

# Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen

A. TOLLMANN, Wien \*)

Mit 12 Abbildungen

Schlüsselwörter

Nördliche Kalkalpen  
Deckenbau  
Überschiebungsfächen-Struktur  
Überschiebungsweiten

Reliefüberschiebungen  
Spurschollen  
Tektonische Moränen  
Abtragungsbeträge

## Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	358
1. Die Art der Beweise für den Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen . . . . .	359
a) Ausgewählte Beispiele . . . . .	359
b) Zusammenstellung der für die Frage wichtigen Gesichtspunkte . . . . .	365
2. Die Überschiebungsweiten . . . . .	365
3. Strukturelle und mechanische Beurteilung der Deckenbahnen . . . . .	368
a) Juvavischer Überschiebungstypus mit schichtparallelem Transport . . . . .	368
b) Voralpiner Überschiebungstypus mit basalem Schrägzuschnitt . . . . .	368
c) Tektonische Moränen . . . . .	371
d) Reliefüberschiebung und tektonischer Hangendzuschnitt . . . . .	377
e) Pressungsdeformation an saiger stehenden Deckengrenzen . . . . .	381
f) Spurschollen . . . . .	382
4. Das Ausmaß der Abtragung kalkalpiner Decken . . . . .	384
a) Hohe geforderte Beträge . . . . .	384
b) Beispiele sichtbar kleinen Abtrages . . . . .	385
c) Beispiele größeren sichtbaren Abtrages . . . . .	386

## Zusammenfassung

Zunächst werden übersichtsmäßig die Belege für durchgreifenden Deckenbau im Gesamttraum der Kalkalpen zusammengestellt und wird auf spezielle, Deckenbau beweisende Strukturen verwiesen. Dann werden die erfassbaren Überschiebungsweiten der Hauptbewegungsfächen überblickt. Es wird gezeigt, daß im „Voralpin“ die Bewegungsfläche zwischen Tief- und Hochbajuvarikum am klarsten ausgeprägt ist und im Westen 35 km Förderweite erkennen läßt. Innerhalb des Tirolikums sind — von der Inntaldecke abgesehen — die Schubweiten relativ gering. Erst die juvavischen Schollen zeigen wieder Mindestschubweiten zwischen 20 und 40 km.

Der Hauptteil der Studie ist der strukturellen Eigenart der Deckenschubflächen gewidmet. Es werden folgende Haupttypen unterschieden: Schichtparallele Abscherung, wie man sie häufig bei den juvavischen Decken antrifft, basaler auf- und absteigender Schrägzuschnitt, wie er besonders in den voralpinen Decken verbreitet ist; an speziellen Ausbildungsformen werden zunächst tektonische Moränen erörtert, die hier fast ausschließlich an den abgequetschten Hinter-

\*) Adresse: Univ.-Prof. Dr. ALEXANDER TOLLMANN, Geologisches Institut der Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

rand von Stirnschuppen gebunden sind. Dann wird zur Möglichkeit von Reliefüberschiebungen grundsätzlich positiv Stellung genommen. Ein neues Hauptargument aber (den Sockel mit-erfassende jüngere Bruchtektonik) spricht gegen die bisherige Deutung der Reliefüberschiebung an der Typlokalität am Stanserjoch. Schließlich wird die Pressungsdeformation an syngenetisch saigeren Deckengrenzen charakterisiert, wo allseits gerichtetes Ausweichen in steilstehender Ebene stattfindet. Der Begriff „Spurschollen“ („copeaux témoins“) wird für liegendebliebene tektonische Zeugenschollen einer höheren Einheit aufgestellt.

Zuletzt wird noch das Ausmaß der Abtragung kalkalpiner Decken an Hand ausgewählter Beispiele durchleuchtet. Die bis in die jüngste Zeit theoretisch errechneten oder geschätzten Abtragungsbeträge werden auf Grund der beobachtbaren Verhältnisse als für die Kalkalpen wesentlich zu groß erachtet. Es werden Beispiele sichtbar kleinen Abtrages seit der Kreide bzw. dem Paläogen angeführt. Ferner werden Untergrundstrukturen zusammengestellt, die eine einstige Deckenlast anzeigen und auf Grund ihrer Verbreitung auf eine namhafte Abtragung bestimmter Deckenteile schließen lassen.

## 1. Die Art der Beweise für den Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen

### a) Ausgewählte Beispiele

Vor Erörterung des Stiles und des Mechanismus kalkalpiner Überschiebungsbauers erscheint es heute trotz aller bereits errungener Erkenntnisse erneut angebracht, zunächst die Existenz der Deckenstruktur als das hervorstechendste Moment in der großtektonischen Formung der Kalkalpen unter Beweis zu stellen, da ja gerade dieses Grundbauprinzip der Kalkalpen in deren westlichem Abschnitt durch deutsche Geologen im letzten Dezennium nicht nur in Zweifel, sondern direkt in Abrede gestellt worden war und im Anschluß daran sich auch unter den österreichischen Geologen Stimmen geregt haben, die auch im Osten, sogar in der durch Deckschollen und Fenster reich gesegneten Juvavischen Zone den Deckenbau zu bestreiten versucht hatten.

Die vom Verfasser selbst im Laufe von mehreren Jahren für die Erstellung der Tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen 1 : 100.000 (1967, 1969, 1970 a) angestellten Beobachtungen an den im Hinblick auf Deckenstruktur strittigen Stellen haben aber ebenso wie zahlreiche technische Großaufschlüsse, wie die Entdeckung neuer Fenster, Schürflinge und ähnlicher Leitstrukturen durch verschiedene Forscher das alte Grundkonzept des Deckenbaues, wie es bald nach der Jahrhundertwende von weitblickenden Alpengeologen erstellt worden war, grundsätzlich bestätigen können, wenn auch das Bild im einzelnen selbstverständlich mit Fortschreiten der Detailkenntnis Ergänzungen, Abänderungen und Verbesserungen erfährt. Der Wissenstand von 1970 gestattet naturgemäß ungleich präzisere Aussagen als jener in der Pionierzeit der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts (Abb. 1).

Im folgenden soll nicht auf regional-tektonische Fragen eingegangen werden, sondern auf Grund ausgewählter Beispiele aus dem Gesamttraum der Kalkalpen der Nachweis der Deckenstruktur als Basis für die weiteren Überlegungen geführt werden. Über die entscheidenden Belege für den Fernschub der Kalkalpen als Ganzes wurde ja vom Verfasser jüngst zusammenfassend

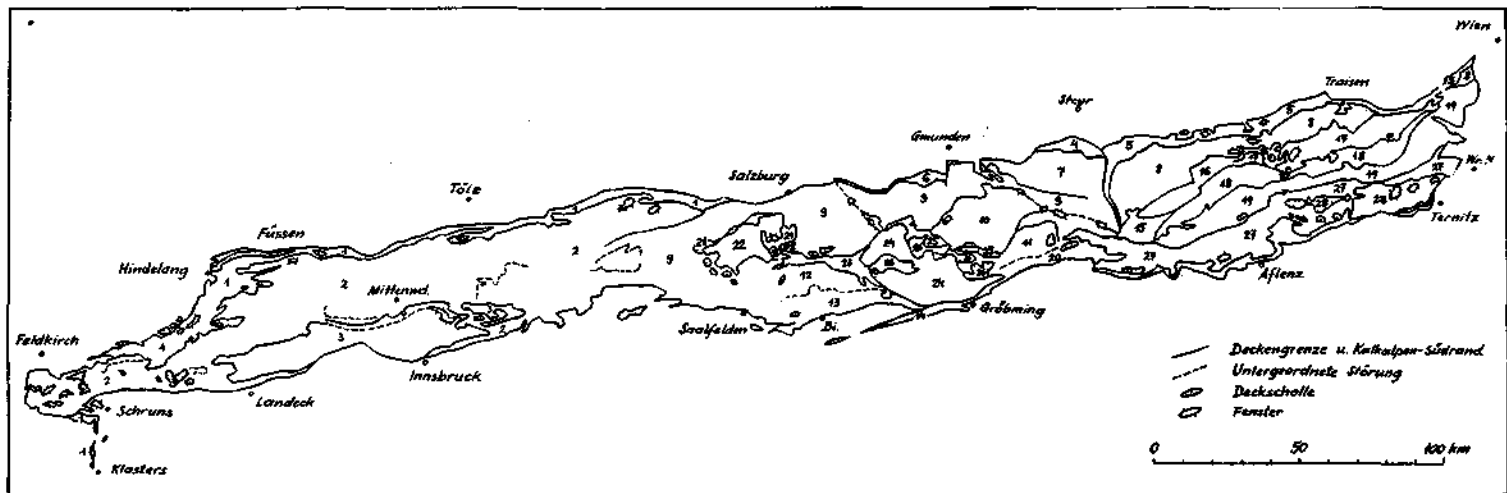


Abb. 1. Übersicht über den Deckenbau der Kalkalpen.

1 Allgäudecke, Cenoman-Randschuppe und Madrisazone, 2 Lechtaldecke, 3 Inntal- und Krabachjochdecke, 4 Ternberger Decke, 5 Frankenfelder Decke und Cenoman-Randschuppe, 6 Langbath-Scholle, 7 Reichraminger Decke, 8 Lunzer Decke, 9 Staufen-Höllengebirgs-Decke, 10 Totengebirgsdecke, 11 Warscheneckdecke, 12 Tennengebirgs-Scholle, 13 Werfener Schuppenzone, 14 Mandling-Span, 15 Reifflinger Scholle, 16 Sulzbachdecke, 17 Reisalpendecke, 18 Unterbergdecke, 19 Göllerdecke, 20 Admonter Schuppenzone, 21 Hallein-Loferer Hallstätter Decke, 22 Berchtesgadener Decke, 23 Lammerdecke, 24 Dachsteindecke, 25 Zlambachdecke, 26 Sandlingdecke, 27 Mürzalpen-Hohe Wand-Decke, 28 Schneebergdecke.

berichtet (1970 c). Beginnen wir bei der Besprechung der zum guten Teil neu untersuchten belegenden Strukturen im Osten.

Als wichtige Zeugen für Deckenbau am Ostrand der Kalkhochalpen stellen sich Fenster und vor allem Doppelfenster mit Elementen der hier auch faziell klar getrennten Einheiten in der Schneebergdecke ein: Höfleiner Fenster, Ödenhoffenster und Hengstfenster, jüngst neu untersucht und kartiert (G. HERTWECK, 1958, B. PLÖCHINGER, 1963, 1964, 1967). Das Ödenhoffenster z. B. ist durch keinen anderen Mechanismus als durch nordvergenten Transversalschub zu erklären, da die unter dem Unter/Mitteltrias-Rahmen der Schneebergdecke erscheinenden tieferen Schubmassen jeweils auch fazielle Eigenständigkeit aufweisen — so die Mürzalpendecke mit Hallstätterkalk und die Göllerdecke mit der Hinterriff-Lagunenfazies des Megalodonten-Dachsteinkalkes. Solche einheitlich und ohne Naht im Rahmen überschobene faziesdifferente Doppelfenster sind eindeutige Beweise für seitlichen Einschub, bei entsprechend großer Überschiebungswerte von etlichen Kilometern Zeugen für Deckenbau.

Das Gegenstück zu diesem Durchblick durch den im Osten noch zusammenhängenden Körper der Schneebergdecke bildet der Deckschollenschwarm dieser Einheit, der in den Mürztaler Alpen der unterlagernden Mürzalpendecke aufliegt. 17 Deckschollen verschiedenster Dimensionen, in der Mitteltrias auch faziell von der Unterlage unterschieden, sorgen dafür, daß hier eine autochthone Deutung der Tektonik ebensowenig herangezogen werden kann wie im östlich anschließenden Abschnitt der Fensterregion (Abb. 2). Zwei weitere

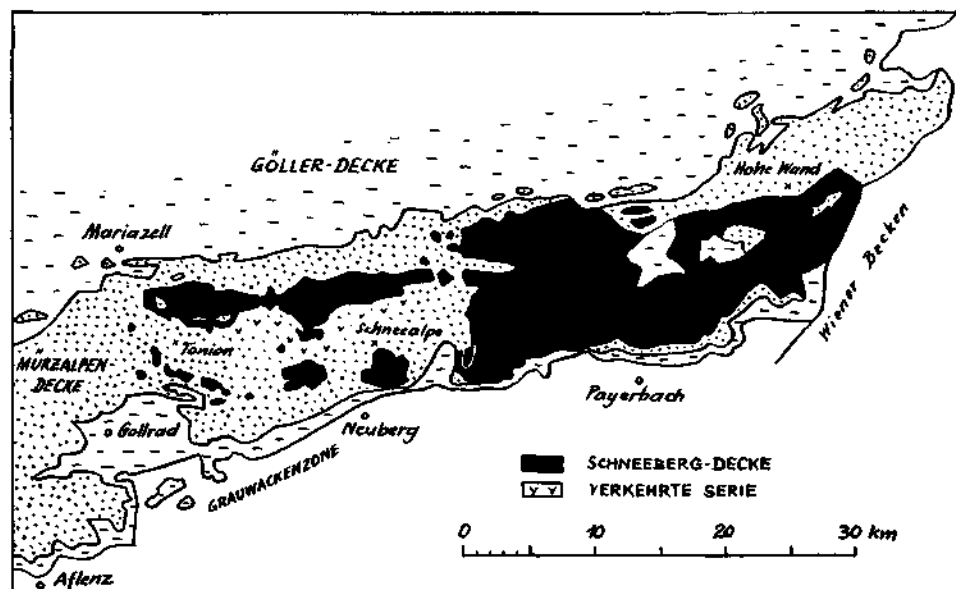


Abb. 2. Die Schneebergdecke. Ihr Deckschollengefolge und ihre Fenster kennzeichnen sie als klassisch belegte Deckenstruktur.

Beweise für den Fernschub sind hier jüngst noch zu den bekannten dazugekommen. (1) Der Schnealpenstollen der Ersten Wiener Hochquellenleitung wurde in den Jahren 1967 bis 1968 genau unter der großen Rauhenstein-Deckscholle N Neuberg/Mürz durchschlagen. Diese unmittelbare Unterfah rung der Deckscholle der Schneebergdecke zeigte die flache Lagerung der Mürzalpendecke im Liegenden dieser Scholle, aber keine Spur einer steilen oder auch nur irgendwie angedeuteten autochthonen Wurzel dieser Scholle (F. BAUER, 1969, Taf. 1, Profil). Hier ist also tatsächlich — wenn eine historische Bemerkung zu der früher ja so umstrittenen Frage der Schneebergdecke gestattet ist — die einst durch H. P. CORNELIUS von L. KOBER anlässlich eines Vortrages geforderte Beweisführung „Sind Sie schon unter der Schneebergdecke durchgekrochen?“ realisierbar geworden. Die Mürzalpendecke ihrerseits ist übrigens, wie die im Stollen unterlagernde Gosau zeigt, mit dem Sockel ebenfalls nicht verbunden. (2) Ein weiterer Beweis für den nordvergenten Fernschub der heute zu einem Schollenschwarm erosiv aufgelösten Schneebergdecke in den Mürztaler Alpen ist in der riesigen abgerollten Verkehrtserie an der Deckenbasis zu finden, die aus Gesteinen der Mürztaler Fazies der Mürzalpendecke besteht. Das großartige Schauspiel dieser einheitlich gegen Norden abgewalzten Verkehrt-Masse (A. TOLLMANN, 1967, Taf. 1) verbietet die darüber noch erhaltenen Schollen des einst erzeugenden Walzschlittens, der Schneebergdecke, autochthon zu deuten.

Besonders eindrucksvoll wird der Überschiebungsbau auch dort, wo unter den durch Fenster und Halbfenster siebartig durchlöcherten höheren Decken als basale Einheit eine riesige verkehrte Decke auftaucht, wie z. B. im Voralpinen Gebiet im Raum von Annaberg im Ötscherland. Hier sind durch zehn Fenster und Halbfenster die Reisalpendecke in ihrer ganzen Breite sowie die Unterberg-(Ötscher-s.str.)decke in ihrer Stirnzone durchlöchert, so daß man darunter die hier zur Gänze abgerollte, verkehrt lagernde Sulzbachdecke mit einer zwischen Schmelzfenster und Gaisenberg-Halbklippe 10 km breiten verkehrten Serie erkennen kann. Hier ergeben sich außerordentlich eindrucksvolle verschieden gestaltige Zeugen des Deckenbaues, so daß dem Ötscherland eine eigene tektonische Studie gewidmet worden ist (A. TOLLMANN, 1966).

Eine Verifizierung des Deckenbaues im Ötscher-Vorland ist besonders auch durch das von L. KOBER (1923, S. 171) entdeckte Fenster von Urmannsau östlich von Gaming möglich geworden. Der Jura in der Taltiefe ist keineswegs im Sinne von O. AMPFERER (1930, S. 64 ff.) von oben her in die angenommene Lunzer Sandstein-Mulde des Untergrundes, die sogenannte „Mulde von Urmannsau“ eingeschoben, sondern die Überschiebung des Jura durch den Triasrahmen ist vielfach in der Taltiefe prächtig aufgeschlossen, wie auch die Neuaufnahme des Fensters von Urmannsau durch A. RUTTNER (1963) gezeigt hat. Noch eindrucksvoller aber wurde der Deckenbau im Fenster von Urmannsau durch die hier abgeteufte Tiefbohrung der ÖMV-AG bewiesen (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 345), durch welche im kalkalpinen Anteil über Flysch, Helvetikum und Molasse-Unterlage Glieder der Sulzbachdecke (Neokom), der Lunzer Decke (Mitteltrias), der Frankenfesler Decke (Obere Schuppe und Untere Schuppe mit riesiger liegender Falte) sowie der Kieselkalkschuppe durchörtert wurden.

Als prägnantes Beispiel für den Deckenbau im Mittelteil der Kalkalpen sei die schöne Deckschollenlandschaft der Hallstätter Zone im Raum um Mitterndorf im Salzkammergut angeführt, die dem Verfasser aus eigener Anschauung näher bekannt ist (1960). Krahnstein, Rabenkogel, Hartkogel, Röthelstein-Feuerkogelstock und zahlreiche Großschollen im Tauplitz-Ressenhornzug sind beredte Zeugen für Deckenbau, da diese Bestandteile der beiden Hallstätter Decken mit eigener, der Dachsteinkalkfazies-Serie des Untergrundes erstaunlich schroff gegenüberstehender Faziesentwicklung an klaren Überschiebungsgrenzen der unterlagernden Warscheneckdecke aufliegen und man vielfach auch an großen Schollen wie dem Röthelsteinstock am Fuß des Bergmassivs den Jura oder die Obertrias der unterlagernden Warscheneckdecke fast rund um die gesamte Scholle aufgeschlossen verfolgen kann, während darüber mit Permoskyth an der Basis die faziell vollkommen abweichende Serie der Hallstätter Deckscholle aufsetzt.

Als markantestes Beispiel im Salzburg-Berchtesgadener Raum sei die deckentektonische Dreigliederung in Tirolikum, Berchtesgadener Decke und den dazwischen eingeschalteten Hallstätter Schollenkranz in Erinnerung gerufen. Der Deckenbau in diesem Raum ist deshalb so evident, weil die Berchtesgadener Decke mit dem faziell unterschiedenen tiefjuvavischen Schollenkranz schüsselförmig über den jüngsten Schichtgliedern der breiten Unkenener Synklinale eingelagert ist, ohne Naht im Untergrund, ohne Faziesbeziehung zum Untergrund — selbst der weiße Dachsteinkalk vom Reitheralmtypus unterscheidet sich vom grauen Loferer Dachsteinkalk des tirolischen Sockels, von der bis über die Clypeinenkalke empor dem Nachbarraum fremden, zwischengeschalteten Hallstätter Decke ganz zu schweigen. Hinzu kommen mitten im Deckenkörper des Hochjuvavikums Fenster, die den tirolischen Untergrund zeigen, wie das Almwaldalmfenster im Westen und das Aschauenfenster im Osten (vgl. Taf. 1 bei A. TOLLMANN, 1969). Hinzu kommen ferner Bohrungen, die unter dem Tiefjuvavikum der Hallstätter Zone den Oberalmkalk des Tirolikums angefahren haben (W. E. PETRASCHECK, 1945, S. 8; W. MEDWENITSCH, 1962, S. 465, 483). Als weiterer Zeuge für Deckentektonik tritt der (tief)juvavische Deckschollenschwarm hinzu, der nicht nur den unmittelbaren Randsaum der Berchtesgadener Decke umgibt, sondern auch weit entfernt die einstige Überschiebungsbahn des Juvavikums über dem Tirolikum im Steinernen Meer mit 17 Deckschollen pflastert (vgl. 1969, Taf. 1). Die Hallstätter Schollenreihe, die auf der Südseite der Berchtesgadener Decke noch bis jüngst unbekannt geblieben war, ist übrigens nun durch W. BARTH (1968) N der Hochkaltergruppe aufgefunden worden. Einen weiteren, neuen Beweis für den Fernschub der Berchtesgadener Decke stellt ferner die Erfassung der Saalach-Stirnschuppe am Westrand der Decke dar (A. TOLLMANN, 1969, S. 164; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 113 ff.), die die Decke fast in der gesamten Breite unterlagert und im Hundsalmbenkenfenster noch weit im Süden unter dem Deckenkörper zutage tritt. Im gleichen Sinn schließlich sprechen auch die durch G. SCHULER (1968, S. 51) im Detail studierten lithofaziellen Verhältnisse des karnischen Horizontes, auf die Herkunft der Decke vom Südrand der Kalkalpen verweisend. Für eine Deutung der Berchtesgadener Decke und des rahmenden Hallstätter Schollenringes als autochthone Gebilde,

wie dies etwa noch W. ZEIL bei der Führung anlässlich der Tölzer Tagung (1960) empfohlen hatte, können keine Gründe geltend gemacht werden, während mit Fortschreiten der Kenntnisse immer neue Argumente für die Allochthonie zu den schon bekannten Hauptargumenten hinzutreten.

Die Beweisstücke für die Deckenstruktur des Westteiles der Kalkalpen schließlich sind vor allem in der einheitlich gerichteten Verformungsart unter den Schubflächen und in der durchlaufenden tektonischen Begrenzung der Decken zu finden. Die Deckennatur der mächtigen, tiefgehenden Inntaldecke kann mangels Fenster nur am aushebenden Ost- und Westende erfaßt werden. Im Osten ist es die schon 1901 von O. AMPFERER erkannte imposante Karwendel-Überschiebung (1902, S. 276), an der die Inntaldecke als falscher Kern freischwimmend den Jungschichten der Karwendel-Hauptmulde des Lechtaldecken-Südteiles eingelagert ist und ist es ferner der so eindrucksvolle Deckschollen-Teppich im Gebiet des Stanserjoches, der dem Hauptkörper der Inntaldecke vorlagert. Am Westende der Decke ist es einerseits die Halbklippe des Ruitelspitz-Massivs, die im Liegenden, u. zw. auch am Südrand, einheitliche nordvergente Verformung des Jungschichten-Untergrundes und daher einheitlichen nordvergenten Transport erkennen läßt und außerdem entgegen den älteren Angaben bei der Griesblalm nicht gegen SW untertaucht, sondern aushebt (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 119), andererseits ist es die durch Vergenzbeobachtungen (B. ENGELS, 1961; 1970) u. a. nachweislich fernüberschobene Deckschollengruppe um den Flexenpaß, die als tektonische Klippen der Inntaldecke und Krabachjochdecke in gleiche Richtung weisen.

Der Nachweis der Lechtaldecke kann am besten in ihrem breiten Westabschnitt geführt werden, da hier durch das achsiale Ausheben des ganzen Gebirgskörpers gegen Westen und gleichzeitiger Deckenfaltung ein durch Halbklippen und Halbfenster tief gelappter Westrand der Decke zustandekam. Besonders klar liegen die Verhältnisse wiederum dort, wo durch Zwischenschaltung einer dritten Einheit — wie der breiten Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke im Norden — Doppelhalbfenster und Doppelhalbklippen zustande kommen. Eine Umdeutung der Jungschichten-Inhalte dieser Doppelhalbfenster und Halbfenster zu Beutelmulden ist auch deshalb unmöglich, weil sie nach Osten jeweils abtauchen und nicht muldenartig ausheben. Gerade der Bennadeckensattel, an Hand dessen der Begriff „Beutelmulde“ aufgestellt worden ist, zeigt all die erwähnten Eigenheiten eines Doppelhalbfensters samt tunnelartigem Untertauchen des Halbfensterinhaltes gegen Osten. Ähnlich wie in den Vilser Alpen trifft man auch im Hornbachtal ein mustergültiges Halbfenster zwischen Tief- und Hochbajuvarikum, im Sinne von C. W. KOCKEL (1953) und entgegen V. JACOBSHAGEN (1961), der die Struktur autochthon umzudeuten versuchte. Die einheitliche Nordüberschiebung der Hochvogelscholle am Halbfenster-Nordrand ist vor allem durch die so eindringlich erschlossene nordvergente Schleppfaltung unter dem Südrand der Überschiebungsmasse gesichert, das Durchlaufen der Deckengrenzen auch am Nordrand der Hochvogel-Halbklippe in der Luitpoldzone und im Bärgründle zu erweisen (A. TOLLMANN, 1970 a, b, 1971).

## b) Zusammenstellung der für die Frage wesentlichen Gesichtspunkte

Demnach sind besonders folgende Kriterien für den Nachweis von Deckenbau verwendbar, wenn sie in regionalem Ausmaß erfaßt werden.

Deckschollenschwärme mit zahlreichen Elementen, besonders mit regellos über die Unterlage verteilten Schollen, lassen die Möglichkeit zur Umdeutung zu einer Pilzfalten-Kolonie weitgehend schwinden, besonders wenn sie faziesverschieden von der Unterlage sind. Der direkte Nachweis des seitlichen Einschubes kann bei Beobachtung gleichgerichteter Vergenz unter allen Rändern erbracht werden. Das Gegenstück bilden Fensterschwärme, die bei enger Anordnung siebartige Durchblicke auf die dann mit Struktur-Einzelheiten verfolgbare tektonische Unterlage zulassen. Besonders wertvoll für den Nachweis von Transversaltektonik sind Doppelfenster und Doppelklippen mit bedeutenden Faziesunterschieden der verschiedenen Einheiten. In all diesen Fällen ist der Nachweis gleicher Vergenz am Nord- und Südrand als Beleg für seitlichen Einschub von besonderem Wert. Beweisend für bedeutenden Fernschub ist ferner jene Anordnung von Deckschollengruppen, die mit einem Teil ihrer — womöglich faziesmarkierten — Schollen hinter eine mögliche Bezugsnarbe noch zurückgehen (z. B. Hallstätter Deckschollen N Mitterndorf). Ein eindrucksvolles Kriterium für Fernschub ist auch bei Abrollung des Untergrundes zu regional bedeutenden verkehrten Serien unter der Überschiebungsmasse gegeben (z. B. Naßköhr, Sulzbachdecke bei Annaberg, Schwechatfenster, Zwieselalmschuppe, Luitpold-Bärgünde etc.).

Eine Reihe z. T. kleinräumiger, aber zufolge ihrer Struktur fast ausschließlich an Deckenbau gebundener Strukturen wird im Abschnitt 4 c besprochen werden: z. B. Tauchfalten, Tektonische Moränen, verschleppte Verkehrschenkel, Schürflingsteppiche etc. Auch die oft viele Kilometer weit unter den erzeugenden Deckenhauptkörper reichenden Stirnschuppen sind oft exzellente Belege für großräumige Allochthone der auflagernden Schubmasse, besonders wenn sie sich noch in Fenstern tief unter diese hineinverfolgen lassen (Saalach-, Vils-, Karwendel-Stirnschuppe). Ferner sprechen ganz ausgewalzte, verschleppte Lamellen, die große Deckschollen rings umgeben (Krabachscholle), eindeutig für bedeutenden Horizontalschub.

Zuletzt schließlich ist der Deckenbeweis auch durch künstliche Aufschließungen bei verschiedenen technischen Großprojekten in neuerer Zeit erbracht worden, so bei den Bohrungen Urmannsau, Ischl, Mitterndorf, Hallein, beim Wasserleitungstollen in den Mürztaler Alpen, beim Erbstollen des Hallstätter Salzbergbaues etc.

## 2. Die Überschiebungsweiten

Zunächst muß man sich im klaren darüber sein, daß nur bei Gleitdecken das Ausmaß der Überschiebung für eine Deckenmasse als ganzes mehrweniger konstant bleiben kann, während beim Haupttypus unserer Decken, nämlich den durch Schub transportierten Abscherungsdecken, die Überschiebung zwar über



große Distanzen durchlaufen kann (z. B. Grenze Tief- und Hochbajuvarikum), grundsätzlich aber ein seitliches Auslaufen der Überschiebungswerte bis auf Null zu erwarten ist, wenn nicht die Erosion die Enden der Überschiebung abgeschnitten hat (Beispiel: Zusammenhang Hochbajuvarikum-Tirolikum im Mittelabschnitt der Kalkalpen oder Auslaufen der Reisalpendecke östlich von Lunz). In solchen Fällen wird man noch dort von Decke sprechen, wo die Überschiebungswerte im zentralen Teil noch etliche Kilometer (Richtwert 5 km) beträgt — vgl. W. SCHWAN (1966, S. 175), A. TOLLMANN (1968 a, S. 28; 1968 b, S. 58).

Betrachtet man aber nur einen bestimmten Ausschnitt eines Orogens wie etwa die Nördlichen Kalkalpen, so können darin natürlich auch Abscherungsdeckengrenzen total durchlaufen, ohne im Förderungsbetrag nennenswert abzunehmen. Andererseits ist der wahrscheinlicher zu erwartende und auch wesentlich häufiger realisierte Fall jener, bei dem die Deckengliederung in wechselndem Maß sich im Streichen ablöst und der Gesamtstreifen durch abschnittsweise vikariierende Gliederung beherrscht wird.

Die Überschiebungswerte der kalkalpinen Decken sind nun durch Deckschollen und Fenster, vereinzelt durch Bohrungen und gelegentlich noch durch indirekte Hinweise, wie bestimmte Anordnung von Schürflingen entfernter Herkunft an den Überschiebungsbahnen etc. zu erschließen. Gegenüber der klassischen Vorstellung, wie sie besonders durch L. KOBER entwickelt worden war, daß die meisten Einheiten von Bajuvarikum angefangen im Untergrund der Kalkalpen durchzögen (1923, Taf. 4; 1938, Taf. 1, Fig. 3; 1955, Abb. 72), hat man vielerorts beobachten können, daß die kalkvor-alpinen Decken nur schuppenförmig übereinandergelegt sind und gegen Süden hin im Untergrund verschieden schnell enden, während das Juvavikum im Osten und die Inntaldecke im Westen tatsächlich schüsselartig der nächsttieferen, jeweils bis zum Kalkalpensüdrand durchreichenden Einheit auflagern.

Im einzelnen lassen sich heute die Schubweiten der Hauptdeckensysteme wie folgt beurteilen.

1. Die Überschiebung des Hochbajuvarikums, also des Lechtal-Reichraming-Lunzer Deckensystems, über dem Tiefbajuvarikum, dem Allgäu-Ternberg-Frankenfelder System ist grundsätzlich tiefgreifend, da nirgends in der gesamten Länge der Fläche ein Zusammenhang zwischen den beiden Systemen nachzuweisen war, da ferner besonders in den jüngeren Schichten einschließlich der Kreide — besonders deutlich im Osten — sich merkbare Faziesdifferenzen in den benachbarten Deckensystemen einstellen und Mächtigkeitssprünge an dieser Linie in den bayrischen Kalkalpen (mit höheren Mächtigkeiten im Norden) auftreten. Die Hauptgründe aber liegen in der an Halbfenstern, Fenstern und Deckschollen sichtbaren flachen Überschiebungsbahn. Die sichtbare Überschiebungswerte beträgt an dieser Grenze im Allgäu zwischen dem Falkensteinzug im Norden und dem Hornbach-Halbfenster im Süden 23 km bzw. 35 km (s. u.). Eine wesentlich größere Überschiebungswerte ist hier kaum zu erwarten, da bei Verfolgung der Hauptüberschiebungswerte der Lechtaldecke gegen Westen bis zur Wandflussschuppe dort in dem 6 km dahinter liegenden Klesenzafenster nicht mehr Allgäudecke, sondern Arosazone, also fremde Unterlage auftaucht, ja am Ostrand des nahe NW davon gelegenen Partnom-Halbfensters der Über-

lagerungsbetrag bereits ganz gering, unter 1 km ist. Hingegen ist die reale Schubweite im Meridian der Vilser Alpen dadurch größer als die sichtbaren 23 km Überlagerung, da man neben der Deckenfaltung außerdem noch den Überschiebungsbetrag der ja von der Lechtaldecke abstammenden breiten Vilser Stirnschuppe berücksichtigen muß. E. SPENGLER (1928, S. 5) hat demzufolge die Gesamtüberschiebungsweite der Lechtaldecke in diesem Raum mit 35 km beziffert.

2. Die Schubweite zwischen Bajuvarikum und Tirolikum sowie innerhalb des Tirolikums (im Osten Ötscherdecke s. l.) sind im Osten der Kalkalpen durchgehend nicht sehr bedeutend. Im Schwechatfenster ist eine fast 5 km weite Überschiebung der Göllerdecke über der Sulzbach-Decke sichtbar. Im Annaberger Bereich beträgt die Überlagerung der Reispalpendecke über der Sulzbachdecke im Meridian des Schmelzfensters 10 km, die Überschiebungsweite bleibt etwas dahinter zurück, da ein Teil der Überlagerung auf Überfaltung zurückgeht. Als ein Hinweis auf nicht allzugroße Überschiebungsbeträge ist im Raum dieser östlichen Kalkvoralpen mit G. HERTWECK (1961, S. 71 f.) die Beobachtung zu werten, daß unter der Lunzer Decke und an den Teildeckengrenzen aller drei Untereinheiten des Tirolikums tektonische Späne von der Stirn der Kalkalpen, der Frankenfelder Decke, durch Sekundärbewegungen bis an die Oberfläche hochgeschleppt worden sind, was nur dadurch möglich ist, daß diese Teildecken nur mit geringer Überschiebungsweite gestaffelt hintereinander liegen. Auch E. SPENGLER (1955) hat ja seiner Abwicklung dieses Abschnittes eine geringe Überschiebungsweite zugrunde gelegt.

Noch geringer sind die Schubweiten an der Basis und innerhalb des Tirolikums im Mittelabschnitt der Kalkalpen, sieht man doch den „Tirolischen Bogen“ HAHNS an seine Enden im Antiklinalen auslaufen (Sengsengebirge) und mit dem Hochbajuvarikum zusammenhängen, das demnach nicht in der Tiefe der Kalkalpen weiter gegen Süden durchzieht. Die sichtbare Überschiebungsweite an der Front dieses Bogens, der im Mittelteil am stärksten vorgestoßen ist, bleibt gering. Am Windhagkogel östlich des Grünauer Halbfensters z. B. beträgt die als Überfaltung angelegte Überschiebung oberflächlich 2 km, ähnlich jene der Langbathscholle am Spielberg vor dem Höllengebirge.

3. Bedeutende Überschiebungsbeträge sind in den südlichen Teilen der Kalkalpen an den juvavischen Schollen und an der Inntaldecke abzulesen, die — wie erwähnt — gleichsam riesige Deckschollen darstellen. So liegt der Mindesttransport der Mürzalpen-Hohe Wand-Decke in den einzelnen Teilabschnitten zwischen 10 und 20 km, jener der durch Fenster und Deckschollen so klar überschobenen Schneebergdecke bei mindestens 12 km, jener der Hallstätter Schollen des Salzkammergutes sowie der Dachsteindecke überschreitet in bezug auf den tirolischen Untergrund 30 km, die Berchtesgadener Schubmasse hat über dem Tirolikum einen Weg von 40 km zurückgelegt, wozu aber noch die nicht unbedeutende Strecke kommt, die zur Überwältigung der jetzt als Hallstätter Schollenkranz unterlagernden Zone nötig war. Bei der Inntaldecke ist mit einer Mindestüberschiebung von 20 km zu rechnen.

Man erkennt zusammenfassend: Die innere Gliederung der Stammdecke der Nördlichen Kalkalpen, Hochbajuvarikum und Tirolikum ist gering, an den inneren Grenzen dieses Komplexes sind jeweils Beträge von nur etlichen Kilo-

metern ablesbar. In einzelnen Fällen wie etwa im Rahmen des Schmelzfensters ist erkennbar, daß geringe Überlagerungsweiten z. T. auch durch rasche Abquetschung des Deckenhinterrandes bedingt sein kann. Die Trennung zum Tiefbajuvarikum hingegen ist tiefgreifend, auch wenn im Ost- und Mittelabschnitt stets nur rund 5 km unmittelbar abgelesen werden können. Als neue direkte Beobachtung kommt ja hier im Osten hinzu, daß die 4 km südlich vom freiliegenden sichtbaren Hinterrand der Frankenfelder Decke angesetzte Bohrung Urmannsau diese Einheit in der Tiefe noch stark untergliedert und in der bedeutenden Mächtigkeit von 1908 m angetroffen hat. So ist gerade bei dieser Schubbahn der hohe ablesbare Betrag im Westen (23 bzw. 35 km) nicht verwunderlich. Bei den juvavisch-inntalischen Schollen schließlich schwankt der Betrag im Mittel zwischen 20 und 40 km. Die Krabachjochdecke läßt einen Mindestweg von 7 km erkennen.

Die orogene Einengung der Teilzonen der Kalkalpen ist aber noch größer als diese auf Grund der sichtbaren Überlagerung angegebenen Schubweiten, da noch die Einengung durch interne Faltung berücksichtigt werden muß, wie E. SPENGLER (1959, S. 295 ff.) an Hand einer Reihe ausgewählter Profile dargelegt hat. Bei einer Berechnung der ursprünglichen Gesamtbreite der Kalkalpen allerdings ergeben sich durch Einfügung der Hallstätter Zone innerhalb dieses Gebirgssystems wesentlich kleinere Beträge als bei E. SPENGLER.

### **3. Strukturelle und mechanische Beurteilung der Deckenbahnen**

#### **a) Juvavischer Überschiebungstypus mit schichtparallelem Transport**

In zahlreichen (aber keineswegs allen) Abschnitten des Juvavikums läßt sich eine primär etwa schichtparallele Abscherung der Großschollen an der Basis der alpidischen Serie erkennen, wobei den weiten Transport häufig Haselgebirge, Werfener Schiefer oder unteranische Rauhacken als Gleitmittel erleichtern. Dieses Bild der Deckenentstehung und des Deckentransportes ist in bezug auf den kalkalpinen Baustil in den heutigen Vorstellungen am meisten eingewurzelt, gilt aber durchaus nicht für den Gesamtbereich der Kalkalpen, sondern beherrscht vor allem nur die tektonisch höheren Großschollen — auch Abschnitte der Inntaldecke —, die der kalkalpinen Hauptträgerdecke im Süden schüsselförmig eingelagert sind. Für diesen Typus der — zeitlich gesehen sehr frühen — Deckenbildung kommt nach Abscherung des Deckenkörpers vom Heimatgebiet in der Folge ein Gleittransport in Frage. Zeichnet sich ja gerade auch die Zone im Vorland der Hallstätter Decken von Lofer bis ins Salzkammergut durch Olistholith-Reichtum aus (A. TOLLMANN, 1968 c, S. 236 ff.).

#### **b) Voralpiner Überschiebungstypus mit basalem Schrägzuschnitt**

Die Teileinheiten von Bajuvarikum und Tirolikum hingegen erlitten im Gesamttraum der Kalkalpen einen oft sehr ausgeprägten und eindrucksvollen basalen Schrägzuschnitt durch diskordante Abscherung in der Quer- und untergeordnet auch in der Längsrichtung der Einheiten. Der rigorose regionale basale Schräg-

zuschneidet ist sinnvoll nur durch transversal wirkende Schubkräfte und nicht durch Gleitung zu erklären.

Am eindruckvollsten zeigt sich dieser Basalzuschneid, betrachtet man die Sohle der kalkalpinen Decken einschließlich des Tirolikums nach Abwicklung des Systems gegen Süden. Wie vom Verfasser (1966, S. 182) bereits ausgeführt, kommen in jeder jeweils südlicher gelegenen Decke stets ältere Schichtglieder an der Deckenfront an die Überschiebungsbahn, so daß ein allmähliches Absteigen der einstigen Gesamtabscherungsfläche der kalkvoralpinen Platte gegen Süden nachweisbar wird: Die Cenoman-Randschuppe setzt gerade in ihrem Frontalteil häufig mit den jüngsten Gliedern, der mittleren Kreide, ein und reicht im Gesamtschichtumfang bis zum Hauptdolomit herab; die Allgäu-Frankenfesler Decke beginnt ganz allgemein mit Hauptdolomit oder oberkarnischer Rauhwacke, das Hochbajuvarikum weithin mit Anis und erst das Tirolikum bringt bereits im Vorderteil die Permoskythbasis mit, während die zugehörige paläozoische Unterlage erst am Südrand der Kalkalpen mitgeschleppt erscheint. Abb. 3 zeigt diese Situation des basalen, gegen Süden absteigenden Schrägzuschneides nach Abwick-

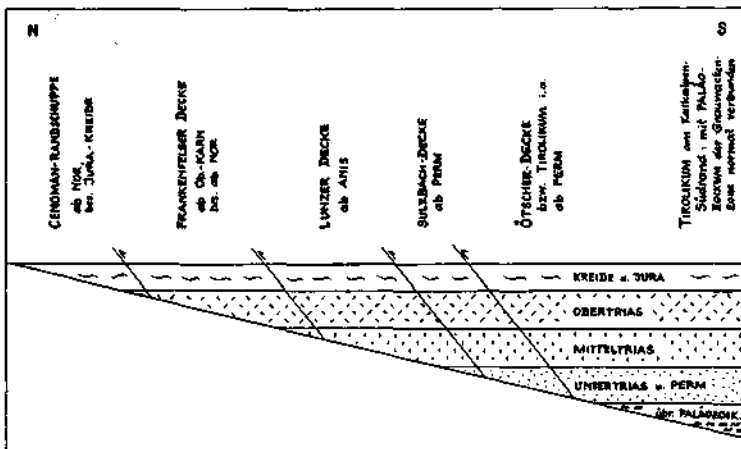


Abb. 3. Der basale Schrägzuschneid des Voralpin (Bajuvarikum und Tirolikum), schematisch nach den Verhältnissen im Ostteil der Kalkalpen dargestellt. Es wird der Zustand vor der Aufspaltung in Decken gezeigt.

lung in schematischer Weise. Im Zusammenhang mit der Tendenz des Materials, bei Transversaldruck nach vorne und oben auszuweichen, ist hier streng logisch eine von der Stirn gegen hinten absteigende, stratigraphisch allmählich immer tiefer greifende Hauptscherfläche noch vor der Zerlegung in Einzeldecken entstanden.

Der umgekehrte Fall, daß eine basale Scherfläche gegen hinten, also entgegen der im großen herrschenden Druckrichtung in immer jüngere Schichten emporgreift, ist seltener und auf besondere Umstände zurückzuführen. Als Beispiel kann die landschaftlich so eindrucksvolle Basalabscherung der Lechtaldecke im Raume NE Lech dienen. Hier greift die Überschiebungsfläche im Westabfall des

Bergzuges Mittagspitze-Rappenspitze-Wöster Horn vom Hauptdolomit an der Sohle im Norden diskordant über Kössener Schichten und Oberrhätkalk bis zu den Unteren Allgäuschichten gegen Süden stratigraphisch ansteigend empor. Ursache hierfür ist die hier so kräftig vorstoßende mächtige interne Braunarlspitze-Wösterspitz-Schuppe der Lechtaldecke, die weiter im Westen vorübergehend die zur Stirnschuppe gewordene erwähnte Frontalpartie der Lechtaldecke ganz ausquetscht. Dieser die Stirnschuppe gegen hinten hin ausquetschende, schräg von oben her wirkende Druck hat offenbar den gegen hinten aufsteigende Basalzuschnitt bewirkt. Das Gegenstück hierzu liegt unweit westlich davon, wo ab der Mohnenfluh wiederum die Stirnschuppe, hier als Wandflussschuppe bezeichnet, gegen Westen zu auftaucht: Sie erscheint zunächst mit ihren jüngsten Gliedern, Kreideschiefern und Aptychenkalk, und ergänzt sich beim Breiterwerden nach vorne hin gegen unten. Einzelheiten und Abbildungen dieser Überschiebungsfläche wurden vom Verfasser jüngst mitgeteilt (1971).

Art und Ausmaß des rigorosen, schräg bis völlig quer gelagerten Basalzuschnittes von Decken ist in manchen Querprofilen des Bajuvarikums, besonders in den Tiroler Kalkalpen mit ihrem Hochgebirgscharakter, anschaulich erschlossen. Als Beispiel sei die Basis der Lechtaldecke auf der Westseite des Hochvogelmassives veranschaulicht (Abb. 4). Hier wird der den Hauptteil dieses Deckenabschnittes bildende wohlgebankte Hauptdolomit teils bei Saigerstellung rechtwinkelig abgeschnitten (Wiedemerkopf-Kreuzkopf), teils schräg zur Schichtung (Wilder-Nordteil), teils quer durch Gefaltetes (Wilder-Westflanke).

Der basale Schrägzuschnitt läßt sich im Voralpin am besten in Querprofilen studieren. Untergeordnet aber ist auch in der Längsrichtung ein Auf- und Absteigen des Zuschnittes in der Schichtfolge zu beobachten. Als Beispiel kann der Abschnitt der Lechtaldecke im oberen Osterachtalbereich in den Allgäuer Alpen zitiert werden, wo sich auf kurze Distanz die Schichtfolge vom Hauptdolomit im Bärgründele gegen NE über den Täschlegraben zum Säubach über die Mittel-

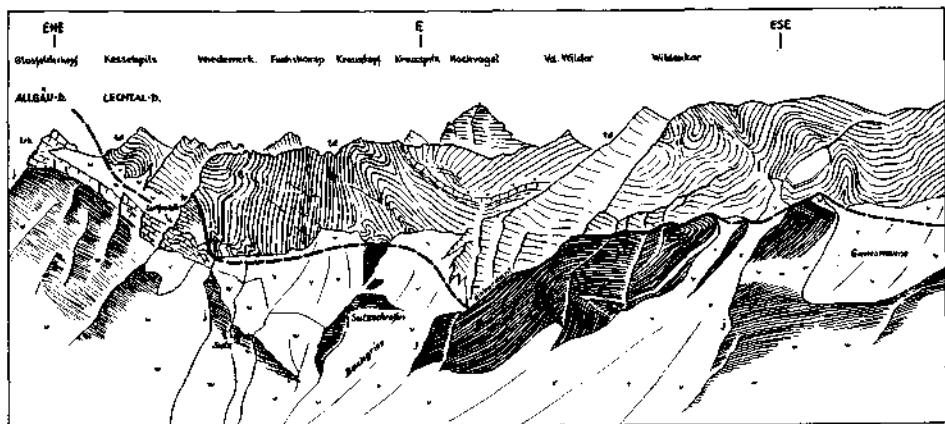


Abb. 4. Diskordanter Basalzuschnitt der Lechtaldecke, sichtbar auf der Westflanke der Hochvogel-Halbklippe. td = Hauptdolomit, tr = Kössener Schichten, trk = Oberrhätkalk, j = Jura der Allgäudecke.

trias bis zum — hier ausnahmsweise im Hochbajuvarikum (nicht einstige Stirnzone!) auftretenden — Buntsandstein in der Deckenstreichrichtung ergänzt (W. ZACHER, Karte 1964).

### c) Tektonische Moränen

Nur unter bestimmten Umständen kommt es entlang der Überschiebungsbahnen der Decken zur Ausbildung von Tektonischen Moränen, die O. AMPFERER, 1911, S. 538 (Name) bzw. S. 541 f. (Beschreibung) als „einzelne Schollen, Schollenblockwerk oder ganze Würste und Bündel engekneterter und verfalteter Schichten“ bezeichnete, welche „an der Stirn- und Unterseite von vordringenden Schubmassen“ entstünden. Die Typlokalität dieser Erscheinung stellt das Gebiet der Ussernalpe (und Strindenalpe) 3 km SE Tannheim dar, wo sich die Tektonische Moräne an der Grenze zwischen Allgäu- und Lechtaldecke einstellt. Ein zweites schönes Beispiel liegt im Gebiet des Hahnenkammes westlich von Reutte vor, in gleicher geologisch-tektonischer Position wie der erstgenannte Abschnitt. Als drittes Beispiel schließlich ist das Gebiet des östlichen Karwendel hervorzuheben, bekannt durch die aus diesem Raum von O. AMPFERER erstbeschriebene Erscheinung der Reliefüberschiebung, wo ebenfalls ein Teppich von verschürften, verdrehten Großschollen als Tektonische Moräne im Liegenden des Hauptkörpers der Inntaldecke auftritt. Während in den übrigen Teilen der Nördlichen Kalkalpen keine weiteren Beispiele derartiger tektonischer Strukturen erwähnenswert sind, kennt man aus anderen Gebirgen unter anderen Bezeichnungen das gleiche Phänomen — etwa die tektonischen Blockklippen oder das „chaos“ in den Rocky Mountains (L. F. NOBLE, 1941, S. 942; D. H. KUPFER, 1960, S. 204).

Die Erscheinungsform der Tektonischen Moränen ist in den angeführten kalkalpinen Regionen trotz des gemeinsamen Charakters, der in der außerordentlichen Zerreißung und Verspießung einer Gesteinsmasse durch eine darüber hinweggegangene Decke gegeben ist, im einzelnen dennoch verschieden.

a) Im Beispiel der Typlokalität im Bereich Ussernalpe-Strindenalpe handelt es sich um Triassschollen verschiedener Art, besonders aus Muschelkalk und Hauptdolomit bestehend, die in Form von Riesenschollen oder auch von isolierten Gesteinsstreifen treppenartig gegen Norden hin stets tiefer greifend in den Jungschichten-Untergrund der Allgäudecke eingewickelt worden sind. O. AMPFERER (1911, Abb. 4, S. 542) gab diesen Typus wieder, wie er in seiner Physiognomie auf Abb. 5 zum Ausdruck gebracht werden soll. Man erkennt eine Reihe von Muschelkalk-Schollen, die in verschieden hohen Niveaus in der aus Jura-Radiolarit und jüngerem bestehenden Jungschichtenfolge der Allgäudecke als Grundmasse eingewickelt worden sind. Sie wurden offenbar, zu Schollen zertrümmert, zunächst unter der zusammenhängenden Lechtaldecke (die heute unweit S davon zurückgewittert im Litnisschrofen-Zug auflagert) gegen Norden verfrachtet und dann im weiteren Verlauf der Bewegungen durch wiederholtes Hochschleppen der plastischen Unterlage ganz in diese eingewickelt. Der Mechanismus dieser (Schollen-)Einwicklung ist schon bei W. SCHMIDT (1932) ausführlich beschrieben und erfolgt nach dem dort S. 81 ff. erläuterten Gleitbrettprinzip: die nach der ersten Hauptüberschiebung auftretenden Gleitbretter, die die Einwick-

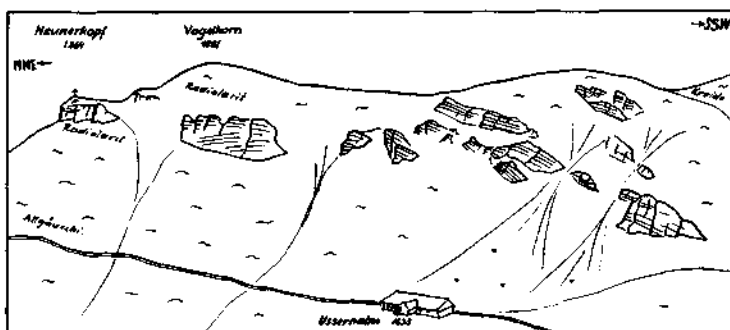


Abb. 5. Mitteltriasschollen der Tektonischen Moräne im Gebiet der Usrenalpe SE Tannheim, in den Jungschichten der Allgäudecke steckend.

lung besorgen, durchsetzen das neue tektonische Ensemble unter Ausbildung von steilen, in der Bewegungsrichtung ansteigenden Scherflächen, wodurch in der zweiten Etappe des Bewegungsvorganges die Schollen und Späne der tektonischen Moräne verschieden tief in die in großen Zügen noch stratigraphisch geordnete Jungschichtenunterlage hineingerieten.

Das Bild ist wesentlich komplizierter als bei W. ZACHER (1962 b, S. 393, Abb. 2) dargestellt. Ein Profil über den Hauptkamm vom Neunerkopf und Vogelkopf gegen Süden (Abb. 6) zeigt im Norden zunächst Muschelkalkschollen im Radiolarit eingewickelt, weiter im Süden Muschelkalkschollen mit Resten von Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk oder Hauptdolomitspäne in Kreideschiefern steckend, wobei Hauptdolomit und auch Juraradiolarit der Unterlage noch unter die Muschelkalktrümmer hineingeraten konnte. In größeren Schollen ist hiebei der Muschelkalk noch nicht mylonitisiert, sondern die Bankung blieb erhalten und statt Faltung ist, bedingt durch den bedeutenden Materialunterschied zu den

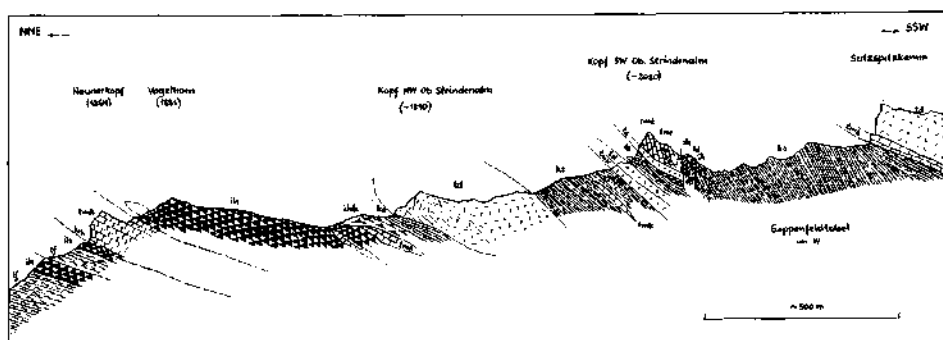


Abb. 6. Kammprofil durch das Gebiet der Tektonischen Moräne im Raum der Usrenalpe S vom Neunerkopf bei Tannheim. Der Schnitt zeigt die der Vilsner Stirnschuppe angehörigen und selbst z. T. bereits verschuppten Triasschollen gegen Norden absteigend in die Jungschichten der unterlagernden Allgäudecke eingewickelt. trh = Reichenhaller Rauhwacke, tmk = Muschelkalk, tmr = Reiflinger Kalk, twk = Wettersteinkalk, td = Hauptdolomit, lf = Allgäuschiefer, ih = Juraradiolarit, ihk = Jurahornsteinkalk, ks = Kreideschiefer.

umgebenden Kreideschiefern, mehrfache Knickung der Schichten an Störungen zu beobachten (Kopf NW Obere Strindenalm), die hier die Faltung ersetzt.

β) Einen anderen Charakter zeigt die Tektonische Moräne im Hahnenkamm-Gebiet SW Reutte, wo sie bereits landschaftlich eindrucksvoll mit verschiedenen orientierten Triasschollen wechselnder Größe das unruhige Relief im Kammgebiet selbst und auf der Abdachung östlich davon über den sanften Formen des Jura-Neokom-Untergrundes der Allgäudecke bedingt. Wiederum ragt südlich und nördlich dieser Schollenzone noch der Lechtaldeckenkörper mit Gaichtspitze und Köllenspitze-Schneidspitze darüber auf, an den die Tektonische Moräne erzeugenden Walzschlitten erinnernd. Hier ist nicht Einwicklung, sondern Verdrehung und Verspießung der einzelnen Schollen mit dem Untergrund auffällig. Neben den Großschollen tritt zusätzlich noch eine keinräumige Gliederung der „Moränenmasse“ auf, wofür ein derzeit durch einen Straßenbau gut aufgeschlossenes Profilstück entlang des Kammes N vom Sattel Kote 1808 zeugt (Abb. 7). Die Schollen aus Muschelkalk, Wettersteinkalk, Partnachschichten, Lunzer Sandstein und Hauptdolomit zeigen einen raschen Wechsel nach Struktur und Lagerung, tauchen aber nicht tief in den Jungschichten-Untergrund ein. Von den jungen Rutschungen im Gehänge E des Kammes wird hier abgesehen.

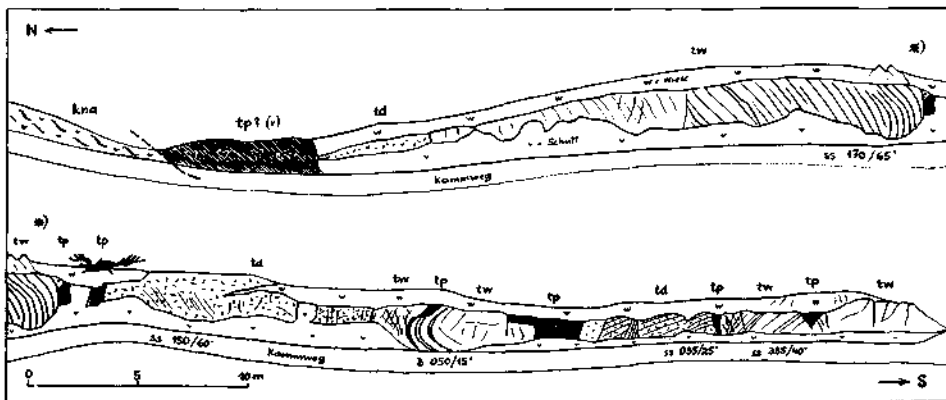


Abb. 7. Profilstück S des Hahnenkammes bei Reutte entlang der Kammstraße nördlich von Kote 1808. Es zeigt die Kleinräumigkeit der Tektonischen Moräne aus Triasgesteinen über dem knapp darunter durchlaufenden Jungschichten-Untergrund der Allgäudecke. tw = Wettersteinkalk bis Muschelkalk, tp = Partnachschichten, td = Hauptdolomit, kna = neokome Aptychenschichten, v = Hangschutt.

γ) Das dritte imposante Beispiel Tektonischer Moränen liefert das östliche Karwendel S vom Achensee, wo der Hauptkörper der Inntaldecke („obere Einheit der Inntaldecke“ bei O. AMPFERER & W. HEISSEL, 1950) die Stirnabsplitterung derselben Großeinheit („untere Einheit“ = Karwendelstirnschuppe auf Abb. 9) überfuhr, im hinteren Bereich zerriß und zermalmte.

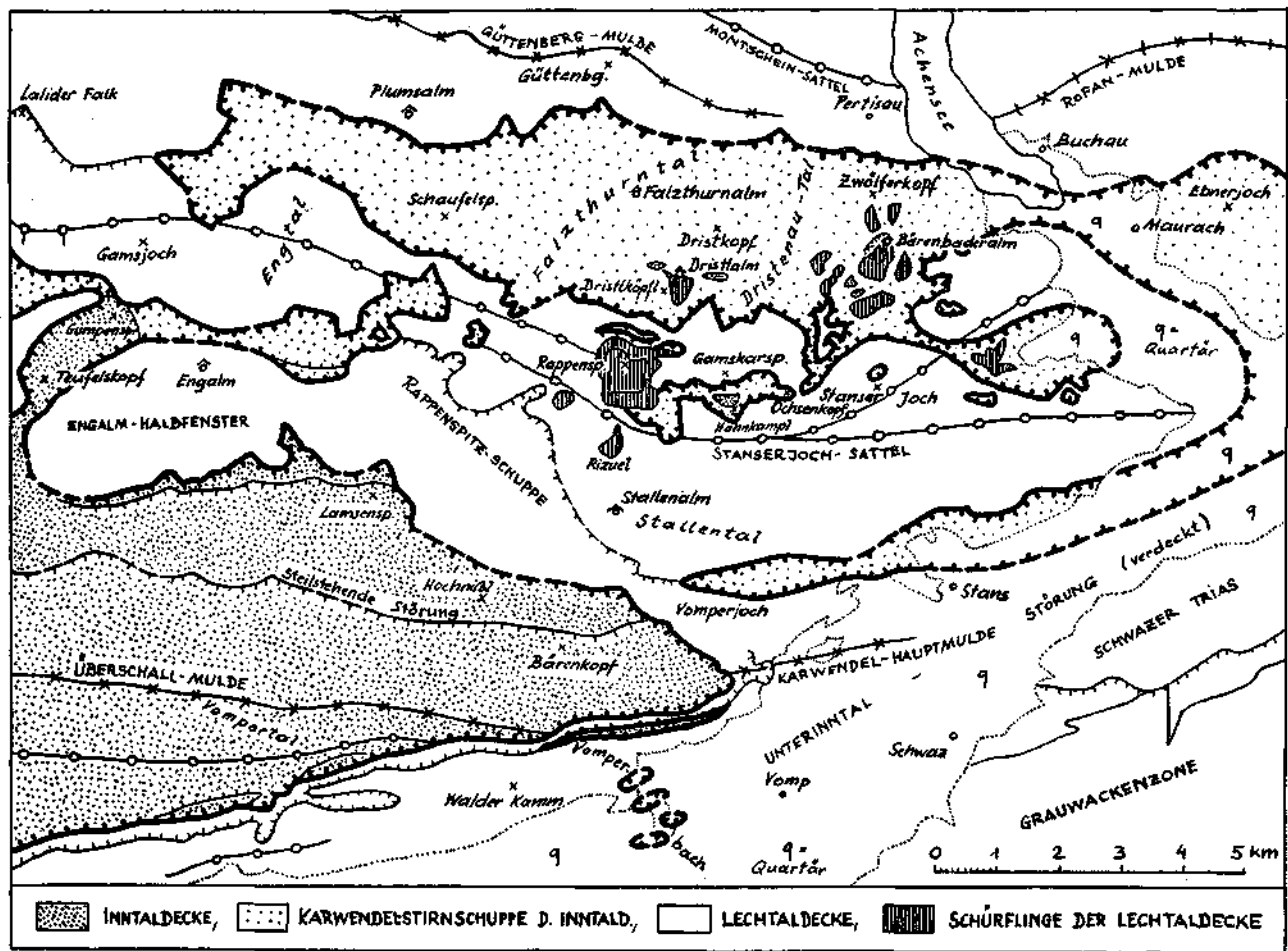
Vor Besprechung der Einzelheiten dieser Region ist zunächst die tektonische Grundstruktur dieses Raumes zu erläutern, die bisher vielfach mißdeutet worden ist. Die Inntaldecke ist im Osten in zwei verschiedenen große Teileinheiten gespalten, wie bereits O. AMPFERER & W. HEISSEL (z. B. 1950, tekt. Kt.) dargetan haben.



Die Ausdehnung und Rolle der sogenannten „unteren Einheit“, deren Grenzen im Osten durch E. KRAUTER (1967, Taf. 1) revidiert worden waren, ist durch eine Reihe von Spezialarbeiten der Münchener Schule gegen Westen hin mehr und mehr bekannt geworden, so daß heute dieser selbständige, im Liegenden und Hangenden durchaus tektonisch begrenzte Frontalteil der Inntaldecke, dessen flacher hinterer Überschiebungsabschnitt im Osten und dessen steilerer vorderer Schubflächenteil im Westen aufgeschlossen ist, vom Ebnerjoch im Osten bis zum „Vorbergzug“ S der Puitentalsynklinale des Wettersteingebirges durchverfolgt werden kann. Nach seiner Stellung läßt sich dieser 66 km lange Zug am besten als „Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke“ bezeichnen (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 136) — vgl. Abb. 8. Interessant ist, daß sich in der gesamten Länge eine lockere Reihe von Schürflingen zwischen Hauptkörper und Stirnschuppe feststellen läßt (vgl. 1970 a, Taf. 1), da diese auf einen bedeutenden Tiefgang der Überschiebung auch in den Abschnitten mit steiler oberflächlicher Grenzfläche hinweist und zugleich die Lösung der Frage des Transportes der über die Stirnschuppe aufgeschleppten östlichen Schollen aus Lunzer Sandstein, Raibler Schichten und Hauptdolomit — aus der die Unterlage bildenden Lechtaldecke entstammend — bietet: Diese Schollen von Obertrias, über verschiedene Glieder der Karwendel-Stirnschuppe aufgeschleppt, sind demnach nicht, wie bis jüngst angenommen, auf eine nach der Hauptüberschiebung der Inntaldecke erfolgte jüngere nochmalige selbständige Bewegung des Untergrundes, der Lechtaldecke, zurückzuführen (E. KRAUTER, 1968, S. 58), sondern sind ebenso wie die in genau der gleichen Position weiter im Westen liegenden Schleppschollen als Schürflinge zu deuten, die durch den zur Bildung der Stirnschuppe nötigen Bewegungsakt des Hauptkörpers der Inntaldecke entstanden und transportiert worden sind (Abb. 9). Durch das Enden dieser Stirnschuppe gegen Süden noch vor der Front des heute in der Hochnißl-Gruppe einsetzenden Hauptkörpers dieser Decke konnte letzterer bei Überfahung weiter im Süden ja mit der Rappenspitzschuppe der Lechtaldecke direkt an der Sohle in Kontakt kommen, daraus Späne entnehmen und nordwärts verfrachten. Im Einklang mit dieser Auffassung finden sich diese Schürflinge der Lechtaldecke hier auch nur in jenem Bereich der Karwendel-Stirnschuppe, der einst vom Hauptkörper überwältigt worden war — wie einerseits die Deckschollen aus Buntsandstein in diesem Südstreifen der Stirnschuppe im Ostkarwendel anzeigen, andererseits durch die rigorose Abquetschung der jüngeren Schichtglieder einschließlich Wettersteinkalk und der intensiven tektonischen Verformung des schmalen hinteren „Stieles“ der Stirnschuppe angedeutet wird (Abb. 9).

Wenden wir uns nun der Umgestaltung dieses gegen Süden schließlich unter der Wucht der Inntaldecke vollkommen ausdünnenden „Stieles“ der Karwendel-Stirnschuppe zu, so begegnen wir wie in den zuvor genannten Beispielen der Vilsener Stirnschuppe auch hier wieder in analoger Position der Tektonischen Moräne. Wo die Ausdünnung gegen Süden hin ansetzt, kommt es zur Losreißung und Eindrehung von Schollen, wie z. B. jener des Dristlköpfls 4,5 km SW Pertisau (Lage s. Abb. 8), wo der Wettersteinkalk unter dem Schürfling aus Raibler Schichten gegen Norden eingerollt und verschleppt ist (vgl. O. AMPFERER, 1925, S. 49, Abb. 12; 1939, S. 199, Abb. 3, Nr. 4, Mitte). Das Phänomen wird prä-

Abb. 8. Tektonische Übersicht über die Region des östlichen Karwendel.



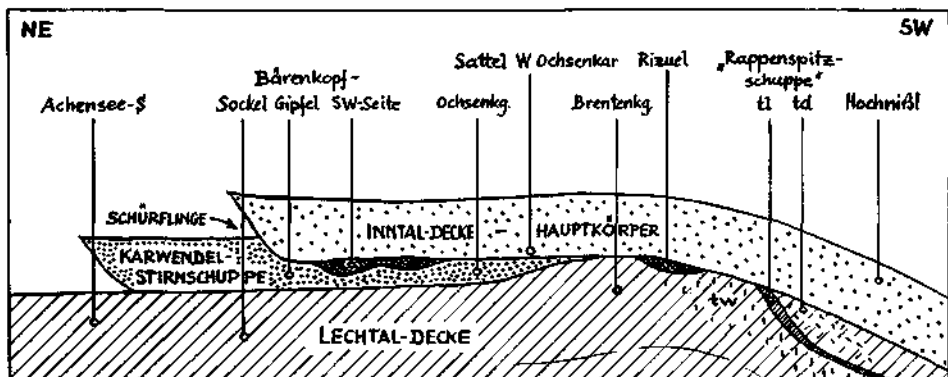


Abb. 9. Schemaprofil zum tektonischen Bau des östlichen Karwendel. Das Bild zeigt die Aufsplitterung der Innentaldecke in zwei Teilkörper und die Verschleppung von Schürflingen (kariert) der Lechtaldecke an der Basis des Innentaldecken-Hauptkörpers.

gnanter, wo die Ausdünnung der Stirnschuppe gegen Süden weiter fortgeschritten ist, wie in den Schollen am Stanserjoch-Kamm. Man erkennt hier die Schollenzerlegung z. B. gut im Profil Hahnenkampl-Gamskarspitze nördlich der Buntsandstein-Deckscholle (Abb. 10) und besonders beim östlichen Ausheben dieses von O. AMPFERER als Typlokalität der Reliefüberschiebung nominierten Zuges etwas weiter östlich am Ochsenkopf (Abb. 11). Hier ist das Ausschmieren der Überschiebungsfläche gegen den Untergrund hin durch Reichenhaller Rauhwacke und das Zerreißen und Verdrehen der darüber hinwegbewegten Schollen aus Reichenhaller Schichten auffällig. Die Schollen wurden noch während der Hauptbewegung hier saiger gestellt und selbst noch von der gleichen Serie flach überfahren. Zur Frage, inwieweit bei der Ausbildung dieser Tektonischen Moräne ein bereits vorhandenes Relief verantwortlich war, wird im Abschnitt über die Reliefüberschiebungen Stellung genommen.

In Überschau über den Entstehungsbereich einer Tektonischen Moräne läßt sich auf Grund unserer Beispiele zusammenfassen, daß der Hinterrand ausdünnender Stirnschuppen prädestiniert zur Ausbildung dieser Struktur ist. Bei den Beispielen der Ussernalpe und des Hahnenkammes ist es ja der Hinterrand der Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke (ehem. „Untere Vilser Decke“), der Veranlassung zur Bildung der dortigen Tektonischen Moräne gegeben hat. Verbreitung und Enden dieser großen Stirnschuppe gegen Süden hin ist vom Verfasser jüngst beschrieben worden (1970 a, S. 116 ff.; 1970 b, S. 102). Naturgemäß stellen sich an solchen ausdünnenden Hinterrändern Erscheinungen wie Zerreißen, Schollenverdrehung, Einrollung, Durchmischung, Verspießung und Einwicklung — also die Charakteristika Tektonischer Moränen — bevorzugt ein. Andererseits aber beweist dieser Strukturtyp der Tektonischen Moräne Deckenüberschiebungen und schließt Standtektonik, wie sie ja für den nördlichen Bereich (Vilser-Allgäuer Alpen) von deutscher Seite her jüngst gefordert worden war, eindeutig aus. O. AMPFERER (1912, S. 335) schrieb in diesem Zusammenhang treffend: „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 tiefgreifenden Bewegungsfläche unbedingt erforderlich.“

Zum zweiten stellt eine Reliefüberschiebung eine günstige Voraussetzung für die Bildung einer Tektonischen Moräne dar, wie F. ELLENBERGER (1967, Abb. 4, S. 115) aus der Provence anschaulich dargestellt hat. Beim Vorschub einer Decke oder Schuppe über einen reliefierten Sockel, bei dem die harten Schichtköpfe herausragen, kommt es zum Aufbürsten und Abbröckeln dieser Härtinge, die dann als Blöcke verschleppt werden. Inwieweit ein vorgegebenes Relief bei der Bildung der Tektonischen Moräne des Karwendel mitbeteiligt war, ist nur schwer abzuschätzen und nicht in der bisherigen Art belegbar (s. u.).

#### **d) Reliefüberschiebung (und tektonischer Hangendzusschnitt)**

In sehr vielen Abschnitten der Kalkalpen, der Alpen und der Kettengebirge der Erde überhaupt fehlen unter den Überschiebungsflächen der Decken und Deckensysteme große Teile der Unterlage — sei es, daß die Sedimentdecke empfindliche Lücken im Hangenden zeigt oder bei Beteiligung des Sockels ganz fehlt; sei es, daß die Struktur des Untergrundes durch die Überschiebungsbahn gekappt wird bzw. Unebenheiten der Überschiebungsbahn durch plastisches Material der höheren Decke ausgefüllt und plombiert erscheinen.

Zwei Deutungsmöglichkeiten bestehen zur Erklärung dieser Erscheinungen nebeneinander und können mit wechselndem Erfolg für den Einzelfall angewendet werden: I. Die tektonische Abquetschung des Untergrundes während des Überschiebungsvorganges, II. die subaerische Abtragung und Reliefbildung vor der Überschiebung und der Transport der höheren Deckeneinheit mittels Reliefüberschiebung über eine derartige Unterlage.

Der Gedanke der Reliefüberschiebung geht auf O. AMPFERER zurück, der diesen Begriff auf Grund des Überschiebungstypus der Inntaldecke über die Lechtaldecke am Stanserjoch im Karwendel aufgestellt (1925, S. 35) und später als Grundtypus aller Transversaltektonik in diesem Gebirge geschildert hatte (1928, S. 241 ff.) — vgl. Abb. 10, wobei er allerdings über die bald allgemein anerkannte grundsätzliche Bedeutung dieses Strukturtypus weit hinausgriff, wie die Kritik gezeigt hat (M. RICHTER, 1930, S. 40; 1937, S. 11, 102; E. SPENGLER, 1951, S. 344 f.; 1953, S. 42; O. AMPFERER, 1942, S. 7).

Obgleich die ursprüngliche Auffassung von O. AMPFERER (1928, S. 250) über Reliefunterschiede im östlichen Karwendel zur Zeit der Überschiebung von 2000 m jüngst durch E. KRAUTER (1968, S. 23) auf 280 m reduziert worden ist, fällt bei näherem Zusehen das Hauptargument zur Stützung dieses kleineren Betrages von KRAUTER auch weg (s. u.), so daß die grundsätzliche Frage nach Ausmaß und Bedeutung der Reliefüberschiebungen hier und ganz allgemein weiterhin besteht.

Die überragende Bedeutung, die ihr O. AMPFERER in den Ostalpen in zahlreichen Arbeiten beigemessen hat, hat ebenso wie die noch viel extremere Darstellung durch A. THURNER (1943) — von der sich O. AMPFERER in den darin von ihm beigefügten einleitenden Bemerkungen auf S. IX bereits selbst distanziert — der neueren Prüfung nicht standgehalten. Die neu untersuchten Beispiele ließen sich auch ohne Zuhilfenahme der Reliefüberschiebung teils durch jüngere Bruchtektonik, teils durch Neudeutung der Gesamtstruktur, teils durch Erfassung be-

deutender Abquetschung bereits während der Überschiebung erklären, manche Beispiele wie etwa jenes so ausführlich behandelte Exempel der „Reliefüberschiebung der Mulde von Urmannsau“ bei Gaming in Niederösterreich (O. AMPFERER, 1930, S. 64 ff.) sind direkt durch eine Tiefbohrung widerlegt worden (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967). Die Wirkung der Abquetschung während der Überschiebung ist besonders dort nachweisbar, wo in Doppelfensterahmen Hangend- und Basalzuschnitt sichtbar wird, oder aber dort, wo gestaffelt hintereinander vor Überschiebungsflächen die Südflügel von langen, überfahrenen Antiklinalzügen gänzlich oder unter Ausdünnung teilweise(!) ausgequetscht sind, so daß lang hinreichende Halbantiklinalen entstanden, wie etwa im Ötcherland (A. TOLLMANN, 1966, S. 193 f.). Die tektonische, nicht erosiv bedingte Denudation unter den Überschiebungsflächen steht in diesen Beispielen außer Zweifel.

Es ist hier wesentlich, zu betonen, daß man nicht einfach überall dort, wo unter einer Überschiebung die jüngeren Schichten der Unterlage fehlen, wo Schichtfolgen schräg gekappt sind, wo Untergrundstrukturen abgeschnitten sind, sogleich von Reliefüberschiebung und von einer der Transversaltektonik vorausgehenden Erosion sprechen kann, wie in manchen Arbeiten gehandhabt. Der Hauptteil dieser Erscheinungen in den Ostalpen geht auf einen tektonischen Hangendzuschnitt zurück, eine Erscheinung, die besonders in der französischen alpinen Literatur als „troncature sommitale“ oder „biseautage sommitale“ gewürdigt wird. Dieser Strukturtypus wurde im französischen Arbeitsbereich an exzellenten Beispielen erläutert (vgl. z. B. A. CAIRE, 1963, S. 299 ff. aus dem algerischen Tell und F. ELLENBERGER, 1967, S. 91 ff. aus der Provence). Eindrucksvolle Beispiele aus den Nördlichen Kalkalpen liegen hierfür aber auch dort vor, wo große Verkehrtserien unter Überschiebungsflächen durch Verschleifung und Abquetschung des Hangendflügels zustande kamen.

Auf der anderen Seite aber lassen sich doch tatsächlich gewaltige Reliefüberschiebungen auf indirektem Wege ableiten. So hat z. B. M. RICHTER (1950, S. 346) zurecht die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone in den Ostalpen als Reliefüberschiebung klassifiziert, da sie sicher erst nach Beendigung der Sedimentation nach einer Abtragungsepoche vor sich gegangen ist. Ähnliches kann in bezug auf die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum gefolgert werden, da die seit Ende Eozän trocken liegende Buntmergelzone noch im Mittelaquitan Schuttmassen in den Südtel der Molassezone geliefert hat, während sie heute ganz unter der Flyschmasse begraben liegt, die erst wesentlich später (jungsavische Phase) diese Trockenlandschaft überwältigte (A. TOLLMANN, 1966, S. 114, 117). In den Kalkalpen liefern die nachgosauischen Nachschübe der Decken gute theoretische Beispiele für Reliefüberschiebungen — u. zw. in jenen Abschnitten, wo nach vorgosauischer Bildung von Stirnschuppen die Erosion in der Frontzone tief eingriff, das vorübergehend eindringende Gosaumeer das Relief plombierte und nach Trockenfallen nach der Gosazeit Stirnschuppenreste und Gosaurudimente verschiedener Ausdehnung durch den nun nochmals kräftig nachrückenden, meist eine Stirnfalte bildenden Deckenhauptkörper zur Zeit der illyrisch-pyrenäischen Phase im höheren Eozän überwältigt wurden (Beispiele bei A. TOLLMANN, 1967 b).

Abgesehen von diesen theoretisch erschließbaren Reliefüberschiebungen wurden aus Nachbargebirgen wie etwa den Provenzalischen Ketten in Südfrankreich,

den Pyrenäen, dem Juragebirge etc. schöne Reliefüberschiebungen über oft mit Erosionsschutt plombierte Landschaften unter der Bezeichnung „charriage égyptique“, „tectonique à sec“ (J. AUBOUIN, 1961, S. 31 ff.; 1968, S. 151 ff.) oder „morphotectonique“ (L. GLANGEAUD) beschrieben. Besonders eindrucksvolle Beschreibungen über Reliefüberschiebungen und von syntektonischen Konglomeraten, mit noch während der Bildung verkarstenden, von Karren überzogenen Klippen gab F. ELLENBERGER (1967, S. 87 ff.) aus der Provence.

Grundsätzlich also ist die Idee von O. AMPFERER von der Reliefüberschiebung trotz Widerlegung mancher Beispiele andernorts doch bestätigt worden. So ist vor allem noch ein Blick auf die Typlokalität der Reliefüberschiebung im Karwendel von Interesse. Evident ist im Bereich der überschobenen Reichenhaller Schichten im Gebiet W und NW des Stanserjoches, daß es sich um eine diskordante Überschiebung handelt, daß die Bankung des Wettersteinkalk- und -dolomituntergrundes oft schräg geschnitten wird, eindeutig ist auch die Verdrehung der Schollen in der Schubmasse (Karwendel-Stirnschuppe) während dieser Überschiebung. Zu beantworten bleibt die Hauptfrage, ob die rinnenförmige Einlagerung des Deckschollenzuges hier in eine erosiv gebildete morphologische Längskerbe vor sich ging, oder aber die Einsenkung nachträglich, an jüngeren Brüchen und Verbiegungen erfolgt ist. Eine Prüfung dieses für den Nachweis der Reliefüberschiebung hier entscheidenden Umstandes ist nicht etwa in dem von O. AMPFERER schematisch gezeichneten Profil Hahnkamp-Gamskar Spitze (Abb. 10) möglich, da hier der Untergrund durch die Schollen verdeckt ist, sondern wird dort möglich, wo gegen Osten hin am Ochsenkogel-Nordostabfall der Deckschollenzug gegen Osten aushebt und so der Untergrund zugänglich wird. Das hat auch

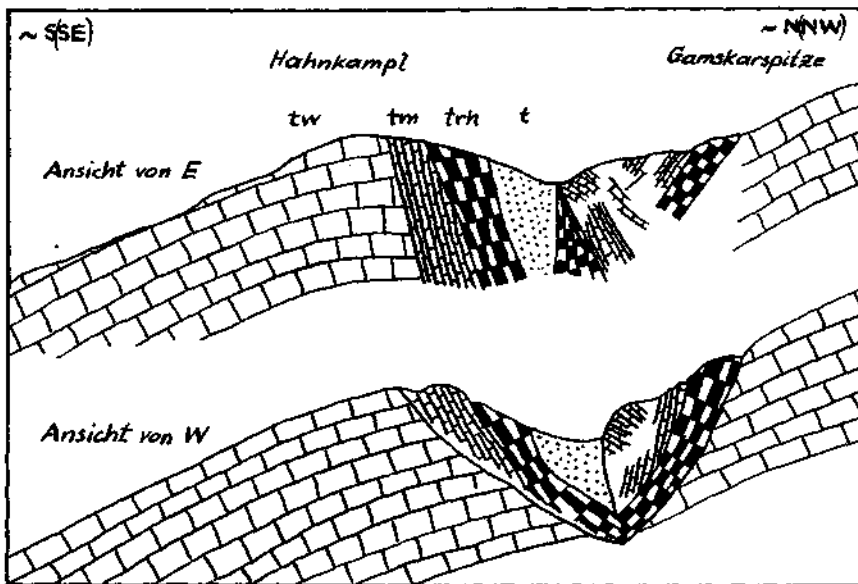


Abb. 10. Die Reliefüberschiebung an der Typlokalität W vom Stanserjoch nach O. AMPFERER, 1928, S. 243.

E. KRAUTER bei der speziellen Neuuntersuchung der Typlokalität der Reliefüberschiebung betont (1963, S. 131): „Einer der sichersten Beweise für die Annahme (erg.: der Reliefüberschiebung) ist das ungestörte Durchziehen des Wettersteinkalkes unter der Furche östlich des Ochsenkopfes, den Nord- und Südteil des Gewölbes verbindend.“ KRAUTER hat daher in seiner Abschlusarbeit (1968, S. 29) andere vier verschiedene Deutungsmöglichkeiten zugunsten der Reliefüberschiebung ausgeschlossen, denn für sie „spricht am deutlichsten das ungestörte Durchziehen des Wettersteinkalkes, also der talartige Abschluß der Furche östlich des Ochsenkopfes“.

Die neuerliche Prüfung dieser Stelle beim Ausheben der Deckschollen am Ochsenkopf hat aber im Gegensatz zu dieser Darstellung gezeigt, daß das sackartige Hineinpressen der Reichenhaller Schollen in den Wettersteinkalk-Untergrund, das scheinbare Ausfüllen einer Rinne im heutigen Bild, durch eine aus dem Sockel emporgreifende deutliche Störung am Nordrand der Schollenmasse bedingt ist (Abb. 11). Die scheinbare Rinnenform kommt dadurch zustande, daß

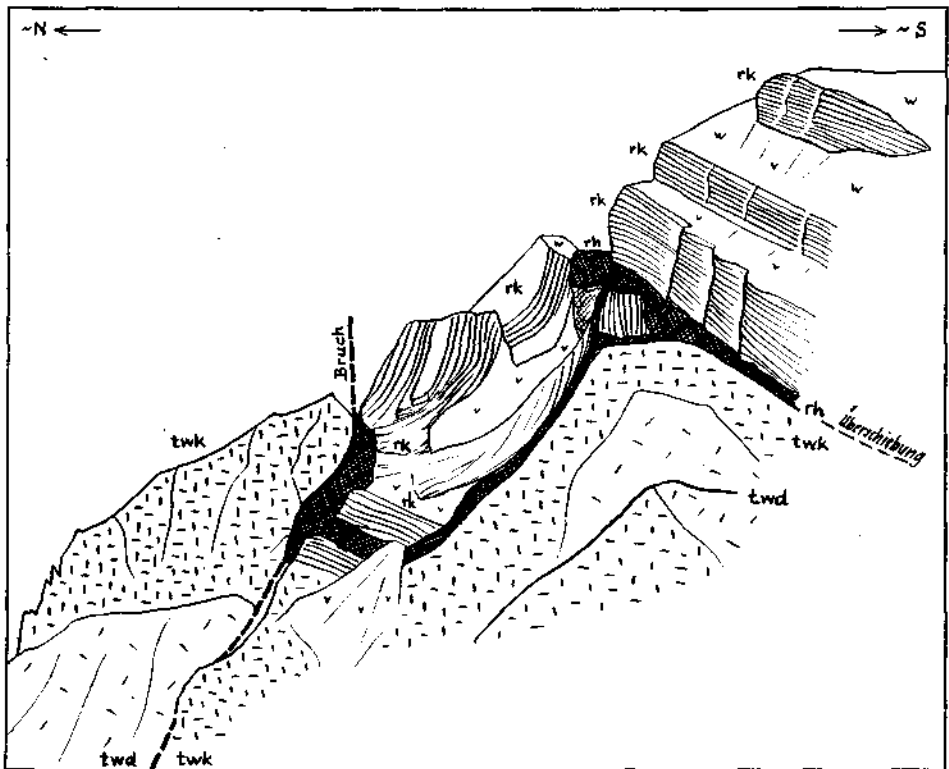


Abb. 11. Die Ausfüllung der Furche am Stanserjochkamm auf der Ochsenkopf-NE-Flanke, gesehen von NW. Man erkennt die Schollen der Karwendel-Stirnschuppe (rh = Reichenhaller Rauhwacke, rk = Reichenhaller Kalk) über dem zur Lechtaldecke gehörigen Sockel aus Wettersteinkalk (twk) und Wettersteindolomit (twd). Der Untergrund hatte zur Zeit der Überschiebung nicht die Rinnenform, wie der Nordrandbruch und die mögliche Verbiegung im Wettersteinkalk zeigen. Ansichtspröfilänge etwa 300 m.

nach allgemeinem Nordfallen (im Süden) der Nordrahmen an jüngerem Bruch emporgehoben ist: Die Hebung des Untergrund-Nordflügels wird durch die Versetzung der im Sockel deutlichen Grenze Wettersteindolomit (unten) und Wettersteinkalk (oben) erkennbar. Allerdings ist der Versetzungsbetrag nicht zu bedeutend, da die Grenze Wettersteinkalk-Wettersteindolomit etwa 100 m unterhalb der Bruchstörung bereits wieder ungestört ist und das tiefere Hinabreichen des Wettersteinkalkes auf der Nordseite westlich des Bruches dort nur durch die erosive Entfernung der nordfallenden Kalkschichten über dem Wettersteindolomit gegen Osten hin zustande kommt. Die gleiche Bruchstörung zeigt auf der Südseite des Wettersteinkalkzuges (Abb. 11) eigenartiges Verhalten: Während die Reichenhaller Rauhwacke der Deckschollenmasse die etwas unebene Grenzfläche zum Wettersteinkalk fugenlos ausschmiert, setzt der messerscharfe Bruch mit vertikal gestriemter Harnischfläche im Grenzbereich leicht pendelnd durch: manchmal (oben) in den Wettersteinkalk eingreifend, manchmal genau der Grenze folgend, manchmal (unten) noch ein Meter innerhalb der Rauhwacke verlaufend. Die Grenzfläche stellt also eine bruchtektonisch überformte Überschiebungsfläche dar. Angaben über primäre Reliefunterschiede in diesem Raum des Stanserjoches in Metern sind daher ohne Rückformung der nicht unbedeutenden späteren Tektonik illusorisch. Bemerkenswert ist ferner das Fehlen von Erosionsschutt an diesen Überschiebungsflächen, der bei Annahme eines solch akzentuierten Reliefs zu erwarten wäre.

Zusammenfassend ergibt sich in bezug auf die Reliefüberschiebung an der Typlokalität, daß die rinnenförmige Einlagerung der Deckschollen am Stanserjochzug dort, wo durch Ausheben im Osten der Untergrund sichtbar wird, durch nachträgliche Bruchverstellung in ihrer heutigen Form bedingt ist. Die Schollenverdrehung innerhalb der Schubmasse aber muß nicht auf ein Relief zurückgeführt werden, sondern kann auch durch die für Tektonische Moränen typische Position am Südrand von Stirnschuppen bedingt sein (s. o.). Unter Berücksichtigung, daß auch fossiler Erosionsschutt fehlt, ist die Reliefüberschiebung gerade an der Typlokalität heute in Frage gestellt, allerdings durchaus nicht widerlegt.

#### e) Pressungsdeformation an saiger stehenden Deckengrenzen

Heute saiger stehende Deckengrenzen kamen grundsätzlich durch zunächst flache Überschiebungen, die in jüngerem Formungsakt bei weiterer starker Einengung aufgerichtet worden sind, zustande. Das läßt sich an zahlreichen Beispielen in den Kalkalpen von der Stirnzone bis zum Südrand zeigen. Kam es aber nach Saigerstellung der Deckengrenze zu einer neuerlichen starken Einengung, so stellt sich im Grenzbereich ein eigener Verformungstypus ein, der sich im Kleingefüge klar von den sekundär aufgerichteten Schubbahnen unterscheidet. Der Unterschied liegt darin, daß sich bei erneuter Wirkung von Tangentialdruck nach Aufrichtung der Deckengrenzen nun in der Kleinstruktur ein allseitiges Ausweichen des Materials in der staigerstehenden Ebene geltend macht, durch allseits innerhalb dieser Ebene orientierte Zerscherung, Boudinage, Linsensbildung und Kleinfältelung dokumentiert. Vergenzanzeiger nach rechts und links, nach oben und unten treten in plastischem Material in enger Nachbarschaft auf und



künden vom Bestreben, alle in der vertikal stehenden Ebene möglichen Ausweichrichtungen zu benützen.

Ein Musterbeispiel für diesen Verformungstyp liefert die saiger aufgerichtete Deckengrenze am Südrand des Mittelabschnittes vom Falkensteinzug SW Pfronten im Allgäu. Der Falkensteinzug stellt eine bedeutende, über 30 km lange, schmale Deckscholle der Lechtaldecke über der Allgäudecke nahe dem Stirnrand der Kalkalpen dar und erstreckt sich von der Hornburg im Osten bis nach Hindelang im Westen. Er setzt mit der für die Lechtaldeckenstirn typischen Folge ab Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk (-dolomit) ein. Durch die jungen Nachbewegungen ist die primäre muldenförmige Einlagerung, die noch im Mittelabschnitt am besten erhalten ist, abschnittsweise umgestaltet, so daß z. B. das Westende im Raum Spieser-Hirschberg gänzlich vom sekundär aufgepreßten, nun flach verkehrt auflagernden, bis in die Kreide reichenden Jungschichtenanteil der Allgäudecke eingewickelt ist. Im Abschnitt SW Pfronten ist der Zug noch nicht eingewickelt, sondern sind die jüngsten Schichtglieder der Allgäudecke durch den Sekundärschub nur sehr heftig an die saigere Deckengrenze angepreßt. Am besten sind die Verhältnisse in der Rinne S des Ressemändleskopfes WSW der Fallmühle, 5 km SW Pfronten aufgeschlossen (W. ZACHER, 1962, Kt.), wo die schwarze Tonmergel und grauen Kalkmergel der Tannheimer Schichten des Apt-Alb von 1030 m an aufwärts freiliegen und auch der Kontakt zum Wettersteindolomit des Falkensteinzuges mehrfach bloßliegt. An gerichtet geschleppten boudinierten härteren Bänken, an linsig zerscherten geschwänzten Schichtpaketen, an Kleinfaltung und an versetzten, zerscherten, überkippten Kleinfalten läßt sich aus zahlreichen Grundriß- und Profil-Aufschlüssen das vorherrschende Ausweichen des Materials steil gegen Norden und oben, ganz untergeordnet aus lokalen Platzgründen auch nach unten hin, dann aber gleichermaßen in beiden Längsrichtungen beobachten, wobei der Stil der Formung, der letzten Endes auf eine linsenförmige Zerlegung der Schieferserie hinausläuft, für die verschiedenen Richtungen gleich ist. Von den jüngeren, das ganze System quer und schräg durchsetzenden Verstellungen wird hier abgesehen. Abb. 12 gibt Beispiele für dieses multivergente, aber in einer Ebene gelegene Ausweichen des gepreßten Materials.

#### f) Spurschollen

Stellt sich an Deckentransportwegen eine starke Zerreißen der an die Überschiebungsbahn angrenzenden Deckenteile ein, und werden Späne des tektonischen Untergrundes von der höheren Masse in andere, fremde Regionen verschleppt, so bezeichnet man diese als Schürflinge. Sie können bei weiter Verbreitung an der Deckenbasis geradezu einen Schürflingsteppich bilden.

Das logische Gegenstück zu solchen Schürflingen bilden die von der Sohle der höheren Schubmasse losgerissenen und liegengeliebenen Späne, die — besonders bei Faziesunterschieden zum Untergrund — deutliche Zeugen für die Wanderung der höheren Einheit darstellen, auch wenn die erzeugende Decke noch weit über diesen Raum vorgestoßen und heute dort nicht mehr vorhanden ist. Diese Schollen markieren demnach die Spur der einstigen Deckenwanderung. Ich möchte daher derartige Zeugen als „Spurschollen“ (frz.: „copeaux témoins“) bezeichnen.

bezeichnen. Als Typusbeispiel kann der Madrisa-Schollenteppich an der West/Ostalpen-Grenze dienen, wo zahlreiche kalkalpine Schollen durch Sekundäreinwicklung unter dem Silvrettakristallin erhalten geblieben sind. Über ihre Stellung wurde vom Autor 1970 c, S. 338 ff. berichtet.

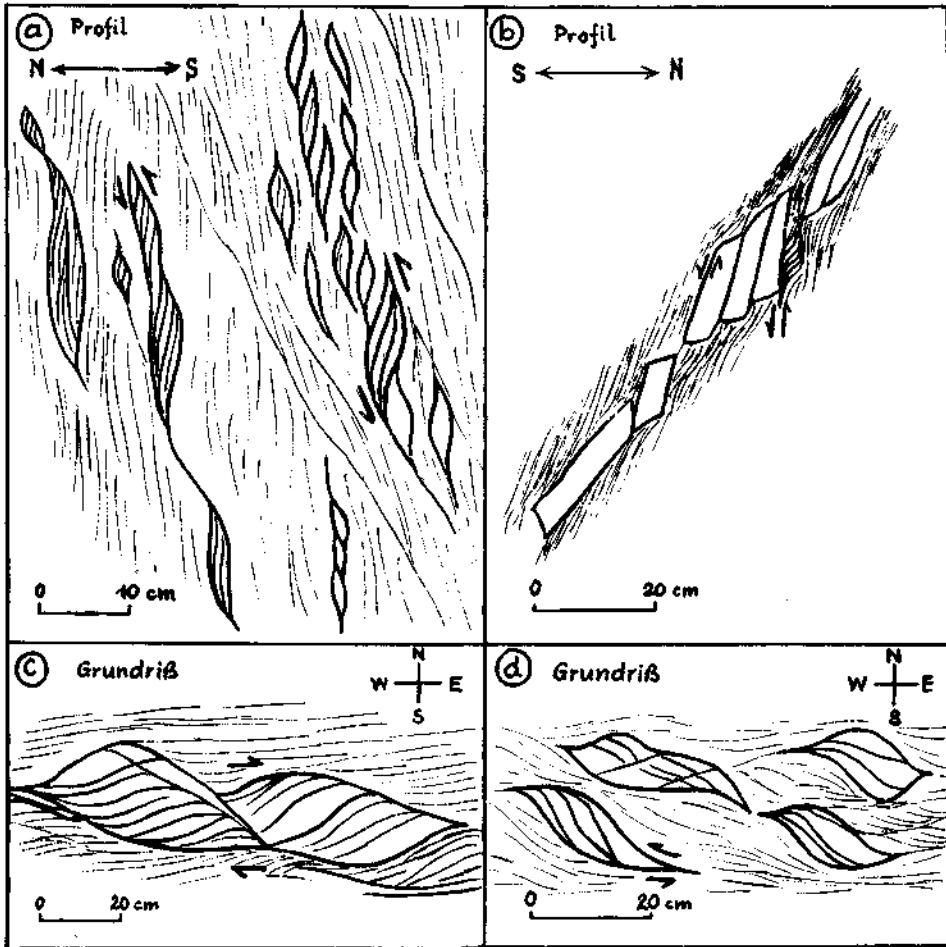


Abb. 12. Deformationsbilder der Pressungstektonik an der Südseite des Falkensteinzuges 5 km SW Pfronten im Allgäu. Durch den Pressungsdruck auf eine fast saiger stehender Deckengrenzfläche in der Zeit der Einwicklung des Falkensteinzuges stellen sich in den kretazischen Tannheimer Schichten der Allgäudecke Ausweichstrukturen in allen Richtungen innerhalb dieser Ebene ein. Fig. a = Linsige Zerschierung mit nordvergent aufsteigender Bewegung; Fig. b = Bankzerreißung und Schollenverdringung bei steil gegen Süden absteigender Bewegung; Fig. c = rechtsinniges Ausweichen des linsig zerscherten Materials; Fig. d = linksinniges Ausweichen.

## 4. Das Ausmaß der Abtragung kalkalpiner Decken (auf Grund ausgewählter Beispiele)

Im Zusammenhang mit der in Kapitel 2 gestellten Frage nach den Überschiebungsweiten der Decken ist naturgemäß jene nach dem Abtrag und der Rückwitterung der Deckenstirnen von Interesse, da erst die Kenntnis der Lage der einstigen Deckenstirn zusammen mit dem noch weiter hinten in Fenstern sichtbaren tektonischen Untergrund die ursprüngliche Überschiebungsweite schätzen läßt. So soll hier abschließend auf Grund einiger markanter Beispiele noch kurz auf diese Frage eingegangen werden.

### a) Hohe geforderte Beträge

Die Kenntnis der bedeutenden Mächtigkeit der Molassesedimente im Norden, im Süden und in den großen östlichen Intraalpin-Pannonischen Becken im Umkreis der Alpen hat in neuerer Zeit zur Vorstellung einer ganz gewaltigen Abtragung der Gebirgskette der Alpen geführt. So hat vor allem A. WINKLER-HERMADEN (1957, S. 210) unter Hinweis auf die bis 3000 m mächtige Pannonfüllung des westungarischen Tieflandes — wobei dem Oberpannon allein schon 2000 m Mächtigkeit zukommt — auf die notwendige bedeutende, größenordnungsmäßig gleichwertige, zu fordernde junge Aufwölbung und Abtragung der angrenzende Gebirgszone verwiesen (S. 212), die auf die Alpen als Ganzes umgerechnet seit Beginn des Pannon allein schon 1000 m betrüge (S. 693).

Unter der Poebene liegt südlich der Alpen bis 3000 m mächtiges Quartär, während die Pliozänbasis bereits maximal 5000—6000 m tief zu liegen kommt (H.-G. WUNDERLICH, 1966, S. 18). Eine Rückrechnung der Kubatur der Schweizer Molasse auf das Liefergebiet der Schweizer Alpen würde einen Abtrag dieser Region in der Molassezeit um 1800 m im Mittel erfordern (J. CADISCH, 1961, S. 123).

Noch wesentlich höhere Abtragungsbeträge werden neuestens aus der Kombination von Daten der absoluten Altersbestimmung, kritischer Temperatur metamorpher Minerale, zugehörigen Wärmestromdaten (geothermischer Gradient) und erforderlicher Gesteinsüberlagerung aus den Schweizer Alpen gemeldet. S. CLARK & E. JÄGER (1969, S. 1159) kommen so zu einer Denudationsrate von 1 mm/J. = 1 km/Jahrmillion, also extrem höheren Daten als etwa die aus bisherigen rezenten Messungen und morphologischen Beobachtungen zurückgerechneten Werte darstellen (vgl. A. WINKLER-HERMADEN, 1955, S. 136 ff.; 1957, S. 341, 553, 598, 721 ff.). Vom Oligozän an müßte nach CLARK & JÄGER ein Abtragungsbetrag in den Schweizer Alpen von 30 km zu veranschlagen sein!

Die erwähnte Diskrepanz liegt wohl darin begründet, daß man eben in starken Aufwölbungszonen abschnittsweise mit großen Abtragungsbeträgen zu rechnen hat, diese aber nicht als Durchschnittswerte auf den gesamten Alpenkörper angewendet werden dürfen. Vergleicht man die auf verschiedenem Weg gefundenen Abtragungswerte solcher starker Hebungszonen, so bleiben die Differenzen

in annehmbaren Grenzen: Theoretische Abtragung aus der oben erwähnten Datenkombination in den Schweizer Zentralalpen 0,8 bis 1 mm/Jahr (E. JÄGER, 1969, S. 193; E. NIGGLI, 1970, S. 20) und gegenwärtiger Abtragungswert des Alpenrhein 0,58 mm/Jahr.

Auf Grund all der angeführten Indizien sind in allen Zonen der Alpen bedeutende Abtragungen erwartet worden. Gerade aus dem Raum der Kalkalpen aber können zahlreiche Beispiele namhaft gemacht werden, die eine Erhaltung von teils kretazischen, teils alttertiären, unmittelbar an der Erdoberfläche angelegten, frei entwickelten tektonischen Strukturen belegen. Aber auch jene Beispiele, die größeren Abtrag erkennen lassen, verweisen ebenfalls noch auf eine relativ mäßige Wirkung der Erosion. Dies läßt sich sicherlich zum Teil durch die gegenüber den Kalkalpen verstärkt herausgewölbten Zentralalpen erklären, zum anderen Teil müssen die oben angeführten Abtragungswerte wohl doch als zu hoch veranschlagt bezeichnet werden.

### b) Beispiele sichtbar kleinen Abtrages

Ein Beispiel von geringer Rückwitterung der Kalkalpenfront bietet die *Stirnzone* in den niederösterreichischen Kalkalpen. Zunächst läßt der Wechsel von sehr steil in die Tiefe setzenden Abschnitten mit flach überschobenen, von Fenstern durchlöcherten Partien ohne nennenswertes Rückspringen der Kalkalpen-Vordergrenze bereits eine geringe Rückwitterung dieser Region vermuten, da sich ja eine starke Abtragung durch ein tiefes Zurückweichen der Nordrandlinie in den flach lagernden Abschnitten äußern müßte. Dann aber zeigt die Region von Gresten—Waidhofen, daß die Kalkalpen wohl niemals die Flyschzone weit über den heutigen Rand hinaus bedeckt hatten. Südlich und westlich von Gresten beginnt eine erosive Durchlöcherung und Auflösung der Frankenfesler Decke bei insgesamt flacher Lagerung. Die sichtbare Rückwitterung beträgt hier bei Waidhofen hinüber rund 4 km. In diesem durch die Erosion von den Kalkalpen entblößten Raum ist aber auch durch eine größere Zahl von Kalkalpenklippen, die durch weitere Nachbewegung mit der Flysch-Buntmergel-Unterlage verschuppt sind, die einstige Überdeckung dieser Strecke bis hinüber zum Urlbach belegt. In der nördlich anschließenden breiten Flyschzone aber sind nirgends kalkalpine Späne eingewickelt erhalten, was wohl bei einer einst größeren Überlagerungsbreite doch zu erwarten wäre.

Eine zweite Beispielsgruppe geringer Abtragung liegt in den vom Verfasser geschilderten Stirnschuppen mit anschließender, noch erhaltener sekundärer Stirneinrollung des Deckenhauptkörpers vor (1967 b). In einer noch weit über die dort angeführten Beispiele hinaus zu vermehrenden Anzahl sind in den Kalkalpen solche wohl aus der Zeit der illyrisch-pyrenäischen Phasengruppe im oberen Eozän stammende Stirneinrollungen erhalten, darüber hinaus auch noch Teile der vorgosauisch gebildeten Stirnplatten der zugehörigen Stirnschuppen, oft schon durch die vorgosauische Erosion angegriffen.

### c) Beispiele größeren sichtbaren Abtrages

Eine weiträumige erosive Zerlegung (und nicht Zergleitung) einer Decke in Halbklippen und Klippen, teils noch zusammenhängend, zeigt am deutlichsten das Ausmaß der seit ihrer Entstehung flächenmäßig wirkenden Erosion. Ein Musterbeispiel hierfür stellt die Lechtaldecke dar, die ursprünglich die Allgäu-  
decke zur Gänze unter sich begraben hatte, während die heute sichtbaren Abschnitte der Allgäu-  
decke der seit der vorgosauischen Überschiebung wirkenden Erosion, also einem sehr lange anhaltenden Prozeß, ihre Freilegung verdanken. Am deutlichsten wird die einst vollkommene Verdeckung der Allgäu-  
decke im Westen, wo vom Hornbach-Halbfenster angefangen die Lechtaldecke mit einer Reihe von Halbklippen in den Allgäuer und Tannheimer Bergen und schließlich dem imposanten Falkensteinzug bei Füssen bis an den Kalkalpenrand vorreicht (Abb. 1). Durch die achsiale Erhebung der Kalkalpen als Ganzes gegen die Aufkuppelung des Vorarlberger Helvetikums hin wird westlich dieser Zone die Allgäu-  
decke in einer Breite von 23 km freigelegt. Auch der übrige, nur wenige Kilometer breite, weit gegen Osten hin fortsetzenden Teil der Allgäu-  
decke war einst von der Lechtaldecke verdeckt, wie der ganz außen mit Unterbrechung hinziehende Deckschollenstreifen vom Typus des Schmiedlainezuges kündet (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, S. 105). Bereits R. OBERHAUSER (1968, S. 126 ff.) hat zurecht auf einen derartigen vorgosauischen Zuschub des Tiefbajuvarikums hingewiesen.

Ein Beispiel flächenmäßig bedeutenden Abtrages bietet ferner der Westrand der Kalkalpen. Das weite Zurückspringen des Randes gegen SW stellt keine Primäranlage im Sinne der „Allgäuwendung“ (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 87 ff.) dar, sondern bestimmte Fazieszonen (H. JERZ, 1965, S. 428 ff.) und das Abschneiden der tektonischen Leitlinien wie Schuppengrenzen und Faltenzüge am Westrand (A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3) lassen erkennen, daß dieser Rand im Westen durch die Erosion nach Aufkuppelung des Helvetikums entstanden ist.

Während das Beispiel der erosiven Auflösung des Westrandes der Lechtal-  
decke durch den noch bestehenden Zusammenhang östlich des Lech eindeutig ist, muß auf den heute ganz in Schollen aller Dimensionen aufgelösten juva-  
vischen Deckschollenschwarm als Beleg für bedeutende Abtragung verzichtet werden, da hier eine Zerlegung der Deckenmasse durch Gleitung möglich ist und so der rein erosive Anteil vorderhand nicht sicher erfaßt werden kann.

Bei Untergrundverformung besonderer Art (Tauchfalten, Tektonische Moränen, Schürflinge, regionale Verkehrtserien usw.), läßt sich die einstige Überfahung durch eine Decke ableiten und bei Fehlen dieser Schubmasse in solchen Räumen auf bedeutende Abtragung schließen. Es folgen abschließend noch einige Beispiele dieser Art.

Als Tauchfaltenstrukturen gelten seit O. AMPFERER (1925, 1932) z. B. die in der Region südlich der großen Deckschollen der Inntaldecke (Fallesin, Krabachjoch usw.) über Kreideuntergrund schwimmenden Schollen wie Stanskogel, Hirschpleiskopf und Roggspitze, während im Spullersalpkopf steilachsige Falten auftreten (D. HELMCKE, 1970, S. 536 ff.).

Als Beispiel für regionale Überschiebung und nachfolgende bedeutende Abtragung kann ferner die ausgedehnte, umgewalzte *N a ß k ö h r - V e r k e h r t - s e r i e* der Mürzalphendecke in der Steiermark hervorgehoben werden, südlich, über und nördlich welcher sich heute noch zahlreiche Reste des höheren Stockwerkes, der oben schon erwähnten Schneebergdecke, finden (Abb. 2). Diese einheitlich nordvergent verschleppte Verkehrtserie beweist, daß die darüber befindlichen Reste der Schneebergdecke nicht durch Zergleitung auseinanderstrebten, sondern tatsächlich Reste der ja unweit östlich davon noch in imposanter Mächtigkeit erhaltenen Walzmasse der Schneebergdecke darstellen, so daß der Nachweis großer erosiver Abtragung in den Mürztaler Alpen geführt werden kann.

Andere Beispiele bedeutender Abtragung liegen in den oben geschilderten Räumen der Verbreitung Tektonischer Moränen vor, die ja sämtlich nur durch flächenmäßige Abräumung der sie bewirkenden Decken zutage kamen. Im Ostkarwendel kann auf diese Art z. B. unter Berücksichtigung des Verbreitungsgebietes der tirolischen Schürflinge die einst gegen Norden um bis 7 km größere Breite des Inntaldecken-Hauptkörpers ermittelt werden.

So läßt sich auch, wie abschließend an Hand einiger weniger Beispiele noch angedeutet werden sollte, mit Hilfe charakteristischer Untergrundformungen die Wirksamkeit großer, aber bereits abgetragener Schubmassen nachweisen, wodurch uns manchmal Argumente zur Lösung kritischer tektonischer Fragen geliefert werden.

### Danksagung

Der Hauptteil der in der Arbeit geschilderten Geländebeobachtungen in den westlichen Nordkalkalpen konnte durch eine Subventionierung aus dem Jubiläumsfonds der Österreichischen Nationalbank durchgeführt werden, wofür auch hier bestens gedankt sei.

### Literatur

- AMPFERER, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. — Verh. Geol. R.-A., 1902, 274—276, 1 Abb., Wien 1902.
- AMPFERER, O.: [In:] AMPFERER, O., & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasec. — Jb. Geol. R.-A., 61, 531—710, 50 Abb., Taf. 32—34, Wien 1911.
- AMPFERER, O.: Über den Nordrand der Ledtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. — Verh. Geol. R.-A., 1912, 334—335, Wien 1912.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. — Jb. Geol. B.-A., 74 (1924), 35—73, 24 Abb., Wien 1925 a.
- AMPFERER, O.: [In:] AMPFERER, O., & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. — Ebenda, 75, 365—420, 27 Abb., Taf. 3—10, Wien 1925 b.
- AMPFERER, O.: [In:] AMPFERER, O., & PINTER, K.: Über geologische und tektonische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. — Ebenda, 77, 279—332, 19 Abb., Taf. 9—11, Wien 1927.
- AMPFERER, O.: Die Relieffüberschiebung des Karwendelgebirges. — Ebenda, 78, 241—256, 10 Abb., Taf. 5, Wien 1928.
- AMPFERER, O.: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. — Ebenda, 80, 45—86, 40 Abb., Taf. 2, Wien 1930.

- AMPFERER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen. 4 Bl. 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- AMPFERER, O.: Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 84, 41—54, 12 Abb., Wien 1934.
- AMPFERER, O.: Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O-W-Bewegung. — Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch., 1939, 196—205, 6 Abb., Wien 1939.
- AMPFERER, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. — Denksch. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 106, 1—95, 103 Abb., Wien 1942.
- AMPFERER, O.: Belastungswirkung durch die Auflagerung der Inntaldecke (Karwendel). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 153, 17—44, 26 Abb., Wien 1944.
- AMPFERER, O., & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel. Mit geol. Kt. 1 : 25.000. — 55 S., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., Innsbruck (Univ.-Verl. Wagner) 1950.
- AUBOUIN, J.: Propos sur l'orogénèse. — Bull. trim. Serv. Inform. Géol. BRGM., 13, No. 53, 1—53, 28 Abb., Paris 1961.
- AUBOUIN, J. et al.: Précis de Géologie, tome 3, 549 S., 315 Abb., Paris (Dunod) 1968.
- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 131, 119—177, 9 Abb., 1 Tab., 1 tekt. Kt., 1 Profilaf., Phototaf. 11—12, Stuttgart 1968.
- BAUER, F.: Karsthydrologische Untersuchungen im Schneecalpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — Steir. Beitr. Hydrogeol., 1969, 193—214, 8 Abb., Taf. 1—3, Graz 1969.
- CADISCH, J.: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1961, 115—124, Wien 1961.
- CAIRE, A.: Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell Algérien. — Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2) 5, 299—325, 28 Abb., Paris 1963.
- CLARK, S. P., & JÄGER, E.: Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. — Amer. J. Sci., 267, 1143—1160, 1 Abb., 6 Tab., New Haven 1969.
- ELLENBERGER, F.: Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc etc. — Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2) 9, 87—142, 23 Abb., Taf. 1—2, Paris 1967.
- ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen, I. — Z. dt. geol. Ges., 112, (1960), 334—357, 17 Abb., Hannover 1961.
- ENGELS, B.: Strukturgeologische Untersuchungsergebnisse im Bereich der Krabach-Masse (Lechtaler Alpen). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 56, 168—180, 7 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1970.
- HELMCKE, D.: Erfassung steilachsiger Faltenstrukturen aus dem Luftbild am Beispiel der östlichen Klöstertaler Alpen (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 527—542, 6 Abb., Stuttgart 1970.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 35—52, Taf. 8—9, Wien 1958.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. Geol. B.-A., 108, 1—114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1965.
- JÄGER, E.: Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. — Beih. Geol. Jb., 80, 185—195, Abb. 63, Hannover 1969.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordkalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 427—439, 9 Abb., Hannover 1965.
- JACOBSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 113, 153—206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl. — 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. — 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.
- KOCKEL, C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96, 339—356, 2 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1953.

- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — Ebenda, Abt. B, 1949, 31—95, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- KRAUTER, E.: Vorbericht über geologische Untersuchungen im östlichen Karwendel. — Verh. Geol. B.-A., 1963, 130—132, Wien 1963.
- KRAUTER, E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner-Joch (Östliches Karwendel, Tirol). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 60 (1967), 23—64, 10 Abb., Taf. 1—2, Wien 1968.
- KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Erdgas-Z., 83, 342—353, 3 Abb., 1 Taf., Celle-Leoben 1967.
- KUPFER, D. H.: Thrust faulting and chaos structure, Silurian Hills, California. — Bull. geol. Soc. Amer., 71, 181—214, 11 Abb., 3 Taf., New York 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 463 bis 494, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1962.
- NIGGLI, E.: Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. — Fortschr. Miner., 47, 16—26, 1 Abb., Taf. 1—3, Stuttgart 1970.
- NOBLE, L. F.: Structural features of the Virgin Spring area, Death Valley, California. — Bull. geol. Soc. Amer., 52, 941—1000, New York 1941.
- OBERHAUSER, R.: 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.
- PETRASCHECK, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzberges. — Ebenda, 90 (1945), 3—19, 6 Abb., 3 Taf., Wien 1947.
- PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 55—60, 2 Taf., Wien 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes, 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- REITHOFER, O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1956, 213—226, Wien 1956.
- RICHTER, M.: 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.
- RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Dtsch. Boden, 5, 179 S., 56 Abb., Berlin (Borntraeger) 1937.
- RICHTER, M.: Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 100 (1948), 338—347, 1 Abb., Hannover 1950.
- RUTTNER, A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. — Verh. Geol. B.-A., 1963, 6—16, 1 Abb., Taf. 1—3, Wien 1963.
- SCHMIDT, W.: Tektonik und Verformungslehre. — 208 S., 49 Abb., Berlin (Borntraeger) 1932.
- SCHULER, G.: ... Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen 1968.
- SCHWAN, W.: Zur Definition und Deutung des Strukturtyp „Decke“. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124, 168—219, 3 Abb., Taf. 22, Stuttgart 1966.
- SPENGLER, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 9, 1—26, 3 Abb., Berlin 1928.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen etc. — S. 302—413, 21 Abb. [In:] SCHAEFFER, F. X. (Hg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Ktn., Wien (Deuticke) 1951.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 96, 1—64, 8 Abb., Taf. 1—2, Wien 1953.
- SPENGLER, E.: Desgl., 3. Teil. — Ebenda, 102, 193—312, 5 Abb., Taf. 4, Wien 1959.
- THURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Paläont., 14, H. 48, 347 S., 72 Abb., Berlin 1943.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvorlpen im Ötcherland etc. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, (1965), 103—207, Taf. 1—4, Wien 1966.



- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. — *Ebenda*, 59 (1966), H. 2, 231—253, Taf. 1—2, Wien 1967 a.
- TOLLMANN, A.: Stirnschuppen und Dachschuppen etc. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1967, 705 bis 730, 9 Abb., Stuttgart 1967 b.
- TOLLMANN, A.: Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. — *Geotekt. Forsch.*, 29, 26—59, Stuttgart 1968 a.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der Decken. — Report 23. sess. intern. geol. Congr., 3, 49—59, 3 Abb., Prag 1968 b.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18 (1967), 207—248, Taf. 8, Wien 1968 c.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 61 (1968), 124—181, Taf. 1, Wien 1969.
- TOLLMANN, A.: Desgl., 3. Teil. — *Ebenda*, 62 (1969), 78—170, Taf. 1—3, Wien 1970 a.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 136, 80—133, 1 Abb., Stuttgart 1970 b.
- 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., Wien 1970 c.
- TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 114, H. 1, im Druck, Wien 1971.
- TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeont.*, 4, 87—145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg/L. 1970.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum etc. — *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl.*, 110/1, 180 S., 26 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1955.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., 120 Abb., 5 Taf., Wien (Springer) 1957.
- WUNDERLICH, H. G.: Wesen und Ursache der Gebirgsbildung. — *B. I. Hochschultaschenbücher* 339—339 b, 367 S., 60 Abb., Mannheim (Bibl. Inst.) 1966.
- ZACHER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8429 Pfronten. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1962 a.
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 113 (1961), 390 bis 408, 6 Abb., Hannover 1962 b.
- ZACHER, W.: Geologische Karte des Osterach-Gebietes 1 : 25.000. — München (Bayer. Landesst. Gewässerkd.) 1964.