., 2 Tab., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- Krauter, E.: Vorbericht über geologische Untersuchungen im östlichen Karwendel. — Verh. Geol. B.-A., **1963**, 130—132, Wien 1963.
- Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner Joch (Östliches Karwendel, Tirol). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **60** (1967), 23—64, 10 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- Mutschlechner, G.: Geologie der Hochnißl-Gruppe. — Schlern-Schr., **85**, 16—35, 1 Abb., Innsbruck 1951.
- Sarnthein, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., **1965**, 119—162, 1 Taf., Wien 1965.
- Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. 1. Fortsetzung. — Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **54**, 33—59, 5 Abb., Innsbruck 1966.

- Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., **56** (1967), 116—127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
- Bericht 1967 über geologisch-sedimentologische Aufnahmen am Karwendel-Südrand. — Verh. Geol. B.-A., **1968**, A 51—A 53, Wien 1968.
- Schenk, V.: Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. — Geol. Rdsch., **56**, 464—473, 2 Abb., Stuttgart 1967.
- Schmidegg, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. B.-A., **94** (1949—1951), 159—205, 9 Abb., Taf. 19—20, Wien 1951.
- Patscher Kofel bei Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. **A**, 123—130, Taf. 19 bis 20, Wien 1951.
- Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendels. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. **C**, 52—60, 1 Taf., Wien 1952.
- Trusheim, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Wiss. Veröff. Dt. Öst. Alpenver., **7**, 69 S., 3 Abb., Taf. 1—8, Innsbruck 1930.
- Ulrich, R.: Der geologische Aufbau des Vorkarwendels zwischen Soiern-Spitze und Wörner im Osten von Mittenwald. — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, München 1954.
- Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee etc. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1959.
- Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. — Geologica Bavarica, **41**, 99—151, 17 Abb., 1 Taf., München 1960.
- Wolf, H.: Der geologische Bau des Lagerstättengebietes Gleirsch (Karwendel-Gebirge) und sein Pb-Zn-Erzvorkommen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, München 1963.

Wetterstein- und Mieminger Gebirge

- Ampferer, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. — Verh. Geol. R.-A., **1902**, 170—180, 4 Abb., Wien 1902.
- Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. — Verh. Geol. R.-A., **1905**, 118—125, Wien 1905.
- Geologische Beschreibung des Seefelders, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. — Jb. Geol. R.-A., **55**, 451—562, 41 Abb., Taf. 12—14, Wien 1905.
- Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. — Verh. Geol. R.-A., **1912**, 197—212, 4 Abb., Wien 1912.
- Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. — Verh. Geol. R.-A., **1914**, 338—352, 6 Abb., Wien 1914.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jb. Geol. B.-A., **81**, 25—48, 10 Abb., Wien 1931.
- Ampferer, O. & Ohnesorge, Th.: Geologische Spezialkarte Österr. 1:75.000, Blatt Zirl und Nassereith. — Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Bögel, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 35 S., 19 Abb., 4 Beil., München 1958.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umrahmung. — Jb. österr. Alpen-Ver., **1960**, 21—28, 3 Abb., Innsbruck 1960.
- Enders, P.: Zur Geologie des Gaistales zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 63 S., 25 Abb., 7 Taf., 5 Beil.-Taf., München 1967.
- Fruth, I.: Erläuterungen zur Kartierung Risserkopf—Kreuzeckgebiet. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 16 S., 1 geol. Kt., München 1957.

- Germann, K.: Der Bau der westlichen Mieminger Gruppe im Bereich des Marienberg-Joches. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, München 1963.
- Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 85 S., 19 Taf., 1 Kt., München 1963.
- Jerz, H.: Zur Geologie der Mittenwalder Wetterstein-Mulde und ihrer Randstrukturen zwischen dem Wetterstein-Hauptkamm im Süden und dem Barmsee im Norden. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 73 S., 41 Abb., 3 Diagr., 9 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1960.
- Jerz, H. & Ulrich, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8533/8633 Mittenwald (ersch. 1966 mit Profiltaf.). — 152 S. 21 Abb., 2 Tab., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- Kraus, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh., Abt. B, **1949**, 31—95, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. — Z. dt. geol. Ges., **108** (1956), 141—155, 4 Abb., Hannover 1957.
- Krumm, H.: Der geologische Aufbau des Mittleren Wettersteingebirges östlich der Partnach. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 120 S., Beiln., München 1957.
- Leuchs, K.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **75** (1923), V 100—V 113, Berlin 1924.
- Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. — Geol. Rdsch., **21**, 81—96, 8 Abb., Taf. 3, Berlin 1930.
- Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. dt. geol. Ges., **87**, 703—719, 3 Abb., Berlin 1935.
- Maschek, R.: Zur Geologie des Nördl. Wettersteingebirges und seiner Randgebiete bei Garmisch-Partenkirchen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 97 S., 32 Abb., 13 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1968.
- Miller, H.: Geologischer Bau und Lagerstätten des Zugspitzengebietes. — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, 85 S., Beil., München 1960.
- Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). — Diss. Natwiss. Fak. Univ. München, 118 S., 19 Taf., 3 Beil., München (Photodruck) 1962.
- Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 409—425, 6 Abb., Hannover 1962.
- Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges etc. — Mitt. Bayer. Staats-samml. Paläont. hist. Geol., **3**, 51—72, 1 Tab., 2 Abb., München 1963.
- Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **118**, 291—320, 7 Abb., Taf. 32—34, Stuttgart 1963.
- Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. — Verh. Geol. B.-A., **1965**, 187—212, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1965.
- Mylius, H.: Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. — N. Jb. Mineral. etc., **1916**, I, 10—40, Taf. 3—4, Stuttgart 1916.
- Paschinger, H.: Bau und Formenwelt der Mieminger Berge. — Jb. Dtsch. Alpenver., **89**, 7—15, München 1964.
- Reis, O. M.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. — Geognost. Jh., **23** (1910), 61—114, 15 Abb., 3 Ktn., 1 Beil., München 1911.
- Schlagintweit, O.: Die Mieminger-Wetterstein Überschiebung. — Geol. Rdsch., **3**, 73—92, 2 Abb., Taf. 1—2, Stuttgart 1912 a.
- Zum Problem des Wettersteingebirges. — Verh. Geol. R.-A., **1912**, 313 bis 327, Wien 1912 b.

- Schneider, H.-J.: Geologische Exkursion in das Werdenfelser Becken und zur Zugspitze. — *Geologica Bavarica*, 6, 50—54, 1 Abb., München 1951.
- Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. — Unveröff. Diss. Natwiss. Fak. Univ. München, 131 S., Beil., München 1953.
- Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. — *Geologica Bavarica*, 17, 17—55, 7 Abb., Taf. 1, München 1953.
- Der Bau des Wetterstein- und Mieminger Gebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. — *Jb. Österr. Alpenver.*, 87, 77 bis 94, 8 Abb., Innsbruck 1962.
- Vaché, R.: Geologie und Lagerstätten des Mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach. — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, München 1960.
- Vidal, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — *Geologica Bavarica*, 17, 56—88, 8 Abb., München 1953.
- Zitzlsperger, L.: Zur Geologie des Gebietes südlich des Wetterstein-Hauptkammes zwischen Gatterl im Westen und Roßberg im Osten (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 56 S., 40 Abb., 4 Taf., München 1960.

Ammergebirge und Hohenschwangauer Berge

- Heimbach, H.: Geologische Neuaufnahme der Farchanter Alpen. — *Gedr. Diss. Natwiss. Fak. Univ. München*, 30 S., München 1895.
- Hoffert, K. D.: Geologische Untersuchungen im Laber-Gebirge (östlich Oberammergau). — Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 80 S., Beil., Berlin 1964.
- Jacobshagen, V. & Kockel, C. W.: Überprüfung des „Benna-Deckensattels“ in den Hohenschwangauer Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Monh.*, 1960, 99—110, 7 Abb., Stuttgart 1960.
- Kockel, C. W.: Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. — *Geol. Rdsch.*, 17, 159—160, Berlin 1926.
- Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu — eine Deckenmulde. — *Geol. Rdsch.*, 26, 153—154, 2 Abb., Stuttgart 1935.
- Kockel, C. W. & Richter, M.: Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1924, 82—92, 4 Abb., Wien 1924.
- Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — *Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver.*, 10, 231 S., 57 Abb., 17 Taf., Innsbruck 1931.
- Konzan, H.-P.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik im südlichen Ammergebirge zwischen Geier-Köpfen und Elmau. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Freie Univ. Berlin, 82 S., Berlin 1964.
- Kuhnert, Ch.: Zur Stratigraphie und Tektonik des mittleren Ammergebirges. — *Diss. math.-natw. Fak. Freie Univ. Berlin*, 59 S., 8 Abb., 3 Taf., Berlin (E. Reuter-Ges.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau (ersch. 1967 mit Profiltaf.). — 128 S., 31 Abb., 7 Tab., 16 Beil.-Taf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8431 Linderhof (ersch. 1967 mit Profiltaf.). — 99 S., 20 Abb., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967 b.
- Linke, G.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Farchanter Alpen (Kramer-Rabenkopf-Notkarspitz). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Freie Univ. Berlin, 57 S., Berlin 1961.
- Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik der Lahnenwiesmulde und ihrer näheren Umgebung. — *Diss. Math.-Natw. Fak. Freie Univ. Berlin*, 114 S., 13 Abb., 3 Beil.-Taf., Berlin (Photodruck E. Reuter) 1963.

- Meyer, H.: Geologie des westlichen Ammergebirges. — Unveröff. Dipl.-Arb. Math.-Natw. Fak. Freie Univ. Berlin, mit geol. Kt., Berlin 1965.
- Ordowski, N.: Geologische Untersuchungen im östlichen Ammergebirge. — Unveröff. Dipl.-Arb. Math.-Natw. Fak. Freie Univ. Berlin, 97 S., geol. Kt., Profiltaf., Berlin 1963.
- Richter, M.: Die Cenomantransgression im Ammergebirge. — Cbl. Miner. etc., 1926, Abt. B, 57—64, 3 Abb., Stuttgart 1926.
- Richter, M. & Steinmann, H. G.: Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. — Cbl. Miner. etc., 1927, Abt. B, 160—171, 3 Abb., Stuttgart 1927.
- Schmidt-Thomé, P.: Geologische Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. — *Geologica Bavarica*, 6, 26—49, 8 Abb., 4 Tab., Taf. 1, München 1951.
- Taupitz, K. Chr.: Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagerrstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — Unveröff. Diss. Bergakad. Clausthal, 120 S., 48 Abb., 14 Tab., 5 Taf., Clausthal 1954.

Vilser Alpen (Tannheimer Berge)

- Ampferer, O.: Zur Tektonik der Vilser Alpen. — *Verh. Geol. St.-A.*, 1921, 117—124, 5 Abb., Wien 1921.
- Bornhorst, A. Kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 103 S., Beil., München 1958.
- Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. — Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München, 27 S., 2 Taf., München 1958.
- Heißel, W.: Geologie der Vilser Alpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 87, 235—273, 1 Tab., Taf. 11—12, 1 geol. Kt., Wien 1937.
- Kockel, C. W. & Richter, M.: Über die Tektonik der Vilser und Hohen-schwangauer Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1924, 82—92, 4 Abb., Wien 1924.
- Deckengrenzen in den Vilser Alpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 81, 331—351, 11 Abb., Taf. 8—9, Wien 1931.
- Kockel, C. W., Richter, M. & Schmidt-Thomé, P.: Bemerkungen und Ergänzungen zur neuen geologischen Karte der Vilser Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1938, 131—136, 2 Abb., Wien 1938.
- Kockel, C. W. et al.: Exkursion CIII: Geologie der Kalkalpen im östlichen Allgäu und in den Vilser Alpen. — Exk.führer 112. Hptvers. Dt. Geol. Ges. Bad Tölz, 8 S., 9 Taf., München (hektogr.) 1960.
- Reum, H.: Zur tektonischen Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 113 (1961), 507—534, 10 Abb., Hannover 1962.
- Richter, M.: Allgäuer Alpen. — *Samml. geol. Führer*, 45, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1966.
- Rothpletz, A.: Geologische und paläontologische Monographie der Vilser Alpen etc. — *Palaeontographica*, 33, 180 S., 16 Taf., 1 geol. Kt., Stuttgart 1886/1887.
- Schmidt-Thomé, P.: Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 662 Füssen. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1960.
- Zur Geologie der Alpenrandzone bei Füssen. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 44, 121—144, 10 Abb., Stuttgart 1962.
- Schneider, H.-J. & Waldvogel, F.: Sedimentäre Eisenerze und Fazies-differenzierung im oberen Wettersteinkalk. — S. 101—123, Abb. 29—30, Tab. 1, Taf. 1—4. [In:] *Erl. Geol. Karte Bayern 1:25.000, Blatt Füssen. München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.*

- Zacher, W.: Geologie der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). — Diss. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 180 S., 1 Abb., 2 Taf., München 1959.
- Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 390—408, 6 Abb., Hannover 1962.
- Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8430 Füssen (ersch. 1963 mit Profiltaf.). — 151 S., 31 Abb., 4 Taf., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8429 Pfronten (ersch. 1963 mit Profiltaf.). — 208 S., 44 Abb., 4 Tab., 3 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966 a.
- Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6**, 213 bis 228, 4 Abb., München 1966 b.

Allgäuer Alpen und Hinterer Bregenzer Wald

- Ampferer, O.: Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. — Verh. Geol. R.-A., **1912**, 334—335, Wien 1912.
- Bauberger, W.: Zur Geologie des bayerischen Gebietes östlich der Osterach von Bad Oberdorf bis zum Giebel. — Beih. Geol. Jb., **48**, 5—44, 13 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Hannover 1963.
- Benzing, Th.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. — Jb. Geol. B.-A., **79**, 425—478, 17 Abb., Taf. 12—13, Wien 1929.
- Besler, W.: Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). — Jb. Geol. B.-A., **102**, 407—460, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 14, Wien 1959.
- Blumenthal, M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriiden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. — Jb. Geol. B.-A., **86**, 197—201, Taf. 6, Wien 1936.
- Die Allgäu-Decke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). — Ecl. geol. Helv., **29**, 449—479, 4 Abb., Taf. 26—27, Basel 1936.
- Cornelius, H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. Geol. R.-A., **1919**, 305—317, Wien 1919.
- Die krystallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **14** (1921), 1—84, 5 Abb., Taf. 1—2, Wien 1922.
- Custodis, A. et al.: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. — Max-Richter-Festschrift, 1—21, 4 Tab., 2 Taf. (1—2), 1 Kt. 1:25.000, Clausthal 1965.
- Custodis, A. & Schmidt-Thomé, P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — N. Jb. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. **80**, 307—463, 19 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1939.
- Del-Negro, W.: Fragen der Kalkalpentektonik. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, **14**, 45—53, 2 Taf., Salzburg 1963.
- Engels, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet (Lechtaler bzw. SE-Allgäuer Alpen). — Z. dt. geol. Ges., **112** (1960), 334—357, 17 Abb., Hannover 1960.
- Gubler, J.: Etudes géologiques dans le Vorarlberg central. — Thèse Univ. Paris, 155 S., 6 Abb., 4 Taf., Vincennes (Imp. Paturel) 1927.
- Hagn, H.: Zur Altersfrage der „bunten Neokommmergel“ im Hirschbachtobel bei Hindelang (Allgäu). — Erdöl u. Kohle, **5**, 768—770, Hamburg 1952.
- Hahn, F. F.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. I. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. — Geol. Rdsch., **2**, 207—219, Leipzig 1911.
- Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rdsch., **5**, 112—145, 1 Abb., Leipzig 1915.
- Hamann, P. J.: Die Geologie des Hochvogelgebietes in den Allgäuer Alpen. — Unveröff. Diss. Univ. Marburg, 178 S., Marburg/Lahn 1956.

- Hamann, P. J. & Kockel, C. W.: Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke. — *Geol. Rdsch.*, **45** (1956/57), 204—213, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- Haniel, C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. — *Z. dt. geol. Ges.*, **63** (1911), 1—37, 2 Abb., Taf. 1—4, Berlin 1911.
- Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. — 65 S., 3 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., München (Piloty & Loehle) 1914.
- Hückel, B. & Jacobshagen, V.: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 305—310, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1962.
- Hückel, B., Jacobshagen, V. & Stengel-Rutkowski, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). — *Z. dt. geol. Ges.*, **112** (1960), 91—104, 5 Abb., 2 Taf., Hannover 1960.
- Huckriede, R. & Jacobshagen, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf—Pettneu). — *Z. dt. geol. Ges.*, **109** (1957), 373 bis 388, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover 1958.
- Jacobshagen, V.: Geologie des Hornbach-Gebietes und der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Marburg/L., 158 S., 1 geol. Kt., Marburg/L. 1957.
- Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — *Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch.*, **87**, 208—226, 1 Tab., Wiesbaden 1958.
- Zum Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **111** (1959), S. 254, Hannover 1959.
- Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **113**, 153—206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.
- Vom geologischen Aufbau der Allgäuer Kalkalpen. — *Jb. Dt. Alpenver.*, **91**, 38—48, 5 Abb., München 1966.
- Jacobshagen, V. & Koch, K. E.: Verkeilung als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. Mit Beispielen aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1959**, 65—72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- Jacobshagen, V. & Otte, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). — *Geologica et Palaeont.*, **2**, 97—107, 5 Abb., Marburg 1968.
- Kallies, H. B.: Geologie des Bregenzerwaldes beiderseits der Bregenzer Ache in der Umgebung von Schoppernau. — *Geol. Jb.*, **78**, 257—298, 9 Abb., Taf. 9—12, Hannover 1961.
- Kockel, C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **96**, 339—356, 2 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1953.
- Kockel, C. W. et al.: Geologie der Kalkalpen im östlichen Allgäu und in den Vilser Alpen. — *Exkursionsführer 112. Hptvers. Dt. Geol. Ges. in Bad Tölz*, C III, 8 S., 9 Taf., Hannover 1960.
- Kockel, C. W., Schmidt-Thomé, P. & Custodis, A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. — *N. Jb. Miner. etc.*, Beil., Bd. **76**, Abt. B., 161—191, 5 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1936.
- Kraus, E.: Über den Alpenrand und die Molassealpen im Allgäu. — *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 501—506, 5 Abb., Hannover 1962.
- Kuckelkorn, K.: Zur Geologie des nördlichen Kalkalpenrandes bei Schattwald (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, München 1960.
- Lange, P. R.: Geologie des Kleinen Walsertales. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Freie Univ. Berlin, 122 S., 30 Abb., 1 geol. Kt., Berlin 1955.
- Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — *Geologie*, **5**, 172—218, 9 Abb., 2 Taf., Berlin 1956.

- Mylius, H.: Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes etc. — Mitt. Geogr. Ges. München, **4**, 1—96, 9 Taf., 1 geol. Kt., München 1909.
- Noor, W., El: Geologische Spezialuntersuchungen in den östlichen Allgäuer Alpen (Unterjoch—Sorgschrofen—Vilstal). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 81 S., 53 Abb., 2 Taf., 5 Beil.-Taf., München 1966.
- Pontoppidan, H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappentalpentes sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. — Geognost. Jh., **24** (1911), 1—21, 3 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., München 1912.
- Reiser, K. A.: Über die Eruptivgesteine des Allgäus. — Tscherma's Min.-Petr. Mitt., N. F. **10**, 500—548, 2 Abb., Taf. 10, Wien 1889.
- Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. — Geognost. Jh., 1. Teil: **33** (1920), 57—198, 1 geol. Kt., 1922; 2. Teil: **35** (1922), 1—82, 1923; 3. Teil: **37** (1924), 1—34, 3 Abb., 1 Taf., München 1925.
- Reum, H.: Die tektonischen Strukturen am Nordrand der Kalkalpen unter besonderer Berücksichtigung des Falkensteinzuges im östlichen Allgäu. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, München 1960.
- Zur tektonischen Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 507—534, 10 Abb., Hannover 1962.
- Richter, D.: Über die Retterschwang-Decke bei Hindelang im Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont. Monh., **1954**, 385—392, 2 Abb., Stuttgart 1955.
- Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **103**, 341—374, 9 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1956.
- Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. — Geol. Rdsch., **46**, 413—420, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957 a.
- Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **105**, 285—372, 7 Abb., 1 Tab., 1 geol. Kt., Stuttgart 1957 b.
- Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtales (Allgäu). Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. — Z. dt. geol. Ges., **109** (1957), 519—549, 11 Abb., Hannover 1958.
- Geologischer Bau und tektonische Stellung des Hintersteiner Fensters in den Allgäuer Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 150—160, 6 Abb., Hannover 1961.
- Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — Beih. Geol. Jb., **48**, 45—128, 25 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Hannover 1963.
- Über eine Mangan-Vererzung im Hauptdolomit der Bärgründele-Zone im südlichen Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968**, 370—375, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1968.
- Richter, M.: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. — Verh. Geol. B.-A., **1923**, 162—170, Wien 1923.
- Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. — Samml. geol. Führer, **24**, 224 S., 30 Abb., 7 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924.
- 2. Auf. von C. A. Haniel: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. — 32 S., 8 Abb., 1 geol. Kt., München (Piloty & Loehle) 1929.
- Allgäuer Alpen. — Samml. Geol. Führer, **45**, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1966.
- Richtshofen, F.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 2. Abth. — Jb. Geol. R.-A., **12**, 87—206, 39 Abb., Taf. 3, Wien 1861.
- Schidrowski, M.: Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu.— Vorarlberger Grenzraum. — Z. dt. geol. Ges., **113**, 161—175, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1961.
- Das Ostende der Wandfluh-Schuppe in den Vorarlberger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1961**, 426—432, 3 Abb., Stuttgart 1961.

- Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Verh. Geol. B.-A., **1962**, 49—63, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1962.
- Ergebnisse geologischer Neuaufnahmen im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. — Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., **1966**, 311—323, 5 Abb., Bregenz 1966.
- Schmidegg, O.: Gips und andere Bodenschätze um Reutte. — Schlern-Schriften **111**, 53—59, 2 Abb., Innsbruck 1955.
- Schmidt-Thomé, P.: Geologische Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. — Geologica Bavarica, **6**, 26—49, 8 Abb., 4 Tab., Taf. 1, München 1951.
- Schneider, A.: Geologie des Warmatgundtales südlich von Oberstdorf im Allgäu. — Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 42 S., 5 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., Berlin 1956.
- Schüler, B.: Geologie der Berge südlich von Mittelberg im Kleinen Walsertal. — Diss. Freie Univ. Berlin, 103 S., 15 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., Berlin 1958.
- Schulze, G.: Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck etc. — Geognost. Jh., **18** (1905), 1—38, 4 Abb., 10 Prof., 2 geol. Kt., München 1907.
- Westrup, J.: Das Gerstrubener Fenster in den Allgäuer Kalkalpen und seine Umgebung. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg/L., 93 S., 54 Abb., 2 Taf., 1 geol. Kt., Marburg/L. 1966.
- Das Fenster von Gerstruben und seine tektonische Stellung in den Allgäuer Kalkalpen. — Geologica et Paläont., **1**, 35—47, 7 Abb., 1 geol. Kt., Marburg/L. 1967.
- Zacher, W.: Geologische Karte des Osterach-Gebietes 1:25.000 (Beilage bei Custodis, A. et al. 1965). — München (Bayer. Landesst. Gewässerkd.) 1964.
- Geolog. Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 670 — Oberstdorf. — München (Bayer. Geol. L.-A.), im Druck.

Lechtaler Alpen

- Ampferer, O.: Über die Gosau des Muttekopfs. — Jb. Geol. R.-A., **62**, 289 bis 310, 4 Abb., Taf. 14—15, Wien 1912.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., **64**, 307 bis 326, 4 Abb., Taf. 14, Wien 1914.
- Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Lechtal, 5045. — 55 S., Wien (Geol. B.-A.) 1924.
- [In:] Ampferer, O. & Ascher, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. — Jb. Geol. B.-A., **75**, 365—420, 27 Abb., Taf. 3—10, Wien 1925.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 103 bis 146, 36 Abb., Taf. 3—4, Wien 1930 a.
- Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 407—451, 35 Abb., Wien 1930 b.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jb. Geol. B.-A., **81**, 25—48, 10 Abb., Wien 1931.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. — Jb. Geol. B.-A., **81**, 177—216, 30 Abb., Wien 1931.
- Geologische Karte der Lechtaler Alpen. 4 Blätter 1:25.000 — Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1932 a.
- Zur Großtektonik von Vorarlberg. — Jb. Geol. B.-A., **82**, 31—64, 25 Abb., Wien 1932 b.
- Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., **84**, 41—54, 12 Abb., Wien 1934.

- Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, math.-natw. Kl., **145**, 1—8, 3 Abb., Wien 1936.
- Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Stuben. — Wien (Geol. B.-A.), 1937.
- Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **30—31** (1937—1938), 186—194, Wien 1939.
- Die Eisenspitzbrecien auf dem überkippten S-Rand der Lechtaldecke. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **152**, S. 67, Wien 1943.
- Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. — Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1944**, 57—73, 8 Abb., Wien 1945.
- Ampferer, O. & Hammer, W.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich 1:75.000, Blatt Landeck. — Wien (Geol. B.-A.) 1922.
- Ampferer, O. & Reithofer, O.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich 1:75.000, Blatt Stuben. — Wien (Geol. B.-A.) 1937.
- Bannert, D.: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. — Diss. Phil. Fak. Univ. Marburg, 166 S., 56 Abb., 8 Taf., 3 Beil.-Taf., Marburg (Fotodruck Mauersberger) 1964.
- Beurlen, K.: Zum Problem der Inntal-Decke. — Sitzber. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1943**, 239—264, München 1944.
- Bodechtel, J. & Scherreiks, R.: The tectonical aerial interpretation of the Lorea-group in the eastern Lechtaler Alps, Austria. — Publ. Intern. Inst. Aerial Surv. Earth Sci. Delft, Ser. B, **49**, 30 S., 4 Abb., 5 Beil.-Taf., Delft 1968.
- Clar, E.: Über die Blei-Zink-Lagerstätte St. Veit bei Imst (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., **79**, 333—356, 6 Abb., Taf. 7, Wien 1929.
- Engels, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet. — Z. dt. geol. Ges., **112** (1960), 334—357, 17 Abb., Hannover 1961.
- Fellerer, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördl. Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Universität München, München 1964.
- Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 832—858, 4 Abb., Taf. 12—13, Hannover 1966.
- Grottenthaler, W.: Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im N und dem Kalkalpen-Südrand (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 109 S., 43 Abb., 27 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1968.
- Gubler, J.: Études géologiques dans le Vorarlberg central. — Thèse Univ. Paris, 155 S., 6 Abb., 4 Taf., Vincennes (Imp. Paturel) 1927.
- Harsch, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München, 37 S., 3 Taf., München (Photodruck) 1968.
- Henkel, S.: Geologie des Rappenalpentaales und des Gebietes um Lechleiten. — Unveröff. Diss. Arb. Geol. Inst. Freie Univ. Berlin, **43**, 53 S., 8 Abb., 1 geol. Kt., Berlin 1960.
- Hirsch, F.: Étude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). — Thèse Fac. Sci. Univ. Zürich, 87 S., zahlr. Abb. und Taf., 2 Phototaf., Zürich (Offset-Express/Genève) 1966.
- Huckriede, R.: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). — Unveröff. Diss. Univ. Marburg/L., 209 S., 1 geol. Kt., Marburg 1956.
- Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unteres Cenoman). — Verh. Geol. B.-A., **1958**, 71—86, 1 Abb., Wien 1958.
- Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., **87**, 227—238, 4 Abb., Wiesbaden 1958.

- Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). — Z. dt. geol. Ges., **111** (1959), 410—433, 4 Abb., Hannover 1959.
- Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., **1959**, 44—92, 1 Abb., Wien 1959.
- Jacobshagen, V.: Verkeilungen als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. Mit Beispielen aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Monh., **1959**, 65—72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- Kleibelsberg, R.: Außerferner Geologie. — Schlern-Schriften, **111**, 9—23, Taf. 1—6, Innsbruck 1955.
- Alpenbau und Alpenbild am Arlberg. — Jb. Dt. Alpenver., **1956**, 5—13, München 1956.
- Koch, K. E.: Die Vererzung der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. — Notizbl. Hessisch. L.-A. Bodenforsch., **87**, 202—207, 2 Abb., Taf. 17, Wiesbaden 1958.
- Die Geologie des Gebietes östlich von Zürs. — Unveröff. Diss. Univ. Marburg/L., 151 S., 1 geol. Kt., Marburg/L. 1959.
- Zum Bau der Krabachmasse (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., **111** (1959), S. 254, Hannover 1959.
- „Sandfang.“ Ein Hinweis auf Lagerungsverhältnisse. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959**, 443—450, 7 Abb., Stuttgart 1959.
- Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 620—650, 27 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1966.
- Koch, K. E. & Stengel-Rutkowski, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. — Vh. Geol. B.-A., **1959**, 179—201, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1959.
- Kockel, C. W.: Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1953**, 520—533, 2 Abb., Stuttgart 1954.
- Kraus, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Miner. etc., Abh., B, **1949**, 31—95, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- Kraus, O.: Geologische Spezialuntersuchungen im westlichen Bereich des Heiterwand-Gebietes (Lechtaler Alpen). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 96 S., 38 Abb., 14 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1965.
- Kraus, O. & Schmidt-Thomé, P.: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967**, 117—127, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- Kroll, J. M.: Geologische Spezialuntersuchungen im östlichen Bereich des Heiterwand-Gebietes (Lechtaler Alpen). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 76 S., 23 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1965.
- List, F. K.: Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — Geol. Rdsch., **58**, 196—219, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1968.
- Mylius, H.: Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes etc. — Mitt. Geogr. Ges. München, **4**, 1—96, 1 Abb., Taf. 1—11, davon Tf. 1 = geol. Kt. 1:25.000, München 1909.
- Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München, **9**, 435—478, 3 Taf., München 1914.
- Reithofer, O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., **1956**, 213—226, Wien 1956.
- Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Bundesstraße zwischen Haiming und Brennbichl bei Imst (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., **1956**, 256—267, 4 Abb., Wien 1956.
- Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen). — Verh. Geol. B.-A., **1957**, 244—249, 2 Abb., Wien 1957.
- Renatus, L.: Geologische Spezialuntersuchungen am Südostende der Lechtaler Alpen zwischen Imst und dem Larsenntal mit Einbeziehung eines Teiles der kalkalpinen Trias südlich des Inn. — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 83 S., zahlr. Abb., 27 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1968.

- Richter, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Geotekt. Sympos. H. Stille, 190—204, 9 Abb., Taf. 12, Stuttgart 1956.
- Vorarlberger Alpen — Samml. geol. Führer, 49, 169 S., 58 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1969. [Nachtrag.]
- Richter, M. & Schönenberg, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 57—79, 21 Abb., Hannover 1955.
- Sarnthein, M.: Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen). — Jb. Geol. B.-A., 105, 141—172, Taf. 9—12, Wien 1962.
- Scherreiks, R.: Photogeologische und geologische Untersuchungen in der Lorea-Gruppe (in den östl. Lechtaler Alpen). — Unveröff. Dipl.-Arb. Natwiss. Fak. Univ. München, München 1967.
- Schidrowski, M.: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 458—469, 3 Abb., Stuttgart 1960.
- Schmidegg, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 102, 353—406, 2 Abb., Taf. 9—13, Wien 1959.
- Schönenberg, R. 1955: s. u. Richter, M. & Schönenberg, R.
- Schönenberg, R.: Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. — Festschr. 90 Jahre Dtsch. Alpenver., 3—22, 9 Abb., Memmingen 1959.
- Seidl, K.: Zur Tektonik und Erzführung des Fernpaßgebietes. — N. Jb. Miner. Abh., 93, 174—191, 4 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1959.
- Stengel-Rutkowski, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. hessisch. L.-A. Bodenforsch., 87, 192 bis 201, 8 Abb., Wiesbaden 1958.
- Zur Geologie der Hasenfluh westlich Zürs. — Z. dt. geol. Ges., 111 (1959), S. 253, Hannover 1959.
- Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 535—556, 7 Abb., Hannover 1962.
- Die Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). — Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., 1964, 115—124, Bregenz 1965.
- Wopfinger, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100, 11—82, 9 Abb., 5 Diagr., Taf. 5—8, 4 Beil., Stuttgart 1954.

Rhätikon

- Allemann, F.: Geologische Karte 1:25.000, Fürstentum Liechtenstein. — Vaduz (Liechtenst. Schulbücher-Verl.) 1953.
- Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil, 3. Teil). — Jb. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 56, S. I—VI, 9—244, 21 Abb., 12 Taf., Vaduz 1956.
- Ampferer, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. — Jb. Geol. B.-A., 82, 31—64, 25 Abb., Wien 1932 c.
- Beiträge zur Geologie des Rätikons. — Jb. Geol. B.-A., 83, 137—172, 24 Abb., Wien 1933 a.
- Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 142, 145—155, Wien 1933 b.
- Geologische Bauformen und Baufragen des Rhätikongebirges. — Jb. Geol. B.-A., 84, (1934), 13—40, 20 Abb., Wien 1934.
- Geologische Bewegungsbilder vom W-Ende des Rätikons. — Jb. Geol. B.-A., 87, 275—310, 37 Abb., Wien 1937 a.
- Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 146, 317—331, 5 Abb., Wien 1937 b.

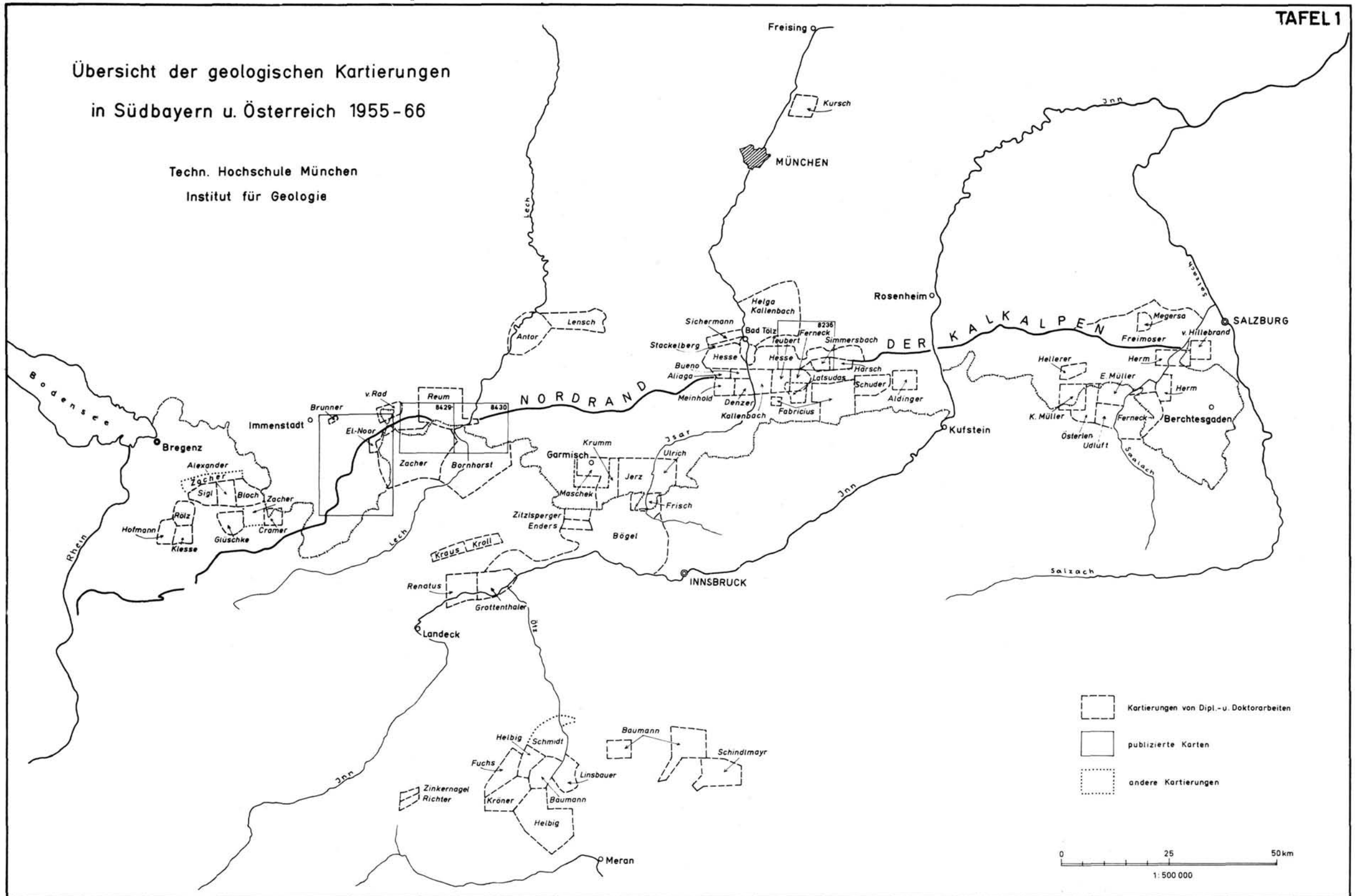
- Die Bergwelt der Schesaplana in der Umgebung der Straßburger und Zalmihütte. Ihre geologische Geschichte. — Festschr. gold. Jubil. Sekt. Mannheim DAV, 16 S., Mannheim 1939.
- Probleme der Arosazone im Rätikon-Gebirge. — Mitt. Alpenld. geol. Ver., 33 (1940), 97—112, 6 Abb., Wien 1942.
- Arni, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. — Diss. Zürich, 85 S., 1 Kt., Solothurn 1926.
- Über tektonische und stratigraphische Probleme im Scesaplana-Lünersee-Gebiet. — Ecl. geol. Helv., 26, 93—99, 1 Abb., Basel 1933.
- Blaser, R.: Geologie des Fürstentum Liechtenstein. 2. Teil: Geologie des nördlichen Gebietes. — 228 S., 19 Abb., 3 Taf., Vaduz (Histor. Ver. Fürstentum Liechtenstein) 1952.
- Blumenthal, M.: Der Sedimentzug der Tschaggunsener Mittagsspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. — Jber. Naturf. Ges. Graubünden, 74, 33—108, 5 Abb., 2 Taf., Chur 1936.
- Cadisch, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 49, 1. Abt., 91 S., 10 Abb., 3 Taf., Bern 1921.
- Geologie der Schweizer Alpen. — 2. Aufl., 480 S., 59 Abb., 2 Taf., Basel (Wepf) 1953.
- Cornelius, H. P.: Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons. — Verh. Geol. St.-A., 1921, 85—90, Wien 1921.
- Gubler, J.: Études géologiques dans le Vorarlberg central. — Diss. Geol. Inst. Univ. Paris, 155 S., 6 Abb., 4 Taf., Vincennes (Impr. Paturel) 1927.
- Häfner, W.: Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 54, 1. Abt., 33 S., 1 Abb., 3 Taf., geol. Kt. No. 111, 1 : 25.000 (1926), Bern 1924.
- Heißel, W. et. al.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1965.
- Heißel, W., Oberhauser, R. & Schmidegg, O.: Geologische Karte des Walgaues 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- Kobel, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rhätikon etc. — Mitt. Geol. Inst. TH Univ. Zürich, N. F. 118, 149 S., 17 Abb., 1 + 12 Taf., 2 Beil.-Taf., Zürich 1969. [Nachtrag.]
- Leutenegger, W.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. — Diss. Univ. Zürich, 120 S., 2 Abb., 3 Taf., 1 geol. Kt., Zürich 1928.
- Lugeon, M.: La région de la Brèche du Chablais. — Bull. Serv. Carte géol. France, 7, No. 49, 310 S., Abbildungen, 7 Taf., 1 geol. Kt., Paris 1896.
- Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. Géol. France, (4) 1, 723—823, 14 Abb., Tf. 14—17, Paris 1901.
- Mojsisovics, E. v.: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon. — Jb. Geol. R.-A., 23, 137—174, 3 Abb., Taf. 5—6, Wien 1873.
- Mylius, H.: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. I. Teil: 153 S., 47 Abb., 14 Taf., 1912; II. Teil: 186 S., 47 Abb., 23 Taf., München (Piloty & Loehle) 1913.
- Oberhauser, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau etc. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 184—190, 3 Abb., Wien 1965.
- Reithofer, O.: Zur Geologie des Krestakopfes (Montafon). — Verh. Geol. B.-A., 1965, 42—58, Taf. 1—2, Wien 1965.
- Reithofer, O. & Schmidegg, O.: Exkursion III/1: Rätikon. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 1, 225—242, 2 Taf., Wien 1964.
- Richter, D.: Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 506—510, 2 Abb., Stuttgart 1956.

- Richter, M.: Der ostalpine Deckenbogen. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 497—540, 7 Abb., Taf. 20, Wien 1930.
- Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rhätikon. — Z. dt. geol. Ges., **110** (1958), 307—325, 6 Abb., Taf. 13, Hannover 1958.
- Vorarlberger Alpen. — Samml. geol. Führer, **49**, 169 S., 58 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1969. [Nachtrag.]
- Richthofen, F. F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 1. Abth. — Jb. Geol. R.-A., **10**, 72—137, 12 Prof., Taf. 2—3, Wien 1859.
- Rothpletz, A.: Der Rhätikon und die große rhätische Überschiebung. — Z. dt. geol. Ges., **51**, 86—94, 1 Abb., Berlin 1899.
- Geologische Alpenforschungen. II. — 261 S., 99 Abb., 1 Taf., München (Lindauer) 1905.
- Schaetti, H.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 1. Teil. Geologie des östlichen Gebietes. — 204 S., 15 Abb., 3 Taf., Vaduz (Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein) 1951.
- Schmidegg, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). — Jb. Geol. B.-A., **98**, 145—172, 4 Abb., Taf. 8—9, Wien 1955.
- Schumacher, Ch.: Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon. — Diss. Techn. Hochsch. Berlin, 75 S., 1 Taf., 1 geol. Kt., Berlin 1929.
- Seidlitz, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. — Ber. Natforsch. Ges. Freiburg Br., **16**, 232—366, 20 Abb., 5 Taf. (7—11), Freiburg/Br. 1906.
- Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 37—62, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1911.
- Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin? — Zbl. Min. etc., **1912**, 492—500, 534—542, Stuttgart 1912.
- Stahel, A.: Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon. — Diss. Geol. Inst. Zürich, 82 S., 2 Kt., Zürich 1926.
- Tarnuzzer, Ch.: Der geologische Bau des Rhätikongebirges. — Jber. Naturf. Ges. Graubünden, **35**, (1890/91), 124 S., 13 Abb., 1 geol. Kt., Chur 1892.
- Tollmann, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, 324—345, 2 Abb., 1970 b.
- Trümpy, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **46 II**, 163 S., 27 Abb., 5 Taf., 1 geol. Kt., Bern 1916.
- Trümpy, R. et al.: Livret-guide. Réunion extraordinaire de la Société géol. de France: Les Grisons. — Partie A, Abschnitt 1—6, zahlr. Beil., Paris (SGF.) 1969.
- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Les Grisons. — Compt. rend. Soc. géol. France, **1969**, 329—396, 22 Abb., Paris 1970. [Nachtrag.]
- Theobald, G.: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. — Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **2**, 374 S., 18 Taf., Bern 1864.
- Verdam, J.: Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. — Diss. Geol. Inst. TH Zürich, 86 S., 3 Taf., geol. Kt. 1:25.000, Zürich 1928.

Eingegangen bei der Schriftleitung am 2. März 1970.

Übersicht der geologischen Kartierungen in Südbayern u. Österreich 1955-66

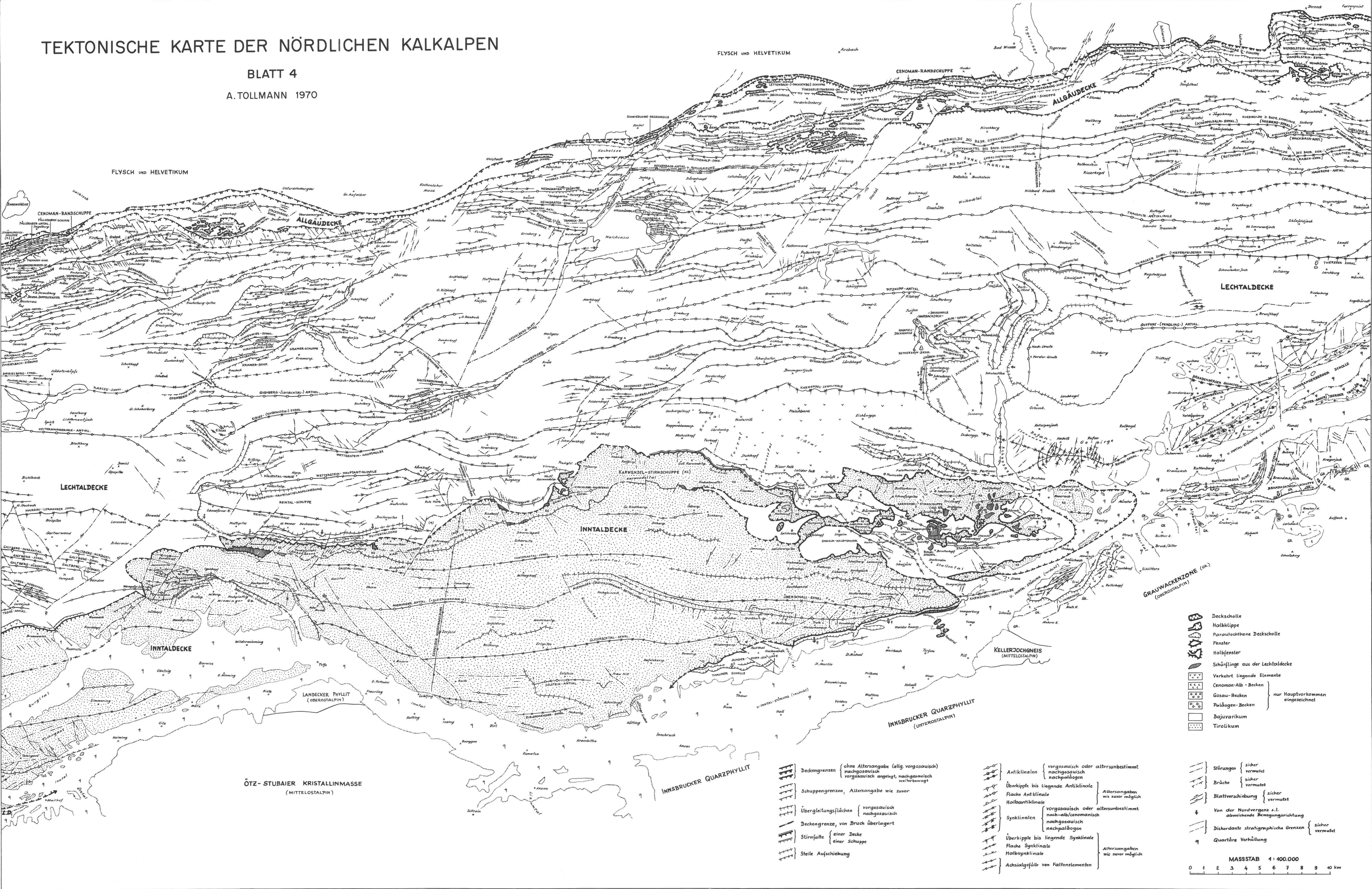
Techn. Hochschule München
Institut für Geologie



TEKTONISCHE KARTe DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

BLATT 4

A. TOLLMANN 1970



TEKTONISCHE KARTE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

BLATT 5

A. TOLLMANN 1970

