Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen

Von ERICH SPENGLER *)

III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen

Mit einer paläogeographischen Karte 1 : 210.000 (Tafel IV) und 5 Textabbildungen

Dem Andenken OTTO AMPFERERS gewidmet

Inhalt

	Seite
Vorbemerkungen	194
Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums	195
Die Ablagerungsräume der Reichraminger und Ternberger Zone zwischen dem Almtale und der Gosauzone Großraming—St. Gallen	195
Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgsdecke östlich vom Traunsee	203
Die Frage der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten	210
Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges	216
Der Ablagerungsraum der Warscheneckgruppe und des Lawinenstein-Grasberg-Gebietes	219
Der Ablagerungsraum der östlichen Dachsteingruppe	222
Die Ablagerungsräume der Hallstätter Zone südlich des Toten Gebirges und des Bosruck	223
Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens	229
Der Ablagerungsraum der Gesäuseberge	231
Der Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle	237
Der Ablagerungsraum der Weyerer Bögen	240
Der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke	242
Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke	251
Der Ablagerungsraum der Annaberger Decke	261
Der Ablagerungsraum der Reisalpendecke und der Zwischenschuppen	266
Der Ablagerungsraum der Ötscherdecke	268
1. Der Raum zwischen Hieflau und Mariazell	268
2. Der Ablagerungsraum der Unterbergdecke	272
3. Der Ablagerungsraum der Göllerdecke	273
4. Der südlich der Puchberg—Mariazeller Linie gelegene Raum	277
Der Ablagerungsraum der Schneebergdecke	278
Der Ablagerungsraum der Hohen Wand und des Südrahmens des Gosaubeckens der Neuen Welt	281
Der Ablagerungsraum des zwischen dem Triestingtal und dem Wiener Becken gelegenen Teiles der Ötscherdecke (und der in dieser eingeschnittenen Fenster)	285
Der Ablagerungsraum der juvavischen Deckschollen zwischen dem Quertal der Enns und dem Wiener Becken	289

*) Adresse des Verfassers: Wiesbaden, Dotzheimerstr. 119 a

Seite

Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale 291
Ergebnisse 294
1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen 294
2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese 299
3. Die orogenetische Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges 303
4. Der Übergang aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung 303
Rückblick auf die ganze Arbeit (I.—III. Teil)
1. Die Schwierigkeiten bei der Konstruktion der Karte 304
2. Hauptergebnisse der Arbeit 306
Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums 308

Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungsraumes der Trias- bis Neokomsedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung der Falten konstruiert wurde. Westgrenze: Westrand der Spezialkartenblätter Kirchdorf, Liezen und Gröbming—St. Nicolai, Ostgrenze: Wiener Becken. In den Vorbemerkungen wird vor allem auf einige Schwierigkeiten der Abwicklung hingewiesen, die sich im Ostteil der Kalkalpen bemerkbar machen. Der Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Hierauf wird versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale darzustellen. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum bis gegen Ende des Neokoms im Ostabschnitt der Kalkalpen etwa dreimal so breit war wie die heutige Kalkalpenbreite. Es wird gezeigt, wie sich in den einzelnen orogenetischen Phasen die Breite der Kalkalpen schrittweise verkleinert hat. In dem Raume zwischen der Gosauzone Großraming—St. Gallen und dem Wiener Becken ist durch die Orogenese in der Längsrichtung eine Verkürzung von etwa 20% eingetreten. Hierauf wird das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung untersucht. Am Schluß folgt ein kurzer Überblick über die Hauptergebnisse der ganzen Arbeit (I.—III. Teil).

Vorbemerkungen

Der hier vorliegende III. (abschließende) Teil der Arbeit schließt unmittelbar an den im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt IC. Band (1956) veröffentlichten II. Teil an.

Da die Methode der Konstruktion der paläogeographischen Karte (P. K.) dieselbe ist wie im I. und II. Teil, kann hier auf die Abschnitte: „Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte" (I. T. S. 3—10) und „Vorbemerkungen" (II. T. S. 2—4) verwiesen werden.

Die Abwicklung der Falten und Decken des östlichen Abschnittes der Kalkalpen bot bedeutend größere Schwierigkeiten als diejenige des westlichen und mittleren Teiles. Das hat folgende Ursachen: 1. Im Ostabschnitte der Kalkalpen sind in stärkerem Maße raumverkürzende Bewegungen in E—W-Richtung eingetreten. Die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes war hier besonders dadurch sehr schwierig, daß sich die Bewegungen im Streichen meist nur auf einen Teil der Kalkalpen zu beschränken scheinen. So hat z. B. die E—W-Bewegung im Bereiche der Weyerer Bögen keine deutlich sichtbare Fortsetzung nach S in die Gesäuseberge, die Faltung mit N—S streichender Achse am Nordrande der Ötscherdecke (AMPFERER, 1930, Fig. 31 und RUTTNER, 1948, Abb. 2) kein Äquivalent in der Hochschwabgruppe. 2. Das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpa-

thische Streichungsrichtung, das sich anscheinend in den einzelnen tektonischen Einheiten nicht an derselben Stelle vollzieht. 3. Die Tatsache, daß über den Bau der einzelnen Gebiete die Meinungen der daselbst arbeitenden Geologen stärker voneinander abweichen als in den westlicheren Kalkalpenabschnitten. Es war daher eine ausführlichere kritische Betrachtung der tektonischen Verhältnisse nötig, wodurch der Text umfangreicher geworden ist als im I. und II. Teil.

Die am Nordrande des Ostteiles der Kalkalpen auftretende „Pienidische Klippenzone" (= Grestener Decke KOBERS) wird nicht mehr in die Darstellung einbezogen. Es geschieht dies vor allem deshalb, weil über das Verhältnis dieser Zone zu den Kalkalpen die Meinungen geteilt sind (vgl. die Zusammenstellung bei TRAUTH, 1954, S. 126—137). Außerdem sind die Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes dadurch sehr gering, daß nur sehr kleine Teile der in diesem Raume abgelagerten Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine sichtbar sind.

Ich habe mich sehr bemüht, meiner Rekonstruktion stets die neuesten Kartierungsergebnisse zugrunde zu legen. Ich bin daher den Kollegen, die es mir ermöglicht hatten, noch unveröffentlichte geologische Karten und Arbeiten zu benützen, sehr dankbar. Es sind dies die Herren: Dr. E. GASCHE (Basel), Dr. A. RUTTNER (Wien) und Dr. B. PLÖCHINGER (Wien). Ferner bin ich Herrn Professor Dr. E. CLAR (Wien) zu großem Danke verpflichtet, daß er es mir ermöglicht hat, in die zahlreichen den östlichen Kalkalpenabschnitt betreffenden, im Geologischen Institut der Universität Wien liegenden unveröffentlichten Dissertationen von Koberschülern Einblick zu nehmen. Endlich bin ich meiner lieben Frau herzlich dankbar, daß sie wegen der Erkrankung meiner Augen die Reinzeichnung der paläogeographischen Karte durchgeführt hat.

Mehr noch als bei der Abfassung der früheren Teile meiner Arbeit habe ich jetzt bedauert, daß meine Freunde O. AMPFERER und H. P. CORNELIUS nicht mehr unter uns weilen. Eine mündliche Aussprache mit ihnen hätte wahrscheinlich so manche Unsicherheit über einzelne Stellen ihrer Arbeitsgebiete beseitigt.

Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums

Die Ablagerungsräume der Reichraminger und Ternberger Zone zwischen dem Almtale und der Gosauzone Großraming—St. Gallen

Der westlichste Teil der Reichraminger Zone wurde bereits im II. T. S. 32, 33 behandelt. Wie dort gezeigt wurde, ist unmittelbar östlich des Traunsees im Zirler Berg ein kleiner Rest der Reichraminger Zone erhalten geblieben [1]).

Zwischen dem Laudachsee und dem Almtale ist auf einer Strecke von 7 *km* nichts von der Reichraminger Zone zu sehen, da die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis an den Nordrand der Kalkalpen herantritt. Unmittelbar unter dieser Decke tritt die Klippen- und Flyschzone zutage (siehe die geologische Karte und die Profile bei PREY, 1953, Taf. XIII). Diese Tat-

[1]) Da es ganz unsicher ist, wie weit die Hauptdolomitmasse des Zirler Berges unter die Mitteltrias der Traunsteingruppe hineinreicht, wurde in den kleinen dreieckigen Raum mit Signatur II am westlichen Kartenrande ein ? hineingesetzt.

sache zeigt, daß die Überschiebung der Kalkalpen über die Klippen- und Flyschzone jünger sein muß als die Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Reichraminger Zone.

Erst östlich des Almtales beginnt die Reichraminger Zone wieder, und zwar mit dem Scharnsteiner Spitz (1136 *m*), und läßt sich von dort ununterbrochen bis an den Gosaustreifen Großraming—St. Gallen verfolgen, wobei sie sich infolge des Zurücktretens der Staufen-Höllengebirgs-Decke immer mehr verbreitert. Für den Raum östlich des Almtales liegt die neue Karte von PIA (1943) vor, welche ein von GEYERS geologischer Spezialkarte, Blatt „Kirchdorf" stark abweichendes Kartenbild ergeben hat. Nach PIAS Profilen (Taf. VI) besitzt dieser Teil der Reichraminger Zone einen Faltenbau und ist außerdem von meist steil stehenden Schubflächen durchsetzt, welche ebenfalls älter sind als die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, da sie an dieser abschneiden. Die wichtigste dieser Schubflächen ist der Rauhkogelbruch [2]). Die nördlich (unterhalb der Schubfläche) gelegene Schuppe der Reichraminger Zone soll als Gamsbergschuppe, die südlich (über ihr) gelegene als Rauhkogelschuppe bezeichnet werden. Die Breite des unter der Rauhkogelschuppe verborgenen Streifens der Gamsbergschuppe wurde nach PIA (Taf. VI, Profil VI) mit etwa 700 *m* bestimmt. Im Gegensatz zu dem nordvergenten Rauhkogelbruch ist der südlich benachbarte Hutkegelbruch nach PIAS Profilen südvergent. Im Bereiche von Profil IV scheint der unter dem Hutkogelbruch verborgene Streifen etwa 500 *m* breit zu sein. Aber im Bereiche des Schnittes VI ist dieser Bruch zu einer vertikalen Verwerfung geworden und noch weiter im Osten fehlt er gänzlich. Hingegen konnte PIA (S. 136) den Rauhkogelbruch bis zum Kalbling (östlich des Pfannsteins) verfolgen. Die unter dem Rauhkogelbruch und dem Hutkogelbruch verborgenen Räume wurden in der P. K. eingezeichnet.

Wie sich aus den Profilen bei PIA ergibt, ist die Verschmälerung dieses Gebietes durch die Faltung verhältnismäßig gering. Schnitt I auf Taf. VI war vor der Faltung um 300 *m*, Schnitt II um etwa 1 *km*, Schnitt V um 1·7 *km* breiter als jetzt, wobei in Schnitt V etwa 1 *km* auf die unter dem Rauhkogel- und dem Hutkogelbruch liegenden Räume entfallen.

Der zwischen der Ostgrenze des Aufnahmsgebietes Pias und der Pyhrnbahn gelegene Raum hat in jüngster Zeit eine Neuaufnahme durch T. GATTINGER erfahren. Leider ist die Arbeit GATTINGERS bis jetzt noch nicht erschienen. Ich bin aber Herrn Dr. GATTINGER sehr dankbar, daß er mir in einem ausführlichen Brief die wichtigsten Ergebnisse und Unterschiede der Neuaufnahme im Vergleiche mit GEYERS Karte mitgeteilt hat.

Nach GATTINGER hat die Rauhkogelschuppe im Profile des Pfannsteins und der Gradenalm den Bau eines überkippten Sattels mit wohlentwickeltem inversem Mittelschenkel. Die Trias-Jura-Neokomserie dieses Mittelschenkels ist am „Rauhkogelbruch" auf das Rhät der Gamsbergschuppe bei der Gradenalm aufgeschoben. Daher muß die Verschmälerung der Rauhkogelschuppe durch die Faltung hier wesentlich größer gewesen sein als in PIAS Gebiet. Aber auch die Gamsbergschuppe weist hier den Bau eines Sattels auf, dessen saiger stehender Nordschenkel aus der bis zum Liasflecken-

[2]) PIA (S. 119) bezeichnet Schubflächen, deren Neigung größer als 45° ist, als „verkehrte Brüche".

mergel reichenden Schichtenfolge des Schomreithnersteins gebildet wird, die nach GATTINGER an steilstehender Längsstörung unmittelbar an den Hauptdolomit der Nordflanke des Thurnhamberges stößt. GATTINGERS Aufnahme hat somit gezeigt, daß der von GEYER (1910, S. 177, Profil) erkannte Faltenbau nördlich der Kremsmauer durch Schubflächen gestört ist.

Der zwischen der Pyhrnbahn im W, der Hopfing, Garnweith und dem Steyrtal zwischen Molln und dem Kalkalpenrand gelegene Raum hat kürzlich eine gründliche Neuaufnahme durch FRIDTJOF BAUER (1953) erfahren. Hier ist nicht nur die Reichraminger Zone, sondern auch die westlich von Micheldorf fehlende Ternberger Zone vorhanden. Der Letzteren rechnet BAUER den im allgemeinen muldenförmig gebauten nördlichen Randstreifen der Kalkalpen zu, dessen Bau im einzelnen so verwickelt ist, daß ihn Bauer im Maßstabe 1 : 12.500 darstellen mußte. In der sich südlich anschließenden, viel breiteren Reichraminger Zone wird auf eine geologische Karte des vorwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Nordteiles der Zone verzichtet und nur eine geologische Karte 1 : 25.000 der beiden, mit Jura und Neokom gefüllten Mulden nördlich des Sengsengebirges gegeben. TRAUTH (1936, S. 501) betrachtet GEYERS (1909 a, S. 136) Mollner Linie als die Grenze zwischen der Ternberger und der Reichraminger Decke. BAUER folgt ihm, vermeidet aber den Ausdruck „Decke": „Die Bezeichnung ‚Decke' kann hier deshalb nicht verwendet werden, da keine, beide Einheiten trennende größere Überschiebung existiert; es liegt vielmehr eine Serie gestaffelter Untertriasaufbrüche vor, die zwei faziell grundsätzlich verschiedene Zonen trennt." (1953, S. 129). Diesen Standpunkt habe auch ich stets vertreten (1928 a, S. 6; 1951, S. 350). Daß die Überschiebung an der Mollner Linie nur eine ganz geringe Schubweite aufweisen kann, ergibt sich vor allem aus der Tatsache, daß sich die Überschiebung gegen E nur bis Reichraming verfolgen läßt. (Östlich von Reichraming könnte allerdings die Linie unter Quartär verborgen sein, und es wäre denkbar, daß der von GEYER beim Uferer eingezeichnete Zug von Opponitzer Kalk das Weiterstreichen der Mollner Linie andeutet.) Westlich von Molln ist in dem großen Hauptdolomitgebiet zwischen Agonitz und Eisbach nichts von einer Überschiebungsfläche zu sehen (Vgl. auch die zwei Sammelprofile bei BAUER Taf. I). Auch die sich aus BAUERS Arbeit ergebenden beträchtlichen Faziesunterschiede im Jura beider Zonen erfordern zu ihrer Erklärung keinen Deckenbau, da sich die Faziesverhältnisse auch im Streichen rasch ändern. So ist zwischen Molln und Klaus der Lias in der Ternberger Zone als Hornsteinkalk und Fleckenmergel, in der Reichraminger Zone als Hirlatzkalk ausgebildet; zwischen Reichraming und Großraming ist es gerade umgekehrt: hier liegt der Hirlatzkalk des Schiefersteins nördlich der Mollner Linie, der Fleckenmergel des Fahrenberges südlich dieser Linie.

Vor einer Abwicklung der Falten der Ternberger Zone muß die von GEYER (1910, S. 170—171) beschriebene und auch von KRAUS (1944, S. 230) und BAUER (1953, S. 128) besprochene Micheldorfer Scharung rückgängig gemacht werden, die sich vor allem dadurch ausprägt, daß das SE-Streichen der Gesteine des Schomreithnersteins bei Micheldorf fast rechtwinkelig in das NE-Streichen des Hirschwaldsteins umbiegt. Es ist unwahrscheinlich, daß dieser scharfe Knick im Faltenstreichen schon bei der vorgosauischen Bildung der kalkalpinen Falten entstanden ist. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Knickung der ursprünglich W—E

streichenden Falten erst in einem viel späteren Zeitpunkt bei der Unterschiebung durch die Flyschzone dadurch erzeugt wurde, daß die südgerichtete Unterströmung im Meridian von Kirchdorf und Micheldorf stärker war als in der östlichen und westlichen Nachbarschaft. Diese Unterströmung hat innerhalb der Kalkalpen noch folgende nachträgliche Störungen des Faltenbaues hervorgerufen: 1. Die von GATTINGER erkannte Umwandlung des Faltenbaues der Reichraminger Zone nördlich der Kremsmauer in einen Schuppenbau. 2. Die Bildung der von GEYER (1909 a) und BAUER (1953) beschriebenen Querstörungen in der Ternberger Zone, die ein „treppenförmig abgestuftes Zurückweichen des Kalkalpenrandes gegen die Kirchdorfer Bucht" (GEYER 1909 a, S. 142) erzeugt haben. Wir müssen daher zunächst die Falte des Hirschwaldsteins in die W—E Richtung zurückdrehen [1]) und die Querstörungen rückgängig machen. Dadurch ergibt sich ein gegen W breiter werdender, jetzt teils durch Stirnabtragung an der Reichraminger Zone, teils infolge der Verhüllung der Ternberger durch die Reichraminger Zone nicht mehr sichtbarer Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen beider tektonischen Einheiten. Wieviel durch Abtragung, wieviel durch Verhüllung unseren Blicken entzogen ist, ist nicht feststellbar, daher das ? an den gerade gezogenen Grenzen beider Räume. Das Fehlen der Ternberger Zone westlich vom Kremstal ist wahrscheinlich auf vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch erfolgte Abtragung zurückzuführen.

Der Bau der Ternberger Zone zwischen dem Kremstal und dem Steyrtal ist nach der geologischen Karte von BAUER so verwickelt, daß in dem kleinen Maßstab der P. K. eine genaue Abwicklung nicht möglich ist. Die Ausglättung der Falten erfolgt daher in etwas schematischer Weise. Ebenso schematisch wurden die jetzt unter einigen Längsstörungen verborgenen Räume eingezeichnet, und zwar im Zug des Hirschwaldsteins für die unmittelbar südlich vom Gipfel durchziehende Längsstörung (Profile 3—7 bei BAUER Taf. I), in der Landsberg-Rabenstein-Scholle für folgende vier Längsstörungen: 1. Überschiebung der Schuppe des Gr. Landsberges auf die mit Neokomsandstein schließende Schuppe des Kl. Landsberges (Profile 18 u. 19), 2. Überschiebung der Schuppe des Südhanges des Gr. Landsberges auf das Tithon des Gipfels (BAUER S. 124, Z. 2—3, Profil 17—19), 3. Überschiebung des Triasaufbruches von Schmiedleiten auf das Neokom dieser Schuppe (Profile 17—19), 4. Schubfläche zwischen dem Wettersteinkalk des Rabensteins und der Mulde des Sonnkogels (Profil 16) sowie zwischen dem Muschelkalk südlich vom Hausberg und dem südlich angrenzenden Hauptdolomit (Profil 20). Zweifellos ist die Raumverengung durch die Faltung und Schuppung in der Landsberg-Rabenstein-Scholle sehr bedeutend. Ich vermute, daß dieses Gebiet vor der Faltung in N—S-Richtung mindestens doppelt so breit war als heute. In der Scholle des Pernsteingrabens wurde die Verhüllung eines kleinen Teiles der Trias durch Feinkonglomerate (Cenoman ?, BAUER S. 117) eingezeichnet.

Für den Abschnitt der Ternberger Zone zwischen dem Steyr- und Ennstal liegt nur die alte, aber sehr gute Aufnahme GEYERS vor (Geol. Spezialkarten „Kirchdorf" und „Weyer"). Nach dem Kartenbilde auf Blatt

[1]) Gegenwärtig liegt Punkt a der Ternberger Zone bei Punkt a′ der Reichraminger Zone.

„Kirchdorf" liegt es nahe, die aus Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk bestehende Masse des Gaisberges als eine zu einer höheren Decke gehörende Deckscholle zu betrachten. Tatsächlich hat KOBER (1923, Fig. 77, S. 163) und STAUB (1924, Profil 2) den Gaisberg als Deckscholle der Tirolischen Decke HAHNS (= Staufen-Höllengebirgs-Decke SPENGLERS) angesehen. Wie ich aber bereits 1928 a, S. 9 gezeigt habe, ist dieser Zusammenhang abzulehnen, da die Staufen-Höllengebirgs-Decke nach GEYER (1909 a, S. 131 und Fig. 1) schon im Sengsengebirge ihre Stirn hat. Ich habe es damals für möglich gehalten, daß der Gaisberg eine Deckscholle der Reichraminger auf der Ternberger Decke darstellt und habe an dieser Ansicht noch 1951, S. 349 festgehalten. Auch TRAUTH (1936, S. 500) ist mir darin gefolgt. Aber BAUER (1953, S. 129) bestreitet die Deckschollennatur des Gaisberges gänzlich. Eine eigene Begehung des Dorngrabens im Sommer 1955 mußte der Ansicht BAUERS rechtgeben. Der Wettersteinkalk des Gaisberges verschwindet offenbar gegen E unter Hauptdolomit, wie besonders das Auftreten von Lunzer Schichten zwischen beiden Gesteinen zeigt, was nicht nur BAUER beobachtet hat (Brief vom 2. 6. 1955) sondern auch ich selbst an dem vom P. 1022 zum Schoberstein führenden Wege gesehen habe. Die Nordgrenze des Wettersteinkalkes macht im oberen Teile des Dorngrabens den Eindruck einer fast saiger stehenden Fläche. Demnach ist das Profil GEYERS (1909 a, Fig. 2, S. 139) vollkommen zutreffend. Der Gaisberg ist keine Deckscholle, sondern eine steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe. Die den Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Gaisberges im N begrenzende Schubfläche entspricht wohl der Schubfläche 3, die ihn im S begrenzende der Schubfläche 4 der Landsberg-Rabenstein-Scholle. Wie GEYERS Profil zeigt, ist die Schuppe des Gaisberges noch durch eine weitere Schubfläche geteilt, an der Reiflinger Kalk über Wettersteinkalk geschoben ist. Durch den unteren Dorngraben und über den Sattel SE von 903 (in GEYERS Profil zwischen den P. 866 und 1068) zieht eine bedeutendere Schubfläche, an der Hauptdolomit auf Unterkreide aufgeschoben ist. Denn GEYERS „Kreideflysch" ist offenbar mit dem Neokomsandstein BAUERS identisch. Diese Schubfläche setzt sich in der Schubfläche 1 der Landsbergscholle fort, unter der ebenfalls Neokomsandstein auftritt.

In dem auf Blatt „Weyer" gelegenen Teile der Ternberger Zone tritt als beherrschendes tektonisches Element die Losensteiner Kreidemulde hervor. Die Südbegrenzung der Losensteiner Kreide ist am Gr. Dirn (GEYER 1909, Taf. II, Profil VI) und wahrscheinlich auch zwischen dem Ennstal und dem Pechgraben eine Überschiebung, die ich 1951, S. 349 als die Grenze zwischen der Ternberger und der Reichraminger Decke betrachtete. ROSENBERG hat sich dieser Auffassung angeschlossen (1955, S. 150). Für diese Deckengrenze bin ich damals hauptsächlich deshalb eingetreten, weil ich den Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Gaisberges, der offenbar in der Geosynklinale die westliche Fortsetzung desjenigen des Gr. Dirn war, für eine Deckscholle der Reichraminger Decke hielt. Da der Gaisberg aber keine Deckscholle ist (siehe oben) und somit zur Ternberger Zone gehört, besteht kein Grund, den Gr. Dirn zur Reichraminger Decke zu rechnen. Überdies ist der von mir damals angegebene Verlauf der Deckengrenze auf der Strecke zwischen dem Gaishörndl und der Westgrenze des Blattes „Weyer" unbefriedigend, da sie gänzlich im

Hauptdolomit verlaufen würde. Aber auch auf einer anderen Linie ist es unmöglich, die Überschiebung des Gr. Dirn gegen W — etwa bis an den N-Rand der Wettersteinkalkmasse des Gaisberges — durchzuziehen. Denn nach GEYERS Karte spaltet sich die Losensteiner Kreidemulde westlich der Hintersteinmühle in mehrere Teilmulden, von denen anscheinend keine im S durch eine bedeutendere Überschiebung begrenzt ist.

Um aber der Teilung der Ternberger Zone durch die Losensteiner Kreidemulde und die an ihrem Südrande verlaufende Überschiebung Rechnung zu tragen, könnte man die nördlich dieser Überschiebung gelegene Einheit als Windhagberg-Krestenberg-Schuppe, die südliche Schuppe als Dirn-Schieferstein-Schuppe bezeichnen. In dem Raume zwischen der Enns und dem Pechgraben schalten sich noch zwei schmälere Zwischenschuppen zwischen diese beiden Hauptschuppen ein: die Schuppe der Walkenmauer und diejenige des Seitwegkogels. Das Ostende der Ternberger Zone im Raume des Pechgrabens und des Neustiftgrabens hat nach Erscheinen der Geyerschen Karte die Neubearbeitungen von LÖGTERS (1937) und ROSENBERG (1955) erfahren. In dem Kärtchen von ROSENBERG (Abb. 1, S. 154) müßte nach der hier gegebenen Terminologie Reichraminger Decke durch Dirn-Schieferstein-Schuppe, Ternberger Decke durch Schuppe des Seitwegkogels ersetzt werden. Letztere scheint sich übrigens nach Blatt „Weyer" erst östlich von P. 1045 am Schiefersteinkamm von der Schieferstein-Schuppe abzuspalten [1]). Ob die Jurakalkschuppe des Losensteiner Schloßberges die westliche Fortsetzung der Walkenmauer-Schuppe ist oder eine etwas nördlichere Lage hat, ist nicht sicher zu erkennen; ich vermute aber nach dem Kartenbilde eher das Letztere.

Eine große Schwierigkeit für die Konstruktion meiner Karte ergibt sich daraus, daß die Losensteiner Kreidemulde noch nicht in ihrer ganzen Länge auf Grund der von LÖGTERS und ROSENBERG erkannten Stratigraphie neu kartiert ist. Nur das wenig über Losenstein nach W reichende Übersichtskärtchen bei LÖGTERS (Abb. 11, S. 407) ist vorhanden, aus dem hervorgeht, daß LÖGTERS nicht nur die von GEYER als Gosauschichten, sondern auch die von ihm als Kreideflysch ausgeschiedenen Gesteine zur Oberkreide rechnet [2]). Ob das aber auch für den westlichen, in der Übersichtskarte von LÖGTERS nicht enthaltenen Teil der Losensteiner Mulde gilt, ist zweifelhaft; hier würde ich eher glauben, daß der „Kreideflysch" noch zur Unterkreide gehört.

Die Schubweite der Überschiebungen zwischen den einzelnen Schuppen der Ternberger Zone — auch der Überschiebung des Gr. Dirn — ist zweifellos gering. Denn es handelt sich nur um durch lokale Überschiebungen gestörte Falten. Hingegen dürfte die Raumverschmälerung durch die Faltung sehr bedeutend sein, wofür die meist steile Schichtenstellung spricht.

---

[1]) Auch ROSENBERG erwähnt S. 151, daß sich bei „Ra" von „Rabenreitwegkogel" die Züge schließen.

[2]) Da in der P. K. die jetzt offen zutage liegenden Unterkreidesedimente mit Signatur I, die jetzt durch Oberkreide verhüllten mit III bezeichnet werden, müssen innerhalb der Losensteiner Mulde beide Signaturen angewendet werden, wobei ich mich zur Abgrenzung an Abb. 11 bei LÖGTERS hielt. Da das Gebiet der Losensteiner Mulde eine bedeutende Verschmälerung durch Faltung erfahren hat, wurde der Ablagerungsraum der Gesteine etwa doppelt so breit dargestellt wie die heutige Mulde.

Besonders stark ist wohl die tektonische Verschmälerung der Zone im Bereiche der Losensteiner Mulde und der enggepreßten Teilmulden, in die sie sich im E teilt. So dürfte z. B. der jetzt sehr schmale Zug der Walkenmauer bei der Faltung stark verschmälert worden sein, da er nach LÖGTERS (S. 405) den Bau einer eng zusammengepreßten Mulde besitzt. Auch der Raum nördlich der Losensteiner Mulde dürfte eine beträchtliche Verschmälerung durch die Faltung erfahren haben, da er nach GEYER (1909, Taf. II, Profil VI) nicht nur den noch südlich der Enns gelegenen Sattel des Grillenberges, sondern auch die beiden tief eingefalteten Mulden des Südhanges des Mathäusberges und des Windhagberges aufweist.

Ich habe daher angenommen, daß der Ablagerungsraum der Ternberger Zone zwischen dem Steyrtal und dem Pechgraben in N—S-Richtung etwa doppelt so breit war wie die heutige Zone.

Auf einen Versuch, auch den Ablagerungsraum der voroberkretazischen Gesteine der Cenomanklippenzone zu rekonstruieren, wurde verzichtet, da von diesen Gesteinen nur sehr spärliche Reste erhalten sind (LÖGTERS 1937, Abb. 3, S. 384).

Wenn auch das S. 197 erwähnte Verschwinden der Mollner Linie gegen E zeigt, daß auch von Molln bis Reichraming die Schubweite auf dieser Schubfläche sehr gering war — ich schätze sie auf etwa 1 *km* — und daher die Ternberger und Reichraminger Zone nicht als der Allgäu- und Lechtaldecke vergleichbare Überschiebungsdecken betrachtet werden können, so ist es doch möglich, daß die Ablagerungsräume der Ternberger und Reichraminger Zone in der Geosynklinale die Fortsetzung derjenigen der Allgäu- und Lechtaldecke des Westens waren. Man muß sich nur vorstellen, daß die Schubweite der Lechtaldecke gegen E allmählich abnimmt, so daß man im Krems-, Steyr- und Ennsgebiet nicht mehr von einem Deckenbau sprechen kann.

Wenn man die Falte des Hirschwaldsteins in ihre ursprüngliche E—W-Richtung zurückdreht und die Blattverschiebungen rückgängig macht (S. 198), zeigt es sich, daß der Ablagerungsraum des Westendes des Hirschwaldstein-Zuges durch einen jetzt nicht mehr sichtbaren, gegen W sich verbreiternden Zwischenraum von demjenigen der Reichraminger Zone getrennt war. Es muß daher irgendwo im Hauptdolomitgebiet nördlich des Steinkogels — vielleicht in dem mit Schutt gefüllten Längstalzug zwischen den Bergrücken des Hirschwaldsteins und des Steinkogels — eine Schubfläche verlaufen, unter der die in diesem Zwischenraum abgelagerten Gesteine verschwunden sind. Es wäre möglich, daß dieses Divergieren der Ablagerungsräume der Ternberger und Reichraminger Zone gegen W auf das östliche Ende einer größeren Überschiebung der Letzteren auf Erstere hindeutet.

Von dem östlichen Ende des sichtbaren Teiles der Allgäudecke (Vilser Kalk von Staufeneck bei Bad Reichenhall) bis Micheldorf sind es 95 *km*. Auf der ganzen langen Strecke ist nichts von der Allgäudecke zu sehen. Wir wissen daher nicht, wieviel von dieser Decke unter höheren Decken verborgen und wieviel nördlich des heutigen Kalkalpen-Nordrandes abgetragen ist. Man kann daher über das Verhalten der Decken in diesem unbekannten Raum nur die sehr hypothetische Annahme machen, daß die Schubweite der Lechtaldecke (Hochbajuvarische Decke) über die Allgäudecke (Tiefbajuvarische Decke) gegen E stetig abnimmt. Ver-

binden wir in der P. K. den Ablagerungsort des Ostendes des sichtbaren Teiles der Allgäudecke (Vilser Kalk von Staufeneck) mit der Grenze zwischen den Ablagerungsräumen der Ternberger und Reichraminger Zone bei Leonstein durch eine gerade Linie, so verläuft diese Linie WNW—ESE. Zur Erläuterung der Zahlen im II. T., Tabelle auf S. 58, sei bemerkt, daß diese Gerade im Meridian von Hallstatt 18 *km* (16 *km*) vom Nordrande des Ablagerungsraumes der Langbathscholle (Lechtaldecke) entfernt ist. Rechnen wir als sichtbaren Teil der Allgäudecke die Breite des Ablagerungsraumes der Ternberger Zone im Steyrtal (9 *km*) dazu, so gelangen wir für den Meridian von Hallstatt zu einer Breite des Ablagerungsraumes der Allgäudecke von 27(25)*km* (T. II, S. 58).

In der Reichraminger Zone ist die Faltung regelmäßiger, aber schwächer als in der Ternberger Zone, was wohl mit der größeren Mächtigkeit der Trias, besonders des Hauptdolomites, zusammenhängt. Daher ist auch der Unterschied zwischen der Breite des Ablagerungsraumes und der heutigen Breite geringer. Wenn man versucht, die beiden Sammelprofile BAUERS (Taf. I, unten) auszuglätten, so erhält man für das westliche Profil vom Nordrande des Wettersteinkalkes des Sengsengebirges bis zum Nordrande der Reichraminger Zone eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 15 *km* (heutige Breite 9·2 *km*), für das östliche eine solche von 16·5 *km* (heutige Breite 11 *km*). Versucht man die Falten in der Reichraminger Zone des Profiles VI (bei GEYER 1909, Taf. II.) auszuglätten, so erhält man für den Raum zwischen der Schaumberg A. und der Mollner Linie eine Breite des Ablagerungsraumes von 19·5 *km* (heutige Breite 12 *km*). In Prozenten ausgedrückt, beträgt also bei dem ersten Profil die heutige Breite 61·3%, bei dem zweiten 66·7%, bei dem dritten 61·5% der Breite des Ablagerungsraumes.

Wegen des kleinen Maßstabes der P. K. konnten die von BAUER im Bereiche der beiden Mulden des Windberges und des Siebensteins beschriebenen steil stehenden und zum Teil schwer verständlichen [1]) Schubflächen bei der Ausglättung der Falten nicht berücksichtigt werden. Es wurde nur versucht, den Raum einzutragen, der jetzt unter der die tektonischen Einheiten A und B (Taf. 2, Profile) trennenden Schubflächen verborgen ist, da es sich hier um die bedeutendste der von BAUER aus diesem Gebiete beschriebenen Schubflächen zu handeln scheint.

Aus dem Raume zwischen der Hopfing und der Krummen Steyrling existiert nur das von GEYER (1909 a, S. 133, Fig. 1) veröffentlichte Profil durch Hohe Nock und Sonntagsmauer. Dieses Profil zeigt — abgesehen von der ganz unbedeutenden Schubfläche zwischen dem Wettersteinkalk und dem überkippten Hauptdolomit des Sengsengebirges — nur zwei Überschiebungsflächen: 1. die Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Reichraminger Zone (verkehrt gelagerter Hauptdolomit über Tithon), 2. die Überschiebung bei der Feuchtaualm (Hauptdolomit und Rhät über Neokom). Die beiden Überschiebungen scheinen sich gegen W

[1]) Letzteres gilt z. B. für den Satz: „Die wie Schraubstockbacken zusammendrängenden Schollen H und E pressen ganze Schichtpakete nach oben und unten aus, um in halber Höhe, nur unter Zwischenschaltung der Schuppe F_1 und F_2 eng aneinanderzuschließen." (S. 121). Die Ausquetschung der Scholle G nach unten kann ich mir schwer vorstellen.

(etwa nördlich vom Größtenberg) zu vereinigen; ich zeichnete daher dort auch eine Vereinigung der unter den Schubflächen verborgenen Räume. Nach E läßt sich die Überschiebung der Feuchtau-A. höchstens 1 *km* weit auf Bl. „Weyer" verfolgen.

Das östlichste Stück der Trias-, Jura- und Neokomgesteine der Reichraminger Zone ist unter dem Gosaustreifen Großraming—St. Gallen verborgen. Nach den Profilen bei LÖGTERS (1937) bilden die Gosauschichten dieses Streifens eine N—S streichende, ziemlich tiefe Mulde. ROSENBERG hingegen konnte 1957 nachweisen, daß es sich nicht um eine Mulde, sondern um eine gegen E unter die Frankenfelser Decke einfallende Schichtenfolge handelt, die allerdings eine starke Kleinfaltung aufweist (RUTTNER und WOLETZ 1957). Aber auch die dieser Arbeit beiliegende geologische Karte zeigt, daß E-Fallen der Schichten vorherrscht. Ich möchte nach dem Kartenbild glauben, daß diese Falten auf die Gosauschichten beschränkt sind und daher durch den Druck aus E eine tektonische Abscherung der Gosauschichten von ihrem Untergrund erfolgt ist. In diesem Falle braucht der Ablagerungsraum der unter den Gosauschichten verborgenen älteren Gesteine nicht viel breiter zu sein als die heutige Gosauzone.

Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgs-Decke östlich vom Traunsee

Wie ich bereits im II. T. S. 31 erwähnt habe, lehne ich das Vorhandensein des sogenannten „Almfensters" ab, betrachte also das ausgedehnte Hauptdolomitgebiet, das im Meridian des Laudachsees und Hochkogels eine Breite von 10 *km*, im Almtale eine solche von 9 *km* besitzt und sich, durch das Vorspringen der Totengebirgsdecke im Kasberg auf wenige *km* eingeengt, bis Steyrling verfolgen läßt, als einen Bestandteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke. Dafür spricht nicht nur die von mir bereits 1924, S. 158 hervorgehobene Tatsache, daß das gut aufgeschlossene Profil an der Ostseite des Traunsees (GEYER 1917, S. 84, 90) mit der Fensterhypothese unvereinbar ist, sondern auch folgende Erwägung: Wie GEYERS Profil VI (1909, Taf. II) zeigt, ist am Ostende des Wettersteinkalkzuges des Sengsengebirges, am Krestenberg, keine nordvergente Überschiebung mehr vorhanden, sondern nur ein — gegen E untertauchender [1]) — nordvergenter Sattel. Auch BAUER (1953, S. 118) konnte GEYERS Feststellung bestätigen. Mit Recht betrachtet daher HAHN (1913, S. 280) den Krestenberg als das Ostende des „Tirolischen Bogens", des Nordrandes der Tirolischen Decke, die ich 1928 in Staufen-Höllengebirgs-Decke umgetauft habe. Wenn nun das Hauptdolomitgebiet beiderseits des Almtales zwischen Grünau und Habernau im Sinne der Fensterhypothese der Reichraminger Zone (= Bajuvarischen Decke) angehören würde, müßten die Muldenzüge im Hauptdolomit nördlich des Sengsengebirges gegen W unter dem nach N vordringenden Wettersteinkalk des Tirolischen Bogens verschwinden und im „Almfenster" wieder auftauchen. Tatsächlich aber zeigt der Hauptdolomit beiderseits des Almtales eine viel weniger gestörte Lagerung (GEYER 1911, S. 68) als derjenige nördlich des Sengsengebirges, und die Juramulden

[1]) Das wurde neuerdings auch von A. RUTTNER bestätigt (RUTTNER und WOLETZ, 1957, S. 222).

nördlich des Sengsengebirges werden westlich der Steyr durch das Vordringen des Wettersteinkalkes vor dessen Stirn nach N geschleppt und dabei stärker zusammenpreßt. Es ist daher der Raum nördlich der Kremsmauer und nicht der Hauptdolomit beiderseits des Almtales die westliche Fortsetzung des Raumes nördlich vom Sengsengebirge.

PIA (1943, S. 144) stellt 5 Möglichkeiten der tektonischen Deutung des Almgebietes zusammen und entscheidet sich für die Deutung e, nach der ein Alm-Halbfenster vorhanden ist. Meine Anschauung aber entspricht der Deutung a. KRAUS (1944, S. 227—229) glaubt an das Almfenster. Allerdings ist die Erklärung, die er gibt, mir unverständlich: „Demnach dürfte die nördliche und südliche Begrenzungsfläche des Almfensters als zusammengehörige Unterschiebungsfläche der Reichraminger unter die Staufen-Höllengebirgsdecke angesehen werden, wobei beide Gesteinsreihen im SW aber ineinander übergehen." Meiner Ansicht nach steht der zweite Satz im Widerspruch mit dem ersten. Denn wenn es sich wirklich um eine zusammenhängende Unterschiebungsfläche handelt, lag der Ablagerungsraum der Reichraminger Zone gänzlich nördlich desjenigen der Staufen-Höllengebirgs-Decke, so daß es unmöglich ist, daß im SW-Teil des Fensterrahmens die durch die Breite des späteren Fensters von einander getrennten Sedimentationsgebiete ineinander übergehen. Von neueren Beobachtern sind PREY, WEBER (1949), GATTINGER (nach brieflicher Mitteilung) und GASCHE ebenso wie ich zu einer Ablehnung des Almfensters gelangt.

Für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Nordrandes der Staufen-Höllengebirgs-Decke zwischen Traunsee und Almtal liegt die neue Karte 1 : 25.000 von PREY 1953 vor, durch die nicht nur die geologische Spezialkarte „Kirchdorf" von GEYER, sondern auch das Kärtchen von BRINKMANN (1936, S. 437, Abb. 1) und das Profil von KRAUS (1944, S. 189, Abb. 3, Profil I) überholt sind. GEYER zeichnet vor allem zu viel Gutensteiner Kalk, BRINKMANN zu viel Werfener Schichten ein. Nach PREY haben sich nördlich des Gutensteiner Kalkes des Steinecks und des Zwillingskogels nur die zwei kleinen Deckschollen des Hoch-Reith-Berges und des Reuthkogels erhalten. Darunter kommen keine Spuren der Reichraminger Zone, sondern unmittelbar Neokommergel der Klippenzone zutage, deren Behandlung nicht in den Rahmen dieser Arbeit fällt. Die südliche Begrenzung des Gutensteiner Kalkes des Gsollberges und des Zwillingskogels ist nach GEYER (1911, S. 71) „ein steilgestellter, den flach südlich neigenden Hauptdolomit des Vorderrinnbaches von den nördlich einschießenden Gutensteiner Kalken des Zwillingskogels trennender Bruch, der durch die Südflanke des Berges in das Lainautal im Traungebiet weiterstreicht."

Zwischen dem Alm- und Steyrtal weist die Staufen-Höllengebirgs-Decke — ähnlich wie im Höllengebirge — den Bau einer liegenden Antiklinale mit wohlentwickeltem inversen Mittelschenkel auf. Wie PIA 1943 einwandfrei nachgewiesen hat, ist der Windhagkogel samt dem Gipfel des Hochsalm ein Teil des inversen Mittelschenkels. Daher muß das heute nördlicher liegende Gestein des Hochsalm südlicher sedimentiert

worden sein als dasjenige des Windhagkogels oder allgemeiner ausgedrückt, vor der Faltung muß in dieser Scholle im Vergleich mit der heutigen Lage N und S vertauscht gewesen sein.

Die Werfener Schichten an der Nordseite des Grünaubaches und der Wettersteinkalk der Jansenmäuer gehören zweifellos zur Staufen-Höllengebirgs-Decke, da sie offenbar die Verbindung zwischen den Wettersteinkalken des Zwillingskogels und des Gaissteins darstellen. Nach PIAS Schnitt II wird der Wettersteinkalk der Jansenmäuer an der nördlichen Jansenmäuerstörung von südfallendem Lunzer Sandstein unterlagert. Daraus könnte man schließen, daß auch der Wettersteinkalk der Jansenmäuer samt dem Lunzer Sandstein zur inversen Winhagdeckscholle gehört. Nun konnte aber KIRCHMAYER zeigen (1956, S. 9 und 1957, S. 34), daß dieser angebliche Lunzer Sandstein in Wirklichkeit eine Verschuppung von Werfener Schiefern mit Flysch ist. Daraus ergibt sich, daß der Wettersteinkalk der Jansenmäuer ebenso wie derjenige des Gaissteins südlicher sedimentiert wurde als der Wettersteinkalk des Windhagkogels, ein Stück des normal gelagerten Hangendschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke ist und erst nach der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch sekundär auf die Gesteine der Reichraminger Zone und die Windhagdeckscholle aufgeschoben ist.

Als die östliche Fortsetzung der inversen Schichtenfolge des Windhagkogels betrachtet PIA den felsigen Zug der Kremsmauer, von dem aber nur das Westende (P. 953) noch im Bereiche von PIAS Karte gelegen ist. Nach PIA (S. 136) fällt der Wettersteinkalk der Kremsmauer nicht unter die Lunzer Schichten an deren Südhang ein (wie es bei GEYER 1910, S. 177 dargestellt ist), sondern der Lunzer Sandstein unterlagert den Wettersteinkalk und tritt auch in der Nordwand der Kremsmauer unter dem Wettersteinkalk zutage. Letztere Angabe trifft allerdings nach der noch nicht veröffentlichten Neuaufnahme durch E. GASCHE nicht zu. An der Nordseite grenzt der Wettersteinkalk des Kremsmauerzuges an einer scharf ausgeprägten Störung unmittelbar an die Gesteine der Reichraminger Decke. Der Kremsmauer-Kirchmauer-Zug bildet nach GASCHE eine Tauchfalte, deren Südschenkel mittelsteil NE fällt, während der Nordschenkel saiger steht. Auch GASCHE betrachtet die Kremsmauer als die östliche Fortsetzung der Windhagdecke PIAS.

Die Wettersteinkalke der Kremsmauer und des Hochedl hängen nicht miteinander zusammen — wie es auf Blatt „Kirchdorf" dargestellt ist — sondern sind voneinander durch einen Streifen invers gelagerten Hauptdolomites getrennt. Zwischen diesem und dem Wettersteinkalk der Kremsmauer tritt der von GEYER und PIA beobachtete Zug von Lunzer Schichten auf, der allerdings nach GASCHE nicht ununterbrochen zu verfolgen ist, wie es das Blatt „Kirchdorf" zeigt, sondern an vielen Stellen verquetscht ist. Der Hauptdolomitzug ist auch auf der Südseite vom Wettersteinkalk des Hochedls durch einen Sandsteinzug getrennt, der sich aber nach GASCHE als Flysch erwiesen hat. Ferner hat GASCHE festgestellt, daß sich der Wettersteinkalk der Kirchmauer am SE-Ende dieses Felsrückens heraushebt und durch einen schmalen, gegen NE auskeilenden Streifen von Hauptdolomit — offenbar das SE-Ende des oben erwähnten Hauptdolomitzuges — von dem bei Neu Preisegg im Steyrtal anstehenden Wettersteinkalk getrennt ist.

GASCHE deutet nun in einem am 22. 9. 1956 in Basel gehaltenen Vortrag diese Beobachtungen in dem Sinne, daß er nur den Wettersteinkalk bei Neu Preisegg (und denjenigen des Hochedls und des Gaissteins) mit dem Sengsengebirge verbindet und den Windhagkogel und die Krems-

mauer als die Stirn der Decke des Toten Gebirges (Kasbergdecke) betrachtet [1]).

Diese Deutung ist zweifellos auf Grund der örtlichen Tektonik die naheliegendste. Trotzdem möchte ich es aus folgenden regionaltektonischen Erwägungen vorziehen, auch die Kremsmauer als nordwestliche Fortsetzung des Sengsengebirges zu betrachten: Nach der ursprünglichen Deutung von GASCHE wäre

1. die Einheitlichkeit des großen Wettersteinkalkzuges („Tirolischer Bogen" HAHNS) nur scheinbar, Kremsmauer und Windhagkogel wären zufällig so weit nach N geschoben, daß der Eindruck eines einheitlichen Wettersteinkalkzuges vorgetäuscht wird.

2. Windhagkogel und Kremsmauer passen in ihrer Fazies viel besser zum Nordrand der Staufen-Höllengebirgs-Decke als zur Decke des Toten Gebirges. Der Decke des Toten Gebirges fehlt nämlich der Wettersteinkalk gänzlich, im Hangenden des Muschelkalkes des Kasbergs ist das Ladin überall als Ramsaudolomit entwickelt. Aber auch im südlichen Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke geht der Wettersteinkalk bereits in Ramsaudolomit über. Das zeigt schon der auf Blatt „Kirchdorf" fälschlich als Hauptdolomit eingetragene Dolomit im Liegenden der Lunzer Schichten des Vord. Rinnbachtales und der Ramsaudolomit der inversen Schichtenfolge des Meisenberges bei Habernau, der nach GASCHES tektonischer Deutung nördlicher sedimentiert sein müßte als der Wettersteinkalk des Windhagkogels. Es müßte also nach GASCHE von N nach S ein zweimaliger Wechsel von Wettersteinkalk und Ramsaudolomit eingetreten sein.

3. Wenn Windhagkogel und Kremsmauer an die Stirn der Decke des Toten Gebirges gehören, würde es sich besonders im Profil unmittelbar östlich des Almtales um eine Decke von ziemlich bedeutender Schubweite handeln. Wickelt man diese Decke ab, so ergibt sich eine Breite des Ablagerungsraumes in N—S-Richtung von mindestens 14 *km* (P. 591 am Straneckbach östlich Habernau bis Hochsalm 12 *km* + Hochsalm bis unterer Enzenbach [250 *m* nördlich Enzenbachmühle] 2 *km*). Da die Schichtenfolge der Windhagdeckscholle verkehrt liegt, muß nämlich bei der Abwicklung N und S vertauscht werden, da der Hauptdolomit im Enzenbach nördlicher sedimentiert wurde als der Plattenkalk des Hochsalm. Da in der Windhagdeckscholle noch nicht die Deckenstirn erhalten ist, ist es möglich, daß sich zwischen die 12 *km* des Hangendschenkels und die 2 *km* des Mittelschenkels noch etwa 1—2 *km* für die Deckenstirn einschalten. Eine Decke von so bedeutender Schubweite kann aber weder im W noch im E ein plötzliches Ende haben. Nun sind aber weder im W (auf den Blättern „Gmunden—Schafberg" und „Ischl—Hallstatt") noch im E (auf Blatt „Admont—Hieflau") Anzeichen einer so starken orogenetischen Raumverschmälerung vorhanden.

Nimmt man aber an, daß die Kasbergdecke schon ursprünglich nicht viel weiter als gegenwärtig reichte, so kommt man mit einer Schubweite von mindestens 5 *km* aus (Nordrand der Muschelkalkplatte nördlich der

[1]) Wie mir GASCHE in einem Brief vom 29. Juli 1957 mitteilt, ist er selbst jetzt geneigt, diese Deutung aufzugeben und sich meiner Ansicht anzuschließen.

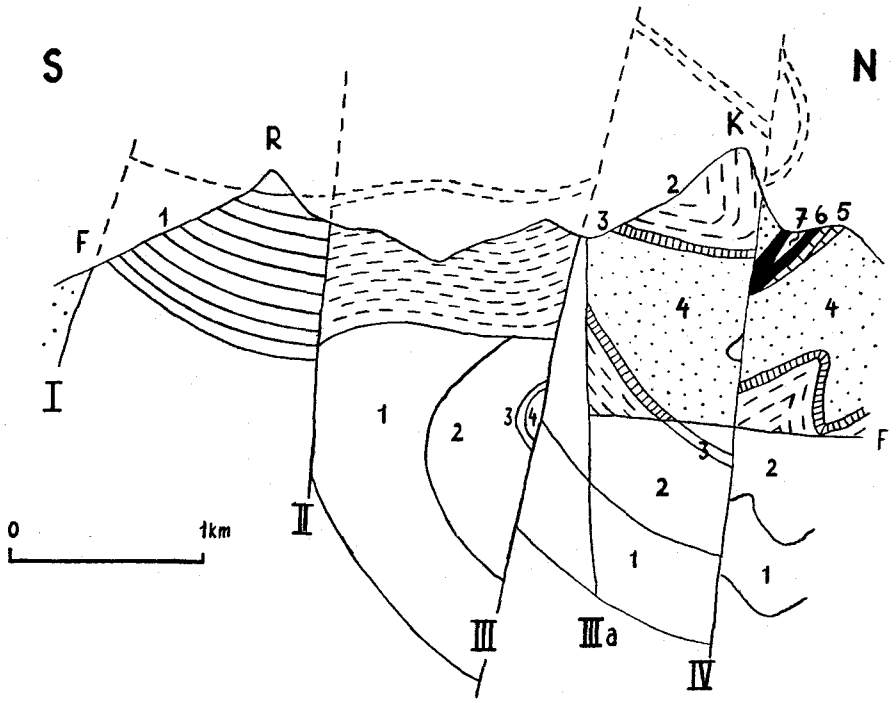

Abb. 1. Profil durch die Kremsmauer (mit Benützung eines mir von E. GASCHE in der Originalzeichnung geliehenen Profiles). Versuch einer hypothetischen Ergänzung nach unten und oben. R = Rieserschneid, K = Kremsmauer.

1 = Muschelkalk, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Lunzer Schichten, 4 = Hauptdolomit, 5 = Dachsteinkalk, 6 = Jura, 7 = Neokom.

I = Schwereckbruch, II = Rieserschneidbruch, III = Schwarzenbachbruch, IIIa = Nebenstörung von III, IV = Kremsmauerbruch.

Nur der mit Signaturen bezeichnete obere Teil des kalkalpinen Faltenprofiles, welches vorgosauisch entstanden ist, befindet sich im Hangenden des Flysches; der untere, weiß gelassene und nur mit Ziffern bezeichnete Teil des vorgosauischen kalkalpinen Faltenprofiles muß bei der gewaltigen Deckenüberschiebung der Kalkalpen über den Flysch weit im Süden zurückgeblieben sein. An Stelle dieses unteren Teiles des Faltenprofiles liegt jetzt der Flysch. F—F = Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch (zwischen I und III nach GASCHE, Höhenlage von F unter der Kremsmauer hypothetisch). Zwischen III und III a ist der Flysch bis an die Erdoberfläche heraufgepreßt.

Kasbergspitze bis P. 591 am Straneckbach). Von einer so kleinen Decke ist es viel leichter vorstellbar, daß sie gegen W und E bald ihr natürliches Ende hat.

Die Erklärung des tektonischen Verhältnisses des Kremsmauerzuges zum Hochedlgebiet ist allerdings nach meiner Vorstellung schwieriger als mit Hilfe der von GASCHE entwickelten Ansicht. Vor allem ist zu beachten, daß man im Meridian der Kremsmauer noch kaum von einer Staufen-Höllengebirgs-Decke, sondern nur von einer Tauchfalte von einer hori-

zontalen Förderweite von nicht viel mehr als 1·5 *km* [1]) sprechen kann, von der im Kremsmauerzug nur die tauchende Antiklinalwölbung erhalten ist. Der Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk des Hochedls muß dem Hangendschenkel dieser Tauchfalte angehören. Eine Schwierigkeit bedeutet die tiefe Lage des Wettersteinkalkes der Hochedl-Rieserschneid-Gruppe im Vergleich mit demjenigen der Kremsmauer. Man muß daher annehmen, daß nach Bildung der Tauchfalte, aber noch vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch die Hochedl-Rieserschneid-Gruppe an einer Längsstörung, welche GASCHES „Schwarzenbachbruch" entspricht, gegenüber der Kremsmauer abgesunken ist (Abb. 1). Nach Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch erfolgte eine Hebung des zwischen der Schwarzenbachlinie und dem Schwereckbruch gelegenen Streifens, wodurch der Flysch in eine so große Höhe gelangte, daß er an der Erdoberfläche austreten konnte (Vgl. S. 215). Daß die Bewegung an der Schwarzenbachlinie nach der Überschiebung der Kalkalpen in umgekehrtem Sinne erfolgte als vorher, braucht keine Schwierigkeit zu bedeuten, da sich ja durch die Überschiebung der obersten Teile der Kalkalpen über den Flysch die Verhältnisse im Untergrund vollkommen verändert haben.

An den in Abb. 1 dargestellten Brüchen sind vor und nach der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch Bewegungen erfolgt. In der nebenstehenden Tabelle ist bei jedem Bruch die Bewegung des Südflügels angegeben, und zwar unter der Voraussetzung, daß zur Zeit der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch die Überschiebungsfläche eine Ebene war.

Demnach war vor der Überschiebung der Raum zwischen II und III ein Graben, nach der Überschiebung ist die ganze labile Zone zwischen I und III ein Horst, in dem die Überschiebungsfläche höher liegt als in den südlich und nördlich angrenzenden Räumen. Dadurch erklärt sich ungezwungen die Beschränkung der im folgenden Abschnitt behandelten Flyschfenster auf diese Zone.

Der Bau des Sperrings muß so gedeutet werden, daß dort die Tauchfalte gänzlich in der Tiefe liegt (Abb. 2). Durch westliches Achsensteigen gelangt die Tauchfalte erst in der Kirchmauer an die Erdoberfläche [2]). Dieses Achsensteigen kann sich teilweise auch an Querbrüchen vollziehen, denen das Quertal der Steyr bei Neu Preisegg folgt. Vielleicht ist auch

[1]) Bei der Ausglättung der Falte ergibt sich daher, daß der die liegende (bzw. tauchende) Antiklinale der Kremsmauer bildende Wettersteinkalkstreifen vor der Faltung mindestens 3 *km* breit war (1·5 *km* Mittelschenkel + 1·5 *km* Hangendschenkel). Im Meridian des Hochsalm und Windhagkogels hat die liegende Falte bereits eine horizontale Förderweite von mindestens 2·5 *km* erreicht. Außerdem hat sich hier die liegende Antiklinale von ihrem Liegendschenkel an PIAS „Salmüberschiebung" abgelöst und ein Stück nach N geschoben. Man kann also hier bereits von einer aus einer liegenden Falte entstandenen Decke — allerdings von einer ganz geringen Schubweite — sprechen. Ich nehme daher an, daß das Gipfelgestein des Hochsalm um den Betrag von 6·5 *km* nach N gewandert ist. Diese Zahl ergab sich durch Ausglättung der liegenden Falte (2 + 2 *km*, nicht 2·5 + 2·5 *km*, weil der Hochsalm nach PIAS Schnitt III nicht genau an der Stirn der liegenden Antiklinale liegt) + 2·5 *km* Schubweite an der Salmüberschiebung. An der W-Seite des Höllengebirges beträgt die horizontale Förderweite der liegenden Falte bereits etwa 3·8 *km* (SPENGLER 1956, S. 30) und der Nordrand des Wettersteinkalkes des Höllengebirges ist nach meiner Schätzung etwa 10 *km* nach N gewandert (P. K. des II. Teiles der Arbeit).

[2]) Wenn man im Sinne der älteren Deutung von GASCHE die Kremsmauer mit der Kasbergdecke verbindet, muß umgekehrt ein großes westliches Achsengefälle im Steyrtale angenommen werden, um die Erscheinung zu erklären, daß die westliche Fortsetzung des im Sperring bis zu 1602 *m* reichenden Wettersteinkalkes bei Neu Preisegg nur wenig über die Talsohle aufragt.

Bruch. Nr.	Vor der Überschiebung	Nach der Überschiebung	Gesamtbetrag der Bewegung
I	Senkung	Senkung	etwa 1000 *m* Senkung (Hauptdolomit viel tiefer als im N-Flügel)
II	750 *m* Hebung (Wettersteinkalk an der Rieserschneid höher als im N-Flügel)	50 *m* Senkung (Flysch im S-Flügel 50 *m* tiefer als im N-Flügel)	700 *m* Hebung
III+III a	1200 *m* Senkung (Wettersteinkalk im S-Flügel tiefer als in der Kremsmauer)	400 *m* Hebung (Flysch im S-Flügel 400 *m* höher als im N-Flügel)	800 *m* Senkung
IV	300 *m* Senkung (Lunzer Sch. im S-Flügel 300 *m* tiefer)	—	300 *m* Senkung

die Grenze zwischen dem unteren Wettersteinkalk bei Neu Preisegg und dem schmalen Hauptdolomitstreifen darüber als Querbruch zu betrachten, an dem der ursprünglich zur Kirchmauer gehörige Wettersteinkalk von Neu Preisegg gegenüber demjenigen der Kirchmauer abgesunken ist.

Das Achsensteigen gegen W setzt sich auch im Kremsmauerzug selbst fort, wie z. B. die höhere Lage des schmalen Zuges von Lunzer Schichten im SW-Hang der Kremsmauer im Vergleich mit dem an der Kirchmauer zeigt. Vielleicht ist im Sperring ein westliches Achsengefälle vorhanden, womit am besten die nach meiner tektonischen Deutung auffallende Erscheinung erklärt wäre, daß am Westabhang des Sperrings nichts von der Tauchfalte zu sehen ist. Das Quertal der Steyr bei Neu Preisegg würde dann etwa in der Achse einer N—S streichenden flachen Mulde verlaufen und wäre somit tektonisch vorgezeichnet.

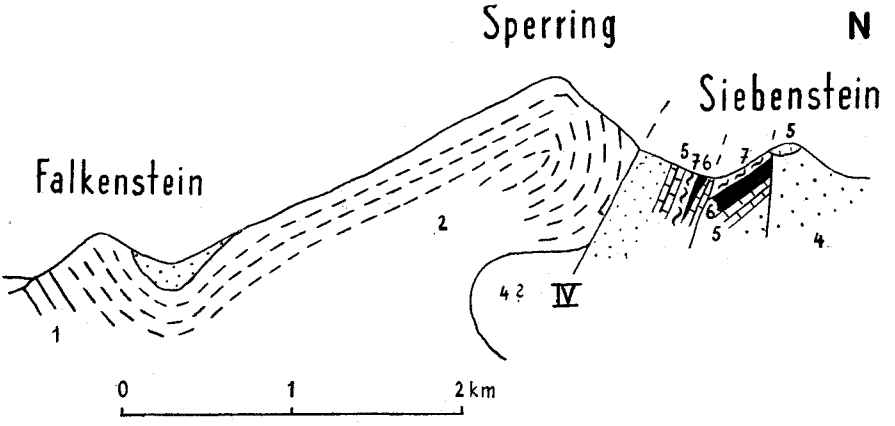

Abb. 2. Profil durch den Sperring. Nordteil nach F. BAUER (1953, Taf. 2, Profil 2). Bezeichnungen wie in Abb. 1.

Die in der P. K. eingetragene punktierte Fläche zwischen den Ablagerungsräumen des inversen Mittelschenkels (Windhagkogel und Kremsmauer) und des normalen Hangendschenkels (Jansenmäuer, Gaisstein und Hochedl) deutet etwas schematisch den Ablagerungsraum des abgetragenen Verbindungsstückes zwischen Mittel- und Hangendschenkel an (Abb. 1). Diese punktierte Fläche endet nahe dem Steyrtal, da im Sperring wohl die ganze Liegendfalte (also auch das Verbindungsstück) noch erhalten ist (Abb. 2).

Im Sengsengebirge östlich vom Sperring muß sich die Tauchfalte allmählich verflachen, bis dann endlich am Krestenberg nur mehr von einer nordvergenten überkippten Antiklinale gesprochen werden kann (GEYER 1909, Taf. II, Profil VI). Für diese Änderung der Faltenform im Streichen steht eine Strecke von etwa 20 *km* zur Verfügung.

Der Wettersteinkalkkern dieses Sattels taucht noch vor Erreichung der Gosauzone Großraming—St. Gallen axial gegen E unter Hauptdolomit unter. Damit ist der 200 *km* lange Wettersteinkalkzug des „Tirolischen Bogens" (HAHN 1913) zu Ende. Diese Tatsache zeigt, daß die Überfaltungsweite auch im Steyrtal noch sehr klein sein muß und erst durch das Vorspringen des Kremsmauerzuges gegen N etwas größere Schubweiten erreicht werden.

5 *km* südlich vom Krestenberg taucht der 15 *km* lange, ESE-streichende Sattel des Maiereckzuges auf, von dem aber nur der steilstehende Nordschenkel erhalten geblieben ist (AMPFERER 1931, Fig. 33, 34).

Die Frage der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten

Bekanntlich hat BRINKMANN (1936, S. 438—442) die bisher als Gosauschichten kartierten Gesteine östlich von Grünau und östlich von Windischgarsten (Wuhrbauerkogel) als Flysch erkannt und als Fenster gedeutet, in denen die Flyschzone unterhalb der Kalkalpen zutage tritt. Bereits GEYER (1910, S. 191—192; 1911, S. 79, 80; 1913, S. 276) und AMPFERER (1926, S. 188) haben auf die Flyschähnlichkeit der von ihnen als Gosauschichten kartierten Gesteine hingewiesen. Aber für GEYER war es nur ein Beweis, daß sich die Flyschfazies in den Ablagerungsraum der Gosauschichten hinein erstreckt. AMPFERER hat den Flysch des Wuhrbauerkogels auf Blatt „Admont—Hieflau" (1933) als „Glaukonitsandsteine" innerhalb der Gosauschichten kartiert.

Nach Erscheinen der Arbeit BRINKMANNS haben sich zahlreiche Autoren mit der Fensterfrage bei Grünau und Windischgarsten beschäftigt. Ablehnend verhalten sich TRAUTH (1936, S. 506, 532), KÜHN (1937, S. 260), KOBER (1938, S. 116, wenigstens für Windischgarsten), KRAUS (1944, S. 193—196, Abb. 4; S. 233) und ANIWANDTER (1954), zustimmend MAX RICHTER und MÜLLER-DEILE (1940, S. 417, Taf. 16). PIA (1943, S. 89—91, 109—114, 134—135) beschäftigt sich für die Gegend von Grünau mit der Flyschfrage, entscheidet sich aber weder für noch gegen das Fenster. In neuester Zeit aber scheint sich doch die Brinkmannsche Hypothese durchzusetzen. Jetzt stehen E. GASCHE, T. GATTINGER (1953), M. KIRCHMAYER (1956, 1957), S. PREY (1953) und GERDA WOLETZ (1955) auf Seite der Fensterhypothese. KIRCHMAYER (S. 20) konnte diese auch durch die Auffindung einer Mikrofauna im Flysch von Grünau stützen. Ferner sei besonders hervorgehoben, daß GASCHE eine Verschuppung der Werfener Schichten am Südfuße des Schütterberges bei Grünau mit Kreideflysch

festgestellt hat, wodurch eine — vielleicht nur oberflächlich durch Quartär unterbrochene — Brücke zwischen der Flyschzone und dem Flyschfenster östlich von Grünau geschlagen ist (PREY 1953, S. 322, geol. Karte auf Taf. XIII), so daß man vielleicht sogar von einem „Grünauer Halbfenster" sprechen darf (PREY 1950, S. 159) [1]). Ferner gelang es GASCHE, GATTINGER und KIRCHMAYER zwischen den beiden größeren Fenstern von Grünau und Windischgarsten viele kleinere Fenster aufzufinden, in denen Flyschgesteine unter der kalkalpinen Trias zutage treten. Diese Stellen waren bisher teils als Lunzer Sandstein kartiert, wie am Kasbergweg zwischen dem Hauptdolomit des Scheiterwiedberges und dem nördlich angrenzenden Reiflinger Kalk (PIA, S. 112), auf dem Wasserboden und nördlich von Steyrling, teils als Gosauschichten, wie im Fischbachgraben nördlich des Radlingberges am Südabfall des Sengsengebirges. Dadurch ist es noch deutlicher geworden, daß alle Flyschfenster in einer geraden, SE—NW streichenden Störungszone angeordnet sind, auf welche MOJSISOVICS (1903, S. 390—391), GEYER (1910, S. 170) und BRINKMANN (1936, S. 442) hingewiesen haben. PREY konnte ebenso wie BRINKMANN die vollständige petrographische Übereinstimmung der Gesteine der Fenster mit denen der Flyschzone feststellen, wie er mir an mehreren Handstücken zeigen konnte, die er für das Museum der Geologischen Bundesanstalt gesammelt hatte. WOLETZ hat in Fortführung der Schwermineralanalysen von W. RICHTER (1937) zahlreiche Gesteinsproben aus dem Flysch und den Gosauschichten der Umgebung von Windischgarsten untersucht und gefunden, daß die Gosauschichten ziemlich reichlich Chromit enthalten, während dem Flysch dieses Mineral fehlt, womit ein neues Unterscheidungsmerkmal zwischen Flysch und Gosau gefunden war, zumal da sich auch in anderen Gegenden die Gosauschichten durch ihre Chromitführung vom Flysch unterscheiden.

Es soll nun das Verhältnis der Flyschfenster zur inneren Tektonik der Kalkalpen untersucht werden. Vorausgeschickt sei, daß der größte Teil der Faltung und Schuppung in diesem Teile der Kalkalpen zweifellos vorgosauisch ist, wie das Verschwinden der einzelnen Faltenzüge unter der N—S streichenden Gosauzone von Großraming—St. Gallen zeigt (SPITZ 1916). Auch die diskordante Lagerung der Gosauschichten des Beckens von Windischgarsten spricht für den vorgosauischen Bau. Hingegen muß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch von tertiärem Alter sein. Wenn auch in den Fenstern nur vom Neokom bis zum Cenoman reichende Schichtglieder des Flysches zutage treten, so enthält aber die Flyschzone auch alttertiäre Gesteine (M. RICHTER und MÜLLER-DEILE 1940, S. 420), welche dem Kreideflysch konkordant aufgelagert sind.

Bei Grünau tritt der Flysch meist unter Werfener Schichten oder Muschelkalk zutage (BRINKMANN Abb. 2, S. 438). Diese Gesteine sind die Streichungsfortsetzung des Muschelkalkes des Zwillingskogels und ge-

[1]) Der Ablagerungsraum der Unter- und Mitteltriasklippen, die östlich von Grünau auf dem Flysch liegen, wurde im wesentlichen nach der kleinen und nicht sehr deutlichen Kartenskizze KIRCHMAYERS (1956, S. 24) gezeichnet. Das Kartenbild, zu dem GASCHE in diesem Raume gelangt ist, weicht in einigen, aber für meine Arbeit nicht wesentlichen Punkten von der Darstellung KIRCHMAYERS ab, ist aber in dem kleinen Maßstab der P. K. nicht darstellbar.

hören wie diese dem normal gelagerten Hangendschenkel des liegenden Sattels der Staufen-Höllengebirgs-Decke an. Die Bildung der liegenden Falte ist bereits auf die vorgosauische Orogenese zurückzuführen (PIA, S. 148) [1]). Dasselbe gilt auch von der Salmüberschiebung (PIA, Taf. VI, Schnitte I—IV). Im Tertiär wurde das fertige Gebilde auf die Flyschzone aufgeschoben. Da nach BRINKMANNS Beobachtungen zwischen dem Flysch und den Werfener Schichten keine Spuren einer tieferen kalkalpinen Decke zutage treten, kann die Reichraminger Zone nicht so weit nach S unter die Staufen-Höllengebirgs-Decke hineinreichen. Das stimmt mit der westlichen Fortsetzung überein: auch zwischen Laudachsee und Almtal treten unter dem Muschelkalk und Wettersteinkalk des Zuges Steineck—Zwillingskogel nirgends Reste einer tieferen kalkalpinen Decke zutage (Siehe die Karte bei PREY 1953). Diese Erscheinung kann so erklärt werden, daß die Muldenbiegung, an welcher der normal gelagerte Liegendschenkel (Reichraminger Zone) in den inversen Mittelschenkel (Windhag-Deckscholle) überging, schon nahe südlich der Jansenmäuer lag. Dann muß aber die Gebirgsmasse, deren Front durch den Nordfuß von Traunstein, Steineck und Zwillingskogel und durch die Werfener Schichten am Südrande der Salmgruppe gebildet wird, bei der tertiären Orogenese der Salmgruppe noch um einige *km* genähert worden sein. Denn sonst wäre es schwer verständlich, daß die Werfener Schichten am Südfuße des Schütterberges, die einst dem Kern der liegenden Antiklinale angehörten, jetzt an der südlichen Jansenmäuerstörung mit dem Hauptdolomit der Reichraminger Zone in unmittelbare Berührung gekommen sind. Diese nordvergente Schubfläche ist eine der Stellen, an der Flysch heraufgepreßt wurde. Die Arbeit GASCHES wird wohl über das Grünauer Fenster weitere Klarheit bringen.

Wesentlich schwerer ist das Fenster von Windischgarsten in den Kalkalpenbau einzufügen. Denn ein fensterartiges Hervortreten von Flysch unter den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen ist dort sehr überraschend, und zwar einerseits deshalb, weil der Punkt 25 *km* südlich des Nordrandes der Kalkalpen liegt, anderseits weil nur lokal der Wuhrbauerkogel einen sattelförmigen Bau besitzt, nicht aber dessen weitere Umgebung. Wie schon aus BRINKMANNS Karte und Profil hervorgeht, folgt als Untergrund der Gosauschichten nördlich des Wuhrbauerkogels den Werfener Schichten nicht etwa Muschelkalk oder Wettersteinkalk, sondern Hauptdolomit, der auch die eigenartige kleine Felsklippe der Panholzmauer aufbaut. Man vergleiche z. B. das Profil, welches ich 8 Jahre vor Erscheinen der Arbeit BRINKMANNS 1928 a, S. 15 veröffentlicht habe. Nach diesem Profile würde man an dem etwa der Lage des Wuhrbauerkogels entsprechenden Punkte (nördlich vom Imitz-B.) vermuten, daß die Flyschdecke etwa 2 *km* unterhalb der Erdoberfläche liegt. Zu einem ähnlichen Ergebnis

[1]) Durch diese Feststellung PIAS erweist sich meine Angabe, daß die Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges der tertiären Orogenese angehört (II. T., S. 66) als unrichtig. Auf die Schwierigkeit, das Alter der Staufen-Höllengebirgs-Decke zu erkennen, habe ich bereits in der „Geologie von Österreich" (1951, S. 350—351) hingewiesen. Da Anzeichen für das tertiäre Alter dieser Decke nur westlich der Salzach bestehen, gelange ich jetzt zu der bereits 1951, S. 351 als möglich bezeichneten Vorstellung, „daß sich westlich der Salzach eine vorgosauische Schubfläche im Tertiär nochmals in Bewegung setzte".

würde man bei einer Messung an den Profilen von KRAUS (1944, S. 195) gelangen [1]).

Wie sich aus BRINKMANNS Kärtchen (Abb. 3 auf S. 440) ergibt, setzt sich der den Flysch des Wuhrbauerkogels von den nördlich angrenzenden Gosauschichten trennende Zug von Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk am benachbarten Gunstberg (770 *m*) fort, wo unter diesen Gesteinen nicht Flysch, sondern von fossilführendem Lias und Vilser Kalk, sowie von Neokom bedeckter Haupdolomit zutage tritt (GEYER 1913, S. 271—273). KRAUS hat die Überschiebung am Gunstberg S. 195 in Profil I der Abb. 4 dargestellt. Aus den Lagerungsverhältnissen des Gunstberges ergibt sich, daß die am Wuhrbauerkogel den Flysch bedeckenden Werfener Schichten nicht der tiefsten kalkalpinen Einheit angehören.

KRAUS vergleicht S. 194 den Unterkreideflysch von Windischgarsten mit den Roßfeldschichten und nimmt an, daß sich die Fazies des höheren Neokoms und des Gault aus der Flyschzone in die Kalkalpen fortsetzt und das stratigraphisch Hangende der Trias-, Jura- und Neokomgesteine bildet, die den Südteil des Gunstberges und den Calvarienberg aufbauen. Gegen KRAUS aber spricht, daß am Gunstberg zwischen dem Jura und den daraufgeschobenen Werfener Schichten der am Wuhrbauerkogel ziemlich mächtige Flysch gänzlich fehlt.

Für ein Hineinreichen wenigstens der glaukonitischen Gaultfazies aus der Flyschzone in den kalkalpinen Ablagerungsraum scheint die Tatsache zu sprechen, daß im Gosaubecken von St. Gilgen am Wolfgangsee auch Glaukonitquarzite auftreten (SPENGLER 1911, S. 254), die PLÖCHINGER (1948, S. 14) auch am Südrande des Wolfgangseebeckens angetroffen hat.

Das auffallendste, schon seit 1835 bekannte Gestein des Gunstberges sind die Vilser Kalke, welche sonst meist in dem Nordrande der Kalkalpen benachbarten Räumen auftreten. Das dem Gunstberge am nächsten gelegene Vorkommen von Vilser Kalk befindet sich im Pernsteingraben in der Ternberger Zone (BAUER S. 112, Taf. I, Profil 2). HAHN (1913, S. 452) vermutete daher ein „bajuvarisches" Fenster. Das ist deshalb nicht möglich, weil die Ternberger Zone nach den Untersuchungen BAUERS keine unter die Reichraminger Zone und die Staufen-Höllengebirgs-Decke hineinreichende Decke bildet. Es wäre nur möglich, daß der Gunstberg zu einem Schubfetzen gehört, den die von N unter die Kalkalpen unterschobene Flyschzone von der Stirn der Ternberger Zone abgerissen und bis in den Raum von Windischgarsten verschleppt hat. Einfacher und wahrscheinlicher aber ist die von GEYER, AMPFERER (1926, S. 191), TRAUTH (1937, S. 532) und KRAUS vertretene Ansicht, daß der Jura des Gunstberges in das normale Hangende des Hauptdolomites des Südhanges des Sengsengebirges gehört [2]).

Eine wichtige Frage ist auch diejenige nach der tektonischen Zugehörigkeit der Haselgebirge führenden Werfener Schichten, welche nach BRINKMANNS Karte und Profil (Abb. 3, S. 440) den Flysch des Wuhrbauerkogels umhüllen und von den Gosauschichten trennen. Diese Werfener Schichten sind von dem ausgedehnten, die Gutensteiner Kalke des Imitzberges und Damberges tragenden Werfener Schiefergebiet und von den

[1]) Leider wurde durch ein Versehen bei diesen Profilen ein unrichtiger Maßstab angebracht. Die Profile besitzen etwa den Maßstab 1 : 143.000, während der beigedruckte Maßstab 1 : 45.500 anzeigt.

[2]) Welche dieser beiden Möglichkeiten der tektonischen Zugehörigkeit der Vilser Kalke führenden Serie des Gunstberges zutrifft, ist wahrscheinlich nur deshalb nicht sicher zu entscheiden, weil der Gunstberg ein isoliert aus dem Talboden aufragender Hügel ist.

Werfener Schichten und dem Haselgebirge bei Vorderstoder nur durch aufgelagerte Gosauschichten getrennt. Wie schon die Lagerungsverhältnisse am Gunstberg zeigen, bilden alle diese Untertriasmassen eine höhere Decke als das Sengsengebirge, deren Überschiebung bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte (AMPFERER 1926, S. 191, Z. 9—11, KRAUS 1944, S. 196, Z. 31—33). Ich betrachte diese an Haselgebirge reichen Untertriasmassen als eine Deckscholle der Hallstätter Decke (SPENGLER 1928 a, S. 13).

Nach KRAUS (Abb. 4, S. 195) bilden diese Untertriasgesteine die Basis einer Warscheneck-Gesäuse-Decke. Dagegen spricht die Tatsache, daß die Dachsteinkalke des Warschenecks gegen die Untertrias von Vorder- und Hinterstoder und die Dachsteinkalke der Hallermauern gegen die Untertrias des Imitz- und Damberges einfallen (AMPFERER 1926, Fig. 11 und 12). Die vorgosauischen Hallstätter Deckschollen sind erst nachgosauisch an ihrem Südrande von den Dachsteinkalkmassen des Warschenecks und der Hallermauern überschoben (SPENGLER 1928 a, S. 15, Abb. 1).

BRINKMANNS Fensterhypothese ist daher bei Windischgarsten nur möglich, wenn die gewaltige Überschiebungsfläche, welche die Flyschdecke von der Oberostalpinen Decke (Kalkalpen) trennt, eine Scherfläche ist, welche ganz unabhängig von den vorgosauischen Schubflächen verläuft und diese bisweilen auch in spitzem Winkel schneidet. Das zeigt sich schon am Nordrande der Kalkalpen: Die östlich des Almtales ziemlich mächtige Reichraminger Zone fehlt westlich dieses Tales gänzlich. Die Schubflächen innerhalb der Ternberger Zone werden am Landsberg und südwestlich dieses Berges von der Überschiebungsfläche der Kalkalpen abgeschnitten, wie Blatt „Kirchdorf" und Taf. 1 bei BAUER zeigt. In ähnlicher Weise hat die große Überschiebungsfläche auch den nordvergenten Sattel der Kremsmauer und des Sengsengebirges unten abgeschnitten, wie das Hervortreten von Flysch unmittelbar unter Muschelkalk und Wettersteinkalk nördlich von Steyrling und unter Hauptdolomit im Fischbachgraben zeigt. Dadurch ist bei Windischgarsten eine Stelle entstanden, wo die ganze Oberostalpine Decke nur aus Werfener Schichten und Gosauschichten besteht (siehe BRINKMANNS Profil durch den Wuhrbauerkogel). Die Gegend von Windischgarsten ist daher eine der merkwürdigsten Stellen der Nördlichen Kalkalpen, da hier die tiefste tektonische Einheit, der Flysch, unter Wegfall der dazwischen gelegenen Hauptdecke der Nördlichen Kalkalpen unmittelbar mit der höchsten, der Hallstätter Decke, in Berührung kommt. Natürlich würde es sich hier um eine besonders schwache Stelle der Oberostalpinen Decke handeln, so daß man sich leicht vorstellen kann, daß es gerade hier zu einem Heraufpressen von Flysch gekommen ist.

Nur bei Annahme dieses rücksichtslosen Zerschneidens der älteren Strukturen durch die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch ist es auch möglich, daß meine Ansicht der Nichtexistenz des Almfensters (S. 203) mit der Existenz des Flyschfensters bei Grünau vereinbar ist [1]). Zwischen Grünau und Steyrling hängt das Hervortreten des Flysches wohl auch mit der bereits S. 208 erwähnten Bruchzone zusammen, die jünger ist als die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch. Das jugendliche Alter dieser

[1]) PIA bezeichnet in der Tabelle S. 144—145 bei der meiner Ansicht entsprechenden Deutungsmöglichkeit a das Vorhandensein eines Flyschfensters bei Grünau als unmöglich, stellt aber S. 145 im untersten Absatz fest, daß mit Hilfe „sekundärer Scherungsüberschiebungen" auch im Falle a ein Flyschfenster möglich ist.

Zone ergibt sich auch aus ihrem geraden Verlauf: Sie läßt sich vom inneren Lainautal (Südfuß des Traunsteins) mit ESE-gerichtetem Streichen 26 *km* weit bis Kniewas im Steyrtal verfolgen. Vom Lainautal bis Steyrling grenzt an dieser Linie Muschelkalk im N an Hauptdolomit im S. Es ist daher der Nordflügel dieser von PIA (S. 142) als Schwereckbruch bezeichneten Dislokation gehoben. Das steil NE gerichtete Einfallen dieser Schubfläche ist am Käferspitz zu sehen. Hier spricht auch die Fältelung im Gutensteiner Kalk für eine SW-vergente Aufschiebung (SPENGLER 1924, S. 160—162, Fig. 2). GASCHE zeichnet auf Grund seiner Neuaufnahme zwar das Profil des Käferspitzes etwas anders als ich 1924, aber in dem wesentlichsten Punkte stimmen wir überein, daß eine ältere nordvergente mit einer jüngeren SW-vergenten Bewegung zusammenprallen.

Auf der Strecke zwischen Kniewas und Windischgarsten ist wohl der geradlinige Verlauf des Teichltales durch diese Störung vorgezeichnet. Vielleicht verbirgt sich unter dem Quartär dieses Tales der Ausstrich der Schubfläche. Es scheint auch der schmale, steile Hauptdolomitrücken des Lamberges von den Gosauschichten von Kaltenbrunn durch einen Bruch getrennt zu sein.

Sämtliche Flyschfenster liegen nördlich des Schwereckbruches, im gehobenen Nordflügel. Im gesenkten Südflügel liegt der Flysch wohl so tief, daß er nirgends zutagetreten kann. Der schmale Flyschstreifen am Kasbergweg (S. 211) tritt unmittelbar am Schwereckbruch zutage. In der P. K. sind die wichtigsten Flyschfenster mit Signatur VI bezeichnet: das durch die Klippe des Zuckerhut und die anderen Muschelkalkklippen unterbrochene Halbfenster von Grünau zwischen Gaisstein und Schwereck, das dreieckige Fenster bei Steyrling, das kleine, auf Blatt Kirchdorf als Gosau bezeichnete Fenster im Fischbachgraben an der S-Seite des Sengsengebirges und das Fenster des Wuhrbauerkogels bei Windischgarsten, zu dem auch der Windischgarstener Calvarienberg gehört. Die übrigen von GASCHE festgestellten Fenster konnten wegen ihrer Kleinheit nicht eingetragen werden.

Etwa 5 *km* östlich von Windischgarsten, bei Zistlerreith, setzt eine ähnliche ESE-streichende Dislokation ein, die sich 17 *km* weit bis in das Tal des Buchaubaches nördlich von Eisenzieher verfolgen läßt. Diese Linie soll als Hengstpaßlinie bezeichnet werden, obwohl sie nicht genau über den Hengstpaß [1]), sondern etwas südlich dieses von der Straße Windischgarsten—Altenmarkt überschrittenen Passes verläuft. Die Hengstpaßlinie ist nicht die genaue Streichungsfortsetzung des Schwereckbruches, sondern hat eine etwas nördlichere Lage. Die Hengstpaßlinie trennt die Mitteltriasgesteine des Maiereckzuges vom Hauptdolomitzug der Kampermauer und den diesen begleitenden Gosauschichten. Da die Gesteine zu beiden Seiten dieser Linie meist saiger oder sehr steil stehen, handelt es sich wohl um eine nachträglich steil gestellte, SW-vergente Aufschiebung der Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Maiereckzuges auf den Hauptdolomit und die Gosauschichten — ähnlich der S-vergenten Aufschiebung am Zwillingskogel und der SW-vergenten am Käferspitz. Auch hier zeigen die Gutensteiner Kalke beim Hengstpaß an der Straße und besonders an

[1]) Da sich das Wort „Hengstpaß" nicht in der Spezialkarte befindet, sei bemerkt, daß sich dieser Paß bei der Schoisswoll A. befindet.

dem vom Paß nach S führenden Wege prächtige Kleinfaltung. Östlich von der Admonter Höhe sind Liaskalke an der Hengstpaßlinie zwischen Gutensteiner Kalk und Gosauschichten aufgeschlossen, was auf eine etwas größere Schubweite an dieser Linie hindeutet (AMPFERER 1931, S. 275).

Da die Darstellung des Ablagerungsraumes des Flysches nicht in den Rahmen meiner Arbeit fällt, erscheinen in der P. K. die Flyschfenster nur punktiert als Räume, in denen die kalkalpinen Sedimente abgetragen sind. Der unter dem Schwereckbruch und der Hengstpaß-Schubfläche verborgene Raum erscheint als schmaler vertikal schraffierter Streifen.

Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges

Der Ablagerungsraum des westlichsten, auf Blatt „Ischl-Hallstatt" gelegenen Teiles der Decke des Toten Gebirges wurde bereits auf der P. K. des II. T. dargestellt und S. 53 besprochen. Es handelt sich dort um die von O. GANSS (1937) beschriebene, vom Schwarzenbergfenster durchbrochene NW-vergente Schubmasse, die sich vom Rettenbachtal bis zum Offensee verfolgen läßt.

Diejenige Stelle, an der die Überschiebung der Decke des Toten Gebirges am eindruckvollsten aufgeschlossen ist, ist die von GEYER (1910, S. 193—194; 1911, S. 83, Fig. 2) beschriebene Überschiebung des Muschelkalkes des Kasberges über Hauptdolomit. Nach PIA (1943, S. 142) konnte GASCHE feststellen, daß am Kasberg kein inverser Schenkel vorhanden ist, so daß GEYERS Deutung des Kasberges als nordvergenter überkippter Sattel unrichtig ist. KIRCHMAYER (S. 8 und Kartenskizze S. 24) fand SE vom Kasberggipfel ein kleines Fenster im Muschelkalk, in dem Hauptdolomit zutagetritt, was zeigt, daß hier die Decke noch sehr dünn ist.

Es ist nicht ganz leicht, die am Ostgehänge des Almtales aufgeschlossene Kasberg-Überschiebung nach W weiter zu verfolgen. Im Kasberg beträgt die Breite der auf Obertrias liegenden Muschelkalkplatte in N—S-Richtung 4·5 *km*. So groß ist die Mindest-Schubweite der Decke des Toten Gebirges. Die ursprüngliche Stirn der Decke ist vielleicht an der Turmmauer noch annähernd erhalten, wie das nordgerichtete Fallzeichen anzuzeigen scheint, sonst aber ist der Nordrand ebenso wie der Westrand ein Abtragungsrand. Da kein Anzeichen dafür vorhanden ist, daß eine Blattverschiebung die Decke im W begrenzt, ist es sehr wahrscheinlich, daß sie früher noch weiter nach W gereicht hatte, und man wird wohl annehmen können, daß auch auf den Hauptdolomithöhen westlich des Almtales einst eine Muschelkalkplatte lag. Der Ablagerungsraum dieses abgetragenen Teiles der Kasbergdecke ist in der P. K. westlich vom Kasberg als punktierte Fläche eingetragen.

Die Muschelkalkplatte des Kasberges taucht nach GEYER (1910, S. 193) bei P. 591 am Straneckbach unter den Ramsaudolomit am linken Ufer dieses Baches. Darüber folgt in normaler Lagerung die mächtige, bis zum Plassenkalk reichende Schichtenfolge des Toten Gebirges. Man kann daher die Kasbergüberschiebung als die Überschiebung an der Basis der Decke des Toten Gebirges betrachten.

GEYER zeichnet auf Blatt „Kirchdorf" die dunklen Kalke des Dürrenbachs als Gutensteiner Kalk ein. Wenn diese Eintragung zuträfe, wäre es

am naheliegendsten, diese Kalke als die südöstliche Fortsetzung der Gutensteiner Kalke des Kasberges zu betrachten. Nun hat aber E. GASCHE bei seiner Neuaufnahme im Sommer 1957 festgestellt, daß diese Kalke Opponitzer Kalke sind, welche von dem darüberliegenden Ramsaudolomit des Wolfsberges und des Weißenecks durch Lunzer Schichten getrennt sind (Brief vom 21. 12. 1957). Es liegt daher hier offenbar eine inverse Schichtenfolge vor, die als Mittelschenkel der liegenden Falte betrachtet werden muß, welche die Vorläuferin der Decke des Toten Gebirges war. Diese ist dadurch entstanden, daß sich der Hangendschenkel der Liegendfalte an einer Schubfläche vom Mittelschenkel ablöste und sich über die ursprüngliche Stirn der liegenden Antiklinale hinaus noch mindestens 3 *km* nach N bewegte.

In der P. K. wurde angenommen, daß nicht nur die ganze Ramsaudolomitmasse, welche im N durch den Lunzer Schichtenzug an der N-Seite des Wolfsberges und an der S-Seite des Grubenriedels und im S durch die Werfener Schichten des Weißeneckgrabens begrenzt ist, zum invers gelagerten Mittelschenkel gehört, sondern auch der P. 763 westlich und der Brandberg NE des Almsees, sowie der Meisenberg NE von Habernau, für den GASCHE auch die inverse Lagerung nachgewiesen hat. Bei der Abwicklung der inversen Schichtenfolge muß selbstverständlich N und S vertauscht werden, d. h. der Ramsaudolomit des Weißenecks muß nördlicher abgelagert sein als derjenige des Wolfsberges. Die Gestalt des Ablagerungsraumes der inversen Serie konnte aber nur in schematischer Weise eingezeichnet werden. Der schraffierte Raum N des Ablagerungsraumes der inversen Serie deutet den unter dem Mittelschenkel verborgenen Teil des Liegendschenkels der Liegendfalte, die punktierte Fläche südlich des Mittelschenkels den abgetragenen Teil der Decke des Toten Gebirges an [1]).

Noch weiter im W wird die Überschiebung der Decke des Toten Gebirges durch die gegen NW gerichtete Überfaltung des Westrandes des Toten Gebirges abgelöst (SPENGLER 1924, S. 162—163, Abb. 3; GANSS 1937).

Daß sich schon unmittelbar westlich vom Almsee für eine kurze Strecke eine NW-vergente Bewegungstendenz bemerkbar macht, geht daraus hervor, daß die einen steil stehenden Falten- oder Schuppenbau aufweisenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke im Weißeneckgraben NE streichen. Der Ablagerungsraum dieser Untertriasgesteine wurde in der P. K. wesentlich breiter gezeichnet als das heutige Kartenbild, um der Verschmälerung durch die Faltung Rechnung zu tragen.

Nach E läßt sich die Kasberg-Überschiebung bis Steyrling verfolgen. Dann verschwindet sie am Käferspitz an der jüngeren, steil SW-vergenten Schubfläche des Schwereckbruches. Östlich vom Käferspitz verbirgt sich der Ausbiß der Kasberg-Überschiebung — ebenso wie derjenige des Schwereckbruches (S. 215) — zwischen Kniewas und dem Windischgarstener Becken unter dem Quartär des Teichltales. Die Trias der rechten Flanke

[1]) Beim Zusammenschluß der P. K. des II. und III. T. ergibt sich hier die Unstimmigkeit, daß im II. T. der Raum nördlich des Ablagerungsraumes der Decke des Toten Gebirges gänzlich schraffiert, im III. T. hingegen punktiert wurde. Auf Grund der neuen Aufnahmsergebnisse GASCHES muß die P. K. des II. T. insofern richtiggestellt werden, als hier im SE-Teil der Fläche die Schraffur durch Punktur zu ersetzen ist (Siehe Abb. 3.).

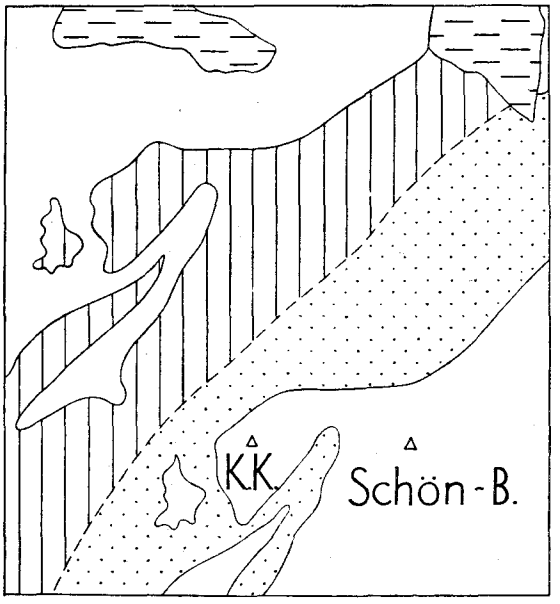

Abb. 3. Richtigstellung des Ablagerungsraumes des westlichen Toten Gebirges am Ostrande der P. K. des II. T. Signaturen wie in der P. Karte. K. K. = Karkogel. Maßstab 1:122.000

des Teichltales gehört somit der Staufen-Höllengebirgs-Decke, diejenige der linken der Decke des Toten Gebirges an. Ob und wie stark sich hier bereits die Schubweite im Vergleich zum Kasberggebiete verkleinert hat, ist nicht festzustellen. In der P. K. habe ich angenommen, daß die heute nur durch die Talbreite voneinander entfernten Triasmassen vor der Orogenese in der Gegend des Bahnhofes Hinterstoder etwa 4 *km*, unterhalb der Station Piesling etwa 3 *km* voneinander entfernt waren.

Über dem Muschelkalk des Kasbergmassivs liegt die mächtige Dolomit- und Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges. Da diese nur schwach gefaltet ist, wurde der Ablagerungsraum der Gesteine des Toten Gebirges nur unbedeutend größer dargestellt als der heutige Gebirgsstock. So wurde z. B. die Entfernung des Ablagerungsortes des Gipfelgesteins des Hebenkas von demjenigen des P. 685 im Stodertal um 1 *km* größer gezeichnet als die heutige Entfernung, um die hier vorhandene NNE—SSW streichende Mulde auszuglätten. Die Ablagerungsorte des Rotgschirr (Nordrand des Toten Gebirges) und des Traweng (Südrand) wurden um etwa 500 *m* weiter voneinander entfernt eingetragen als die heutige Entfernung der beiden Bergspitzen beträgt.

Nach der geologischen Spezialkarte, Blatt „Liezen", verläuft in den Nordwänden des Toten Gebirges vom Offensee bis unter den Kleinen Priel nahe unter der Untergrenze des Dachsteinkalkes ein ununterbrochenes Band von Lunzer Schichten. Nach dieser Eintragung würde man glauben, daß nur eine geringmächtige Masse von Hauptdolomit die Lunzer Schichten vom Dachsteinkalk trennt, ja daß vom Zwillingskogel gegen E der Haupt-

dolomit gänzlich fehlt. Nach neueren, noch unveröffentlichten Beobachtungen von E. GASCHE ist der Verlauf dieses Bandes von Lunzer Schichten nur im Hintergrunde des Kohlenkars und der Röll (südlich vom Almsee) annähernd richtig eingetragen, sonst aber verlaufen die Lunzer Schichten des Nordhanges des Toten Gebirges wesentlich tiefer unten[1]). Westlich vom Almsee ziehen sie durch den Nordhang des Nesseltalkogels und durch den Kottalwald, östlich vom Almsee wurden sie von GASCHE im Westgehänge des südlichen Hausberges (1209 *m*), im Sattel südlich des Straneck und im Sattel 1002 südlich des Sandberges (Bl. „Kirchdorf") nachgewiesen, so daß es wahrscheinlich ist, daß die von GEYER auf Bl. „Kirchdorf" an der NW-Seite des Habichtkogels und des Hühnerzipf eingezeichneten Lunzer Schichten ihre östliche Fortsetzung bilden.

Aus dieser tiefen Lage der Lunzer Schichten ergibt sich, daß ein großer Teil des von GEYER auf den Blättern „Kirchdorf" und „Liezen" in den Nordhängen des Toten Gebirges eingetragenen Ramsaudolomites in Wirklichkeit Hauptdolomit ist und daß dieses Gestein im Nordteil des Toten Gebirges eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist. Es ist somit der Nordteil des Toten Gebirges durch eine ähnliche Übergangsfazies zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies ausgezeichnet wie der Nordteil der Gamsfeldgruppe (SPENGLER 1912, S. 1053). Nach Blatt „Liezen" würde man glauben, daß die beiden Talflanken des Steyrtales in der Gegend des Gasthofes „Gausrab" einen beträchtlichen Faziesunterschied aufweisen: der Tamberg besteht aus Hauptdolomit, das NE-Gehänge des Kl. Priels aus Ramsaudolomit und darüber aus Lunzer Schichten und Dachsteinkalk. Die Beobachtungen GASCHES aber, daß die Lunzer Schichten im Nordhange des Kl. Priels nicht existieren, hat ergeben, daß der Dolomit des Nordhanges des Kl. Priels und wohl auch derjenige des Steyrsberges Hauptdolomit ist und daher kein nennenswerter Faziesunterschied zwischen beiden Talseiten des Steyrtales besteht, so daß es nicht nötig ist, zwischen den dem Hauptdolomit des Tamberges aufgelagerten Gosauschichten (Ht. Tambergau und Eisterer) und dem Dolomit des Kl. Priels und des Steyrsberges eine bedeutendere Schubfläche anzunehmen. Am Südhange des Kl. Priels treten die Lunzer Schichten wirklich an der Grenze von Dolomit und Dachsteinkalk auf, die hier auf Blatt „Liezen" eingetragenen Vorkommen enthalten sogar Versteinerungen (GEYER 1913, S. 282).

Der Ablagerungsraum der Warscheneckgruppe und des Lawinenstein-Grasberg-Gebietes

Die Warscheneckgruppe und der die westliche Fortsetzung dieser Gruppe bildende, sich bis zum Westende des Grundlsees erstreckende Zug des Lawinensteins und Türkenkogels ist vom eigentlichen Toten Gebirge (Prielgruppe) durch eine markante Störungslinie getrennt, die GEYER in ihrem vom Grundlsee bis zum Salzsteigjoch W—E verlaufenden Teile als Salzsteiglinie, in ihrem längs des Stodertales S—N verlaufenden als Stoderbruch bezeichnet (1916, S. 228 tekton. Karte Fig. 2 und S. 231).

[1]) Die Lunzer Schichten am Nordabhange des Toten Gebirges scheinen bereits von MOJSISOVICS zu hoch oben eingetragen worden zu sein (GEYER 1911, S. 84), was GEYER anscheinend nicht nachgeprüft hat.

Diese Linie ist sicher nachgosauisch, da im obersten Stodertale Gosauschichten eingeklemmt sind (GEYER 1913, S. 284). Daß es sich hier um eine Überschiebungslinie handelt, an der die Warscheneckgruppe und der Lawinensteinzug auf die Prielgruppe aufgeschoben ist, ergibt sich schon aus der Tatsache, daß in der Regel ältere Triasstufen der Warscheneckgruppe an jüngere Trias (bisweilen auch Jura) der Prielgruppe stoßen und daß zwischen beiden Seiten ein beträchtlicher Faziesunterschied besteht: Dachsteinriffkalk+Dachsteinkalk in der Prielgruppe, Hauptdolomit+Dachsteinkalk in der Warscheneckgruppe. Dieser Überschiebung wird man besonders dann eine größere Schubweite zuerkennen müssen, wenn man sich auf den Standpunkt GEYERS stellt, daß die Zlambachfazies des Grasberggebietes südlich vom Grundlsee keine weit von S gekommene Deckscholle ist, sondern gegen E in den Hauptdolomit des Hochmölbinggebietes übergeht (GEYER 1916, S. 224). Vgl. auch II. T. S. 53. Es muß dann auch das durch Zlambachfazies ausgezeichnete Grasberggebiet zwischen der Prielgruppe und dem Dachsteinkalk des Türkenkogels sedimentiert worden sein, und es müssen auch einige *km* dazwischen gelegen gewesen sein, in denen sich der Übergang von der Dachsteinkalk- zur Zlambachfazies vollziehen konnte. Ich gelange dadurch zu dem Ergebnis, daß sich die Werfener Schichten und der Gutensteiner Dolomit der Tauplitzalm dem Dachsteinriffkalk des Traweng und des Sturzhahns durch den Überschiebungsvorgang um mindestens 6·5 *km* genähert haben.

Einen gleichen Nordschub muß auch die mit dem Lawinensteingebiet zusammenhängende Warscheneckmasse gegen das Becken von Windischgarsten erlitten haben. Einen Anhaltspunkt für die Annahme, daß die Dachsteinkalkmasse der Warscheneckgruppe über die Gosauschichten des Beckens von Windischgarsten überfaltet ist, bieten die Aufschlüsse im innersten Pieslingtale. Man sieht im SE-Gehänge dieses Tales Felsen aus ziemlich flach liegenden roten Gosaukonglomeraten und darüber weiße Dachsteinkalkfelsen (eigene Beobachtungen im Sommer 1955). Auch die Angabe von GEYER (1913, S. 281): „Schurfbaue liegen im Hintergrund des Pießlinggrabens oberhalb Roßleiten (etwa bei R von Windhager Reith der Spezialkarte), wo die kohlenführenden Gosaumergel unter dem Schutze überragender Dachsteinkalke vor Abtragung bewahrt worden sein dürften" darf wohl so gedeutet werden, daß der Dachsteinkalk auf der Gosau liegt. Daß in dem verhältnismäßig breiten Boden des trogartig gestalteten obersten Pieslinggraben noch Gosaumergel anstehen, zeigt das reichliche Auftreten von Gosaumergeln im Schutt. Der Dachsteinriffkalk-Zug: Präwaldberg—Klamlberg scheint eine lokale Schuppe zu sein. Denn der Dachsteinkalk dieser Berge ist nicht ganz schichtungslos, sondern weist eine gegen S einfallende grobe Bankung auf. Die bei Roßleitenreith anstehenden Gosaukonglomerate dürften an der Basis der mächtigen Dachsteinkalke des Warschenecks steil auf den Dachsteinkalk des Präwaldberges aufgeschoben sein, wodurch sich die Lage dieser Gosaukonglomerate über den in Felsen über dem Gleinkersee aufragenden Dachsteinkalken erklärt. Das von GEYER beim Piesling-Ursprung eingetragene, durch seine rote Farbe auffallende Gosaukonglomerat dürfte durch einen NE—SW streichenden Querbruch vom Dachsteinkalk des Präwaldberges getrennt sein. Auch AMPFERER (1926, S. 189) schreibt: „So beschreiben die Gosauschichten um das Warscheneckgebirge herum einen mächtigen Bogen und fallen dabei

zumeist unter dieses Gebirge ein [1]) oder sind wie im Stodertal steil daran gepreßt". Es ist möglich, daß die Warscheneckmasse — ähnlich wie die Gamsfelddecke, mit der sie überhaupt eine tektonische Ähnlichkeit hat (vgl. auch THURNER 1954) — bereits einen vorgosauischen Nordschub erlitten hat und nachgosauisch eine Überfaltung. Von Überfaltung spreche ich deshalb, weil im Pieslingtale und am Fuße des Schwarzenberges die Grundkonglomerate über den Gosaumergeln liegen.

Die Warscheneckgruppe hat ähnlich wie die Prielgruppe durch Faltung nur eine geringe Verschmälerung erfahren. Es wurde daher ihr Ablagerungsraum in der P. K. nur wenig größer eingetragen als der heutige Gebirgsstock. An dem Verlauf des schmalen Zuges von Lunzer Schichten, der sich von Hinterstoder bis zum Sumpereck erstreckt, ist eine flache sattelförmige Aufwölbung des Hochmölbing mit etwas steilerem Nordschenkel zu erkennen. Dieser flache Sattel setzt sich auch ins Warscheneck selbst fort, wie die Fallzeichen in der geol. Karte zeigen. Mehr örtliche tektonische Störungen sind die tiefe, muldenförmige Einfaltung der Lunzer Schichten in den Ramsaudolomit bei Maurerreith (GEYER 1913, S. 287) und der kesselförmige Einbruch des Gebietes um das Wurzener Kampl, gegen den sich von allen Seiten die Dachsteinkalke hinabsenken (GEYER 1913, S. 295). Auch die starke Faltung in der Ostwand des Schwarzenberges bei Spital a. P. (AMPFERER 1926, S. 196, Fig. 23) muß eine örtliche Verschmälerung der Dachsteinkalkplatte bewirken.

Auch die westliche Fortsetzung der Warscheneckgruppe, der Zug des Lawinensteins, ist durch die Schiefstellung nur wenig verschmälert worden: Der Ablagerungsraum wurde daher in der P. K. nur 1 *km* breiter gezeichnet als die heutige Breite. In der westlichen Fortsetzung, dem Zuge des Türkenkogels und Schnötneritzkogels, wurde die teilweise Verhüllung durch Gosauschichten im Weißenbachtal und der schmale, unter der steil südfallenden Schubfläche der Weißenbachlinie (GEYER 1916, S. 228, Fig. 2; Taf. II, oberes Profil) verborgene Raum eingetragen.

Der Ablagerungsraum des schmalen, durch Zlambachfazies ausgezeichneten Zuges des Grasberges wurde etwa um die Hälfte breiter eingetragen als die heutige Zone, um die in dem Profil Fig. 1 bei GEYER 1916, S. 207 sichtbare Faltung auszuglätten. Die Schubweite der Grasberg und Türkenkogel trennenden Schubfläche wurde auf 2·5—3 *km*, derjenigen zwischen dem Grasbergzug und dem Toten Gebirge auf etwa 4 *km* geschätzt, damit Platz für den Übergang aus der Zlambach- in die Dachsteinkalkfazies vorhanden ist.

Sollte es sich aber durch neuere Untersuchungen an Ort und Stelle (TOLLMANN 1958, S. 361) zeigen, daß GEYERS Angabe, daß die Zlambachfazies gegen E in die Hauptdolomitfazies übergeht (1916, S. 224), irrig ist, und daß der Grasbergzug im Sinne HAUGS und MEDWENITSCHS zur Hallstätter Decke gehört, müßte die Heimat des Grasbergzuges samt der ganzen im II. T. dargestellten Zlambachschuppe südlich vom Ablagerungsraum der Dachsteingruppe angenommen werden. Dafür könnte die Schubweite der Grasberg und Türkenkogel trennenden Schubfläche kleiner angenommen werden. (Vergl. auch S 225).

[1]) ANIWANDTERS Bemerkung zu diesem Satze AMPFERERS: „Das mag vereinzelt der Fall sein, im allgemeinen jedoch sind sie schwach auf die triadisch-jurassische Serie des Warschenecks geschoben" kann ich nicht glauben.

Der Ablagerungsraum der östlichen Dachsteingruppe

Der größte Teil des Ablagerungsraumes der Dachsteingruppe wurde bereits im II. T. dargestellt, nur der östlich der Blattgrenze zwischen „Ischl—Hallstatt" und „Radstadt" einerseits und „Liezen" und „Gröbming—St. Nikolai" anderseits gelegene Teil der Gruppe kommt hier zur Darstellung. Wie sich aus der Aufnahme GEYERS ergibt und ich bereits wiederholt gegenüber der abweichenden Meinung KOBERS und seiner Schüler betont habe (SPENGLER 1924, 1934) bildet der Nordrand der Dachsteingruppe den Südschenkel einer breiten Mulde, deren Nordschenkel von den S-fallenden Dachsteinkalken des Lawinensteins und des Türkenkogels gebildet wird. Die z. T. mit Juragesteinen bedeckten, flachliegenden oder nur mäßig steil geneigten Dachsteinkalkvorkommen (Kamp 881 *m*, P. 948 und 903, Steinwand-Wald und einige kleinere aus der Moränenbedeckung aufragende Radiolaritkuppen), die zwischen den großen Hallstätter Deckschollen des Wandlkogels (1305 *m*), Kampls (1681 *m*) und Rabenkogels (1391 *m*) und den kleinen des Kumitzberges (895 *m*), Schädelkogels (953 *m*) und Hartelskogels (1036 *m*) aufragen, stellen sichtbare Teile des beide Schenkel verbindenden Muldenbodens dar, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß der zwischen Lawinenstein einerseits, Rabenkogel und Krahstein anderseits durchstreichende junge Bruch, GEYERS Pyhrnlinie (1913, S. 299) den Muldenboden gegen den Nordschenkel der Mulde abgesenkt und dadurch die Radiolarite beiderseits der Salza in eine so tiefe Lage gebracht hat.

Auch der östliche Teil der Dachsteingruppe hat, ebenso wie der westliche, durch Faltung nur eine geringe Verschmälerung erfahren. Es kann daher der Ablagerungsraum nur wenig ausgedehnter gewesen sein als das heutige Gebirge. So wurde z. B. im Meridian des Kammspitzes die Entfernung zwischen dem Südrande der Dachsteingruppe und dem von der Deckscholle des Wandlkogels verhüllten Raum in der P. K. nur um 1 *km* größer eingetragen als die heutige Entfernung, und auch der Abstand zwischen dem Ablagerungsort des Grimming-Gipfels und desjenigen des Fußes der Nordwand wurde nur um etwa 1 *km* größer gezeichnet als in der Gegenwart, um das steile Nordfallen der Dachsteinkalke südlich von Klachau auszuglätten. Der Ablagerungsraum der kleinen Zünkitzschuppe konnte nicht dargestellt werden, da es sich nur um einen von den Dachsteinkalken der Dachsteingruppe abgerissenen, unter der Hallstätter Decke mitgeschleppten Schubfetzen handelt (SPENGLER 1934, S. 81—83).

Eine kleine Schwierigkeit bietet die tektonische Stellung des Tressensteins an der Ostseite des Grimming. Dieser Berg besteht aus zwei Schuppen, wie Abb. 12 bei HÄUSLER S. 41 zeigt. Auch CORNELIUS (1944, S. 134—135) beobachtete hier zwei Schuppen. Ist nun die untere oder die obere Schuppe die östliche tektonische Fortsetzung des Grimming? Für Ersteres könnte die aus HÄUSLERS Karte ersichtliche Tatsache sprechen, daß sich der Gutensteiner Kalk der unteren Tressensteinschuppe etwa in die Streichungsfortsetzung des gleichen Gesteins des Südfußes des Grimming einstellt. In diesem Falle wäre die obere Schuppe eine Deckscholle der Hallstätter Decke, wofür auch die von HÄUSLER kartierten Hallstätter Kalke sprechen würden. Dagegen aber spricht die Tatsache, daß unmittelbar östlich des Grimming zur Zeit der Überschiebung der Hallstätter Decke der größte Teil der Trias des Grimming bereits abgetragen gewesen sein müßte. Ich halte daher die von CORNELIUS S. 135 geäußerte Ansicht für wahrscheinlicher, daß die den Gipfel bildende obere Schuppe mit dem Grimming zusammenhängt und die untere Schuppe durch einen kurzen südvergenten Schub des Grimming entstanden ist. Von den Gosauschichten nördlich des Tressensteins glaube ich, daß sie gegen die Trias dieses Berges an einem jungen Bruch versenkt sind, d. h. daß einer der südlichen Randbrüche des Wör-

schacher Grabens (S. 225) hier verläuft. Ein zweiter Randbruch trennt die Gutensteiner Kalke der unteren Schuppe von dem Karbon von Trautenfels.

Vom Mandlingzug fällt nur der östlichste Zipfel mit dem Freienstein bei Gröbming in den Bereich der P. K. des III. T. Vielleicht darf die von CORNELIUS (1944, S. 128, 129, Abb. 1) beschriebene, von Karbon südvergent überschobene kleine Triasschuppe bei Diemlern als östliche Fortsetzung des Mandlingzuges betrachtet werden. Wahrscheinlicher aber ist es, daß es sich hier um ein unmittelbar südlich der Grimmingtrias abgelagertes Triasvorkommen handelt, welches etwa der von TRAUTH (1928, Taf. D. Prof. 34) beschriebenen Schuppe südlich vom Stoderzinken analog ist.

Die Ablagerungsräume der Hallstätter Zone südlich des Toten Gebirges und des Bosruck

Daß die in der Umgebung von Mitterndorf auftretenden Schollen von Hallstätter Gesteinen Deckschollen der Hallstätter Decke sind, die sich in einer W—E streichenden Mulde erhalten haben, deren Nordschenkel durch die Warscheneckgruppe und deren westliche Fortsetzung (Lawinenstein, Türkenkogel), deren Südschenkel durch die Dachsteingruppe (Grimming) gebildet wird, hat bereits HAHN (1913, S. 445—456) richtig erkannt und wurde durch die Aufnahmen GEYERS (1916, S. 229) bestätigt und von mir in einigen Arbeiten (1919, S. 444—450, 1924, 1934) näher ausgeführt und gegen KOBER und seine Schüler verteidigt. Auch das Reschenhorn südlich des Grundlsees [1]) gehört hierher.

Leider hat sich auch A. TOLLMANN (1958) in seiner Neubearbeitung der Umgebung von Mitterndorf, welche zahlreiche wertvolle neue Beobachtungen gebracht hat, der tektonischen Deutung KOBERS angeschlossen.

Wenn TOLLMANN schreibt: „Die fazielle Anknüpfung der Hallstätter Fazies an die voralpine Entwicklung spricht für die Deutung KOBERS", so ist dazu zu bemerken, daß die Fazies des Toten Gebirges derjenigen der Dachsteingruppe außerordentlich ähnlich ist, was auch TOLLMANN anerkennt. Wenn man nun im Sinne KOBERS und seiner Schüler den Ablagerungsraum der Hallstätterfazies zwischen beide hineinverlegt, so erscheint diese als unverständlicher Fremdkörper zwischen der Dachsteinkalkfazies im N und S. In der Umgebung der Deckscholle des Wandlkogels wäre der unmittelbare Zusammenhang der Dachsteinkalkmassen des Toten Gebirges und der Dachsteingruppe direkt zu sehen, wenn er nicht durch Moränen verhüllt wäre, und TOLLMANN muß verzweifelte Anstrengungen machen, um hier beide Dachsteinkalkmassen verschiedenen Decken zuzuweisen: „Im Wandlkogel liegt die Obere Hallstätterdecke auf der Dachsteindecke" — das ist der wichtigste Beweis für meine Deutung der Tektonik — „kann aber auch als Rückfaltung an der Stirn der Dachsteindecke erklärt werden" — äußerst unwahrscheinlich!

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf wurde 85 *km* südlicher eingetragen als ihre heutige Lage, weil ich eine Schubweite von 85 *km* annehme. In der Gegend von Mitterndorf besitzen wir zwar keine Anhaltspunkte für eine so große Schubweite der Hallstätter

[1]) Wahrscheinlich gehört auch das kleine von GEYER bei der Schneckenalm im Salzatal eingezeichnete Vorkommen von Werfener Schiefern und Haselgebirge zur Hallstätter Decke.

Decke, wohl aber weiter im W, besonders im Berchtesgadener Lande, wo der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke zwischen demjenigen der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Hallstätter Decke lag (II. T., Abb. 5, S. 35). Die Mitterndorfer Deckschollengruppe ist offenbar die östliche Fortsetzung der Deckscholle der Plassengruppe (SPENGLER 1919, S. 445), also des südlichen Teiles der Hallstätter Decke. Es wurde daher in der P. K. des II. T. das Westende der Deckscholle des Röthelsteins (II. T., S. 41) nur wenig nördlicher als der Ablagerungsraum der Plassen-Deckscholle eingetragen. Es ist selbstverständlich denkbar, daß die Schubweite der Hallstätter Decke gegen E allmählich abnimmt. Für eine noch verhältnismäßig große Schubweite der Hallstätter Decke im Bereiche der Kartenblätter „Liezen" und „Admont—Hieflau" spricht der Umstand, daß sich Deckschollen von wahrscheinlich zur Hallstätter Decke gehörigen Werfener Schichten und Haselgebirge ziemlich weit im N., so bei Windischgarsten (S. 229) und nördlich von St. Gallen (S. 240) erhalten haben. Anderseits sprechen die im II. T. S. 61 angestellten Erwägungen über das Heimatgebiet der Hallstätter Decke gegen eine allzugroße Schubweite.

Schon um den Zusammenschluß der P. K. des II. und III. T. der Arbeit zu ermöglichen, wurde der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf und der östlich anschließenden Deckschollen bis zum Gesäuse ebenso südlich eingetragen wie derjenige der Hallstätter Deckschollen des II. T., wobei ich aber die Möglichkeit nicht ausschließen möchte, daß der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckschollen der Blätter „Liezen" und „Admont—Hieflau" um mehrere *km* nördlicher lag.

Wie ich bereits 1934, S. 86 angedeutet habe, ist es überdies wahrscheinlich, daß die zu engen Falten zusammengeschobenen [1]) Liasfleckenmergel am Südfuß des Kampl, am Kulmkogel, bei Zlem sowie bei Pürgg und Postmeister und die am Südfuß des Krahsteins darüberliegenden Radiolarite und Oberalmschichten von den mit Hirlatzkalk und Klausschichten bedeckten Dachsteinkalken des Grimming durch eine Schubfläche getrennt sind. Das wichtigste dafür sprechende Argument ist die Tatsache, daß am Nordgehänge des Grimming der Lias knapp nebeneinander in zwei stark von einander abweichenden Fazies ausgebildet ist: 1. Unmittelbar auf dem Dachsteinkalk als geringmächtiger Hirlatzkalk, der an mehreren Stellen unmittelbar von Klauskalken überlagert wird. 2. als mächtiger Fleckenmergel. In beiden Fazies wurde der Lias β paläontologisch nachgewiesen, im Hirlatzkalk durch die für diese Liasstufe bezeichnende Brachiopodenfauna (GEYER 1916, S. 183), im Fleckenmergel durch Arietiten der Raricostatus-Zone (GEYER 1913, S. 306). Am Nordhang des Grimming wird der Hirlatzkalk vom Fleckenmergel durch lichtrote Hornsteinkalke des Oberjura getrennt, die dem Hirlatzkalk normal aufgelagert sind (CORNELIUS 1944, S. 136). CORNELIUS hat sich daher auch für die tektonische Trennung der Hirlatzkalke von den Fleckenmergeln ausgesprochen (S. 137, 138). Daß die Fleckenmergel über den Hirlatzkalken liegen, zeigt auch sehr deutlich das Profil bei Pürgg (GEYER 1913, S. 305) [2]). Die Liasfleckenmergel (samt den Radiolari-

[1]) Siehe die Profile Abb. 1, 2, 6, 7 und 11 bei HÄUSLER 1943.

[2]) Es gibt allerdings südlich des Schwarzbauern bei Pürgg auch eine Stelle, wo Liasfleckenmergel unter dem Hirlatzkalk auftritt. Doch liegt hier offenbar eine örtliche tektonische Komplikation vor (HÄUSLER 1943, S. 33, Abb. 4).

ten und Oberalmschichten am Südfuß des Krahsteins und den von HÖLZL (1933, S. 286) am Südfuß des Kampl aufgefundenen Zlambachschichten) bilden daher vielleicht eine selbständige, unter der Hallstätter Decke gelegene Decke. Man kann sich die Sache vielleicht so vorstellen, daß die Liasfleckenmergel und ihre Begleitgesteine durch die gegen N vordringende Hallstätter Decke von einem unbekannten Triasuntergrund abgerissen und unter ihr nach N verfrachtet wurden. Ich habe das mutmaßliche Heimatgebiet der Liasfleckenmergeldecke südlich desjenigen des Mandlingzuges eingetragen, es ist aber auch möglich, daß es nördlicher lag, ja vielleicht sogar über dem Südteil des Dachsteingebirges.

Der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke wurde in der P. K. mit dem Ablagerungsort des Kulmkogels bei Klachau gekennzeichnet. Gegen E wurde der Ablagerungsraum der vielleicht unter Gosauschichten verborgenen Liasfleckenmergeldecke in schematischer Weise durch eine im Meridian des Acherlsteins verlaufende gerade Linie begrenzt, da östlich dieser Linie keine Anhaltspunkte vorhanden sind, daß die Liasfleckenmergeldecke noch weiter nach E reicht.

Der stratigraphische Aufbau und die tektonische Stellung der „Liasfleckenmergeldecke" ist der „Zlambachschuppe" (II. T. S. 51) ähnlich. Es kann sich aber nur dann um dieselbe Decke handeln, wenn GEYERS (1916, S. 224) Angabe irrig ist, daß die Zlambachfazies des Grasbergzuges gegen E in die Hauptdolomitfazies des Hochmölbling übergeht. In diesem, von TOLLMANN (1958) vertretenen Falle würde der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe an der mit Z ? bezeichneten Stelle liegen.

Die Reihe der großen Hallstätter Deckschollen (Kampl, Rabenkogel, Krahstein, Hechelstein) weist eine weitgehende Übereinstimmung in ihrer Schichtenfolge auf, so daß diese 4 Deckschollen ohne Schwierigkeit als Teile einer einheitlichen Decke betrachtet werden können. Die drei kleinen, zwischen Kampl und Rabenkogel gelegenen Deckschollen des Kumitzberges, Schädelkogels und Hartelskogels (GEYER 1916, S. 188) unterscheiden sich jedoch auffallend von den vier erstgenannten Deckschollen durch das Fehlen des mächtigen Gutensteiner Dolomits und des Reiflinger Kalkes. Sie können daher nicht zwischen Kampl und Rabenkogel abgelagert sein. Ich zeichne daher die Ablagerungsorte dieser 3 kleinen Deckschollen ein beträchtliches Stück nördlich der Ablagerungsräume des Kampl und Rabenkogels ein und nehme an, daß sie von der Decke dieser beiden Berge (der Hauptmasse der Hallstätter Decke) überfahren und an ihrer Basis nach N mitgeschleift wurden. Die südlichste Hallstätter Deckscholle bei Mitterndorf ist der Wandlkogel. Diese Deckscholle ist zum kleinen Teil unter den Dachsteinkalk der Zünkitzschuppe eingewickelt (SPENGLER 1934).

Das an Gosauschichten reiche Gebiet zwischen dem Südrande der Warscheneckgruppe und dem Ennstal wurde in einer jungen nachgosauischen orogenetischen Phase zu einem tektonischen Graben, der nahe westlich des Pyhrnpasses spitz endet. Die Nordbegrenzung ist die von GEYER (1913, S. 299) beschriebene Pyhrnlinie, die Südbegrenzung der Ennstalbruch, der das Karbon von Trautenfels von der Trias des Tressensteins und die Werfener Schichten des Raumes nördlich von Liezen von den Gosauschichten trennt. Ich möchte diesen Graben als Wörschacher Graben bezeichnen. Die Westgrenze des Südteiles des Grabens wird durch den an der Ostseite des Grimming und über den Sattel zwischen Grimming und Tressenstein

verlaufenden Querbruch gebildet, auf dem das plötzliche Aufsteigen des Grimming im Vergleich mit dem Wörschacher Graben beruht (GEYER 1916, S. 182; HÄUSLER Abb. 12 und S. 42) [1]). Das Profil Fig. 2 bei SPENGLER 1924, S. 147 schneidet den Wörschacher Graben und beide Randbrüche. Durch die Lage in der Tiefe des Grabens sind die Gosauschichten erhalten geblieben. Dadurch erklärt sich auch die von GEYER (1913, S. 306) hervorgehobene Tatsache, daß die Gosaukonglomerate des Wörschacher Grabens keine kristallinen Gerölle führen [2]). Denn die Gosauschichten lagen zur Zeit ihrer Ablagerung hoch über den Gesteinen der Grauwackenzone und der Zentralalpen und waren von diesen durch mächtige Trias- und Jurasedimente getrennt. Die den Wörschacher Graben im S begrenzende Scholle ist höher gehoben als die diesen Graben im N begrenzende. Das zeigt sich am Pyhrnpaß, wo Untertrias der Bosruck-Scholle an Dachsteinkalk der Warscheneckscholle grenzt.

Von den unterhalb der Gosauschichten des Wörschacher Grabens zutagetretenden Triaskalken möchte ich nach HÄUSLERS Karte die Kalke von Pürgg, diejenigen des (bei Steinach unterbrochenen) fast 7 *km* langen Zuges, der von Unterburg bis zum Acherlstein reicht, als Dachsteinriffkalk und als Fortsetzung des Grimming, die übrigen als Hallstätter Kalk und als Bestandteil der Hallstätter Decke betrachten. HÄUSLER gibt S. 26, 27 petrographische Unterschiede zwischen Hallstätter Kalk und Riffkalk an, mit deren Hilfe er imstande war, diese beiden Gesteine in seiner Karte zu trennen. Am deutlichsten ist die Deckschollennatur an den Kalken des Noyer zu erkennen, deren vorgosauische Überschiebung über die Liasfleckenmergel der Postmeisteralm deutlich zu erkennen ist (SPENGLER 1924, S. 147, Fig. 2; HÄUSLER S. 35, Abb. 6). Sonst aber ist infolge der starken Verhüllung durch Gosauschichten die tektonische Stellung der einzelnen Kalkklippen schwer zu erkennen.

Östlich vom Wörschacher Bach, der die Ostgrenze der Karte HÄUSLERS bildet, möchte ich nach GEYER (1913, S. 304—305) sämtliche Kalkklippen zur Hallstätter Decke rechnen, auch den Zug des P. 1319, dessen westliche Fortsetzung von HÄUSLER zum Dachsteinkalk gestellt wird. Für die Zugehörigkeit zum Hallstätter Kalk spricht die Unterlagerung durch fossilführende Werfener Schichten am Gameringeck. Überhaupt sprechen

[1]) Die Sprunghöhe des Querbruches scheint im S sehr groß zu sein, da die östliche Fortsetzung der Dachsteinkalke des Grimming bei Pürgg in nur 800 *m* Höhe ansteht, aber gegen N rasch abzuklingen, da in den Liasfleckenmergeln bei Zlem kein Querbruch mehr nachweisbar ist. Es ist aber auffallend, daß der Hirlatzkalk bei Pürgg auf Dachsteinriffkalk transgrediert (GEYER 1913, S. 305), der im Grimmingstock den tieferen Teil des Dachsteinkalkes bildet. Es wäre möglich, daß der geschichtete Dachsteinkalk bei Pürgg schon in der Festlandszeit, die der Ablagerung der Hirlatzschichten voranging, abgetragen wurde. In diesem Falle käme man mit einer wesentlich geringeren Sprunghöhe auch im Südteile der Verwerfung aus.

[2]) Allerdings schreibt ANIWANDTER (MS. 131): „Über einer Zone von Gosaumergeln wurde in einem Bachriß gegen das Weißenbachtal in der Nähe der Kote 988 jene Brekzie gefunden, die der Fossilführung nach als ein basales Niveau der orbitoidenführenden Schichten des Obersenons angesprochen werden kann (Ober-Campan). Da unter den Komponenten zahlreiches Material der Grauwackenzone vorhanden ist, wurde die Annahme eines abtrennenden Gebirgswalles während der Oberkreidezeit hinfällig". Das gilt aber — ebenso wie im Becken von Gosau — nur für die jüngeren Horizonte der Gosauschichten („Obere Gosau" nach BRINKMANN und WEIGEL), für die Grundkonglomerate besteht wohl GEYERS Feststellung zurecht.

die an verschiedenen Stellen zwischen und nördlich der Kalkklippen auftretenden, an mehreren Stellen Haselgebirge führenden Werfener Schichten für die Zugehörigkeit der Klippen zur Hallstätter Decke.

Für den östlich des Weißenbachtales gelegenen Teil des Wörschacher Grabens gibt ANIWANDTER in seiner bisher noch nicht veröffentlichten Arbeit eine geologische Karte 1 : 25.000, die ich aber bereits als Grundlage für meine P. K. verwenden konnte. ANIWANDTER zeichnet in den Profilen 10, 12 und 13 auf Manuskripttafel III die Hallstätter Kalke des Raumes südlich der Warscheneckgruppe als Kerne nordvergenter Tauchsättel, die auf Gosauschichten aufliegen. Gegen eine Überschiebung der Hallstätter Kalke auf Gosauschichten spricht die aus GEYERS und ANIWANDTERS Karte ersichtliche Tatsache, daß die Triaskalke in der Regel mit dem ältesten Schichtglied der Gosauschichten, mit dem Grundkonglomerat, in Berührung kommen. Man könnte ANIWANDTERS Profile auch als eine ausgedehnte, in sich gefaltete, inverse Serie Hallstätter Kalk + Gosauschichten deuten. Ich glaube aber, daß dafür keine Anhaltspunkte bestehen, und daß es viel einfacher und natürlicher ist, das Gebiet etwa im Sinne GEYERS als eine Folge leicht südvergenter Falten zu betrachten, in denen die Gosauschichten diskordant auf den die Sattelkerne bildenden Hallstätter Kalken liegen.

Da man nicht weiß, wie weit unter den Gosauschichten des Wörschacher Grabens die Grimmingserie, die Liasfleckenmergeldecke oder die Hallstätter Decke verborgen liegen, mußte in der P. K. im Bereiche der Ablagerungsgebiete aller drei Einheiten die Verhüllung durch dieselben Gosauschichten eingetragen werden.

Bei Wörschach und Steinach scheinen sehr junge südvergente Aufschiebungen aufzutreten, wenigstens könnte man HÄUSLERS Profil Abb. 9 (S. 37) so deuten, in dem die Folge: Dolomit + Dachsteinkalk des Acherlsteins an seiner Südseite auf Liasmergel[1]) aufgeschoben ist, in dem die Scholle von Hallstätter Kalk steckt, die sich bis zur Ruine Wolkenstein erstreckt und mit Gips führendem Haselgebirge in Verbindung steht (GEYER 1913, S. 303). In der westlichen Fortsetzung dürfte der Dachsteinriffkalkzug Acherlstein—Unterburg auch auf Liasfleckenmergel steil südvergent aufgeschoben sein, denen bei Unterburg Gosauschichten und bei Steinach nordfallendes Tertiär aufgelagert ist (SPENGLER 1924, S. 147, Fig. 2). Daraus ergibt sich, daß die Schubfläche jünger als das Ennstaler Tertiär ist.

Der Bosruck weist in der Schichtenfolge unverkennbare Beziehungen zur Hallstätter Fazies (Salzbergfazies) auf. Das gilt besonders für das mächtige, vor allem im Tunnelprofil (GEYER 1914) aufgeschlossene, Gips, Anhydrit und Steinsalz führende Haselgebirge, das allerdings von der Mitteltrias durch eine Schubfläche getrennt ist. Die Mitteltrias beginnt mit typischem schwarzen Gutensteiner Kalk oder dunklem Dolomit. Darüber liegt geringmächtiger heller Dolomit oder nur wenige *m* mächtiger, bunter Hornsteinknollenkalk mit der typischen anisischen Brachiopodenfauna (GEYER 1914, S. 11). Diese Gesteine lassen sich mit den Reiflinger Kalken

[1]) Allerdings ist von den in Abb. 9 eingetragenen Liasfleckenmergeln weder in HÄUSLERS noch in GEYERS Karte etwas zu sehen. Beide Karten verzeichnen an der entsprechenden Stelle Gosauschichten.

vergleichen, welche GEYER (1916, S. 195) aus der Hallstätter Schichtenfolge der Rötelsteingruppe beschrieben hat. Die Hauptmasse des Bosruck wird von einem hellen Riffkalk gebildet, den GEYER (1914, S. 12) als „obertriadischen Riffkalk, Hochgebirgskorallenkalk", AMPFERER (1926, S. 182, 183) als „Wettersteinkalk?" bezeichnet. Wahrscheinlich enthält der Riffkalk sowohl die ladinische Stufe als den tieferen Teil der Obertrias, wie das von GEYER erwähnte Auftreten von Diploporen, Halobien, Megalodonten und Thecosmilien vermuten läßt.

ANIWANDTER hat daher den Bosruck zur Hallstätter Decke gerechnet. Auch ich möchte mich jetzt — abweichend von meiner früheren Ansicht (1928 a, Fig. 1) — dieser Ansicht anschließen. Der Bosruck ist daher das Ostende der etwa 40 *km* langen Reihe von Klippen der Hallstätter Decke, welche mit dem Rötelstein östlich von Bad Aussee beginnt.

Hingegen möchte ich das Karleck nicht zur Hallstätter Decke rechnen, sondern eher mit dem Dörfelstein bei Admont vergleichen und wie diesen zur Admonter Schuppenzone stellen (siehe unten!).

Das Merkwürdigste am Bau des Bosruck sind die von AMPFERER beschriebenen Jura- und Kreidegesteine zwischen den Werfener Schichten des Kalkalpen-Südrandes und der Trias des Bosruck (Blatt „Admont—Hieflau" und 1926, S. 186, Fig. 14). Daß sich die an der Südseite unterhalb der Bosruckfelsen aufgeschlossenen Gosauschichten tief in den Berg hinein fortsetzen, zeigen die Aufschlüsse von Gosaugesteinen im Bosrucktunnel (GEYER 1914, S. 25 u. Taf. I). Wenn man die in GEYERS Bosruckprofil eingezeichneten Staffelbrüche rückgängig macht, ergibt sich eine nachgosauische, steil südvergente Überschiebung der Bosrucktrias über die mit Jura, Neokom und Gosauschichten bedeckten Werfener Schichten des Kalkalpen-Südrandes. Daß der Jura über Untertrias transgrediert, ist sehr unwahrscheinlich, da dies meines Wissens sonst nirgends in den Kalkalpen beobachtet ist. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Triaskalke des Bosruck bei ihrer südvergenten Bewegung Jura, Neokom und Gosauschichten von einer nicht mehr sichtbaren Unterlage von Triaskalken abgerissen und nach S auf die Werfener Schichten aufgeschoben haben [1]).

Die südvergente Bosruck-Überschiebung ist wohl ein Analogon zur gleichfalls südvergenten und nachgosauischen „Hochgebirgsüberschiebung" im Tennen- und Dachsteingebirge (TRAUTH 1926, S. 161; SPENGLER 1954, S. 23). Denn die unter der Bosruck-Überschiebung liegenden Gesteine erinnern sehr an die Werfener Schuppenzone an der Südseite des Dachsteingebirges und wurden von mir bereits 1928 a, S. 17 als Admonter Schuppengebiet bezeichnet. Die aus „Verrucanobreccien" (wohl = Prebichlschichten SCHWINNERS 1929), sehr mächtigen Werfener Quarziten, geringmächtigen Werfener Schiefern und Rauhwacken bestehende, vor allem den Hartingberg und den Pleschberg aufbauende tiefere Schuppe erinnert an die Wurmegg-Brandriedlschuppe im Dachsteingebirge (SPENGLER, KÜMEL 1954, S. 27, 43), während die durch mächtige normale Werfener Schiefer ausgezeichnete höhere Schuppe an die höheren Schuppen im Dach-

[1]) In der P. K. habe ich diese tektonische Deutung dadurch zur Darstellung gebracht, daß ich den Ablagerungsraum der teilweise von Gosau bedeckten Juragesteine etwa 2 *km* nördlicher eingetragen habe als denjenigen der Werfener Schichten der Admonter Schuppenzone.

steingebirge erinnert. Die Gosauschichten an der Südseite des Bosruck lassen sich mit denen in der Ramsau vergleichen (MEIER und TRAUTH 1936), die nach KÜMEL (1954, S. 36) auch von einem Jurakalk unterlagert werden.

Im Tunnelprofil (GEYER Taf. I) reicht demnach die Admonter Schuppenzone vom Südportal bis zu den Gosauschichten in der Mitte des Tunnels. Es ist möglich, daß die drei in die Werfener Schichten eingeschalteten Rauhwackenbänke Schuppengrenzen andeuten. Das gilt vor allem für den südlichsten Rauhwackenzug, der an der Grenze zwischen der quarzitischen und der schiefrigen Werfener Fazies liegt. Die Schichtenfolge des Bosruck wird durch eine nur sehr geringmächtige Folge von Werfener Schiefern und Haselgebirge eingeleitet.

Viel mächtiger sind die Gips und Steinsalz führenden Haselgebirgsmassen, die der Bosrucktunnel in seinem Nordteil von 204 bis 1165 *m* anschneidet (GEYER 1914, S. 18—20, Taf. II). 1165 *m* vom Nordportal entfernt wird das Haselgebirge der Hallstätter Deckscholle vom Riffkalk des Bosruck (an im Tunnelprofil 56° SSE fallender Schubfläche) überschoben. Wie das Tunnelprofil (GEYER 1914, Taf. I) zeigt, ist diese Schubfläche offenbar gleich alt wie die Verwerfungen, welche die südvergente Schubfläche an der Südseite des Bosruck durchsetzen, und somit ist die nordvergente nachgosauische Bewegung an der N-Seite des Bosruck jünger als die südvergente an dessen S-Seite. Es ist dies eine Bestätigung der von mir im Dachsteingebirge erkannten Bewegungsphasen (SPENGLER 1952, S. 83; 1954, S. 8). Die Überschiebung des Bosruck-Riffkalkes über das Haselgebirge der Hallstätter Deckscholle ähnelt den Überschiebungen der Warscheneckgruppe und der Hallermauern über die Deckscholle des Windischgarstener Beckens, wenn auch die Schubweite am Bosruck wohl ganz unbedeutend ist.

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens

Wie ich bereits 1928 a, S. 13 und 15 (Fig. 1) gezeigt habe, gehören die ausgedehnten Massen von Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalken, die sich von Hinterstoder über Windischgarsten und Rosenau bis zur Admonter Höhe verfolgen lassen, wahrscheinlich zur Hallstätter Decke. Jüngere Schichtglieder als das Anis sind vielleicht in den hellen massigen Kalken enthalten, die GEYER am Hutberg bei Vorderstoder als „Riffkalk des Dachsteinkalkes", AMPFERER am Kl. Warscheneck bei Rosenau, am Raucher Schober und an einigen anderen Stellen als Wettersteinkalk kartiert hat. Für die Zugehörigkeit zu einer von S überschobenen Decke, die nur die Hallstätter Decke sein kann, spricht die Tatsache, daß diese Gesteine nirgends als Sattelkern erscheinen, sondern von Obertrias umrahmt werden, die auf der Nordseite (am Gunstberg bei Windischgarsten von Jura bedeckt) unter sie einfallen, während sie am Südrande unter Zwischenschaltung von Gosauschichten von der Obertrias der Warscheneckgruppe und der Hallermauern überschoben werden. Für den Nordrand der Warscheneckgruppe sei auf S. 220, für den Nordrand der Hallermauern auf AMPFERER (1926, Fig. 12 und S. 184) verwiesen. Die Deckscholle des Windischgarstener Beckens gehört daher zu den eingewickelten Deckschollen.

Für den Umstand, daß die Hallstätter Decke des Windischgarstener Beckens über die Gesteine der Warscheneckgruppe und der Hallermauern

gewandert ist, sprechen Spuren dieser Decke auf der Höhe der beiden Gebirgsgruppen. In der Warscheneckgruppe ist es die Deckscholle des Wurzener Kampl deren Zugehörigkeit zur Juvavischen Decke bereits HAHN erkannt hat (1913, S. 451). Nach ANIWANDTER gehören nicht nur die Werfener Schichten und das Haselgebirge, sondern auch der Jura des Wurzener Kampl zur Hallstätter Deckscholle, der von dem Jura der Warscheneckgruppe (Stubwieswipfel) faziell verschieden ist.

Auf den Hallermauern fand AMPFERER Reste von Werfener Schiefern auf dem Kamm zwischen Natterriegel und Rauchmauer (1935, S. 38, Fig. 13; S. 109, 110, Fig. 44). Außerdem schreibt er (1935, S. 90): „Wir erkennen also auch hier wieder, daß die Gipfelfelsen nicht mehr in ungestörter Lagerung sind, sondern vielmehr Verschiebungen und Verschuppungen erlitten haben. Das ist am leichtesten verständlich, wenn über dieselben eine schwere Schubmasse ihre Bahn gezogen hat." Dann sei auf seine anschließend an diese Sätze mitgeteilten Beobachtungen am Gr. Leckerkogel verwiesen.

Eine ganz gewaltige tektonische Raumverschmälerung durch Faltung und Schuppung, vielleicht auch durch lokale Verschluckung in die Tiefe muß sich im Untergrunde des Windischgarstener Beckens vollzogen haben. Heute ist der Nordrand der Hallermauern beim Pyhrgas 5 *km* vom Sengsengebirge entfernt, vor der Austrischen Orogenese waren es nach meiner Rekonstruktion etwa 22 *km*, von denen 16 unter der Bedeckung mit der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens, 6 *km* unter der nach N verschobenen Masse der Hallermauern (S. 232) verborgen sind. Heute ist das Ostende der Hallermauern nur 1 *km* vom Südfuß des Rabenkogels (Maiereckzug) entfernt, vor der Orogenese waren es 18 *km*, von denen auch hier 6 *km* jetzt unter der nach N verschobenen Masse der Hallermauern liegen. So erklärt sich hier der große Faziesgegensatz zwischen Maiereckzug und Hallermauern.

Nach den Profilen bei GEYER (1913, S. 293, Fig. 2) und ANIWANDTER fallen die Gosauschichten am Wurzensattel und bei der Hintersteiner Alm unter die Deckscholle ein. ANIWANDTER kommt dadurch zu der Ansicht, daß die Hallstätter Decke von nachgosauischem Alter sei. Auch die Lagerungsverhältnisse der aus Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalk bestehenden Deckscholle bei Hinterstoder deutet ANIWANDTER in diesem Sinne. Ferner kann man auch nach AMPFERERS Profilen durch den Gr. und den Kl. Pyhrgas (1926, Fig. 11 und 12) ein nachgosauisches Alter der Hallstätter Decke vermuten. Überdies ist es sehr auffallend, daß nach Blatt „Admont-Hieflau" am NNE-Rande der Deckscholle des Windischgarstener Beckens vom Dambachtal bis zur Admonter Höhe ein ununterbrochener Streifen von Gosauschichten verläuft, die nach den Fallzeichen an mehreren Stellen ein SSW gerichtetes Einfallen zeigen. Auch die auffallend tiefe Lage der Gosaukonglomerate nördlich der Einathner-Alm (am Nordfuß der Hallermauern) im Vergleich mit den der Deckscholle angehörigen Bergen Schafkogel (1552) und Raucher Schober (1488) ist leichter verständlich, wenn man annimmt, daß sie unter der Deckscholle liegen.

Diesen Beobachtungen, die für ein nachgosauisches Alter der Hallstätter Decke sprechen, stehen an anderen Stellen sichere Beobachtungen gegenüber, die ein vorgosauisches Alter dieser Decke erkennen lassen. Am wichtigsten sind meine Beobachtungen in der Plassengruppe (SPENGLER 1919, S. 408, Taf. XV, Profil I), wo Gosauschichten die Überschiebungsfläche diskordant überlagern. Ferner liegen im Bereiche der Blätter: „Lofer—St Johann", „Hallein—Berchtesgaden" nirgends Gosauschichten unter den Hallstätter Deckschollen. Dasselbe gilt für die Hallstätter Decke des Raumes zwischen Ischl und Aussee. Auch weiter im E, im Bereiche der Blätter: „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz", „Schneeberg—St. Aegyd" und „Mürzzuschlag" liegen unter den der Hallstätter Decke entsprechenden Deckschollen der Lachalpendecke nirgends Gosauschichten.

Auch die Tatsache, daß die kleine, aus Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk aufgebaute Hallstätter Deckscholle des Gunstberges bei Windischgarsten nicht durch Gosauschichten von dem unterlagernden Neokom getrennt ist, obwohl Gosauschichten in der Nähe sind, spricht für vorgosauisches Alter.

Die Erklärung dieses scheinbaren Widerspruches ist nicht ganz leicht. Man wird wohl nach dem heutigen Stande der Kenntnisse annehmen müssen, daß überall die primäre Hallstätter Decke von vorgosauischem Alter ist, daß sich aber im Bereiche der Warscheneckgruppe und des Windischgarstener Beckens ein Teil der vorgosauischen Hallstätter Decke nach Ablagerung der Gosauschichten nochmals in Bewegung setzte (sekundäre Hallstätter Decke).

Als die östliche Fortsetzung der Deckscholle des Windischgarstener Beckens kann man den schmalen Zug von Werfener Schichten und Haselgebirge betrachten, der sich vom Schwarzsattel über die Jodlbauerhütte bis zum Ennstal unterhalb Lainbach verfolgen läßt. Das Haselgebirge hat eine kleine Scholle von Magnesit aus der Grauwackenzone mitgebracht (AMPFERER 1935, S. 58—59, Fig. 22 u. 23). Dieser Zug ist über die nördlich angrenzenden Gesteine der Großreiflinger Scholle (S. 240) überschoben und wird selbst von der Gesäusedecke (Buchstein—Tamischbachturm—Peterkogel) überschoben. Er gehört also genau so wie die Deckscholle des Windischgarstener Beckens zu den eingewickelten Deckschollen.

Es ist selbstverständlich unmöglich, festzustellen, ob und wie weit sich die Deckscholle des Windischgarstener Beckens und deren östliche Fortsetzung unter die später von S daraufgeschobenen Triasmassen der Gesäuseberge hinein erstreckt. Ich habe daher in der P. K. diese Räume — ebenso wie im II. T. die von der Reiteralmdecke verhüllten Teile der Hallstätter Decke — mit der Signatur VII („entweder abgetragen oder von Decken verhüllt") bezeichnet.

Die Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens steht am Pyhrnpaß durch die Bosruckmasse mit der Deckscholle des Wörschacher Grabens fast in Verbindung. Diese Verbindung ist nur oberflächlich durch den südlichsten Teil der Gosauschichten des Windischgarstener Beckens (Gosauschichten SE von Polz am Pyhrn) unterbrochen. Diese Unterbrechung durch Gosauschichten-Verhüllung wurde aber in der P. K. viel breiter gezeichnet als auf Blatt „Admont—Hieflau", da nach AMPFERER (1926, Fig. 13, S. 182) dieser Raum eine bedeutende Verschmälerung durch nachgosauische Schuppung erfahren hat.

In der P. K. wurde der Ablagerungsraum der Hallstätter Deckscholle des Windischgarstener Beckens nördlicher eingetragen als derjenige der Hallstätter Deckscholle des Wörschacher Grabens, aber südlicher als der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke (S. 225).

Der Ablagerungsraum der Gesäuseberge

Als Gesäuseberge werden in Übereinstimmung mit AMPFERER 1935 die Gebirgsgruppen der Hallermauern, des Buchsteins und des Tamischbachturms nördlich und des Admonter Reichensteins, des Hochtors und des Lugauer südlich der Enns zusammengefaßt.

Die Hallermauern stimmen faziell gut mit der Warscheneckgruppe überein. Man könnte daher den Ablagerungsraum der Hallermauern als die unmittelbare östliche Fortsetzung desjenigen der Warscheneckgruppe betrachten. In diesem Falle aber käme das Ostende des Ablagerungsraumes der Hallermauern in die nächste Nachbarschaft des St. Gallener

Zinödls (Großreiflinger Scholle) zu liegen, was wegen des bedeutenden Faziesgegensatzes unwahrscheinlich ist. Während die Hallermauern Dachsteinkalkfazies aufweisen, zeigt der St. Gallener Zinödl nach AMPFERER eine fazielle Ähnlichkeit mit dem Maiereck. Ich glaube daher, daß der Ablagerungsraum der Hallermauern um einige *km* [1]) südlicher lag als derjenige der Warscheneckgruppe und jene relativ zur Warscheneckgruppe einen nachgosauischen Schub nach N erlitten haben. Vielleicht könnte man dann das steile N-Fallen der Dachsteinkalke des Pyhrgas (AMPFERER 1926, Fig. 11 u. 12) als die nach N verschobene östliche Fortsetzung der Dachsteinkalke des Grimming betrachten.

Am Lugkogel tauchen die Dachsteinkalke der Hallermauern gegen W axial in die Tiefe. In der „Dr. Vogelgesangklamm" (westlich vom Lugkogel) sind sie noch aufgeschlossen, während auf den Höhen westlich dieser Klamm nur Gosauschichten anstehen, die man wohl mit den Gosauschichten parallelisieren darf, die AMPFERER bei der Hofalmhütte und an einigen anderen Stellen im Hangenden der Dachsteinkalke der Hallermauern einträgt. Das gegen W gerichtete Achsengefälle ergibt sich vor allem daraus, daß die Gosauschichten bis ins Teichltal hinabreichen, obwohl dieses tiefer liegt als die Vogelgesangklamm. Erst jenseits des großen SW—NE streichenden Bruches der „Pyhrnlinie" erheben sich die Dachsteinkalke der Warscheneckgruppe hoch über die Gosauschichten. Wahrscheinlich vollzieht sich dieses Absinken der Dachsteinkalke der Hallermauern gegen W teilweise an Querbrüchen mit gesenktem Westflügel, von denen der eine die Dachsteinkalke des Gr. Pyhrgas von denen des Lugkogels trennt, während der andere westlich der Vogelgesangklamm verläuft. Vielleicht ist der letztere eine Blattverschiebung, welche die Schubmasse der Hallermauern im W begrenzt. Durch den nachgosauischen Vorschub der Bosruckgesteine gegen N wurden die dem Dachsteinkalk der westlichen Fortsetzung der Hallermauern aufgelagerten Gosauschichten wenigstens teilweise von ihrem Untergrunde abgeschürft und mit losgerissenen Trias- und Jurafetzen des Untergrundes verschuppt (AMPFERER 1926, Profil Fig. 13). Wie die Profile 7—10 bei AMPFERER 1926 zeigen, sind die Hallermauern aus einer mittelsteil N-fallenden, aus mächtigem Ramsaudolomit, geringmächtigen Lunzer Schichten, hellem Hauptdolomit (= Dachsteindolomit), geschichtetem Dachsteinkalk und etwas Lias und Aptychenkalk bestehenden Schichtenfolge aufgebaut, die nur sehr wenig im Detail gefaltet ist, so daß der Ablagerungsraum nur wenig breiter als die heutige Gebirgsgruppe angenommen werden muß.

Von dieser die Hauptmasse der Hallermauern bildenden Serie sind zwei weitere tektonische Einheiten abzutrennen:

A. Mit vorgosauischer Reliefüberschiebung ist im Bereiche der Grabneralp eine höhere Decke auf die Haupteinheit der Hallermauern aufgeschoben, welche durch folgende Schichtenfolge ausgezeichnet ist: 1. wohlgeschichteter, dunkler, bituminöser Gutensteiner Kalk des Lärcheckzuges. 2. Raibler Schichten der „Grabneralp-Fazies" (AMPFERER 1935, S. 45). Daß diese Folge nicht derselben tektonischen Einheit angehören

[1]) In der P. K. habe ich den Ablagerungsraum der Hallermauern um 6 *km* südlicher eingetragen als denjenigen der Warscheneckgruppe.

kann wie die Hauptmasse der Hallermauern, ergibt sich aus folgenden Beobachtungen AMPFERERS:

a) Die Gutensteiner Kalke des Lärchecks fallen nicht unter den Ramsaudolomit der Hallermauern ein, der die tieferen Südhänge des Natterriegels bildet, sondern sind zu einer Mulde verbogen, die nach W in die Luft ausstreicht (AMPFERER 1935, S. 88, Fig. 38 und S. 108).

b) Im Südhang des Natterriegels weist der Ramsaudolomit eine sehr große Mächtigkeit auf, unmittelbar angrenzend, am Rabenkogel, Spielkogel und P. 1385 fehlt er gänzlich zwischen Gutensteiner Kalk und Lunzer Schichten (AMPFERER 1935, S. 40, Fig. 14). Ein so plötzliches Auskeilen des Ramsaudolomites ist nicht möglich.

c) AMPFERER beschreibt eine Reliefüberschiebung von Lunzer Sandstein über Obertriaskalke vom Abhang[1]) und Gipfel des Grabnersteins (1935, Fig. 21 und S. 111). Mit dieser Reliefüberschiebung unvereinbar ist allerdings die von AMPFERER in den Profilen 1926, Fig. 9, 1935, Fig. 14 und 21 eingetragene normale Überlagerung der Raibler Schichten der Grabneralpfazies durch die Obertriaskalke der Admonter Warte und des Grabnersteins. Die Raibler Schichten bei der Grabneralpe müssen ebenso wie die am Gipfel des Grabnersteins mit Reliefüberschiebung den Obertriaskalken aufgeschoben sein. Wie die geologische Karte der Gesäuseberge zeigt, sind die Raibler Schichten bei der Grabneralpe von den in Felsen darüber aufsteigenden, mit Hauptdolomit wechsellagernden Dachsteinkalken der Admonter Warte und des Grabnersteins durch Schutthalden getrennt, so daß diese Umdeutung der Profile AMPFERERS nicht durch Beobachtung in der Natur widerlegt werden kann.

Die Grabneralp-Fazies ist der Aflenzer Fazies ähnlich, deren Ablagerungsraum im II. T. S. 57 südlich der Dachsteinkalkfazies, aber nördlicher als die Hallstätter Fazies angenommen wurde. Dieselbe Lage möchte ich auch hier für wahrscheinlich halten.

Wahrscheinlich gehören auch die Massen von Haselgebirge, Rauhwacke und Gutensteiner Kalk, welche nach AMPFERER (1935, Fig. 39 u. S. 113)[2]) dem Ramsaudolomit der Hallermauern aufgeschoben sind, zu derselben Decke wie die Gesteine des Lärcheckzuges und bei der Grabneralpe. Vielleicht gilt dasselbe auch für die in den Profilen bei AMPFERER 1926, Fig. 7 und 8 zur Darstellung gebrachten, von Werfener Schichten begleiteten Kalkschollen, die wohl von oben in den Ramsaudolomit eingefaltete Deckschollen sind.

Die Ablagerungsräume der schon im Maßstab 1 : 25.000 sehr kleinen Klippen der Grabneralpdecke am Grabnerstein und östlich dieses Berges konnten selbstverständlich in der P. K. nicht eingetragen werden.

B. Die Admonter Schuppenzone, auf welche die Gesteine der Hallermauern ebenso wie diejenigen des Bosruck nachgosauisch südvergent aufgeschoben sind. Dazu gehören vor allem die quarzitischen Werfener Schichten des Pleschberges und Leichenberges, aber auch die

[1]) Die Reliefüberschiebung von Raibler Schichten auf Dachsteindolomit bei P. 1539 und am Zillenkogel habe ich im Sommer 1956 besichtigt. Besonders bei P. 1539 sind die dem Dachsteindolomit aufgeschobenen, eine feuchte Wiese verursachenden Raibler Schichten gut aufgeschlossen.

[2]) Die ältere Darstellung AMPFERERS auf Blatt „Admont—Hieflau" und 1926, Fig. 10 weicht von der 1935 gegebenen ab.

darüber liegenden normalen Werfener Schiefer, Rauhwacken und der Dolomit des Dörfelsteins (AMPFERER 1935, Fig. 38). Ob überhaupt etwas von den Werfener Schichten, die an der S-Seite der Hallermauern anstehen, noch in ungestörtem Verband mit dem Ramsaudolomit der Südhänge steht oder ob alles zur Schuppenzone gehört, ist schwer zu entscheiden. Die Grenze konnte daher nur schematisch gezogen werden.

Die Gruppe des Buchsteins und Tamischbachturms ist jetzt die östliche Fortsetzung der Hallermauern. Ich vermute, daß sich unter der SW—NE streichenden, von Moränen erfüllten Senke des Buchauer Sattels eine Schubfläche verbirgt, an der die Masse des Buchsteins gegenüber den Hallermauern um etwa 8 *km* nach N vorgeschoben ist, also der Ablagerungsraum relativ zu dem der Hallermauern um diesen Betrag südlicher lag. Ich schließe dies daraus, daß die Hallermauern eine nordvergente Stirn im Dachsteinkalk zeigen, der Gr. Buchstein aber eine ziemlich flache Lagerung aufweist, so daß die Stirn hier etwas nördlicher gelegen gewesen war und der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Erst am Peterkogel und Wandaukogel bei Lainbach ist die Stirn wieder erhalten und wird von der Enns durchschnitten (AMPFERER 1935, S. 68, Fig. 26).

Nördlich vom Kl. Buchstein wurden die von den zwei merkwürdigen kleinen Klippen der Loosкögel verhüllten Räume eingetragen. Die Ablagerungsräume der Loosкögel aber konnten nicht eingetragen werden, da diese nach AMPFERER (1935, S. 83) „aus der Nähe stammen und umgestülpte Gipfel der alten Gesäuseberge vorstellen" und daher die Ablagerungsräume irgendwo über dem Ramsaudolomit der Buchstein- oder Reichensteingruppe lagen.

Der Südteil der Gebirgsgruppe des Buchsteins und Tamischbachturms wird von der W—E streichenden Gesäuseverwerfung durchschnitten. Der südlich dieser Störung gelegenen Scholle gehören Himbeerstein, Bruckstein und Gstatterstein an. Das Gebiet südlich der Gesäuseverwerfung muß bereits eine vorgosauische Faltung erlitten haben, wie sich aus der von AMPFERER beobachteten diskordanten Lagerung der Gosauschichten des Lauferwaldes ergibt (1935, S. 78, Fig. 34, 35). Daß aber die Gesäusestörung selbst vorgosauisch ist, wie AMPFERER 1935, S. 79, Fig. 36 und S. 125 angibt, scheint mir nur für die Nebenstörung zwischen Liaskalk und Dolomit-Mylonit bewiesen zu sein. Die Hauptstörung zwischen dem Dolomit-Mylonit und dem Dachsteinkalk des Gstattersteins kann auch nachgosauisch wieder in Bewegung gekommen sein. Die Störung am Nordrand der Gosauschichten des Lauferwaldes muß nachgosauisch sein.

Auch die Gebirgsgruppe des Reichensteins gehört überwiegend (Reichenstein, Sparafeld, Kreuzkogel mit Hochplanmauer und Schildmauer) derselben Einheit an wie die Hauptmasse der Hallermauern und der Buchsteingruppe, die als Gesäusedecke bezeichnet werden soll.

AMPFERER hat sich 1926, S. 172—177 für den Aufbau der Buchstein- und Reichensteingruppe aus zwei Decken und für die Zugehörigkeit von Himbeerstein und Bruckstein zur tieferen Decke ausgesprochen. AMPFERER und KOBER (1938) nehmen hier Nordschub an. Ich selbst nahm 1943 und 1951, S. 374 eine südvergente Bewegung und die Zugehörigkeit der genannten Berge zur Admonter Schuppenzone an. Nach dieser Ansicht wären Himbeerstein, Bruckstein und Haindlmauer nicht zwischen Buchstein und Reichenstein, sondern südlich des letzteren sedimentiert worden. AMPFERER

kommt auffallenderweise 1935 nicht mehr auf seine 1926 ausgesprochene Ansicht zurück, daß die drei Berge einer tieferen Decke angehören, widerlegt sie aber nicht ausdrücklich.

Für meine in der „Geologie von Österreich" ausgesprochene Ansicht würde vor allem sprechen, wenn die von AMPFERER 1935 in der geologischen Karte der Gesäuseberge als Dachsteinkalk eingetragenen Kalke des Hellichten Steins und einiger anderen kleinen Kalkvorkommen im vorderen Johnsbachtal, an der Südseite des Ennstales und im Gofergraben wirklich Dachsteinkalk wären. Sie müßten dann als Fenster unter dem Ramsaudolomit betrachtet werden. Bei einer Begehung im Sommer 1956 aber habe ich den Eindruck gewonnen, daß diese Kalke nur unscharf von den umgebenden Ramsaudolomitmassen getrennt sind. Es ist daher viel einfacher, sie als Wettersteinkalk zu betrachten, wie dies AMPFERER 1933 in der geologischen Spezialkarte „Admont—Hieflau" getan hat. Es wären Kalke, die lokal der Dolomitisierung entgangen sind. Es würde „Wilde Dolomitisierung" vorliegen, wie LEBLING diese Erscheinung 1911 genannt hat. Ferner halte ich es für möglich, daß die massigen Kalke der Haindlmauer das stratigraphisch Liegende der sehr deutlich geschichteten, nordfallenden Dachsteinkalke des Himbeersteins sind und somit ein tieferes Niveau vertreten als der Dachsteinkalk. Unter diesen Umständen wäre es nicht mehr so auffallend, daß so nahe unter dem Kalk der Haindlmauer an der Westseite dieses Berges Werfener Schichten liegen.

Nach dieser einfacheren tektonischen Deutung wären die Kalke von Himbeerstein, Bruckstein und Haindlmauer doch zwischen denen des Buchsteins und des Reichensteins sedimentiert. Man müßte nur annehmen, daß die Riff-Fazies, die in den Weißenbachmauern an der Südseite der Warscheneckgruppe auftritt (GEYER 1913, S. 289) von W her zwischen der durch das Auftreten von Raibler Schichten ausgezeichneten typischen Gesäusefazies des Buchsteins und des Reichensteins bis in die Gegend der Mündung des Johnsbachtales reicht.

Am Nordrand und Westrand der Reichensteingruppe treten Gesteinsmassen auf, welche zur Admonter Schuppenzone gerechnet werden müssen. Dazu gehören der Ramsaudolomit und Dachsteinkalk (?) unter und ober „Sandboden" im Nordhang des Lärchkogels und beiderseits des Gaisentaler Grabens (AMPFERER 1935, S. 135, Fig. 59). Vielleicht (?) darf man auch das Dachsteinkalkband dazurechnen, welches am Fuße des Sparafelds bis ins Bärenkar zieht und vom Ramsaudolomit des Sparafelds durch Haselgebirge getrennt ist.

Besonders schön ist die Überschiebung der Gesäusedecke auf Gosauschichten der Admonter Schuppenzone bei der Scheiblegger Niederalm aufgeschlossen (AMPFERER 1926, S. 175; 1935, S. 35, Abb. 12 und S. 114). Es ist dies ein wichtiger Beweis für das nachgosauische Alter der Überschiebung der Gesäusedecke über die Admonter Schuppenzone. Die stratigraphische Unterlage dieser Gosauschichten bildet Ramsaudolomit mit einer dünnen Auflagerung von Reiflinger Kalk (Hornsteinkalk mit Brachiopoden). Ferner gehören wohl zur Admonter Schuppenzone die lebhaft gefalteten Liasfleckenmergel und Crinoiden- und Hornsteinkalke des höheren Jura südlich der Schildmauer (AMPFERER 1926, S. 176; 1935, S. 69, Fig. 28) und die wahrscheinlich direkt auf Werfener Schichten

liegenden Gosauschichten SW der Bockmayeralm. Der Hauptbestandteil der Admonter Schuppenzone sind aber die mächtigen Werfener Schichten am Nordfuß der Reichensteingruppe.

Wir müssen uns vorstellen, daß im Bereiche der Admonter Schuppenzone schon vor Ablagerung der Gosauschichten eine weitgehende Abtragung erfolgte, welche nur an wenigen Stellen (z. B. Dörfelstein, Scheiblegger Niederalpe) noch etwas Ramsaudolomit übrig ließ, aber an den meisten Stellen die Triasdolomite und -kalke gänzlich entfernte und nur die Werfener Schichten übrig ließ, so daß bei der Bockmayeralm die Gosauschichten unmittelbar über Werfener Schichten transgredieren. Dadurch entstand südlich der mächtigen, zusammenhängenden Kalk- und Dolomitplatte der späteren Gesäuseberge eine Schwächezone, welche nachgosauisch (in der Laramischen Phase?) ganz ähnlich wie die Werfener Schuppenzone an der Südseite des Tennen- und Dachsteingebirges ohne größeren Widerstand von der Kalk- und Dolomitplatte südvergent überschoben werden konnte (Kerbwirkung).

Das Fehlen der Trias zwischen dem Werfener (II. T., S. 42—49) und dem Admonter Anteil der Schuppenzone ist wohl darauf zurückzuführen, daß zwischen Gröbming und Weißenbach bei Liezen die oberkretazische Erosion die ganze Trias abgetragen hatte, bevor die südvergente Überschiebung der Kalkalpen eintrat, so daß diese unmittelbar über Gesteine der Grauwackenzone erfolgte.

Auch an der Südseite der Reichensteingruppe liegt ein schmaler, zum großen Teil von Moräne und Schutt verhüllter Streifen von Werfener Schichten. Hier ist der tektonische Kontakt mit den Triasgesteinen im Hangenden weniger klar, da meist die Werfener Schichten von Ramsaudolmit überlagert werden. Aber auch an solchen Stellen, z. B. am Südfuß des Sparafelds und des Reichensteins, zeichnet AMPFERER in der geologischen Karte der Gesäuseberge (1 : 25.000) die Grenze als tektonische Linie. Viel eindrucksvoller ist der tektonische Kontakt an der Südseite der Hochtor- und Lugauergruppe. Das zeigt deutlich das Profil bei AMPFERER 1935, Fig. 66 und ist auch in dem Übersichtsprofil Fig. 40 dargestellt. Ich möchte daher die Werfener Schichten an der Südseite der Reichenstein- und Hochtorgruppe samt dem schmalen Streifen von Dachsteinkalk und Lias beim Ebner auch zur Admonter Schuppenzone rechnen. Dasselbe gilt wohl auch für die Werfener Schichten südlich vom Stanglkogl. Erst vom Kaiserschild an, auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz", sind die Werfener Schichten an der Südseite der Hochschwabgruppe mit den darüber liegenden Mitteltriasgesteinen normal stratigraphisch verbunden. Hier ist also die Admonter Schuppenzone endgültig zu Ende.

Es wäre auch denkbar, daß die in der P. K. mit einer Punktlinie bezeichnete Grenze zwischen den Werfener Schichten und der Mitteltrias an der Südseite der Hochschwabgruppe eine südvergente Schubfläche ist und somit die breite Zone von Werfener Schichten als die östliche Fortsetzung der Admonter Schuppenzone betrachtet werden muß. Dagegen aber spricht der fast überall zu beobachtende normale stratigraphische Verband zwischen den Werfener Schichten und dem Gutensteiner Kalk.

Die Gebirgsgruppe des Hochtors und des Lugauer gehört auch vorwiegend der Gesäusedecke an. Im Südteil liegt über der Gesäusedecke die Hüpflinger Decke. Die Verschmälerung der Triasplatte der Gesäusedecke durch Faltung ist sehr gering. Wenn man die Faltung in dem Gesamtprofil

bei AMPFERER 1935, S. 95, Fig. 40 ausglättet, zeigt es sich, daß der Ablagerungsraum nur um 10% breiter war als das heutige Gebirge. In NW—SE-Richtung ist der Zusammenschub auf der Strecke: Kummerbrücke—Lugauer nur dadurch etwas größer, daß die Dachsteinkalke des Lugauer steil aufgerichtet sind (AMPFERER 1935, S. 154, Fig. 72). In dieser Richtung dürfte der Ablagerungsraum etwa um 1 *km* breiter gewesen sein als das heutige Gebirge.

Die Hüpflinger Decke ist in einer großen und in einer sehr kleinen Deckscholle erhalten. Die große Deckscholle erstreckt sich von der Hagelmauer westlich des Johnsbachtales über Gamsstein, Stadelfeldschneid und Hochhäusl bis zur Hüpflinger Alm und hat somit eine Länge von 8·5 *km* (AMPFERER 1935, S. 12), die kleine bildet den Rotofen SE der Heßhütte. Die Fazies der Hüpflinger Decke ist der Grabneralpfazies (S. 232) ähnlich (Fehlen des Ramsaudolomits, mächtige Lunzer Schichten), die Ähnlichkeit mit der Aflenzer Fazies an der Bürgeralpe bei Aflenz (SPENGLER 1920) ist noch größer als bei der Grabneralpfazies (Reiflinger Kalk, Wechsellagerung von Reingrabner Schiefern mit Kalkbänken, Hornsteinkalke über den Lunzer Schichten). Wahrscheinlich sind also Grabneralpfazies und Hüpflinger Fazies Teile derselben Decke. Der Ablagerungsraum dieser Decke dürfte etwas südlicher gelegen gewesen sein als der der Admonter Schuppenzone. Dafür sprechen fazielle Gründe. Für die Grabneralp- und Hüpflinger Fazies bezeichnend ist das Fehlen des Ramsaudolomits, in der Admonter Schuppenzone aber ist Ramsaudolomit vorhanden, wie die Profile des Dörfelsteins (AMPFERER 1935, S. 88, Fig. 38) und der Scheiblegger Niederalpe (AMPFERER 1935, S. 35, Fig. 12) zeigen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Gesteine der Admonter Schuppenzone unmittelbar südlich der gleichfalls durch mächtigen Ramsaudolomit ausgezeichneten Fazies der Gesäusedecke abgelagert wurden. Dadurch ergibt sich für die Grabneralp-Hüpflinger Decke eine Mindestschubweite von 14 *km*.

Würde man die Grabneralp-Hüpflinger Decke als einen Bestandteil der Hallstätter Decke betrachten, so käme ihr Ablagerungsraum südlicher zu liegen als derjenige der Deckscholle des Windischgarstener Beckens. Das ist aber aus faziellen Gründen wenig wahrscheinlich, da bei Aflenz (SPENGLER 1920) die Aflenzer Fazies unmittelbar südlich an die Riff-Fazies des Hochschwabs anschließt. Ich glaube daher, daß die Grabneralp-Hüpflinger Decke nördlicher beheimatet ist als die Hallstätter Decke und unter dieser vorgosauisch nach Norden mitgeschleppt wurden.

Der Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle

AMPFERER hat bei der Neuaufnahme des Blattes „Admont—Hieflau" erkannt, daß das Gebirgsstück, welches im N von der Linie: Platzl[1]) im Laussatal—Altenmarkt—Hals—Mayerhütten—Mendling, im W von der Linie: Eisenzieher—St. Gallen—Weißenbach—Platzl, im S von der Linie: Eisenzieher—Weberalm—Bhf. Landl, im SE von der Linie: Bhf. Landl—Palfau—Mendling begrenzt ist, einen Fremdkörper, und zwar eine Deckscholle darstellt (1931, S. 240), die selbst aus zwei Schubmassen besteht, einer tieferen, hauptsächlich aus Untertrias aufgebauten, und einer höheren,

[1]) Etwa 1 *km* oberhalb der Mündung des Laussabaches in die Enns.

aus Mittel- und Obertrias bestehenden Schubmasse. AMPFERER bezeichnet in den tektonischen Kartenskizzen 1931, Fig. 40 und 44 die untere Schubmasse mit schwarzem Aufdruck, die obere als „Insel". Außerdem glaubt AMPFERER (1931, S. 282—284), daß der Zinödl (bei St. Gallen) und der Hainbachstein (bei Altenmarkt) nicht ursprünglich zur Insel gehörten, sondern ersterer vom Maiereckzug und letzterer vom Gamssteinzug bei dem Einschub der Insel abgerissen und dabei um 90° gedreht wurden.

TRAUTH hat diesem ganzen Fremdkörper den Namen: „Großreiflinger Scholle" gegeben und mit Recht darauf hingewiesen, daß diese Scholle typische Lunzer Fazies aufweist und daß es daher sehr unwahrscheinlich ist, daß sie aus dem Raum südlich der Gesäuseberge stammt. TRAUTH betrachtet daher im Gegensatz zu AMPFERER die Großreiflinger Scholle als parautochthon (1936, S. 507—509). Ich selbst habe mich 1951 (S. 372) im wesentlichen dem Standpunkt von TRAUTH angeschlossen.

1954 hat sich A. THURNER, 1955 H. BRANDAUER mit der tektonischen Stellung der Großreiflinger Scholle [1]) beschäftigt. THURNER betont mit Recht, daß die Werfener Schichten der Großreiflinger Scholle mit der höheren Trias in tektonischem Verbande stehen und Reste der vorgosauischen Juvavischen Schubmasse sind. Bezüglich der Mittel- und Obertrias, also der „Insel", lehnt THURNER ebenso wie TRAUTH die Deckennatur ab: „Die Reiflinger Scholle ist also kein Fremdkörper, keine höhere Schubmasse, sondern eine anders geteilte Lunzer und Ötscherschubmasse" (1954, S. 189). Die Entstehung der Scholle versetzt er — meiner Ansicht nach ebenfalls mit Recht — in die Savische Phase. THURNER rechnet im Gegensatze zu AMPFERER die gegen NE gerichtete Spitze vom Waidtal bis Mendling nicht mehr zur Großreiflinger Scholle, wodurch diese die Gestalt eines sehr regelmäßigen Rhomboides bekommt (Taf. XIII, Abb. 1). Trotzdem möchte ich in diesem Punkte THURNER nicht folgen, da nach der Geol. Spezialkarte Haselgebirge, Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten beiderseits des Waidtales offenbar zusammengehören.

Den Einwänden, welche BRANDAUER gegen AMPFERERS Deutung der Großreiflinger Scholle anführt, kann ich mich vollständig anschließen.

Die Abwicklung hat nun vor allem ergeben, daß zwischen den Ablagerungsräumen des Maiereckzuges und der Gesäusedecke reichlich Platz für den Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle ist und es daher schon aus diesem Grunde nicht nötig ist, sich der Hypothese AMPFERERS anzuschließen, daß die Großreiflinger Scholle als Decke über die Gesäusetrias herübergeschoben wurde. Hat es sich doch ergeben, daß das SE-Ende des Ablagerungsraumes des Maiereckzuges und das Ostende desjenigen der Hallermauern vor der Orogenese etwa 22 *km* von einander entfernt waren, während die heutige Entfernung kaum 1 *km* beträgt. An eine nähere Nachbarschaft der Ablagerungsräume des Maierecks und des Zinödl glaube ich nicht, sondern an einen schon ursprünglichen Zusammenhang des Zinödl mit der Hauptmasse der Großreiflinger Scholle. Stellt sich doch der Zug von Lunzer Schichten an der Ostseite des Zinödl genau in die Streichungsrichtung des westlichen Astes der Lunzer Schichten der Pflegeralm ein und

[1]) THURNER spricht von „Reiflinger Scholle". Der Ausdruck „Großreiflinger Scholle" ist aber genauer, da der bekannte Eisenbahnknotenpunkt Klein-Reifling nicht im Bereiche der Scholle liegt.

auch die Hauptdolomitmassen beiderseits des Erbgrabens liegen einander genau gegenüber. Dem Umstand, daß statt des Wettersteinkalkes im Nordteil des Zinödl nördlich des Erbgrabens Reiflinger Kalk auftritt, möchte ich nicht allzuviel Bedeutung beimessen. Denn kleine Wettersteinkalkriffe können auf sehr kurzer Strecke auskeilen bzw. durch Hornsteinknollenkalk ersetzt werden. Der schmale Streifen von Jurakalk, Hauptdolomit und Gosauschichten am SW-Fuß des Zinödl, (genauer dargestellt von AMPFERER 1931 in der geolog. Karte des Zinödl Fig. 39) hat meines Erachtens nichts mit der Großreiflinger Scholle zu tun, sondern kann als südliche Fortsetzung derselben Gesteine betrachtet werden, die am E-Abhang der Teufelskirche gegen St. Gallen anstehen (ROSENBERG 1958). Die Gosauschichten an der W-Seite des Zinödl wären daher eigentlich das südliche Ende des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen.

Hingegen kommt der Ablagerungsraum des Hainbachsteins wirklich in die westliche Fortsetzung desjenigen des Gamssteins zu liegen. Die Überschiebung der Großreiflinger Scholle auf den Gamssteinzug weist einige bemerkenswerte Eigentümlichkeiten auf. Vor allem kann die Schubweite nicht ganz gering sein. Das ergibt sich: 1. aus dem beträchtlichen Faziesunterschied: der Gamssteinzug weist Wettersteinkalk, die Großreiflinger Scholle hingegen nur Gutensteiner und Reiflinger Kalk, dafür aber viel mächtigere Lunzer Schichten auf (AMPFERER 1931, S. 279). 2. Die Großreiflinger Scholle ist auf den gegen N überkippten N-Schenkel des Gamssteingewölbes aufgeschoben (AMPFERER 1931, Fig. 25 a). Es muß daher zwischen den Ablagerungsräumen des Gamssteins und der Großreiflinger Scholle noch derjenige des normal gelagerten Südschenkels des Gamssteinsattels liegen, in dem sich wohl der Faziesübergang vollzieht. Von Altenmarkt bis Palfau fallen die Gesteine der Großreiflinger Scholle und wohl auch die Überschiebungsfläche im allgemeinen gegen S ein (AMPFERER 1931, Fig. 25 a, b und Fig. 36), östlich von Palfau hingegen ist die Überschiebungsfläche nachträglich gegen S überkippt (AMPFERER 1931, Fig. 24) oder steht saiger (SPENGLER 1922, S. 173, Profil IX).

Wie sich aus meiner P. K. ergibt, hat die NW-Ecke des Haidach bei Weißenbach einen Schub von 11 *km* gegen N ausgeführt. Gegen E nimmt die Schubweite bis zum Hals rasch auf etwa 2·5 *km* ab und verkleinert sich am Ostende der Scholle auf etwa 2 *km*. Diese rasche Abnahme der Schubweite im Streichen ist nur dadurch verständlich, daß eigentlich die durch starke Kompression in W—E-Richtung ausgezeichneten Weyrer Bögen unter die Großreiflinger Scholle unterschoben wurden, wobei Faltung der Weyrer Bögen und Unterschiebung gleichzeitig erfolgten. Man kann es auch so ausdrücken, daß sich die Großreiflinger Scholle als starre Gesteinsmasse verhalten hat, welche sich der starken Faltung der Weyrer Bögen (S. 240) entzogen hat und daher zu einer eigenen Schubmasse wurde. Dadurch wird die Bildung der Großreiflinger Scholle mit der Entstehung der nördlich angrenzenden Weyrer Bögen kausal verknüpft. Da die Mulden der Weyrer Bögen Oberkreide in ihren Kernen führen, muß auch die Großreiflinger Scholle nachgosauisch entstanden sein. Durch ihr Vordringen wurden die Gosauschichten nördlich von St. Gallen, westlich von Weißenbach und bei Goltl östlich vom Hainbachstein in Falten gelegt.

Die den Rand der Großreiflinger Scholle bildenden Massen von Werfener Schiefer und Haselgebirge gehören wohl ebenso wie dieselben Gesteine in dem

westlich angrenzenden Gebiete der vorgosauischen Hallstätter Decke an, denn sie stehen weder mit den Gesteinen der Großreiflinger Scholle noch mit denen ihres Untergrundes in stratigraphischem Verband. Die längs des Tales von St. Gallen, bei Altenmarkt, am Südfuß des Gamssteins und westlich von Landl anstehenden Werfener Schichten und Haselgebirgstone liegen unter der Großreiflinger Scholle, der im S verlaufende Zug: Schwarzsattel—Jodlbauerhütte—Ennstal unterhalb Lainbach liegt auf dem Hauptdolomit der Großreiflinger Scholle. Da es möglich ist, daß sich Teile der Hallstätter Decke unter der Großreiflinger Scholle verbergen, wurde im Ablagerungsgebiet der Hallstätter Decke ein Raum von der Gestalt der heutigen Großreiflinger Scholle mit der Signatur VII bezeichnet.

Der Ablagerungsraum der Weyrer Bögen

Das vielleicht schwierigste Abwicklungsproblem im Bereiche der ganzen Nördlichen Kalkalpen bietet das Gebiet der Weyrer Bögen, weil sich hier die Vergenz der Falten von SW über W und NW bis N dreht. Man könnte den Weyrer Bogen beinahe ein kleines Abbild des großen Gesamtbogens der Alpen nennen. Die Weyrer Bögen haben durch G. GEYER eine vorzügliche Beschreibung (1909, S. 85—99) und kartographische Darstellung auf Blatt „Weyer" erfahren. A. SPITZ zeigte dann, daß die Faltung westlich des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen älter ist als diejenige der Weyrer Bögen und daß die Hauptdolomitzone von Neustift auf die von W heranstreichenden Faltenzüge aufgeschoben ist (1916, S. 39, Kärtchen der Scharung südlich des Buch-Denkmals), was durch die Untersuchungen von H. LÖGTERS (1937) vollständig bestätigt wurde. Eine weitere Klärung der Weyrer Bögen haben die Untersuchungen von ROSENBERG (1955, 1957) gebracht.

Eine besondere Schwierigkeit in der Darstellung des Ablagerungsraumes der Weyrer Bögen ergibt sich aus folgender Tatsache: Der durch den Oberkreidestreifen Großraming—St. Gallen verhüllte Streifen von Trias-Jura-Neokom-Gesteinen erscheint in der P. K. um 11 *km* länger als der Oberkreidestreifen in der geol. Karte [1]), da die im Untergrunde der Oberkreide liegenden älteren Gesteine vorgosauisch mit W—E streichender Achse lebhaft gefaltet sind und diese Faltung ausgeglättet werden mußte. Daher war zur Zeit der Gosau der Raum in N—S-Richtung schon auf die heutige Länge verkürzt. Die östlich an den Oberkreidestreifen angrenzenden Gesteine zeigen aber nur N—S streichende Falten und waren daher in N—S-Richtung vor der Faltung nicht ausgedehnter als heute. Infolgedessen lagen die heute beiderseits des Oberkreidestreifens einander gegenüberliegenden Trias-Jura-Neokom-Gesteine in der Geosynklinale nicht in derselben geographischen Breite, und zwar reichten die Gesteine des östlichen Gebietes nicht so weit nach N wie diejenigen des westlichen.

[1]) Bei der Konstruktion der Westgrenze des jetzt durch den Oberkreidestreifen Großraming—St. Gallen verhüllten Teiles des Ablagerungsraumes wurde meist die Karte von LÖGTERS, nur in dem Raume östlich des Prefingkogels diejenige von RUTTNER (1957) benützt. Doch mußten die Zacken dieser Grenzlinie in N—S-Richtung mehr oder minder verbreitert werden, da es sich ja um den Zustand vor der Faltung des voroberkretazischen Grundgebirges handelt.

Da die nachgosauisch mit S—N-Achse gefalteten Ostgebiete keine Anzeichen einer vorgosauischen Faltung mit W—E-Achse zeigen, muß unterhalb des Oberkreidestreifens verborgen die Ostgrenze des vorgosauisch mit W—E-Achse gefalteten Raumes liegen, die vielleicht die Gestalt einer N—S streichenden vorgosauischen Blattverschiebung hat.

Man könnte bei Betrachtung des Kartenbildes denken, daß die jetzt S—N streichenden Falten ursprünglich ein W—E-Streichen besaßen und erst nachträglich um einen südlich von St. Gallen gelegenen Drehpunkt in der dem Uhrzeiger entgegengesetzten Richtung in ihre heutige Lage gedreht wurden, und zwar um einen Winkel von mehr als 90°. Eine derartige Annahme führt aber beim Versuch einer Rückgängigmachung dieser Bewegung zu so ungeheuerlichen, die ganzen Kalkalpen betreffenden Ergebnissen, daß ich eine derartige Annahme ablehnen muß, wobei ich aber eine Drehung um einen kleinen Winkel für sehr wahrscheinlich halte (siehe unten!).

Die Ostgrenze des Oberkreidestreifens Großraming—St. Gallen ist überall eine Überschiebung. Vom Faltrionkogel gegen N ist es eine Überschiebung von mit oberkarnischen Rauhwacken beginnendem Hauptdolomit über Oberkreide (siehe Bl. „Weyer" und die geologische Karte der Weyrer Bögen samt Profilen von LÖGTERS). Weiter im S scheint nach Bl. „Weyer" und LÖGTERS Karte und Profilen 2—4 der Oberkreidestreifen einen Muldenbau zu besitzen. Nach RUTTNER (1957, S. 223) und ROSENBERG (1957) aber liegt auch hier keine Mulde vor, sondern ein gegen E geneigtes Schichtpaket, welches im E von der Frankenfelser Decke überschoben wird.

Auch südlich des Laussatales ist die Ostgrenze des Gosaustreifens eine Überschiebungsfläche (AMPFERER 1931, S. 271—274).

Versucht man nun, die Faltenzüge der Weyrer Bögen, deren Streichrichtung im S gegen NW gerichtet ist und sich stetig über N und NE nach E dreht, auszuglätten, ohne eine nachträgliche Krümmung anzunehmen, so erweist sich das aus geometrischen Gründen als unmöglich. Betrachtet man nämlich den Außenrand der Weyrer Bögen von St. Gallen bis Waidhofen, so hat dieser fast genau die Gestalt eines Kreisbogens, dessen Mittelpunkt im Ybbstal etwas nördlich von Gr. Hollenstein gelegen ist. Durch einen gegen das Zentrum des Kreises (oder vom Zentrum ausgehenden) Druck können die Gesteine nicht in konzentrische Falten gelegt werden, da der durch das Streichen der Falten bezeichnete Kreis kleiner (bzw. größer) sein müßte als die kreisförmige Begrenzung des ungefalteten Sedimentes. Es müßten daher auch in radialer Richtung streichende Störungen auftreten, und zwar, wenn der Druck gegen das Zentrum gerichtet ist, radial streichende Falten oder, wenn der Druck vom Zentrum nach außen gerichtet war, radial streichende Risse.

Da solche Radialstörungen nicht vorhanden sind, ist die Bildung der bogenförmig verlaufenden Falten nur möglich, wenn 1. eine leichte nachträgliche Krümmung der vorher gerade verlaufenen Falten erfolgte und 2. wenn die Streichrichtungen der Falten schon ursprünglich nicht parallel waren, sondern gegen NE divergierten. Daß letzteres der Fall ist, ergibt sich schon daraus, daß die Streichungsrichtungen der einzelnen Falten keine konzentrischen Bögen bilden, sondern daß die Krümmung der Faltenzüge, je weiter wir von außen gegen innen fortschreiten, immer flacher wird (GEYER 1909, S. 87, 88). So gehört der Kreisbogen, der durch den Außenrand

des Alpkogelzuges gebildet wird, nicht mehr zu dem Zentrum nördlich von Gr. Hollenstein, sondern zu einem Kreis, dessen Zentrum im Sandgraben etwa bei Kl. Bromau liegt. Der Bogen der „Weyrer Linie" (GEYER 1909, S. 91) weist einen noch größeren Krümmungsradius auf; denn das Zentrum dieses Kreises liegt etwa 2 *km* SE des Dorfes Lassing (auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz"). Die nächste tektonische Linie, die Zone der Oisbergmulde, verläuft aus der Gegend des Alpel (Blatt „Gaming—Mariazell") 13 *km* ganz gerade (Streichen 60°) bis zum Jägerhaus „Waldhütte", besitzt hier einen schwachen Knick, dann folgt beim Sattlhacker ein zweiter schwacher Knick, und von hier verläuft die Linie durch 6 *km* bis zu ihrem Ende bei Platzl im Laussatale abermals ganz gerade (Streichen 40°). Der innersten Linie, der Königsberg—Voralpe-Mulde, fehlen auch diese schwachen Knicke, sie verläuft ganz gerade (Streichen 60°). Ferner ist zu erkennen, daß sich die einzelnen Bögen an einem Punkt fast vereinigen. Diesen Punkt hat SPITZ (1916, S. 41) den „Knoten von St. Gallen", AMPFERER (1931, S. 239) noch bezeichnender „Wirbelzentrum von Altenmarkt—St. Gallen" genannt. Die Weyrer Bögen lassen sich dann am besten abwickeln, wenn man annimmt, daß zuerst gerade, nicht parallele, vorgosauische Faltenzüge entstanden, die nachgosauisch um das Wirbelzentrum etwas gedreht und dabei an einzelnen Stellen geknickt wurden.

Um diese nachträgliche Drehung bzw. Knickung der Faltenzüge zu berücksichtigen, habe ich z. B. den Ablagerungsraum der Oisbergmulde in der P. K. so dargestellt, daß die gerade Verbindungslinie der Ablagerungsorte des Wasserkopfs—Saugrabenspitz—Platzl im vord. Laussatal einen Winkel von nur 20° mit der W—E-Richtung bildet, so daß durch die Orogenese diese Linie auf der Strecke Alpel—Waldhütte um etwa 10°, von Waldhütte bis Sattlhacker um etwa 20°, auf der Strecke Sattlhacker—Platzl um etwa 30° in der dem Uhrzeiger entgegengesetzten Richtung gedreht wurde.

Das gilt aber nicht für die der Frankenfelser Decke angehörigen äußersten Bögen, wo die erst der tertiären Orogenese angehörigen Faltenzüge schon ursprünglich bogenförmig angelegt wurden.

Der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke

Östlich des Oberkreidestreifens Großraming—St. Gallen beginnt der niederösterreichische Typus des kalkalpinen Deckenbaues (SPITZ 1916, S. 41), den KOBER (1912) als erster beschrieben hat.

Als Grenze zwischen der Frankenfelser Decke und der Lunzer Decke im Bereiche der Weyrer Bögen betrachtet KOBER (1912, S. 361) die Weyrer Linie GEYERS (1909, S. 91). TRAUTH hingegen hält 1921 (S. 229, 264 und Taf. IV) eine nördlich des Stubauberges und an der Westseite des Alpkogels verlaufende Linie für die Grenze zwischen der Frankenfelser und der Lunzer Decke. Da aber TRAUTH in einer späteren Arbeit (1936, S. 500, Taf. I) die Kobersche Trennung zwischen der Frankenfelser und der Lunzer Decke angenommen hat, habe ich mich 1943 und 1951, S. 370, auch der Ansicht angeschlossen, daß die Weyrer Linie in ihrer ganzen Erstreckung die Grenze zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke ist. Neue Unter-

suchungen von G. ROSENBERG (1955 a) aber haben gezeigt, daß doch die 1921 von TRAUTH angegebene Linie als Grenze zwischen beiden Decken betrachtet werden muß. Von der in der tektonischen Karte Fig. 3 bei GEYER (1909, S. 86) mit d bezeichneten Weyrer Linie bildet nur der nordöstliche Teil zwischen dem Ybbstal und dem Neudorfbach (N Weyer) den Ausbiß der Überschiebungsfläche an der Basis der Lunzer Decke [1]). Vom Neudorfbach an zieht die Deckengrenze gegen W (Geol. Karte bei ROSENBERG 1955 a, Taf. 1), folgt dann der Grenze zwischen der Kreide der Innbachmulde und dem Hauptdolomit und Jura des Stubauberges (ROSENBERG S. 532). SW des Ennstales ist nach GEYERS Profil V und nach ROSENBERG S. 539 zwischen der schon der Lunzer Decke angehörigen W-vergenten Antiklinale des Ennsberges und Alpkogels und der schon der Frankenfelser Decke angehörigen Jura-Kreide-Mulde westlich des Alpkogelzuges keine Überschiebungsfläche nachweisbar, so daß hier in der inversen Schichtenfolge des Mittelschenkels der Lunzer Decke wahrscheinlich ein fast [2]) ungestörter stratigraphischer Verband vorhanden ist (TRAUTH 1921, S. 264). Der Ablagerungsraum des jetzt unter der Lunzer Decke verborgenen Teiles der Frankenfelser Decke wurde daher am Westende nur sehr schmal gezeichnet. Aber schon bei Gaflenz dürfte die Schubweite der Lunzer Decke mindestens 6 *km* betragen. Dadurch ergibt sich auch ein Raum für den Faziesübergang: in der Lunzer Decke sind die Lunzer und Opponitzer Schichten sowie der Hauptdolomit sehr viel mächtiger als in der Frankenfelser Decke.

Die von TRAUTH (1921) und von ROSENBERG (1955 a) angegebene Linie hat als Deckengrenze folgende Vorteile gegenüber der Weyrer Linie: 1. Die Fazies der Gebirgsgruppe des Alpkogels und Stubauberges (mächtiger Wettersteinkalk, Hirlatzkalk) spricht für Zugehörigkeit zur Lunzer Decke. 2. Die Deckengrenze läßt sich bis an die Gosauzone Großraming—St. Gallen verfolgen, während die Weyrer Linie im südlichen Teile des Blattes Weyer innerhalb einer einheitlichen Triasmasse endet (GEYER 1909, S. 92).

Ferner konnte ROSENBERG (1957) in einer sehr gründlichen und interessanten Arbeit nachweisen, daß sich die Frankenfelser Decke an der Ostseite der Gosauzone Großraming—St. Gallen bis in den Raum südlich von St. Gallen verfolgen läßt. Südlich des Laussatales ist sie allerdings nur in Form einer ganz dünnen Jurakalkschuppe sichtbar. ROSENBERG macht keine Angaben über die Schubweite der beiden W-vergenten Schubflächen im Bereiche des Südteiles der Weyrer Bögen: der Frankenfelser Decke über die Gosauzone und der Lunzer Decke über die Frankenfelser Decke. Ich habe für beide Überschiebungen nur sehr geringe Schubweiten angenommen, da sich sonst die Schwierigkeit, im Südteil der Kalkalpen ein Äquivalent für den E—W-Zusammenschub des Südendes der Weyrer Bögen zu finden, steigert. Der Ablagerungsraum des unter der Lunzer Decke verborgenen Teiles der Frankenfelser Decke wurde daher hier nur 1—2 *km* breit angenommen. Auch den Ablagerungsraum des südlichen Teiles der Franken-

---

[1]) Der südliche Teil der Weyrer Linie vom Neudorfbach über Kl. Reifling bis in den Raum östlich des Bodenwiesberges ist eine steile W-vergente Schubfläche innerhalb der Lunzer Decke (siehe S. 251).

[2]) Die von GEYER in Profil V im Westhang des Almkogels eingetragene Schubfläche scheint ganz lokal zu sein.

felser Decke habe ich nur unwesentlich breiter als die heutige Frankenfelser Decke in der Karte bei ROSENBERG (1957, S. 216) gezeichnet [1]).

Wenn es aber doch notwendig ist, mit Rücksicht auf den Faziesunterschied, der zwischen der Reichraminger Zone und dem Südzipfel der Frankenfelser Decke besteht, der Überschiebung der letzteren über die Gosauzone Großraming—St. Gallen eine größere Schubweite zuzuerkennen, wäre man genötigt, als Äquivalent dieser E—W-Raumverkürzung im N eine entsprechende Raumverkürzung im S, im Bereiche der Gesäuseberge, anzunehmen. Am ehesten käme da ein Westschub des Gr. Buchstein über das Ostende der Hallermauern in Betracht.

Wie sich aus der P. K. ergibt, lag der Ablagerungsraum des Westendes der Frankenfelser Decke wesentlich südlicher als derjenige der Ternberger Zone. Der Frankenfels-Ternberger Faziesraum bildete offenbar schon in der Geosynklinale im Bereiche des Gamssteins und Hechenberges einen gegen S gerichteten Vorsprung. Daß hier nur ein seitlicher Deckenanschnitt vorliegt, ist wegen der gleichmäßigen Drehung der Vergenz von N über NW, W bis WSW unmöglich. Vielleicht war dieser Vorsprung des geringmächtigen Frankenfelser Faziesraumes gegen S mitbestimmend für die Entstehung der gewaltigen Querstruktur.

Die Frankenfelser Decke weist in dem Raume zwischen dem SW-Ende der Decke und Waidhofen einen sehr lebhaften Faltenbau auf. Die Ausglättung dieser Falten mit Hilfe der Profile bei GEYER 1909 (Taf. II), ABERER 1951 und TRAUTH 1954 ergab, daß der Ablagerungsraum wesentlich breiter war als die heutige Zone.

Profile:	Vor der Orogenese:	Jetzt:
GEYER V: Gamsstein	6 *km*	3 *km*
GEYER III: Neustiftgraben—Innbach	10 *km* (?)	5·6 *km*
ABERER I: südl. Neustift—Scheinoldstein	9 *km*	5·5 *km*
GEYER II und ABERER II: Spindeleben [2])	7·5 *km*	3·5 *km*
GEYER I: Rettenberg	5 *km*	3·2 *km*
TRAUTH S. 122: Buchenberg bei Waidhofen	3·5 *km*	1·5 *km*
TRAUTH (geol. Karte): Ybbstal bei Gstadt	1·5 *km*	1 *km*

In dem Raume zwischen dem Waidhofener Bach und der Ybbs weicht die von TRAUTH 1954 veröffentlichte „Geologische Karte des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl bei Gstadt" von GEYERS Blatt „Weyer" ab. Nach TRAUTH (1954, S. 125) sind südlich vom Hauptdolomit des Buchenberges zwei durch Hauptdolomit getrennte Mulden in der Frankenfelser Decke vorhanden, die Untergrasberg- und die Obergrasbergmulde. Die östliche Fortsetzung des Hauptdolomites des Buchenberges ist am rechten Ybbsufer abgetragen, nur der beide Mulden trennende Hauptdolomit quert das Ybbstal bei Gstadt.

---

[1]) Es ist schade, daß ROSENBERG kein Profil durch die Frankenfelser Decke zeichnet, aus dem das Ausmaß des Zusammenschubs durch die Faltung zu erkennen ist, und daß seine Karte nicht wenigstens bis zum Faltrionkogel nach N reicht. Der Ablagerungsraum dieses Teiles der Frankenfelser Decke mußte daher schematisch eingetragen werden.

[2]) Bei den Profilen durch die Spindeleben und den Rettenberg wurden GEYERS Posidonomyenmergel nach ABERER S. 15 als Neokom betrachtet und zur Frankenfelser Decke gerechnet.

Zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des östlich der Ybbs gelegenen Abschnittes der Frankenfelser Decke wurde in erster Linie die Karte von TRAUTH (1921, Taf. IV) benützt. Die zahlreichen, im Raume von Ybbsitz der zusammenhängenden Frankenfelser Decke vorgelagerten Deckschollenklippen (TRAUTH 1921, S. 145, 225; 1954, S. 119) beweisen, daß die Frankenfelser Decke einst mindestens bis zum Urlbachtal gereicht hat, aber der größte Teil der Decke der Erosion zum Opfer gefallen ist. Daraus darf man wohl schließen, daß auch weiter im W wahrscheinlich ein beträchtliches Stück an der Stirn der Frankenfelser Decke abgetragen ist. Besonders in dem Raum zwischen dem Gasthaus Henne und Gstadt ist der durch Stirnabtragung verschwundene Teil der Frankenfelser Decke wohl bedeutend breiter als der sichtbare Teil der Decke. Da wohl auch der abgetragene Teil der Frankenfelser Decke heftig gefaltet war, ist es leicht möglich, daß die Ablagerungsräume der nördlichsten Deckschollenklippen vor der Faltung weiter von dem Ablagerungsraum des zusammenhängenden Teiles der Frankenfelser Decke entfernt waren als gegenwärtig.

Für den zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Kaumberg a. d. Triesting gelegenen Abschnitt der Frankenfelser Decke liegen mehrere aneinander anschließende neuere, zum größten Teil noch nicht veröffentlichte Dissertationen von Schülern Prof. KOBERS vor, welche mit geologischen Karten 1 : 25.000 und Profilen versehen sind. Es handelt sich von W gegen E um folgende Arbeiten:

MAKOVEC F.: Stratigraphie und Tektonik der Kalkalpen-Flyschgrenze im Raume von Waidhofen a. d. Ybbs (unveröff.) 1952.

BIEDERMANN H.: Geologie und Tektonik des Raumes Ybbsitz—Gstadt—Opponitz. 1952. Raum zwischen dem Quertal der Ybbs bei Gstadt und dem Tal des Prollingbaches (unveröff.).

STERBA H.: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. 1953. Raum zwischen dem Tal des Prollingbaches und dem Schwarzenberg (950 *m*) (unveröff.).

GALLE H.: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiete von Gresten und Reinsberg. 1950. Raum zwischen dem Schwarzenberg und dem Bockaubach (unveröff.)

PARLOW E.: Das Gebiet um Scheibbs. 1950. Raum zwischen dem Bockaubach und dem Melkbach (unveröff.).

HARTL H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, N. Ö. 1950. Raum zwischen dem Melkbach und der Ostgrenze der Spezialkartenblätter Ybbs und Gaming—Mariazell. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien II. Jahrg.

SCHWENK H.: Geologie der Kalkalpen und Klippenzone westlich der Pielach. 1949. Raum zwischen der Westgrenze des Spezialkartenblattes St. Pölten und dem Quertal der Pielach bei Rabenstein (unveröff.).

FISCHAK W.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. 1949. Raum zwischen dem Quertal der Pielach und Prünsbach (unveröff.).

NEUBAUER W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien I. Jahrg. 1949. Raum zwischen Prünsbach und Wiesenbachtal.

PROKOP F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen N. Ö. Mitt. d. Gesellsch. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien III. Jahrg. 1951. Raum zwischen dem Wiesenbachtal und dem Hallbachtal.

NADER W.: Die geologischen Verhältnisse um Hainfeld/Gölsen. 1953. Raum zwischen dem Hallbachtal und der Araburg bei Kaumberg (unveröff.).

Nach BIEDERMANN tritt die Frankenfelser Decke zwischen dem Ybbstal und dem Tal des Prollingbaches als ein etwa 1 *km* breiter Streifen zutage, welcher in zwei Schuppen (Unter- und Oberschuppe) geteilt ist. Beide Schuppen weisen eine vom Hauptdolomit bis zur Oberkreide reichende Schichtenfolge auf. Von den nördlich des Längstales der Kl. Ybbs auf-

tretenden Deckschollenklippen verbindet Biedermann die südlichen mit der Unterschuppe, die nördlichen mit der Oberschuppe. Wenn das zutrifft, müßten die nördlichen Deckschollenklippen südlicher abgelagert sein als der südlich des Kl. Ybbstales zutagetretende Streifen der Unterschuppe, und die Schubweite der Oberschuppe über die Unterschuppe müßte mindestens 4 *km* betragen, wodurch der Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke um diesen Betrag breiter würde. Gegen die Teilung der Frankenfelser Decke durch eine Schubfläche mit so großer Schubweite spricht aber die Tatsache, daß sich die Teilung weder über die Ybbs nach W noch über den Prollingbach nach E verfolgen läßt, wie die Karten von TRAUTH 1954 und von STERBA zeigen. Ich habe daher — in Übereinstimmung mit dem Profil bei TRAUTH 1921, Taf. III — angenommen, daß die Schubweite der Ober- über die Unterschuppe nur ganz gering ist und daß die heute am nördlichsten liegenden Deckschollenklippen auch das nördlichste Ablagerungsgebiet hatten.

Leider sind in dem den Karten von TRAUTH 1954 und BIEDERMANN gemeinsamen Teile der Frankenfelser Decke nördlich und südlich der Kl. Ybbs die Formations- und Deckengrenzen sehr verschieden eingetragen. Aber auch die Karten von BIEDERMANN und STERBA passen an ihrer Grenze nicht zusammen. So ist z. B. die Frankenfelser Decke bei BIEDERMANN am linken Ufer des engen Tales des Prollingbaches 1200 *m* breit und durch eine Schubfläche geteilt eingetragen, während STERBA sie am rechten Ufer desselben Tales nur 500 *m* breit zeichnet und keine Teilung in zwei Schuppen beobachtet. Während BIEDERMANN nördlich von Ybbsitz eine ziemlich große, überwiegend aus Oberjurakalk aufgebaute Deckschollenklippe einträgt, zeichnet STERBA die östliche Fortsetzung als sehr kleine Hauptdolomitklippe. Da ich nicht weiß, welche der hier vorliegenden Karten am besten der Natur entspricht, habe ich mich bei der Abwicklung dieses Teiles der Frankenfelser Decke und der zugehörigen Deckschollenklippen an die ältere Karte von TRAUTH (1921) gehalten und nur die geringfügige Teilung der Frankenfelser Decke südlich des Kleinen Ybbstales angedeutet.

Wie ein Blick auf TRAUTHS Karte (1921, Taf. IV) zeigt, ist vom Schallaubauernberg an gegen E die Frankenfelser Decke wieder in größerer Breite im Zusammenhang erhalten. Nach den Profilen STERBAS weist sie hier eine starke Faltung auf. STERBAS Profil 1 durch Schloßalpe und Angelsberg ist jetzt 3·4 *km* breit und weist zwei Mulden auf, von denen die südliche, die Kastengrabenmulde, Cenoman im Kern enthält. Vor der Faltung war die Zone mindestens 7·5 *km* breit (wobei ich annehme, daß die Schloßalpenmulde weniger tief war, als sie STERBA zeichnet).

Über den Bau des Schwarzenberges äußern GALLE und STERBA verschiedene Ansichten: nach GALLE bildet der Jurakalk des Gipfels des Schwarzenberges eine Deckscholle über der Kreide der Kastengrabenmulde, während STERBA hier nur Faltung und steile Schuppung sieht. Ich hielt mich an STERBAS Ansicht.

GALLE hält die „flyschähnlichen Sandsteine" des Beckens von Brettel für Neokom und betrachtet sie als Kern der südlichen Mulde der Frankenfelser Decke. RUTTNER und PREY hingegen fanden hier typische Flyschgesteine (graue Kalksandsteine, grüne Ölquarzite) (RUTTNER 1952). Ich

habe mich RUTTNERS Ansicht angeschlossen, daß hier ein Flyschfenster unter den Kalkalpen vorliegt (mündliche Mitteilung), und zeichne daher in der P. K. ein Erosionsloch in dem Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke.

In dem Raume NE des Fensters von Brettel ist die Frankenfelser Decke geschuppt (RUTTNER 1952), wobei die höchste, die Runzelbergschuppe GALLES, die Hauptmasse der Decke bildet. Sichere Anhaltspunkte für die Schubweite der Runzelbergschuppe sind nicht zu erkennen; ich habe sie kleiner als 1 *km* angenommen. Im Arbeitsgebiet PARLOWS scheint die Frankenfelser Decke nur aus der Runzelbergschuppe zu bestehen, die aber intensiv gefaltet ist. PARLOWS durch die Ginselhöhe gezogenes Profil ist, soweit es die Frankenfelser Decke betrifft, jetzt 3·7 *km* breit. Vor der Faltung war die Zone etwa 6 *km* breit.

Im Erlauftal südlich von Scheibbs treten in einem Halbfenster nach TRAUTH (1921, Karte Taf. IV) zur pienidischen Klippenzone gehörige Flyschgesteine unter der Frankenfelser Decke zutage. Nach dem Kartenbild muß die Überschiebungsfläche an der Basis der Kalkalpen sehr flach liegen. Vergleicht man damit den lebhaften Faltenbau innerhalb der Frankenfelser Decke, so ergibt sich auch hier ebenso wie im Bereiche der Flyschfenster von Grünau und Windischgarsten (S. 214), daß die Überschiebungsfläche an der Basis der Kalkalpen den älteren Faltenbau derselben glatt durchschneidet. Dasselbe gilt wohl auch für das oben erwähnte Fenster von Brettel.

Südlich dieses Raumes tritt die Frankenfelser Decke im Fenster von Urmannsau unter der Lunzer Decke zutage. BITTNER hat bereits auf Blatt „Gaming—Mariazell" das Neokom in der Tiefe des Erlauftales zwischen den sich steil darüber erhebenden Triasbergen eingezeichnet, aber als Fenster hat es zuerst KOBER (1923, S. 171, Fig. 80) erkannt. Die Form des Fensters wurde nach der Karte von RUTTNER (1948, Taf. 1) gezeichnet. Das Fenster von Urmannsau ist sehr wichtig für die Feststellung der Mindestschubweite der Lunzer Decke. Das Westende des Fensters liegt 4 *km*, das Ostende 5 *km* südlicher als der heutige Schubrand der Lunzer Decke. Mindestens so weit reicht also die Frankenfelser Decke unter die Lunzer Decke hinein. Da aber der unter der Lunzer Decke verborgene Teil der Frankenfelser Decke wahrscheinlich ebenso stark gefaltet ist wie der sichtbare Teil dieser Decke, muß der Ablagerungsraum des verhüllten Teiles der Frankenfelser Decke beträchtlich breiter gewesen sein.

Östlich des Erlauftales weist nach PARLOWS Profil 7 die Frankenfelser Decke den Bau einer liegenden nordvergenten Falte auf, deren Liegendschenkel der Hauptdolomit des P. 836, deren Muldenkern die Kössener Schichten von Robitzbrunn und deren Hangendschenkel der Hauptdolomit samt der darüberliegenden, bis zum Neokom reichenden Schichtenfolge des Holzkogels angehören. Diese liegende Falte ist auch noch in einem Profil zu sehen, welches HARTL längs der Melk und des bei Jeßnitzhof in den Jeßnitzbach mündenden Bodingbachs zieht (P3). Südlich des aus Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln bestehenden Muldenkerns tritt in diesem Profil bei P. 845 neuerdings etwas Rhät über dem Hauptdolomit auf, dessen östliche Fortsetzung HARTLS „Weißenbach-Statz-

berg-Synklinale" ist [1]). Diese Synklinale muß nördlich P. 968 noch sehr seicht sein, denn sonst wäre es trotz der von HARTL beschriebenen N—S-Aufwölbungen nicht möglich, daß im Quellgraben des Weißenbachs und im Mühlgraben der aus Rhät und Jura bestehende Muldenkern ganz abgetragen ist. Ich vermute, daß HARTL diese Mulde auch in Profil P1 zu tief gezeichnet hat. Nach P1 ist die Frankenfelser Decke an der Grenze der Kartenblätter „Gaming—Mariazell" und „Ybbs" einerseits, „Schneeberg—St. Aegyd" und „St. Pölten" anderseits jetzt 5 *km* breit, während der Ablagerungsraum der Decke hier etwa 7·5 *km* breit gewesen sein dürfte.

Die Südbegrenzung des sichtbaren Teiles der Frankenfelser Decke ist zwischen Erlauf und Nattersbach infolge der hier auftretenden Halbdeckschollen und Deckschollen der Lunzer Decke sehr verwickelt. Am auffallendsten ist die große, beinahe quadratisch begrenzte Halbdeckscholle des Schlagerbodens, die ihre Begrenzung im W und E wohl nur durch Querbrüche erhalten haben kann, welche sich erst nach Eintritt des Deckenschubes gebildet haben.

SCHWENK unterscheidet in dem von ihm kartierten Westabschnitt des auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Teiles der Frankenfelser Decke zwei Schuppen: die nördlichere und tiefere ist die Steinklammer Schuppe, deren obere Begrenzung durch den bei der Haltestelle Steinklamm das Pielachquertal erreichenden, bereits von BITTNER auf Blatt „St. Pölten" eingetragenen Zug von Kössener Schichten und Liasfleckenmergel gebildet wird. SCHWENK konnte aber diesen Zug über das von BITTNER eingetragene Westende hinaus bis in den Raum NW Gsoll verfolgen und die Überschiebung mit Hilfe des Rauhwackenbandes an der Basis der höheren Schuppe, der Kirchberger Schuppe, sogar bis in den Raum NW vom Pichlberg nachweisen. Der südliche Teil der Kirchberger Schuppe enthält nach SCHWENK eine liegende Falte, in deren Antiklinalkern der bereits von BITTNER eingezeichnete, den Gipfel des Fronberges (1 *km* nördlich von Kirchberg) bildende Jurakalk gelegen ist. SCHWENK beobachtete außerdem bei Kirchberg eine Einschaltung von Jurakalk im Neokom, der offenbar die Wurzel zu demjenigen am Fronberg bildet (SCHWENKS Profil 6). Durch Ausglätten der Liegendfalte läßt sich feststellen, daß der Ablagerungsraum der heute im Meridian von Kirchberg 4 *km* breiten Kirchberger Schuppe mindestens 7 *km* breit war.

Derselbe Bau setzt sich nach E in das Arbeitsgebiet FISCHAKS fort, doch spricht FISCHAK nicht von Schuppen, sondern nur von liegenden Falten. Demnach dürfte auch westlich der Pielach die Schubweite der Kirchberger Schuppe nur gering sein. Den Rhätzug der Steinklammer Schuppe (= Haselgrabenmulde bei FISCHAK) verbindet dieser — im Gegensatz zu der Eintragung BITTNERS — mit dem sich am Westhange des Hirschkogels heraushebenden Rhät. Ferner fand FISCHAK, daß die Frankenfelser Decke nördlich vom Hirschkogel eine isolierte, auf Gesteinen

[1]) Daß die Mulde am Nordrande der Frankenfelser Decke nicht die westliche Fortsetzung der Weißenbach-Statzberg-Synklinale sein kann, ergibt sich nicht nur aus ihrer nördlicheren Lage, sondern auch aus HARTLS Blattverschiebung IV. Macht man diese Blattverschiebung rückgängig, so gelangt die Mulde noch 800 *m* weiter nach N. Östlich vom Grössing-Halbfenster ist die Mulde am Nordrande der Frankenfelser Decke offenbar ein Opfer der Abtragung geworden.

der Kieselkalkzone liegende, 2·5 *km* lange Deckscholle bildet (Kaiserkogel-Deckscholle).

Nach Blatt „St. Pölten" hat es den Anschein, als ob die Frankenfelser Decke im Ostgehänge des Eschenauer Tales gänzlich unter der Lunzer Decke verschwinden und erst im Lilienfelder Halbfenster wieder auftauchen würde. So wurden daher die Verhältnisse auf meiner tektonischen Übersichtskarte (1928, S. 60) dargestellt.

Nach den Neuaufnahmen von FISCHAK und NEUBAUER hingegen streicht der sichtbare Teil der Frankenfelser Decke aus dem Raume NW des Eschenauer Tales ununterbrochen bis ins Traisental weiter. FISCHAK schreibt (MS. 35): „Die Kirchberger Doppelantiklinale endet nicht, wie es auf der Bittner-Karte für den Hauptdolomit der Frankenfelser Decke eingezeichnet wurde, westlich Eschenau, sondern sie streicht über das Wehrabach- und Prünsbachtal hinweg zum Traisental. Allerdings ist hier die gesamte Frankenfelser Decke schon sehr schmal geworden, da ihre nördlichen tektonischen Glieder der Erosion zum Opfer gefallen sind und besteht eigentlich nur mehr aus Resten der Kirchberger Doppelantiklinale. Diese Reste schließen die Neokombucht gegen die Flyschzone ab. Der Kanal von Eschenau, der eine Verbindung des Neokoms der Frankenfelser Decke mit dem Flysch darstellen soll, existiert nicht!" Bei einer Exkursion zu dieser Stelle konnte ich mich von der Richtigkeit der Angaben FISCHAKS überzeugen.

Nach NEUBAUER gehört der nördlichste, 0·5—1 *km* breite Streifen der Kalkalpen zwischen dem Eschenauer und dem Traisental der Frankenfelser Decke an, so daß die Lagerungsverhältnisse hier ähnlich sind wie zwischen dem Traisental und dem Wiesenbachtal. Im Traisentale bildet die Frankenfelser Decke das Lilienfelder Halbfenster und ist daher um 1·9 *km* weiter gegen S sichtbar als zu beiden Seiten des Halbfensters. Wie sich durch Ausglätten der Falten der Frankenfelser Decke im Traisentale ergab, war der Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles dieser Decke etwa 3·5 *km* breit. Die von NEUBAUER beschriebenen tektonischen Komplikationen der Frankenfelser Decke im Ostteil des Lilienfelder Halbfensters konnten wegen der Kleinheit des Maßstabes der P. K. nicht genau abgewickelt werden. Zwischen Traisen- und Wiesenbachtal ist der faltige Zusammenschub der Frankenfelser Decke etwas stärker als westlich der Traisen. So war nach Profil IX (NEUBAUER Taf. III) der heute in 900 *m* Breite vor der Stirn der Lunzer Decke sichtbare Streifen der Frankenfelser Decke vor der Faltung 1500 *m* breit.

Die östliche Fortsetzung wurde zwischen Wiesenbachtal und Hallbachtal von PROKOP neu aufgenommen. PROKOP bestreitet die von BITTNER (1901, S. 161) von der W-Seite der Staffspitze beschriebene Blattverschiebung und zieht die Frankenfelser Decke zwischen beiden Tälern ungestört durch. Versucht man nach seinen Profilen die Falten der Frankenfelser Decke auszuglätten, so erhält man:

Nr. der Profile:	1	4	5	6
Heutige Breite:	1·5	1·1	1·1	1 *km*
Breite des Ablagerungsraumes:	2·5	1·8	1·9	2 *km*

Vom Hallbachtal bis über den Ostrand des Blattes „St. Pölten" hinaus wurde die Frankenfelser Decke von NADER neu kartiert. Nach NADERS

Profil ist sie im Hallbachtal in 1 *km* Breite aufgeschlossen und in enge Falten gelegt. Der Ablagerungsraum dürfte daher wenigstens doppelt so breit gewesen sein. Von Hainfeld gegen E sind die Meinungen über die Fortsetzung der Frankenfelser Decke geteilt.

Südöstlich von Hainfeld verschwindet nach der geol. Spezialkarte „St. Pölten" die Frankenfelser Decke gänzlich unter der Lunzer Decke. In dem Raume bis Kaumberg rechnet KÜPPER 1949 einen stellenweise über 0·5 *km* breiten Streifen zur Frankenfelser Decke (Profile S. 124). Da aber in der 1950 gezeichneten „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" derselbe Streifen von KÜPPER zur Flyschzone gerechnet ist, ist wohl auch vom Westrande der Karte bis Kaumberg die Frankenfelser Decke gänzlich unter der Lunzer Decke verborgen. Erst zwischen dem Laabach und dem Höfnergraben treten an einzelnen Stellen unter dem Gutensteiner Dolomit der Lunzer Decke Kieselkalke zutage, die der „Kieselkalkzone" angehören, die seit SOLOMONICA (1935, S. 93) zur Frankenfelser Decke gerechnet wird. Die Frankenfelser Decke wäre daher auf einer Strecke von 8 *km* gänzlich durch die Lunzer Decke verhüllt.

Nach NADER hingegen verläuft die Grenze zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke in NW—SE-Richtung durch den Hauptdolomitzug des P. 732 (SE von Hainfeld), da beim Leitner und weiter im E im Hangenden des Hauptdolomits Liasfleckenmergel auftreten, die nur in der Frankenfelser Decke vorkommen dürfen.

Mir aber kommt es wahrscheinlicher vor, daß der Hauptdolomitzug des P. 732 — wie es Blatt „St. Pölten" zeigt — tektonisch einheitlich ist und von hier gegen E die Fleckenmergelfazies auch auf die Lunzer Decke übergreift [1]). Denn nach NADERS Deutung müßte man den ganzen durch Fleckenmergel ausgezeichneten Kalkalpenstreifen bis über Thenneberg hinaus zur Frankenfelser Decke rechnen, und die Lunzer Decke wäre hier fast gänzlich unter der Ötscherdecke verborgen.

Von Kaumberg bis in die Gegend von Alland tritt die Kieselkalkzone [2]) an mehreren Stellen als sehr schmaler Streifen an der Grenze zwischen den Kalkalpen und der Flyschzone zutage. Daß aber im Raume SW von Alland die Frankenfelser Decke mindestens 3 *km* weit unter den höheren Kalkalpendecken nach S reicht, zeigt das Fenster von Groißbach, welches KÜPPER (1954, S. 53) wegen des Auftretens von Kalksburger Schichten zur Frankenfelser Decke rechnet (vgl. dazu auch S. 286). Wegen der ähnlichen Lage dürfte wohl auch das Fenster von Nöstach zur Frankenfelser Decke gehören.

In der Gegend des Gr. Winkelberges (NW von Grub) ist nach SPITZ (1919, Taf. III, Profile 4 und 5) der Kieselkalk des Lias mit Hauptdolomit verfaltet oder verschuppt. Dasselbe ist nach SPITZ (1910, S. 401) und

[1]) Bei einer kurzen Exkursion in diesen Raum konnte ich leider wegen der schlechten Aufschlüsse keine eigenen für die eine der beiden Ansichten entscheidenden Beobachtungen machen.

[2]) Weiter im W wurden nur die Ablagerungsräume der kleinen, von NADER beobachteten Deckschollen der Kieselkalkzone („Hornsteindecke") in willkürlicher, wahrscheinlich viel zu kleiner Entfernung von dem Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke eingetragen. Da in den westlich angrenzenden Karten von PROKOP und NEUBAUER die Kieselkalkzone fehlt, wurde auch auf eine Eintragung des Ablagerungsraumes der von FISCHAK und SCHWENK zur Kieselkalkzone gerechneten Gesteine verzichtet.

SOLOMONICA (1935, S. 93) in dem großen Halbfenster zwischen Kaltenleutgeben und dem Sulzberg der Fall. Von Kaltenleutgeben bis zum NE-Ende der Kalkalpen bei Kalksburg ist noch eine höhere Schuppe der Frankenfelser Decke sichtbar, um deren Erforschung sich ROSENBERG (1938, 1948, 1949) große Verdienste erworben hat. In dieser höheren Schuppe ist der Lias nicht als mächtiger Kieselkalk, sondern in Form geringmächtiger, aber fossilführender Fleckenmergel und Adneter Schichten entwickelt (ROSENBERG 1938, S. 149—155). In der P. K. ist der beiläufige Ablagerungsraum dieser höheren Schuppe SE von demjenigen der Kieselkalkzone eingetragen, eine genauere Abwicklung verbietet schon der zu kleine Maßstab der Karte.

Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke

Da der westlichste Teil der Lunzer Decke den Weyrer Bögen angehört, ist hier eine beträchtliche Verkürzung in W—E-Richtung durch die Faltung eingetreten. Das gilt vor allem für den westlich der Weyrer Linie gelegenen Abschnitt der Lunzer Decke. Durch das Ausglätten des N—S streichenden Sattels des Ennsberges (GEYER 1909, Taf. II, Profil V) ergibt sich, daß die Strecke zwischen dem Ablagerungsort des Gr. Alpkogels und der Weyrer Linie bei Kl. Reifling mindestens 2 *km* länger war als die gegenwärtige Entfernung zwischen beiden Punkten. Die in GEYERS Profil V in dem Jura-Neokom-Gebiet bei Kl. Reifling eingezeichneten Bruchstaffeln wurden als kleine Schuppen mit sehr geringer Schubweite umgedeutet. Daher wurden hier in der P. K. schmale, unter den Schuppen verborgene Räume eingezeichnet.

Die Weyrer Linie ist auf der Strecke vom Neudorfbach bis zu ihrem Südende der Ausbiß einer steilen, W-vergenten Schubfläche.

Nach GEYER (1909, S. 92) hat die Weyrer Linie bis zur Gieskoglalm „den Charakter einer Überschiebung, indem der Reiflinger Kalk am Bärenkogel (Bauernkogel der Spezialkarte) über die von Rhät, Jura und Neokom bedeckte Hauptdolomitzone von Mayerhoftal aufgeschoben ist. Auf der Südabdachung des Bärenkogels nächst der im Schleifenbachtale liegenden Gieskoglalpe gleicht sich diese große Störung anscheinend aus und verliert sich in dem oberhalb des Borsees mit Nordsüdstreichen durchziehenden antiklinal gebauten Muschelkalkterrain". Wie ist aber dann die Grenze zwischen dem merkwürdigerweise direkt an Wettersteinkalk grenzenden Rhät, Jura, Neokom einerseits und dem Muschelkalk westlich von Gieskogl anderseits zu deuten? Ich nehme nach den Eintragungen in der Karte an, daß die Überschiebung der Weyrer Linie über „Unt. Henneköql" bis in die Nähe des P. 1221 reicht. Die Karte würde in der Grenzregion zwischen den Blättern „Weyer" und „Admont-Hieflau" an dieser Stelle eine Revision sehr nötig haben, da hier (bei „Nigebauer") die Eintragungen von GEYER und AMPFERER gar nicht zusammenpassen. Außerdem ist es nach Blatt „Weyer" unverständlich, daß bei P. 1221 der Hauptdolomit zwischen Opponitzer Kalk und Rhät an einer Stelle fast verschwindet, während er westlich und östlich dieser Stelle in großer Mächtigkeit vorhanden ist.

In dem östlich der Weyrer Linie gelegenen Abschnitt der Lunzer Decke eignet sich das NNW—SSE gezogene Profil II bei GEYER 1909 gut zur Ausglättung der Falten. Die Faltung ist im Nordteil (vom Gschnaidbach bis zur Ybbs südlich des Breitenauer Berges) nur schwach (heutige Breite 8 *km*, Breite des Ablagerungsraumes 10 *km*), verstärkt sich zwischen den beiden Querungen des Ybbstales (heutige Breite 5 *km*, Breite des Ablagerungsraumes 7·5 *km*) und wird sehr stark im Königsbergzug.

Im mittleren Abschnitt des Profils liegt die nordvergente Oisbergmulde (siehe auch AMPFERER 1930, S. 73, Fig. 30). Die Oisbergmulde

läßt sich bis in die Nähe der Bahnstation Weißenbach-St. Gallen verfolgen. In ihrem SW Teil grenzt am Sattlhackbruch (GEYER 1909, S. 86, Abb. 3 c und S. 91) die Kreide des Muldenkerns unmittelbar an den Hauptdolomit des Nordschenkels. Ich betrachte mit GEYER den Sattlhackbruch als eine echte — und zwar vorgosauische — Verwerfung und zeichne daher in der P. K. keinen unter dieser verborgenen Raum ein.

Gegen E scheint sich die Oisbergmulde zu verflachen. Wenigstens zeigt das im E anschließende Gebiet des Friesling nach dem Profil, welches AMPFERER (1930, Taf. II) längs des Stollens des Ybbstal-Kraftwerkes gezeichnet hat, den Bau einer einfachen flachen Mulde, so daß der Ablagerungsraum der Sedimente nur unbedeutend breiter gewesen sein kann als das heutige Kartenbild. Anderseits spricht AMPFERERS Feststellung (1930, S. 80), daß der Hauptdolomit des Friesling „von zahlreichen Bruch- und Schubflächen sowie von Mylonitzonen durchzogen ist", dafür, daß der Bau doch nicht so einfach ist, wie es das Profil zeigt. Ich habe daher für das Gebiet des Friesling im Profile des Stollens einen Zusammenschub von 9 auf 7 *km* angenommen.

Für das östlich anschließende Gebiet (Wülfaberge, Zürner) liegen zwar Aufnahmsberichte von TRAUTH (1934) und RUTTNER (1950, 1952) vor, aber leider noch keine neueren geologischen Karten und Profile, so daß eine genauere Abwicklung noch nicht möglich ist. Doch ist besonders aus RUTTNERS Berichten zu erkennen, daß in dieser Gegend auf Blatt „Gaming—Mariazell" zuviel Hauptdolomit eingetragen ist und daß dieser Raum viel stärker gefaltet ist als das Gebiet des Friesling, was wohl auf das Vordringen der Sulzbachschuppe (siehe S. 254) zurückzuführen ist. Ich habe daher für den Meridian von Bodingbach eine Verschmälerung der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke durch die Faltung von 12 auf 6 *km* angenommen.

Besonders wichtig ist, daß RUTTNER in dem Raume südlich von Gaming eine sehr starke Faltung mit N—S-Achse nachgewiesen hat. Durch Ausglätten der Falten in Abb. 5 (RUTTNER 1948, S. 120) ergab sich, daß die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der heute in W—E-Richtung 4 *km* voneinander entfernten Berge Lorenzberg und Schwarzenberg vor der Faltung etwa 6·5 *km* voneinander entfernt waren. Selbstverständlich muß auch der nördlich dieser Gegend gelegene Teil des Nordrandes der Lunzer Decke um etwa denselben Betrag in W—E-Richtung verkürzt worden sein, obwohl dort bisher noch keine Querfaltung festgestellt wurde.

Da für den Raum östlich des Fensters von Urmannsau noch keine Neuaufnahme der nördlichen Schuppe der Lunzer Decke vorliegt, wird die Abwicklung dieses Gebietes zweckmäßigerweise erst im Zusammenhang mit der Abwicklung der Lunzer Decke auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" vorgenommen (S. 256).

Wir gehen nunmehr wieder nach W zurück und untersuchen den Südteil der Lunzer Decke.

Ein sehr schwieriges Abwicklungsproblem bietet der Königsbergzug zwischen den Quertälern des Lassingbaches südlich von Gr. Hollenstein und der Ybbs zwischen Göstling und Kogelsbach. Der Königsbergzug weist zwei übereinander geschobene, verkehrte, südfallende Schichtenfolgen auf, die untere aus Hauptdolomit, Opponitzer Kalk, Lunzer Schichten, Muschel-

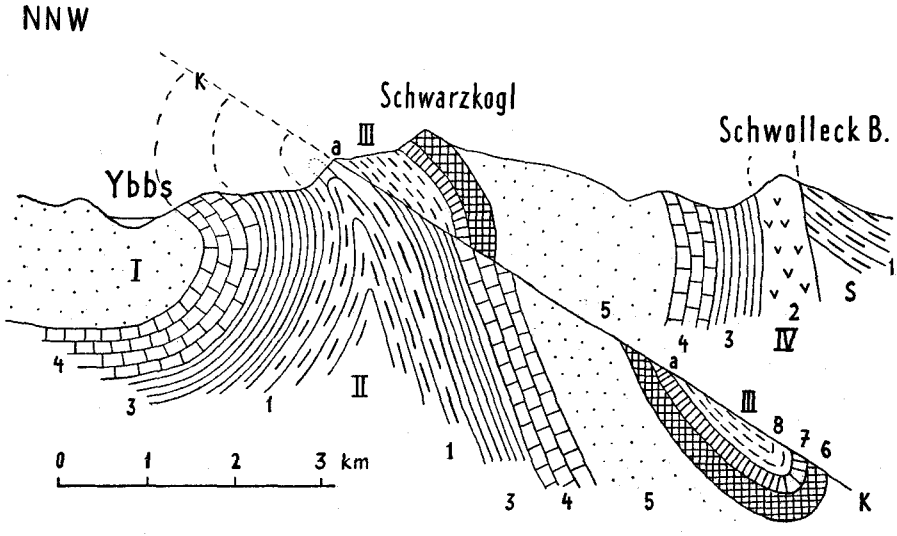

Abb. 4. Profil durch den Königsbergzug (mit Benützung von Fig. 27 bei AMPFERER 1930, S. 70, aber in die Tiefe hypothetisch ergänzt).

Schichtgruppen: 1 = Gutensteiner und Reiflinger Kalk, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Lunzer Schichten, 4 = Opponitzer Schichten, 5 = Hauptdolomit, 6 = Rhätischer Dachsteinkalk, 7 = Jura, 8 = Neokom.

Tektonische Elemente: I = Oisbergmulde, II = Thomasbergsattel (nach dem Thomasberg E Gr. Hollenstein), III = Königsbergmulde, IV = Gamssteinsattel. K = Königsbergüberschiebung (a—a = Schubweite dieser Überschiebung), S = Sulzbachschuppe.

kalk, die obere aus Neokom, Jura, Rhät und Hauptdolomit bestehend, wie das Profil 2 auf Taf. XX bei GEYER 1904 und noch deutlicher das Profil bei AMPFERER 1930, Fig. 27, S. 70, zeigt. Nach diesem Profil könnte man die Lagerungsverhältnisse so deuten, daß die obere verkehrte Serie des Königsbergzuges ein Fenster der Frankenfelser Decke unter der Lunzer Decke darstellt, welches durch nachträgliche Deckenfaltung samt der unteren, zur Lunzer Decke gehörigen Serie zu dem inversen Schenkel eines gegen N überkippten Sattels geworden ist. Diese Deutung ist aber hauptsächlich deshalb unmöglich, weil die obere Serie des Königsberges gegen W nicht untertaucht, sondern in dem den Königsberg gegen W fortsetzenden Zuge der Voralpe zu einer normalen, wenn auch mehrfach geteilten Mulde der Lunzer Decke wird (Profil 3 bei GEYER 1904, Taf. XX, und bei AMPFERER 1931, S. 267, Fig. 27).

Man muß daher die abnormen Lagerungsverhältnisse des Königsbergzuges aus einer Falte in der Lunzer Decke ableiten. Die untere verkehrte Serie kann nur der Mittelschenkel zwischen der regelmäßigen, NW-vergenten Oisbergmulde (AMPFERER 1930, Fig. 30, S. 73) und dem südlich anschließenden Sattel, die obere verkehrte Serie nur der Mittelschenkel zwischen einer südlicheren, Neokom im Kern führenden Mulde und dem Gamssteinsattel sein. Es ist also der zwischen beiden verkehrten Schichtfolgen vermittelnde normal gelagerte Faltenschenkel durch die Überschiebung

an der Erdoberfläche völlig unsichtbar [1]) geworden. Das spricht für eine Überschiebung mit etwas größerer Schubweite. Unter der sehr bescheidenen Annahme, daß in dem verborgenen Schenkel die Lunzer und Opponitzer Schichten je 500 *m*, der Hauptdolomit 1000 *m*, die Folge Rhätkalk—Neokom wieder 500 *m* mächtig sind, ergibt sich aus Profil Abb. 4, daß die Schubweite der Königsberg-Überschiebung (Entfernung der Punkte a—a) mindestens 4·5 *km* beträgt.

Nach Rückgängigmachung der Königsberg-Überschiebung ergibt sich durch die Ausglättung der Königsbergmulde, daß die Horizontalentfernung der Ablagerungsorte des Muschelkalkes bei a und des Gipfelgesteins des Schwarzkogels vor der Orogenese mindestens 8 *km* betrug (jetzt ist es 1 *km*).

Die Faltungen und Überschiebungen des Königsberg-Voralpe-Zuges sind vorgosauisch, was sich weniger daraus ergibt, daß sichere Gosauschichten [2]) nicht eingefaltet sind, viel mehr jedoch aus dem Umstand, daß am SW-Ende des Voralpezuges, bei Goltl im Ennstale, Gosauschichten diskordant über dem Faltensystem liegen.

Die Ausglättung des Faltenbündels der Voralpe und des steil aufgerichteten Sattels des Gamssteins ergab für den Ablagerungsraum des Voralpe-Gamsstein-Gebietes eine etwa 50% größere Breite als heute.

Im E schließt an das Königsberggebiet die regelmäßige Falte an, welche BITTNER (1888) als „Geologische Musterlandschaft" bezeichnet hatte. Wie AMPFERER festgestellt hat, ist aber dieses Gebiet nicht die tektonische Fortsetzung des Königsberges, sondern die Lunzer Musterfalte ist eine Schubmasse, welche über dem Königsberg liegt (AMPFERER 1930, S. 71). Ich glaube aber, daß die Lunzer Musterfalte keine Decke bildet, die einst den ganzen Königsberg bedeckte, sondern nur eine Schuppe (Sulzbachschuppe nach SPENGLER 1951, S. 371), die schon ursprünglich nicht viel weiter gegen W reichte als gegenwärtig und nur einen ganz geringen Betrag auf das Ostende des Königsbergzuges aufgeschoben ist. Die Stirn der Sulzbachschuppe wird von einem schmalen Zug von invers gelagerten Jura- und Neokomgesteinen gebildet, den AMPFERER (1930, S. 371) von Grössing im Ybbstale bis Bodingbach verfolgen konnte, wo er bereits von BITTNER auf Blatt „Gaming—Mariazell" eingezeichnet ist. Von hier an konnte ihn RUTTNER (1948, S. 110 und Karte Taf. 1, 1952) bis in den Nordhang der Gfälleralm verfolgen.

Um einen Anhaltspunkt für die Schubweite der Sulzbachschuppe zu gewinnen, nehme ich an, daß diese Jura-Neokom-Zone ursprünglich die östliche Fortsetzung der gleichfalls invers gelagerten Jura-Neokom-Zone des Königsberges war und erst durch den Nordschub der Sulzbachschuppe in ihre heutige, 4 *km* nördlichere Lage gelangte. Die Sulzbachschuppe hatte also eine Schubweite

[1]) Nach AMPFERER (1930, S. 69) erscheinen „entlang der Überschiebung vielfach Lunzer Sandsteine eingeschaltet". Diese Schubfetzen sind die einzigen an der Erdoberfläche sichtbaren Reste des sonst in der Tiefe verborgenen normal gelagerten Faltenschenkels und beweisen somit dessen Existenz.

[2]) TRAUTH (1934, S. 97) gibt allerdings aus der Kreide des Königsbergzuges auch „flyschartige Gosau (dunkle Kalksandsteine und sandige Mergelschiefer)" an. Doch glaube ich, daß diese fossilleeren Gesteine auch höhere Unterkreide oder Cenoman sein können.

von etwa 4 *km*. Der Opponitzer Kalk des „Kohlengruben-Waldberges" ist daher nicht die östliche Fortsetzung des Opponitzer Kalkes, welcher von Gr. Hollenstein bis Grössing an der Südseite des Ybbstales verläuft, sondern die nach N verschobene Fortsetzung des Opponitzer Kalkzuges des Eignerkogels, und der Sulzbachsattel die Fortsetzung des Gamssteinsattels [1]).

Der Sulzbachschuppe gehören wohl auch die ausgedehnten Werfener Schichten und Muschelkalkmassen südlich von Göstling an. Die NNE—SSW verlaufende, fast gerade Linie Göstling—Kerschbaum—Schwölleck B. (1042)—Lassing dürfte eine Blattverschiebung und gleichzeitig die tektonische Westgrenze der Sulzbachschuppe sein. Auf der Strecke Göstling — gegenüber Widderleithen—Kogelsbach—Grössing verläuft die heutige Westgrenze der Sulzbachschuppe nicht so gerade, weil es sich hier teilweise um einen Abtragungsrand handelt. Der Ablagerungsraum des südlichen Teiles der Sulzbachschuppe war wohl die östliche Fortsetzung desjenigen der Gr.-Reiflinger Scholle (S. 237).

Wenn diese Deutung der Tektonik zutrifft, ergibt sich für die Strecke Grössing—Gfälleralm eine überraschend große Breite des Ablagerungsraumes der jetzt unter der Sulzbachschuppe verborgenen Gesteine, weil zur Schubweite der Sulzbachschuppe noch der ausgeglättete Nordteil der Königsbergfalte dazukommt, der sich unter der Sulzbachschuppe nach E fortsetzen muß. Ich gelange dadurch zu dem Ergebnis, daß die jetzt unter der Sulzbachschuppe verborgenen Gesteinsmassen vor der Faltung einen etwa 10 *km* breiten Raum bedeckten. Von diesen 10 *km* entfällt ein kleiner Teil auf das unter dem Hangendschenkel verborgene Stück des inversen Mittelschenkels der liegenden Falte, aus der die Sulzbachschuppe entstanden ist, der Hauptteil auf das vielleicht noch in sich gefaltete Stück des Liegendschenkels, das unter der Sulzbachschuppe verborgen ist.

Die jetzt in den Bereich der Ötscherdecke hineinragenden Lunzer Schichten bei „Offen" von „Offenauer Fürhaupt" werden mit Vorbehalt zur Sulzbachschuppe gerechnet. Der schmale Streifen von Werfener Schichten etwa 1 *km* W von Göstling wurde als eine kleine Deckscholle der Sulzbachschuppe auf der Schuppe des Königsberges betrachtet.

Durch Ausglätten der Lunzer Musterfalte in den drei Profilen bei RUTTNER (1948, S. 103, Abb. 1) kam ich zu dem Ergebnis, daß der Ablagerungsraum der Sulzbachschuppe zum Beispiel im Bereiche des Profils A (durch den Lunzberg) vor der Faltung eine um 4·5 *km* größere Breite besaß als die heutige Breite der Schuppe (jetzt 6·5 *km*, einst 11 *km*). Im östlichen Teile der Sulzbachschuppe läßt sich infolge des verwickelteren Baues und des Fehlens von Profilen die Breite des Ablagerungsraumes nur beiläufig schätzen. Für die Überschiebung der Muschelkalkschuppe des Stierhaltkogels wurde angenommen, daß die Schubweite von W gegen E von 0 bis etwa 800 *m* zunimmt. Über die Beziehungen der Stierhaltschuppe zur Annaberger Decke siehe S. 265.

Zur Abwicklung der Falten und Schuppen des auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" gelegenen Teiles der Lunzer Decke wurden vor allem die Profile

[1]) Die Faziesänderung im Streichen in der Mitteltrias (Wettersteinkalk im Gamsstein, Gutensteiner und Reiflinger Kalk im Sulzbachsattel) kann sich leicht auf dieser Strecke vollziehen. Es ist sogar möglich, daß durch das Ostende des Wettersteinkalkriffes des Gamssteins die Göstlinger Blattverschiebung im Sediment vorgezeichnet war.

II—V bei SPENGLER 1928, Taf. I, benützt. Für die Schwarzenbacher Schuppe ergibt sich aus dem Auftreten von 3 Zügen von Lunzer Schichten über Hauptdolomit westlich von Schwarzenbach eine Schubweite von etwa 1·7 *km*. Für die Hohensteinschuppe wurde für Schubweite + Stirnabtrag ein Betrag von 1·5 *km* angenommen, die Schubweite der Fuchsriegelschuppe beträgt etwa 1 *km*, diejenige der Hammerlmühlschuppe nur 0·5 *km*. In Profil III war der Ablagerungsraum der Lunzer Decke zwischen ihrer Stirn und dem Schubrand der Annaberger Decke vor der Faltung und Schuppung etwa 14 *km* breit, während die gegenwärtige Breite der Zone 8 *km* beträgt. Vor der starken Faltung war der Ablagerungsraum der Hohensteinschuppe zwischen dem Hohenstein und dem Schubrand der Reisalpendecke 8 *km* breit, gegenwärtig sind es in Profil V nur 4 *km*.

Die Verfolgung der Falten und Schuppen der Lunzer Decke aus dem Bereiche des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" in das Blatt „Gaming—Mariazell" ist dadurch sehr erschwert, daß die gedruckte Bittnersche Karte — wie ich bereits feststellen konnte, als ich bei der Aufnahme von „Schneeberg—St. Aegyd" an die Westgrenze der Karte gelangte — hier zahlreiche Fehler aufweist und RUTTNER bei seiner Neuaufnahme des Blattes „Gaming—Mariazell" noch nicht in den NE-Teil der Karte gekommen ist. Nur für den nördlichsten Streifen der Lunzer Decke liegt die Neuaufnahme von HARTL vor. HARTL (S. 8) unterscheidet nördlich der Loicher Schuppe noch die Schlagerbodenschuppe, die aber nur in der zwischen St. Anton a. d. Jeßnitz und Frankenfels nach N vorspringenden Halbdeckscholle des Schlagerbodens erhalten ist. Die Schubweite der Nördlichen Schuppe HARTLS (welche der Loicher Schuppe + Hammerlmühlschuppe weiter im E entspricht) auf die Schlagerbodenschuppe habe ich auf 0·5 *km* geschätzt. HARTL zeichnet in P2 die Schubfläche flacher, aber das rasche Auskeilen der karnischen Gesteine gegen E zwischen Hauptdolomit im Liegenden und Hangenden spricht für eine steile Stellung der Schubfläche.

Die Schubfläche der Hohensteinschuppe (= Südliche Schuppe Hartls) über die Nördliche Schuppe läßt sich nach BITTNERS und HARTLS Karte wenigstens bis in den Raum südlich von Winterbach verfolgen. Die Überschiebung der Schwarzenbacher Schuppe über die Hohensteinschuppe ist nach BITTNERS Karte bis zur Nattersmühle (östlich von Puchenstuben) sichtbar, wo Lunzer Schichten auf Hauptdolomit geschoben sind (SPENGLER 1928, S. 75). Da es unwahrscheinlich ist, daß sich diese Überschiebungsfläche nicht über den Nattersbach gegen W fortsetzt, wurde hier an der W-Grenze des unter dieser Schubfläche liegenden Raumes ein ? eingesetzt.

Ferner vermute ich, daß sich der am Gaisenberg am Westrand des Bl. „Schneeberg—St. Aegyd" aufgeschlossene Aptychenkalkkern der Seilerriegelmulde [1]) bis zu dem von BITTNER bei „Tannenmann" eingezeichneten Neokom fortsetzt. Daher wurde der unter der Fuchsriegelschuppe verborgene Teil der Schwarzenbacher Schuppe bis zum Tannenmann nach W gezeichnet. Außerdem vermute ich, daß sich der Aptychenkalkkern der Pielachursprungmulde über 3 kleinere von BITTNER eingezeichnete

[1]) Die Seilerriegel- und Pielachursprungmulde am W-Rand von „Schneeberg—St. Aegyd" sind in Profil I (SPENGLER 1928, Taf. I) dargestellt. Vgl. dazu auch meine tektonische Übersichtskarte (1928, S. 60).

Neokomvorkommen bis zum Neokomzug von Puchenstuben fortsetzt und daß dieser Aptychenkalkzug die östliche Fortsetzung des von RUTTNER (1948, Karte Taf. I) bis in den Raum nördlich der Gfälleralm verfolgten Oberjura- und Neokomzuges ist. Auch RUTTNER selbst vertritt — wie er mir mitteilte — diese Meinung. Wenn diese Vermutungen zutreffen, muß allerdings der Raum um Puchenstuben ganz anders — und zwar viel verwickelter — gebaut sein, als er auf BITTNERS Karte dargestellt ist.

Die Pielachursprungmulde gehört bereits zu der liegenden Falte, aus deren Hangendschenkel später die Annaberger Decke entstand. Wie sich bei der Abwicklung der Annaberger Decke (S. 263 und Abb. 5) ergab, muß die Pielachursprungmulde wesentlich tiefer sein, als ich sie in Profil I (1928) zeichnete. Dafür spricht auch der 1928, S. 82, erwähnte Faziesunterschied zwischen den beiden Schenkeln der Mulde. Wie bereits S. 254 erwähnt wurde, stellte RUTTNER 1948, S. 110, fest, daß der oben erwähnte Oberjura-Neokomzug wenigstens auf der Strecke Pfaffenschlag—Gfälleralm kein Muldenkern ist, sondern zum verkehrten Mittelschenkel der Sulzbachschuppe (SPENGLER 1951, S. 371) gehört. Dieser Bau scheint auch am Westrand des Bl. „Schneeberg—St. Aegyd" bereits vorhanden zu sein, denn am Nordhang des Hühnerkogels ist die verkehrte Schichtfolge des Südschenkels der Pielachursprungmulde durch eine Schubfläche von der normal gelagerten Trias der Fuchsriegelschuppe getrennt (SPENGLER 1928, Profil I). Ich habe in diesem Profil die Schubfläche wahrscheinlich viel zu steil gezeichnet. Die meist unter der Annaberger Decke verborgene und fast nur in den Fenstern zutage tretende verkehrte Schichtenfolge dürfte somit etwa der Sulzbachschuppe entsprechen. Für die Grenze der beiden Kartenblätter hat sich für die Schubfläche an der Basis dieser Schuppe eine Schubweite von etwa 3 *km* ergeben.

Für die auf Blatt „St. Pölten" gelegene Stirnregion der Lunzer Decke mußten für die Strecke vom Pielachquertal bis etwa zum Pechberg die kleinen und wohl etwas schematischen Profile BITTNERS (1896, S. 387) benützt werden. In dem Raume zwischen dem Pielachquertal und dem Tradigisttal dürfte durch die Faltung nur eine geringfügige Verschmälerung der Stirnregion der Lunzer Decke eingetreten sein, denn BITTNER zeichnet im unteren und mittleren Profil die Gesteine des auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Teiles der Lunzer Decke nur schwach gefaltet. Erst das obere Profil weist auch in der Stirnregion eine stärkere Faltung auf.

In dem Raume zwischen dem Hohenstein und dem Wiesenbachtale konnte die „Geologische Karte der Kalkalpen um Lilienfeld" (1 : 25.000) von W. NEUBAUER (1949) samt den zugehörigen Profilen zur Abwicklung der Falten und Schuppen der Lunzer Decke benützt werden.

NEUBAUER teilt meine Taverner Schuppe (1928, S. 74) in zwei Schuppen, von denen er die tiefere als Taverner Schuppe (S. 26), die höhere als Rotmauerschuppe (S. 24) bezeichnet. Die auf den Raum westlich des Ratzenecks beschränkte Rotmauerschuppe ist, wie NEUBAUERS Profil XIV zeigt, von der Taverner Schuppe durch eine steil W-fallende Querstörung getrennt. Die Gesteine der Rotmauerschuppe bildeten wohl ursprünglich den Südschenkel der Gschwendantiklinale (= Nordschenkel der Seilerriegelmulde) und wurden später so weit nach N geschoben, daß die Eisensteinmulde gänzlich unter ihnen verschwindet. Der in der P. K. als „von der Rotmauerschuppe verhüllt" gezeichnete Raum ist selbstver-

ständlich viel breiter als deren Schubweite, denn die große Breite dieses Raumes hat sich durch Ausglättung der Eisensteinmulde ergeben. Die Schubweite der Taverner Schuppe scheint im Höllgraben am größten zu sein. Wenn man mit Hilfe von NEUBAUERS Karte in Profil VIII die unter der Taverner Schuppe verborgene Mulde ergänzt, so erhält man eine Mindestschubweite von 1 *km*, und wenn man außerdem die Mulde ausglättet, so zeigt es sich, daß der unter der Taverner Schuppe verborgene Raum mindestens 1·5 *km* breit war.

Aus NEUBAUERS etwa 500 *m* westlich vom Gipfel des Schober gezogenem Profil I ergibt sich, daß der Raum zwischen P. 917 und dem Schoberkamm vor der Faltung 2 *km* breit war (jetzt sind es 1·5 *km*) und daß die Horizontalkomponente der Schubweite der Hohensteinschuppe hier nur etwa 750 *m* beträgt. Da nach meinem Profil durch den Hohensteingipfel (Taf. I, Profil V) dort die Schubweite etwa doppelt so groß ist, muß eine rasche Abnahme der Schubweite gegen E angenommen werden. Nach NEUBAUERS Karte hat die Hohensteinschuppe an seiner Engleitenlinie ihr östliches Ende. Die in der östlichen Fortsetzung der Hohensteinüberschiebung nördlich vom Niederhof auftretende Schubfläche hat nach NEUBAUERS Profil III eine so geringe horizontale Schubweite, daß der unter dieser Schubfläche jetzt verborgene Raum in der P. K. wegen ihres kleinen Maßstabes nicht darstellbar ist. Da NEUBAUER einwandfrei nachweisen konnte (S. 28), daß BITTNERS (1901, S. 161) Querstörung des Klostertales [1]) nicht vorhanden ist, ist auch die von mir 1928, S. 71, ausgesprochene Meinung irrig, daß der Triasaufbruch im inneren Klostertal (Höllgraben) der Hohensteinschuppe entspricht.

Von NEUBAUERS Profilen eignet sich V besonders gut zur Ausglättung der Falten, da es verhältnismäßig einfach ist und bis zum Stirnrand der Decke reicht. NEUBAUER zeichnet in diesem Profile die Juramulde (Eisensteinmulde) so tief, daß die Klauskalke [2]) vor der Faltung einen dreimal so breiten Raum bedeckten als gegenwärtig (vor der Faltung 750 *m*, heutige Breite der Mulde 250 *m*). Im Bereiche der Schrambacher Musterfalte ist die Verschmälerung durch die Faltung bereits viel geringer: 1·75 *km* vor der Faltung, 1·12 *km* gegenwärtig. Noch geringer ist die Verschmälerung durch die Faltung auf der Strecke vom Birkfelner bis zum Stirnrand der Decke: 5 *km* vor der Faltung, 4 *km* gegenwärtig (gemessen an der Grenze von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk). In Profil VI beträgt die Breite des Ablagerungsraumes etwa 5·5 *km*, die heutige Breite 4·2 *km* (Taverner Überschiebung — Stirnrand). Weiter im Osten ist die Verschmälerung der Lunzer Decke durch die Faltung noch geringer: in Profil VIII hatte der Ablagerungsraum auf der Strecke von der Taverner Überschiebung bis zum Rand des Lilienfelder Halbfensters eine Breite von 3·5 *km*, gegen-

[1]) Ich habe 1928, S. 71, an BITTNERS Ansicht festgehalten, weil ich wegen Zeitmangel meine Aufnahmstätigkeit auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" beschränken mußte und daher den auf Blatt „St. Pölten" gelegenen Hauptteil des Klostertales nicht kartieren konnte.

[2]) Aus NEUBAUERS Karte ergibt sich eine sehr auffallende Diskordanz an der Basis der Klausschichten, da diese nördlich der Glatz auf Kössener Schichten, im Traisental und in Profil V auf Opponitzer Kalken liegen. Ob hier — wie NEUBAUER anzunehmen scheint — eine stratigraphische Diskordanz vorliegt oder ob an der Grenze gegen die Opponitzer Kalke eine Schubfläche verläuft, möchte ich dahingestellt lassen.

wärtig sind es 3 *km*. In dem größtenteils unter den Gosauschichten der Vordereben verborgenen Profil: vor der Faltung 5·5 *km*, jetzt 4·65 *km* (gemessen an der Hauptdolomit-Rhät-Grenze), in dem am Westgehänge des Wiesenbachtals gezogenen Profil VII: vor der Faltung 4·75 (?), jetzt 4 *km*.

Sehr wichtig ist der von NEUBAUER (S. 32) beschriebene, in 1·5 *km* Länge am Westrande des Lilienfelder Halbfensters sichtbare verkehrte Liegendschenkel der Lunzer Decke (Profil VI). Der Ablagerungsraum dieses Liegendschenkels muß natürlich nördlich desjenigen des Hangendschenkels liegen, und zwar muß wegen der verkehrten Lagerung N und S vertauscht gewesen sein. Östlich des Halbfensters ist nur die „eingerollte Stirn" (NEUBAUER S. 34) am Nordgipfel des Puchersreith-Berges (773 *m*) erhalten. Wegen der in den Profilen VII und IX dargestellten verkehrten Lagerung muß auch hier im Ablagerungsraum N und S vertauscht gewesen sein. Aber der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der verkehrten und der normalen Serie muß hier viel kleiner sein als westlich der Traisen, da nur der normal gelagerte Teil der Stirn der Abtragung zum Opfer gefallen ist.

Die östliche Fortsetzung von NEUBAUERS Karte ist die „Geologische Karte der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit a. d. Gölsen" (1 : 25.000) von F. W. PROKOP (1951), welche das zwischen dem Wiesenbachtal und dem Hallbachtal auf Blatt „St. Pölten" gelegene Stück der Lunzer Decke enthält. Zahlreiche Profile ermöglichen auch in diesem Raum eine Abwicklung der Falten und Schuppen.

Nummer der Profile:	1	2	3	4	5	6
Heutige Breite:	3·0 *km*	3·1 *km*	3·5 *km*	3·1 *km*	2·6 *km*	2·8 *km*
Breite des Ablagerungsraumes:	4·2 *km*	4·5 *km*	4·4 *km*	4·0 *km*	4·6 *km*	4·5 *km*

In den Profilen 1 und 2 wurde die Entfernung von der Puchersreith-Verwerfung bis zum Südrande der Karte, in den Profilen 3 und 4 die Entfernung vom Stirnrand der Lunzer Decke bis zum Südrande der Karte, in den Profilen 5 und 6 die Entfernung vom Stirnrand der Decke bis zur Überschiebung der Schwarzwaldeckschuppe gemessen. Die Schwarzwaldeckschuppe entspricht nämlich nach PROKOP (S. 10) der Taverner Schuppe in NEUBAUERS Arbeitsgebiet.

Auf der 3·5 *km* langen Strecke von P. 454 im Wiesenbachtal bis zum Übertritt der Nordgrenze der Liaskalke auf Blatt „St. Pölten" liegt der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Schwarzwaldeckschuppe auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd". Ich selbst habe 1928 diese Linie nicht als Überschiebung betrachtet, doch bin ich jetzt geneigt, mich der Ansicht von NEUBAUER und PROKOP anzuschließen. In der von mir 1928, S. 83, beschriebenen Schichtenfolge wäre die Schubfläche zwischen „neokomer Aptychenkalk" und „jurassischer Hornsteinkalk" anzunehmen. Meine Wendelgupfmulde (1928, S. 84) liegt schon innerhalb der Schwarzwaldeckschuppe.

Die Schubweite der Schwarzwaldeckschuppe kann wegen des bedeutenden Faziesgegensatzes beiderseits des Ausbisses der Schubfläche — Auftreten von ziemlich mächtigen Liaskalken in der Schwarzwaldeckschuppe — nicht ganz unbedeutend sein. Die Abwicklung der obigen 6 Profile läßt erkennen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs durch die Faltung bei den Profilen 5 und 6 merklich größer ist als in den westlicheren Profilen. Die Schubweite der Steigengrabenschuppe und der

ihr im E entsprechenden Atzbachschuppe kann nur ganz unbedeutend sein (im W 0·3, im E 0·5 *km*). Die Scholle der Staffspitze entspricht genau der „eingerollten Stirn" des P. 773 westlich vom Wiesenbachtal, sie erscheint also an der Puchersreith-Verwerfung gegenüber dem Hauptteil der Lunzer Decke gehoben [1]). Die Längsprofile 11, 12 und 13 zeigen, daß auch im Streichen eine merkliche Verkürzung erfolgt ist (Profil 12 ist jetzt 7 *km* lang, der Ablagerungsraum hatte eine Länge von 7·5 *km*).

In dem östlich an PROKOP anschließenden Aufnahmsgebiete NADERS setzt sich der von PROKOP festgestellte Falten- und Schuppenbau fort. NADER unterscheidet eine Lunzer Decke I und II, wobei letztere der Schwarzwaldeckschuppe PROKOPS entspricht und ebenso wie diese Hirlatzkalk führt. Die Lunzer Decke I ist nach dem von NADER im Ostgehänge des Hallbachtales gezogenen Profil stark gefaltet, und auch die von PROKOP beschriebene Atzbachschuppe ist hier noch vorhanden. Über die Abgrenzung zwischen Lunzer und Frankenfelser Decke östlich des Ramsautales siehe S. 250. Die Lunzer Decke II ist sehr stark durch Gosauschichten verhüllt, verschwindet nach NADERS Karte unmittelbar östlich des Ramsautales unter der Reisalpendecke und tritt für 0·5 *km* erst in dem Bergrücken wieder zutage, der die Araburg trägt. Nach NADER besteht nämlich dieser Bergrücken nicht gänzlich aus Triasgesteinen der Reisalpendecke, wie er auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" dargestellt ist, sondern ein kleiner Teil ist aus Rhät- und Juragesteinen der Lunzer Decke II aufgebaut. Bei einem Besuch der Araburg im Juni 1957 habe ich den Eindruck gewonnen, daß NADERS Beobachtung zutreffen dürfte.

Östlich des Hallbachtales tritt eine ganz gewaltige Verschmälerung des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke ein. Während der an der Erdoberfläche sichtbare Teil der Lunzer Decke im Meridian von St. Veit an der Gölsen noch eine Breite von 8·5 *km* besitzt, ist er im Meridian von Hainfeld nur mehr 2 *km*, an der Ostgrenze des Blattes „St. Pölten" sogar nur mehr 0·8 *km* breit, wovon auf die vorgosauischen Gesteine kaum 300 *m* entfallen. Da die Gesteine der Lunzer Decke heftig gefaltet sind, muß dieser Unterschied nach Ausglättung der Falten noch krasser sein. Durch Ausglätten der Falten ergibt sich, daß der sichtbare Teil des Ablagerungsraumes der Lunzer Decke im Meridian von St. Veit a. d. Gölsen mindestens 14·5 *km*, an der Ostgrenze des Blattes „St. Pölten" aber nur etwa 0·4 *km* breit war. Diese starke Verschmälerung der Lunzer Decke gegen E ist zum geringsten Teil dadurch bedingt, daß der nördlichste Randstreifen der Decke hier der Abtragung verfallen ist, zum weitaus größten Teil aber dadurch, daß die Ötscherdecke (Reisalpen-Teildecke) viel weiter gegen N, bis in den Südteil des Blattes „St. Pölten", erhalten geblieben ist und dadurch den größten Teil der Lunzer Decke verhüllt. Da die Reisalpendecke im Gegensatz zur lebhaft gefalteten und geschuppten Lunzer Decke eine nur wenig gefaltete starre Platte ist, die in der Geosynklinale nur unbedeutend breiter war als heute, ergibt sich für den Meridian des Ostrandes des Blattes „St. Pölten" zwischen dem Südrand des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke und dem Nordrand des sichtbaren Teiles der Reisalpendecke in der Geosynklinale ein sehr breiter unsichtbarer Raum, der dadurch

[1]) Nicht abgesenkt, wie PROKOP S. 6 irrtümlich schreibt. Vgl. dazu die richtige Angabe bei NEUBAUER S. 34.

noch größer wird, daß auch die östliche Fortsetzung der Ablagerungsräume der „Zwischenschuppen" (S. 266) dazukommt. Nach meiner Konstruktion hatte dieser heute an der Erdoberfläche nicht sichtbare Raum eine Breite von etwa 20 *km*, wovon ein kleiner Teil auf Verhüllung durch Gosauschichten und Stirnabtragung der Ötscherdecke, weitaus der größte Teil aber auf die Verhüllung durch die Ötscherdecke entfällt. Selbstverständlich ist das nicht so gemeint, daß die Lunzer Decke 20 *km* weit unter die Ötscherdecke hineinreicht, denn die Gesteine auch des verborgenen Teiles der Lunzer Decke sind sicherlich heftig gefaltet und geschuppt. Aber ich würde es für möglich halten, daß die Lunzer Decke bis unter den Gipfel des Unterberges unter die Ötscherdecke hineinreicht.

Auch im Bereiche der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" ist offenbar der unter der Ötscherdecke verborgene Teil der Lunzer Decke ebenso groß, denn der von SPITZ (1919, S. 2) als „Höllensteinzone" bezeichnete Streifen besteht — abgesehen von den zur Frankenfelser Decke gehörenden Teilen (S. 250) — aus der nur wenige *km* breiten nördlichen Randzone der Lunzer Decke. Daß tatsächlich ein beträchtlicher Teil der Lunzer Decke unter der Ötscherdecke verborgen ist, zeigt das Schwechatfenster (S. 286). In der Gegend des Schwechattales ist nur ein 1·5 *km* breiter Stirnstreifen der Lunzer Decke in der Höllensteinzone sichtbar, die übrigen 20 *km* sind von der Ötscherdecke bedeckt, wovon die Erosion nur einen kleinen Teil im Schwechatfenster wieder freigelegt hat. Zwischen dem Mödlingbach und Rodaun, im eigentlichen Höllensteinzug (SPITZ 1910), ist wieder ein etwas breiterer Streifen der Lunzer Decke sichtbar. Der Ablagerungsraum der Lunzer Decke des Höllensteinzuges erscheint in der P. K. selbstverständlich etwas breiter als in der G. K., da die Falten ausgeglättet sind. SPITZ (1910) und MARINER (1926, S. 92, Fig. 7 a u. 7 b) zeichnen die Mulden verhältnismäßig seicht, KÜPPER (Profil unterhalb der G. K. der Umgebung von Wien) wesentlich tiefer. Ich habe bei der Ausglättung der Falten die Profile von SPITZ (1910, Taf. XII u. XIII) benützt, da ich keinen triftigen Grund sehe, die Mulden so tief zu zeichnen wie bei KÜPPER. Auch am Ostende der Kalkalpen sind noch mindestens 15 *km* der Lunzer Decke unter der Ötscherdecke verborgen, was natürlich auch hier nicht besagt, daß die Lunzer Decke 15 *km* weit unter die Ötscherdecke hineinreicht. Die Schubweite der vorgosauischen + nachgosauischen Ötscherdecke (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3) ist hier jedenfalls wesentlich kleiner als 15 *km*, denn es ist sehr wahrscheinlich, daß der verborgene Teil der Lunzer Decke etwa ebenso stark gefaltet ist wie der sichtbare. Ich würde es gar nicht für ausgeschlossen halten, daß die im Schwechatfenster sichtbare liegende Falte (S. 286) auch unterhalb der Anningermasse noch vorhanden ist.

Der Ablagerungsraum der Annaberger Decke

Wenige Stellen im Ostabschnitte der Kalkalpen ermöglichen eine so genaue und lehrreiche Abwicklung wie die im Westteil des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" bis zu ihrer Stirn erhaltene Annaberger Decke, und zwar dadurch, daß einige z. T. miteinander zusammenhängende Fenster in diese Decke eingeschnitten sind, von denen das Annaberger Fenster das größte und am besten aufgeschlossene ist (SPENGLER 1928, S. 60

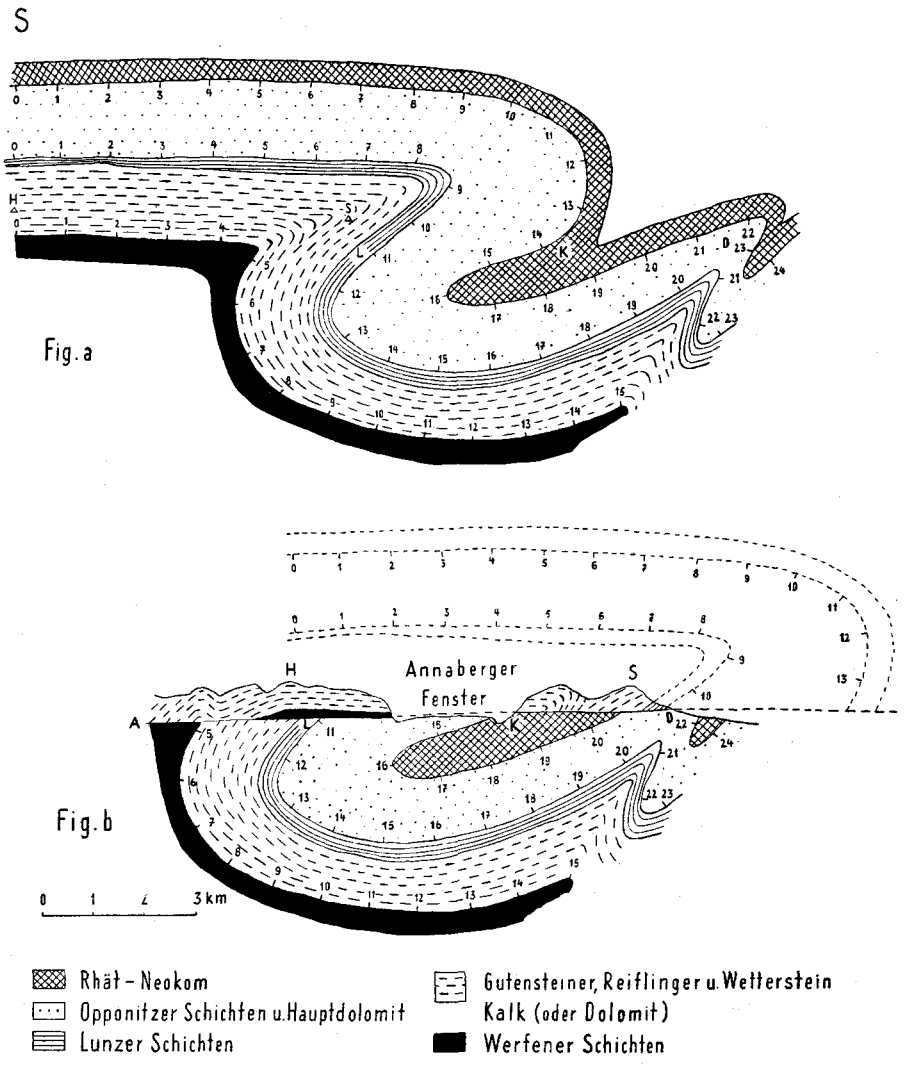

Abb. 5. Die Entstehung der Annaberger Decke.

Fig. a = älterer Zustand (schiefe Falte) } des Profiles III bei SPENGLER
Fig. b = jüngerer Zustand (Annaberger Decke) } 1928, Taf. I.

A = Überschiebungsfläche der Annaberger Decke; H = Hartstein, S = Schlegelberg (in Fig. a Lage der Gipfelgesteine beider Berge); L und K = im Annaberger Fenster sichtbare Lunzer und Kössener Schichten; D = Hauptdolomit nördlich vom Schlegelberg. Die Zahlen bedeuten in beiden Profilen dieselben Stellen. Im Ablagerungsraum bedeuten sie die Horizontalentfernung vom Ablagerungsort des Gipfelgesteins des Hartsteins in Kilometern.

[tektonische Karte], S. 99—107). Der Rahmen des Annaberger Fensters besteht aus Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk, im Fenster ist eine inverse, durch sehr große Mächtigkeit ausgezeichnete, SSW fallende Schichtenfolge aufgeschlossen, welche vom Wettersteinkalk bis

zu den Kössener Schichten reicht (SPENGLER 1928, Taf. I, Profile II und III). Die Annaberger Decke ist daher aus einer gewaltigen schiefen Falte dadurch entstanden, daß sich der Hangendschenkel an einer Scherfläche weiter nach N bewegte [1]).

Abb. 5, Fig. a zeigt ein Profil durch die schiefe Falte aus der Zeit, als die Annaberger Decke noch nicht existierte, Fig. b ein Profil nach Entstehung der Annaberger Decke durch Nordschub des Hangendschenkels der schiefen Falte (= Profil III bei SPENGLER 1928, Taf. I, mit einigen Ergänzungen nach unten und oben). Die an der schiefen Falte beteiligten Schichten besitzen etwa folgende Mächtigkeiten:

Rhät+Jura	500 *m*
Opponitzer Schichten+Hauptdolomit	1200—1500 *m* [2])
Lunzer Schichten	400 *m*
Mitteltrias (Gutensteiner Kalk — Wettersteinkalk)	1000—1500 *m*
	3100—3900 *m*

Diese Mächtigkeiten wurden im Mittelschenkel (im Annaberger Fenster) und im Hangendschenkel (in der Annaberger Decke) beobachtet; der Liegendschenkel liegt gänzlich in der Tiefe. Zweifellos nimmt die Mächtigkeit der kalkig-dolomitischen Triasstufen von N gegen S bedeutend zu. In Profil b [3]) wurde die heutige Landoberfläche nach Profil III (bei SPENGLER 1928) mit den Gipfeln Hartstein (H) und Schlegelberg (S), in Profil a die Lage der Gipfelgesteine der beiden Berge in dem früheren orogenetischen Stadium eingetragen. Ferner wurde mit den beiden Buchstaben L und K in beiden Profilen und auf der P. K. auf dieselben jetzt im Annaberger Fenster aufgeschlossenen Punkte hingewiesen. Der inverse Mittelschenkel ist übrigens nicht nur im Annaberger Fenster, sondern auch im Fenster von Mühlfeld (Profil III a) und im Gösinger Halbfenster (Profil I), der aus Aptychenschichten bestehende Muldenkern in der Pielachursprungmulde (Profil I) aufgeschlossen.

Zur Veranschaulichung der Größe der schiefen Falte wurden in Profil a und b Kilometer eingetragen. Da eine Faltung durch Biegung der Schichten nur möglich ist, wenn die einzelnen Schichten auf ihren Schichtflächen gleiten, liegen nur in ungefalteten Schichtenfolgen die Schichten in ursprünglicher Weise übereinander, in gefalteten Schichtenfolgen hingegen sind die ursprünglich vertikal übereinander gelegenen Punkte um bedeutende Beträge gegeneinander verschoben. Wie ein Vergleich der an der Basis der anisischen Stufe, an der Obergrenze der Lunzer Schichten und der Obergrenze des Hauptdolomits eingetragenen Kilometerzahlen zeigt, erreichen diese Gleitungen auf den Schichtflächen bei so großen Falten in ihrer Summe auch Kilometerbeträge.

---

[1]) Diese Erklärung ist allerdings nur dann möglich, wenn man das Schmelzfenster im Sinne der beiden unteren Profile bei SPENGLER 1928, S. 139, Fig. 14, deutet.

[2]) In der durch Abtragung verschwundenen Sattelbiegung dürfte der Opponitzer Kalk+Hauptdolomit durch Anschoppung sogar eine Mächtigkeit von 2000 *m* erreicht haben. Sehr große Mächtigkeiten des Hauptdolomits kommen auch sonst in diesem Kalkalpenteil vor, z. B. im Göller (Profil IV bei SPENGLER 1928).

[3]) Profil b unterscheidet sich von Profil III nur dadurch, daß die letzte flache Verbiegung der Überschiebungsfläche der Annaberger Decke fehlt.

Zum Zwecke der Abwicklung der Annaberger Decke muß zuerst diese an der Scherfläche zurückgeschoben und dann erst die große schiefe Falte ausgeglättet werden. Wie sich aus einem Vergleich der beiden Stadien des Profils III ergibt, muß man die Annaberger Decke um 6·5 *km* zurückschieben, um das Stadium b ins Stadium a zurückzuverwandeln (in Profil II wären es nur 4, in Profil I nur 3 *km*). Glättet man dann die schiefe Falte aus, so zeigt es sich, daß die Horizontalentfernung der Ablagerungsorte des Hauptdolomits der Lunzer Decke nördlich vom Schlegelberg (D in beiden Profilen) und des Gutensteiner Kalkes des Hartsteins 22 *km* betrug. Jetzt sind beide Punkte 7·5 *km* voneinander entfernt. Da im Ablagerungsraum der Punkt D vom Punkt K 8 *km*, vom Punkt L 10 *km* entfernt war, heute aber die Entfernung K—L 3 *km* beträgt, erscheint die jetzt im Annaberger Fenster sichtbare Gesteinsmasse im Ablagerungsraum in N—S-Richtung kleiner als heute. Das ist durchaus verständlich, denn die heutige Kartenebene schneidet die südfallende Schichtenfolge des Fensters diagonal, und die Diagonale ist länger als eine Seite des Rechteckes. Hingegen zeigt das Annaberger Fenster im Bereiche der Annaberger Decke im Ablagerungsraum fast genau dasselbe Bild wie die heutige Karte, da die Schichten des Fensterrahmens eine recht flache Lagerung besitzen.

Die Sulzbachschuppe ist weiter im W aus derselben Falte entstanden, aber dadurch, daß nicht der Sattel, sondern die Mulde (Pielachursprungmulde) von einer Überschiebungsfläche zerschnitten wurde. Noch weiter im W ist derselbe inverse Mittelschenkel der gewaltigen schiefen Falte im Königsbergprofil sichtbar. Auch hier ist die Schichtenfolge, besonders der Hauptdolomit, wie im Annaberger Fenster, von ungewöhnlicher Mächtigkeit (Abb. 4).

Über die Fortsetzung der Annaberger Decke in das Blatt „Gaming—Mariazell" sei folgendes bemerkt: Den unmittelbar an das Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" angrenzenden Teil habe ich seinerzeit im Anschluß an die Kartierung dieses Blattes begangen und darüber in dem Abschnitt „Das Gösinger Halbfenster" (1928, S. 105—107) berichtet. Ich erkannte die beiden zur Annaberger Decke gehörigen Deckschollen des P. 1181 und der Brandmäuer und sah, daß der Wettersteinkalk [1]) des P. 907 und die Lunzer Schichten bei Gösing und Hohenaß die Fortsetzung der im Annaberger und Mühlfelder Fenster zutage tretenden Serie sind und daher der Lunzer Decke angehören. Ich bezeichnete sie als das „Gösinger Halbfenster".

Über die weitere Fortsetzung der Annaberger Decke gegen W bestehen die Ansichten von AMPFERER (1930), LAHN (1933), TRAUTH (1934) und SPENGLER (1943, 1951, S. 372). Die Untersuchungen TRAUTHS haben gezeigt, daß die Deutungen AMPFERERS und LAHNS nicht in Betracht kommen. Meine 1943 und 1951 geäußerte Ansicht unterscheidet sich von derjenigen TRAUTHS dadurch, daß ich die ausgedehnten Muschelkalkmassen im Bereiche der Vorderen Tormäuer und des Nestelberg- und Hundsgrabens als die Fortsetzung des P. 907 betrachtete und sie daher zur Lunzer Decke rechnete und Tormäuerschuppe nannte, während TRAUTH diese Muschelkalkmassen als die Fortsetzung des P. 1181 ansah und daher zur Annaberger Decke rechnete. Nach meiner damaligen Vorstellung wären

[1]) Gutensteiner und Reiflinger Kalk auf Blatt „Gaming—Mariazell".

die Brandmäuer südlich der Schießwand, nach TRAUTH nördlich derselben sedimentiert.

Ein Versuch, die Abwicklung auf Grund meiner seinerzeit geäußerten Ansicht vorzunehmen, scheiterte an unüberwindlichen Platzschwierigkeiten in dem Raume östlich der Gfälleralm. Ich habe daher meine frühere Deutung aufgegeben und mich der Ansicht TRAUTHS angeschlossen, daß die Muschelkalkmassen der Vorderen Tormäuer samt den ihnen aufgelagerten Lunzer Schichten (bei Brennwiesen und Kerschbaum) zur Annaberger Decke gehören [1]). Die auffallend gerade Grenze zwischen dem Muschelkalk der Annaberger Decke und dem Hauptdolomit der Gfälleralm längs des Hundsgrabens kann wohl nur eine Blattverschiebung sein, an deren Ostseite die Annaberger Decke nach N vorgeschoben und außerdem nachträglich versenkt wurde. RUTTNER betrachtet (1948, S. 112) die steile Überschiebung des Stierhaltkogels als das westliche Ende der Annaberger Decke. Das wird schon richtig sein. Aber die Schubweite dieser Überschiebung ist nur ganz geringfügig (S. 255). An der Blattverschiebung des Hundsgrabens aber nimmt die Schubweite der Annaberger Decke sprunghaft zu, so daß man eigentlich erst östlich dieser Blattverschiebung von einer Decke sprechen kann [2]).

Die Blattverschiebung des Hundsgrabens ist wohl ein ähnliches Gebilde wie diejenige von Göstling (S. 255); an beiden Querstörungen ist der Ostflügel nach N geschoben.

Eine besondere Behandlung erfordert das Schmelzfenster. Überraschenderweise treten bei der Häusergruppe Schmelz südlich von Annaberg wieder Lunzer Schichten, Wettersteinkalk, Jura und Diabas fensterartig unter der Annaberger Decke zutage (SPENGLER 1928, S. 103—104). Das Schmelzfenster ist ein Doppelfenster, denn der Nord- und Ostrahmen wird von der Annaberger Decke, der Süd- und Westrahmen von der Unterbergdecke gebildet (1928, S. 119—120 und tektonische Karte auf S. 60). Der Fensterinhalt des Schmelzfensters erlaubt zwei Deutungen (1928, S. 140 und Fig. 14 auf S. 139). Ich möchte mich der zweiten, durch die beiden unteren Profile der Fig. 14 veranschaulichten Deutungsmöglichkeit anschließen, daß die im Schmelzfenster sichtbaren Gesteine Decken angehören, welche unter der Lunzer Decke liegen. Und zwar möchte ich glauben, daß die Lunzer Schichten und der Wettersteinkalk nahe nördlich der Trias des Höhenbergs (Profil II) sedimentiert wurden, wo mächtige Lunzer Schichten und Wettersteinkalk (1928, S. 63) auftreten. Die Lunzer Schichten und der Wettersteinkalk des Schmelzfensters würden daher dem südlichsten, unter den höheren Decken verborgenen Teile der Frankenfelser Decke angehören. Vom Jura und Diabas des Schmelzfensters möchte ich jetzt vermuten, daß diese Gesteine der Grestener Decke (= Pienidischen Klippendecke) angehören; denn rote und graue Aptychenkalke gibt es auch dort, und basische Eruptivgesteine sind im Bereiche der Klippenzone (z. B. Serpentin von

[1]) Auch die ausgedehnten Massen von Werfener Schichten bei Trübenbach und Wienerbruck, welche sich vom Brandkogel bis über den Ostrand des Blattes „Gaming—Mariazell" erstrecken, habe ich zur Annaberger Decke gerechnet. Es wäre allerdings möglich, daß sie teilweise zur Ötscherdecke gehören.

[2]) Der unter dem östlich der Blattverschiebung gelegenen Teil der Annaberger Decke verborgene Raum ist von dem nur unter der Sulzbachschuppe verborgenen durch zwei gestrichelte N—S verlaufende gerade Linien in der P. K. abgegrenzt.

Gstadt, TRAUTH [1954, S. 115]), aber nicht in der Frankenfelser Decke bekannt. Wenn bei Windischgarsten ein Flyschfenster vorhanden ist, warum soll da nicht in der Schmelz ein Fenster vorliegen, in dem Gesteine der Klippendecke zutage treten? Auf eine zweite analoge Stelle wird S. 267 hingewiesen. Vom Schmelzfenster bis zum Nordrand der Lunzer Decke östlich von Frankenfels sind es jetzt 13 *km*. Es ist nicht notwendig, daß die Lunzer und Annaberger Decke in dieser ganzen Breite von der Frankenfelser Decke unterlagert werden, denn es wäre auch denkbar, daß die Grestener Decke bei ihrer Unterschiebung unter die Kalkalpen von einem nördlicher gelegenen Teile der Frankenfelser Decke ein Stück abgerissen und so weit nach Süden verschleppt hat.

Östlich von Türnitz tritt eine grundsätzliche Änderung im Gebirgsbau ein: die für die Abwicklung so wichtige inverse Serie des Annaberger Fensters verschwindet leider an dessen Ostrand auf Nimmerwiedersehen und der nördliche Schubrand der Annaberger Decke läßt sich nur bis zum P. 720 nördlich von Türnitz verfolgen [1]). SE von P. 720 scheinen Gosauschichten den Schubrand der Annaberger Decke diskordant zu überlagern, was zusammen mit dem Fehlen von Gosauschichten in den Fenstern und unter dem Stirnrand der Decke für vorgosauisches Alter der Annaberger Decke spricht (SPENGLER 1928, S. 126; 1931, S. 88). Östlich von Türnitz aber wird die Annaberger Decke von der sicher nachgosauischen Reisalpendecke abgelöst.

Der Ablagerungsraum der Reisalpendecke und der Zwischenschuppen

Die Reisalpendecke zeigt zwei gegen N vorspringende Lappen: 1. Der P. 833 NW Lehenrotte, 2. Muckenkogel und Klosteralpe östlich der Traisen. Ich glaube, daß die Trennung dieser beiden Lappen nur auf die tief einschneidende Erosion der Traisen zurückzuführen ist [2]). Ebenso ist wohl auch die tiefe und breite Einbuchtung des Nordrandes der Reisalpendecke zwischen der Klosteralpe und dem Höhenberg bei Salzerbad im wesentlichen eine Erosionswirkung.

Die Reisalpendecke ist nur bei Dickenau und von Kleinzell an gegen E unmittelbar auf die Lunzer Decke aufgeschoben. Auf der ganzen Strecke zwischen diesen Punkten sind die beiden Decken durch Zwischenschuppen getrennt. Diese Zwischenschuppen sind teils abgesplitterte Teile der Lunzer Decke, wie die hauptsächlich aus Hauptdolomit und Aptychenkalken bestehende Schuppe z (1928, Profil VIII und IX) und die Staffschuppe z_3 [3])

---

[1]) Meine 1928, S. 99, unter Vorbehalt ausgesprochene Meinung, daß der Zug von Lunzer Schichten: Stelzhof—Responed (nördlich von Türnitz) noch zur Annaberger Decke gehört, hatte ich schon zur Zeit der Reinzeichnung des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" aufgegeben. Es handelt sich vielmehr um die südlichste Antiklinale der Lunzer Decke. A (?) in Profil V ist daher gegenstandslos.

[2]) NEUBAUER (S. 23) glaubt, daß diese beiden Lappen durch ein lokal weiter gegen N gerichtetes Gleiten der Ötscherdecke hervorgerufen sind. Diese Erscheinung müßte sich aber auch im Türnitzer Höger durch ein Zurückbleiben des Mittelstücks bemerkbar machen, wovon nichts zu sehen ist.

[3]) Auf die Schuppe z_2 kann man verzichten, wenn man die Lunzer Schichten des Staff nicht (wie 1928, S. 112) als die westliche Fortsetzung der Kleinzeller Lunzer Schichten, sondern als das normale Hangende des Muschelkalkes der Staffbasis betrachtet. Die aus Aptychenkalken bestehende Zwischenschuppe des Reisalpenprofils (1928, S. 110, Fig. 10, 11) könnte dann auch zur Staffschuppe Z_3 gehören.

(Profil X), teils der von der Hauptmasse der Reisalpendecke überfahrene Stirnteil der Reisalpendecke, wie die Schwarzkogelschuppe z_1 (Profile VI—X). Dabei wurde am Staff ein kleiner Teil von z_1 unter die nördlicher abgelagerte Schuppe z_3 eingewickelt (1928, S. 113).

Auch wenn man, wie es in der P. K. geschehen ist, die Ablagerungsräume der Zwischenschuppen so schmal als möglich annimmt, sind die Ablagerungsorte des Klumbergs (956 *m*), welcher der Lunzer Decke angehört, und des Muckenkogels (Reisalpendecke) mindestens 20·5 *km* voneinander entfernt (1928, S. 138), während die heutige Entfernung nur 2 *km* beträgt. Dabei wurde angenommen, daß die Ablagerungsräume von z_3 (ursprünglich südlichster Teil der Lunzer Decke) und von z_1 (ursprünglich nördlichster Teil der Reisalpendecke) nur etwa 3 *km* voneinander entfernt waren. Denn aus faziellen Gründen ist keine größere Entfernung nötig, da der nördliche Teil der Reisalpendecke im Raume von Kleinzell typische Lunzer Fazies aufweist und der Faziesübergang sich erst innerhalb der Reisalpendecke vollzieht (1928, S. 114—116).

Den *Gryphea* cf. *arcuata* führenden, an Grestener Schichten erinnernden Schubfetzen zwischen Reisalpe und Rotenstein (1928, S. 114) möchte ich nicht aus einer Zwischenschuppe, sondern ähnlich wie die Aptychenkalke des Schmelzfensters (S. 266) aus der die Kalkalpen unterlagernden Grestener Decke beziehen.

Gegen E läßt sich die Trias der Reisalpendecke ununterbrochen bis zum spitzen NE-Ende der Hauptdolomitmasse des Hochecks [1]) verfolgen (1 *km* S des Bahnhofes Altenmarkt-Thenneberg). Auf der Strecke vom Brandstätter Kogel bis über das Kieneck nach E lassen die Fallzeichen und das Vorhandensein der WNW-vergenten Schuppe östlich Speckmann im Gutenbachtal (1928, Profil XI) und der WSW-vergenten Schuppe des Kienecks (Blatt „Wiener Neustadt") einen leichten Zusammenschub im Streichen erkennen. Aus diesem Grunde habe ich (auf Grund einer ganz rohen Schätzung) die Entfernung Brandstätter Kogel—Hocheck im Ablagerungsraum um 2 *km* größer gezeichnet als gegenwärtig.

Das Verhältnis der Hauptdolomitmasse des Hochecks zum Muschelkalk des Kienberg-Gemeindeberg-Zuges wird im „Wassertal" südlich des Bahnhofes Altenmarkt-Thenneberg von SPITZ (1919) und KÜPPER (1949) verschieden gedeutet. SPITZ sagt S. 49: „Im allgemeinen liegt der Dolomit im Wassertal deutlich über dem Muschelkalk. Eine schmale Zunge scheint jedoch unter den Muschelkalk herabzugehen (Lagerung?); ich bin nicht sicher, ob hier nicht Muschelkalkdolomit vorliegt, der unmittelbar an den Hauptdolomit grenzt." Das Profil 15 bei SPITZ steht mit seiner Karte insofern nicht in Übereinstimmung, als es an der N-Seite des Mittagskogels nur Gutensteiner Kalk, keinen Hauptdolomit anschneidet, während seine Karte hier Hauptdolomit angibt. Nach KÜPPERS Karte (Taf. I) ist der Muschelkalk des Kienberges auf den Hauptdolomit des Hocheckzuges aufgeschoben. S. 125 schreibt KÜPPER: „Ergänzend soll noch erwähnt werden, daß die Gosau SW des Mittagskogels mit der SSW streichenden Gosau W von Altenmarkt zusammenhängen kann, so daß die Untertriaskalke auf die Hauptdolomite des Hochecks aufgeschoben wären. Überzeugende Aufschlüsse, die für diese Deutung sprechen, fehlen leider." Im Sinne der Deutung KÜPPERS zeichne ich in der P. K. den Ablagerungsraum des Muschelkalkes des Kienberg-Gemeindeberg-Zuges um 0·5 *km* südlicher als in der G. K.

Ein weiterer Unterschied betrifft den Wiegenberg (580 *m*) N von Altenmarkt. SPITZ betrachtet ihn als Muschelkalkdolomit und daher als eine

[1]) Die Reisalpendecke ist mit der Hocheckschuppe bei SPITZ (1919) identisch.

Deckscholle der Hocheckschuppe (Profil 13), KÜPPER hingegen hält den Wiegenberg für Hauptdolomit und erst das SE angrenzende Steinkampl (585 *m*) für Muschelkalk und legt daher die Überschiebung der Ötscherdecke erst in den Sattel zwischen Wiegenberg und Steinkampl (S. 125, Karte Taf. 1, Profil 3 auf S. 124). Da aber nach diesem Profil der Hauptdolomit des Wiegenberges auch auf die Gosauzone Brühl—Altenmarkt aufgeschoben ist, gehört der Wiegenberg offenbar zu einer Schuppe der Lunzer Decke.

Dem Nordrand der Reisalpendecke sind auf Blatt „St. Pölten" östlich vom Ramsautal ein kleines Muschelkalkvorkommen und ein 850 *m* langer Zug von Werfener Schichten vorgelagert, welche offenbar keine Deckschollen auf den Gosauschichten bilden, sondern unter diesen hervortauchen.

Ebenso gelagert ist nach KÜPPER 1949, Taf. 1 (geol. Karte) und Profil 3, S. 124 ein Muschelkalkvorkommen und ein sehr kleiner Rest von Werfener Schiefern südlich von Altenmarkt. SPITZ hingegen deutet diese Vorkommen als Deckschollen der nachgosauischen Hocheckschuppe. Da auch auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" (1952) diese Ansicht vertreten wird, folge ich für diese beiden Vorkommen der Deutung von SPITZ.

Aber der Muschelkalk und die Werfener Schichten östlich des Ramsautales können nicht zur nachgosauischen Reisalpendecke, aber auch nicht zur Lunzer Decke gehören, da diese hier in ihrem Südteil überwiegend aus Jura besteht, sondern nur zu einer bereits vorgosauisch der Lunzer Decke aufgeschobenen Ötscherdecke, deren Schubweite wohl erheblich größer war als diejenige der nachgosauischen Reisalpendecke. Das Verdienst, als erster diesen Werdegang der Gebirgsbildung erkannt zu haben, gebührt A. SPITZ (1919, Fig. 12 auf S. 108). Diese vorgosauische Ötscherdecke entspricht nach Alter und Bildungsart der Annaberger Decke, wie schon ein Vergleich des Profils a in Fig. 12 bei SPITZ mit meinem S. 262 gegebenen Profil b durch die Annaberger Decke zeigt. Bestätigt wird das Vorhandensein einer vorgosauischen Ötscherdecke durch eine Bohrung bei Brunn a. Geb. (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3).

Der Ablagerungsraum der Ötscherdecke

1. Der Raum zwischen Hieflau und Mariazell

Der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Ötscherdecke über die Lunzer Decke beginnt im W am Gamsbach unterhalb Gams, wo der Dachsteinkalk der Ötscherdecke unter Zwischenschaltung eines schmalen (zur Hallstätter Decke gehörigen?) Streifens von Haselgebirge an den Hauptdolomit der Großreiflinger Scholle grenzt, welche hier die oberste Schuppe der Lunzer Decke ist. Südwestlich des Gamstales gehört wohl noch ein sehr schmaler Streifen von Dachsteinkalk zwischen den Höfen Reitter und Kaiser zur Ötscherdecke, sonst aber ist hier die Trias des NW-Randes der Ötscherdecke und der Ausbiß der Überschiebungsfläche der Ötscherdecke über die Lunzer Decke unter den Gosauschichten des Beckens von Gams verborgen (AMPFERER 1931, S. 261: „Gegen W zu greift die Gosaubucht von Gams über den Rand des Dachsteinkalkgebirges hinaus und verkittet dasselbe mit dem Hauptdolomitgebiet der Steinmauer."). Demnach ist die Überschiebung hier bereits vorgosauisch. Wahrscheinlich setzt sich die Überschiebung unter den Gosauschichten des Gamser Beckens gegen W

in die Überschiebung der Gesäuseberge (Tamischbachturm—Buchstein) über die Großreiflinger Scholle fort, so daß Ötscherdecke = Gesäusedecke ist (AMPFERER 1931, S. 255: „Man kann also wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit von einer geschlossenen Verbindung des Dachsteinkalkrandes unter der Gosaubucht von Gams reden.").

Im Gegensatze dazu ist nach den Beobachtungen von AMPFERER, TRAUTH und RUTTNER (1948, S. 102) die Überschiebung der Ötscherdecke auf Blatt „Gaming—Mariazell" nachgosauisch. Das braucht kein Widerspruch zu sein. Es ist auch an anderen Stellen der Kalkalpen beobachtet, daß sich eine vor Ablagerung der Gosauschichten entstandene Überschiebungsfläche im Tertiär nochmals in Bewegung setzte (z. B. Reteralmdecke bei Reichenhall, SPENGLER 1951, S. 361, Fußnote).

Genauso wie die Gesäusedecke im Bereiche der Gesäuseberge bis zum heutigen Südrande der Kalkalpen reicht, ist es in der Hochschwabgruppe mit der Ötscherdecke. Wie ich bereits 1922, S. 163—168, gezeigt habe, ist BITTNERS „Gußwerk—Admonter Linie", die in ihrem Westteil mit der Gesäuseverwerfung identisch ist, kein Ausbiß einer Deckenüberschiebung, sondern vom Admonter Becken bis zum Brunntal eine Verwerfung (bzw. Blattverschiebung, siehe S. 271), die sich erst östlich des Brunntales in eine zunächst sehr steile, aber gegen E flacher werdende südfallende Überschiebungsfläche verwandelt, die sich gegen E bis zum Ostfuß der Sauwand verfolgen läßt. Auf dieser 23 *km* langen Strecke kann man also von einer Hochschwabschuppe sprechen (SPENGLER 1925, S. 290) [1]). Trotz der faziellen Übereinstimmung (mächtige massige Wettersteinkalke) besteht kein tektonischer Zusammenhang mit der Schneebergdecke (SPENGLER 1931, CORNELIUS 1939), sondern nur mit der Hohen Veitsch und mit dem vom Mürzquertal zerschnittenen, durch Mürztaler Fazies ausgezeichneten Gebiet, welches die Deckschollen der Lachalpendecke trägt (S. 289). Es gehört also trotz der abweichenden Fazies (Riff-Fazies) die Hochschwabgruppe zur Ötscherdecke, eine „Hochalpine Decke" im Sinne KOBERS gibt es nicht [2]).

Von Gams setzt sich der Nordrand der Ötscherdecke über Palfau—Lassing—Noth (Steinbachtal)—Durchlaß (oberhalb des Lunzer Sees)—Langau zum Nordhang des Ötscher fort (siehe tektonische Karte bei RUTTNER 1948).

Auf der Strecke von „Ablaß" (westlich des Steinbachgrabens) bis zum Ybbsquertal habe ich keine Stirnabtragung angenommen, da nach RUTTNER (1948, S. 101) hier die Ötscherdecke bis zu ihrer Stirn erhalten ist. Aus der Abwicklung ergab sich für den zwischen Gams und Lassing gelegenen Teil der Ötscherdecke eine Mindestschubweite von etwa 11 *km*.

---

[1]) Der nördlich des Ablagerungsraumes der Hochschwabschuppe mit Sign. II bezeichnete Raum liegt jetzt teils unter der Hallstätter Deckscholle des P. 1138, teils unter der Hochschwabschuppe verborgen.

[2]) Ich betone das hier hauptsächlich aus dem Grunde, weil P. BECK-MANNAGETTA in seiner 1955 veröffentlichten „Tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich" die Gußwerk—Admonter Linie von Hieflau an gegen E — ähnlich wie KOBER — als Überschiebung zwischen zwei Großeinheiten eingetragen hat. Auch die Ausscheidung einer breiten Hallstätter Zone im Bereiche des Gamser Gosaubeckens und das östliche Ende der Gesäusedecke bei Wildalpen widerspricht meinen Kartierungsbefunden (siehe SPENGLER 1957 a).

Bei Göstling und Lunz ist in der P. K. zwischen den Ablagerungsräumen der Sulzbachschuppe und der Ötscherdecke sogar ein Zwischenraum von nur 5—6 *km* Breite gezeichnet. Hier scheint allerdings die große Faziesverschiedenheit zwischen beiden tektonischen Einheiten für eine größere Schubweite zu sprechen. Anderseits ist zu berücksichtigen, daß sich gerade dieser Faziesübergang auch auf ganz kurzer Entfernung vollziehen kann, wie die Verhältnisse in der Reisalpendecke bei Kleinzell zeigen (SPENGLER 1928, S. 114; 1951, S. 373).

Der nördlich der Gußwerk—Admonter Linie gelegene Teil der Ötscherdecke hat in dem Raume zwischen Hieflau und Mariazell sowohl in N—S- als in W—E-Richtung eine beträchtliche Verschmälerung durch Faltung und Schuppung erfahren. Hingegen verhielt sich der südlich dieser Linie gelegene Teil, die aus massigen Riffkalken bestehende Hochschwabgruppe, viel starrer gegen den Tangentialdruck.

Im Bereiche des Ostteils des Gosaubeckens von Gams sind einige N-vergente Schuppen von geringer Schubweite vorhanden (SPENGLER 1922, S. 173, Profil X). Durch Abwicklung der Schuppen und Falten im Bereiche des Gamser Gosaubeckens und des Hochkar ergab sich, daß die Entfernung Lassing—Hochkar—Gr. Geiger vor der Orogenese um etwa 4 *km* größer war als gegenwärtig.

In den Gebirgsgruppen des Hochkar, Dürrenstein und Ötscher, aber auch im Zuge der Kräuterin und in dem dazwischen gelegenen Raume (Dolomitgebiet von Abbrenn) weist die Ötscherdecke ein SW—NE gerichtetes Hauptstreichen auf, welches etwa parallel verläuft mit dem Streichen der nördlich angrenzenden „Musterfalten" der Lunzer Decke. Gegen NE nimmt das Ausmaß des normal auf dieses Hauptstreichen gerichteten tektonischen Zusammenschubes zu. In dem Profil Langau—Neuhaus—Greith überschreitet man mehr Schubflächen als in dem Profil Steinbachtal [1])—Hochstadl. In letzterem Profil überschreitet man nur die Neuhauser Überschiebung (SPENGLER 1922, S. 171) bei Abbrenn, in ersterem außer der Neuhauser Überschiebung eine etwa 2 *km* nördlich von Neuhaus verlaufende Parallelstörung [2]), ferner die Überschiebung bei der Reislacken (SPENGLER 1925, S. 282, Profil XIV und S. 285) und die Überschiebung der Wieskogel-Tribein-Schuppe (Profil XIV und S. 283). Macht man diese Schubflächen und die Falten rückgängig, so ergibt sich ein Ablagerungsraum, der sich gegen E fächerförmig verbreitert. Das hat weiter zur Folge, daß der Ostteil der Hochschwabgruppe in der Geosynklinale etwas südlicher lag als der Westteil, so daß z. B. die Ebenstein und Hochschwab verbindende Gerade, welche heute 80° streicht, nach meiner Rekonstruktion vor der Orogenese in der Richtung 110° verlief. Oder mit anderen Worten, die Hochschwabgruppe hat sich bei der Orogenese um 30° entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht. Das würde bedeuten, daß schon von den Weyrer Bögen an die Drehung in die westkarpathische Richtung beginnt.

Ferner ist in dem westlichen Teil der Ötscherdecke auch eine Raumverkürzung im Streichen, also in der Richtung W—E oder SW—NE, ein-

[1]) Allerdings ist hier die Raumverschmälerung durch Faltung nicht unbedeutend, wie z. B. TRAUTHS Profil längs des Tremmlstollens zeigt (1948, Taf. III).

[2]) E—W-Störung bei RUTTNER 1949.

getreten. Diese Querfaltung ist schon im Gebiete des Akogels nördlich des Westteiles des Gamser Gosaubeckens zu beobachten (AMPFERER 1931, S. 254—255, Fig. 13). Viel stärker ist nach AMPFERER (1930, S. 74, Fig. 31) und RUTTNER (1948, S. 105, Abb. 2) diese Querfaltung mit N—S bis NW—SE streichenden Achsen am Nordrande der Ötscherdecke südlich von Lunz ausgeprägt. Die Fallzeichen auf Karte Taf. I bei RUTTNER 1948 zeigen, daß im Gebiete des Hetzkogels und Scheiblingsteins das W-Fallen des Dachsteinkalkes weitaus überwiegt. Durch Ausglätten dieser Querfaltung ergab sich, daß die Ablagerungsorte von Akogel und Ötscher etwa 40 *km* voneinander entfernt waren, während die heutige Entfernung nur 36·5 *km* beträgt.

Die starke Querfaltung mit N—S bis NW—SE-Achsen scheint auf den Raum nördlich der E—W-Störung (RUTTNER 1949) beschränkt zu sein. Südlich dieser Störung setzt nach RUTTNER ein anderer Bauplan (mit NNE—SSW-Achsen) ein, der wohl gegen S in den Bauplan mit NE—SW-Achsen im Dolomitgebiet von Abbrenn und in der Kräuterin übergeht. Aber auch dieser Bauplan hat eine E—W-Komponente und muß daher auch zu einer Verkürzung in E—W-Richtung führen.

Aber von der felsigen und daher gut aufgeschlossenen Hochschwabgruppe südlich der Gußwerk—Admonter Linie kann man wohl mit Sicherheit behaupten, daß eine Querfaltung fehlt. Die massigen Riffkalke würden wohl auch keine Faltung erlauben, aber es fehlen auch Anzeichen von Raumverkürzung in anderer Form, z. B. N—S streichende Schuppen. Es passen daher vor der Orogenese der nördlich und südlich der Gußwerk—Admonter Linie gelegene Raum nicht zusammen; die Hochschwabgruppe ist zu kurz.

Ich vermute nun, daß an der Gesäuseverwerfung (S. 234) außer einer Senkung des Südflügels auch eine gegen E gerichtete Horizontalverschiebung des Nordflügels (Buchstein, Tamischbachturm) um 2·5 *km* eingetreten ist. Die Gesäuseverwerfung wäre daher gleichzeitig eine W—E streichende Blattverschiebung. Macht man die Blattverschiebung rückgängig, d. h. schiebt man den Buchstein und Tamischbachturm um 2·5 *km* nach W zurück, so lag der Dachsteinkalk des Gstattersteins genau südlich desjenigen des Tamischbachturms und derjenige des Himbeersteins nur 0·5 *km* westlicher als der Gr. Buchstein. Diese 2·5 *km* betragende E-Verschiebung des Nordflügels würde sich in der östlichen Fortsetzung der Gesäuseverwerfung auf der Strecke von Hieflau bis Rotmoos durch den W—E-Zusammenschub des Nordflügels allmählich ausgleichen.

Der Ablagerungsraum der Hochschwabgruppe mußte in N—S-Richtung nur wenig breiter gezeichnet werden als gegenwärtig, da nur die ziemlich flache Gschöderer Antiklinale und die Antiklinale Eisenerz—Seeberg, die nur zwischen Heuschlagmauer und Hörndlmauer etwas stärker aufgewölbt ist (SPENGLER 1922, S. 157, Profil I), ausgeglättet und einige unbedeutende südvergente Schuppen beim Sackwiesensee (Profil III) und bei Seewiesen rückgängig gemacht werden mußten. So wurde z. B. die Entfernung Rotmoos — Ilgner Hocheck im Ablagerungsraum 17 *km* groß gezeichnet, während sie heute nur 15 *km* beträgt.

2. Der Ablagerungsraum der Unterbergdecke.

Wie ich bereits 1928, S. 135, festgestellt habe, ist die Unterbergdecke des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" die östliche Fortsetzung der nördlichen, unter der Neuhauser Überschiebung gelegenen Schuppe der Ötscherdecke des Blattes „Gaming—Mariazell".

Eine Bestimmung der Mindestschubweite der Unterbergdecke ist vor allem mit Hilfe des Halbfensters im Traisentale südlich von Hohenberg und der kleinen Deckscholle am Stadelberg möglich (SPENGLER 1928, S. 118—119). Die Deckscholle am Stadelberg liegt 3·5 *km* nördlicher als das Südende des Halbfensters bei der Walchmühle im Traisentale. Unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Stirnabtragung der Unterbergdecke ergibt sich daraus, daß z. B. bei Hohenberg die jetzt an der Überschiebungslinie unmittelbar aneinandergrenzenden Gesteine der Reisalpen- und Unterbergdecke vor der Orogenese mindestens 5 *km* voneinander entfernt waren.

Am Unterberg selbst erfordern die zwei kleinen Fenster von Hauptdolomit zwischen Blockboden und Brunntaler Höhe eine Mindestschubweite der Unterbergdecke von 1 *km*. Ich habe aber mit Rücksicht auf die oben dargestellten Verhältnisse bei Hohenberg auch noch am Unterberg selbst eine Schubweite von 3 *km* angenommen, die sich auf Blatt „Wiener Neustadt" am Trafelberg auf 2 *km* verkleinert.

Beim Panzenbeck im Tale des Mirabaches zeigt der Ausbiß der Überschiebung der Unterbergdecke eine ganz scharfe Knickung aus W—E in SW—NE-Streichen (aus dem alpinen in das westkarpatische Streichen). Die Vergenz der Überschiebung ändert sich daher plötzlich von N auf NW. Da somit die Schubrichungen beiderseits dieser Knickstelle gegen NNW konvergieren, muß hier durch das Zusammenwirken der beiden Schubrichtungen eine Verkürzung im Streichen eingetreten sein. Das muß sich darin äußern, daß die eine der beiden Schubmassen an der Knickungsstelle etwas auf die andere hinaufgeschoben ist [1]). Nach einer Beobachtung von KÜPPER scheint tatsächlich die Further Schuppe (= Schönschuppe bei SPITZ 1919) auf die Unterbergschuppe aufgeschoben zu sein. KÜPPER schreibt (1951 a, S. 85): „Es besteht der Eindruck, als ob die Basis der Further Schuppe beim Hainthaler (heute Leitner Wirt) nicht in die Basisfläche der Unterbergdecke nach W einbiegt, sondern zumindest ein Parallelast der Further Schuppe noch weiter nach S sich in der Richtung des Lederkogels erstreckt. Vorläufig ergibt sich hieraus, in großen Umrissen, daß die Unterbergdecke von der Further Schuppe überfahren wird." Um dieser Beobachtung Rechnung zu tragen, habe ich — wegen des Fehlens einer neueren Karte leider in ganz schematischer Weise — in der P. K. einen gegen S spitz endigenden Raum eingetragen, welcher den unter der Further Schuppe verborgenen Teil der Unterbergdecke andeuten soll. Der NW-Schub der Further Schuppe ist jedenfalls jünger als die N-Vergenz, wie die von KOBER (1911, Taf. III) beschriebene und abgebildete nordvergente Gaissteinfalte innerhalb der Further Schuppe zeigt.

[1]) Es ist im kleinen dieselbe Erscheinung, welche im großen nach KOSSMAT an der Grenze zwischen dem W—E-Streichen der Südalpen und dem NW—SE-Streichen der Dinariden zu beobachten ist.

Der Ablagerungsraum der Further Schuppe wurde zwischen Almesbrunnberg und Schönberg um 1 *km* länger gezeichnet als die gegenwärtige Länge. Daß hier eine tektonische Verkürzung eingetreten ist, zeigt u. a. die Gaissteinfalte.

3. Der Ablagerungsraum der Göllerdecke

Die Göllerdecke des Blattes „Schneeberg—St. Aegyd" ist die östliche Fortsetzung der südlichen, über der Neuhauser Überschiebung gelegenen Schuppe der Ötscherdecke des Blattes „Gaming—Mariazell". Bei der Darstellung des bei Mariazell gelegenen Teiles des Ablagerungsraumes der Göllerdecke wurde die Karte von HAUSER (1942, Taf. IX und X) benützt.

Die Göllerdecke besaß einen Stirnteil aus Wettersteinkalk, der aber nur am Größenberg (1086 *m*) westlich von Rohr annähernd vollständig erhalten ist und anzeigt, wie weit die Göllerdecke ursprünglich nach N gereicht hat. Weitere Reste dieses Wettersteinkalkzuges sind am Sauecker Kogel (SE St. Aegyd) und Haselstein erhalten. An den dazwischen gelegenen Stellen ist der aus Wettersteinkalk bestehende Stirnteil der Decke abgetragen, so daß man sich vorstellen muß, daß die Decke einst bis St. Aegyd und Rohr gereicht hat. Aus dem Vorsprung des Größenberges ergibt sich eine Schubweite von mindestens 5 *km*.

Das weite Vorspringen des Größenberges nach N ist nur auf Erosion und nicht darauf zurückzuführen, daß hier die Decke lokal weiter nach N vorgestoßen wurde. Denn wenn das der Fall wäre, müßte es sich dadurch bemerkbar machen, daß beiderseits des Größenberges Wettersteinkalk in südlicherer Lage auftritt.

Im Gegensatze zu der Unterbergdecke zeigt die Göllerdecke an der Grenze zwischen dem alpinen W—E-Streichen und dem westkarpatischen SW—NE-Streichen keinen scharfen Knick, sondern einen sanft und gleichmäßig gekrümmten Bogen.

Nach der geologischen Karte, Blatt „Wiener Neustadt" würde ich den 14 *km* langen Zug von Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk, der sich vom Kloster Mariahilferberg über Muggendorf und Hochwald bis fast zum Further Tal verfolgen läßt, für eine Deckscholle halten, wie es ein Profil bei KOBER (1911, Taf. IV, Profil II) zeigt. Die nordwestliche Begrenzung ist zweifellos eine Überschiebungsfläche, aber auch die südöstliche Begrenzung vom Eisenhammer Gutenstein über Blättertal—Helmwiese—Auf dem Hohenwart—Wegscheid scheint eine Überschiebung zu sein, an der an vielen Stellen Werfener Schichten in unmittelbaren Kontakt mit Lunzer Schichten und Hauptdolomit kommen. Bei zwei Exkursionen im Frühjahr 1957 habe ich gesehen, daß die Werfener Schichten bei den Bethsteighäusern und bei Brandleiten zwar sehr schlecht aufgeschlossen, aber doch im Verwitterungsboden nachweisbar sind. Auch sonst gewann ich bei dieser Gelegenheit den Eindruck, daß KOSSMATS Karte verläßlich ist. Bei Gutenstein dürfte der Wettersteinkalk südlich des Bahnhofes einerseits mit dem Gutensteiner Kalk der Deckscholle, anderseits mit dem Ramsaudolomit [1]) des Neukogls (855 *m*) normal verbunden sein, so daß die Deckscholle eigentlich eine Halbdeckscholle ist.

[1]) In der geologischen Spezialkarte „Wiener Neustadt" ist der Dolomit des Neukogls als Hauptdolomit eingetragen. Es handelt sich aber zweifellos um Ramsaudolomit (SPENGLER 1931, S. 94).

Hingegen dürfte der spitz beim Bahnhof Gutenstein beginnende, sich gegen NE allmählich verbreiternde Streifen von Hauptdolomit halbfensterartig darunter hervortreten, so daß das von der Straße Pernitz—Pottenstein durchzogene Schärfftal innerhalb dieses Halbfensters verlaufen würde.

Die Göllerdecke läßt sich auf Blatt „Wiener Neustadt" ununterbrochen bis in die Nähe von Pernitz verfolgen. Hier aber ist sie durch das Tertiär von Weidmannsfeld und das Quartär von Neusiedl verhüllt. Nach dem Kartenbild ist es aber sehr wahrscheinlich, daß sich der zwischen beiden Neukögeln durchziehende Streifen von Lunzer und Opponitzer Schichten im Wolfskogel [1]) fortsetzt. Demnach wäre die Deckscholle des Hochwald mit der am Wolfskogel beginnenden Schuppe zu verbinden, welche als die Hauptschuppe der Göllerdecke bezeichnet werden kann. Daraus ergibt sich auch für den Raum zwischen Pernitz und dem Further Tal eine Mindestschubweite der Göllerdecke von 5 *km*.

Nach der geologischen Karte läßt sich die Schubfläche an der Basis der Hauptschuppe nur bis zum Waxeneck verfolgen. Ich aber würde es für wahrscheinlich halten, daß die Schubfläche NE vom Waxeneck etwa 2 *km* im Hauptdolomit verläuft, dann von dem Tertiär westlich von Pottenstein verhüllt ist, die Triesting als Überschiebung von Hauptdolomit über Rhät bei Josefsbrunn überschreitet und schließlich unter dem Tertiär der Triestingsenke verschwindet.

Hingegen bildet die mit dem Wettersteinkalk der Steinwand beginnende und auch den Hauptdolomit „Auf der Wurzen" enthaltende Schuppe eine untere [2]), der mit Lunzer Schichten beginnende Hauptdolomitzug des Schärfftales eine obere Zwischenschuppe zwischen der Unterberg- und Göllerdecke. Nördlich des Gasthofes „Bruthenne" im Further Tal scheinen sich die beiden Zwischenschuppen zu vereinigen. Die Abspaltung der Zwischenschuppen hängt offenbar mit dem Übergang aus der Nordvergenz in die Nordwestvergenz zusammen.

Unter der Überschiebungsfläche der Göllerdecke treten auf der etwa 100 *km* langen Strecke vom Salzatal südlich vom Hochkar bis zum Triestingtal nirgends Gosauschichten zutage. Es ist daher möglich, wenn auch nicht wahrscheinlich, daß die Göllerschuppe bereits vorgosauisch ist. Hingegen ist die untere der beiden Zwischenschuppen zwischen der Unterberg- und der Göllerdecke, die man als Schuppe der Steinwandklamm bezeichnen kann, sicher nachgosauisch, da bei der Steinwandklamm, vor allem aber bei Furth unter dieser Schuppe Gosauschichten zutage treten. Dasselbe gilt von der im folgenden behandelten Gippel- und Baumeckschuppe im Hangenden der Hauptschuppe der Göllerdecke, da auch unter dieser an einigen Stellen Gosauschichten liegen.

Die Gippelschuppe (SPENGLER 1928, Taf. I, Profil VI) ist nur 9·5 *km* lang und besitzt daher wohl auch eine sehr geringe Schubweite.

Östlich des Schwarzatales hat eine ähnliche Stellung die über die Gosauschichten SE von Schwarzau überschobene Baumeckschuppe (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profile XIII—XVI). Der westliche Teil der Baumeck-

[1]) Die Opponitzer Schichten des Wolfskogels sind in einem kleinen Steinbruch hinter dem Hause des Schuhmachers Reszner in Pernitz gut aufgeschlossen.

[2]) Zu der unteren Zwischenschuppe dürfte auch der Wettersteinkalk des P. 705 am Mariahilferberg bei Gutenstein gehören.

schuppe vom Schwarzatal bis zum Klostertaler Gscheid hat eine Neuaufnahme durch H. P. CORNELIUS (1951) erfahren. Mit Hilfe seiner Profile (S. 77, Abb. 20) läßt sie sich gut abwickeln. Vor allem zeigt es sich, daß der Hauptdolomit des Baumeckkogels durch eine steilstehende Schubfläche von dem nördlichen, aus Wettersteindolomit und Lunzer Schichten mit diskordant darüberliegenden Gosauschichten aufgebauten Teile der Schuppe getrennt ist. Die südliche, aus Hauptdolomit und aufgelagertem geringmächtigen Rhät und Jura bestehende Teilschuppe wird von CORNELIUS als Schürmkogelschuppe abgetrennt. Versucht man die Faltung der nördlichen Teilschuppe in Abb. 20, Profil g auszuglätten, so erhält man eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 1·5 *km* (heutige Breite 950 *m*). Für die Schürmkogelschuppe ergibt sich eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 600 *m* (heutige Breite 300 *m*). Die Schubweite der Schürmkogelschuppe schätze ich auf etwa 0·5 *km*. Die östliche Fortsetzung der Schürmkogelschuppe ist wohl die Überschiebung von Dachsteinkalk auf Gosauschichten am Nordfuß des Kuhschneeberges (CORNELIUS S. 36, Abb. 4, Profile c und d). Daß auch Verkürzungen der Baumeckschuppe im Streichen eingetreten sind, zeigt das Profil S. 82, Abb. 21 bei CORNELIUS 1951.

Die Überschiebung an der Basis dieser Schuppe läßt sich auf Blatt „Wiener Neustadt" mit Hilfe eines Streifens von Lunzer Schichten bis zum Hause „Am Feldbaum" verfolgen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß sie von hier an durch 3 *km* gänzlich im Hauptdolomit verläuft und dann wieder durch einen Streifen von Lunzer Schichten südlich des Ortgrabens angedeutet ist. Dann folgt wohl wieder eine 2 *km* lange Strecke im Hauptdolomit und hierauf Bedeckung durch das Tertiär von Weidmannsfeld. Wahrscheinlich taucht dieselbe Schubfläche am Nordostrand dieses schmalen Tertiärstreifens zwischen den Kössener Schichten und dem Dachsteinkalk im Nordgehänge des Kitzberges wieder auf. An der Hohen Mandling treten wieder Gosauschichten unter der Überschiebungsfläche auf, von der „Schwaig" an verläuft sie neuerdings gänzlich im Hauptdolomit des Grillenberger Tales und verschwindet bei Grillenberg unter dem Tertiär. Der verhältnismäßig gerade Verlauf der Überschiebungslinie spricht für eine steile Stellung der Schubfläche und geringe Schubweite. Am Höchbauerberg (im Voistale) und im Piestingtale beträgt die Schubweite mindestens 1 *km*. Dieser Betrag wurde für die ganze Überschiebungsfläche angenommen. Für die Baumeckschuppe ergibt sich durch Ausglätten der Falte in Profil XV (SPENGLER 1931, Taf. XIX) eine Breite des Ablagerungsraumes von etwa 1·8 *km*.[1] In dem Raume NW der Dürren Wand dürfte der Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles dieser Schuppe wesentlich schmäler sein; ich habe ihn 700 *m* breit gezeichnet. Im Piestingtale dürfte der Ablagerungsraum der Baumeckschuppe etwa 1·5 *km* breit sein und bis Grillenberg eine Breite von 2·5 *km* erreichen.

Das durch das Tertiär von Grillenberg oberflächlich getrennte Triasgebiet des Guglzipf, in das das Triestingtal zwischen Berndorf und St. Veit eingeschnitten ist, gehört wohl auch zur Baumeckschuppe. Man kann daher diese nach ihren Endpunkten besser als Baumeck-Guglzipf-Schuppe bezeichnen, die man somit in einer Länge von über 37 *km* im Streichen verfolgen kann. Da allerdings von der „Schwaig" bis Mühlfeld (bei Grillenberg) die Überschiebungslinie auf der Karte „Wiener Neustadt" gänzlich durch Hauptdolomit gezogen ist und von hier bis Berndorf durch Tertiär

verhüllt ist, ist es fraglich, ob auf dieser 10 *km* langen Strecke noch eine tektonische Trennung von der Hauptschuppe der Göllerdecke vorhanden ist.

Über der Baumeckschuppe liegt eine Schuppe, welche ich auf Blatt „Schneeberg—St. Aegyd" Kohlbergschuppe [1]) genannt habe (SPENGLER 1931, S. 522; Taf. XIX, Profile XIV—XVI). Besser jedoch ist es, diese Schuppe nach ihrer höchsten Erhebung als Dürrewand-Schuppe zu bezeichnen. Der Ausbiß der Schubfläche an der Basis der Dürrewand-Schuppe ist auf Blatt „Wiener Neustadt" nördlich unter dem Schober, Öhler und der Dürren Wand als Grenze zwischen einem schmalen Streifen von Dachsteinkalk und dem darüber liegenden Hauptdolomit eingetragen. Nördlich vom Öhlerkreuz tritt eine Spur Lunzer Schichten an der Basis der Dürrewand-Schuppe auf. Die Überschiebungsfläche scheint nördlich unterhalb des Nordgipfels der Dürren Wand (1155 *m*) und des Martersberges gänzlich im Hauptdolomit zu verlaufen, dann durch einige km von Tertiär und Gosauschichten verdeckt zu sein. Oberhalb von Oed überschreitet sie das Piestingtal und läßt sich als Überschiebung von Hauptdolomit über Rhät und Lias bis in die Nähe des Hochran verfolgen.

Dann taucht die Überschiebung bei Kleinfeld wieder unter dem Tertiär hervor und läßt sich bis zum Triestingtal bei Triestinghof verfolgen. Die Schubweite der Dürrewand-Schuppe ist wohl auch nicht größer als diejenige der Baumeckschuppe, vielleicht sogar kleiner. Am Kohlberg ergibt sich durch Ausglättung der in Profil XVI dargestellten Falte eine Breite des Ablagerungsraumes von 2 *km*, an der Dürren Wand scheint er noch etwas breiter zu sein. Noch breiter ist er im Bereiche der Vord. Mandling (mindestens 4 *km*), und auch im Triestingtal (zwischen St. Veit und Enzesfeld) scheint er nicht schmäler zu sein.

Ich trennte 1931, S. 521 und Taf. XIX, Profile XV—XVI die über der Kohlbergschuppe liegende Folge: Hauptdolomit-Jura als „Dürre-Leiten-Schuppe" ab. Durch die Verbreitung der Werfener Schichten beim Wurmgarten ergibt sich aber nach CORNELIUS (S. 85), daß diese Deckschollen „dem Gehänge ganz oberflächlich aufgeklebt" sind, wodurch die von mir angenommene Abtrennung der „Dürre-Leiten-Schuppe" in den Profilen XV und XVI widerlegt ist. Jedenfalls aber ist die Schichtenfolge der Dürren Leiten die östliche Fortsetzung der Schürmkogelschuppe an der Nordseite des Kuhschneeberges.

Nach Blatt „Wiener Neustadt" scheint aber südlich vom Schober eine Überschiebung unter den Gosauschichten zutage zu treten, welche den unmittelbaren Kontakt zwischen dem Dachsteinkalk des Öhler und Lunzer Schichten erklärt. Mit dieser Überschiebungsfläche beginnt eine neue Schuppe, die man als Größenbergschuppe bezeichnen kann.

Nach CORNELIUS (1951, S. 90) ist die Deckscholle der Mamauwiese in einer Synklinale eingelagert. Er kannte „keine Beobachtung, die eine Einschuppung an einer Schubfläche, wie sie SPENGLER (1931, Tafel XVIII) zeichnet, erforderlich machen würde". Ich möchte aber trotzdem daran festhalten, daß der Größenberg eine neue Schuppe bildet, und zwar deshalb, weil außerhalb des Arbeitsgebietes von CORNELIUS, etwa in

[1]) Im Gegensatz zu CORNELIUS (S. 82) möchte ich an der Trennung der Folge: Hauptdolomit-Dachsteinkalk des NW-Gehänges des Kohlberges von der Antiklinale des Kohlberges festhalten und daher von einer „Kohlbergschuppe" sprechen; denn wie käme sonst in den Profilen bei CORNELIUS S. 83, Abb. 22, c und d, die unmittelbare Berührung von Lunzer Schichten und Dachsteinkalk zustande?

der NE-Fortsetzung der Werfener Schichten der Mamauwiese, die auf Bl. „Wiener Neustadt" eingetragenen Lunzer Schichten anstehen, mit denen ich die Größenbergschuppe beginnen lasse [1]). Bei einer Exkursion im Frühjahr 1957 fand ich die von CORNELIUS (S. 90, Z. 12) erwähnten Fleckenmergel in 880 *m* Höhe im obersten Sierningtale unterhalb des Schoberbauern. In 850—830 *m* Höhe traf ich in demselben Tale die von KOSSMAT eingetragenen Lunzer Schichten, und zwar typischen Lunzer Sandstein, an dem in diesem Tale verlaufenden Wege. Die Lunzer Schichten sind offenbar auf die zur tieferen Schuppe gehörenden Liasfleckenmergel aufgeschoben.

Die Größenbergschuppe dürfte sich nordöstlich der Bedeckung durch die Gosauschichten von Miesenbach in den von Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln bedeckten Dachsteinkalken des Dürrenberges bis über Wopfing hinaus fortsetzen. Die Liasfleckenmergel des Raumes: Postl—Dürnbach dürften auch zu einer Schuppe der Göllerdecke gehören und fensterartig unter der Bedeckung mit den Hallstätter Kalken der Decke der Hohen Wand (S. 284) zutage treten.

Wie die diskordante Auflagerung der Gosauschichten auf den höheren Schuppen der Göllerdecke im Raume des Miesenbachtales zeigt, sind diese Schuppen wieder vorgosauisch.

Die südöstlichsten sichtbaren Teile der Göllerdecke im Bereiche des Blattes „Wiener Neustadt" sind die in den Fenstern des Hengst (KOBER 1912, S. 367) und von Ödenhof (AMPFERER 1919, S. 5) zutagetretenden Gesteine und der Dachsteinkalkzug, welcher die Ruine Starhemberg trägt.

4. Der südlich der Puchberg—Mariazeller Linie gelegene Raum

Wie ich 1931 gezeigt habe, ist die Puchberg—Mariazeller Linie [2]) von Mariazell bis zum Schwarzatal eine W—E streichende Muldenzone, in deren Kern sich Deckschollen einer vorgosauischen Decke erhalten haben, die man am besten mit HERITSCH (1921) und CORNELIUS (1939) als Lachalpendecke bezeichnet, welche dieselbe tektonische Stellung wie die Hallstätter Decke im Salzkammergut besitzt.

Den Muldenbau zeigt am besten das Profil durch das Gscheidl (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profil X). Auch in Profil XI ist der Muldenbau noch ungestört. In den Profilen I—IX ist die Wieskogel-Wildalpenschuppe um einen kleinen Betrag auf die Lachalpendecke nachgosauisch aufgeschoben. Außerdem weist die Schuppe eine vorgosauische Faltung auf, wie die diskordante Lagerung der Gosauschichten am Nordhange der Wildalpe (Profil V, VI) und des W-Mitterberges (Profil IX) zeigt. Der von mir als Hallstätter Kalk kartierte, dunkelgraue, undeutlich geschichtete Kalk des W-Mitterberges (SPENGLER 1931, S. 502) bildet mit Hauptdolomit den Kern einer ENE-streichenden Mulde, was sich daraus ergibt, daß zu beiden Seiten geringmächtige Mürztaler Mergel nachgewiesen sind (S. 503). Durch das Ausglätten dieser Mulde erscheint der Ablagerungsraum des W-Mitterberges in der P. K. breiter als in der G. K.

1931, S. 503, habe ich angenommen, daß das Ostende des W-Mitterberges von den Werfener Schichten der Lachalpendecke unterlagert wird, die ein bis zum Bärensattel reichendes Halbfenster bilden. Wie Profil IX zeigt, müßte in diesem Falle die Schubweite der Schuppe des W-Mitterberges mindestens 2 *km* betragen. Eine Schuppe von dieser

[1]) Die Schubfläche liegt daher an der NW-Seite der Lunzer Schichten nicht an der SE-Seite, wie sie auf Bl. „Wiener Neustadt" eingetragen ist.

[2]) Meine Stellungnahme zu A. THURNER (1951) siehe bei SPENGLER 1957 a.

Schubweite müßte sich entweder — wenn auch vielleicht mit etwa verringerter Schubweite — in das Gebiet des Donnerkogels fortsetzen oder an einer Blattverschiebung ein plötzliches Ende haben. Wie Profil X zeigt, ist im Gebiet des Donnerkogels keine Spur dieser Schuppe vorhanden, und wie die geologische Karte erkennen läßt, liegt auch keine Blattverschiebung vor. Ich glaube daher jetzt, daß meine damalige Meinung, daß die Werfener Schichten unter dem W-Mitterberg durchziehen, irrig war, und ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Werfener Schichten der Lachalpendecke den vorher gefalteten Kalken und Dolomiten des W-Mitterberges mit einer Reliefüberschiebung aufgeschoben und außerdem nachträglich am Ostende des W-Mitterberges an einem Querbruch abgesenkt sind. Die Schubweite der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe dürfte am Ostende des W-Mitterberges schon so unbedeutend sein, daß sie östlich des Bärensattels ganz ausklingen kann. Dafür spricht auch, daß die Mürztaler Mergel am Südhang des W-Mitterberges die westliche Fortsetzung der Lunzer Schichten des Aiblsattels sind (SPENGLER 1931, S. 519). Die kleine Schubfläche an der N-Seite des Steinecks hat nichts mit der Überschiebung der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe zu tun.

Da nach den Profilen 1—4 und 6 bei CORNELIUS 1939 die Verschmälerung des Tonion-Königskogelgebietes und der Schneealpe durch die Faltung verhältnismäßig gering ist, wurde der Ablagerungsraum der Mürztaler Kalkalpen in der P. K. nur unbedeutend breiter gezeichnet als in der G. K. (Gegenwärtige Entfernung des Hochveitschgipfels vom Nordrand des Blattes Mürzzuschlag 11·2 *km*, vor der Faltung 14 *km*). Auch der unter der SW-vergenten Tonion-Überschiebung (CORNELIUS 1939, S. 152) verborgene Raum wurde nur sehr schmal angenommen. Im Bereiche der Mürztaler Kalkalpen wurden nur die von den Deckschollen der Lachalpendecke verhüllten Räume mit Vertikalschraffen bezeichnet, die unter der „Zwischenschuppe" liegenden nicht, da das Heimatgebiet der hauptsächlich aus Mürztaler Mergeln bestehenden Zwischenschuppe (CORNELIUS 1939, Taf. IV) wohl nur wenige Kilometer südlich ihrer heutigen Lage über dem Wettersteindolomit der Gegend von Mürzsteg lag und daher in der P. K. nicht darstellbar ist.

Neuerdings versucht MEDWENITSCH (1958) den von ihm aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee beschriebenen Deckenbau auch in den Mürztaler Kalkalpen aufzufinden. Er begründet diesen Versuch nur auf Ähnlichkeiten der Fazies, unterläßt aber — wenigstens in dem kurzen Vortragsbericht — den Nachweis, daß an den Faziesgrenzen wirklich Überschiebungsflächen liegen. Der Nachweis der Überschiebungen ist aber meiner Ansicht nach noch wichtiger als der Faziesvergleich, denn ich kann den Satz: „gleiche Fazies = gleiche Decke" nicht als Axiom betrachten. Insbesondere vermisse ich den Nachweis, daß die von MEDWENITSCH als untere und obere Hallstätter Decke beschriebenen Einheiten von der von ihm als „Tirolikum" bezeichneten wirklich durch eine Deckenüberschiebung getrennt sind. Gegen das Vorhandensein der Deckenüberschiebung spricht die Tatsache, daß in der Wildalpe Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in einem einheitlichen Profile auftreten (SPENGLER 1931, S. 500—501) und daß die Mürztaler Kalke und Mergel (untere Hallstätter Decke nach MEDWENITSCH) SE von Gußwerk dem zum Hochschwab gehörigen mächtigen Ramsaudolomit des Wasserbauerkogels normal aufgelagert sind (SPENGLER 1925, S. 202—204). Würde man mit MEDWENITSCH sogar den Hochanger zur unteren Hallstätter Decke rechnen, müßte der ganze Hochschwab zu dieser Decke gehören, da der Hochanger vom Hochschwab nur durch ein reines Erosionstal (Seegraben) getrennt ist. Hauptsächlich aus diesen Gründen muß ich die Ansicht von MEDWENITSCH ablehnen und an der von CORNELIUS (1939) vertretenen Auffassung festhalten, daß in den Mürztaler Kalkalpen die Hallstätter, bezw. Mürztaler Fazies eine lokale Ausbildung innerhalb des „basalen Gebirges" ist.

Der Ablagerungsraum der Schneebergdecke

Nach CORNELIUS ist die aus einer fast starren Wettersteinkalkplatte bestehende, Rax und Schneeberg aufbauende Schneebergdecke durch Drehung um einen W oder SW von der Heukuppe gelegenen Punkt (1937,

S. 185) in ihre heutige Lage gelangt. In Fig. 12 (S. 186) hat CORNELIUS selbst diese Drehung rückgängig gemacht. Nach dieser Kartenskizze liegt der Drehpunkt 3 *km* SW der Heukuppe, das Ausmaß der Drehung beträgt 30° gegen den Uhrzeiger. Ich bin im wesentlichen dieser Konstruktion von CORNELIUS gefolgt, doch habe ich den Drehpunkt 5 *km* SW der heutigen Lage der Heukuppe [1]) angenommen. Wie auch CORNELIUS (1951, S. 92) angibt, ist offenbar die Drehung durch Gleitung der Kalkplatte auf der Unstetigkeitsfläche zwischen Werfener Schiefern und Kalk erfolgt. Daher wurden die Werfener Schiefer nicht konform mit der Kalkplatte gedreht [2]). Es sind somit die heute unmittelbar unterhalb des Südhanges der Rax und der Gahnsleiten aufgeschlossenen Werfener Schiefer erst durch die Drehung (und die ihr nachfolgende Erosion) freigelegt worden, so daß ihr Ablagerungsraum nicht eingezeichnet werden konnte, da er mit demjenigen des Südteiles der Wettersteinkalkplatte der Rax zusammenfällt. Selbstverständlich war die Drehung nur durch das Vorhandensein einer Schwächezone zwischen den Kalkmassen der Rax und der Schneealpe möglich; denn die Trias der Schneealpe wurde nicht mitgedreht. Diese Schwächezone wurde durch den Drehvorgang in eine Querstörung mit nach N stetig zunehmender W-vergenter Schubweite umgestaltet. Ich vermute, daß ein alter Erosionseinschnitt etwa in der Linie: Altenberger Tal—Naßkamm—Naßwald die Schwächezone verursachte.

Außer der Drehung muß aber auch die Horizontalverschiebung am Großen Höllentalbruch rückgängig gemacht werden, an dem nach CORNELIUS (1937, S. 189) der ESE-Flügel um 1200 *m* weiter nach N verschoben wurde als der WNW-Flügel. Zum Zwecke der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes muß man daher Hochschneeberg und Ostteil der Rax gegenüber dem Kuhschneeberg und dem Westteil der Rax um 1200 *m* nach SW zurückschieben. Dann kommt man mit dem Ablagerungsraum des Hengstfensters nicht in Konflikt, wenn man an der Stirn der Schneebergdecke eine schmale abgetragene Gesteinsmasse annimmt, die allerdings vor der Orogenese der in der SW-Ecke des Hengstfensters sichtbaren nahe benachbart gewesen sein mußte. Daß Teile der Schneebergdecke der Erosion zum Opfer gefallen sind, zeigen am besten die zwei kleinen Deckschollen von Wettersteinkalk, welche den Sporn der Zwieselmauer (auf Blatt Schneeberg—St. Aegyd) fortsetzen. Auch das Fehlen einer Stirnwölbung an den Fadenwänden (CORNELIUS 1951, Taf. II, Profil 1) spricht dafür, daß hier der Stirnteil der Schneebergdecke abgetragen ist.

Im Innern der Schneebergdecke sind an drei Stellen die Triasgesteine abgetragen: in den zwei Fenstern des Hengst und von Ödenhof sowie in dem Raume SW Breitensohl, wo Gesteine der Grauwackenzone unter der Trias der Schneebergdecke zutagetreten (CORNELIUS 1951, S. 6).

Südlich des der Schneebergdecke angehörigen Ablagerungsraumes der Gahnsleiten wurden die schmalen Ablagerungsräume der südvergenten Schuppen eingetragen. CORNELIUS unterscheidet zwei Überschiebungen, von denen die obere „Gahnshaus-Überschiebung" (1951, S. 60 und Abb. 15

[1]) In der P. K. ist nicht die heutige Lage der Heukuppe, sondern der Ablagerungsort des Gipfelgesteins vor Eintritt der Drehung eingezeichnet.

[2]) Der nordöstliche Teil der Werfener Schichten dürfte aber die Drehbewegung mitgemacht haben (siehe S. 281).

auf S. 61), die untere „Geyerstein-Überschiebung" (1951, S. 59 und Abb. 14 auf S. 58) heißt. Beide Überschiebungen zeigt Profil 2 auf Taf. II bei CORNELIUS (1951). Die zwischen beiden Überschiebungen liegende Schuppe soll Haberlerkogel-Schuppe, die unter der Geyerstein-Überschiebung liegende Geyerstein-Schuppe heißen. Wie CORNELIUS S. 60 mitteilt, wurden bei einer Bohrung bei P. 1198 unter Mitteltrias 0·5 *m* mächtige Gosauschichten festgestellt. Das beweist, daß die Schubweite der Gahnshausüberschiebung mindestens 0·5 *km* beträgt, wie in Profil 2 auf Taf. II dargestellt ist. Aus der Karte von MOHR (1910) ergibt sich, daß sich die Gosauschichten der Haberlerkogel-Schuppe um die Ecke bei Wernhardt herum wenigstens bis zum Klausgraben erstrecken. Dasselbe beobachtete auch AMPFERER (1919, S. 23). Man kann nun dieses N—S streichende, etwa 800 *m* lange Stück des Gosaustreifens und die darunter liegende, geringmächtige Trias als einen Querschnitt durch die Haberlerkogel-Schuppe betrachten. Daher muß die Schubweite der Gahnshaus-Überschiebung hier mindestens 800 *m* betragen. Nach dem beträchtlichen Faziesunterschied in der Trias — geringmächtiger Wettersteinkalk in der Geyerstein- und Haberlerkogel-Schuppe (CORNELIUS 1951, S. 59), sehr mächtiger Wettersteinkalk oder Wettersteindolomit über der Gahnshaus-Überschiebung — möchte ich eine südvergente Überschiebung mit etwas größerer Schubweite für wahrscheinlich halten. Ich habe daher angenommen, daß der Ablagerungsraum der Haberlerkogel-Schuppe von demjenigen der Gahnsleiten etwa 5 *km* entfernt war.

Nach der geologischen Karte ist die Gahnshausüberschiebung unmittelbar westlich der Profillinie zu Ende. Das ist kaum möglich. Ich möchte daher glauben, daß — entgegen der Ansicht von CORNELIUS — in der Profilserie Abb. 14 die obere Überschiebung der Gahnshausüberschiebung, die untere der viel unbedeutenderen Geyersteinüberschiebung entspricht. Die Gahnshausüberschiebung wäre demnach auf der geologischen Karte des Schneeberges in einer Länge von 7·5 *km*, die Geyersteinüberschiebung nur in einer Länge von 1 *km* sichtbar. Ich habe auch in diesem Sinne die Abwicklung durchgeführt.

Nach CORNELIUS (1951, S. 92 und tekton. Karte S. 99) gehören die mächtigen, gipsreichen Werfener Schichten des Puchberger Beckens nicht zur Schneebergdecke, sondern zu. dem von der Schneebergdecke eingewickelten Teil der Lachalpendecke, wobei aber die Abgrenzung gegen die Werfener Schichten der Schneebergdecke unsicher ist.

Es ist sehr schade, daß CORNELIUS seine Neuaufnahme nicht über den Ostrand der Schneebergkarte hinaus bis zum Wiener Becken fortsetzen konnte. Ich bin daher für diesen Raum auf die geologische Spezialkarte „Wiener Neustadt", auf AMPFERER 1919, auf die Aufnahmsberichte PLÖCHINGERS (1956—1958) und auf einen kurzen Exkursionsbericht von EDITH KRISTAN (1956) angewiesen. Besonders schlimm ist es, daß für das kleine Stück Kalkalpen auf Blatt „Neunkirchen" östlich der Schneebergkarte von CORNELIUS keine gedruckte geologische Karte existiert, und ich bin Herrn Dr. PLÖCHINGER sehr dankbar, daß er mir für diesen Raum eine handkolorierte Kopie seiner noch nicht veröffentlichten Neuaufnahme überließ. Die Karten von MOHR (1910 und 1923) zeigen nur kleine Teile dieses Gebietes.

Wenn wir die tektonische Deutung, welche CORNELIUS für das Schneeberggebiet gegeben hat, gegen E bis zum Rande des Wiener Beckens fort-

setzen, so müßten wir wohl die mächtigen gipsreichen Werfener Schichten von Hornungtal und des Eichberges und Zweier-Waldes zur Lachalpendecke, den „Riffkalk des Dürrenbergzuges" (wohl Wettersteinkalk) hingegen bis zum Kalkalpenrande zur Schneebergdecke rechnen. Das hätte aber zur Folge, daß in dem ganzen 13 *km* langen Raume zwischen Puchberg und dem Rande des Wiener Beckens die Schichtenfolge Untertrias+Mitteltrias nur scheinbar normal wäre, und daß man an der Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem Anis überall eine Deckenüberschiebung annehmen müßte, was sehr unwahrscheinlich ist, weil dafür nirgends lokale Anzeichen bestehen, z. B. Einschaltungen jüngerer Gesteine zwischen Skyth und Anis.

Ich möchte daher trotz aller Vorteile, welche CORNELIUS (1951, S. 92 und 93) für seine Ansicht anführt, eher glauben, daß auch die gipsführenden Werfener Schichten des Puchberger Beckens und deren östliche Fortsetzung bis Netting samt den aufgelagerten Kalken des Thalberges und Kienberges zur Schneebergdecke gehören. Wie ich aus einer mündlichen Aussprache weiß, befinde ich mich hier in Übereinstimmung mit PLÖCHINGER, der derzeit mit einer Neuaufnahme dieses Gebietes beschäftigt ist. Man kann sich ja vorstellen, daß ein Teil der Werfener Schiefer-Unterlage der Riffkalke der Schneebergdecke im S zurückgeblieben, der andere Teil beim Deckenschub nach N mitgenommen wurde.

Der Ablagerungsraum der Hohen Wand und des Südrahmens des Gosaubeckens der Neuen Welt

KOBER (1911, 1912) hat das Gebiet der Hohen Wand der Hallstätter Decke zugerechnet, AMPFERER (1919, S. 4) hingegen der Schneebergdecke. Auch ich (SPENGLER 1951, S. 380) und CORNELIUS (1951, S. 93) sind AMPFERERS Ansicht gefolgt. Für die Verbindung von Schneeberg und Hoher Wand spricht vor allem das morphologische Bild: die mächtige Kalkplatte der Hohen Wand scheint die Fortsetzung der mächtigen Kalkmassen des Schneeberges und des Gahnsplateaus zu sein.

Anderseits ist aber auch zu beachten, daß zwischen Schneeberg und Gahns einerseits und der Hohen Wand anderseits ein beträchtlicher Faziesgegensatz besteht: mächtiger Wettersteinkalk im Rax-, Schneeberg- und Gahnsgebiet, geringmächtiger Reiflinger Kalk an der Westseite der Hohen Wand.

Das Auftreten von Hallstätter Kalk in der Hohen Wand hingegen braucht keinen Faziesunterschied zu bedeuten, da in der Schneebergdecke die Obertrias gänzlich abgetragen ist und wir daher nicht wissen können, ob über dem Wettersteinkalk des Schneeberges und der Rax einst Hallstätter Kalk lag oder nicht. Allerdings muß diese Abtragung schon in der mittleren Kreide eingetreten sein, denn an einigen Stellen des Schneeberges und der Rax transgredieren die Gosauschichten über den Wettersteinkalk, und sogar zur Zeit der vorgosauischen Überschiebung der Lachalpendecke war die Obertrias bereits verschwunden, wie die Deckscholle in der Gupfmulde an der Westseite der Rax (AMPFERER 1919, Fig. 45, CORNELIUS 1936, S. 36, Prof. 3) zeigt.

Es reicht also das große mitteltriadische Diploporenriff der Rax und des Schneebergs nicht mehr in das Gebiet der Hohen Wand hinein. Aber dieser Faziesunterschied braucht noch kein Hindernis für eine Zurechnung der Hohen Wand zur Schneebergdecke zu sein, denn auch innerhalb einer Decke können Faziesübergänge auftreten.

Hingegen scheint das Mitteltriasriff im Südostrahmen des Gosaubeckens der Neuen Welt vorhanden zu sein. Nach PLÖCHINGER (1956, S. 73) besteht dieser schmale Kalkzug aus Wettersteinkalken, denen Hallstätter Kalk aufgelagert ist. Demnach scheint der Ablagerungsraum der Trias der Hohen Wand nördlich des Mitteltriasriffes zu liegen.

Sehr wichtig hingegen ist es, daß die Hohe Wand enge fazielle Beziehungen zu der östlich des Ödenhofer Fensters auftretenden Schuppe des Hochberges aufweist. Auch hier fehlt das Diploporenriff der Mitteltrias, aber Hallstätter Kalke sind vorhanden. Nach E. KRISTAN (1956, S. 45) und B. PLÖCHINGER (mündliche Mitteilung) liegt diese Schuppe über den Gesteinen des Fensters von Ödenhof, aber unter der Schneebergdecke. Diese tektonische Stellung der Hochbergschuppe ergibt sich einerseits daraus, daß die Dachsteinkalke, Kössener Schichten und Liasfleckenmergel des Ödenhofer Fensters gegen NE unter die Schichtenfolge des Hochberges einfallen, welche mit einer dünnen Lage von Werfener Schiefern [1]) beginnt, anderseits daraus, daß die Hochbergschuppe fensterartig unter den mächtigen Werfener Schichten der Schneebergdecke hervortritt. Auch ist die Schichtenfolge der Hochbergschuppe von derjenigen der Schneebergdecke so verschieden, daß sie sich weder mit dem Gutensteiner Kalk des Himberges und Kienberges im N noch mit dem Wettersteinkalk des Kuhberges im S verbinden läßt. Ebenso groß ist die fazielle Verschiedenheit im Vergleich mit dem Ödenhofer Fenster, so daß die Hochbergschuppe nur einer zwischen der Ötscherdecke und der Schneebergdecke gelegenen Decke angehören kann. PLÖCHINGER betrachtet auch die Kalke des Kirchbühel bei Höflein und deren östliche Fortsetzung als ein kleines Fenster unter den Werfener Schichten der Schneebergdecke.

Das alles legt daher die Vermutung nahe, daß der Zug der Hohen Wand unter den Gosauschichten von Grünbach und unter den Werfener Schichten von Hornungtal durchzieht und im Hochberg wieder zutagetritt. Wir kommen dadurch zu einer Deckengliederung, welche der KOBERSCHEN Gliederung: Voralpin, Hallstätter Decke, Hochalpine Decke entspricht. Ich möchte aber für die mittlere Einheit trotz ihrer Hallstätter Fazies lieber den Namen „Decke der Hohen Wand“ [2]) wählen, weil diese im östlichsten Teil der Kalkalpen entwickelte Decke mit der Hallstätter Decke des Salzkammergutes keinen Zusammenhang hat.

Die Decke der Hohen Wand ist nur im Ostteil des Ödenhofer Fensters vorhanden, im Westteil grenzen die Dachsteinkalke des Anzberges und die diesem aufgelagerten Rhät- und Liasgesteine unmittelbar an die Schneebergdecke. Hier war also die Decke der Hohen Wand offenbar bereits durch die Erosion entfernt, als die Schneebergdecke ankam. Dasselbe gilt für das Fenster des Hengst, wo die der Göllerdecke angehörigen Gesteine des Hengst unmittelbar an die Schneebergdecke grenzen. Ferner wissen wir

[1]) Nach Blatt „Wiener Neustadt“ scheint die Hochbergschuppe von den Gesteinen des Ödenhofer Fensters durch keine Werfener Schichten getrennt zu sein. Doch ist der schmale, in dieser Karte als Lunzer Schichten eingetragene Zug (beim „S“ von „Stremberg“) in Wirklichkeit Werfener Schiefer wie bereits AMPFERER (1919, S. 38) erkannt hat, KRISTAN beschreibt und ich selbst bei einer unter der Führung von PLÖCHINGER im Frühjahr 1957 erfolgten Besichtigung der Stelle bestätigen konnte.

[2]) Diese Bezeichnung wurde bereits von KOBER angewendet (1912, S. 385).

nicht, ob in der Umgebung der Fenster und östlich derselben bis zum Wiener Becken unter der Schneebergdecke noch Reste der Decke der Hohen Wand liegen oder nicht. Ich habe daher diesen Raum mit Signatur VII bezeichnet. Es ist z. B. möglich, daß die Hochbergscholle nicht mehr im Zusammenhang mit der Hohen Wand steht und nur mehr eine isolierte Deckscholle der Decke der Hohen Wand darstellt.

Auch gegen W scheint die Decke der Hohen Wand zwischen Göller- und Schneebergdecke an einzelnen Stellen zutagezutreten. Vielleicht darf man die Gutensteiner Kalke, die nach CORNELIUS (1951, S. 42, Abb. 7) das Südgehänge des Haltberges bedecken, zur Decke der Hohen Wand rechnen. Das ist besonders dann wahrscheinlich, wenn die Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Hutberges zur Decke der Hohen Wand gehören, was allerdings nicht ganz sicher ist.

Ferner dürften die norischen Hallstätter Kalke der Losenheimer Schubscholle, wie ich sie 1931, S. 513 und Tafel XVIII genannt habe, zur Decke der Hohen Wand gehören.

Die Losenheimer Schubscholle besteht: 1. aus einem hellen massigen Kalk, in dem PIA die für Anis bezeichnenden Wirtelalgen *Physoporella pauciforata* und *Diplopora hexaster* fand. Mit Recht stellt daher auch TOTH diesen Kalk ins Anis. 2. Aus rotem, norischen Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria*. CORNELIUS konnte die hellen Kalke von den angrenzenden sicheren Dachsteinkalken des Größenberges nicht trennen und kartierte sie daher trotz der anisischen Diploporen als Dachsteinkalk und als das normale Liegende der norischen Hallstätter Kalke (1951, S. 25). Er nahm an, daß die von Hallstätter Kalk bedeckten, Diploporen führenden Dachsteinkalke des Hühnerbühel den Südschenkel, die von Kössener Schichten bedeckten, Megalodonten führenden Dachsteinkalke des Größenberges den Nordschenkel einer einfachen Mulde bilden [Taf. II, Profil 2 [1]), S. 86, Abb. 23]. KRISTAN deutet das Profil des Sebastiansbaches im Sinne der Deckentektonik KOBERS: Dachsteinkalk und Kössener Schichten des Größenberges = Tirolikum, Hallstätter Kalk = Hallstätter Schuppe, Diploporenkalk = Schneebergdecke. Gegen die am einfachsten scheinende Deutung durch CORNELIUS ist einzuwenden: 1. Es wäre sehr merkwürdig, wenn hier gleich zwei sonst für Anis charakteristische Wirtelalgen in der Obertrias vorkommen. Mir scheint es daher doch richtiger zu sein, die Diploporenkalke ins Anis zu stellen. 2. Es wäre sehr auffallend, wenn in zwei Parallelmulden (Schabrunstmulde und Sebastianswasserfall-Mulde) jeweils der S-Schenkel Hallstätter Kalk, der N-Schenkel Kössener Schichten führen würde. 3. Die in der geol. Karte des Schneeberges zwischen Sonnleiten und P. 724 eingetragenen Lunzer Sandsteine und Trachyceras-Schichten dürften auf einem Druckfehler in der nach dem Tode des Verfassers erschienenen Karte beruhen. Wenigstens werden sie nirgends im Text der Arbeit erwähnt, Abb. 23 e (S. 86) verzeichnet hier Werfener Schichten und auf S. 87 steht: „Der Dachsteinkalk des Hühnerbühels und seine Fortsetzung bis zur Ruine Losenheim (S. 85) ist wieder ein antiklinales Element. Der S-Flanke liegen unmittelbar die überschobenen Werfener auf". Demnach scheint mir die von KRISTAN gegebene Deutung wahrscheinlicher zu sein. Es ist nur auffallend, daß zwischen dem Diploporenkalk und dem Hallstätter Kalk auf der 2·5 *km* langen Strecke von P. 832 bis zum Hühnerbühel nirgends Werfener Schichten auftreten, wenn man ersteren zur Schneebergdecke, letzteren zur Decke der Hohen Wand rechnet. Vielleicht ist der Diploporenkalk ein nur hier sichtbarer inverser Mittelschenkel der Schneebergdecke im Liegenden der Werfener Schichten des Puchberger Beckens? Welches Alter hat der Dolomit [2]) nördlich vom Whs. Wanzenbeck (Abb. 23 d)? Im Sinne der Deutung KRISTAN müßten wir etwa längs der NW-streichenden Querstörung im NE-Gehänge des „Abfall" die Grenze zwischen dem Diploporenkalk und dem Dachsteinkalk ziehen. Ganz befriedigend ist das schwierige Einzelproblem der Losenheimer Schubscholle auch durch den Exkursionsbericht von EDITH KRISTAN noch nicht gelöst.

[1]) In Profil 2 sind die Hallstätter Kalke am Hühnerbühel irrtümlicherweise als Kalke der Werfener Schichten bezeichnet.

[2]) In der geol. Karte sind die roten Punkte ausgeblieben.

In der P. K. habe ich den Ablagerungsraum des Hallstätter Kalkes von Losenheim als sehr schmalen, aber 2·5 *km* langen Streifen zwischen den Ablagerungsräumen des Hengst und der Schneebergdecke eingetragen.

Hallstätter Kalk weist auch die Naßwalder Schubscholle (SPENGLER 1931, S. 510—512, Taf. XVIII) auf. Nach CORNELIUS (1937, S. 170, 171) ist die hauptsächlich aus Mürztaler Mergeln und norischem Hallstätter Kalk aufgebaute Naßwalder Schuppe in sich mehrfach geschuppt. Die Fazies läßt sich recht gut mit derjenigen des Mürzschluchtprofils südlich von Frein vergleichen. Während aber das Mürzschluchtprofil durch Übergänge mit der Dachsteinkalkfazies der Wildalpe verbunden ist und zu derselben Decke gehört wie der Göller (CORNELIUS 1939), tritt hier an der Grenze beider Faziesräume eine Schubfläche auf, für die aber eine Schubweite von wenigen Kilometern genügt. Aber südlicher als die Lunzer Schichten und die Opponitzer Kalke des Lammergrabens (siehe geol. Karte des Raxgebietes 1 : 25.000 von CORNELIUS) muß der Ablagerungsraum liegen, wie sich aus der Faziesverschiedenheit ergibt. Die Naßwalder Schubscholle ist eine nur aus obertriadischen Gesteinen bestehende Schuppe, deren aus mitteltriadischen Gesteinen bestehendes Liegendes unter der Schneebergdecke zurückgeblieben ist. Hätte die Erosion nicht das Naßwalder Halbfenster geschaffen, würden wir von der Naßwalder Schubscholle überhaupt nichts wissen. Die Naßwalder Schubscholle kann aber nicht zur Decke der Hohen Wand gehören, denn zwischen den Ablagerungsräumen der Göllerdecke und der Schneebergdecke ist zu wenig Platz für eine Verbindung zwischen der Decke der Hohen Wand und der Naßwalder Schubscholle, wenn man der Feststellung von CORNELIUS folgt, daß die Schneebergdecke nur einer Drehbewegung ihre Entstehung verdankt.

Der Ablagerungsraum der Decke der Hohen Wand wurde NNE desjenigen der Schneebergdecke eingetragen, und zwar in dem sich gegen E öffnenden Raum, der sich durch die Rückdrehung der Schneebergdecke um 30° ergab. Die Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Hohen Wand selbst und des Emmerbergzuges, des Südostrahmens der Neuen Welt, wurde durch Ausglättung der tiefen Gosaumulde der Neuen Welt bestimmt. Dazu wurde das Profil von W. PETRASCHECK (1926/29, Abb. 191, S. 316) verwendet. Daraus ergab sich, daß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen beider Triasmassen etwa um 1·5 *km* breiter war als ihre heutige Entfernung. Zwischen den Ablagerungsräumen der Schuppenzone der Göllerdecke und der Decke der Hohen Wand lag ein etwa 5—8 *km* breiter Zwischenraum, der nach den Erfahrungen bei Frein für den Faziesübergang völlig ausreicht.

Die Überschiebungen der Decke der Hohen Wand und der Schneebergdecke müssen bereits vor Ablagerung der Gosauschichten eingetreten sein, und zwar ist die Decke der Hohen Wand älter als die Schneebergdecke.

Das vorgosauische Alter der Decke der Hohen Wand ergibt sich vor allem aus der Lagerung der Gosauschichten des Miesenbachtales, welche diskordant über den oberen Schuppen der Göllerdecke und der Decke der Hohen Wand liegen, wie schon ein Blick auf Blatt „Wiener Neustadt" zeigt. Die Decke der Hohen Wand hat bereits vor der Transgression des Gosaumeeres eine weitgehende Zerstörung durch die Erosion erfahren, wie die winzige, von BITTNER (1882, S. 140) beschriebene Klippe von Hallstätter Kalk bei Frohnberg und die Klippe von Hernstein zeigt. Auch die schmalen Streifenfenster in dem Raume zwischen dem Miesenbachtal und dem NW-Abhang der Hohen Wand, in denen der Liasfleckenmergel der Göllerdecke zutage tritt, müssen bereits vor der Transgression des Gosaumeeres vorhanden gewesen sein, wie die Lagerung der Gosauschichten bei den Mühlsteighäusern zeigt. Die Decke der Hohen Wand hat in sich zweifel-

los eine nicht unbedeutende Verschmälerung durch Faltung und Schuppung erfahren. Diese Bewegungen sind teils vorgosauisch, teils nachgosauisch. Zu letzteren gehört die schon von BITTNER beschriebene SE-vergente Überfaltung der Trias der Hohen Wand über das Gosaubecken der Neuen Welt. Der Ablagerungsraum der Decke der Hohen Wand war daher in SE—NW-Richtung zweifellos breiter als das gegenwärtige Kartenbild. Da aber vorläufig noch keine Profile vorliegen, welche sich zur Ausglättung der Falten eignen, wurde der Ablagerungsraum in der P. K. nicht breiter gezeichnet als das Kartenbild in der geol. Spezialkarte.

Aber auch die Überschiebung der Schneebergdecke kann nicht nachgosauisch sein (wie CORNELIUS annimmt), da die Gosauschichten der Neuen Welt die Überschiebung der Schneebergdecke über die Decke der Hohen Wand diskordant überlagern[1]). Mit ihrem größeren NE-Teil liegt die Gosaumulde über der Decke der Hohen Wand, von Netting bis Grünbach verhüllt sie gerade die Überschiebung, der Westteil, die Mulde von Ratzenberg, liegt ganz auf der Schneebergdecke. Auch das Fehlen der Gosauschichten in den Fenstern des Hengst und von Ödenhof spricht — wenn auch nicht so entscheidend — für vorgosauisches Alter der Schneebergdecke. Die wenigen Stellen, an denen CORNELIUS eine Überschiebung der Trias der Schneebergdecke über Gosauschichten beobachtet hat: N Vogelkirche und Engleitner Mauer im Raxgebiet (1937, S. 183) und im Voistal am Nordfuß des Kuhschneebergs (1951, S. 37) kann man meiner Ansicht nach mit einer geringfügigen Nachbewegung nach Ablagerung der Gosauschichten erklären. (Analogie zur tertiären Nachbewegung der Reiteralmdecke im Saalachgebiet.)

Die Überschiebung der Decke der Hohen Wand ist keine Drehbewegung, sondern hat sich in der Richtung gegen NW vollzogen. Die jüngere Überschiebung der Schneebergdecke hingegen ist eine Drehbewegung (S. 278). Die Hochbergmasse gelangte bereits mit der Decke der Hohen Wand an ihre heutige Stelle ENE der Dachsteinkalke des Anzberges. Die Schneebergdecke fand daher bei ihrer Drehbewegung die Hochbergmasse bereits dort vor, und die junge Erosion schuf dann ein Fenster in der Schneebergdecke, dessen Westteil (Ödenhof) der Göllerdecke und dessen Ostteil (Hochberg) der Decke der Hohen Wand angehört.

Der Ablagerungsraum des zwischen dem Triestingtal und dem Wiener Becken gelegenen Teiles der Ötscherdecke (und der in dieser eingeschnittenen Fenster)

Für den Raum zwischen dem Hocheck und dem Wiener Becken liegen die beiden großen und sehr gründlichen Monographien von A. SPITZ (1910 und 1919) vor. Trotzdem ist KÜPPER (1951, S. 22, 23, Taf. IV, V; 1954, S. 30—34) bei einer Neubearbeitung für die Geologische Karte der Umgebung von Wien zu zum Teil abweichenden Ergebnissen gelangt. Die wichtigsten Unterschiede sind die folgenden:

1. Nach SPITZ (1919) ist das ausgedehnte Liasgebiet bei Groißbach eine südliche Mulde der „Höllensteinzone", d. h. ein Teil der Lunzer Decke (Taf. III, Prof. 8; S. 42—43). Nach KÜPPER hingegen ist der Lias von

[1]) Das gilt auch dann, wenn man mit CORNELIUS die gipsführenden Werfener Schichten des Puchberger Beckens und des Raumes um Höflein der Lachalpendecke zurechnet.

Groißbach ein Fenster der Frankenfelser Decke (1954, S. 33). Dafür spricht vor allem die an Grestener Schichten erinnernde Fazies dieses Lias, die schon SPITZ (S. 43) aufgefallen war. Es ist daher der Lias von Groißbach auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" (1952) mit Recht zum größten Teil als Kalksburger Schichten bezeichnet (SOLOMONICA 1934, S. 29—30).

Nach der Fazies muß also der sehr mächtige Lias von Groißbach nördlicher sedimentiert worden sein als die zweifellos der Lunzer Decke angehörenden Gesteine des Höcherberges und Ölberges (geringmächtiger Lias in Hirlatzfazies, SPITZ 1919, S. 10). Wenn aber KÜPPER (1954, S. 33) die Umrahmung des Groißbacher Fensters der Lunzer Decke zurechnet, so kann ich dem nicht zustimmen. Denn die Gips führenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke, welche das Groißbacher Fenster umrahmen, gehören nicht zu derselben Schichtenfolge wie die Gesteine des Höcherberges und Ölberges, sondern sind auf diese Gesteine aufgeschoben und gehören daher bereits der Ötscherdecke an. Auch sonst rechnet man auf der ganzen Strecke von Brunn a. Geb. bis Kleinzell die in dieser Zone auftretenden Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke bereits zur Ötscherdecke. Im Groißbacher Fenster treten also Gesteine der Frankenfelser Decke unter einer Umrahmung der Ötscherdecke hervor; die Lunzer Decke fehlt dazwischen. Die Lagerungsverhältnisse entsprechen denen im Raum zwischen Reisalpe und Rotenstein (S. 267) und im Schmelzfenster (S. 265). Auch an diesen beiden Stellen treten Gesteine, die offenbar nördlicher abgelagert sind als diejenigen der Lunzer Decke, fensterartig unmittelbar unter der Reisalpen- (bzw. Annaberger) Decke zutage, ohne daß im Fensterrahmen die Lunzerdecke erscheint. Die Lagerungsverhältnisse sind beim Groißbacher Fenster am leichtesten so zu erklären, daß die vorgosauische Hauptüberschiebung der Ötscherdecke (KÜPPER 1954, S. 32, Fig. 3) älter ist als die diese Schubfläche durchschneidende Überschiebungsfläche der Lunzer+Ötscherdecke über die Frankenfelser Decke.

Dasselbe wie für das Fenster von Groißbach gilt wohl auch für die anderen „inneren Fenster", für dasjenige von Nöstach und von Heiligenkreuz.

2. Das von KOBER (1911) entdeckte Schwechatfenster ist bei KÜPPER viel größer als bei SPITZ. Das ergibt schon ein Vergleich der tektonischen Karten von SPITZ (Taf. II) und KÜPPER (1951, Taf. V). Während SPITZ nur eine von den Lunzer Schichten bis zum Jura reichende inverse Serie dem Fenster zurechnet (Taf. III, Prof. 4, 5, 17, 18), gehören nach KÜPPER auch die von SPITZ bereits dem Fensterrahmen, und zwar teils der Peilsteinschuppe, teils der Lindkogelschuppe zugerecheten Gesteine — bis herab zu den Werfener Schiefern — dem Fenster an. Bei KÜPPER gehört auch noch der Hauptdolomit bei Rohrbach zum Fenster (1951, Taf. V). Aber den Jura südlich von Rohrbach rechnet KÜPPER — im Gegensatze zu KOBER (1911) — nicht zum Fenster, sondern mit SPITZ (S. 97) zur Ötscherdecke. Während nach SPITZ nur ein kleiner Teil des inversen Mittelschenkels der liegenden Antiklinale, aus der die Ötscherdecke entstanden ist, im Schwechatfenster sichtbar ist (S. 108, Fig. 12), ist nach KÜPPER außer dem inversen Schenkel auch der aus Werfener Schiefern aufgebaute Sattelkern der liegenden nordvergenten Antiklinale im Fenster zu sehen (1951, Taf. II, Fig. 1 und 2).

Bei dieser liegenden Falte muß natürlich die heute im NW-Teil des Fensters sichtbare Sattelbiegung um die Länge des Mittelschenkels südöstlicher sedimentiert worden sein als die nahe der beiden SE-Enden des Fensters zu denkende Muldenbiegung, d. h. es muß das Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterinhaltes eine Gestalt zeigen, bei welchem gegenüber dem Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterrahmens NW und SE vertauscht sind [1]).

Der Ablagerungsraum der Gesteine der liegenden Falte muß zwischen demjenigen des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke, d. h. der „Höllensteinzone" (SPITZ 1919, S. 2), und zwar desjenigen Abschnittes, zu dem Höcherberg, Ölberg und Steinkampel gehören, und dem Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles der Ötscherdecke liegen. Da aber zu der liegenden Falte auch ein nirgends sichtbarer, weil in der Tiefe gelegener Liegendschenkel gehört, muß vor der Faltung der Ablagerungsort der Muldenbiegung mindestens so weit von dem Südrande des Ablagerungsraumes der Höllensteinzone entfernt gewesen sein, als die heutige Entfernung Steinkampel—Ostende des Fensters bei Sattelbach (7 *km*) und Heilanstalt Groißbach—SE-Ende des Fensters bei Merkenstein (8 *km*) beträgt. Hingegen kann der Ablagerungsort der Sattelbiegung verhältnismäßig nahe desjenigen des sichtbaren Nordrandes der Ötscherdecke, d. h. des Gr. Buchberges (467 *m*) und des Kalkberges bei Alland liegen, da sich ja aus den Profilen KÜPPERS (1951, Taf. IV) ergibt, daß der Hangendschenkel bei einer der Bildung der Liegendfalte nachfolgenden Überschiebung nach NW geschoben wurde. Infolge der sich aus den Aufschlüssen auf den Blättern „Schneeberg—St. Aegyd" und „St. Pölten" ergebenden Tatsache, daß die Höllensteinzone nur der nördlichste Teil der Lunzer Decke ist, die Hauptmasse dieser Decke aber unter der Ötscherdecke verborgen ist (S. 261), ist reichlich Raum für den Ablagerungsraum der im Schwechatfenster sichtbaren Gesteine vorhanden. Jedenfalls besteht eine weitgehende Analogie zwischen dem Annaberger (Abb. 5) und dem Schwechatfenster. Westlich vom Ablagerungsraum des Schwechatfensters wurde derjenige des kleinen Sulzbachfensters (SPITZ 1919, S. 46, 53) schematisch eingezeichnet.

SPITZ unterscheidet 1919, S. 2 in der Hauptkette (Ötscherdecke) folgende Schuppen: 1. Hocheckschuppe, 2. Schönschuppe, 3. Peilsteinschuppe, 4. Lindkogelschuppe. Die Ablagerungsräume dieser Schuppen sind außerordentlich schwer zu trennen, zumal auch SPITZ selbst (S. 73, Fig. 7) mehrere Deutungen für möglich hält und am Schluß seiner Arbeit (S. 115) angibt, daß die 4 Schuppen in der Gegend von Groißbach fächerförmig zusammenlaufen.

Meiner Abwicklung wurde die Vorstellung zugrunde gelegt, daß der bei der Pankraziruine endende Triaszug der Hocheckschuppe angehört und daß auch die bogenförmig angeordneten Muschelkalkschollen bei Alland (Kl. u. Gr. Buchberg, Kalkberg, Hausruck, Zigeunerboden) eine ähnliche

---

[1]) Dieses Kartenbild des Ablagerungsraumes des Fensterinhalts ist stark schematisch. In Wirklichkeit muß das Kartenbild infolge der Detailfaltung und der bei der Faltung eintretenden Gleitung der einzelnen Schichten längs der Schichtflächen eine nicht genau zu rekonstruierende Form haben.

Stellung einnehmen. Die Gosauschichten südlich dieses Bogens wurden als das Hangende des Muschelkalkes betrachtet (Mittagskogel-Gosau nach SPITZ), was der von SPITZ in Fig. 7 mit dicken Linien angedeuteten Möglichkeit entspricht. Dieser Deutung scheint auch KÜPPER zuzustimmen, da er in der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien" nur an der Außenseite der Muschelkalkschollen Überschiebungslinien einzeichnet.

Weiter gegen E wurden die Gosauschichten bis nahe an den Gr. Buchkogel bei Sittendorf zur Ötscherdecke gerechnet, da hier gipsführende Werfener Schichten am Füllenberg und einige kleine von SPITZ eingetragene Muschelkalkvorkommen dafür sprechen. Alle diese Gesteine liegen ziemlich genau in der Streichungsfortsetzung der gleichen Gesteine, die in der Hinterbrühl am Nordrande der Anningermasse anstehen.

Der Schönschuppe wurde der fast ganz von groben Gosaubreccien bedeckte Muschelkalkzug des Holler (westlich vom Peilstein) zugerechnet, der in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien gänzlich als Gosaubreccie kartiert ist.

Die Ablagerungsräume der Peilstein- und Lindkogelschuppe konnten nicht getrennt eingetragen werden. Eine Trennung der Ablagerungsräume dieser beiden Schuppen war schon deshalb unmöglich, weil Teile der von SPITZ unterschiedenen Schuppen von KÜPPER als Bestandteile des Schwechatfensters betrachtet werden. Die Steinwand südlich von Mayerling wurde im Sinne von KOBER (1911, S. 77; 1926, Abb. 24) und SPITZ (1919, Profil 7) als Deckscholle, und zwar der Lindkogelschuppe auf zur Hocheckschuppe gehöriger Gosau betrachtet. Der östliche Teil der Lindkogelgruppe weist eine Faltung mit N—S-streichender Achse auf, wie die zahlreichen Fallzeichen in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien zeigen. Zur Ausglättung dieser Falten wurde das Profil KÜPPERS (1951, Taf. IV, Fig. 2) verwendet, aber der aus Dachsteinkalk bestehende Muldenkern am Badner Lindkogel wurde etwas weniger tief angenommen als bei KÜPPER. Es ergab sich, daß der Ablagerungsort der Einöd mindestens 9 *km* von demjenigen des Hohen Lindkogels entfernt war, während die gegenwärtige Entfernung nur 7·5 *km* beträgt.

Auch in der Anningergruppe ist die Verschmälerung durch Faltung nach KÜPPERS „Sammelprofil durch das Anningergebiet" (1926, S. 72) nur gering. Die Entfernung Einöd—Burg Liechtenstein wurde im Ablagerungsraum 10 *km* groß angenommen, während sie heute nur 8·2 *km* beträgt.

Nach KÜPPER (1954, S. 31 und 32, Profil Fig. 3) wurde durch eine in der P. K. eingetragene Bohrung bei Brunn a. Geb. nachgewiesen, daß die Trias der Ötscherdecke über ihren an der Erdoberfläche sichtbaren Bereich hinaus unter der Bedeckung mit Gosauschichten noch etwa 1 *km* weit nach N reicht. Man muß demnach eine vorgosauische Hauptüberschiebung und einen nachgosauischen Nachschub der Ötscherdecke unterscheiden. Auf Grund des genannten Profiles wurde angenommen, daß der unter Gosauschichten verborgene Stirnteil der vorgosauischen Ötscherdecke etwa 2 *km* breit ist, von denen 1 *km* außerdem durch die nachgosauische Anningerschuppe der Ötscherdecke verhüllt ist (analoge Lagerungsverhältnisse scheinen östlich vom Ramsautal aufzutreten, S. 268).

Der Ablagerungsraum der juvavischen Deckschollen zwischen dem Quertal der Enns und dem Wiener Becken

Auch in diesem Raume trifft man eine große Zahl von teils freien, teils eingewickelten Deckschollen, welche dieselbe Stellung wie die Hallstätter Decke weiter im Westen besitzen. CORNELIUS faßt im Bereiche seiner Arbeitsgebiete (Mürztaler Kalkalpen, Rax und Schneeberg) diese Deckschollen mit dem von HERITSCH (1921) gewählten Namen Lachalpendecke zusammen. Die kleineren dieser Deckschollen bestehen auch hier häufig nur aus Werfener Schichten und Haselgebirge.

Da es wahrscheinlich ist, daß die im Bereiche des Gosaubeckens von Gams auftretenden Deckschollen nur teilweise sichtbar sind, weil sie — vielleicht zum größeren Teile — gegenwärtig durch Gosauschichten verhüllt sind, wurde auch im Ablagerungsraum der Hallstätter Decke der jetzt unter den Gosauschichten von Gams liegende Raum eingetragen. Zur Hallstätter Decke in der Umgebung des Gamser Gosaubeckens gehören auch zwei winzige Klippen von Hallstätter Kalk: der von BITTNER entdeckte Hallstätter Kalk am Bergstein östlich von Lainbach und das von mir (1926, S. 55) beschriebene Vorkommen beim Luckenbauer im südlichen Gamsforst. 1925 habe ich auch den langen Plassenkalkzug des Torsteins am Nordrande des Gamser Gosaubeckens (S. 296, tekton. Karte Fig. 2) zur Hallstätter Decke gerechnet. Diese Deutung ist mir jetzt unsicher geworden, da inzwischen an verschiedenen Stellen der Nördlichen Kalkalpen Anzeichen einer diskordanten Lagerung des Tithons bekannt geworden sind. Ich habe daher in den Ablagerungsraum dieses als juvavisch betrachteten Plassenkalkzuges ein ? hineingesetzt.

Nun folgt eine über 10 *km* lange Strecke, in der juvavische Deckschollen fehlen. Erst bei Dürradmer und Rothmoos (nördlich von Weichselboden) treten sie wieder auf. Es handelt sich hier um eingewickelte Deckschollen, denn die Deckscholle von Dürradmer wird von der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe, diejenige von Rothmoos und Ramsau und deren östliche Fortsetzung von der Hochschwabschuppe überschoben. Auf Blatt „Gaming—Mariazell" wurde die östliche Fortsetzung der beiden Reihen von Deckschollen der Karte von HAUSER (1942, Taf. IX) entnommen (wegen des kleinen Maßstabes der P. K. unter teilweiser Abdeckung des Quartärs).

Von Dürradmer gegen E habe ich die Ablagerungsräume der juvavischen Deckschollen hypothetisch um 16 *km* nördlicher eingetragen als im W. Von Dürradmer bis zum Ostrande der Kalkalpen sollen diese Deckschollen mit dem Namen „Lachalpendecke" zusammengefaßt werden, wobei es aber nicht festzustellen ist, ob die Lachalpendecke dieselbe Decke ist wie die Hallstätter Decke oder etwas nördlicher wurzelt.

Die nördliche Reihe hat ihre Fortsetzung in der Deckschollenreihe der Puchberg—Mariazeller Linie, wo die Deckschollen wieder meist nur aus Werfener Schichten bestehen. Bis zum Ostende des West-Mitterberges sind die Deckschollen von der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe nachgosauisch überschoben (SPENGLER 1931, Taf. XIX, Profile I—IX). Daher besteht in der P. K. der im Ablagerungsraum der Göllerdecke längs der Puchberg—Mariazeller Linie mit Signatur II bezeichnete Streifen aus dem nur von der juvavischen Deckscholle verhüllten Nordteil und aus dem unter der Wieskogel-Wildalpen-Schuppe verborgenen Südteil. Da man nicht weiß, wie

weit sich die Deckscholle unter die Wieskogel-Wildalpen-Schuppe hinein erstreckt, wurde der südlich an die Deckscholle angrenzende Raum mit Signatur VII bezeichnet. Vom Gscheidl bis zum Schwarzatal liegt die nördliche Deckschollenreihe frei (Profile X—XII).

Dasselbe gilt für zwei sehr kleine Deckschollen aus Werfener Schichten im Bereiche des Voistales: östlich vom Baumecker und beim Greimelhof (CORNELIUS 1951, S. 77, Profile 20 c und 20 e) und für die viel größere Deckscholle der Mamauwiese (CORNELIUS 1951, S. 83, Abb. 22).

Südlich der nördlichen Reihe folgt — schon auf Blatt „Mürzzuschlag" — eine mittlere Reihe, welche aus folgenden Deckschollen besteht: 1. Die Werfener Schichten von Mooshuben, welche nach CORNELIUS (1939, S. 132) von 2 wohl nur durch aufgelagerte Gosauschichten oberflächlich getrennt sind. 2. Der Hohe Student [1]). 3. Die Hinteralp-Sonnleitstein-Deckscholle. 4. Die kleine Deckscholle des Rauchkogels (CORNELIUS 1937, S. 179). Diese 4 Deckschollen liegen frei.

Noch weiter südlich folgt die südliche Reihe, welche in den Mürztaler Kalkalpen aus folgenden Deckschollen besteht: 1. die schmale, langgestreckte Deckscholle der Weißalpe und des Kleinen Schwarzkogels (CORNELIUS 1939, S. 151). Diese Deckscholle ist teilweise durch Gosauschichten verhüllt und am Tonionsattel um einen geringen Betrag (etwa 500 *m*) an der nachgosauischen, SW-vergenten Tonionüberschiebung unter die Tonionmasse eingewickelt (CORNELIUS 1939, Taf. II, Profil 4). Die von CORNELIUS auf S. 151 außerdem angeführten Deckschollen 3—5 sind so klein, daß deren Ablagerungsraum im Maßstab der P. K. nicht darstellbar ist. Deren Lage wurde schematisch durch kleine Kreise bezeichnet [2]). Siehe die tektonische Karte bei CORNELIUS 1939, Taf. IV. 2. Die Lachalpe (CORNELIUS 1939, S. 89—94). 3. Der Rauhenstein auf der Schneealpe (CORNELIUS 1939, S. 82—85). Auf dem Wettersteinkalk der Rax-Schneeberg-Masse liegen: 4. die Rauhe Wand in der Gupfmulde (AMPFERER 1919, S. 30, Fig. 49 und 50, CORNELIUS 1936, S. 36, Prof. 3). 5. Zwei sehr kleine Deckschollen beiderseits des Weichtales (CORNELIUS 1937, S. 173, Fig. 6).

CORNELIUS deutet auch die Werfener Schichten und einen Teil der Mitteltriaskalke des Gahnsplateaus als eine Deckscholle der Lachalpendecke (1951, S. 65—68). Nach PLÖCHINGER (1958) aber verläuft innerhalb der Wettersteinkalke der Schneebergdecke „ein etwa 9 *km* langer, 100—400 *m* breiter, NNE-streichender, steiler Aufbruch tiefertriadischer Gesteine", welcher sich aus der Gegend des Dürrenberges quer über das Sierningtal bis auf das Gahnsplateau verfolgen läßt und dort an die von CORNELIUS zur Deckscholle gerechneten Gutensteiner Kalke anschließt. PLÖCHINGER stellt daher fest: „Eine Lachalpen-Ultradecke, wie sie hier H. P. CORNELIUS (Erl. zur Schneebergkarte 1951) annimmt, liegt gewiß nicht vor."

Die Ansicht PLÖCHINGERS dürfte etwa derjenigen von STINY und TOTH (CORNELIUS 1951, S. 65) entsprechen. Für PLÖCHINGER spricht auch die

---

[1]) Die Ablagerungsorte der mit den Werfener Schiefern dieser Deckscholle verschuppten Gesteine der Unterlage (CORNELIUS 1939, S. 131) konnten wegen des kleinen Maßstabes der P. K. nicht eingetragen werden.

[2]) Die bei CORNELIUS S. 151 unter 6 angeführte, in ihrer tektonischen Stellung ganz unsichere (S. 148) Gutensteiner Kalkscholle in den Neun Kögeln wurde hier in Übereinstimmung mit der tektonischen Karte bei CORNELIUS (Taf. IV) nicht zur Lachalpendecke gerechnet.

Tatsache, daß zwischen den von CORNELIUS zur Deckscholle gerechneten Gesteinen des Schwarzenberges und denen ihrer Unterlage kein Faziesunterschied besteht, was bei der Zugehörigkeit zu der durch eine große Schubweite ausgezeichneten Lachalpendecke sehr auffallend wäre.

Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale

Ebenso wie in der P. K. des II. T. wurde auch hier versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen im Triasmeer einzutragen. Auch hier folgte ich der von mir 1951, S. 316, gegebenen Einteilung, die hier mit einigen Erweiterungen und mit Beifügung typischer Profile aus dem im III. T. dargestellten Gebiete nochmals angeführt werden soll:

Faziesgebiete der Trias	Typische Profile
I. Hauptdolomitfazies	
a) Nordtiroler Fazies (T)	Sengsengebirge
b) Lunzer Fazies (L)	Sulzbachschuppe zwischen Lunz und Göstling
c) Rohrer Fazies (R)	Rohr i. Geb., Türnitzer Höger
II. Dachsteinkalkfazies (D)	
a) Gesäusefazies (D/G)	Hochtor, Planspitze, Gr. Buchstein, Gr. Priel
b) Riff-Fazies (D/R)	Hochschwab
III. Hallstätterkalk-Fazies	
a) Salzbergfazies (S)	Röthelstein und Kampl bei Kainisch
b) Zlambachfazies (Z)	Grasberg südlich des Grundlsees
c) Aflenzer Fazies (A)	Bürgeralpe bei Aflenz
d) Mürztaler Fazies (M)	Mürztal zwischen Frein und Mürzsteg

Die Buchstaben sind in der P. K. möglichst an solchen Stellen eingesetzt, wo die betreffende Fazies typisch entwickelt ist.

Die Lunzer Fazies unterscheidet sich von der weiter im W herrschenden Nordtiroler Fazies besonders dadurch, daß statt des Wettersteinkalkes Reiflinger Kalk auftritt und daß die Lunzer Schichten mächtiger sind und häufig Kohlen führen. Während in der Nordtiroler Fazies die Opponitzer Schichten entweder fehlen oder nur aus dunklem Kalk bestehen, sind sie in der Lunzer Fazies mächtig und reich gegliedert. Die Grenze zwischen beiden Faziesräumen verläuft längs der Weyrer Linie. Doch muß der weit nach E reichende Wettersteinkalk des Gamssteines noch der Nordtiroler Fazies zugerechnet werden, während der westlicher liegende Ablagerungsraum der Großreiflinger Scholle bereits der Lunzer Fazies angehört. Die Lunzer Fazies ist nicht auf die Lunzer Decke beschränkt, sondern greift westlich von Türnitz auch auf den Nordteil der Annaberger Decke und bei Kleinzell auch ein wenig auf die Reisalpendecke über.

Ob die Trias der Frankenfelser Decke auch der Lunzer Fazies angehört oder nicht, ist deshalb schwer zu sagen, weil die sichtbare Trias der Frankenfelser Decke nirgends bis ins Niveau der Lunzer Schichten hinabreicht. Wenn die Rauhwacken, mit denen die Frankenfelser Trias an vielen Stellen beginnt, Opponitzer Rauhwacken sind, so unterscheidet sich die Trias der Frankenfelser Decke von derjenigen der Lunzer Decke durch die geringere Mächtigkeit des Hauptdolomits.

Die Rohrer Fazies schaltet sich östlich vom Ötscher zwischen die Lunzer und die Dachsteinkalkfazies ein. Sie ist zum größten Teil aus Dolomit aufgebaut, mächtigem Ramsau- und Hauptdolomit, zwischen denen nur wenige Meter mächtige, oft schwer auffindbare Reingrabner Schiefer liegen. Unterhalb des Ramsaudolomits liegt häufig noch Wettersteinkalk, unter diesem Gutensteiner Kalk. Im Hangenden des Hauptdolomits folgen unmittelbar Kössener Schichten.

Im Westteil der Karte verläuft die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies zwischen den Ablagerungsräumen der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Decke des Toten Gebirges oder im Nordteil letzterer Decke. Da der Nordrand des Toten Gebirges ein Abtragungsrand ist, weiß man nicht, wie weit der Dachsteinkalk ursprünglich nach N reichte. Wahrscheinlich besteht hier keine scharfe Grenze zwischen beiden Faziesräumen (S. 219). Die Dachsteinkalke dürften gegen N von unten allmählich dolomitischer werden und im Übergangsraum zur Hauptdolomitfazies nur mehr das Rhät vertreten wie im Gebiete des Steinberges westlich des Almtales. Im Windischgarstener Becken ist die Faziesgrenze durch die große Hallstätter Deckscholle und durch Gosauschichten verhüllt. Dann verläuft sie bis zum Erlauftal zwischen den Ablagerungsräumen der Lunzer Decke und der Ötscherdecke. Von hier an schaltet sich dazwischen die Rohrer Fazies ein, welche den größten Teil der Annaberger und Reisalpendecke, die Unterbergdecke und den Göller aufbaut. Gegen S geht die Rohrer Fazies ohne scharfe Grenze in die Dachsteinkalkfazies über, indem der höhere Teil des Hauptdolomits, von oben nach unten fortschreitend, durch Dachsteinkalk ersetzt wird. In der P. K. wurde die Grenze nördlich des Ablagerungsraumes der Gippelschuppe, weiter im E nördlich desjenigen der Göllerdecke und westlich des Südteiles des Ablagerungsraumes der Further Schuppe eingetragen. Auch der Anninger wird wohl am besten zur Dachsteinkalkfazies gerechnet.

Im Gegensatz zum II. T. habe ich hier östlich der Kalten Mauer, wo noch beide Arten des Dachsteinkalkes in einem Profil auftreten, versucht, innerhalb der Dachsteinkalkfazies die Räume zu trennen, welche der Gesäusefazies (geschichteter Dachsteinkalk) und der Riff-Fazies (massiger Dachsteinkalk) angehören, obwohl auch hier die Grenze häufig unscharf ist. Im Grimming und in der südlichen Warscheneckgruppe ist das nicht möglich, da in demselben Profil der Riffkalk die tieferen, der geschichtete Dachsteinkalk die höheren Teile der norischen Stufe einnimmt (GEYER, Blatt „Liezen" und Erläuterungen dazu S. 27). In den Gesäusebergen besteht z. B. die Planspitze aus geschichtetem, der Reichenstein aus massigem Dachsteinkalk. Da aber AMPFERER weder in Blatt „Admont—Hieflau" noch in der geologischen Karte der Gesäuseberge beide Arten des Dachstein-

kalkes trennt, habe ich auch auf eine Trennung der beiden Faziesräume hier verzichtet. Auf Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz" hingegen ist eine solche Trennung möglich: Hochkar und Kräuterin gehören der Gesäusefazies, die Hochschwabgruppe (mit Ausnahme der Bürgeralpe bei Aflenz) der Riff-Fazies an. Im Gegensatze zu der breiten Entwicklung der Gesäusefazies im Hochkar-, Dürrenstein-, Ötscher- und Kräuteringebiet ist diese im Raume des Halltales östlich von Mariazell hauptsächlich nur auf die schmale Wieskogel-Wildalpen-Schuppe beschränkt, da der Göller noch der Rohrer Fazies angehört. Gegen E wird der von der Gesäusefazies eingenommene Raum wieder viel breiter.

Allerdings handelt es sich bei dem nahe dem Wiener Becken gelegenen Dachsteinkalk-Faziesgebiet um eine Fazies, die von derjenigen des Gesäuses stark verschieden ist: vor allem durch die viel geringere Mächtigkeit des hier nur auf das obere Nor und das Rhät beschränkten Dachsteinkalkes, durch das Auftreten von Kössener Schichten und bei der Annäherung an die Lunzer Fazies durch die größere Mächtigkeit der Lunzer Schichten. Die dachsteinkalklose Rohrer Fazies fehlt östlich vom großen Hauptdolomitgebiete des Hochecks zwischen der Lunzer Fazies und der Dachsteinkalkfazies.

Östlich von Gußwerk schaltet sich zwischen die Gesäusefazies und die Riff-Fazies die Mürztaler Fazies ein. Das bezeichnendste Schichtglied der Mürztaler Fazies sind die z. T. recht mächtigen „Mürztaler Kalke und Mergel" (CORNELIUS 1939, S. 58), welche von norischen Hallstätter Kalken überlagert werden. Der Mürztaler Fazies rechne ich außer dem Mürzgebiet auch die Hohe Wand zu, wo KOSSMATS „Äquivalente der Lunzer Schichten in vorwiegend schiefrig-mergeliger Ausbildung" wohl den Mürztaler Mergeln entsprechen. Im Ladin besteht allerdings zwischen dem Mürzgebiet und der Hohen Wand der Unterschied, daß in ersterem Ramsaudolomit, in letzterer Reiflinger Kalk auftritt.

Östlich vom Hochschwab werden auch die durch mächtige massige Wettersteinkalke ausgezeichneten Massive der Hohen Veitsch, der Rax und des Schneeberges zur Riff-Fazies gerechnet. Da leider in diesen Gebirgsgruppen — im Gegensatz zur Hochschwabgruppe — nirgends Obertrias erhalten ist, weiß man nicht, in welcher Fazies diese ausgebildet war. Der schmale Triaszug, der das Gosaubecken der Neuen Welt im E begrenzt („Rahmenzone" nach PLÖCHINGER 1956) scheint zwischen der Fazies der Hohen Wand und derjenigen des Schneeberges zu vermitteln.

Ob zwischen den Faziesräumen des oberen Mürztales und der Hohen Wand ursprünglich eine Verbindung bestand oder nicht, ist nicht zu entscheiden. Nach meiner Konstruktion ist zwischen den Faziesräumen des Hengst (Gesäusefazies) und des Schneeberges (Riff-Fazies?) kein Platz für eine solche Verbindung vorhanden. Falls aber — was ich nicht für unmöglich halte — im Hangenden des Wettersteinkalkes des Schneeberges und der Rax einst Mürztaler Mergel und Hallstätter Kalke lagen, wäre eine Verbindung der Hallstätter Kalke der Mürztaler Kalkalpen mit denen der Hohen Wand über Rax und Schneeberg möglich. In diesem Falle aber müßte man Schneeberg und Rax selbst zur Mürztaler Fazies rechnen.

Gegen S geht die Riff-Fazies in die Aflenzer Fazies über. Der Übergang ist in dem Profile der Bürgeralpe bei Aflenz unmittelbar zu sehen

(SPENGLER 1920). Bezeichnend ist die dreifache stratigraphische Wechsellagerung von Halobienschiefern mit dunklen Kalken sowie das Auftreten der Aflenzer Kalke (schwarze Hornsteinkalke) im Nor. Hallstätter Kalk fehlt. Dem Profil von Aflenz sehr ähnlich ist dasjenige der Hüpflinger Deckscholle (S. 237) und der kleinen Deckschollen bei der Grabneralm (S. 232). Ob die Admonter Schuppenzone auch zur Aflenzer Fazies gehört, ist deshalb nicht mit Sicherheit nachweisbar, weil dort nirgends sichere Obertrias [1]) erhalten ist. Wegen der Analogie mit der Werfener Schuppenzone (II. T. S. 56) wird sie hier auch dem Aflenzer Faziesraum zugerechnet.

Die Salzbergfazies (typische Hallstätter Fazies) ist vor allem im Raume um Mitterndorf entwickelt. Sie ist durch das Haselgebirge und durch meist bunte Hallstätter Kalke in der karnischen und norischen Stufe gekennzeichnet. Da aber auch weiter im E, besonders auf Blatt „Admont—Hieflau" noch zahlreiche aus Haselgebirge bestehende kleine Deckschollen und vereinzelt auch Hallstätter Kalke (z. B. Bergstein bei Lainbach S. 289) auftreten, kann man auch diesen Teil der Hallstätter Decke noch der Salzbergfazies zurechnen. Daß auch die Lachalpendecke auf Blatt „Mürzzuschlag" dem Salzbergfaziesraum angehört, zeigen kleine Vorkommen von Haselgebirge und der von CORNELIUS 1939 beschriebene „Pseudo-Hallstätter Kalk".

Ebenso wie im Mittelabschnitte der Kalkalpen sind auch hier unmittelbar aufgeschlossene Faziesübergänge äußerst selten. Wir kennen sie aus dem oben erwähnten Profil von Aflenz (zwischen Riff-Fazies und Aflenzer Fazies) und aus dem Raume S von Kleinzell (zwischen Lunzer und Rohrer Fazies) (SPENGLER 1928, S. 114). Der Übergang zwischen der Gesäusefazies und der Mürztaler Fazies ist in der Wildalpe (nördlich von Frein) aufgeschlossen. Denn das Profil dieses Berges enthält sowohl *Monotis salinaria* führenden Hallstätter Kalk als geschichteten Dachsteinkalk mit Megalodonten (SPENGLER 1931, S. 500—501; Taf. XIX, Profile VI u. VII; CORNELIUS 1939, S. 116).

Ergebnisse

1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen

Ebenso wie im I. T., S. 57 und im II. T. S. 57—59 soll auch hier für einige Profile das Ausmaß der durch die Orogenese hervorgerufenen Verschmälerung festgestellt werden. Da sich aber im östlichen Kalkalpenabschnitt der Bau im Streichen rascher ändert als im westlichen und mittleren Abschnitte, ist hier eine etwas größere Anzahl von Querprofilen nötig. Die Zahlen bedeuten auch hier Kilometer.

[1]) Es ist sehr zweifelhaft, ob die von AMPFERER am Nordfuß der Reichensteingruppe als Dachsteinkalk eingetragenen Gesteine wirklich Dachsteinkalk sind.

1. Profil: Grünau—Mitterndorf

	vor der Orogenese	heute
Reichraminger Zone	6	4·3 (Nordrand der Kalkalpen—Grünau)
Staufen-Höllengebirgs-Decke	16	11 (N-Rand der Windhagdeckscholle—Habernau)
Decke des Toten Gebirges	27·5	23·5 (N-Rand der Muschelkalkdecke des Kasberges — P. 1123 am Salzsteig)
Zlambachschuppe	4	1
Warscheneck-Dachsteindecke ...	17·5	15 (Nordfuß des Lawinensteins — Kalkalpen-Südrand W St. Martin)
Zwischenraum	57	—
Hallstätter Decke	21	12 (Nordfuß des Reschenhorns — S-Rand des Wandlkogels)
Gesamtbreite	149	46·5

Es wurde angenommen, daß in diesem Profil in dem 57 *km* breiten Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter Decke und der übrigen Kalkalpen enthalten sind: 4 *km* Abtragung am Südrande der Dachsteingruppe, 14 *km* entfallen auf die hier gänzlich unter den Kalkalpen verborgene Schuppenzone, der Rest von 39 *km* auf den Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Schuppenzone und der Hallstätter Decke. Über die Breite dieses Zwischenraumes siehe S. 223. In diesem Zwischenraum wurde an willkürlicher Stelle der Ablagerungsraum der Liasfleckenmergeldecke (S. 225) eingetragen.

2. Profil: Reichraming—Admont

	Vor der Orogenese	heute
Ternberger Zone	14	7 (Nordrand der Kalkalpen — Reichraming)
Mittlere Faltenzone	34	21·5 (Reichraming—Hengstpaßlinie S. 215)
Zwischen Maiereck und Hallermauern	22	3 (Hengstpaßlinie—N-Fuß der Hallermauern)
Gesäusedecke (Hallermauern) ...	9	5·5
Admonter Schuppenzone	23	10 (Grenze zwischen Ramsaudolomit und Werfener Sch. am S-Fuß der Hallermauern — S-Rand der Kalkalpen bei Kaiserau)
Grabneralmschuppe	5	2 (= Hüpflinger Decke)
Zwischenraum	32	—
Hallstätter Decke	3	3 (Hengstpaßlinie—N-Fuß der Hallermauern)
Gesamtbreite	142	47

Als „Mittlere Faltenzone" wird hier das aus der Vereinigung der Reichraminger Zone und der hier nicht mehr vorhandenen Staufen-Höllengebirgs-Decke entstandene Faltengebiet bezeichnet. Die Räume: „Zwischen Maiereck und Hallermauern" und „Hallstätter Decke" sind auf der geol. Karte identisch: unter ersterer Angabe wird die unter der Hallstätter Decke liegende tektonische Einheit verstanden. Der Breitenunterschied des Raumes: „Zwischen Maiereck und Hallermauern" ist in beiden Kolonnen deshalb so groß, weil sich einerseits aus den Verhältnissen weiter im W ergibt, daß die unter der Hallstätter Decke liegenden Gesteinsmassen durch die Orogense sehr stark verschmälert wurden, anderseits aber auch die Gesäusedecke einen beträchtlichen Vorschub nach N ausgeführt hat. Es wurde bei der Konstruktion der P. K. angenommen, daß an der Südseite der Hallermauern seit der südvergenten Überschiebung eine Rückwitterung von 3·5 *km* erfolgt ist und daß 13 *km* der Admonter Schuppenzone unter dem nördlich anschließenden Kalkalpenteile verborgen sind, wobei es natürlich ohne weiteres möglich wäre, daß auf die Rückwitterung der Hallermauern ein größerer Betrag entfällt und dafür die Admonter Schuppenzone weniger weit unter die nördlich anschließenden Kalkalpenteile hineinreicht. Die Summe 3·5+13 = 16·5 *km* ergibt sich aber aus der Verfolgung der Schuppenzone aus dem Raume südlich der Dachsteingruppe (II. T., S. 42—49) gegen E. Wenn man das sich aus den Profilen 1 und 2 ergebende Verhältnis 149 : 46·5 = 3·2 und 142 : 47 = 3 vergleicht, würde man auf einen geringeren Zusammenschub von 2 schließen. Das wäre aber ein Irrtum. Denn die um 7 *km* kleinere Geamtbreite in Profil 2 ist nur darauf zurückzuführen, daß im Profil von Mitterndorf die Hallstätter Decke um 16 *km* weiter nach S reicht. Wäre im Profil 2 die Hallstätter Decke ebenso weit nach S erhalten, so wäre 142 durch 158 zu ersetzen und es ergäbe sich für 2 sogar ein etwas größerer Zusammenschub als für Profil 1.

3. Profil: Scheibbs—Weichselboden—St. Ilgen

	Vor der Orogenese	heute
Frankenfelser Decke	12	10 (N-Rand der Kalkalpen — S-Rand des Fensters von Urmannsau)
Lunzer Decke	26	6·5 (Austritt der Erlauf aus der Lunzer Decke — Gfäller Alm)
Annaberger Decke	15	7 (Vordere Tormäuer—N-Fuß des Ötscher)
Ötscherdecke (i. e. S.) = Unterbergdecke	12	7·5 (N-Fuß des Ötscher—Neuhaus)
Göllerdecke.....	17	9 (Neuhaus—Kniebügel NE Rotmoos)
Hochschwabschuppe	20	18·5 (Kniebügel—St. Ilgen)
Zwischenraum	30 ?	—
Lachalpendecke	5	4 (Dürradmer—Rotmoos)
Gesamtbreite	137 ?	52

Die große Breite des Ablagerungsraumes der Lunzer Decke erklärt sich dadurch, daß für die Ausglättung der Faltung des sichtbaren Teiles der Lunzer Decke (7 *km*) noch 4 *km* dazugerechnet wurden, ferner angenommen wurde, daß an der Stirn der Lunzer Decke 2 *km* abgetragen und der Rest (13 *km*) unter der Sulzbachschuppe und der Annaberger Decke verborgen ist. Von dem Ablagerungsraum der Annaberger Decke sind mindestens 5 *km* unter der Ötscherdecke verborgen. Die Breite des Zwischenraumes N des Ablagerungsraumes der Lachalpendecke ist unbekannt und kann daher ebensogut kleiner als größer als 30 *km* sein.

4. Profil: St. Veit a. d. Gölsen—Reisalpe—Altenberg

	Vor der Orogenese	heute	
Frankenfelser Decke	12 ?	1	(Ohne Kieselkalkzone)
Lunzer Decke	17	7	
Zwischenschuppen	15	3·5	(Im Profil Schwarzkogel—Reuter)
Reisalpendecke	9	6	(Reisalpe—Sattel N Hegerberg)
Unterbergdecke	11	6·5	(Heger B.—Riegelbauer)
Göllerdecke	26	19	(Riegelbauer—Altenberg)
Zwischenraum	40 ?	—	
Lachalpendecke	18	12	(Gscheidl—S-Rand des Rauhenstein)
Gesamtbreite	148 ?	39·5	

Das gegenwärtige Profil durch die Zwischenschuppen ist 2 *km*, das Profil durch die Lachalpendecke 4 *km* westlicher gemessen als die übrigen Querschnitte. Im Ablagerungsraum der Frankenfelser Decke wurde angenommen, daß eine Stirnabtragung von 1 *km* erfolgt ist und daß 10 *km* (?) unter der Lunzer Decke verborgen sind. Im Ablagerungsraume der Lunzer Decke wurden 3 *km* für den von NEUBAUER beschriebenen inversen Mittelschenkel gerechnet, während durch Ausglättung der sehr starken Faltung ein Ablagerungsraum erhalten wurde, der doppelt so breit wie der heute sichtbare Teil der Decke ist. Daß der Ablagerungsraum der Zwischenschuppen um ein Mehrfaches breiter war als die in der geologischen Karte sichtbaren Ausbisse dieser Schuppen, zeigt besonders deutlich das Profil VIII bei SPENGLER 1928, Taf. I. Da die hauptsächlich aus mächtigen Dolomitmassen aufgebauten Einheiten: Reisalpendecke, Unterbergdecke und Göllerdecke viel schwächer gefaltet sind als die Lunzer Decke, ist hier der Breitenunterschied zwischen dem Ablagerungsraum und der heutigen Breite viel geringer (46 : 31·5).

5. Profil: Thenneberg—Furth—Brunn (am Steinfeld)

	Vor der Orogenese	heute	
Frankenfelser Decke	10 ?	0·2	
Lunzer Decke	22	2·3	(samt Gosaubedeckung)
Reisalpendecke	5	3	
Unterbergdecke	11	7·5	(Sattel zwischen Hocheck und 709 — Mitte zwischen Waxeneck und „Am Kahrl")
Göllerdecke	23	14	(Lichtensperger bei Furth—Ruine Starhemberg)
Decke der Hohen Wand	12	8	(„Im Brand" S Persching — Brunn a. St.)
Gesamtbreite	83 ?	28	

Dieses Profil ist im Gegensatze zu den anderen Profilen nur auf der 4 *km* langen Strecke vom Nordrand bis zum Gipfel des Hocheck N—S, sonst NW—SE gezogen, da wir uns hier bereits in dem westkarpathisch (SW—NE) streichenden Teile der Kalkalpen befinden. Die Frankenfelser Decke ist im 5. Profil fast gänzlich, die Lunzer Decke zum weitaus größten Teile unter den höheren Kalkalpendecken verborgen. In dem hier als verborgener Teil der Lunzer Decke betrachteten Raume ist auch die östliche Fortsetzung der Zwischenschuppen des 4. Profiles enthalten. Die große Breite des Ablagerungsraumes der Göllerdecke erklärt sich dadurch, daß die Masse des P. 912 als isolierte Deckscholle an der Stirn der Göllerdecke betrachtet (S. 273) und angenommen wurde, daß die drei höheren Schuppen der Göllerdecke Schubweiten von je 1 *km* besitzen und daß 5 *km* der Göllerdecke unter der Decke der Hohen Wand verborgen sind.

Die relative tektonische Abwicklung (ARNOLD HEIM 1916, S. 477) beträgt in den 5 Profilen:

		1	2	3	4	5
ohne	Berücksichtigung der Juvavischen Decken	1·9	2·2	2	2·3	3
mit		3·2	3	2·7	3·7	—

Nur die untere Reihe ist mit den im I. T., S. 57 und im II. T. S. 59 gegebenen Zahlen vergleichbar. Die obere Reihe ist aber dadurch verläßlicher, daß der „Zwischenraum" nicht berücksichtigt ist, dessen Breite sehr hypothetisch ist. Die Zahlen der oberen Reihe zeigen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs in dem Kalkalpenteil zwischen den Weyerer Bögen und dem Wiener Becken (Profile 3—5) von W gegen E zunimmt. Dasselbe aber ergibt sich auch schon aus der Tatsache, daß die Zahl der Schubflächen von W gegen E größer wird.

Der schief aufs Streichen verlaufende Abbruch der Kalkalpen gegen das Wiener Becken an der Thermenlinie hat heute (gemessen an der geradlinigen Verbindung Kalksburg—Ternitz) eine Länge von 51·5 *km*. Vor der Orogenese waren die entsprechenden Punkte 112 *km* voneinander entfernt. Ebenso wie im 5. Profil ist auch hier im nördlichsten Teile die stärkste Verschmälerung durch die Orogenese erfolgt. Die heutige Entfernung zwischen dem Nordrande der Kalkalpen bei Kalksburg und Brunn a. Geb. beträgt 5 *km*, vor der Orogenese lagen die heute am Nordrande der Frankenfelser Decke aufgeschlossenen Gesteine 34 (?) *km* nördlicher als diejenigen der Ötscherdecke.

Nach meiner P. K. reichte der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke etwa bis zur Linie: Turracher Höhe—Neumarkter Sattel—Zirbitzkogel, derjenige der Lachalpendecke etwa bis zur Linie: Gleinalm-Speikkogel—Peggau nach S. Das gilt aber nur unter der nicht sehr wahrscheinlichen Voraussetzung, daß sich der kristalline und paläozoische Untergrund, auf dem die Gesteine der Hallstätter bzw. Lachalpen-Decke abgelagert wurden, in der alpidischen Orogenese völlig starr verhielt und daher keine Raumverschmälerung erfahren hat. Über die Platzschwierigkeiten, die sich aus der Anwesenheit des Stangalpen-Mesozoikums ergaben, siehe II. T. S. 61—62. Die Trias des Krappfeldes liegt bereits südlich des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke. Der Ablagerungsraum der Lachalpendecke lag somit wahrscheinlich südlicher als die heutigen Aufschlüsse des Semmering-Mesozoikums im Mürztale, was für die Auffassung der Semmeringgesteine

als Fenster spricht. Es wäre möglich, daß vor der Transgression der Gosauschichten der Kainach die Triasgesteine nicht durch Abtragung, sondern durch tektonische Abwanderung nach N verschwunden sind.

2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese

In der folgenden Tabelle bedeuten die Zahlen der ersten Reihe die im vorhergehenden Abschnitte beschriebenen Profile, diejenigen der anderen Reihen die beiläufige Breite der Kalkalpen in den angegebenen Zeitpunkten in *km*.

	1	2	3	4	5
Vor der Orogenese	149	142	137	148	83
Nach dem Gault	89	102	102	90	83
Nach dem Cenoman und Turon (?)	79	68	77	78	60
Kreide-Tertiär-Grenze	65	55	77	78	60
Heutige Breite	46·5	47	52	39·5	28

Der älteste Deckenschub war die der Austrischen Phase angehörige Überschiebung der Hallstätter Decke (II. T., S. 64) und wohl auch der Lachalpendecke. Dadurch hatte sich bereits nach dem Gault die Breite der Profile 1—4 nicht nur um die Breite des Ablagerungsraumes der Hallstätter- und Lachalpen-Decke, sondern auch um den „Zwischenraum" verkürzt. Nur in Profil 1 lag noch der im „Zwischenraum" enthaltene Ablagerungsraum der Schuppenzone damals noch südlich der Gesteine der Dachsteingruppe.

In der Vorgosauischen (= Subherzynischen) Phase erfolgte in Profil 1 die Faltung der Reichraminger Zone, die Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke und der Decke des Toten Gebirges, so daß sich der Nordteil des Profiles um etwa 10 *km* auf die heutige Länge verschmälerte.

In der Laramischen Phase verschwand die Schuppenzone unter dem Dachsteinmassiv, so daß sich das Profil um weitere 14 *km* verschmälerte.

Im Tertiär erfolgte — abgesehen von dem großen oberostalpinen Deckenschub über Penninikum, Unterostalpin und Flysch — nur der Nordschub der Warscheneckdecke (welche etwa der Gamsfelddecke des II. T. entspricht) und der darunterliegenden schmalen Zlambachschuppe [1]) und schließlich im jüngsten Tertiär und Quartär eine beträchtliche Rückwitterung des Südrandes der Dachsteingruppe.

Bei einem Vergleich der nur 23 *km* von einander entfernten Profile von Hallstatt (II. T., S. 63) und von Grünau—Mitterndorf (III. T., S. 295) scheint es, daß diese beiden heute fast gleich breiten Profile an der Kreide-Tertiär-Grenze noch sehr verschieden breit waren, was sehr unwahrscheinlich wäre. (*Hallstatt 116, Grünau 65 km.*) Tatsächlich muß in dieser Hinsicht das Profil von Hallstatt richtiggestellt werden. Ich habe im II. T., S. 66 die eine Verschmälerung von 9 *km* bringende Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges der tertiären Orogenese zugerechnet. Nach PIAS Beobachtungen in der Salmgruppe (1943, S. 148) und unter Berücksichtigung des Flyschfensters von Grünau ist aber die Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke — wenigstens in Oberösterreich —

[1]) Die Gosauschichten bei der Schneckenalm im Salzatal und WSW des Reschenhorns scheinen sich nach Blatt „Liezen" wegen ihrer tiefen Lage im Liegenden des zur Zlambachschuppe gehörenden Grasbergzuges zu befinden.

vorgosauisch. Daher sind in dem Profil von Hallstatt die Zahlen 128 ? durch 119 ? und 116 ? durch 107 ? zu ersetzen. Ferner habe ich in der Tabelle II. T., S. 58 in sehr hypothetischer Weise für den Ablagerungsraum der Allgäudecke im Profil von Hallstatt den Betrag von 27 (25) ? *km* eingesetzt. Im Profil von Grünau habe ich hingegen die östliche Fortsetzung des Ablagerungsraumes der Allgäudecke nicht mehr berücksichtigt. Wie die Ränder des Grünauer Flyschfensters zeigen, ist hier unter der Reichraminger Zone sicher keine Allgäudecke mehr vorhanden, die in der östlichen Fortsetzung des Ablagerungsraumes der Allgäudecke abgelagerten Gesteine müssen einst nördlich des heutigen Kalkalpenrandes gelegen gewesen und jetzt gänzlich abgetragen sein. Die für den Vergleich der Breite der beiden Profile an der Kreide-Tertiär-Grenze maßgebenden Zahlen sind daher 107—25 = 82 (Hallstatt) und 65 (Grünau—Mitterndorf).

Im 2. Profil sind zweifellos die Falten der „Mittleren Faltenzone" vorgosauisch, da sie von der Gosauzone Großraming—St. Gallen diskordant überlagert werden. Auch die Falten und Schuppen der Ternberger Zone sind wenigstens älter als die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch, da sie von dieser gewaltigen Überschiebung abgeschnitten werden, wie man am besten am Kalkalpenrande zwischen Brauneck und dem Steyrtal sieht (Blatt „Kirchdorf" und F. BAUER 1953, Taf. I). Man wird daher wohl nicht fehlgehen, wenn man annimmt, daß das Profil 2 vom Kalkalpen-Nordrande bis zur Hengstpaßlinie schon vor Ablagerung der Gosauschichten annähernd die heutige Breite besaß.

Schließlich ist auch die Raumverengung in der von der Hallstätter Decke verhüllten Faltenzone zwischen Maiereck und Hallermauern wohl zum größten Teile bereits vor der Ablagerung der nur schwach gefalteten Gosauschichten des Windischgarstener Beckens erfolgt.

In der Laramischen Phase verschwanden etwa 13 *km* der Admonter Schuppenzone unter der Trias der Hallermauern.

Im Tertiär erfolgte hauptsächlich durch den Nordschub der Hallermauern [1]), den man auf etwa 6 *km* schätzen kann, noch eine weitere Verschmälerung des 2. Profiles.

In den zwischen der Gosauzone Großraming—St. Gallen und dem Wiener Becken gelegenen Profilen 3—5 erfolgten außer der Überschiebung der Lachalpendecke noch zwei sicher vorgosauische Vorgänge: 1. Die Überschiebung der Decke der Hohen Wand, deren Schubweite ich auf mindestens 9 *km* schätze. Das vorgosauische Alter dieser Decke ergibt sich aus der diskordanten Lagerung der Gosauschichten beiderseits des Miesenbachtales. Dieselben Gosauschichten überlagern aber auch diskordant die drei oberen Schuppen der Göllerdecke (Baumeck—Guglzipf—Schuppe, Dürrewand—Schuppe, Größenberg—Schuppe S. 277), von denen die zwei letzteren offenbar gleichzeitig mit der Decke der Hohen Wand entstanden sind. Für das 5. Profil ergab sich dadurch eine Verschmälerung um 11 *km* (9 *km* Decke der Hohen Wand [2])+2 *km* Vorschub der Dürrewand- und Größenbergschuppe). 2. Die starke Faltung innerhalb der späteren Lunzer Decke. Für das vorgosauische Alter dieser Faltung spricht die diskordante Lagerung der Gosauschichten der Vorder- und Hintereben bei Lilienfeld (SPENGLER 1928, S. 91—92, NEUBAUER 1949, S. 36) und des Höllensteinzuges bei Wien (SPITZ 1910). Jünger als diese Faltung, aber vielleicht auch noch vor-

[1]) Zur Veranschaulichung des Wechsels von N- und S-Vergenz im Bereiche der Hallermauern siehe SPENGLER 1928 a, S. 15, Fig. 1.

[2]) Trotzdem liegen jetzt nur 5 *km* der Göllerdecke in Profil 5 unter der Decke der Hohen Wand verborgen, da durch spätere Stirnabtragung an der Decke der Hohen Wand 4 *km* der Göllerdecke wieder zum Vorschein gekommen sind.

gosauisch ist die Überschiebung der Annaberger Decke. Im 4. Profil kann man daher die Verschmälerung durch die damals noch autochthone Faltung im Bereiche der Lunzer Decke auf 7 *km* und im Raume der — in ihrer heutigen Form erst durch die tertiäre Orogenese geschaffenen — Zwischenschuppen auf etwa 5 *km* schätzen. Dasselbe kann man auch für das 5. Profil annehmen, wo allerdings der größte Teil der gefalteten Lunzer Decke und die östliche Fortsetzung der Zwischenschuppen jetzt gänzlich unter der Reisalpendecke verborgen sind, so daß sich für Profil 5 eine vorgosauische Gesamtverschmälerung von 23 *km* (11+12) ergibt.

In Profil 3 beschränkt sich die vorgosauische Verschmälerung auf die damals noch autochthone Faltung innerhalb der späteren Lunzer Decke, auf den Vorschub und die Eigenfaltung der Annaberger Decke und den wohl sehr geringen vorgosauischen Anteil der Überschiebung der Ötscherdecke. Man darf vielleicht die Verschmälerung durch diese tektonischen Vorgänge im ganzen auf etwa 25 *km* schätzen.

Zu dieser Zahl gelangte ich durch folgende Erwägung: In dem 20 *km* östlicher liegenden Profil durch das Annaberger Fenster erfolgte eine vorgosauische Verschmälerung um 15 *km*. Denn in Abb. 5, Profil b liegt *km* 8 der Annaberger Decke über *km* 23 der Lunzer Decke. Wenn sich auch der Bau auf der 20 *km* langen Strecke ändert — die Schubweite der Annaberger Decke wird kleiner, dafür aber schaltet sich darunter die Sulzbachschuppe ein — so darf man aber doch annehmen, daß das Ausmaß des Zusammenschubs annähernd gleich bleibt. Zu diesen 15 *km* kommen schätzungsweise etwa 5 *km* für die Faltung innerhalb des nördlich von der Gfälleralm gelegenen Teiles der späteren Lunzer Decke. Ich habe daher den Ablagerungsraum dieses Teiles der Lunzer Decke in der P. K. um 5 *km* breiter gezeichnet als in der G. K. Für die Verschmälerung innerhalb der Annaberger Decke durch Faltung habe ich 3 *km* angenommen, für den vorgosauischen Vorschub der Ötscherdecke nur 2 *km*. 15+5+3+2 =25 *km*.

Da im Bereiche der Profile 3—5 keine der Admonter Schuppenzone entsprechende südvergente Schuppung vorhanden ist, dürfte hier an der Kreide-Tertiär-Grenze keine weitere Verschmälerung eingetreten sein.

Sehr groß ist hingegen die in diesen drei Profilen im Tertiär erfolgte Verschmälerung. Der tertiären Orogenese rechne ich zu: 1. die Faltung innerhalb der Frankenfelser Decke, denn im Gegensatze zur Lunzer Decke finden sich in der Frankenfelser Decke nirgends über Falten diskordant gelagerte Gosauschichten. Das nachgosauische Alter dieser Falten wäre bewiesen, wenn die von GEYER auf Blatt „Weyer" als Kreideflysch kartierten fossilleren Gesteine im Kerne der Mulden des Westteiles der Frankenfelser Decke Gosauschichten sind, wie ABERER (1951, S. 16—25) annimmt. Aber auch dann, wenn es sich um Cenoman handelt, besteht kein Gegenbeweis gegen das tertiäre Alter dieser Mulden. 2. die Überschiebung der Lunzer über die Frankenfelser Decke. Das ergibt sich daraus, daß diese Überschiebung denselben Bewegungsmechanismus besitzt wie die sicher tertiäre Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, was sich besonders an den beiden Enden der Frankenfelser Decke zeigt. 3. Die Überschiebung der Reisalpendecke (samt den Zwischenschuppen), der jüngere Vorstoß der Ötscherdecke, die Schuppe der Steinwandklamm, wahrscheinlich [1]) die Göllerdecke, sicher die Baumeck-Guglzipf-Schuppe. Nur die

[1]) Obwohl für die Göllerdecke wegen des Fehlens von Gosauschichten unter der Schubfläche ein direkter Nachweis des nachgosauischen Alters nicht möglich ist, halte ich vorgosauische Entstehung deshalb für unwahrscheinlich, weil die mit zur Göllerdecke parallelen Schubflächen beginnenden tieferen und höheren Schubmassen nachweisbar nachgosauisch sind.

Dürrewand- und Größenberg-Schuppe sind vorgosauisch. Hingegen ist die Hochschwabschuppe sicher nachgosauisch.

Von der in den Profilen 3—5 im Tertiär eingetretenen Verschmälerung dürften entfallen auf

	3	4	5
Frankenfelser und Lunzer Decke	8	13 ?	10 ?
Ötscherdecke (im weiteren Sinne)	17	25·5	22 ?
Summe ...	25	38·5 ?	32 ? *km*

Demnach dürfte sich die tektonische Entwicklung des östlichen Kalkalpenabschnittes etwa so vollzogen haben: In der Austrischen Phase bildete sich ebenso wie im Mittelabschnitt eine einzige Decke von sehr großer Schubweite, die Hallstätter bzw. Lachalpen-Decke. Wie ich bereits im II. T., S. 64, bemerkte, handelt es sich hier vielleicht um eine Gleitdecke.

In der Vorgosauischen Phase entsteht im Bereiche des Nordtiroler und des Lunzer Faziesgebietes ein Faltengebirge, in dem sich die Faltung nur ausnahmsweise zu kurzen Faltenüberschiebungen steigert (Staufen-Höllengebirgs-Decke). Dieses Faltengebirge hatte im Raume westlich der Gosauzone Großraming—St. Gallen eine Breite von über 30 *km*. Nur der südlichste Teil dieses vorgosauischen Faltengebirges setzte sich in den östlich dieser Gosauzone gelegenen Raum fort und läßt sich bis zum Wiener Becken verfolgen. Die Breite dieses Faltengebirges wird gegen E geringer. In Profil 4 sind es kaum 10 *km*. Nach der Art der Falten dürfte es sich vor der Transgression der Gosauschichten um ein dem Schweizer Kettenjura vergleichbares Mittelgebirge gehandelt haben. Durch einen etwa 35 *km* breiten, damals noch ungestörten Streifen getrennt, lag im Bereiche der Hohen Wand und des Schneeberges ein zweites vorgosauisches Gebirge, welches aber wegen der massigen, schwer faltbaren Kalke einen mehr plateauartigen Charakter hatte.

An der Kreide-Tertiär-Grenze wurde im Westteile des Gebietes — etwa bis zum Kaiserschild — und ganz im E, bei Payerbach, ein hauptsächlich aus tieferer Trias bestehender Gesteinsstreifen von S her unter die Kalkalpen unterschoben (Admonter und Payerbacher Schuppenzone).

Bei der tertiären Orogenese verhielt sich — wie bereits SPITZ (1916) richtig erkannte — der W und E der Gosauzone Großraming—St. Gallen gelegene Teil der Kalkalpen sehr verschieden. Im W wurde das vorgosauische Faltengebirge als fast starre Platte über die Flyschzone geschoben, und erst nach dieser riesigen Überschiebung entstand längs der Linie Grünau—Windischgarsten eine schmale antiklinale Aufwölbung, welche es der Erosion gestattete, die Flyschfenster zu öffnen. Im E hingegen wurde an das vorgosauische Faltengebirge nördlich noch eine schmale Faltenzone angegliedert (Frankenfelser Decke), die im S durch die Überschiebung der Lunzer Decke abgegrenzt wurde. Außerdem wurde der zwischen beiden vorgosauischen Gebirgen gelegene Raum in eine Folge von dachziegelartig übereinanderliegenden Schuppen verwandelt.

3. Die orogenetische Verkürzung in der Längsrichtung des Gebirges

In dem zwischen der Grenze der P. K. des II. und III. T. und der Gosauzone Großraming—St. Gallen gelegenen Abschnitt ist keine Verkürzung in der Längsrichtung durch die Orogenese eingetreten. Hingegen ist der Abschnitt zwischen dieser Gosauzone und dem Wiener Becken durch die Orogenese beträchtlich verkürzt worden. Die Entfernung Großraming—Gumpoldskirchen beträgt jetzt 130 *km*, im Ablagerungsraum waren es etwa 162 *km*.[1]) Diese Verkürzung ist hervorgerufen: 1. durch die Querfaltungen im Bereiche des Blattes „Gaming—Mariazell" (RUTTNER 1948). 2. durch den der tertiären Orogenese angehörigen Westschub im Bereiche der Weyrer Bögen. 3. durch den Umstand, daß der östlichste Teil der Kalkalpen bereits westkarpathisch (SW—NE) streicht, wodurch eine W-gerichtete Komponente der Bewegung entsteht.

4. Der Übergang aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung

Der Übergang aus der ostalpinen (W—E) in die westkarpathische (SW—NE) Streichungsrichtung vollzieht sich an zwei „Gelenken" (Biegungsstellen im Streichen). Das erste Gelenk liegt bereits am „Wirbelzentrum von St. Gallen" (Südende der Weyrer Bögen, S. 242), das zweite, viel ausgeprägtere, nahe dem Wiener Becken.

Beobachtet man das Faltenstreichen in der Lunzer Decke zwischen den beiden Gelenken, so ergibt sich folgendes: Voralpe und Königsbergzug streichen 60°, die Lunzer Musterfalten 55°, die Hohensteinüberschiebung 70°, die spärlichen, zwischen dem Hallbachtal und Altenmarkt an der Triesting sichtbaren Reste der Lunzer Decke weisen ein fast genau W—E Faltenstreichen auf. Das Faltenstreichen in der Lunzer Decke beschreibt also einen sehr flachen, gegen NNW konvexen Bogen. Die zugehörige, 108 *km* lange Sehne (Entfernung zwischen Altenmarkt bei St. Gallen und Altenmarkt an der Triesting) streicht 70°. Es bedeutet dies immerhin bereits ein leichtes Einschwenken in die westkarpathische Richtung im Vergleich mit den fast genau W—E streichenden Falten der Reichraminger Zone westlich des Gosaustreifens Großraming—St. Gallen. Zu einem übereinstimmenden Resultat kommt man, wenn man das Streichen des Nordrandes der Ötscherdecke = Unterbergdecke mißt. Der Nordrand der Ötscherdecke verläuft zwischen Göstling und Lunz auch 55°, weiter im E nähert er sich auch stärker der W—E-Richtung, ist aber infolge der starken Zerschneidung des Nordrandes der Unterbergdecke durch die Erosion nur schwer zu messen. Aber auch hier derselbe flache, gegen NNW konvexe Bogen. Die zugehörige, 90 *km* lange Sehne Gams—Panzenbeck bei Pernitz streicht auch 70°.

Östlich des östlichen Gelenkes herrscht bereits typisch westkarpathisches Streichen: die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone streicht zwischen Altenmarkt an der Triesting und Kalksburg 50°, die Überschiebung der Further Schuppe und der Ostabsturz der Hohen Wand streichen 45°.

Sehr interessant nun ist es, daß das Umschwenken in die westkarpathische Streichungsrichtung im östlichen Gelenk die einzelnen tektonischen

[1]) Aus der P. K. ergeben sich nur 159 *km*. Nach ROSENBERG (1957) möchte ich aber glauben, daß ich in der P. K. den unter der nach W über die Gosauzone geschobenen Frankenfelser Decke verborgenen Gesteinsstreifen um mindestens 3 *km* zu schmal gezeichnet habe. ROSENBERGS Arbeit bekam ich erst in einem Zeitpunkt, als größere Änderungen an der P. K. nicht mehr möglich waren.

Einheiten an verschiedenen, nicht in einer geraden Linie liegenden Stellen ergreift. So streicht bereits östlich von St. Veit an der Gölsen die Flyschzone mit westkarpathischem Streichen unter der Frankenfelser Decke heraus (siehe geol. Spezialkarte „St. Pölten" und die Karte von PROKOP), während die Frankenfelser und Lunzer Decke das ostalpine Streichen noch beibehalten und erst 22 *km* östlicher, bei Altenmarkt an der Triesting, in scharfem Knick in das westkarpathische Streichen umschwenken. Das ist nur dadurch möglich, daß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch eine bedeutende Schubweite aufweist.

Bei der Reisalpendecke löst sich das östliche Gelenk in zwei Gelenke auf, welche ebenfalls 22 *km* voneinander entfernt sind: a) beim Außer-Traisenbacher (im Hallbachtal 4 *km* oberhalb von Klein Zell) biegt der Rand der Decke aus dem W—E in SW—NE-Streichen um. In dem Raume zwischen dem Hallbach- und Ramsautale biegt er allerdings wieder in die W—E-Richtung zurück, so daß auch hier ein gegen NNW konvexer Bogen entsteht, dessen Sehne etwa 70° streicht. b) Bei Altenmarkt an der Triesting erfolgt an derselben Stelle wie bei der Lunzer und Frankenfelser Decke die endgültige Einbiegung in die westkarpathische Streichungsrichtung.

Merkwürdigerweise liegt die Grenze zwischen dem ostalpinen und dem westkarpathischen Streichen bei der nächsten tektonischen Einheit, der Unterbergdecke, 9 *km* westlicher, beim Panzenbeck im Tale des Mirabaches. Es handelt sich um eine sehr scharfe Knickung aus W—E in SW—NE (siehe S. 272). Im Gegensatz dazu vollzieht sich der Übergang in das westkarpathische Streichen bei der Göllerdecke in Form eines gleichmäßig gekrümmten Bogens in der Gegend von Gutenstein (S. 273). Auch die höheren Teilschuppen der Göllerdecke weisen denselben sanft gekrümmten Bogen auf.

Anders verhält sich erst die aus mächtigen, massigen Wettersteinkalken aufgebaute Schneebergdecke. Die von CORNELIUS erkannte Drehbewegung der Kalkplatte der Rax und des Schneeberges ist nur möglich, wenn es sich um eine an beiden Enden freie Gesteinsplatte handelt. Die Drehbewegung wird erst dadurch verständlich, daß diese Gesteinsplatte genau an der Stelle liegt, wo die Streichrichtung aus dem ostalpinen in das westkarpathische Streichen umschwenkt. In der Schneealpe herrscht noch N-Vergenz, in der Hohen Wand bereits NW-Vergenz. Da nun gerade in dem Zwischenraum eine starre Riffkalkplatte liegt, welche sich nicht biegen ließ, hat diese auf das Umschwenken in der Weise reagiert, daß sie als Ganzes eine Drehbewegung ausgeführt hat. Die beiden Linien: „Altenberger Tal—Naßkamm" und „Willendorf—Grünbach" sind die etwa 32 *km* voneinander entfernten Teilgelenke des östlichen Hauptgelenkes, an dem das Umschwenken aus dem ostalpinen in das westkarpathische Streichen erfolgt. Ähnliche Erscheinungen hat KOSSMAT an der Umbiegungsstelle aus dem südalpinen W—E-Streichen in das dinarische NW—SE-Streichen beschrieben.

Rückblick auf die ganze Arbeit (I.—III. Teil)

1. Die Schwierigkeiten bei der Konstruktion der Karte

Zunächst sei nochmals ausdrücklich betont, daß ich die meiner Arbeit beiliegende paläogeographische Karte als einen ersten Versuch betrachten möchte, den Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine

der Nördlichen Kalkalpen zu rekonstruieren. Ich bin mir wohl bewußt, daß dieser Versuch mit zahlreichen Mängeln und Unsicherheiten behaftet ist.

Die Rekonstruktion war eine äußerst schwierige Aufgabe, u. zw. aus mehreren Gründen: 1. Von dem Gesteinskörper, dessen tektonische Veränderungen rückgängig zu machen waren, ist nur ein kleiner Teil der Beobachtung zugänglich und auf den geologischen Karten dargestellt. Viel größere Teile sind durch höhere Schubmassen, ferner durch Oberkreide, Tertiär und Quartär verhüllt. Auf den Innenbau dieses Gesteinskörpers kann man nur von den Beobachtungen an der Erdoberfläche schließen, nur ein größerer Tunnel (Bosrucktunnel) ist vorhanden, die wenigen Aufschlüsse durch den Bergbau reichen für meine Zwecke zu wenig tief hinab. Ja man weiß überhaupt nur an wenigen Stellen, vor allem am Südrande der Kalkalpen, wie tief die Untergrenze der Trias liegt. 2. Die größte Schwierigkeit liegt darin, daß es sich um die Abwicklung eines tektonischen Gebildes handelt, das durch die Einwirkung von tektonischen Kräften entstanden ist, die nicht nur in meridionaler Richtung, sondern auch in anderen Richtungen und zu sehr verschiedenen Zeiten gewirkt haben. Diese Schwierigkeit machte sich am stärksten im III. Teile der Arbeit bemerkbar. 3. Die verwendeten geologischen Karten sind nicht gleichwertig. Für einzelne Teile existieren sehr gute, für andere weniger verläßliche und veraltete geologische Karten, die bisweilen am Kartenrand mit den Nachbarblättern gar nicht zusammenstimmen. Es war daher unvermeidlich, daß die Rekonstruktion im Bereiche älterer Karten, z. B. in dem noch nicht von RUTTNER aufgenommenen Teile des Blattes „Gaming—Mariazell", schematischer ausgefallen ist als in anderen Teilen der Kalkalpen.

Ich habe mich nach den neuesten, in einigen Fällen sogar nach zur Zeit der Arbeit noch nicht im Druck erschienenen geologischen Karten gerichtet und mich sehr bemüht, die Rekonstruktion so durchzuführen, daß sie möglichst mit keiner Beobachtung eines Aufnahmsgeologen im Widerspruch steht.

Selbstverständlich mußte ich in solchen Fällen, in denen mehrere tektonische Deutungen vorliegen, mich einer dieser Deutungen anschließen. Dadurch wurden an einzelnen Stellen eingehende Erörterungen des tektonischen Baues erforderlich, wodurch der Text so umfangreich geworden ist.

Ganz anders würde der Ablagerungsraum der Gesteine der Kalkalpen aussehen, wenn die erst nach dem Erscheinen des I. Teiles meiner Arbeit veröffentlichte, von RICHTER und SCHÖNENBERG (1954) und KOCKEL (1956) befürwortete Ablehnung des Deckenbaues der Kalkalpen zutreffen würde. Doch kann ich mich der tektonischen Deutung der Genannten nicht anschließen, wie ich an anderer Stelle (1957) gezeigt habe. Auch REITHOFER (1956) und HEISSEL (1958) haben sich für AMPFERERS Ansicht ausgesprochen. Ich habe den Eindruck, daß die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes unter Zugrundelegung der Ansichten von KOCKEL und RICHTER auf unüberwindliche Schwierigkeiten stößt. Die durch Ausglättung der Falten und Rückgängigmachung der Schubflächen innerhalb der bisher als Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke betrachteten Teile der Kalkalpen erhaltenen Ablagerungsräume würden sich nicht aneinanderfügen lassen.

Ich hoffe, daß spätere Autoren auf Grund einer besseren geologischen Karten- und Profilgrundlage und vielleicht auch durch Anwendung exakterer Methoden der Abwicklung zu einer genaueren Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der kalkalpinen Gesteine gelangen werden. Soviel aber glaube ich mit dieser Arbeit gezeigt zu haben, daß die flächenhafte Abwicklung der Abwicklung eines aus dem Zusammenhang herausgerisse-

nen Profils überlegen ist. Denn nur so ergibt sich klar die Abhängigkeit der einzelnen Profile voneinander.

2. Hauptergebnisse der Arbeit

Setzt man die den drei Teilen der Arbeit beiliegenden paläogeographischen Karten aneinander, so zeigt es sich, daß der Raum, in dem die Trias-, Jura- und Unterkreidesedimente der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurden, innerhalb eines Rechteckes lag, das in W—E-Richtung eine Länge von 573 *km*, in N—S-Richtung eine Breite von 226 *km* besaß. Heute beträgt die Länge der Nördlichen Kalkalpen 525 *km*, ihre mittlere Breite etwa 40 *km*, wenn man von ihrem sehr schmalen westlichsten Teil absieht. Aus der Abwicklung ergibt sich also, daß die Raumverschmälerung durch die Orogenese selbstverständlich unvergleichlich größer war als die auch nicht ganz unbedeutende Verkürzung in der Längsrichtung. Würde man allerdings die Raumverschmälerung durch das Verhältnis 226 : 40 ausdrücken, so würde dies ein ganz falsches Bild geben. Denn der Südrand des umgeschriebenen Rechteckes wird vom Südrand des Ablagerungsraumes nur an einer einzigen Stelle (Meridian von Hallstatt) erreicht, sonst reicht der Ablagerungsraum viel weniger weit nach Süden, und auch der Nordrand des Rechteckes wird nur teilweise erreicht. Das Ausmaß der orogenetischen Raumverschmälerung ist daher im einzelnen sehr verschieden. Es sei auf die „Relative tektonische Abwicklung" einzelner Profile hingewiesen, welche im I. T. (S. 57), im II. T. (S. 58, 59) und im III. T. (S. 298) nach der Methode von ARNOLD HEIM berechnet wurde.

Ein Blick auf die P. K. läßt aber erkennen, daß von den in diesem Raume abgelagerten Triassedimenten nur ein kleiner Teil noch an der Erdoberfläche sichtbar ist. Viel größere Teile der im Triasmeer abgesetzten Gesteine sind entweder unter höheren Schubmassen oder unter jüngeren Sedimenten verborgen oder inzwischen der Abtragung zum Opfer gefallen. Bei den Jura- und besonders bei den Neokomgesteinen ist der abgetragene Teil noch sehr viel größer als bei der Trias. Es zeigt sich nun, daß im Bereiche der älteren Decken, besonders in der Hallstätter Decke und der Krabachjochdecke, der abgetragene Teil der mesozoischen Gesteine besonders groß ist, während die wenigen noch übriggebliebenen Reste dieser Decken nur mehr sehr kleine Teile ihrer Unterlage verbergen. Da in dem südlichsten Viertel des oben erwähnten rechteckigen Raumes nur die Ablagerungsräume der Hallstätter = Lachalpen-Decke und weiter im W der noch spärlicher erhaltenen Krabachjochdecke liegen, zeigt meine Darstellung in sehr anschaulicher Weise, wie verschwindend wenig von dem im Südteil des Rechteckes abgelagerten Sediment erhalten geblieben ist. Weitaus das meiste ist wohl schon in der Oberkreidezeit von der Erosion zerstört worden.

Im Gegensatz zu den älteren Decken verhüllen die jüngeren noch ausgedehnte Räume ihres Untergrundes, während nur kleine Teile der jüngeren Decken — besonders an der Stirn, seltener in Fenstern — der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Daß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter Decke und der Hauptmasse der Kalkalpen so breit war, ergibt sich daraus, daß dort der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke Platz gehabt haben mußte. Im W lag der Ablagerungsraum der Inntaldecke etwa in derselben geographischen Breite wie derjenige der Reiteralmdecke, im E hin-

gegen ist das im Zwischenraum abgelagerte Sediment wahrscheinlich zum größten Teil im Süden zurückgeblieben und dort der Erosion zum Opfer gefallen. Daß auch diese Abtragung schon zum großen Teile in der Oberkreidezeit erfolgte, ergibt sich daraus, daß die durch südvergente, wahrscheinlich der laramischen Phase angehörige Überschiebungen entstandene Werfener und Admonter Schuppenzone eine fast nur aus Unter- und Mitteltrias bestehende Schichtenfolge aufweist. Die Erosion hat daher hier eine sehr breite, längstalartige Vertiefung in der Landschaft geschaffen, welche infolge „Kerbwirkung" die südvergenten Bewegungen erst möglich machte.

Wenn die drei großen Fenster in den Zentralalpen (Unterengadin, Hohe Tauern, Semmering) zutreffen — für das Tauernfenster und für das Semmeringfenster hat auch die Abwicklung der Decken der Nördlichen Kalkalpen neue Anhaltspunkte ergeben (II. T., S. 62 und III. T. S. 298) — lag der Ablagerungsraum sämtlicher Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine der Nördlichen Kalkalpen südlich desjenigen des unterostalpinen Rahmens des Engadiner und des Tauernfensters und des unterostalpinen Fensterinhaltes des Semmeringfensters, aber nördlich der Ablagerungsräume des Brennermesozoikums, des Drauzugs, des Stangalpenmesozoikums und der Trias des Krappfeldes. Das oberostalpine Kristallin der Zentralalpen (Silvretta, Ötztaler Masse, Niedere Tauern) und die durch die Erosion beseitigten oberostalpinen Gesteinsmassen, die einst über dem Penninikum und Unterostalpin der Fenster lagen, bildeten samt dem Paläozoikum der Grauwackenzone die primäre stratigraphische Unterlage der Triasgesteine, welche später als „Ultradecken" im Sinne AMPFERERS nach N geschoben wurden (Inntaldecke, Krabachjochdecken, Reiteralmdecke, Hallstätter Decke, Lachalpendecke), die Gesteine der übrigen Kalkalpendecken wurden nördlicher als die an der Erdoberfläche sichtbaren Gesteine des oberostalpinen Kristallins und der Grauwackenzone abgelagert. Das ergibt sich aus der stratigraphischen Auflagerung der am Südrande der Hochschwabgruppe (SPENGLER 1926, 1951, S. 304) und der Mürztaler Kalkalpen (CORNELIUS 1952) auftretenden Prebichlschichten auf dem Paläozoikum der Grauwackenzone. Wir wissen nicht, wie weit sich der kristalline und paläozoische Untergrund von S unter die Kalkalpen hinein erstreckt. Nur so viel läßt sich feststellen, daß er nicht bis zum Flyschfenster von Windischgarsten (15 *km* vom Südrande) reicht.

Die gewaltige Überschiebung der oberostalpinen Decke (Kristallin+ +Paläozoikum+Mesozoikum) über das Penninikum+Unterostalpin+ +Flyschzone war wohl im Unteroligozän vollendet (MAX RICHTER 1937, S. 13). Daher erfolgten auch die südvergenten Bewegungen bei der Bildung der Werfener, Admonter und Payerbacher Schuppenzone zu einer Zeit, als die Nördlichen Kalkalpen noch südlich des Penninikums und Unterostalpins lagen, und können daher nicht als Beweis für die von KRAUS angenommene „Nordalpine Narbe" betrachtet werden.

Bei dem Nordschub der Kalkalpen über die unterostalpinen und Penninischen Faziesräume muß eine gewaltige Verschluckung in der südalpinen Narbe eingetreten sein. Vor allem müssen die tieferen Teile des oberostalpinen Kristallins verschluckt worden sein, von dem nach dem großen Deckenschub nur mehr die verhältnismäßig dünne obere Abteilung erhalten war, die jetzt noch über dem Penninikum und Unterostalpin liegt und einst auch über den Gesteinen der Fenster lag. Aber auch von den Gesteinen der

Kalkalpen selbst muß ein großer Teil verschluckt worden sein. Das ergibt sich u. a. daraus, daß der Flysch des Fensters von Windischgarsten unmittelbar unter der Hallstätter Decke, der höchsten kalkalpinen Decke, liegt. Ein großer Teil der Gesteine, die in den auf der P. K. mit Signatur II bezeichneten Räumen abgelagert wurden, ist wohl als „verschluckt" zu betrachten.

Wohl gleichzeitig mit dem großen oberostalpinen Deckenschub bildeten sich innerhalb der Kalkalpen zahlreiche jüngere Decken (z. B. Lechtaldecke, Gamsfelddecke, Lunzer Decke, Reisalpendecke usw.).

Das Umschwenken aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichungsrichtung vollzieht sich an zwei „Gelenken": 1. am „Wirbelzentrum von St. Gallen", 2. nahe dem Wiener Becken (III. T., S. 303). Letzteres ist die eigentliche tektonische Grenze zwischen Alpen und Karpathen. Durch die Lage an dem östlichen Gelenk erklärt sich die Drehbewegung der Schneebergdecke. In dem westkarpathisch streichenden Teile der Kalkalpen ist die Verschmälerung durch die Orogenese besonders stark, wie die Piestingtalschuppen und die große Breite des unter der Ötscherdecke verborgenen Teiles des Ostabschnittes der Lunzer Decke zeigen (III. T., S. 298).

Erst durch die Abwicklung der Decken und die Ausglättung der Falten wurde die topographische Unterlage für die Fazieskarte der kalkalpinen Trias gewonnen. Die P. K. zeigt, daß sich die Faziesübergänge meist in den jetzt unter den Decken verborgenen Räumen oder in solchen Räumen vollziehen, wo das Sediment im Laufe der Zeit abgetragen wurde, in einzelnen Fällen aber auch innerhalb der an der Erdoberfläche sichtbaren Teile der Decken (II. T., S. 54, 55; III. T. S. 294).

Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums[1])

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt bzw. Bundesanstalt in Wien. M. G. G. W. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. S. B. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. D. Akad. = Denkschriften derselben Akademie.

ABERER F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. M. G. G. W. *39—41*, 1946—1948. Ersch. 1951.

AMPFERER O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. D. Akad. *96*. 1918. Ersch. 1919.

AMPFERER O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme des Blattes Admont—Hieflau. Jb. *76*, 1926.

AMPFERER O.: Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. Jb. *80*, 1930.

AMPFERER O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. Jb. *81*, 1931.

AMPFERER O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Admont und Hieflau". Wien 1933.

AMPFERER O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wien 1935. Herausgegeben von der Geol. Bundesanstalt.

ANIWANDTER E.: Die Tektonik und Stratigraphie der östlichen Warscheneckgruppe. Unveröff. Dissertation Wien 1954. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

BAUER F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. Mit geol. Karten 1 : 25.000 und 1 : 12.500. Kober-Festschrift Wien 1953.

[1]) Wenn zwei (oder mehr) Arbeiten eines Verfassers aus demselben Jahre vorliegen, wird die in diesem Verzeichnis an zweiter Stelle angeführte Arbeit im Text mit dem Zusatz a, die an dritter Stelle angeführte mit dem Zusatz b zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht. Bei Arbeiten in Zeitschriften wird nach dem Autornamen das tatsächliche Erscheinungsjahr der Arbeit angeführt.

BECK-MANNAGETTA P.: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich. 1 : 500.000. Atlas von Niederösterreich, Wien 1955.

BIEDERMANN H.: Geologie und Tektonik des Raumes Ybbsitz—Gstadt—Opponitz. Unveröff. Dissertation Wien 1952. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

BITTNER A.: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein. Wien 1882 (K).

BITTNER A.: Aus der Umgebung von Wildalpe und Lunz. Verh. 1888.

BITTNER A.: Geologisches aus dem Pielachtale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. Verh. 1896.

BITTNER A.: Aus den Kalkvoralpen des Traisentales, den Umgebungen von Lilienfeld und von St. Veit an der Gölsen. Verh. 1901.

BITTNER A.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „St. Pölten". Wien 1907.

BITTNER A.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Gaming—Mariazell". Wien 1906.

BRANDAUER H.: Die „Schubmasse" im Raume von St. Gallen. Verh. 1955.

BRINKMANN R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitz. Ber. d. Preußischen Akad. d. Wissensch. Phys.-Math. Klasse. Berlin 1936.

CORNELIUS H. P.: Erläuterungen zur geol. Karte des Raxgebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. G. B. A. 1936.

CORNELIUS H. P.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Mürzzuschlag". G. B. A. Wien 1936.

CORNELIUS H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jb. 87, 1937.

CORNELIUS H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. Jb. *89*, 1939.

CORNELIUS H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz—Grimmingzuges. Verh. 1944.

CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb. Sonderband *2*, 1951.

CORNELIUS H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. (Erläuterungen zu Blatt „Mürzzuschlag".) Jb. Sonderband *4*, 1952.

FISCHAK W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, III: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. Unveröff. Diss. Wien 1949. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

GALLE H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiete von Gresten und Reinsberg. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Unveröff. Diss.

GANSS O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb. *87*, 1937.

GANSS O. KÜMEL F. und SPENGLER E.: Erläuterungen zur geol. Karte der Dachsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 15, 1954. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

GATTINGER T.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. Unveröff. Diss. Wien 1953.

GEYER G.: Aus der Umgebung von Hollenstein in Niederösterreich. Jb. *53*, 1903, Ersch. 1904.

GEYER G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jb. *59*, 1909.

GEYER G.: Aus den Umgebungen von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. Verh. 1909.

GEYER G.: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. Verh. 1910.

GEYER G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. Verh. 1911.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Weyer" G. R. A. Wien 1912.

GEYER G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verh. 1913.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Kirchdorf" G. R. A. Wien 1913.

GEYER G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. D. Akad. *82*, Wien 1914.

GEYER G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jb. *63*, 1916.

GEYER G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. 1917.

GEYER G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Liezen" G. R. A. Wien, 1918.

HAHN F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. M. G. G. W., *6*, 1913.

HÄUSLER H.: Zur Tektonik des Grimming. Mitt. R. A. f. B. Zw. Wien, *5*, 1943.

HARTL H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein NÖ. Mitt. d. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien II/1, 1950.

HAUSER L.: Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. N. Jahrb. f. Min. etc. *86.* Beil. Bd. Abt. B.

HEIM ARNOLD: Über Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, *61*, 1916.

HEISSEL W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. M. G. G. W. *50*, 1957. Ersch. 1958.

HERITSCH F.: Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark *57*, 1921.

HÖLZL K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. Anz. d. Wiener Akad. d. Wissensch., Math.-nat. Kl., 1933.

KIRCHMAYER M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustudenten Wien, *4.* 1956.

KIRCHMAYER M.: Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal, Oberösterreich. N. Jb. f. Geol. u. Pal. Monatsh. B., 1957.

KOBER L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesellsch. in Wien, *4.* 1911.

KOBER L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. D. Akad. *87*, 1912.

KOBER L.: Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl. Verl. Bornträger, Berlin, 1923.

KOBER L.: Geologie der Landschaft um Wien. Verl. J. Springer, Wien, 1926.

KOBER L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verl. J. Springer Wien, 1938.

KOCKEL C. W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. Verh. 1956.

KRAUS E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. Jb. d. Vereins f. Landeskunde u. Heimatpflege, *91*, Linz 1944.

KRISTAN EDITH: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster und Semmering-Mesozoikum. Mitt. Ges. d. Geologie- u. Bergbaustudenten in Wien, *4.*, 1956.

KÜHN O.: Der Bau des Beckens von Windischgarsten und seiner Umrahmung. M. G. G. W. *30*, 1937.

KÜPPER H.: Das Anningergebiet. Verh. 1926.

KÜPPER H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, NÖ. Mit einem Beitrag von WOLETZ, Jb. *92.* 1947. Ersch. 1949.

KÜPPER H.: Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt. Wien 1951.

KÜPPER H.: Bericht (1949) über Kartierungen im Bereiche der weiteren Umgebung von Wien. (Blatt „Wien, Baden—Neulengbach" und „Wiener Neustadt".) Verh. 1950—51, Wien 1951.

KÜPPER H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien (1 : 75.000) G. B. A. 1952.

KÜPPER H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. G. B. A. 1954.

LAHN E.: Der Bau des Ötschergebietes (Niederösterreichische Kalkvoralpen). Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. Abt. B, 1933.

LEBLING Cl.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jh., *24*, 1911.

LÖTGERS H.: Zur Geologie der Weyrer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Jb. d. Oberöst. Musealvereins, *87*, Linz 1937.

MAKOVEC F.: Stratigraphie und Tektonik der Kalkalpen-Flyschgrenze im Raume von Waidhofen an der Ybbs. Unveröff. Diss. Wien 1952.

MARINER F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verh. 1926.

MEDWENITSCH W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone II (Mürztaler Kalkalpen). M. G. G. W. *50* (1957). Ersch. 1958.

MEIER A. und TRAUTH F.: Ein Gosauvorkommen am S-Gehänge der Dachsteingruppe. Verh. 1936.

MOHR H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. M. G. G. W., *2*, 1910.

MOHR H.: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (NÖ). D. Akad. *98*, 1923.

MOJSISOVICS E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. (Bau und Bild Österreich-Ungarns.) Wien 1903.

NADER W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. Unveröff. Diss. Wien 1953.

NEUBAUER W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Mitt. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien I/1. 1949. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PARLOW E.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, V.: Das Gebiet um Scheibbs. Unveröff. Diss., Wien 1950.

PETRASCHECK W.: Kohlengeologie der Österr. Teilstaaten II. Teil, VIII.: Die Steinkohlen der Alpen. Katowitz 1926/29.

PIA J. v.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien, *53*, 1942, Ersch. 1943. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PLÖCHINGER B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb. *93*, 1948.

PLÖCHINGER B.: Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt „Wiener Neustadt" Verh. 1956.

PLÖCHINGER B.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern „Wiener Neustadt" und „Puchberg". Verh. 1957.

PREY S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). Jb. *94.*, 1950.

PREY S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). Jb. *96.*, 1953. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

PROKOP F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen. Mitt. Ges. d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. III/1. 1951. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

REITHOFER O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. Verh. 1956.

RICHTER M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. Verl. v. Gebrüder Borntraeger in Berlin. 1937.

RICHTER M. und MÜLLER-DEILE G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen und der Enns. Z. Deutsch. Geol. Ges. *92*, 1940.

RICHTER M. und SCHÖNENBERG R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. Z. Deutsch. Geol. Ges., *105*, 1953. Ersch. 1954.

RICHTER W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 16, 1937.

ROSENBERG G.: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (NÖ.). Jb. *88*, 1938.

ROSENBERG G.: Frankenfelser- und Lunzer Decke bei Kaltenleutgeben. Verh. 1948.

ROSENBERG G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die „Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien" der Geol. B.-A. im Raume Kalksburg—Sulzberg (Wien). Verh. 1949.

ROSENBERG G.: Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). S. B. Akad. *164*, 1955.

ROSENBERG G.: Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. S. B. Akad. *164*, 1955.

ROSENBERG G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. Verh. 1957.

ROSENBERG G.: Die „Teufelskirche" bei St. Gallen (Steiermark). Verh. 1958.

RUTTNER A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. Jb. *93*, 1948.

RUTTNER A.: Bericht über geologische Aufnahmen im Gebiete der Ötscherdecke auf Blatt „Gaming—Mariazell". Verh. 1949.

RUTTNER A.: Über kohlengeologische Arbeiten und geologische Aufnahmen auf Blatt „Gaming—Mariazell". Verh. 1950.

RUTTNER A.: Aufnahmen auf Blatt „Gaming—Mariazell" und verschiedene lagerstättenkundliche Arbeiten. Verh. 1952.

RUTTNER A. und WOLETZ G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. M. G. G. W. *48*, 1955, Ersch. 1957.

SCHWENK H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, II.: Geologie der Kalkalpen und Klippenzone westlich der Pielach. Unveröff. Diss. Wien 1949.

SOLOMONICA P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. M. G. G. W. *27*, 1934, Ersch. 1935.

SPENGLER E.: Die Schafberggruppe. M. G. G. W. *4.*, 1911.

SPENGLER E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. S. B. Akad. *121.*, 1912.

SPENGLER E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. *68.* 1919.

SPENGLER E.: Das Aflenzer Triasgebiet. Jb. *69.* 1920.

SPENGLER E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen I. Jb. *72.* 1922.

SPENGLER E.: Zur Frage des „Almfensters" in den Grünauer Voralpen. Verh. 1924.

SPENGLER E.: Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. Verh. 1924.

SPENGLER E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. Jb. *75*. 1925.

SPENGLER E. und STINY J.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz" G. B. A. 1926.

SPENGLER E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Verh. 1926.

SPENGLER E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachtales. Jb. *78*. 1928.

SPENGLER E.: Über die Länge und Schubweite der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau *19*., 1928.

SPENGLER E.: Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jb. *81*., 1931.

SPENGLER E. und AMPFERER O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Schneeberg—St. Aegyd". G. B. A. 1931.

SPENGLER E.: Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. Verh. 1934.

SPENGLER E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. (In F. X. Schaffer: „Geologie von Österreich".) 2. veränd. Aufl. 1951.

SPENGLER E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Verh. 1952.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen. Jb. *96*., 1953.

SPENGLER E.: 1954. Siehe O. GANSS.

SPENGLER E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. Jb. *99*, 1956.

SPENGLER E.: Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. Verh. 1957.

SPENGLER E.: Bemerkungen zu A. Thurner: „Die Puchberg- und Mariazeller Linie" und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. Beck-Managetta. Verh. 1957.

SPITZ A.: Der Höllensteinzug bei Wien. M. G. G. W. *3*., 1910. Mit geolog. Karte 1 : 25.000.

SPITZ A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verh. 1916.

SPITZ A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. M. G. G. W. 12., 1919. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

STERBA H.: Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Unveröff. Diss.

STAUB R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. *52*., 1924.

THURNER A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. S. B. Akad. *160*, 1951.

THURNER A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark *84*, 1954.

TOLLMANN A.: Die Hallstätterzone von Mitterndorf, Salzkammergut. M. G. G. Wien *50*. (1957). Ersch. 1958.

TOTH R.: Die östlichen Vorlagen des Wiener Schneeberges. Annalen Naturhist. Museum *49*, 1939.

TRAUTH F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. M. G. G. W. *14*, 1921, Ersch. 1922.

TRAUTH F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. D. Akad. *100* und *101*, 1926 und 1928. Mit geol. Karten 1 : 75.000.

TRAUTH F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anzeiger Akad. Wissensch. *71*, 1934.

TRAUTH F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. M. G. G. W., *29*, 1936, Ersch. 1937.

TRAUTH F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. Abh. G. B. A. *26*, 1. 1948.

TRAUTH F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. Verh. G. B. A. 1954.

WEBER F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Höllengebirge, Traunsee und Almtal. Unveröff. Diss. Wien 1949.

WEIGEL O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. *87*, 1937.

WOLETZ G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. Verh. 1955.

Der Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente der Nördlichen Kalkalpen

III. Teil Kalkalpen zwischen Salzkammergut und Wiener Becken

von E. SPENGLER

0 5 10 15 20 km

ZEICHENERKLÄRUNG:

Ablagerungsräume der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente, welche

- I jetzt noch an der Erdoberfläche sichtbar sind
- II jetzt von Decken oder Schuppen verhüllt sind
- III jetzt von Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllt sind
- IV jetzt von Tertiär verhüllt sind
- V jetzt von Quartär verhüllt sind
- VI inzwischen durch die Erosion gänzlich abgetragen sind
- VII entweder abgetragen oder von Decken verhüllt sind

Grenzen zwischen der Unter- und Mitteltrias in I *(wegen des kleinen Maßstabes nicht überall eingetragen)*

- hypothetische, sich nicht unmittelbar aus der Karte ergebende Linien
- an der Erdoberfläche aufgeschlossene } Faziesgrenzen im Triasmeer
- verhüllte oder abgetragene }

FAZIES-GEBIETE DER TRIAS

HAUPTDOLOMITFAZIES:	DACHSTEINKALKFAZIES:	HALLSTÄTTERKALKFAZIES:
T Nordtiroler Fazies	D Gesäusefazies	S Salzbergfazies
L Lunzer Fazies	D/G Riff-Fazies	Z Zlambachfazies
R Rohrer Fazies	D/R	A Aflenzer Fazies
		M Mürztaler Fazies

▵ Gegenseitige Lage der Gipfelgesteine der Berge **vor** Eintritt der Orogenese (nicht heutige Lagebeziehung)

Abkürzungen bei den Bergnamen:

G = Große(r) · V = Vordere(r) · A = Alpe, Alm · E = Eck · K = Kogel, Kopf · S = Spitze · W = Wand
Kl = Kleine(r) · B = Berg · H = Höhe, Horn · M = Mauer · St = Stein

Wegen Platzmangels auf der Karte mußten folgende Bergnamen noch stärker abgekürzt werden:

B.-E. = Baumeck (b. Schwarzau i. G.)
E = Eichkogel (E Kaltenleutgeben)
H = Hartelskogel (b. Mitterndorf)
H.-St.-B. = Hochstadelberg (b. Gösing)
H.-T. = Hochtausing (b. Wörschach)
Hüh.-K. = Hühnerkogel (b. Annaberg)
Ilg.H. E = Ilgner Hocheck
Ki. = Kitzberg (b. Pernitz)
K. = Kumitzberg (b. Mitterndorf)
ML-B. = Mahlleiten-B. (b. Fischau)
No. = Noyer (b. Stainach)
O.-B. = Obernberg (b. Hohenberg)
Pr-B. = Präwaldberg (SW Windischgarsten)
S. = Schädelkogel (b. Mitterndorf)
Schw.-K. = Schwarzkogel (N Reisalpe)
St.-K. = Steinkampel (b. Alland)
Wh.-K. = Windhagkogel (b. Grünau)
Wurz-Ka. = Wurzener Kampl (b. Spital a. Pyhrn)
Z.-H. = Zuckerhut (b. Grünau)

L (Lunzer Sch.) und K (Kössener Sch.) im Annaberger Fenster beziehen sich auf die selben Punkte wie in Abb. 5
+ Bohrung bei Brunn a. Geb.
+D Lage der Drehachse der Schneebergdecke

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 102. Band, 2. Heft, 1959. Österreichische Staatsdruckerei. 7850 59