

# MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der  
Geologie- und Bergbaustudenten  
in Wien

WIEN  
12. Bd. - 1961

---

Herausgeber: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten  
in Wien - Geologisches Institut der Universität Wien

**MITTEILUNGEN**  
**der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten**  
**in Wien**

Wien 1961

12. Band

---

I n h a l t

- HERTWECK, G.:** Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen . . . . . 3
- SORDIAN, H.:** Zur Geologie des Gebietes um Rosegg (Kärnten) . . . . . 85
- GRÜN, W.; NIEDERMAYR, G. u. SCHMID, M. E.:** Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt, km 281, 985—282, 350) SW Dürrwien (Flysch, Kahlenbergerdecke) . . . . . 105

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Schriftleitung: W. Frank. Alle Wien I, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, Universität Wien, Geologisches Institut.

Gedruckt mit Unterstützung der Stadt Wien aus Mitteln des Kultur-  
groschens auf Antrag des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Öster-  
reichs und mit Unterstützung der Niederösterreichischen Landesregierung

Alle Rechte vorbehalten  
Für den Inhalt sind die Verfasser verantwortlich

Hergestellt durch: Europäischer Verlag, Wien IX.  
Druck: A. Reissers Nachf., Dr. Kuzel & Schneeweiß, Wien VII, Siebensterngasse 32

Die Geologie der Ötscherdecke  
im Gebiet der Triesting und der Piesting  
und  
die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung  
in den niederösterreichischen Kalkalpen

VON GÜNTHER HERTWECK

(Mit Tafel I—VI)

Dem Andenken  
**Erich Spenglers**  
gewidmet

## VORWORT

Diese Arbeit wurde als Dissertation unter der Leitung von Professor Dr. E. C l a r am Geologischen Institut der Universität in Wien in der Zeit vom Sommer 1956 bis zum Herbst 1959 ausgeführt und 1960/61 durch einige ergänzende Untersuchungen etwas erweitert.

Ich möchte meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. E. C l a r meinen tiefempfundenen Dank aussprechen für die umfassende Förderung, die er meiner Arbeit hat angedeihen lassen, und für die vielen Anregungen, die er mir immer wieder gegeben hat, vor allem aber für das interessante Problem, an dem ich mit großer Freude gearbeitet habe.

Ganz herzlich danke ich auch Herrn Prof. O. K ü h n, der mir wertvolle paläontologische und stratigraphische Ratschläge gegeben hat.

Ebenso herzlich danke ich Herrn Prof. H. Z a p f e für seine Hilfe beim Bestimmen der Makrofossilien und Herrn Prof. A. P a p p für seine Hilfe bei der Bestimmung der Mikrofossilien und deren stratigraphischer Auswertung. Herrn Dr. M. K i r c h m a y e r danke ich für seine Ratschläge zur Ausdeutung der Gefügediagramme.

Mein ganz besonderer Dank gilt schließlich Herrn Dr. A. T o l l m a n n, Assistenten des Geologischen Institutes der Universität Wien, mit dem ich während meiner Arbeit einen anregenden und fruchtbringenden Gedankenaustausch pflegen konnte.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Einleitung . . . . .	7
II. Erforschungsgeschichte . . . . .	8
III. Stratigraphie . . . . .	10
A. Der stratigraphische Aufbau der Ötscherdecke . . . . .	10
1. Die Schichtfolge der Voralpinen Fazies . . . . .	10
2. Der Begriff der Voralpinen Fazies . . . . .	24
3. Die Gosauablagerungen . . . . .	26
B. Die Schürflinge . . . . .	29
C. Känozoikum . . . . .	31
IV. Tektonische Analyse . . . . .	33
Die Reisalpendecke . . . . .	33
Die Unterbergdecke . . . . .	40
Die Gölledercke . . . . .	45
Achsenaufnahmen im Reiflinger Kalk der Gölledercke . . . . .	54
Die Deckschollen von Muggendorf und „Auf der Hohenwart“ . . . . .	56
V. Tektonische Synthese . . . . .	60
Das Alter der tektonischen Bewegungen . . . . .	60
Die Überschiebungen . . . . .	60
Stirnbildungen und Schuppungen . . . . .	64
Die Nord—Süd-Einengung . . . . .	66
Überblick über den zeitlichen Ablauf der Bewegungen . . . . .	68
Die Schürflinge und ihre Bedeutung . . . . .	69
Das Verhältnis zwischen der Annaberger Decke und der Reisalpendecke . . . . .	72
VI. Regionale Betrachtungen . . . . .	73
VII. Zusammenfassung . . . . .	79
VIII. Literaturverzeichnis . . . . .	81

## I. EINLEITUNG

Die Grundfragestellung, die dieser Arbeit zugrundeliegt, ist die Frage nach den tektonischen Ursachen und Vorgängen, die bei Altenmarkt an der Triesting zu dem eigentümlichen Umschwenken der Kalkalpen aus der westöstlichen in die südwest-nordöstliche Streichrichtung geführt haben, in welchem die bisherige Forschung ein unvermitteltes Umknicken aus der alpinen in die karpathische Streichrichtung sah.

Da einerseits an dem zwischen Hainfeld a. d. Gölsen und Altenmarkt a. d. Triesting dem Nordrand der Kalkalpen annähernd parallel verlaufenden Nordrand der Ötscherdecke (Brühl—Altenmarkter Linie) die W-E-Streichrichtung genügend deutlich in Erscheinung tritt, andererseits aber die SW-NE-Streichrichtung in den Überschiebungen der beiden höheren Teildecken der Ötscherdecke (besonders der Gutenstein—Further Linie), weit nach Südwesten reicht, wurde das zu untersuchende Gebiet auf die Ötscherdecke beschränkt und sein Umfang so gewählt, daß von beiden Streichrichtungen eine hinreichend große Strecke erfaßt werden konnte.

Bei Nöstach-Dörfel keilt die tiefste Teildecke der Ötscherdecke, die Reispelendecke, aus, während die nächsthöhere Teildecke, die Unterbergteildecke, schon am Triestingtal auskeilt, und die Gutenstein—Further Linie endet am Nordostende des Peilsteins, wo sie sich mit der Brühl—Altenmarkter Linie vereinigt. Nordöstlich des Peilsteins herrschen komplizierte Verhältnisse, die mit unserer Grundfragestellung nicht mehr in unmittelbarem Zusammenhang stehen. So bildet die Linie Pankrazi—Dörfel—Peilstein—Dernberg die natürliche Nordostbegrenzung des Problems und damit des zu untersuchenden Gebietes.

Das Schärftal und der Grabenweg begrenzen die Zone interessanter, verschiedenearteter Überschiebungserscheinungen im Bereich der Gutenstein—Further Linie gegen die mehr einförmige Obertrias-Schuppenlandschaft im Südosten. Die Ostgrenze des Kartenblattes „Fahrafeld“, an der die obersten Schichtglieder der Trias auftreten, läßt das Untersuchungsgebiet in bezug auf die Erfassung einer vollständigen Triasserie auch stratigraphisch als ein abgeschlossenes Ganzes erscheinen.

Die Nordbegrenzung des Aufnahmegebietes ist durch den Nordrand der Ötscherdecke in der Umgebung des Triestingtales bei Altenmarkt gegeben, die Westbegrenzung durch die Überschiebung der zweiten Teildecke der Ötscherdecke (Unterbergdecke), wobei namentlich durch eine erst nach Abschluß der Dissertation 1960 erfolgte Ergänzungskartierung südwestlich Furth eine beträchtliche Überschneidung mit dem Dissertationsgebiet von W. Steinhäuser (1959) zustandekam.

Im Südwesten endet im Miratal die Überschiebungslinie des Steinwandzuges und die Muggendorfer Deckscholle, so daß auch hier eine einigermaßen natürliche Abgrenzung erreicht werden konnte. Allerdings reicht die Zone der Deckschollen weiter nach Südwesten, so daß die Frage der Einwurzelung dieser Deckschollen erst durch spätere Untersuchungen im Gebiet um Gutenstein endgültig geklärt werden kann.

Auf der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich im Maßstab 1:75 000 liegen diese Gebiete auf den Blättern Wiener Neustadt (4856) und Baden—Neulengbach (4756) bzw. „Geologische Karte der Um-

gebung von Wien“ 1952. — Die geologische Neuaufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 25 000.

Fragestellung und Charakter des Arbeitsgebietes bringen es mit sich, daß alle wesentlichen Ergebnisse aus der Feldkartierung und Profilaufnahme hervorgegangen sind. Den kalkalpinen Verhältnissen entsprechend konnte die Gefügekunde nur eine beschränkte Anwendung in der Aufzeichnung und Ausdeutung einiger Achsendiagramme erfahren. Von den zehn in der Dissertation ausgeführten Achsendiagrammen wurden für diese Fassung der Arbeit nur die wichtigsten ausgewählt und in den übrigen Fällen lediglich die durch die Diagramme gewonnenen Achsenwerte wiedergegeben.

In der Stratigraphie wurden die Ergebnisse der älteren Forschung, die, von einigen notwendig gewordenen Revisionen abgesehen, im wesentlichen ihre Gültigkeit behalten haben, bei der vorliegenden Neuaufnahme wieder zur Anwendung gebracht. Dabei wurden, wenngleich in geringerer Zahl der Arten, auch die gleichen Makrofossilien, die schon von den klassischen Bearbeitern genannt werden, aufgesammelt. Neufunde stellen die ladinischen Diploporen und die rhätischen Korallen dar. Aus den Gosauergeln konnte eine Foraminiferenfauna gewonnen werden.

## II. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Die ältesten geologischen Kartendarstellungen des Triesting- und Piestinggebietes erfolgten in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts im Rahmen großräumiger geologischer Übersichtskarten, durch die weite Gebiete des östlichen Österreich erfaßt wurden (A. Boué [1831], A. Sedgwick u. R. Murchison [1831], P. Partsch [1843], A. v. Morlot [1847], J. Czjzek [1849]).

Der erste Direktor der 1850 gegründete „Geologischen Reichsanstalt in Wien“, W. v. Haidinger, gab noch im ersten Sommer ihres Bestehens J. Czjzek den Auftrag, die Begehung eines Querprofiles durch die Kalkalpen von Neunkirchen bis Lilienfeld zu unternehmen (J. Czjzek, 1850). Diese Arbeiten wurden in den folgenden Jahren zu systematischen Aufnahmen im Maßstab 1 : 144 000 ausgeweitet (J. Czjzek, 1850). Den Fortschritt dieser Arbeitsepoche verkörpert die stratigraphische Gliederung von F. v. Hauer (1853), in der bereits drei Schichtglieder der Trias unterschieden werden: Werfener Schiefer als Äquivalent des Buntsandsteins, Gutensteiner Kalk als Äquivalent des unteren Muschelkalkes und Hallstätter Kalk, damals als Äquivalent des oberen Muschelkalkes bezeichnet. Die übrige Obertrias wurde noch in den Lias gestellt, weil man zwischen den kohleführenden Lunzer und Grestener Schichten noch keinen Unterschied machte. Diese stratigraphische Auffassung war auch noch bei der Neuherausgabe der Czjzek'schen „Geologischen Karte der Umgebung Wiens“ durch D. Stur (1860) gültig. Erst 1863 erkannte D. Stur auf Grund der fossilen Flora in den Lunzer Schichten deren obertriadisches Alter.

Den Beginn der neuzeitlichen stratigraphischen Forschung in den Kalkalpen bringt D. Stur (1871) mit seinem großen Werk „Geologie der

Steiermark“, in dem er den Grundstock der auch heute noch gültigen stratigraphischen Gliederung der nordalpinen Trias geschaffen hat. Auf dieser neuen Stratigraphie fußend bearbeitete A. Bittner (1886) den östlichen Ausläufer der Kalkalpen in seiner Hernstein-Monographie. Der von ihm in diesem Gebiet erkannte Schuppenbau hat sich gegen alle späteren Versuche L. Kober's, hier einen Faltenbau nachzuweisen, als richtig erwiesen.

In die Folgezeit fallen weitere Untersuchungen von F. Toula (1886) im Triestingtal und von A. Bittner, der bis zu seinem Tode im Jahre 1902 weite Gebiete im Ostabschnitt der Kalkalpen kartiert und seine auf D. Stur (1871) aufbauende stratigraphische Gliederung der nordalpinen Trias gegen E. v. Mojsisovics erfolgreich durchgekämpft hat. Durch seine Kartierungen, vor allem aber durch seine ausgezeichneten Aufnahmeberichte und Detailbeschreibungen, die als Arbeitsgrundlagen und Exkursionsführer bleibenden Wert besitzen, hat A. Bittner die Voraussetzungen geschaffen, durch die später die Deckenlehre so rasch zu einer tektonischen Gliederung des Ostabschnittes der Kalkalpen gelangen konnte. Das Werk „Die alpine Trias des Mediterrangebietes“ von G. v. Arthaber (1905) kann als der krönende Abschluß der klassischen stratigraphischen Forschungsperiode angesehen werden.

Nachdem P. Termier (1903) eine Synthese der gesamten Ostalpen im Sinne der jungen Deckentheorie gegeben hatte und E. Haug (1906) die erste kalkalpine Deckengliederung im Salzkammergut geschaffen hatte, begann L. Kober (1909) mit entsprechenden Arbeiten im Ostteil der Kalkalpen. 1911 erscheint seine erste Gliederung der Kalkvorlpen am Rande des Wiener Beckens. Er teilt sie in eine Randkette nördlich und eine Hauptkette südlich der Brühl—Altenmarkter Linie und gliedert auch die Kalkhochalpen in die Hallstätter Decke der Hohen Wand südlich der Hernstein—Puchberg—Mariazeller Linie und die Hochalpine Decke der Rax, des Schneeberges und der Gahns südlich des Westteiles der Gosaulmulde der Neuen Welt und südwestlich des Emmerbergzuges. 1912 bringt L. Kober eine erweiterte Gliederung des gesamten Ostabschnittes der Kalkalpen. Er unterscheidet die Frankenfesler Decke, die Lunzer Decke (beide zusammen der Randkette 1911 entsprechend), die Ötscherdecke (entsprechend der Hauptkette 1911), die Hallstätter Decke und die Hochalpine Decke. Noch im gleichen Jahr (1912) gibt L. Kober eine Synthese der gesamten Ostalpen auf faziologischer Grundlage mit einer Rekonstruktion der Ablagerungsräume der Schichtfolgen der einzelnen Decken in der alpinen Geosynklinale. — Wenngleich die Detailansichten Kober's über einen komplizierten Faltenbau in der Ötscherdecke, die er 1911 entwickelt hat, durch die Karte von F. Kossmat (1916), Blatt „Wiener Neustadt“, und durch eingehende Detailaufnahmen von A. Spitz (1919) zwischen Mödling und Triestingbach widerlegt worden sind, hat sich seine Deckengliederung trotzdem als richtig erwiesen.

A. Spitz (1919) gliederte die Ötscherdecke in drei Schuppen, die Hoheckschuppe, die Schönschuppe und die Peilsteinschuppe, die mit den von E. Spengler (1928 und 1931) im Gebiet des Kartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ abgeteilten drei Teildecken der Ötscherdecke: Reispalpendecke, Unterbergdecke und Göllederdecke übereinstimmen. Den Ergeb-

nissen von F. K o s s m a t (1916) und A. S p i t z (1919) trug L. K o b e r (1926) in seinem Buch „Geologie der Landschaft um Wien“ weitgehend Rechnung.

Neuaufnahmen im Triestinggebiet erfolgten durch H. K ü p p e r (1949 und 1950—51) und durch G. R o s e n b e r g (1953), die zum Teil auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Wien“ 1952 Verwendung fanden.

Gleichzeitig mit meinen Untersuchungen wurde im westlich angrenzenden Gebiet eine geologische Dissertation von W. S t e i n h a u s e n durchgeführt.

### III. STRATIGRAPHIE

Bei der Erörterung der Stratigraphie dieses Gebietes muß von vornherein beachtet werden, daß daselbst zwei faziell eigenständige Bereiche auftreten, deren Ineinandergreifen durch die tektonische Entwicklung der Kalkalpen hervorgerufen worden ist:

- A. die ununterbrochene Schichtfolge der Voralpinen Fazies, die die drei Teildecken der Ötscherdecke aufbaut, und die Gosauablagerungen, die auf dem bereits vorgosauisch angelegten Deckenbau transgredieren und durch nachgosauische Bewegungen in ihn miteinbezogen worden sind.
- B. die Gesteine der Schürflinge, die durch die Basis der Decken von überschobenen Bereichen abgeschürft und, vielfach in die weichen Werfener Schichten der Deckenbasis eingewickelt, an den Überschiebungsbahnen zu Tage gebracht worden sind.

Die strenge fazielle Unterscheidung dieser beiden Elemente ist von grundlegender Wichtigkeit, wenn man die tektonischen Verhältnisse in diesem Teil der Kalkalpen richtig erkennen will.

Schließlich tritt noch lokal

- C. Känozoikum, Bildungen des Jungtertiärs und Quartärs, auf.

#### A. Der stratigraphische Aufbau der Ötscherdecke

##### 1. Die Schichtfolge der Voralpinen Fazies

###### TRIAS

###### Skythische Stufe:

###### Werfener Schichten

An der Basis der Werfener Schichten liegt der Werfener Quarzit: Ein heller, feldspatreicher Quarz-Grobsandstein, bei dem die Korngröße der harten Quarzgerölle auch zu konglomeratischem Charakter, und dessen Feldspatreichtum bis zu einer quarzreichen Arkose führen kann. Manchmal findet man in dem Sediment kleine, grüne, glimmerhaltige Tonschieferpartien eingebettet.

Meistenteils handelt es sich bei den Gesteinen der Werfener Schichten aber um Werfener Schiefer: Roten oder grünen, weichen Tonschiefer mit feinen Glimmerbelägen auf den Schichtflächen.

Auch grüner oder roter, plattiger Sandstein mit Glimmerbelägen auf den Schichtflächen kommt stellenweise vor.

Im Hangenteil der Werfener Schichten kann auch ein dünnplattiger, hellgrauer Kalk mit leicht violetter Tönung und mit Glimmerbelägen auf den Schichtflächen auftreten. Diese Kalklagen sind meist fossilführend.

An einigen Stellen fand ich Stücke brauner Rauhwanke mit eingewickelten Bröckchen von Werfener Schiefer.

Im folgenden soll die regionale Verbreitung der Gesteine der Werfener Schichten besprochen werden.

a) Brühl-Atenmarkter Linie:

Die Karte von A. Spitz (1919) zeigt in detaillierter Darstellung die Verteilung der Werfener Schichten an der Basis der Reispalpendecke. Die heutigen Aufschlußverhältnisse ergaben an all diesen Stellen keine Werfener Schichten mehr, aber eine Brunnenaufgrabung bei Hafnerberg traf unter dem Gutensteiner-Kalkschutt in nur 5 m Tiefe, bis auf 19 m Tiefe hinabreichend, Werfener Schiefer. Ebenso hat eine weitere Brunnenaufgrabung bei dem Bauernhof P. 435 1 km östlich Hafnerberg Werfener Schiefer gefördert. Bei P. 488 sieht man nördlich des Gutensteiner Kalkzuges pingentartige Vertiefungen auf der Wiese, die auf eine Unterlagerung durch Werfener Schiefer mit Gips schließen lassen. 2 km südlich Nöstach besteht die Höhe 571 ganz aus anstehender, grünlicher, quarzreicher Werfener Arkose, wie schon A. Spitz (1919) festgestellt hat. Zwischen Dörfel und Nöstach findet man auf den Feldern an der Straße Lesesteine von grobem, hellem Werfener Quarzit.

Auf diese Weise ergibt sich im Prinzip das gleiche Bild, wie es die Karte von A. Spitz (1919) zeigt, auch wenn das Kartenbild meiner Neuaufnahmen hinsichtlich der Verteilung der Werfener Schichten erheblich von dem Spitz' abweicht.

Wichtig sind einige Neufunde von Werfener Schiefer, alle nicht anstehend, sondern in rötlichen und grünlichen Bröckchen: Nördlich der Triesting: Am Ostende des Wiegenberges nahe „Leitenbauer“. Südlich der Triesting: Zu beiden Seiten der Ausmündung des Wassergrabens in das Gebiet der Brühl—Altenmarkter Gosauzone und am Nordhang des Hohecks.

b) Gutenstein—Further Linie:

Die von F. Kossmat (1916) nördlich Eberbach kartierten Werfener Schichten setzen auch gegen S als schmaler Zug bis zum „Steinleitner“ fort.

Zwischen Agsbach und Furth liegt ein anstehendes Vorkommen von Werfener Quarzit, das schon von A. Bittner (1893, p. 338) erwähnt wird. Außerdem findet man Quarzitlesesteine auf den Feldern bei Rehgras.

c) Die Basis der Deckschollen von Muggendorf und auf der Hohenwart:

Die Deckschollen von Muggendorf und Auf der Hohenwart zeigen an ihrer Basis eine besonders reiche Werfener-Schieferführung. Gegenüber der Karte von F. Kossmat (1916) sind viele Neufunde zu verzeichnen.

So erwies sich ein Großteil des Lunzer-Schichtengebietes am Ostfuß des Steinwandzuges als von Werfener Schichten der beiden Deckschollen überschoben und so verdeckt. Beim „Ruschhof“ treten auch Sandsteinlesesteine auf. Eine besonders eigenartige Erscheinung in diesem Bereich ist

ein rötlicher oder hellgrünlicher lehmiger Boden, der auf zerriebenen Werfener Schiefer zurückgeht. Westlich P. 550 tritt auf den Äckern ein derartiger Boden neben ganzen Bröckchen von Werfener Schiefer auf.

Zwischen den Höfen „In der Grub“ und „Auf der Leiten“ am Ostfuß des Steinwandzuges liegt ein weiteres anstehendes Vorkommen von ganz weißem Werfener Quarzit (s. A. Bittner 1893, p. 338).

Auch am Ostrande der Deckschollen konnte ich eine größere Verbreitung der Werfener Schichten feststellen, als die Karte von F. Kossmat (1916) zeigt. Bei der Ruhr treten wiederum pingentartige Vertiefungen im Boden der Waldwiesen auf.

Bei der Wiese „Am Eich“ fand ich den schon von A. Bittner (1892, p. 406) erwähnten fossilführenden Hangendkalk der Werfener Schichten mit einigen:

Anodontophora cf. fassaensis WISSM.

### Anisische Stufe:

#### Saalfeldener Rauhwacke

Es tritt in diesem Gebiet nur ein einziges Vorkommen von Saalfeldener Rauhwacke auf: Am Südhang der Höhe Am Aich (799) bei P. 687 an der Basis der Muggendorfer Deckscholle.

Es ist eine graue, poröse, oft löcherige Rauhwacke. Sie liegt unter dem Gutensteiner Kalk und auf Werfener Schiefer. Durch dieses schmale Band von Werfener Schiefer ist die Saalfeldener Rauhwacke deutlich von der tiefer liegenden, gleich aussehenden tektonischen Rauhwacke, die hier unter der Muggendorfer Deckscholle gebildet wurde, getrennt.

#### Gutensteiner Kalk und Dolomit

Der Gutensteiner Kalk tritt in diesem Gebiet in drei verschiedenen garteten lithologischen Ausbildungen auf, die an verschiedene tektonische Einheiten gebunden sind.

1. Tiefschwarzer, meist gebankter, seltener dünnplattiger Kalk mit wenig und nur dünnen Kalkspatadern. Häufig zeigt er eine Bänderung.

Diese Ausbildung ist in zahlreichen Aufschlüssen — meist Steinbrüchen — um Hafnerberg, Nöstach und Altenmarkt zu finden. Abweichungen davon sind äußerst selten. So ist nördlich des Tamberges nahe „Fuchsbauer“ eine Verschieferung des Gutensteiner Kalkes zu beobachten.

Neben dem Kalk tritt an einigen Stellen auch ein ebenso tiefschwarzer Gutensteiner Dolomit auf, so bei Hafnerberg und bei Altenmarkt westlich P. 489.

Das Verbreitungsgebiet dieser tiefschwarzen Ausbildung des Gutensteiner Kalkes ist ganz auf die Reisalpendecke beschränkt.

2. Dunkelgrauer bis schwarzer, plattiger Kalk mit etwas bläulicher Tönung, stark von groben und feinen Kalkspatadern durchsetzt, meist mit etwas rauhen Bruchflächen.

Diese Ausbildung stellt den Gutensteiner Kalk in seiner typischen Entwicklung dar. Sie ist in dem Bereich zwischen Gutenstein und dem Further-

tal vertreten und tritt nördlich desselben nur noch westlich des „Steinleitnerhofes“ bei Rehgras (P. 588) und in der Klippe von Agsbach auf.

An beiden Abhängen des östlichen Steinwandgrabens ist der Gutensteiner Kalk jedoch bei gleichem Aussehen als massiger Kalk entwickelt, ebenso auf der Hochfläche In der Ruh.

Eine dolomitische Entwicklung tritt nur nördlich des Buchbodens zu beiden Seiten des östlichen Steinwandgrabens auf.

3. Massiger, selten gebankter, dunkelgrauer Kalk mit rauhen Bruchflächen und von wenigen, feinen Kalkspatadern durchsetzt.

Diese Ausbildung steht dem typischen Gutensteiner Kalk erheblich ferner. Sie bildet das Liegende des dünngeschichteten Reiflinger Kalkes an der Basis der Unterbergteildecke zwischen dem Miratal und dem Furthertal.

### **Anisische und Ladinische Stufe:**

Die stratigraphische Stellung der beiden im folgenden zu besprechenden Schichtglieder liegt im Grenzbereich der Anisischen und Ladinischen Stufe. Eine genaue Einstufung dieser Schichtglieder und eine genaue Abgrenzung der beiden Stufen läßt sich nicht durchführen.

### **Dolomitischer Kalk**

Mittelgrauer bis dunkelgrauer, zumeist massiger dolomitischer Kalk mit bläulicher Tönung und rauher, kristallinischer Bruchfläche. Die Oberfläche ist vielfach zu löcheriger Rauhwaacke verwittert. An der Oberfläche und im Inneren sind vielfach kleine Poren (1 mm) zu sehen. Nur stellenweise ist eine Bankung angedeutet, häufig ist aber eine deutliche Bänderung sichtbar.

Oggleich diese Kalke in Salzsäure brausen, sind sie doch deutlich dolomitisches. Der Dolomitgehalt wechselt stark. Die weniger stark dolomitischen Partien sind heller, zeigen weniger rauhe Bruchflächen und führen Kalkspatadern.

Die Verhältnisse am Nordende des Steinwandzuges zeigen deutlich, daß der dolomitischer Kalk im Hangenden des Gutensteiner Kalkes liegt und vom Wettersteinkalk überlagert wird, wobei ein petrographischer Übergang in den Wettersteinkalk zu erkennen ist. Die gleiche petrographische Beschaffenheit ermöglicht einen gewissen Schwankungsbereich der Ausbildung. So tritt am Abhang des Tannberges gegen das Eberbachtal an Stelle der bläulichen Tönung eine schmutzigbraune Sprengelung auf, und nördlich des Eberbachtals wiederum treten tiefblauschwarze Färbungen auf.

### **Reiflinger Kalk**

Dunkelgrauer, meist dünngeschichteter Kalk mit bräunlicher Tönung und glattem Bruch und zum Teil welligen, zum Teil ebenen Schichtflächen. Die für die Reiflinger Fazies charakteristischen Hornsteinknollen treten nicht überall auf, so daß man auch große hornsteinfreie Partien antrifft. Im Hangenden wird der Reiflinger Kalk zumeist von den Kalken der Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk überlagert.

Bei der Eisenbahnhaltestelle Taßhof findet man den Reiflinger Kalk zum Teil in wellig-dünngeschichteter Entwicklung mit starker Hornsteinführung, zum Teil in massigen Partien. Ein ähnliches Vorkommen von wellig-dünngeschichtetem Reiflinger Kalk findet man im Eberbachtal östlich Agsbach an dem Weg nach Rehgras. Diese beiden Vorkommen werden von dem Kalk der dunklen Abart der Übergangsfazies zum Wettersteinkalk überlagert.

Im Tannberg—Torstein—Peilsteinzug zeigt der Reiflinger Kalk zu meist ebene Schichtflächen und nur spärliche Hornsteinführung. Schon F. T o u l a (1886, p. 700) hat diesen Kalk als Reiflinger Kalk unterschieden.

Der Reiflinger Kalk am Nordwesthang der Höhe Am Greit konnte nur an der starken Häufung von Hornsteinsplittern im Waldboden erkannt werden. Zwischen den Höhen Am Greit und Am Aich ist der Reiflinger Kalk in beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt, gegen Süden scheint er in den Am Aich mächtiger werdenden Wettersteinkalk überzugehen.

Recht typischen Reiflinger Kalk findet man auch in den vom Nordhang des Further Gaissteins gegen SW zum Miratal verlaufenden Mitteltriaszug.

Schließlich wurde auch der dünnplattige, dunkelgraue Kalk südlich des Festenberges bei Altenmarkt, der häufig hellgraue oder orange Flecken zeigt, als Reiflinger Kalk ausgeschieden, obwohl er keine Hornsteinknollen führt, denn der Unterschied zum tiefschwarzen, weniger dünnschichtigen Gutensteiner Kalk dieses Bereiches ist deutlich.

#### Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (dunklere Abart) und Ramsaudolomit

Grauer, massiger oder grobgebankter Kalk mit feinen Kalkspatadern und glatter Bruchfläche. Nur an wenigen Stellen tritt eine feinere Schichtung auf. Mächtigkeit 100 m.

Dieser Kalk bildet einen langgestreckten Zug vom Südende des Taßberges über den Arnberg bis zum „Steinleitner“ bei Rehgras.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß die tieferen Partien dieses Kalkes zusammen mit dem dunklen Reiflinger Kalk, der ihn an den beiden bereits beschriebenen Stellen unterlagert, noch der anisischen Stufe angehören, aber seine Hauptmasse liegt in der stratigraphischen Position des Wettersteinkalkes, da im Hangenden die Lunzer Schichten liegen, gehört also der Ladinischen Stufe an. Sein lithologisches Aussehen erlaubt es jedoch nicht, ihn als Wettersteinkalk zu bezeichnen. Nur am Taßberg, in dem großen Komplex südlich der Triesting und am Arnberg herrscht helleres Grau vor, was eine Annäherung an die Fazies des Wettersteinkalkes bedeutet, im Süden des Zuges ist das Gestein dunkler.

Mit dieser Kalkfazies durch petrographische Übergänge eng verbunden ist der Ramsaudolomit, ein mittel- bis dunkelgrauer, gebankter Dolomit, meist stark splitterig zerbrochen.

Am Südende des Taßberges und am Arnberg liegt der Ramsaudolomit im Liegenden des Kalkes, in dem großen Mitteltriaskomplex südlich der Eisenbahnhaltestelle „Taßhof“ ist er sowohl im Liegenden als auch im Hangenden zu finden. Im Süden des Zuges tritt kein Dolomit auf, aber

stellenweise ist der Kalk stark dolomitisch und seine Oberfläche verwittert löcherig-rauhwackig.

#### Ladinische Stufe:

#### Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (hellere Abart)

Hellgrauer, meist grobgebankter oder massiger Kalk mit bläulichen, bräunlichen, orangerötlichen oder gelblichen Tönungen. Mächtigkeit 200 bis 300 m.

Die gebankte Ausbildung ist meistens reich an Kalkspatadern und zeigt häufig wellige Schichtflächen. Hornsteinknollen sind in ihr nicht sehr häufig. Zuweilen treten größere dünngebankte oder dünngeschichtete Partien mit welligen Schichtflächen auf, an die eine stärkere Hornsteinführung gebunden ist. Sie können mitten in dem Schichtkomplex des grobgebankten Kalkes auftreten wie an der Straße im Triestingtal oder auch in seinem Hangenteil wie in den beiden Steinbrüchen beim Kalkofen von Schätzen und in dem Steinbruch im Reintal am Südosthang von P. 560 1 km nördlich Schätzen.

Zudem treten in dem Steinbruch Schätzen in den obersten Lagen einige mergelige Zwischenlagen auf, was eine Annäherung an die Fazies der Partnachschichten bedeutet. (Darüber folgt in der karnischen Stufe Trachycerasschiefer.) Leider sind diese mergeligen Zwischenlagen makro- und mikrofossilieer.

Die wellig geschichteten Partien dagegen stellen eine größere Annäherung an die Reiflinger Fazies dar, während die grobgebankten und vor allem die massigen Ausbildungen der Wettersteinkalfazies näherstehen.

Ähnliche Verhältnisse herrschen am Südhang des Further Gaissteins: Der gebankte Wettersteinkalk zeigt eine Annäherung an die Reiflinger Fazies durch Hornsteinführung. Die im Hangschutt auftretenden Kalkstücke mit Hornsteinknollen weisen sogar auf das Auftreten von Reiflinger Kalk hin. (Auch Stücke von Trachycerasschiefer findet man hier, ebenfalls nicht anstehend.)

Die massige Ausbildung führt meist keine Kalkspatadern und zeigt durchwegs orangerötliche Tönungen. Ab und zu treten in diesen Kalkmassen Schichtflächen auf. Hornsteinknollen kommen — im Gegensatz zur gebankten Ausbildung — verhältnismäßig häufig vor.

An den Südosthängen des Tannbergzuges, des Torsteins und des Peilsteinzuges liegt auf dem Reiflinger Kalk der gebankte Kalk der Übergangsfazies vom Reiflinger Kalk zum Wettersteinkalk. Nur im Nordteil des Peilsteinsüdosthanges tritt die gebankte Ausbildung zurück, und massiger Kalk und stärkere Hornsteinführung (nur im Schutt gefunden) treten auf.

Am Nordwesthang des Tannbergzuges geht der helle Kalk der Übergangsfazies durch petrographischen Übergang aus dem dunklen dolomitischen Kalk in seinem Liegenden hervor: Als hornsteinreicher Kalk, im Süden gebankt, im Norden zumeist massig.

## Wettersteinkalk und Wettersteindolomit

Hellgrauer, massiger Kalk mit bläulichen, schwach rötlichen oder gelblich-bräunlichen Tönungen; selten Bankungsflächen zeigend, aber häufig von Klüften durchzogen; stellenweise von Kalkspatadern durchsetzt. Nur selten treten gegen das Liegende etwas dunklere Partien auf, die oft gebankt sind.

Die Wände des Peilsteins werden aus schwach rötlichem und gelblich-bräunlichem Wettersteinkalk aufgebaut. Am Westende des Peilsteinzuges kann man beim „Talhof“ deutlich den petrographischen Übergang vom Gutensteiner Kalk im Liegenden zum Wettersteinkalk und am Kalbskopf den Übergang vom Gutensteiner Dolomit zu etwas dolomitischem Wettersteinkalk mit rauhwackig verwitterter Oberfläche beobachten.

Im Steinwandzug, Auf der Hohenwart, Am Greit und Am Aich herrscht der etwas bläuliche Wettersteinkalk vor. Auf der Steinwand konnten Diploporen gefunden werden, die aber leider nicht bestimmbar waren, ebenso in der Kalk-Dolomit-Scholle am Südenende des westlichen Steinwandgrabens.

Nur an wenigen Stellen wird der Wettersteinkalk durch Wettersteindolomit, einen hellgrauen bis weißen, massigen Dolomit vertreten, so zwischen den „Berghäusern“ und dem Gipfel der Steinwand (889 m) und zwischen Am Aich und Am Greit am Südosthang über dem Minetal. Nur im Weidental beim „Haintaler“ erscheint er als gesondertes Schichtglied über dem Wettersteinkalk.

### Karnische Stufe:

#### Trachycerasschiefer

Dunkelgrauer oder schwarzer, kalkiger Schiefer, papierdünn zerfallend. Vielfach sind bis zu 1 cm dicke, harte, kalkige Zwischenlagen eingeschaltet. Die Gesteine zeigen eine braune Verwitterungsfarbe. Auf den Schichtflächen der Schiefer sind häufig Abdrücke von Trachyceraten zu finden, während die kalkigen Lagen körperlich erhaltene Trachyceraten führen.

Der Trachycerasschiefer bildet keinen auf weite Strecken zu verfolgenden Horizont des unteren Karns, sondern nur lokale Vorkommen, die nach kurzer Erstreckung wieder auskeilen. Nur an zwei Stellen dieses Gebietes treten solche Vorkommen auf.

Das erste Vorkommen wurde bereits von F. T o u l a (1886, p. 791) entdeckt und beschrieben: An der Triestingtalenge, 1 km nordwestlich von Weißenbach, am linken Ufer der Triesting, findet man einige Meter südöstlich des Kalkofensteinbruches in einem vollkommen verwachsenen Anriß den Trachycerasschiefer mit folgenden Ammoniten:

*Trachyceras* cf. *haberfelneri* MOJS.

*Trachyceras* sp.

*Protrachyceras* sp.

Die Mächtigkeit dieses Vorkommens beträgt 15—25 m.

Das zweite Vorkommen liegt am Südhang des Further Gaissteins. Man findet hier die dünnplattigen Kalklagen des Trachycerasschiefers, jedoch

nur im Hangschutt und nirgends anstehend. Die Mächtigkeit dieses Vorkommens ist nicht zu erkennen.

## Lunzer Schichten

Bei der Kartierung der Lunzer Schichten können in diesem Gebiet zwei Schichtglieder ausgeschieden werden: der Reingrabener Schiefer und der Lunzer Sandstein (Hauptsandstein). Abtrennbare höhere flözführende Horizonte und ein Hangendsandstein sind hier nicht festzustellen. Entweder sie sind hier nicht vorhanden, oder aber die Aufschlußverhältnisse — die Zone der Lunzer Schichten bildet den Untergrund eines morphologisch wohlausgeprägten Streifens von Feldern und Wiesen — gestatten keinen Einblick in die genauere Schichtfolge. Die Mächtigkeit der Lunzer Schichten beträgt in Profilen mit einer Schichtfolge der Lunzer Fazies ungefähr 300 m. Jedoch kommt es durch Verschuppungen häufig zu Vergrößerungen oder Verringerungen der primären Mächtigkeit, denn neben den Werfener Schichten, wenngleich in geringerem Maße, stellen auch die Lunzer Schichten einen bevorzugten Bewegungshorizont in den Kalkalpen dar.

### Reingrabener Schiefer:

Der Reingrabener Schiefer ist ein dunkelgrauer, weicher Tonschiefer mit äußerst feinen Glimmerblättchen. Vielfach sind sandige Zwischenlagen vorhanden. Er verwittert gelblichbraun, lehmig.

Der Reingrabener Schiefer liegt an der Basis der Lunzer Schichten unter dem Südosthang des Tannbergzuges und stellenweise unter dem Südosthang des Peilsteinzuges.

An dem Weg von Niemtal über den Tannberg nach Rehgras ist er aufgeschlossen. Auf den Schichtflächen findet man Abdrücke von Halobien.

### Lunzer Sandstein:

Der Lunzer Sandstein ist in unverwittertem Zustand ein grünlich-grauer, geschichteter, feinkörniger Sandstein von sehr regelmäßiger Korngröße. Er verwittert zu den charakteristischen bräunlichen, mürben Brocken und Bröckchen.

In Bachanrissen kann man auch in den höheren Partien des Lunzer Sandsteins geringmächtige Einschaltungen von Schiefnern, die dem Reingrabener Schiefer gleichen, beobachten.

Da die Zonen der Lunzer Schichten stratigraphisch und tektonisch wichtige Leithorizonte darstellen, seien hier alle in diesem Gebiet auftretenden Zonen genannt:

1. Der Lunzer-Sandsteinzug der Hangendschuppe der Reisalpendecke vom unteren Weidental zum Furthertal.
2. Der Lunzer-Sandsteinzug der Unterbergdecke vom Miratal bis zum Mitterriegel.
3. Der Hauptzug der Göllerdecke von Schwarzensee im N über Niemtal bis zum Südennde des östlichen Steinwandgrabens.
4. und 5. Zwei Lunzer-Sandsteinzüge westlich des Tannbergzuges.
6. Der Lunzer-Schichtenzug, der von Niemtal über „Grubbauer“ bis südlich Auf der Hohenwart zu verfolgen ist.

7. Der Lunzer-Schichtenzug der Reisalpendecke keilt schon westlich des von mir kartierten Gebietes beim „Ansgar“ aus.

### Opponitzer Kalk und Dolomit

Grauer, geschichteter, seltener massiger Kalk mit violetten oder bräunlichen Tönungen, von nur feinen Kalkspatadern durchsetzt. Manchmal ist er grobspätig, manchmal etwas mergelig mit ganz glatter Bruchfläche. Mächtigkeit 100—250 m.

Diese Ausbildung des Opponitzer Kalkes überlagert den Lunzer Sandsteinzug der Unterbergdecke vom Südhang des Hochecks bis zum Mitterriegel, und auch am Nordhang der Sulzbacher Leiten ist dieser Kalk noch zu finden, wo er von A. S p i t z (1919) unrichtig als „Muschelkalk“ kartiert wurde, weil er hier an der Basis der Unterbergdecke liegt.

Ebenso überlagert diese Ausbildung des Opponitzer Kalkes den Hauptzug der Lunzer Schichten in der Göllerdecke von Schwarzensee bis zum „Mayerhof“ im Furthertal. In diesem Opponitzer Kalk-Hauptzug wurde südlich P. 529 am Ranzenboden nördlich Fahrafeld ein lumachelleführender Block mit

ex. gr. *Pectinidae*

gefunden. In dem Steinbruch bei „Schmiedhaus“ im Furthertal zeigt der Opponitzer Kalk eine Bänderung und Hornsteinlinsen.

Südlich „Mayerhof“ ist das obere Karn dieses Zuges nur mehr als Opponitzer Dolomit entwickelt, der sich vom norischen Hauptdolomit nicht abtrennen läßt und daher auf der Karte als solcher ausgeschieden wurde.

Im Hangenden des Lunzer-Schichtenzuges, der von Niemtal über „Grubhof“ bis südlich Auf der Hohenwart zieht, ist das obere Karn ganz allgemein ebenfalls als Opponitzer Dolomit entwickelt, in den vielerorts kleinere Linsen von lumachellereichem, mergeligem Kalk eingelagert sind. Aus diesem Kalk konnte nordöstlich „Grubbauer“

*Schafhütliamellingi* HAUER

und zwischen dem Furthertal und P. 534

*Alectryonia montiscaprilis* KLIPST.

gewonnen werden.

Nur beim Hof „Auf der Hohenwart“ enthält dieser Zug ein großes Vorkommen von reinem, geschichteten Opponitzer Kalk.

Erwähnenswert ist, daß bei der Wiese Am Eich der dunkle Opponitzer Dolomit vom hellen Hauptdolomit im Hangenden abgrenzbar ist. A. B i t t n e r (1892, p. 406), beschreibt von dieser Stelle fossilführenden Opponitzer Kalk, der jetzt nicht mehr zu finden war. Zweifellos handelt es sich dabei um eine der Lumachellenkalklinsen im Opponitzer Dolomit.

#### Norische Stufe:

#### Hauptdolomit

Grauer, gebankter Dolomit; manchmal unzerbrochen, dann etwas bläulich mit kristallinischen Bruchflächen, meistens aber zerbrochen, dann etwas heller mit gelblichen oder bräunlichen Tönungen und mit weißem

oder oft rosarötlichem Zerreibungsstaub zwischen den Splittern. Der zerbrochene Dolomit ist aber meistens wieder verheilt.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits nimmt in den drei tektonischen Einheiten gegen S fortschreitend zu. In dem östlichen Ausläufer der Reisalpendecke beträgt sie bis zu 600 m, in der Unterbergdecke 1500 m und in der Göllerdecke 2000 m. Ob bei diesen großen Mächtigkeiten Schup-pungen eine Rolle spielen, läßt sich nicht entscheiden.

In der Reisalpendecke mußte bei Altenmarkt, Hafnerberg und Nöstach gegenüber den älteren Darstellungen Blatt „Baden—Neulengbach“, A. Spitz (1919), H. Küpper (1949) und „Geologische Karte der Um-ggebung von Wien“ 1952 (H. Küpper) eine stratigraphische Revision vorgenommen werden. Der Hauptdolomit läßt sich vom „Annger“ im W, wo er im Hangenden des Lunzer Sandsteins liegt, gegen E bis in den Gemeindeberg südlich Altenmarkt verfolgen, ohne eine Unterbrechung, wie sie H. Küpper (1949 und 1952) darstellt. Auch die Annahme von A. Spitz (1919, p. 49), daß im Wassergraben am Nordhang des Ge-meindeberges zwei Dolomite verschiedener stratigraphischer Stellung (Nor und Anis-Ladin) an einer dem Verlauf des Grabens entsprechenden Grenze aneinanderstoßen, ist unrichtig, da auch der Plattenkalk im Han-genden des Hauptdolomits den Wassergraben gegen E quert. Es kann also weder von einer Querstörung noch von einer stratigraphischen Grenze hier die Rede sein. Sowohl Hauptdolomit als auch Dachsteinkalk ziehen von W nach E durch.

A. Spitz (1919) bezeichnet den Dolomit östlich des Wassergrabens als „Indifferenten Dolomit des Muschelkalkes“ und sagt (1919, p. 6): „Bei Altenmarkt liegt indifferenten Dolomit unmittelbar auf dem schwäch-tigen Gutensteiner Kalk, wahrscheinlich in Vertretung seiner höheren Abteilung.“ — Auch das ist unrichtig, der Gutensteiner Kalk liegt völlig isoliert von den Dolomitmassen des Gemeindeberges und bildet diesem vorgelagert eine Reihe von tektonischen Klippen, die von oben in die Brühl—Altenmarkter Gosauzone eingefaltet sind. Das geht besonders aus der Lagerung bei p. 489 eindeutig hervor (Taf. III, Prof. 2). Von einem unmittelbaren stratigraphischen Anschluß des hellen Dolomites an den Gutensteiner Kalk kann also keine Rede sein. Ein unmittelbarer Anschluß besteht nur an den Hauptdolomit westlich des Wassergrabens. Der Dolo-mit des Gemeindeberges ist folglich nichts anderes als ebenfalls Haupt-dolomit. Die einzige Stelle südlich Altenmarkt, an der eine unmittelbare Überlagerung des Gutensteiner Kalkes durch den hellen Dolomit zu sehen ist, liegt westlich des Wassergrabens, und hier zeichnet auch A. Spitz (1919) Hauptdolomit. Die Lunzer Schichten sind hier tektonisch unter-drückt (oder vielleicht von Hauptdolomitschutt verdeckt).

Ebenso zieht auch vom Mitterriegel im Hangenden des Lunzer Sand-steins und Opponitzer Kalkes Hauptdolomit und nicht Muschelkalkdolomit (A. Spitz, 1919) zur Sulzbacher Leiten im W.

Im Anschluß an die Verhältnisse im Altenmarkter Gemeindeberg sind auch die Dolomitmassen des Steinkampel-Wiegenberges nördlich Alten-markt und diejenigen bei Hafnerberg als Hauptdolomit zu erkennen. Er lagert dem stark ausgewalzten Gutensteiner Kalk auf, wobei wiederum die Lunzer Schichten tektonisch unterdrückt sind.

Somit wird die alte Auffassung dieses Dolomites als Hauptdolomit, die zu allem Anfang A. B i t t n e r (1886) vertreten hat, wiederhergestellt.

Gegen das Hangende findet zumeist ein petrographischer Übergang vom Hauptdolomit in den Plattenkalk oder in den Dachsteinkalk statt: der Hauptdolomit wird kalkig, und schließlich ist nur mehr reiner Kalk zu finden. Vielfach ist diese Übergangszone durch das Auftreten von bunten dolomitischen Kalken gekennzeichnet: Rötliche oder gelbliche, dolomitische Kalke oder kalkige Dolomite mit matten, rauhen Bruchflächen. Oft sind auch breccienartige Bildungen und Rauhwacken zu sehen.

Diese Übergangszone ist besonders ausgeprägt entwickelt südöstlich Fahrafeld auf beiden Seiten des Triestingtales, am Dernberg südöstlich Schwarzensee, wo die Grenze zum Plattenkalk im Hangenden ganz undeutlich ist, am Nordhang des Altenmarkter Gemeindeberges und am Festenberg südlich Hafnerberg. Dieses Charakteristikum der höheren Lagen des Hauptdolomites am Gemeindeberg und am Festenberg ist ein Beweis mehr für die Auffassung dieses Dolomites als Hauptdolomit.

Die Rauhwackenbildung auf der Ruhr und unterhalb des „Betsteiger-Hofes“ sind wohl auf tektonische Breccienbildungen bei der Überschiebung der an diesen Stellen wieder abgetragenen Teile der Deckschollen von Muggendorf und Auf der Hohenwart über den Hauptdolomit des Untergrundes zurückzuführen.

Auch aus dem Opponitzer Kalk findet stellenweise ein rauhwackiger Übergang in den Hauptdolomit im Hangenden statt.

Auf der Ludwigshöhe bei Weißenbach fand ich im Hauptdolomit einige Steinkerne von unbestimmbaren Muscheln.

## Plattenkalk

Mittelgrauer bis dunkelgrauer Kalk mit bräunlichen Tönungen, meist etwas spätig, oft von feinen Kalkspatadern durchsetzt. Zumeist erkennt man eine ausgeprägte Bankung (40—60 cm), die bis zur Plattigkeit (10—20 cm) verfeinert sein kann, aber auch massige Partien können auftreten. Mächtigkeit 150—200 m.

Der Plattenkalk geht aus dem Hauptdolomit im Liegenden durch petrographischen Übergang über die bunten, matten Kalke und Rauhwacken hervor. Oft ist es nicht möglich, eine genaue Liegendgrenze zu kartieren, und im Plattenkalk selbst treten stellenweise plattige Partien dolomitischen Kalkes oder sogar kalkigen Dolomites auf. Manchmal findet man auch bräunliche, etwas mergelige und daher glatt brechende Partien, besonders in den höheren Lagen, als Übergang in die mergeligen Kössener Schichten im Hangenden.

Dem im vorhergehenden Abschnitt über den Hauptdolomit gesagten entsprechend ist der Kalk auf dem Gemeindeberg und Kienberg südlich Altenmarkt, auf dem Steinkampel nördlich Altenmarkt und auf dem Festenberg südlich Hafnerberg nicht „indifferenten Kalk des Muschelkalkes“ (A. Spitz, 1919) bzw. „Gutensteiner und Reiflinger Kalk“ (H. K ü p p e r, 1949 und 1952), sondern Plattenkalk.

Am Gemeindeberg und am Festenberg geschieht der Übergang aus dem Hauptdolomit ganz allmählich in oben beschriebener Weise. Ganz

besonders deutlich wird der Typus des Plattenkalkes am Südhang des Hohecks, wo zwischen Bänken reinen Kalkes plattige Lagen dolomitischen Kalkes und auch kalkigen Dolomites auftreten.

Am Kühberg südlich Fahrafeld stellen sich im oberen Nor zunächst nur einige Linsen von Plattenkalk im Hauptdolomit ein (Taf. II, Prof. V). Erst in den obersten Lagen an der Triestingtalenge unterhalb Fahrafelds besteht ein zusammenhängender Schichtkomplex des Plattenkalkes, für den obige Mächtigkeitsangabe (150—200 m) ebenfalls gilt. Es treten hier stellenweise sehr dünnplattige Partien mit mergelig welligen Schichtflächen auf. A. B i t t n e r (1886, p. 105) und F. T o u l a (1886, p. 709) erwähnen vom Eisenbahneinschnitt an der Triestingtalenge hochgetürmte Rissoa-(Holopella)artige Gastropoden.

Ebenso ist der nördlich dieses Vorkommens nördlich der Triesting und noch nördlicher am Dernberg anstehende Kalk im Hangenden des Hauptdolomites und im Liegenden der Kössener Schichten Plattenkalk. Als Entsprechung der Plattenkalklinsen im Hauptdolomit am Kühberg ist in letzteren beiden Profilen die petrographische Übergangszone der bunten Kalke und Rauhswacken sehr mächtig und auffällig.

Bestimmbare Fossilien hat der Plattenkalk dieses Gebietes nicht geliefert. Lediglich einige lumachelleführende Lesesteine konnten am Kühberg gefunden werden.

#### Norische und Rhätische Stufe:

##### Dachsteinkalk

Hellgrauer bis mittelgrauer, grobgebankter Kalk mit bräunlichen Tönungen und wenigen, nur schwach sichtbaren Kalkspatadern. Rein kalkig mit muscheligen Bruch. Mächtigkeit 100—200 m.

In der Almesbrunn—Gaissteingruppe tritt der Dachsteinkalk zum Teil wandbildend auf. Zwischen den Bänken der großen, gegen Westen weithin sichtbaren Dachsteinkalkmulde (siehe L. K o b e r 1911, Taf. III) findet man weichere Zwischenlagen mit Fossilgrus, vielleicht ein Äquivalent der Starhemberger Zwischenlagen der Gebiete mit mächtigerer bis in die Rhätische Stufe hinaufreichender Dachsteinkalkentwicklung. Am Fuße dieser Dachsteinkalkwand fand ich einige Lesesteine der Kössener Schichten mit

*Modiola minuta* GOLDF.

und *Taenidon* cf. *praecursor* SCHLOENB.

Da nun gerade über der Wand im Kern der Mulde nirgends Kössener Schichten zu finden sind, ist es durchaus möglich, daß diese Lesesteine einer ähnlichen fossilführenden Zwischenlage mit Kössener Schichten, die jetzt durch Schutt verdeckt ist, entstammt, wodurch erhebliche Teile dieses Profiles bereits der Rhätischen Stufe angehören würden.

Als Fortsetzung dieses Vorkommens im Streichen findet man bei Rehgras am Osthang der Rehgraser Schön Blöcke von hellgrauem, etwas bräunlichem Dachsteinkalk.

Es ist möglich, daß auch der helle, bräunliche Kalk von unsicherer stratigraphischer Stellung beim „Steinhof“ am Nordufer des Triestingtales Dachsteinkalk darstellt.

In dem Steinbruch „In der Stanert“ am östlichen Ausgang des Grabenwegtales zeigt die Umgebung der Bankungsfugen des Dachsteinkalkes rötliche und gelbliche, mattere und stumpfere, etwas dolomitische, zum Teil sogar rauhwackige Partien. Hier und in der Triestingtalenge unterhalb Fahrafelds liegt der Dachsteinkalk über den Kössener Schichten (Taf. II, Prof. IV, V); er dürfte demnach dem oberen Rhät angehören, wenn nicht tektonische Komplikationen vorliegen, durch die den Kössener Schichten norischer Dachsteinkalk aufgeschuppt sein könnte. (Leider verhindert gerade an dieser Stelle die Anlagerung der jungtertiären Piestingkonglomerate und Triestingsschotter genaue Untersuchungen.)

Fossilien konnte ich im Dachsteinkalk dieses Gebietes leider nirgendwo finden.

### Rhätische Stufe:

#### Kössener Schichten

Die Kössener Schichten zeigen eine große Mannigfaltigkeit der Ausbildung von mittelgrauem Lumachellenkalk bis zu dunkelgrauem, fast schwarzem Mergelkalk und Kalkmergel mit reichem Fossilgehalt, der meist als Lumachelle vorliegt. Mächtigkeit 50—100 m.

Die Kössener Schichten auf dem Almesbrunnberg und dem Gaisstein haben ein etwas weiteres Verbreitungsgebiet, als es die Karte von F. Kossmat (1916) zeigt. Eine geringmächtige Lage der Kössener Schichten zieht vom Osthang des Almesbrunnberges zum oberen Ende der Steinwandklamm und trennt den Dachsteinkalk im Liegenden vom Oberrhätischen Riffkalk im Hangenden. Die Hauptmasse der Kössener Schichten füllt den Muldenkern auf dem Almesbrunnberg aus (Taf. II, Prof. XVIII) und zieht gegen N auf die Lerchbaumwiese und weiter bis zum Gaisstein.

An einigen Stellen konnten bestimmbar Fossilien gefunden werden: Südlich unter dem Gipfel des Almesbrunnberges:

*Alectryonia haidingeriana* EMMR.

*Rhynchonella fissicostata* SUESS

Zwischen Almesbrunnberg und Gaisstein unter der Dachsteinkalkwand in Mergelkalkbrocken im Hangschutt:

*Modiola minuta* GOLDF.

*Taenidon* cf. *praecursor* SCHLOENB.

Zwischen P. 1003 und Gaisstein in einem gelbbraunen Kalk:

*Rhynchonella fissicostata* SUESS

*Rhynchonella cornigera* SCHAFFH.

*Cyrtina koessenensis* ZUGM.

*Terebratula pyriformis* SUESS

Einen Neufund stellt das Vorkommen am Südhang des Hohecks dar, das durch die Aufgrabungen beim Bau der neuen Hoheckstraße deutlich sichtbar wurde.

Südlich an das von A. Bittner (1886, p. 105) und F. Toulas (1886, p. 709) beschriebene Vorkommen der Kössener Schichten an der Triestingtalenge unterhalb Fahrafelds schließt sich im Streichen das neugefundene Vorkommen am östlichen Ausgang des Grabenwegtales an.

## O b e r r h ä t i s c h e r R i f f k a l k

Hellgrauer, massiger Kalk mit bräunlichen Tönungen, nur von wenig Kalkspatadern durchsetzt. Mächtigkeit 200 m.

Der Rhätische Riffkalk liegt im Hangenden der Kössener Schichten als lokale Riffbildung. Auf den bisherigen geologischen Karten von A. B i t t n e r (1886) und F. K o s s m a t (1916) war er nicht als eigenes Schichtglied erkannt und ausgeschieden worden, sondern im Dachsteinkalk mit einbegriffen. Der Unterschied zum Dachsteinkalk und die höhere stratigraphische Stellung sind hingegen deutlich.

An mehreren Stellen tritt der Oberrhätische Riffkalk eindrucksvoll wandbildend in Erscheinung, besonders zwischen Gaisstein und Brand und am oberen Ende der Steinwandklamm.

Östlich des Gaisstein wurden einige Korallen gefunden, die dem basalen Teil der Riffkalkplatte entstammen:

*Thecosmilia fenestrata* RSS.

## J U R A

### Lias:

#### H i e r l a t z k a l k

Roter, fleischfarbener, griffiger Crinoidenkalk, teilweise ganz aus Trochiten gebildet, häufig aber auch mit eingeschalteten Partien glattbrechenden Kalkes, in dem sich Brachiopoden häufen können. \*)

Ein derartiges Vorkommen von Hierlitzkalk konnte ich auf dem Altenmarkter Gemeindeberg bei P. 707 neu auffinden. Es liegt dort von Gosau umgeben eine Insel aus Plattenkalk und Hierlitzkalk, die unter den transgressiv auflagernden Gosaubildungen mit der Hauptmasse des Gemeindeberges zu verbinden ist. Die Aufschlußverhältnisse lassen keine genauen Schlüsse über die Lagerungsbeziehungen des Hierlitzkalkes zum Plattenkalk zu, aber das Vorhandensein des Hierlitzkalkes an dieser Stelle ist als ein weiterer Hinweis auf das obertriadische Alter des Dolomites und Kalkes des Gemeindeberges zu werten.

A. S p i t z (1919, p. 52) erwähnt, daß „in der Insel von P. 707 nicht selten rötliche Kalke“ vorkommen, ohne jedoch daraus die Konsequenzen zu ziehen: Er stellt alle Kalke dieser Lokalität in den Muschelkalk.

In der Rhät-Liasmulde zwischen Gaisstein und P. 1003 dagegen handelt es sich weniger um den Crinoidenkalk, als um den Brachiopodenkalk der Hierlitzkalkfazies: Es ist ein roter, 20 cm-gebankter, glattbrechender Kalk, der stellenweise reich an Brachiopoden ist. Zwischen ihnen können sich Trochiten häufen, — stellenweise so stark, daß ein richtiger Crinoidenkalk entsteht.

### Dogger:

#### K l a u s k a l k

Über dem Hierlitzkalk der Gaissteinmulde folgt der Klauskalk: Ein roter, grobspätiger, raubbrechender Kalk mit runden, 3 cm großen Manganknollen und kleinen, 5 mm großen Hornsteinknöllchen.

\*) Die Mächtigkeiten aller Juragesteine sind nur sehr gering.

Leider ist der Klauskalk nirgends anstehend aufgeschlossen. Man findet ihn lediglich in Lesesteinen, die unter den Hornsteinkalklesesteinen aus dem Waldboden hervorkommen.

### **Dogger-Malm:**

#### Hornsteinkalk

Im Hangenden des Klauskalkes liegt in der Gaissteinmulde ein roter, glatt-splitterig zerbrechender Kieselkalk. Er dürfte in das Gebiet der Dogger-Malm-Grenze einzustufen sein.

Leider ist auch der Hornsteinkalk nirgends anstehend aufgeschlossen. Die Verteilung der Lesesteine auf dem Waldboden läßt aber immerhin die stratigraphische Stellung im Hangenden des Klauskalkes deutlich erkennen.

## **2. Der Begriff der Voralpinen Fazies**

Die hier beschriebene Schichtfolge ist kennzeichnend für die Voralpine Fazies. Ich verwende den Begriff Voralpine Fazies im Sinne von L. K o b e r (1938, p. 100). Danach werden im Ostabschnitt der nördlichen Kalkalpen alle voralpinen Decken von der Schichtfolge der Voralpinen Fazies aufgebaut: die Frankenfesler Decke, die Lunzer Decke und die Ötscherdecke mit ihren drei Teildecken. Vom Norden gegen den Süden des Faziesgebietes treten einige allmähliche Veränderungen in der Schichtfolge der Voralpinen Fazies ein: Zunahme der Mächtigkeit des Wettersteinkalkes oder -dolomites im Ladin, Abnahme der Mächtigkeit der Lunzer Schichten und des Opponitzer Kalkes im Karn, allmähliche Vertretung des Nor-Rhät-Grenzbereiches durch Plattenkalk, im Süden durch Dachsteinkalk, der in seiner Mächtigkeit gegen Süden zunimmt, ohne den Hauptdolomit vollständig zu verdrängen.

Im Süden schließt im Ostteil der nördlichen Kalkalpen an den Bereich der Voralpinen Fazies der Bereich der Hallstätter Fazies im Gebiet des Mürztales und der Hallstätter Decke der Hohen Wand an. Die Schichtfolge der Hallstätter Fazies ist auf der Hohen Wand von E. K r i s t a n (1958) endgültig geklärt worden. Es ergab sich dabei durch die Ausbildung der Karnischen Stufe, vor allem aber durch das Auftreten von Hauptdolomit in der Norischen Stufe, in dessen Hangendem erst der norische Hallstätter Kalk liegt, eine Verwandtschaft der Schichtfolge der Hallstätter Fazies auf der Hohen Wand mit der Schichtfolge der Voralpinen Fazies im Südteil der Ötscherdecke: der Ablagerungsraum der Schichtfolge der Hallstätter Decke der Hohen Wand lag unmittelbar südlich des Ablagerungsraumes der Schichtfolge der Voralpinen Fazies (siehe E. K r i s t a n 1958, p. 270). Im Gebiet der Wildalpe hat E. S p e n g l e r (1931) sogar einen Übergang aus der Voralpinen in die Hallstätter Fazies festgestellt: Es treten dort norischer Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in einer Schichtfolge auf (siehe auch E. S p e n g l e r 1959, p. 277).

Im Süden schließt an den Bereich der Hallstätter Fazies der Bereich der Hochalpinen Fazies des Gebietes der Gahns, des Schneeberges und der Rax an.

E. Spengler (1951, p. 316, und 1959, p. 291—294) verwendet die Begriffe Hauptdolomitfazies und Dachsteinkalkfazies. Diese Begriffe sind mit den Begriffen Voralpine Fazies und Hochalpine Fazies von L. Kober (1938, p. 100) nur scheinbar synonym. E. Spengler bezeichnet nämlich jede Schichtfolge, in der Dachsteinkalk vorkommt, als Dachsteinkalkfazies, auch dann, wenn im Liegenden des Dachsteinkalkes viel mächtigerer Hauptdolomit liegt. Auf diese Weise rechnet E. Spengler (1959) die Schichtfolge des östlichen Ausläufers der Ötscherdecke zum Bereich der Dachsteinkalkfazies. Bei dem Versuch, die Grenze zwischen der Hauptdolomitfazies und der Dachsteinkalkfazies auf seiner Paläogeographischen Karte genau festzulegen, gerät E. Spengler (1959) jedoch in große Schwierigkeiten, da die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes gegen Süden nur ganz allmählich zunimmt. E. Spengler behilft sich damit, daß er diejenigen Gebiete im Nordteil der Ötscherdecke, in denen der Dachsteinkalk durch die Erosion abgetragen ist, als Verbreitungsgebiet der Hauptdolomitfazies bezeichnet und im Süden das Verbreitungsgebiet der Dachsteinkalkfazies anschließen läßt (Almesbrunnberg, Dernberg, Lindkogel). Dieses Verfahren ist natürlich unzulässig und macht es unmöglich, die Begriffe Hauptdolomitfazies und Dachsteinkalkfazies von E. Spengler für den Ostteil der nördlichen Kalkalpen weiter zu verwenden. Die Erfahrungen, die man in der Natur macht und insbesondere auch die ausgezeichnete Arbeit von E. Kristan (1958) zeigen, daß man zu einer klaren Erfassung und Abgrenzung der Faziesbezirke im Ostteil der nördlichen Kalkalpen nur durch die Verwendung der Begriffe Voralpine Fazies, Hallstätter Fazies und Hochalpine Fazies von L. Kober (1938, p. 100) gelangen kann, wobei die Voralpine Fazies durch eine allmähliche Mächtigkeitszunahme des Dachsteinkalkes gegen Süden des Faziesgebietes ausgezeichnet ist, gleichzeitig aber der Hauptdolomit im Liegenden des Dachsteinkalkes erhalten bleibt und sogar in das südlich anschließende Gebiet der Hallstätter Fazies übergreift.

Anders ist es mit den Faziesunterbezirken von E. Spengler (1931 und 1959), die sich für die Erfassung regionaler Besonderheiten der Schichtfolge innerhalb der drei großen Faziesbezirke als sehr nützlich erweisen, z. B. die Begriffe: Typische Lunzer Fazies und dolomitreiche Fazies innerhalb des Verbreitungsgebietes der Voralpinen Fazies oder Mürztaler Fazies innerhalb des Verbreitungsgebietes der Hallstätter Fazies.

In dem von mir bearbeiteten Gebiet war es möglich, die Südgrenze des Gebietes der typischen Lunzer Fazies (mächtige Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk in der Karnischen Stufe) genau festzulegen (Taf. IV). In dem südlich dieser Grenze gelegenen Bereich findet man eine etwas indifferente Schichtfolge der Voralpinen Fazies: Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk, Wettersteinkalk, geringmächtige Lunzer Schichten, geringmächtiger Opponitzer Kalk als fossilführende Linsen im Opponitzer Dolomit, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössener Schichten. Es sind also sowohl Merkmale der Lunzer Fazies (Unter- und Mitteltrias) als auch der südlichen Ausbildung der dolomitreichen Fazies (Obertrias) vorhanden (Mischfazies). (Über die dolomitreiche Fazies siehe Kap. VI.)

### 3. Die Gosauablagerungen

Die auf dem bereits vorgosauisch angelegten Deckenbau transgredierende Gosau ist durch nachgosauische tektonische Bewegungen in den Deckenbau miteinbezogen worden, d. h. die Ablagerungen der Gosau sind von den Decken ebenfalls überschoben. Auf diese Weise zeigt sich die Gosau im heutigen Landschaftsbild in langgestreckten Zonen in den Bereichen der Deckengrenzen angeordnet. In dem von mir bearbeiteten Gebiet treten drei derartige Gosauzonen auf:

1. Die Brühl—Altenmarkter Gosauzone der Lunzer Decke. (Von ihr habe ich nur einen schmalen Saum vor dem Nordrand der Ötscherdecke kartiert.)
2. Die Mittagkogelgosau der Reisalpenteildecke der Ötscherdecke.
3. Die Further Gosauzone der Unterbergteildecke der Ötscherdecke.

Aber auch an den Stirnen der Decken haben sich stellenweise Reste von Gosauablagerungen erhalten, die nachgosauisch mit den Decken auf die Schichten der Gosauzonen aufgeschoben sind (siehe tektonischer Teil).

Die Gesteine der Gosauablagerungen dieses Gebietes können nach ihrer lithologischen Beschaffenheit zu zwei Gruppen zusammengefaßt werden:

- a) die kalkig-klastische Serie,
- b) die Sandsteine und Feinbreccien.

#### a) Die kalkig-klastische Serie

Die kalkig-klastische Serie umfaßt klastische Gesteine aller Korngrößen, von Blockbreccien bis zu Mergeln, die aus vorwiegend kalkigem, auch dolomitischem Material, mit kalkigem Bindemittel verkittet, aufgebaut werden. Im Verwitterungsvorgang verhalten sich diese Gesteine wie Kalke.

Die kalkig-klastische Serie stellt den Transgressionshorizont der Gosauschichten dar, woraus sich ihre kalkig-dolomitische Beschaffenheit ergibt. Im großen gesehen liegen die grobklastischen Gesteine an der Basis der Serie, an den Transgressionskontakten, und die feinklastischen Gesteine weiter entfernt von ihnen. Aber diese Anordnung der Korngrößen folgt keiner strengen Gesetzmäßigkeit. Es kommen Unregelmäßigkeiten und Wechsellagerungen vor.

#### Breccien:

Im allgemeinen werden die Breccien aus Kalkgeröllen aufgebaut. In der Further Gosau, der Mittagkogelgosau westlich der Triesting und den Gosauschichten am Nordhang des Hochecks handelt es sich dabei um aufgearbeiteten Plattenkalk von der Reisalpen- und der Unterbergteildecke der Ötscherdecke. Östlich der Triesting zwischen Festenberg und Triestingtal erfolgte die Transgression auf Reiflinger Kalk, wobei dieser aufgearbeitet wurde, aber am Südhang des Festenberges findet man wiederum die hellen Plattenkalk- und Hauptdolomitbruchstücke in den Breccien.

In diesem Bereich bilden die Breccien nur einen dünnen Überzug auf den Kalken des Untergrundes, so daß Kalk und Breccie nur schwer gegeneinander abzugrenzen sind. A. Spitz (1919) sprach hier von „Gosaubreccien auf älterem Untergrund schmarotzend“.

Die Breccienmassen des Holler führen ebenfalls Bruchstücke von Kalken der Beschaffenheit des Plattenkalkes. A. Spitz (1919) hat sie als aus Muschelkalk hervorgehend kartiert.

In den konglomeratischen Gosaubreccien, die der Stirn der Göllerdecke beim Steinleitnerhof und bei Rehgras angelagert sind, treten Bruchstücke von hellem, marmorartigem Kalk, von Ramsaudolomit und an einer Stelle auch von Hornsteinen des Reiflinger Kalkes auf. — In den Breccienmassen des Taßberges ist der Kalk der Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk und der Ramsaudolomit des Untergrundes aufgearbeitet worden.

Die Korngröße der Bruchstücke liegt meistens in der cm-Größenordnung, aber es kommen auch sehr grobe Blockbreccien, deren Bruchstückgröße bis zur dm-Größenordnung reichen kann, vor, so auf dem Mittagskogel und im großen Zementmergelsteinbruch am Südhang der Sulzbacher Leiten.

Das Zwischenmittel ist kalkig, entweder grau oder rot.

### Feinbreccien

Mit einer eigenen Signatur habe ich auf der Karte (Taf. I) die Feinbreccien bezeichnet. Ihre Bruchstücke liegen in der mm-Größenordnung.

### Konglomerate

Im Gegensatz zu den Breccien werden die Konglomerate der Gosau fast ausschließlich aus Dolomitgeröllen aufgebaut. Nur selten sind Kalkgerölle an ihrem Aufbau beteiligt. Demgemäß treten die Konglomerate an solchen Stellen auf, an denen die Gosau auf Hauptdolomit transgredierte. Sehr eindrucksvolle Transgressionskontakte sind an den beiden Nordkämmen des Vorderen Schönberges aufgeschlossen.

Die Dolomitgerölle sind immer wohlgerundet. Ihre Korngröße überschreitet selten 2 cm, im allgemeinen beträgt sie ca. 1 cm, aber häufig treten auch Feinkonglomerate auf, deren Korngröße in der mm-Größenordnung liegt.

Das Bindemittel ist ein feinkörniger, weißer, verfestigter Kalk- oder Dolomitsand. Die Dolomitkonglomerate sind immer stark bituminös, wie der Hauptdolomit selbst.

### Kalksandstein

Der Kalksandstein ist ein graues oder gelbliches, äußerst dichtes Sediment, meist sehr feinkörnig, aber es können auch gröbere Bildungen vorkommen. Die Ausbildung ist am häufigsten massig oder unregelmäßig gebankt und stark von Klüften durchsetzt, aber auch geschichtete Partien sind nicht selten. Wechsellagerungen mit Mergeln sind häufig.

### Plattiger Kalksandstein

Eine besondere Ausbildung stellt der plattige Kalksandstein dar, der sich im Verwitterungsvorgang zwar genau so verhält wie Kalke und Kalk-

sandsteine, der aber bereits Spuren von Quarz enthält, so daß er den Hammer ritzt. Seine Ausbildung ist dünnplattig, auf den Schichtflächen sind Glimmerblättchen zu erkennen.

Diesen Sandstein findet man in der Further Gosau als Lesesteine auf den Feldern südwestlich Rehgras und nordöstlich „Gugelhof“ (nordöstlich Rehgras).

## M e r g e l

Die Gosaumergel sind hellgraue, grünlichgraue oder rötliche Kalkmergel, die plattig-flaserig, seltener schalig zerfallen. Man findet sie oft in Wechsellagerung mit Kalksandsteinbänken. Im großen Zementmergelsteinbruch von Sulzbach am Südhang der Sulzbacher Leiten treten zu dieser Wechsellagerung auch noch Breccien hinzu.

### b) Die Sandsteine (und Feinbreccien)

Die Sandsteine der Gosau dieses Gebietes sind im frischen Bruch dichte, dunkelgraue oder grünlichgraue, plattige Gesteine mit kalkigem Bindemittel. Aber sie führen Quarz und Silikate, so daß sie den Hammer ritzen. Im Gegensatz zu den Kalksandsteinen verwittern sie zu braunen, mürben Sandsteinen, in denen besonders die feinen Glimmerblättchen auffallen.

Die Korngröße der Bestandteile schwankt, so daß sowohl feinkörnige als auch grobkörnige Sandsteine auftreten, und man erkennt in jedem Fall verschiedene Korngrößen in einem Handstück. Bei „Amöd“ südlich Furth wird die Korngröße so grob, daß eine Feinbreccienbank entsteht.

## Gliederung und Altersstellung der Gosauablagerungen

Ich habe in den Gosauzonen meines Aufnahmegebietes eine Feinkartierung nach den oben beschriebenen lithologischen Typen durchgeführt. Die Karte (Taf. I) zeigt die Verteilung der verschiedenen Bildungen der kalkig-klastischen Serie und der Sandsteinzonen.

In der Further Gosauzone erkennt man eine deutliche Zweiteilung: die kalkig-klastische Serie liegt an der Basis, die Sandsteinzone nimmt das Hangende ein.

Mit dieser lithologischen Gliederung der Further Gosau versuche ich keine Parallelisierung mit anderen Gosauzonen in der Nähe dieses Gebietes, zumal die am nächsten gelegene Brühl—Altenmarkter Gosauzone stratigraphisch und mikropaläontologisch noch ungenügend erforscht und gegliedert ist. (Neuere Bearbeitungen: W. N a d e r 1952 bei Hainfeld, W. N e u b a u e r 1949 bei Lilienfeld.)

Bei meinen Aufnahmen gelang es auch in der Further Gosauzone, Foraminiferen zu finden, und zwar südlich Furth an dem Weg zum „Hochbauer“ in den Mergeln der Wegböschung. Die durch Schlämmen gewonnenen Foraminiferen sind schlecht erhalten, stark auskristallisiert, und in den meisten Fällen ist die Form verändert. Aus diesen Gründen blieb nur eine geringe Zahl von Exemplaren verwendbar. Benthonische Foraminiferen sind selten, z. B.:

## Stensiöina exculpta REUSS

Vertreter der Gattungen: *Lagena*, *Textularia* und andere sind in wenigen Exemplaren zu finden.

Den überwiegenden Bestand bilden Globotruncanen. Das Vorkommen folgender Arten kann ermittelt werden:

*Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI  
(relativ selten)

*Globotruncana arca* CUSHMAN (relativ häufig)

*Globotruncana* aff. *concovata* (BROTZEN) DE KLASZ.

Die genannten Arten weisen auf eine Altersstellung im mittleren Senon hin, wobei in erster Linie die Stufen Santon (bzw. Obersanton) und Campan in Betracht kämen.

Auch in der Mittagkogelgosau ergaben die Mergel von der Stelle, an der der blau markierte Weg von der Kraftfahrstraße zum Hocheck abzweigt:

*Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI  
und *Globotruncana arca* CUSHMAN,

was auf die gleiche Altersstellung wie die Further Gosau hinweist. (Bei der Bestimmung der Globotruncanen und deren Auswertung zur Alters-einstufung dieser beiden Gosauzonen hat mich Herr Prof. A. Papp in dankenswerter Weise beraten.)

Auch W. Steinhäusen (1959, p. 67) hat in der Further Gosauzone auf dem Mitterriegel in Feinbreccien durch Dünnschliffe *Globotruncana leopoldi* BOLLI gefunden, die im Obercampan besonders häufig auftritt (Best. A. Papp).

In der Mittagkogelgosau tritt westlich der Triesting nur ein kleines Vorkommen von braunem, mürbe verwitterndem Sandstein auf. Zwischen Triestingtal und Neuhaustal tritt wiederum eine breite Sandsteinzone auf; die Einschaltungen der Breccien- und Kalkzonen dürften durch Verschuppungen entstanden sein.

Ebenso ist die Breccienmasse des Holler den im NW liegenden Sandsteinmassen aufgeschuppt, wie schon A. Spitz (1919, p. 55) angenommen hat. Auch der breccienlose Kontakt zwischen Gutensteiner Kalk und Gosausandstein östlich und südlich Nöstach dürfte tektonischer Natur sein. Um aber über diesen Bereich, in dem die Mittagkogelgosau an der „Pöllahof“-Querstörung (siehe A. Spitz, 1919, p. 57—59) an die Brühl—Altenmarkter Gosauzone grenzt, zuverlässige Aussagen machen zu können, wäre es notwendig, über Gliederung und Aufbau der Brühl—Altenmarkter Gosau eine genaue Untersuchung zu besitzen.

## B. Die Schürflinge

Die Schürflinge sind unzusammenhängende Gesteinskomplexe, die an der Basis der drei Teildecken der Ötscherdecke und der Hohenwartdeckscholle auftreten. Die Vorkommen sind meistens nur als Lesesteinanhäu-

fungen auf den Feldern und Wiesen der Werfener-Schichtenzonen ausgesprochen. Das weist darauf hin, daß die Schürflinge vielfach in die weichen Werfener Schichten eingewickelt sind. Es sind mehrere Schichtglieder des Rhät-Lias und Malm-Neokom vertreten.

### **Rhätische Stufe:**

#### K ö s s e n e r   S c h i c h t e n

Graue, dicht mit Lumachelle erfüllte Kalke. Diese Gesteine findet man zwischen Nöstach und Hafnerberg auf den Feldern nördlich der Straße, zwischen Sulzbach und Eberbach auf der Höhe bei dem Kreuz und südlich Furth beim „Lichtensperger“.

Eine etwas andere Ausbildung stellt ein dunkelgrauer, sandiger, etwas kieseliger Kalk dar, in den hier und da kleine Trochiten eingestreut sind. Man findet ihn fossilführend beim „Lichtensperger“ mit:

*Modiola minuta* GOLDF.

ex gr. *Pectinidae*

und schließlich in sehr harter, stark kieseliger Ausbildung etwas südlicher am Westfuß des Buchereckriegels mit:

*Chlamys (Velata) cf. valoniensis* DEFER.

Letzteres Fossil zeigt, daß dieser kieselige Kalk bis in den Lias hinaufreichen kann.

### **Lias:**

#### K a l k s b u r g e r   S c h i c h t e n

Die Gesteine der Kalksburger Schichten treten in mehreren Ausbildungen auf:

1. Die typischen grauen, sandigen Kalke, die braungrau sandig verwittern, wobei ihre starke Glimmerführung sichtbar wird.

Diese Gesteine findet man bei Nöstach und Dörfel als Lesesteine auf den Feldern.

2. Ein sandig-mergeliges Gestein mit feiner Glimmerführung und Abdrücken von unbestimmbaren Ammoniten.

Von diesem Gestein fand ich einen Block auf dem südlichsten Acker südlich des „Lichtensperger“ südlich Furth.

3. Der graue, raubbrechende, trochitenreiche Grestener Kalk der Kalksburger Schichten.

Einen Lesestein dieses Kalkes in eigenartig brecciöser Ausbildung fand ich südlich des Bahnhofes Altenmarkt-Tenneberg zwischen dem Nordfuß des Kienberges und der ihm vorgelagerten Hauptdolomitscholle.

Auf den Feldern südlich des Pankraziberger fand ich einen größeren Lesestein mit einem Muschelpflaster, darunter vielleicht Gryphaeen (alle Muscheln waren unbestimmbar).

Auch südlich Furth, beim „Lichtensperger“ und am Buchereck führen die Blöcke dieses Kalkes zum Teil stark deformierte Steinkerne von Gryphaeen.

Einen richtigen Crinoidenkalk, der zu einem ganz braunen, lockeren, erdigen Gestein verwittert, fand ich 800 m nördlich der „Berghäuser“ an dem Weg, der am Osthang des Steinwandzuges liegt.

Schließlich erwähnt F. T o u l a (1886, p. 705) ein Vorkommen von Grestener Kalk in dem Hohlweg südlich Sulzbach. Er fand hier „vor allem eine größere Anzahl der ganz typischen *G r y p h a e a a r c u a t a* LAM“. Heute sind diese Aufschlüsse leider vollkommen verfallen und verwachsen.

### L i a s — F l e c k e n m e r g e l

Grünlichgrauer, gelblichgrau verwitternder, feiner, harter Mergel mit dunkelgrauen bis schwarzen Flecken.

Der Fleckenmergel ist ausschließlich in Lesesteinen auf den Feldern und Wiesen zu finden: Bei Nöstach, Dörfel, Hafnerberg, bei Sulzbach, nördlich Eberbach, südlich Rehgras, südlich Furth auf dem Wiesenstreifen, der zum „Amöd“ führt und beim „Lichtensperger“, wo ich einige unbestimmbare Fossilien finden konnte: Zwei Belemniten und einen winzigen Ammoniten.

#### Malm-Neokom:

#### A p t y c h e n k a l k

Hellgrauer, etwas mergeliger, vielfach flaserig zerfallender Kalk mit glatten Bruchflächen; häufig mit dunkleren Flecken; von vielen feinen Kalkspatadern durchsetzt. Verwitterungsfarbe ins Weiße gehend.

Dieser Kalk ist meist an denjenigen Stellen zu finden, an denen auch der Lias-Fleckenmergel auftritt, aber im Gegensatz zu diesem findet man ihn auch anstehend nördlich Nöstach als fleckigen, wohl etwas massigeren Kalk, ebenso südlich des Gasthauses von Eberbach.

Nördlich Eberbach und südlich Agsbach tritt anstehend ein flaseriger Kalk mit Hornsteinlinsen auf (Hornsteinaptychenkalk).

Lesesteine des Aptychenkalkes findet man mit Lias-Fleckenmergel-Lesesteinen vergesellschaftet zwischen Hafnerberg und Nöstach—Dörfel, zwischen Sulzbach und Eberbach, zwischen Eberbach und Agsbach und zwischen Rehgras und Furth.

### C. Känozoikum

#### J U N G T E R T I Ä R

#### Pannon:

#### T r i e s t i n g s c h o t t e r

Der Ablagerungsraum der Triestingshotter erstreckt sich von Taßhof im Triestingtal über Neuhaus und Gadenweit nach SE bis Wagram bei Leobersdorf. Er liegt also parallel zum heutigen Triestingtal unmittelbar nördlich desselben.

Es sind grobe Schotter, die in dem von mir aufgenommenen Gebiet fast ausschließlich aus Flyschsandsteingeröllen bestehen. Sie können bis überkopfgroß sein. A. W i n k l e r - H e r m a d e n erwähnt in seinem Bei-

trag zu A. Spitz (1919, p. 18) das Vorkommen einiger weniger Gerölle von Gosaubreccie und kalkalpinem Material. Ich konnte tatsächlich einige Kalkgerölle im südlichen Randbereich der Triestingshotterzone bei Gadenweit finden.

Diese Grobschotter wurden dem jungtertiären Bett der Triesting, einer Erosionsrinne, die im Bereich der Querstörung zwischen Torstein und Peilsteinzug gebildet worden war, eingelagert. Diesen Vorgang vermutete H. Hassinger (1905) im älteren Pannon. A. Winkler-Hermaden (1957, p. 229, 230) präziserte die Alterseinstufung auf Mittelpannon in diesem westlichen Abschnitt. Im Südostteil des Gebietes der Triestingshotter treten nach G. A. Bobies (1928) tiefere tortonische und sarmatische Schotter hinzu, und nach A. Winkler-Hermaden (1957) auch noch höhere oberpannonische Schotter über den mittelpannonischen. Auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1952 (H. Küpper) sind die Triestingshotter als Torton bezeichnet, ohne nähere Begründung in den Erläuterungen. Ebenso spricht H. Küpper (1951, p. 23) von tortonischen Schottern, ohne diese Ansicht gegenüber den älteren Einstufungen zu begründen.

### Piestingkonglomerat

Das Konglomerat des Piestingtales ist in diesem Gebiet nur durch einen kleinen nördlichen Ausläufer bei Pottenstein am östlichen Ausgang des Grabenweges vertreten.

Es ist ein im allgemeinen grobes Konglomerat mit Geröllen aus kalkalpinem Material. Die Korngröße liegt in der 5-cm-Größenordnung, kann aber auch bis zu 15—20 cm erreichen. Es können aber auch sehr kleine Gerölle der mm-Größenordnung vorkommen.

Diese Konglomeratmassen sind eine zwischen Triesting- und Piestingtal weitausgedehnte Schotterbedeckung, die von der Piesting abgelagert und dann verfestigt worden ist. H. Hassinger (1905) erkannte das pannonische Alter dieser Ablagerung. A. Winkler-Hermaden (1957, p. 233 und p. 511, Abb. 84) präziserte diese Einstufung auf Oberpannon („Obere Schotterdecke des Triesting- und Piestinggebietes“).

## QUARTÄR

### Rezente und subrezente Bildungen

Rezenten oder subrezentem Alters sind verschiedene Erscheinungsformen nicht anstehender Gesteine:

a) Quartäre Gehängebreccie. Ein kleines Relikt eines verfestigten quartären Hangschuttes ist am Westhang des Torsteins (P. 516) im Triestingtal noch erhalten.

b) Bergsturz. Bergsturzmassen sind als solche morphologisch gut zu erkennen, so unter der Peilsteinwand, an den Westhängen der Schön und des Schönberges, am Nordfuß des Ruhrkogels südlich Furth, zwischen Gaisstein und Brand, am Westhang der Hohenwart, bei Muggendorf unter der Wand Am Aich und unter dem großen Felszahn am Südwestufer des Mirabaches.

c) Blockschutt. Schutthalden, bestehend aus auffallend großen Blöcken, wurden auf der Karte (Taf. I) mit einer besonderen Bezeichnung versehen. Derartige Bildungen liegen unter der Peilsteinwand, unter der Steinwand, zwischen Gaisstein und Brand und am Westhang der Hohenwart. Mit Bergsturzmassen sind sie nicht zu verwechseln.

d) Gehängeschutt: Auf der Karte (Taf. I) mit Häkchen bezeichnet, deren Spitzen in die Schüttungsrichtung zeigen.

e) Schuttböden: Fläche, ebene Acker- oder Wiesenböden, die nur eine sehr spärliche Lesesteinführung zeigen, oder ganz von Bewuchs bedeckt sind, oder aus deren Lesesteinführung man keine eindeutigen Aussagen über die stratigraphische Einstufung des Untergrundes machen kann. Böden mit gehäufte Lesesteinführung eines bestimmten Gesteins wurden auf der Karte (Taf. I) mit einer besonderen Punktsignatur versehen.

f) Flußschotter und flache Talböden in Tälern mit fließenden Gewässern.

g) Kalksinter: Südlich Furth im Ebeltal und im östlichen Steinwandgraben beim „Ruschhof“.

#### IV. TEKTONISCHE ANALYSE

Die Ötscherdecke (L. Kober, 1912) besteht in ihrem östlichen Abschnitt aus drei Teildecken, die E. Spengler (1928 und 1931) als Reisalpendecke, Unterbergdecke und Göllederdecke bezeichnet hat. Diese drei Teildecken entsprechen der Hoheckschuppe, der Schönschuppe und der Peilsteinschuppe von A. Spitz (1919) bzw. der Hoheck—Kieneckscholle, der Unterberg—Almesbrunnscholle und der Dürre Wand—Mandlingscholle von L. Kober (1926). Für die von E. Spengler gegebenen Bezeichnungen entscheide ich mich deswegen, weil Spengler diese tektonischen Einheiten in ihrem gesamten Verlauf auf Blatt Schneeberg—St. Ägyd 1931 nach W gehend untersucht und ihre größere Selbständigkeit als Teildecken der Ötscherdecke festgestellt hat. Durch Spenglers Namengebung ist diese größere Selbständigkeit am besten zum Ausdruck gebracht. Zudem sind seine Bezeichnungen durch das Blatt Schneeberg—St. Ägyd der geologischen Spezialkarte 1 : 75 000 (1931) viel weiteren Kreisen bekannt geworden. Auch F. Trauth (1936) hat sie in seiner großen Zusammenfassung über den östlichen Kalkalpenabschnitt bereits übernommen, ebenso P. Beck-Mannagetta (1955) auf seiner Tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich.

#### Die Reisalpendecke

Die Reisalpendecke ist die tiefste Teildecke der Ötscherdecke. In dem von mir kartierten Gebiet baut sie die Hoheckgruppe, den Steinkampel und den Wiegenberg nördlich Altenmarkt und die Landschaft um Hafnerberg und Nöstach auf. Sie zeigt in diesem Bereich lebhaftige Faltung und Schuppenbildung.

Der Plattenkalk, der dem Hoheck im Gipfelgebiet und am Südhang auflagert, bildet auf dem Ostkamm eine Einfaltung im Hauptdolomit, die noch in wenigen Flecken erhalten ist (Taf. III, Prof. 7—10). Am Nordhang liegt eine weitere eingefaltete Plattenkalkmulde (Taf. III, Profil 8), aus deren Hangendflügel sich gegen E eine Schuppe ablöst, wie das eingeschuppte Gosauvorkommen erkennen läßt (Tafel III, Prof. 7). Diese Mulde ist auch am Nordkamm des Hohecks als von der Erosion isolierte schüsselförmige Einlagerung von Plattenkalk in Hauptdolomit zu sehen (Taf. III, Prof. 11). Der Liegendflügel dieser Mulde biegt gegen N fallend ab, einen Sattel mit der Achsenrichtung 094/10 bildend. Im Westteil des Hanges ist nur der N-fallende Nordflügel (Taf. III, Prof. 9—11), im Ostteil nur der S-fallende Südflügel dieses Sattels (Tafel III, Prof. 8, 9) erhalten geblieben. Es dürfte hier am Nordrande der Ötscherdecke eine Stirnbildung vorliegen, durch die der Mitteltriaskalk und die Lunzer Schichten zwischen dem „Anserhof“ im W und dem Wassergraben im E lokal unterdrückt sind. Nur Werfener Schiefer ist an dieser Linie stellenweise zu finden. Aber der zumeist massige Hauptdolomit in diesem Bereich ermöglicht kein eindeutiges Bild der Verhältnisse.

Eine besondere Eigentümlichkeit des Hoheck-Nordhanges ist ein transgressiv auflagerndes Gosauvorkommen: Kalkbreccien, Dolomitzkonglomerate und Kalksandsteine mit stellenweise meßbarem NE-Fallen. Es handelt sich um eine Transgression an der Stirn der Ötscherdecke. Dieses Schichtpaket wurde nachgosauisch mit der Gesamtmasse der Reisalpendecke auf die Brühl—Altenmarkter Gosauzone aufgeschoben (Taf. III, Prof. 8—11). Der Unterschied zwischen dem Sandstein der Brühl—Altenmarkter Gosau und den kalkig-klastischen Gesteinen dieses Vorkommens ist deutlich. Gegen W streichen Plattenkalk und Gosauschichten in die Luft aus. Die östliche Begrenzung des Gosauvorkommens liegt in einem der Nordhanggräben, ist aber nicht aufgeschlossen; möglicherweise liegt hier eine Querstörung oder Blattverschiebung mit geringem Versetzungsbetrag.

Hauptdolomit und Plattenkalk lassen sich weiter gegen E verfolgen — der Plattenkalk an zwei Stellen durch transgressive Gosauabfüllungen in vorgosauischen Erosionsfurchen unterbrochen. Der Gemeindeberg südlich Altenmarkt zeigt wieder Faltung: der Gipfel ist eine flache Mulde, der Südhang ein Sattel; darauf liegen, teilweise durch die Erosion entfernt, die Gosauablagerungen (Taf. III, Prof. 1, 2).

Diese Gosauablagerungen, die auf dem mittleren Teil der Hoheckgruppe diskordant transgredieren, hat A. Spitz (1919) als *Mittagskogelgosau* bezeichnet. So, wie die Brühl—Altenmarkter Gosau auf der Lunzer Decke transgrediert und von der Ötscherdecke, d. h. ihrer tiefsten Teildecke, der Reisalpendecke, überschoben wird, liegt auch die Mittagskogelgosau transgressiv auf der Reisalpendecke und wird von der Unterbergdecke überschoben. Die Tektonik der Mittagskogelgosau ist aber viel komplizierter, als A. Spitz (1919) sie dargestellt hat.

Die Breccienmasse auf der Höhe des Mittagskogels grenzt mit diskordanter, den Ostkamm des Hohecks schneidender Anlagerung an die Trias der höheren Schuppe des Hohecks. Sie ist zusammen mit dieser höheren Schuppe der tieferen Schuppe, d. h. der auf ihr transgredierenden Gosau

am Nordhang des Mittagkogels, aufgeschoben. Man beachte in der Gosau der tieferen Schuppe die typische Transgressionsabfolge: Breccie, Kalksandstein, Kalksandstein und Mergel; darüber liegt die aufgeschobene Breccienmasse des Mittagkogels (Taf. III, Prof. 5, 6). Innerhalb dieser Breccienmasse ist südlich des Gipfels eine zweite Verschuppungslinie morphologisch angedeutet, die aus der überkippten Mulde am Ostkamm des Hohecks hervorgehen dürfte (b auf Prof. 4—7, Taf. III). Unter ihr keilt die tiefere Gosaubreccienschuppe aus. Die höhere Breccienschuppe keilt weiter östlich bei P. 760 unter der aufgeschobenen Scholle von Reiflinger Kalk und Gosau, die bereits der Unterbergdecke angehört, aus.

Die von H. K ü p p e r (1949, p. 125) und „Geologische Karte der Umgebung von Wien“ 1952 ausgesprochene Vermutung, daß am Nordhang des Mittagkogels eine unmittelbare Verbindung zwischen der Mittagkogelgosau und der Brühl—Altenmarkter Gosau bestehe, und die Masse des Gemeindeberges dem Hoheck aufgeschoben sei, ist also ungerechtfertigt: der Hauptdolomit am Fuße des Hanges ist nicht unterbrochen, und die Schuppungslinie am Nordhang des Hohecks bleibt auf der Höhe des Mittagkogel-Nordhanges.

Westlich des Wassergrabens kommt im Liegenden des Hauptdolomites wieder Gutensteiner Kalk und Werfener Schiefer zum Vorschein — die Lunzer Schichten sind tektonisch unterdrückt (Taf. III, Prof. 4). Gegen E folgen drei vereinzelte Vorkommen von Gutensteiner Kalk nördlich der zusammenhängenden Deckengrenze. Ebenso wie A. S p i t z (1919, Taf. III, Prof. 14), aber unter Berücksichtigung der wirklichen Lagerungsverhältnisse, deute ich diese Vorkommen als von oben in die Gosau eingefaltete Deckschollen (Taf. III, Prof. 1, 2); auch das östlichste Vorkommen beim Bahnhof Altenmarkt a. d. Triesting liegt isoliert auf den Gosauschichten und keineswegs in stratigraphischem Verband mit dem Dolomit des Gemeindeberges, wie A. S p i t z es darstellt. Der deckschollenförmigen Auflagerung dieser Gutensteiner-Kalkvorkommen entsprechend, findet man über der Eisenbahnböschung auch Werfener Schiefer auf der Gosau. Früher wurde hier nach J. C z z e k (1851) auch Gips abgebaut. Vor dem Nordwestkamm des Kienberges liegt eine weitere kleine Deckscholle aus Werfener Schiefer und Hauptdolomit. Auch der Hauptdolomit an der Bahnlinie südlich Altenmarkt dürfte von oben eingeschoben sein.

Südlich „Taxböck“ liegen einige Juravorkommen, im N ein dunkler Fleckenmergel mit Hornsteinlinsen, in der Mitte etwas Dolomit und Hornsteinkalk, im S ein heller, kalkiger Fleckenmergel, — vielleicht Gesteine des Lias, die der Frankenfesler Decke angehören dürften. Eine Neubearbeitung dieser stratigraphischen und tektonischen Frage lag außerhalb des Rahmens dieser Arbeit (vergl. A. S p i t z, 1919, p. 51; H. K ü p p e r, 1949, Abb. 1, Taf. I).

Nördlich Altenmarkt ist nicht nur der Steinkampel eine Deckscholle der Ötscherdecke auf der Brühl—Altenmarkter Gosau, sondern auch der Wiegenberg, in welchem H. K ü p p e r (1949, p. 125, Abb. 1, Taf. I) eine der Gosau auflagernde Hauptdolomitscholle, die der Lunzer Decke entstammt, vermutet hat (vgl. auch Geologische Karte der Umgebung von Wien 1952), gehört zu einer gemeinsamen Wiegenberg—Steinkampel-Deckscholle der Ötscherdecke (Taf. II, Prof. V). Das zeigen der Werfener Schiefer und der

für diesen Teil der Reisalpendecke charakteristische tiefschwarze Gutensteiner Kalk am Nordostzipfel der Wiegenbergscholle. Somit wird zur tektonischen Deutung von A. Spitz (1919) zurückgekehrt — allerdings mit der richtigen stratigraphischen Einstufung des Dolomites und Kalkes als Hauptdolomit und Plattenkalk (Taf. II, Prof. V). Beibehalten wird auch die Spitz'sche Deutung des Vorkommens von Gosausandstein auf dem Steinkampel als tektonisches Fenster, es dürfte aber eine Störung die Verhältnisse etwas komplizieren, wie die Lagerungsverhältnisse westlich und östlich des Fensters vermuten lassen. Ebenso ist zwischen Steinkampel und Wiegenberg eine Störung anzunehmen, aber keine Aufschiebungslinie.

Eine weitere, große Querstörung, an der die Gesteinsmassen im E gegenüber denen im W relativ gehoben sind, liegt im Triestingtal zwischen der Eisenbahnhaltestelle Taßhof und der Straßenabzweigung nach Hafnerberg.

Die flache Plattenkalkmulde des Gemeindeberges und der Sattel am Südhang desselben finden östlich der Triesting ihre Fortsetzung in der Plattenkalktafel des Festenberges (Taf. II, Prof. IV) und in dem Sattelnern aus Hauptdolomit im Südostausläufer des Festenberges (Prof. III). Der große Steinbruch an der Bundesstraße des Triestingtales zeigt gegen NW fallenden Hauptdolomit als Nordflügel dieses Sattels; stellenweise findet man in diesem Steinbruch auch kalkige Partien: Der Übergang zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk ist ein allmählicher, die Übergangsgesteine zwischen beiden können am Nord- und am Westhang des Festenberges beobachtet werden. Unmittelbar südlich dieses Steinbruches stehen flach gegen den Hang (045/33) einfallende Gutensteiner-Kalkbänke an, umlagert von roten und grünen Brocken von Werfener Schiefer und Sandstein. Hier ist also im Sattelnern die Basis der Reisalpendecke aufgeschlossen. Wie schon am Wassergraben sind auch hier die Lunzer Schichten tektonisch unterdrückt.

Die Aufschlüsse an der Straßenkehre von Hafnerberg und auf dem Tamberg zeigen ein steiles, nordwärts gerichtetes Abbiegen des Hauptdolomites zu einer überkippten Stirnwölbung (Abb. 2) mit flachliegender, W—E-streichender Achse.

Da das WE-Streichen und die steile Lagerung der Schichten auch im Nordteil des Hafnerberger Hauptdolomitkörpers gewahrt bleiben, muß man, um nicht zu riesiger Mächtigkeit des Hauptdolomites zu gelangen, beträchtliche Faltungen oder Schuppungen in diesem Komplex annehmen, durch die auch die Gosauschichten an der Hafnerberger Straßenkehre im Hauptdolomit eingeschlossen worden sind (Taf. VI, Abb. 1). In Prof. III und IV habe ich diesen Umstand schematisch durch eine Schuppungslinie dargestellt. Auch sind in einem Aufschluß an der Hafnerberger Straßenkehre die Schichten durch lokale Störungen etwas verstellt (Taf. VI, Abb. 1, Punkt A).

Der Hauptdolomitzug erstreckt sich von Hafnerberg nach NO. An seinem Nordwestrande ist an einigen Stellen geringmächtiger (reduzierter), schwarzer Gutensteiner Kalk aufgeschlossen, bei tektonischer Unterdrückung der Lunzer Schichten. Das läßt auf ein Wiederaufbiegen des Hauptdolomites in der Stirnfalte gegen N schließen, vielleicht zwischen dem Tamberg und P. 567. Südlich „Fuchsbauer“ schneidet eine Blattver-

schiebung den Hauptdolomitzug, so daß dessen Nordostteil die Wiederaufbiegungslinie nach N versetzt ist (Taf. II, Prof. II). An dieser Querstörung taucht auch der Gutensteiner Kalk am Südostrand des Hauptdolomitzuges bei Hafnerberg empor. Dadurch wird die Unterlagerung des Hauptdolomites durch den Gutensteiner Kalk und letztlich auch der Deckenlappencharakter des Hafnerberger Zuges offenbar. Er endet im Nordosten mit der Deckscholle des Pankraziberger, die dem Gosausandstein der Brühl—Altenmarkter Zone flach aufgeschoben ist (Taf. II, Prof. I) und der nordöstlich danebenliegenden, kleinen Deckscholle aus Hauptdolomit, an die auch Breccien der Mittagskogelgosau transgressiv angelagert sind.

An den Südosthängen des Festenberges ist an den Plattenkalk und Hauptdolomit die Gosaubreccie transgressiv angelagert. Im höheren Teil des Festenberghanges sieht man im Plattenkalk stellenweise rote Breccienzeichnungen, die auf eine unmittelbare Höhe des jetzt abgetragenen Transgressionsniveaus hindeuten. Gegen S bemerkt man aber bald einen Materialwechsel in der Gosaubreccie: die Kalkgerölle sind dunkler. Schließlich sieht man viele Felsköpfe von anstehendem, dünnplattigem Reiflinger Kalk, die alle durch Breccien stark „angefressen“ (A. Spitz, 1919, p. 14) sind, kenntlich an der roten Bindemittelzeichnung. Es ist hier sehr schwer, Kalk und Breccie zu trennen, das Kartenbild ist hier demnach mehr schematisch zu verstehen. Die Gosaubreccie verdeckt hier also die Schichtfuge zwischen Reiflinger Kalk und Hauptdolomit-Plattenkalk, an der die Lunzer Schichten tektonisch unterdrückt sind (Taf. II, Prof. IV).

Östlich des Festenberges tritt wieder der schwarze Gutensteiner Kalk hervor und zieht sich als Zone von Kalkhügeln zwischen mit Gutensteiner Kalk-Lesesteinen dicht besäten Äckern über die Nöstacher Hochfläche bis Dörfel. Die Kalkhügel zeigen zumeist gut meßbare Lagerung des Gutensteiner Kalkes: In der Hügelreihe längs der Landstraße SE-Fallen (Taf. II, Prof. II). Für das übrige Gebiet muß man, wie schon L. K o b e r (1911, p. 83) und A. Spitz (1919, p. 54) es getan haben, eine flach wellige Lagerung annehmen, zumal in nur geringer Tiefe Werfener Schiefer nachweisbar ist (Taf. II, Prof. III, IV). Die von A. Spitz (1919) kartierten Vorkommen von Werfener Schiefer waren derzeit nicht mehr zu finden, aber zwei kleine Brunnenbohrungen haben nach wenigen Metern Werfener Schiefer angetroffen. Das bedeutet schließlich das gleiche Ergebnis, wie es die Karte von A. Spitz (1919) zeigt. Im Gaiskogel bei Nöstach tritt auch eine Querrichtung im Streichen des Gutensteiner Kalkes auf, die zumindest im Süden des Hügels durch einen Bruch von der „normalen“ NE-Richtung abgesetzt ist (Taf. II, Prof. II). Östlich des Nöstachbaches fällt der Gutensteiner Kalk gegen SE unter den Sandstein der Gosauschichten ein (Taf. II, Prof. I, II).

Südlich und östlich der Reiflinger-Kalk- und Gosaubreccienmassen, die an den Festenberg im S anschließen, liegt eine durch drei anstehende Vorkommen ausgeprägte Zone von schwarzem Gutensteiner Kalk. Sie ist auf das nördlich davon liegende Gebiet leicht aufgeschuppt. Die pingentartigen Vertiefungen am Nordrand dieser Zone (bei P. 488) sind als den Gutensteiner Kalk unterlagernde Werfener Schichten mit Gips aufzufassen (auch bei A. Spitz, 1919, p. 61). Noch etwas nördlicher steht in einer Grube

der überschuppte Hauptdolomit an (Tafel II, Prof. III). Das mittlere und das westliche Vorkommen von Gutensteiner Kalk ist durch einen Gosaubreccienzug, der auch zu dieser Schuppe gehört, verbunden. Über dem Gutensteiner Kalk und der Breccie liegt eine ebenso schmale Zone von Gosauergel, darüber eine breitere Sandsteinzone. Nur beim „Stein Hof“ liegt zwischen dem Mergel und dem Sandstein ein großer Breccienblock. Diese grobe Breccie ist aus Bruchstücken von grauem Kalk zusammengesetzt. Teilweise sind größere Kalkpartien zu sehen, sie gehen aber überall wieder in Breccie über. Ein Übergang gegen ein einheitliches Liegendes aus Kalk ist nicht festzustellen. Über der Sandsteinzone liegt eine weitere Zone von Breccien und Kalklesteinen, die ebenfalls auf Breccien zurückzuführen sein dürften. In dieser Kalkzone hat A. Spitz (1919, p. 61) einen Ceratiten gefunden, der der Trinodosuszone im Anis angehören dürfte (nach einer mündlichen Mitteilung von G. Rosen berg). Vielleicht ist dieser Zug ebenfalls der unterlagernden Sandsteinzone aufgeschuppt. Überlagert wird er ebenfalls von Sandstein.

Südlich des „Stein Hofes“ steht eine große Felsmasse von dichtem, hellgrauem, massigem Kalk mit stark gelblich-bräunlichen Tönungen an. Er zeigt feine Kalkspatadern und stellenweise starke Zerbrechungserscheinungen. Etwas oberhalb sind auch helle Dolomitpartien zu sehen. Breccienanlagerungen findet man hier nicht. Dieser Kalk zieht als Lesesteinzone gegen E und wird jenseits des Kammes wieder zu einer anstehenden Kalkmasse, die ihr Ende kurz vor dem Ansetzen der großen Breccienmasse des Holler findet. Dieser Kalkzug dürfte ziemlich sicher auf die unterlagernde Sandsteinzone aufgeschuppt sein (Taf. II, Prof. III, IV). Er wird auch im Hangenden von einer Sandsteinzone überlagert. Auf der Karte von A. Spitz (1919) ist dieser helle Kalk als Wettersteinkalk bezeichnet. Es ist durchaus möglich \*), daß diese Einstufung richtig ist, und daß es sich tatsächlich um einen Fall des Durchspießens einer Wettersteinkalkscholle durch die Gosauablagerungen handelt, wie A. Spitz (1919, p. 55) im Sinne seines Schemas Fig. 4, p. 50, vermutet. — Auf jeden Fall unterscheidet sich dieser Kalk seiner lithologischen Beschaffenheit nach vollkommen von den Kalkbruchstücken in den Breccienzügen im N, im S und in der Breccienmasse des Holler.

Der Gosausandsteinzone im Hangenden dieses hellen Kalkes ist die Gosaubreccienmasse des Taßberges aufgeschoben. Diese gehört aber bereits der Gölledercke an, als transgressive Anlagerung an der Deckenstirn (Taf. II, Prof. III, IV).

Am Ostende des Taßberges über dem „Talhof“ tritt unter dieser überschobenen Gosaubreccienmasse der Göllederckenstirn anstehender Gutensteiner Kalk mit SW-fallender Schichtung hervor. Dieser tiefschwarze, geschichtete Gutensteiner Kalk ist einwandfrei mit allen anderen Vorkommen tiefschwarzen Gutensteiner Kalkes um Hafnerberg und Nöstach zu parallelisieren, während er sich von dem helleren, dunkelgrauen, massigen Muschelkalk des Peilsteinzuges, der unmittelbar südlich ansteht, deutlich unterscheidet. Eine Zusammenfassung beider Muschelkalkvorkommen, wie A. Spitz (1919) sie auf seiner Karte vornimmt, ist also nicht gerechtfertigt.

\*) Vgl. aber auch das in Kap. III, Dachsteinkalk, gesagte. Auf jeden Fall bleibt die stratigraphische Stellung dieses Kalkes unsicher.

tigt, zumal bei genauer Kartierung auch überhaupt kein Zusammenhang zwischen beiden festzustellen ist. Der tiefschwarze Gutensteiner Kalk gehört der Reisalpendecke an und tritt hier lokal unter der überschobenen Breccienmasse des Festenberges, d. h. unter der Gölledercke, hervor, die Gosauauflagerung der Reisalpendecke durchspießend. Sein Einfallen ist demgemäß gegen SW gerichtet, radial unter den Bogen der Taßbergüberschiebung, ganz im Gegensatz zum SE-Fallen im Peilsteinzug.

Die hier somit nachgewiesene unmittelbare Überschiebung der Gölledercke über die Reisalpendecke schließt außerdem ein Fortsetzen der zwischen diesen beiden Decken liegenden Unterbergdecke östlich der Triesting aus. Die von W herziehende Unterbergdecke keilt am Westufer der Triesting aus, wie noch näher ausgeführt werden soll.

Die Breccienmasse des Taßberges und die Breccienmasse des Holler, die auch auf das Westufer des Nöstachbaches herüberstreicht, gehören nicht zusammen. Die Hollerbreccie gehört der Gosauauflagerung der Reisalpendecke an. Demgemäß findet man sowohl in ihrem Liegenden als auch in ihrem Hangenden durchspießenden tiefschwarzen Gutensteiner Kalk, wie er in diesem Bereich nur für die Reisalpendecke charakteristisch ist. Der Hollerzug ist also nicht die Fortsetzung der Unterbergdecke östlich der Triesting, wie A. Spitz (1919, p. 55, Taf. II) annimmt. Aber ich übernehme die Ansicht von A. Spitz (1919, p. 55), daß die Gosaubreccienmasse des Holler dem unterlagernden Gosausandstein aufgeschuppt ist (Taf. II, Prof. I, II). Bei dieser Bewegung konnten stellenweise auch Schubsplitter des Gutensteiner Kalkes die Gosauschichten durchspießen (Taf. II, Prof. I). Merkwürdigerweise führt aber die Breccie des Holler keine Bruchstücke des schwarzen Gutensteiner Kalkes der Basis der Reisalpendecke, sondern solche von hellerem Kalk, etwa vom Typus des Plattenkalkes in diesem Gebiet. Auch mit dem oben besprochenen hellen Kalk, der aus dem Triestingtal vom „Steinhof“ gegen den Hollerzug herüberführt, besteht keine Ähnlichkeit.

A. Spitz (1919) hat die Kalkbruchstücke in allen Breccienmassen der Gosauschichten des Bereiches zwischen dem Triestingtal und Nöstach ihrer stratigraphischen Herkunft nach als „Muschelkalk“ angesprochen. Wenn man aber bedenkt, daß es meistens schon schwer ist, die verschiedenen Kalktypen der Trias ohne Einsicht in ihren stratigraphischen Zusammenhang mit den hangenden und liegenden Schichten zu identifizieren, so muß es um so müßiger erscheinen, über die stratigraphische Herkunft der Kalkbruchstücke in der Breccienmasse des Holler bindende Aussagen machen zu wollen, wie A. Spitz (1919) es tut. Dazu kommt, daß seine stratigraphischen Einstufungen im Bereich zu beiden Seiten der Triesting größtenteils unrichtig waren, wie ich in Kap. III, Norische Stufe, gezeigt habe.

Im NE wird der Hollerzug gegen den Kienberg durch eine Querstörung abgeschnitten und findet seine Fortsetzung mit gleichartigen Breccien etwas östlich. Hier findet man im Liegenden der Breccie etwas anstehenden Kalk, dem die Kalkbruchstücke der Breccie entstammen. Dem lithologischen Habitus und dem Reichtum an Lumachelle nach handelt es sich um Rhätkalk.

Zwischen Dörfel und Hafnerberg findet man auf den Feldern in der Umgebung der Landstraße ausschließlich Lesesteine von Werfener Quarzit, Lias-Fleckenmergel, Kalksburger Schichten und hellem Aptychenkalk. Die Lumachellenkalke, die man ab und zu findet, dürften Kössener Schichten sein, stellenweise sieht man auch Bröckchen von Werfener Schiefer, aber doch nur selten. Die Verteilung dieser Gesteine ist nicht ganz so regelmäßig, wie die Karte von A. Spitz (1919) sie darstellt (vgl. dazu A. Spitz, 1919, p. 53). A. Spitz (1919, p. 42, 43; Taf. III, Prof. 8--10) deutet diese Zone als Fenster in der Brühl—Altenmarkter Gosau, das teilweise von der Trias überschoben ist, also als Halbfenster der Lunzer Decke in der Ötscherdecke. Diese Ansicht ist nicht richtig; Ich betrachte diese Gesteine als Schürflinge, die die Reisalpendecke von überschobenen Bereichen abgeschürft und an ihrer Basis mitgenommen hat, und die mit ihr auf die Brühl—Altenmarkter Gosau aufgeschoben worden sind (Taf. II, Prof. I—IV). Dadurch ergibt sich auch die unregelmäßige Verteilung dieser Gesteine.

Zwischen dem Furthertal und dem Miratal liegt unmittelbar unter dem Überschiebungsrand der Unterbergdecke eine Dachschruppe der Reisalpendecke (Taf. II, Prof. XI, XI a, XIV a, XIV—XVIII). Sie löst sich am Nordhang des Further Gaissteins aus einer Antiklinale \*) in der Reisalpendecke ab (Taf. II, Prof. XI, XI a). Im Süden läßt sie sich bis ins Weidental nahe beim Miratal verfolgen, wo sie unter Hangschutt verschwindet. Ihre Schichtfolge umfaßt Reiflinger Kalk, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit, sie ist also auch stratigraphisch wohlgeschieden von der Unterbergdecke. F. Kossmat (1916) und mit ihm W. Steinhäusen (1959 a und b) hatten hier ein lokale Verschuppung in der Basis der Unterbergdecke am Mitterberg angenommen.

## Die Unterbergdecke

Auf der Reisalpendecke liegt überschoben die Unterbergteildecke der Ötscherdecke. Nur im östlichen Teil der Hoheckgruppe geschieht diese Überschiebung auf den Gosauablagerungen der Reisalpendecke, der Mittagskogelgosau (Taf. II, Prof. V—VII). Am Südhang des Hohecks selbst tritt keine Gosau mehr auf, und die Überschiebung erfolgt auf den Plattenkalk und die Kössener Schichten der Reisalpendecke (Taf. II, Prof. IX).

Die Darstellung der Basis der Unterbergdecke durch die Karte von F. Kossmat (1916) weist im Bereiche nördlich des Miratales in Stratigraphie und Tektonik beträchtliche Fehler auf. W. Steinhäusen (1959 a und b) hat diese Fehler in seine Kartierung übernommen: Kossmat bezeichnet den hellen, massigen Kalk am Westhang des Weidentales als Opponitzer Kalk, an dessen Basis er eine geringmächtige Lage von Lunzer Schichten zeichnet. Tatsächlich aber ist es Wettersteinkalk, der dem Reiflinger Kalk unmittelbar auflagert. Am Osthang des Weidentales wird der tiefere Teil des Sockels der Alemsbrunn—Gaissteingruppe von Wettersteindolomit, der 500 m nördlich des „Haintaler“-Hofes auskeilt, gebildet.

\*) Achse annähernd flach liegend, gegen NE fallend; Fallwert: 047/08.

Darüber erst liegen in geringer Mächtigkeit die Lunzer Schichten, die von Hauptdolomit überlagert werden (Taf. II, Prof. XVII—XX). Es handelt sich hier also um die typische Schichtfolge der im Westteil der Unterbergdecke entwickelten dolomitreichen Fazies, die durch das Auskeilen des Wettersteindolomites in diesem Bereich gegen Osten endet und in die Lunzer Fazies (Taf. II, Prof. VI—XVI) übergeht.

Die Überschiebung der Unterbergdecke ist zwischen dem Miratal und dem Further Gaisstein mittelsteil (Taf. II, Prof. XIV—XX). Dabei bemerkt man zwischen dem Gaisruck und dem Mitterberg im dünn-schichtigen Reiflinger Kalk eine Stirnbildung mit flach liegender Achse in der Streichrichtung SW—NE.

Am Further Gaisstein sind der grobgebankte Wettersteinkalk und die Schichten der Obertrias durch eine N—S gerichtete Einengung und Stauchung steil aufgebogen (Taf. II, Prof. XI, XI a, XIV a) und schwenken unvermittelt in die W—E-Streichrichtung ein, während der den Wettersteinkalk unterlagernde Reiflinger Kalk der Deckenbasis seine NE-Streichrichtung und sein gegen SE gerichtetes mittelsteiles Einfallen beibehält und lediglich durch einige Spezialfalten, deren Achsen gegen W unter die Aufschiebung des Kirchensteins abtauchen (Taf. VI, Diagr. 1), deformiert ist.

Am Kirchenstein löst sich die Schichtfolge der Obertrias mit dem „Gleithorizont“ der Lunzer Schichten als Basis als eigene Schuppe ab, wodurch die ursprüngliche Deckengrenze überschoben wird. Nur am Südostfuß des Sirnitzgufes wurde noch etwas Reiflinger Kalk an der Basis dieser höheren Schuppe mitgenommen (Taf. II, Prof. X). An der Überschiebung des Kirchensteins gegen den Further Gaisstein hingegen sind sogar die Lunzer Schichten ausgequetscht, ebenso am Südhang des Hochecks.

Unmittelbar südlich des Hauptkammes des Kirchensteins aber finden der durch die N—S-Einengung am Further Gaisstein steil aufgebogene Wettersteinkalk und die Lunzer Schichten ihre unmittelbare, streichende Fortsetzung: An einem steilen Längsbruch, der den Hauptdolomit des Kirchensteins in westöstlicher Richtung durchrissen hat, sind sie als Basis einer sich hier ablösenden, nächsthöheren Schuppe steil herausgeschuppt (Taf. II, Prof. X).

Den Sockel des Almesbrunnberges und des südlichen Gaissteins bildet der Hauptdolomit. Auf beiden Höhen zeigt sich im Dachsteinkalk eine lebhaftige Faltung. Die Mulde des Almesbrunnberges greift tief in den Berg hinein, wie man auf der Karte (Taf. I) sieht, in ihrem Kern liegen Kössener Schichten (Taf. II, Prof. XVIII—XX). Die Achse der Mulde zeigt die Streichrichtung SSW—NNE bei annähernd flacher Lage.

Den Hangendschenkel der Almesbrunnfalte bildet der Dachsteinkalk des Osthanges, dessen geringe Mächtigkeit den Hauptdolomit in einer Erosionseinbuchtung frei werden ließ (Taf. II, Prof. XVIII). Darüber folgen Kössener Schichten und Oberrhätischer Riffkalk. Gegen NE verschwindet der Mittelschenkel der Falte unter den Kössener Schichten, und es läßt sich nicht ermitteln, ob sich die Falte unter der scheinbar normalen Schichtfolge: Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Oberrhätischer Riffkalk wesentlich gegen NE fortsetzt, denn zwischen Almesbrunnberg und Gaisstein treten Komplikationen ein, die das Bild voll-

kommen verwischen. Prof. XVII (Taf. II) ist daher nur schematisch zu verstehen.

In den Dachsteinkalkwänden zwischen Almesbrunnberg und Gaisstein sieht man eine weitere Mulde mit etwas überkipptem Südflügel (Taf. II, Prof. XVII, XVII a), in deren Kern aber keine Kössener Schichten zu finden sind (merkwürdigerweise fand ich am Fuß der Wand einige Lese-  
steine von Kössener Schichten). Die Achsenrichtung dieser Mulde beträgt  $\beta = 076/28$ , sie liegt also zu der Achse der Almesbrunnfalte in einem Winkel von  $60^\circ$ .

In der Einmündung zwischen Gaisstein und P. 1003 liegt eine dritte, trogförmige Dachsteinkalkmulde mit der Achsenrichtung  $\beta = 062/96$ , in deren Kern Kössener Schichten, Hierlatzkalk, Klauskalk und Hornsteinkalk liegen. Am Südrand dieses Muldenkernes liegen transgressiv Breccien und Kalksandsteine der Gosau (Taf. II, Prof. XVI). Dieser Gosastreifen erstreckt sich in der Muldenachse weiter nach ENE, wo dann unter den Gosauablagerungen wieder etwas Hierlatzkalk hervortritt. Diese Tatsache ist für die Verfolgung der Mulde über den Kamm zwischen Gaisstein und P. 1003 hinweg gegen E wichtig.

Die beiden letzteren Mulden verdanken ihre Entstehung der N—S-Einengung. Sie liegen genau südlich des Further Gaissteins, der das auf-fallende Abschwenken in die W—E-Streichrichtung als Folge dieser N—S-Einengung zeigt.

Die Falten der Almesbrunn—Gaisstein-Gruppe bieten von W aus der Ferne ein äußerst eindrucksvolles Bild. Schon L. K o b e r (1911, Taf. III, p. 107) hat diesen Bereich photographiert und beschrieben, aber seine Deutung als vollkommen flach liegende „Gipffalte“ ist unrichtig. Prof. XVII a (Taf. II) zeigt die wirklichen Verhältnisse in einem Schnitt durch alle drei Mulden.

Gegen ENE dürfte die trogförmige Gaissteinmulde abklingen (Taf. II, Prof. XVI). Man kann den Dachsteinkalk über den Brand und P. 740 bis in den westlichen Steinwandgraben verfolgen, darüber türmt sich als Wand der Oberrhätische Riffkalk auf. An dieser Wand sind größere Kalkmassen etwas abgesetzt, als Scholle abgerutscht (wie die verstellte Lagerung bei dem Vorsprung nächst dem Gaisstein zeigt) oder als Bergsturz oder Blockschutt niedergegangen. Das Auftreten der bereits erwähnten Hierlatzkalkbank am Hang zwischen dem Dachsteinkalk und dem Oberrhätischen Riffkalk zeigt, daß letzterer nur eine lokale Riffbildung darstellt, so daß an anderen Stellen über den Kössener Schichten unmittelbar der Hierlatzkalk abgelagert werden konnte. Bei der Bildung der beiden W—E-streichenden Mulden durch die N—S-Einengung wurde die starre Riffkalkplatte auf den weichen, mergeligen Kössener Schichten über das faltbare Liegende gegen Norden verschoben und gelangte so in seine heutige topographische Lage ü b e r dem Hierlatzkalk (Taf. II, Prof. XVI). Auf die gleiche Weise wurden etwas nördlich von dieser Stelle am Brand und am Osthang von Höhe 740 an der Schichtfuge zwischen Dachsteinkalk — Kös-sener Schichten und Oberrhätischem Riffkalk die transgressiv angelagerten Gosauablagerungen etwas überschoben und eingeklemmt (Taf. II, Prof. XIV a, XV, XVI). Die Überschiebungswerte dürfte eine nur sehr geringe sein.

Auf dem Oberrhätischen Riffkalk liegen wiederum transgressiv Gosauablagerungen (Taf. II, Prof. XV, XVI). Diese Gosauzone erstreckt sich gegen SW auf die Höhe der Lerchbaumwiesen, allerdings mit Unterbrechungen, durch die sie sich in diesem Westabschnitt als nur geringmächtige Transgressionshaut erweist (Taf. II, Prof. XVII).

Am Südkamm des Hohecks läßt sich der Opponitzer Kalk der Unterbergdecke vom Plattenkalk der Reisalpendecke durch genaue Kartierung trennen. Auf dem Plattenkalk liegen nämlich die Kössener Schichten. Zudem ist bei P. 855 der Opponitzer Kalk von etwas Lunzer Sandstein unterlagert (Taf. II, Prof. IX). So ist die Grenze der beiden Decken an dieser schwierigen Stelle auch stratigraphisch vollkommen gesichert. — Östlich des Kammes liegt zwischen den beiden Decken eine kleine Zwischenschuppe aus Hauptdolomit, wohl eine nach unten abgespaltene Scholle von der Unterbergdecke. In ihrem Ostteil ist diese Zwischenschuppe ganz flach von Opponitzer Kalk überschoben, der jetzt bis auf einen schmalen nach N vorspringenden Lappen durch die Erosion entfernt ist.

Bis zum Mitterriegel sieht man den gleichmäßigen Zug von Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk (Taf. II, Prof. VIII). Das Muschelkalkvorkommen, das F. K o s s m a t (1916) auf seiner Karte am Südhang des Hoheckzuges an der Rohrwiese verzeichnet, besteht nicht. Da er den Plattenkalk am Hang nicht kartiert hat, ist anzunehmen, daß er ihn nur bei der Begehung der Rohrwiese angetroffen und für ein geringmächtiges Vorkommen von Muschelkalk an der Basis der Unterbergdecke gehalten hat.

Am Mitterriegel endet der Zug von Opponitzer Kalk und Lunzer Sandstein. Unter diesem Lunzer Sandstein liegt aber nicht Muschelkalk, wie A. S p i t z (1919, p. 51) schreibt, sondern wiederum Hauptdolomit, der ebenfalls von etwas Opponitzer Kalk und Lunzer Sandstein unterlagert wird: Es liegt hier eine leichte Verschuppung vor (Taf. II, Prof. VII). Der untere Lunzer Sandsteinzug keilt 250 m nordöstlich ebenfalls aus, und der Hauptdolomit bildet den Überschiebungskontakt der Unterbergdecke auf der Mittagskogelgosau. An einer Stelle führt der Hauptdolomit am Deckenrand Spuren von Dolomitzkonglomerat der Gosau. Gegen E stellt sich wiederum Opponitzer Kalk als tiefstes Schichtglied der Unterbergdecke ein (Taf. II, Prof. V, VI).

Bei P. 792 auf dem Ostkamm des Hoheckzuges liegt zwischen der Mittagskogelgosau und dem Hauptdolomit der Unterbergdecke eine kleine Zwischenschuppe aus Reiflinger Kalk mit transgressiv auflagernden Feinbreccien und Kalksandsteinen der Gosau (Taf. II, Prof. VI). Diese Scholle stellt einen Teil der Basis des vorgosauischen Randes der Unterbergdecke dar, der durch die vorgosauische Erosion freigelegt und dann von den Gosaubildungen bedeckt wurde. Nachgosauisch wurde sie dann durch den höheren, weiterbewegten Teil der Unterbergdecke von ihrer Unterlage abgeschürft und als Zwischenschuppe in ihre heutige Lage geschoben. Das Schema, das A. S p i t z (1919, p. 50, Fig. 4) für das Durchspießen einer durch vorgosauische Erosion isolierten und von Gosauablagerungen bedeckten Scholle durch die Gosau an Hand des Auftretens des Reiflinger Kalkes bei P. 792 entwickelt hat, gilt gerade in diesem Falle nicht. Von einem Durchspießen kann keine Rede sein, da die Gosauablagerungen der Scholle t r a n s g r e s s i v auflagern.

Auf der Schön und dem Vorderen Schönberg greifen Hauptdolomit und Gosaukonglomerat zungenförmig ineinander. Im Hangenden der Hauptdolomitungen sind die Transgressionskontakte der Gosau sehr schön aufgeschlossen, im Liegenden der beiden Hauptdolomitungen sieht man dagegen keine Aufschlüsse. F. K o s s m a t (1916) zeichnet hier eine Verschuppung. Ich schließe mich dieser Ansicht an, da die Streichrichtung des Hauptdolomites mit der Liegendgrenze am Vorderen Schönberg parallel verläuft (Taf. II, Prof. VIII). Die orographischen Verhältnisse am Kamm des Mitterriegels lassen ein Fortsetzen dieser Schuppungslinie in den Mitterriegel vermuten (Taf. II, Prof. VII). Bei Rehgras tritt ein kurzer Zug von Dachsteinkalk auf — allerdings nur in Blöcken aufgeschlossen — dem Feinbreccien der Gosau auflagern. Auch hier denke ich an eine leichte Aufschuppung des Dachsteinkalkes auf das Gosaukonglomerat des Vorderen Schönberges (Taf. II, Prof. VIII).

Der Mitterriegel zeigt eine tiefe Einbuchtung der Gosau in die Trias. Es ist bemerkenswert, daß diese Einbuchtung genau hinter einer eben solchen Einbuchtung in der Trias der Reisalpendecke am Nordhang des Mittagkogels liegt (Taf. II, Prof. VII). Hier bestand eine vorgosauische tiefe Erosionsfurche in den Gesteinsmassen beider Decken, wobei man sich natürlich die Unterbergdecke um den Betrag der nachgosauischen Schubweite etwas weiter südlich denken muß. Für eine etwaige Querstörung zwischen Schön und Mitterriegel bestehen keinerlei Anhaltspunkte. Der verschiedenartige Bau der Talseiten zwischen beiden Bergen kommt durch die unregelmäßige Verteilung der Gosaubildungen zustande.

Am Nordhang der Sulzbacher Leiten keilt die Trias der Unterbergdecke mit Opponitzer Kalk und Hauptdolomit aus. Die auf dem Hauptdolomit deutlich transgredierenden Gosaubildungen (Dolomitzkonglomerat) bilden nun in der Sulzbacher Leiten allein die Unterbergdecke. Die Überschiebungslinie gegen die Reisalpendecke verläuft in dem Tal zwischen dem Gemeindeberg und der Sulzbacher Leiten.

In dem großen Steinbruch am Südhang der Sulzbacher Leiten sieht man Blockbreccien, Feinbreccien, Kalksandsteine und Mergel der Gosauschichten anstehen. Das Einfallen der Kalksandsteinbänke beträgt 57 bis 70° N. Am Westende des Steinbruches biegen die Schichten zu einem Sattel um, und im Mittelteil sieht man eine Spezialfaltung mit der Achsenrichtung B 030/30. Abb. 2 (Taf. VI) ist eine Kartenskizze des oberen Stockwerkes des Steinbruches mit der räumlichen Verteilung der Fallzeichen.

Eine große Querstörung durch diesen Steinbruch, wie sie H. K ü p p e r (1951, Taf. V, und 1952, Geologische Karte der Umgebung von Wien) zeichnet, ist nirgends zu beobachten. Am Südfuß der Sulzbacher Leiten liegt ein weiterer kleiner Steinbruch mit gegen S gerichtetem Einfallen der Kalksandsteinbänke 190/60.

Trotz diesen guten Aufschlußverhältnissen am Südhang der Sulzbacher Leiten konnte ich die genaue Tektonik der Gosaumassen in diesem Bereich nicht klären, da sich Hangend und Liegend an den Schichten nicht ablesen lassen: der Wechsel zur feineren Korngröße des Sedimentes erfolgt bei der einen Lage nach oben, bei der anderen nach unten, bei der dritten in beiden Richtungen. So ist die Darstellung der Sulzbacher Leiten in Prof. V

(Taf. II) nur als ein Versuch zu betrachten, die Tektonik innerhalb der Gosauschichten als stärkere Faltung zu deuten.

Die Gosauschichten der Sulzbacher Leitens stellen den nordöstlichen Teil der Further Gosauzone dar. Sie findet östlich der Triesting keine Fortsetzung. Im vorhergehenden Abschnitt habe ich gezeigt, daß alle Gosaubildungen östlich der Triesting die Gosaauflagerung der Reisalpendecke darstellen. Die Unterbergdecke, die in ihrem nordöstlichsten Ausläufer an der Oberfläche nur noch aus Gosauablagerungen gebildet wird, keilt also im Triestingtal aus.

### Die Göllerdecke

Auf die Unterbergdecke und ihre Gosaubedeckung, die Further Gosauzone, ist als dritte Teildecke der Ötscherdecke die Göllerdecke überschoben. Östlich des Triestingtales, an dem die Unterbergdecke auskeilt, liegt die Göllerdecke auf der Gosaubedeckung der Reisalpendecke. Die Überschiebungsgrenze der Göllerdecke läßt sich durch das ganze von mir aufgeomene Gebiet hindurch von SW nach NE verfolgen (Gutenstein—Further Linie). Stellenweise kommt an dieser Linie das tiefste Schichtglied, die Werfener Schichten, zutage, besonders im Mittelabschnitt zwischen Furtherthal und Triestingtal, wo sie von Rhät-Neokom-Schürflingen begleitet werden. Im allgemeinen aber liefert die Mitteltrias die tiefsten aufgeschlossenen Schichtglieder der Göllerdecke in diesem Abschnitt.

Die Schichten der Mitteltrias bilden eine durch das ganze Gebiet ziehende Sattelzone, die durch eine Stauchung im Stirnbereich der Decke entstanden ist.

Bei Muggendorf steht über den Mirafällen am Südufer des Baches ein gewaltiger Felszahn aus Wettersteinkalk. Nur der nördliche, tiefere Teil dieses Felszahnes gehört der Basis der Göllerdecke an, während der südliche, höhere Teil der Muggendorfer Deckscholle angehört. Beide Anteile führen im Liegenden Gutensteiner Kalk, im Hangenden Wettersteinkalk. Dadurch lassen sie sich gut trennen.

Der Wettersteinkalk der Göllerdecke zieht zunächst als tafelförmig auf der Unterbergdecke aufliegende Masse bis zur Steinwandklamm, wo die erwähnte Sattelzone einsetzt.

P. 787 ist eine dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Unterbergdecke flach aufliegende Wettersteinkalktafel; an ihrem Westende liegt der südlichste Knick der Sattelzone, in dem der liegende Gutensteiner Kalk und der Hauptdolomit der Unterbergdecke zutage treten (Taf. II, Prof. XVIII).

In der Steinwandklamm sieht man dann die Aufsattelung in voller Ausbildung: den Ostflügel mit den Wettersteinkalkwänden der eigentlichen Klamm (Türkenlucke), den Sattelkern mit gegen W einfallendem Gutensteiner Kalk und schließlich wieder Wettersteinkalk und -dolomit des Westflügels, unter dem an der Deckengrenze etwas Gutensteiner Kalk und Werfener Schiefer liegen (Taf. II, Prof. XVII).

Südöstlich der „Berghäuser“ sieht man in mehreren Wettersteinkalkschollen das Dach der Aufwölbung, während der Südostflügel von der

Muggendorfer Deckscholle überschoben ist, beide durch ein schmales Band von Werfener Schiefer getrennt.

An der Bärenleiten ist das Profil wieder vollständig. Der Wettersteinkalk und -dolomit des Nordwestflügels wird zu einer flach überschobenen Platte, unter der der Gutensteiner Kalk ausgequetscht ist. Bei P. 861 erscheint in einem Halbfenster der Sandstein des höheren Niveaus der Further Gosau (Taf. II, Prof. XVI). Auf den Halbfenstercharakter dieser Stelle kann man gerade auf Grund der Tatsache schließen, daß hier das höhere Niveau der Further Gosau auftritt. Westlich des Hügels aus Wettersteindolomit und -kalk, der das Halbfenster im W begrenzt, sieht man das tiefere Niveau der Further Gosau, die Gesteine der kalkig-klastischen Serie, von ihm überschoben. Die Grenze zwischen dem tieferen und dem höheren Niveau liegt unter diesem Hügel. Es ist nicht ausgeschlossen, daß unter der großen Schuttbodenbedeckung bei den „Berghäusern“ ebenfalls der Gosausandstein liegt, wodurch sich der Dolomithügel als isolierte Deckscholle erweisen würde.

Im Bereich zwischen den Mirafällen und P. 861 nördlich der „Berghäuser“ mußte die Eintragung der Deckengrenze gegenüber der Karte von F. K o s s m a t (1916) erheblich geändert werden, da K o s s m a t hier weite Teile des Wettersteinkalkes und -dolomites der Göllerdecke als Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Unterbergdecke kartiert hat. Diese Berichtigung ist auf Grund genauer Kartierung, genauer Betrachtung der lithologischen Unterschiede zwischen den Gesteinen und auf Grund von Diploporenfundamenten westlich P. 861 stratigraphisch vollkommen zuverlässig.

Das normale Hangende des Wettersteinkalkes an der Bärenleiten und der Türkenlucke, die Lunzer Schichten, sind durch einen Ausläufer der Muggendorfer Deckscholle verdeckt. Im östlichen Steinwandgraben tritt erst das nächsthöhere Schichtglied, der Hauptdolomit, zutage, der sich gegen E auf die Höhe über dem „Bethsteighof“ erstreckt. Bei P. 822 ist ihm eine höhere Schuppe der Göllerdecke aufgeschoben (Taf. II, Prof. XVI).

Dieses Hauptdolomitgebiet und der Sattel der Bärenleiten werden gegen N durch eine große Querstörung abgegrenzt, an der der nördliche Bereich relativ abgesunken ist. Gleichzeitig aber hat sich diese Linie als Blattverschiebung verhalten, denn in der Steinwand ist die erwähnte Sattelzone viel stärker in der WNW-Richtung gestaucht, als dies südlich der Querstörung der Fall ist. Dadurch ist die Rückfalte des Steinwandzuges entstanden (Taf. II, Prof. XV), und auch die Grenze zwischen Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk am Osthang der Steinwand, die gegenüber der gleichen Grenze am Hang der Bärenleiten trotz der Absenkung der Steinwand eine höhere Lage einnimmt, ist durch die stärkere Stauchung nördlich dieser Blattverschiebung gehoben. Im ESE-Flügel der Steinwand-Rückfalte ist der Wettersteinkalk zwischen dem Gutensteiner Kalk und den Lunzer Schichten tektonisch unterdrückt.

Bei dem Hof „In der Grub“ verläuft eine weitere Querstörung. Wiederum ist der nördliche Bereich relativ abgesunken. Die Rückfalte setzt gegen N fort (Taf. II, Prof. XII—XIV). Die Grenze zwischen Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk ist auf dem Weg über dem Hof „Auf der Leiten“ aufgeschlossen: die Schichten fallen mit 50—65° gegen W. Gegen

N hebt der Wettersteinkalk auf dem Kamm heraus, und der Gutensteiner Kalk erscheint in normaler ESE-fallender Lagerung (Taf. II, Prof. XIII, XII).

Durch eine dritte Querstörung ist auch der nördlichste Teil des Steinwandzuges relativ abgesenkt, wodurch der Wettersteinkalk wieder erscheint. Der ihn unterlagernde Gutensteiner Kalk fällt mit  $45^{\circ}$  gegen WNW, ist also wiederum rückgefaltet (Taf. II, Prof. XI). Am Nordende des Zuges stellt sich zwischen dem Gutensteiner Kalk und dem Wettersteinkalk der dolomitische Kalk der Mitteltrias ein, der die Hauptmasse der nördlichen Fortsetzung des Steinwandzuges bildet.

In den beiden Steinbrüchen zu beiden Seiten des Ebeltales deutet sich im massigen Wettersteinkalk bereits ein überwiegendes Einfallen der Kluffrisse gegen ESE an, was das Ende der Rückfalte bedeutet. Am Südhang des Ruhrkogels zeigt der geschichtete dolomitische Kalk gegen ESE gerichtetes Einfallen ( $110/70$ ). Es liegt hier eine gewöhnliche Stirnwölbung vor, in deren Ostflügel der Wettersteinkalk fehlt.

Das Auftreten von Lunzer Sandstein zwischen Ruhrkogel und Grugkogel ist durch eine Blattverschiebung bedingt, an der der Ruhrkogel gegenüber dem Grugkogel nordwärts verschoben ist. Zudem ist der Trammel gegenüber dem Grugkogel an einer Querstörung etwas abgesunken. — Der Trammel wird ganz aus dem dolomitischen Kalk gebildet. Am ganzen Südosthang sieht man eine hellere, weniger dolomitische Abart des dolomitischen Kalkes, die auf einen Übergang in den Wettersteinkalk gegen das Hangende hinweist. Oberhalb des „Riedsteigerhofes“ treten schließlich Wettersteinkalk und Wettersteindolomit auf. Diese Verhältnisse am Trammel und die Lage des Wettersteinkalkes auf der Westseite des Ruhrkogels deuten weiterhin auf einen antiklinalen Bau des Zuges hin (Taf. II, Prof. X). Durch die Blattverschiebung ist dieser Stirnsattel schräg zerrissen worden.

Nördlich setzt der Kalkzug des Trammel im Groldenkogel gegen N fort. Auch hier steht gegenüber dem „Riedsteighof“ an der Straße in der steilen Felswand ein hellerer, etwas dolomitischer Kalk an, den ich als Wettersteinkalk ausgeschieden habe. Der Groldenkogel ist gegenüber P. 535 wiederum an einer Blattverschiebung etwas nach N versetzt, und ebenso ist P. 535 gegenüber der Fortsetzung zum Tannberg nach N verschoben.

Alle diese Blattverschiebungen haben ihre Ursache in einer Einengung des Gebietes in N—S-Richtung, also fast quer zur Schubrichtung der Göllederdecke in diesem Bereich. Durch diese Einengung kommt es auch zu der Drehung der Streichrichtung am Groldenkogel (Fallwert 165/55).

Der Zug von dolomitischem Kalk und Wettersteinkalk, der blattverschoben vom Groldenkogel gegen den Tannberg zieht, zeigt im allgemeinen ein Einfallen gegen SE (auf P. 603:  $150/60$ ), stellt also eine verkehrte Schichtfolge dar, die den Nordwestflügel der Tannbergantiklinale bildet. In dem Steinbruch nordwestlich vom „Mayerhof“ findet in den tieferen Lagen des dolomitischen Kalkes bereits eine Annäherung an den Typus des Gutensteiner Kalkes statt und die Schichten fallen gegen NW ( $335/55$ ). Das ähnelt den Rückfaltungserscheinungen im Steinwandzug. — Eine Andeutung eines Hangendflügels zu der verkehrten Schichtfolge findet man am Südosthang des Zuges an der Steinleiten, wo große Schuttblöcke von

hellem, massigem Wettersteinkalk auftreten, die nur dieser Hangseite entstammen können.

Der voll entwickelte Südostflügel der Tannbergantiklinale erscheint im Lecherkogel und im Tannberg selbst. An seiner Basis liegt Reiflinger Kalk, darüber die Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk. In der Längsrichtung ist die Antiklinale durch eine steilstehende Schuppungsfläche durchrissen, an der der Südostflügel dem Nordwestflügel leicht aufgeschoben ist (Taf. II, Prof. VI, VII).

Bei „Am Hof“ greift ein Keil von Lunzer Schichten schräg in den Nordwestflügel der Tannbergantiklinale ein. Er dürfte eingeschuppt sein, genau läßt sich das nicht erkennen. Der Felskopf über „Am Hof“ zeigt gegen NW gerichtetes Einfallen der Schichten.

An den Sattel des Tannberges schließt sich im NW eine Mulde, in deren Kern die Lunzer Schichten liegen. Sie sind im Eberbachtal gegenüber dem „Hofbauer“ aufgeschlossen und zeigen hier rückgekippte Lagerung. Den Nordwestflügel der Mulde bildet bei Eberbach eine nicht sehr mächtige Bank der Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk und Ramsaudolomit, an deren Basis Werfener Schichten liegen (Taf. II, Prof. VI).

Am Südwestende dieser Kalkbank wird die Basis der Gölledercke von einer Zwischenschuppe aus Werfener Schiefer, Gutensteiner Kalk und Dolomit und Lunzer Sandstein unterlagert (Taf. II, Prof. VII). Beim „Steinleitner“ keilt der Kalkzug gegen S aus, und der Lunzer Sandstein der Mulde legt sich an einer deutlichen morphologischen Stufe, die aus dem auskeilenden Kalkzug hervorgeht, unmittelbar auf den etwas tiefer gelegenen Lunzer Sandstein der Zwischenschuppe. Südlich des „Steinleitner“ keilen beide Lunzer Sandsteinzüge aus und die Basisschuppe setzt in P. 588 mit Gutensteiner Kalk fort. Darunter liegt eine noch tiefere Zwischenschuppe aus konglomeratischer Breccie und Kalksandstein der Gosau. An dieser Breccienbildung ist in starkem Maße ein grauer Dolomit beteiligt, der weiter im S sogar ansteht und der mit dem Ramsaudolomit des Arnberges bei Sulzbach zu parallelisieren ist. Es handelt sich hier um eine Gosautransgression am vorgosauischen Rand der Gölledercke. Bei der nachgosauischen Bewegung wurde diese Gosaubreccienmasse mitbewegt und mit der Basis der Gölledercke verschuppt (Taf. II, Prof. VIII). Auch der weiße, durch die Breccienbildung etwas angefressene Kalk südöstlich von Rehgras bei P. 507 gehört der Basis dieser Zwischenschuppe an.

Nördlich des Eberbachtals endet der Mitteltriaskalk- und Ramsaudolomitzug von Eberbach zunächst im Arnberg, und auch die Lunzer Schichten der Mulde enden gegen die Niederung von Sulzbach. Die Unterbrechung dürfte auf Querstörungen zurückzuführen sein, durch die der Untergrund der Sulzbacher Niederung relativ gehoben ist: So findet man hier bei dem als „Meeresauge“ bekannten Weiher Bröckchen von Werfener Schiefer auf den Feldern. Bei dem „Meeresauge“ handelt es sich zweifellos um eine Gipspinge, eine weitere konnte ich 250 m südwestlich auf dem Wiesenboden erkennen.

Nördlich der Sulzbacher Niederung setzt der Eberbacher Mitteltriaskalk- und Ramsaudolomitzug mit der gleichen steilen Lagerung fort, in dem Steinbruch nördlich Sulzbach etwas rückgekippt (280/80). Und ebenso

findet man ihn anstehend am Ostufer der Triesting bei Taßhof am Südfuß des Taßberges, mit 80° Neigung gegen SE fallend. Wenig höher am Südhang des Taßberges sind dem Mitteltriaskalk Breccien der Gosau angelagert: Ein weiteres Vorkommen von transgressiv an die vorgosauische Stirn der Göllerdecke angelagerter Gosaubreccie. Die gesamte Gosaubreccienmasse des Taßberges gehört der Göllerdecke an und ist mit ihr nachgosauisch der Gosaubedeckung der Reisalpendecke aufgeschoben (Taf. II, Prof. III, IV), (vgl. A. Spitz, 1919, p. 56; Taf. II; Taf. III, Prof. 12). Etwas über dem Straßenniveau führt diese Gosaubreccie Bruchstücke von Ramsaudolomit (Taf. II, Prof. IV), ich habe daher auf der Karte (Taf. I) an dieser Stelle Ramsaudolomit an der Basis der Gosaubreccie verzeichnet.

Wie an der Basis der Reisalpendecke zwischen Hafnerberg und Nöstach, so kommt auch an der Basis der Göllerdecke zwischen Furth und Sulzbach eine Zone von Rhät-Jura-Neokom-Schürflingen vor. Südlich Furth findet man Lias-Fleckenmergel in Lesesteinen, bei Rehgras Lesesteine von Lias-Fleckenmergel und Aptychenkalk (Taf. II, Prof. IX). Nördlich davon an dem Weg nach Eberbach steht ein kleiner Schubkeil von Aptychenkalk an (Taf. II, Prof. VII), ebenso bei Eberbach zwei größere Schubkeile des gleichen Kalkes (Taf. II, Prof. VI). Westlich des Arnberges und bei Sulzbach findet man wiederum Lesesteine von Lias-Fleckenmergel und Aptychenkalk.

Zu der Zeit, als F. T o u l a (1886, p. 704—706) die Verhältnisse bei Sulzbach beschrieb, waren die Aufschlüsse noch viel besser, als sie es heute sind. Darum möchte ich meine Beobachtungen durch den Bericht T o u l a s ergänzen: Von der Sattelhöhe zwischen Eberbach und Sulzbach erwähnt T o u l a auch fossilführenden Rhätkalk und Hierlatzkalk, und in dem Hohlweg, der von dieser Sattelhöhe nach NE gegen Sulzbach führt, fand er:

Im O b e r t e i l : dünn-schichtigen grauen Kieselkalk, festen Quarzsandstein (= Werfener Quarzit), Rauhwacke (Saalfeldener Rauhwacke?) und dunklen weißaderigen Kalk (Gutensteiner Kalk?).

T i e f e r : Typischen grauen Lias-Fleckenmergel mit Crinoiden, schlecht erhaltene Ammoniten und Belemniten.

G a n z u n t e n : dunkle, sandige, weißaderige Kalke, ganz vom Aussehen der Grestener Schichten, mit *Gryphaea arcuata* LAM., *Pinna* sp. *Pecten* sp.

In dem Wassergraben westlich des Hohlweges fand T o u l a Crinoidenkalke, Lias-Fleckenmergel und sandigen Kalk der Grestener Fazies. Dazu kommen Werfener Schiefer und Sandstein, die heute den Graben gänzlich erfüllen.

Weitere Ausführungen über diese Schürflinge folgen in Kap. V.

Als nordwestlichster Ausläufer der lebhaften Stirnfaltung der Göllerdecke im Bereich des Tannberges und Eberbaches erscheint schließlich bei Agsbach eine geringmächtige Klippe aus Gutensteiner Kalk, die mit südöstlichem Einfallen nach SW gegen Rehgras zieht (Taf. II, Prof. VII). —

Durch die N—S-Einengung, die nördlich und südlich des Furthertales die Blattverschiebungen im Stirnsattel der Göllerdecke hervorgerufen hat, kommt es auch zu der Rückkippung des Opponitzer Kalkes östlich vom

Wirtshaus „Mayerhof“ („Moahof“), wobei die Streichrichtung wiederum gegen E (085°) abschwengt. Vom normal (110/35) gelagerten Opponitzer Kalk bei „Schmiedhäusel“ ist dieses Vorkommen durch eine Querstörung getrennt. Es ist anzunehmen, daß auch die Lunzer Schichten im Bereich des „Bügelhofes“ und des „Mayerhofes“ in diese W—E-Streichrichtung einschwenken, so daß zwischen dem Hauptdolomit und dem Lunzer Sandstein beim „Bügelhof“ und östlich von ihm ein tektonisch diskordanter Kontakt zustandekommt, jedoch fehlen in den Lunzer Schichten die Aufschlüsse.

Auch am Südende des Südostflügels der Tannberg-Antiklinale schwenkt das Streichen der Schichten in die W—E-Richtung ein, wobei sie steil rückgekippt sind. Im W wird dieser Schichtenkomplex gegen die Lunzer Schichten durch eine Querstörung abgeschnitten. Diese Störung geht aus der steilstehenden Schuppungsfläche, die den Tannbergsattel längs durchzieht, hervor und dürfte in diesem Bereich als Blattverschiebung mit dem gleichen Bewegungssinn wie am Groldenkogel und am Trammel bei Furth gewirkt haben. Wiederum ist zu erwarten, daß auch die Lunzer Schichten im Hangenden dieses Schichtkomplexes in die W—E-Streichrichtung mit-einschwenken, auch hier fehlen leider Aufschlüsse.

Demnach wäre auch hier die Grenze zwischen den Lunzer Schichten und dem Opponitzer Kalk und Hauptdolomit, die im Bereich des „Schmiedhäusels“ ihre ursprüngliche ESE-fallende Lagerung beibehalten haben, eine tektonisch diskordante. Vielleicht sind aber die beiden kleinen Linsen von Opponitzer Kalk, die an dieser Grenze auftreten, ebenfalls W—E-streichend aufwärtsgebogen; denn weiter östlich bis zum Eisenwalzwerk im Furthertal und bis „Niemtal“ nimmt der ganze Schichtkomplex aus Hauptdolomit mit Opponitzer Kalk im Liegenden W—E-Streichen und steil rückgekippte Lagerung an (Taf. II, Prof. VII), genauso wie der Opponitzer Kalk östlich des Wirtshauses „Mayerhof“.

Östlich Niemtal reicht noch ein kleiner Sporn dieses Schichtkomplexes nach N, — wohl durch eine Störung abgetrennt, — mit flach gegen N fallender Lagerung. Dies ist aber keine Rückkipfung, sondern nur etwas verstellte normale Lagerung, denn der Opponitzer Kalk liegt ja am Westrande des Spornes. Die leichte Verstellung der Lagerung ist durch die Aufschiebung der höheren Schuppe des Geyerberges zustande gekommen.

Der Südostflügel der Tannberg-Antiklinale hat zwischen „Niemtal“ und dem Triestingtal wieder die normale, gegen ESE fallende Lagerung. Diese schwenkt beim Triestingdurchbruch, besonders nördlich der Triesting im Steinbruch Schätzen wieder etwas gegen E (60°).

Im Triestingtal gewinnt der Südostflügel der Tannberg-Antiklinale sehr an Breite (Taf. II, Prof. V) und entwickelt sich zu einer großen Schuppe, da der Nordwestflügel noch vor Erreichen des Triestingtales auskeilt. Die große Breite des Südostflügels ist dadurch bedingt, daß er in sich mehrfach geschuppt ist. Im Torstein kann man vier derartige Teilschuppen feststellen (Taf. II, Prof. IV). Diese ganze Schuppenmasse taucht gegen NE ab.

Nördlich und nordöstlich von „Niemtal“ folgen auf die Mitteltrias des Tannbergzuges als normales Hangendes die Lunzer-Schichtenzone von Niemtal und der Opponitzer Kalk und Hauptdolomit des Geyerberges

(Taf. II, Prof. VI). Gegen S löst sich der Geyerbergzug als Basis einer höheren Schuppe der Gölledercke von der südwestlich benachbarten Obertrias ab (Taf. II, Prof. VII). Die Lagerung im Geyerbergzug entspricht dieser Ablösungsrichtung: das Streichen ist gegen NNW—SSE gedreht.

Die Basis dieser höheren Schuppe ist durch den Zug von Lunzer Schichten, der von „Niemtal“ das Furthertal querend nach S zieht, gekennzeichnet. Diese Schuppenbasis ist in sich wiederum stark verschuppt. Durch solche Verschuppungen kommen die Gabelungen im Zuge der Lunzer Schichten auf beiden Seiten des Furthertales zustande. Der Opponitzer Kalk tritt südlich des Furthertales nur noch in kleineren linsenartigen Vorkommen von etwas mergeligem Lumachellenkalk innerhalb des Opponitzer Dolomites auf.

In der Umgebung des „Grubhofes“ läßt die Aufspaltung des Zuges der Lunzer Schichten wiederum eine stärkere Verschuppung erkennen (Taf. II, Prof. IX). Der weitere Verlauf der Schuppengrenze ist durch ein Vorkommen von Opponitzer Kalk auf der Hochfläche Beim Tennebauer (Taf. II, Prof. X, XI) und etwas Lunzer Sandstein südlich davon gekennzeichnet, liegt also etwas weiter im W, als es die Karte von F. K o s s m a t (1916) zeigt. Durch eine Querstörung, an der der nördliche Bereich relativ abgesunken ist, versetzt, erscheint die südliche Fortsetzung der Schuppenbasis weiter im E bei der Hirschlacke (Taf. II, Prof. XII).

Südwestlich der Hirschlacke schließt nur ein einziges großes Vorkommen von Opponitzer Kalk an (Taf. II, Prof. XIII, XIV) und nicht zwei, wie F. K o s s m a t (1916) angibt. (K o s s m a t hat dieses große Vorkommen zweifellos durch irrtümliches Lesen seiner topographischen Kartengrundlage etwas zu weit im Norden als kleine Deckscholle eingetragen und südlich davon an der Kolmleiten die Fortsetzung des Hauptzuges von der Hirschlacke her hinzugefügt.)

Beim Hof „Auf der Hohenwart“ verschwindet diese Schuppengrenze unter der Hohenwart-Deckscholle. Zwischen der Hohenwart-Deckscholle und der Muggendorfer Deckscholle erscheint sie wieder auf dem Kamm zwischen dem Hals und dem „Betsteighof“ als schmaler Zug von Lunzer Sandstein. Besonders gut aufgeschlossen ist er an dem Weg, der vom Hals zum „Betsteighof“ führt.

Die Karte von F. K o s s m a t (1916) zeigt als Fortsetzung der Schuppengrenze die Wiese Am Eich am Südostrande der Muggendorfer Deckscholle mit Lunzer Schichten und einem ausgedehnten Band von Opponitzer Kalk. Schon A. B i t t n e r (1892, p. 406) führt von dieser Stelle — von der Quelle des oberen Brunntales — fossilführenden Opponitzer Kalk an. Ein Vorkommen von Lunzer Schichten existiert hier jedoch nicht. Über der Wiese Am Eich liegen nur die Werfener Schichten der Deckschollenbasis. Die Wiese selbst hat F. K o s s m a t (1916) als Vorkommen von Lunzer Schichten gedeutet, in Wirklichkeit ist es eine weiche, fließende Schuttmasse aus Kalkblöcken und zu Lehm verwittertem Werfener Schiefer der Deckscholle. — Etwas nördlich der Wiese bei der Quelle fand ich tatsächlich dunkelgrauen Opponitzer Dolomit, der sich von dem viel helleren Hauptdolomit im Hangenden an dieser Stelle deutlich abtrennen läßt. Der fossilführende Opponitzer Kalk, den A. B i t t n e r (1892) hier fand, dürfte wiederum eine der Lumachellenkalklinsen gewesen sein.

Demnach verläuft hier tatsächlich die Schuppengrenze unter dem Südostrand der Muggendorfer Deckscholle (Taf. II, Prof. XVII, XVIII).

Am Südwesthang des Minetales, eines Seitentales des Schärftales, erscheinen an der Basis einer weiteren noch höheren Schuppe Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk. Die Lagerung dieser Schuppe zeigt hier NW—SE-Streichen und SW-Fallen (220/50). Südlich davon, nahe beim Miratal, erscheint, wohl durch eine weitere Schuppung bedingt, ein weiteres, sehr kleines Vorkommen von Lunzer Sandstein. Ein drittes Vorkommen liegt weiter nördlich im Schärftal. Dieses etwas verzweigte Vorkommen dürfte ebenfalls an Schuppungen gebunden sein, aber es läßt sich hier kein Einblick in die Lagerung der Schichten gewinnen.

Im Tiestingtal sind der Lunzer-Schichtenzug von Schätzen und der Opponitzer Kalk und Hauptdolomit des Weinberges das normale Hangende der Mitteltrias des Torsteins. Beim „Ödlahof“ löst sich auch dieser Obertriaszug als höhere Schuppe vom Geyerbergzug ab (Taf. II, Prof. VI). Gegen S keilen an ihrer Basis zunächst die Lunzer Schichten, dann der Opponitzer Kalk aus, und der Hauptdolomit ist dem Hauptdolomit des Geyerbergzuges unmittelbar aufgeschoben. Die Aufschiebungslinie verläuft morphologisch deutlich sichtbar über die Wiese östlich P. 470. Bei P. 470 keilt der Hauptdolomit des Geyerbergzuges aus, und beide Schuppen vereinigen sich durch ihre gemeinsame Basis aus Lunzer Schichten.

Während am Abhang dieses Zuges zum Furthertal bei P. 490 im Hauptdolomit die normale NNE-Streichrichtung des Gebietes, mit der auch die Streichrichtungen der Verschuppungslinien übereinstimmen, zu beobachten ist, macht sich nördlich der Triesting im Opponitzer Kalk und dem Lunzer Sandstein des Weinberges wieder die Auswirkung der N—S-Einengung bemerkbar, indem das Streichen der Schichten gegen NE abschwengt, ebenso wie beim Ladinkalk des Steinbruches Schätzen. Im Hauptdolomit des Weinberges konnte die Lagerung nicht beobachtet werden.

Durch eine Störung versetzt erscheint die nördliche Fortsetzung des Weinbergzuges wieder im Neuhauser Schloßberg mit Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk, beide wieder gegen NNE streichend.

Am deutlichsten sichtbar wird die Auswirkung der N—S-Einengung am Südhang des Weinberges. Hier verläuft die Aufschiebungslinie der höchsten Schuppe dieses Bereiches (Taf. II, Prof. IV, V), die sich noch bis auf das Südufer der Triesting erstreckt. In dem neuen Straßenaufschluß bei Weißenbach sieht man zwischen den Hauptdolomitmassen der beiden Schuppen die stark durcheinanderbewegten Lagen des Opponitzer Kalkes der höheren Schuppe, zwischen denen stellenweise Einschlüsse von sandigen und schiefrigen Gesteinen der Lunzer Schichten liegen. Auch der hangende Hauptdolomit der tieferen Schuppe ist stark durchbewegt. Man sieht Scherflächen und tektonische Rauhwaschenbildung. Gegen E sondern sich Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk der höheren Schuppe, beide an Mächtigkeit zunehmend.

Zu beiden Seiten des Ausganges des Neuhauser Tales steht der Opponitzer Kalk steil (70—85°) gegen NNW fallend an (Taf. II, Prof. IV) und zieht in dieser Lagerung gegen E in die Hall-Leiten. Diese Lagerung ist durch die N—S-Einengung verursacht: der Opponitzer Kalk ist auch hier

steil aufgebogen und rückgekippt. Dagegen ist der Hauptdolomit im Hangenden des Opponitzer Kalkes von dieser Deformation nicht erfaßt worden. Er hat überall nördlich und südlich der Triesting seine normale Lagerung (NNE- bis N-Streichen und E-Fallen) beibehalten und grenzt so tektonisch diskordant an den Opponitzer Kalk. Diese Lagerung findet man nördlich Fahrafeld auch noch in den Hangendpartien des Opponitzer Kalkes, der erst gegen das Liegende in die NE-Streichrichtung einschwenkt. An der Hall-Leiten ist dieser Teil des Opponitzer Kalkzuges durch eine Störung von dem E—W-streichenden, rückgekippten Teil des Zuges, der das Neuhauser Tal an seinem Ausgang quert, abgetrennt (Taf. II, Prof. III).

F. K o s s m a t (1916) hat die Schuppen zwischen Geyerberg und Furchtthal und am Südhang des Weinberges nicht erkannt, sondern auf seiner Karte eine flache Auflagerung des Opponitzer Kalkes und Hauptdolomites auf den Lunzer Schichten dargestellt. Den rückgekippten Opponitzer Kalk am Südhang des Weinberges hat er als Reiflinger Kalk, der vom Torstein her unter dem angeblich schüsselförmig gelagerten Weinberg wieder heraushebt, angesehen. Diese Auffassungen erweisen sich jedoch bei genauer Kartierung als unrichtig.

Südöstlich Fahrafeld hat auch der Plattenkalk im Hangenden des Hauptdolomites die gleiche Lagerung wie dieser. Auf dem Kühberg (P. 436) kommt Plattenkalk nur in Blöcken aufgeschlossen vor; östlich davon findet man auf dem Kamm mehrere anstehende Plattenkalkrippen mit meßbarer Lagerung und ebenso ein größeres Vorkommen am Abhang zum Triestingtal bei der Eisenbahnhaltestelle Fahrafeld. Diese isolierten, völlig von Hauptdolomit umgebenen Plattenkalkvorkommen sind fazielle Einschaltungen im Hauptdolomit (Taf. II, Prof. V).

Erst an der Triestingverengung bei Pottenstein (am Ostrande der Karte) erscheint der Haupthorizont des gebankten Plattenkalkes, der aus dem Hauptdolomit durch eine Übergangzone von bunten, dolomitischen Kalken und Rauhwacken hervorgeht (Taf. I). Über dem Plattenkalk liegen die Kössener Schichten.

Im Bereich Taßhof—Neuhaus—Gadenweit durchzieht die jungtertiäre Einlagerung der Triestingschotter die Triaslandschaft der Gölledercke quer zum Streichen. Das jungtertiäre Flußbett der Triesting folgte hier einer Querstörungszone, an der das im NE gelegene Gebiet des Peilsteins gegenüber der gegen NE abtauchenden Schuppenmasse des Torsteins relativ gehoben ist.

Der Peilstein zeigt im Prinzip den gleichen antiklinalen Bau wie der Tannberg. Es ist ein gegen NW überkippter Sattel, dessen Hangendflügel und Kern dem steilstehenden Liegendflügel aufgeschuppt ist (Taf. II, Prof. I, II). In einer der Scharfen der Peilsteinwand sieht man den tektonisch diskordanten Kontakt zwischen dem Reiflinger Kalk des Sattels und dem Wettersteinkalk des Liegendflügels: der Gutensteiner Kalk ist an den Wettersteinkalk angepreßt und dabei stark gestaucht.

Am Westende des Peilsteinzuges beim „Talhof“ erkennt man eine normale Schichtfolge aus zumeist massigem Gutensteiner Kalk (und Dolomit), der im Hangenden in den Wettersteinkalk übergeht. Sie ist der Gosaubreccienmasse des Taßberges steil aufgeschoben, und auf ihr liegt aufgeschuppt der Kern und Hangendflügel des Peilsteinsattels (Taf. II,

Prof. II). Leider läßt sich nicht sagen, ob der Wettersteinkalk der Peilsteinwände auch noch eine normale Lagerung aufweist oder verkehrt liegt, ob also Schuppenbau vorliegt oder ein echter, aber in sich verschuppter Sattel. Aber letztlich gehen beide Formen auf eine antiklinale Grundanlage zurück (Taf. II, Prof. II).

A. Spitz (1919, Taf. III, Prof. 10, 11) hat den Peilstein als normale Schichtfolge angesehen und den Wettersteinkalk als massigen Gutensteiner Kalk bezeichnet. H. Küpper (1951, Taf. IV) zeichnet dagegen eine gewöhnliche Antiklinale ohne die Aufschuppung des Kernes und Hangendflügels auf den Nordwestflügel zu berücksichtigen.

Im Hangenden des Peilsteinzuges liegt die breite Zone der Lunzer Schichten von Schwarzensee. Darüber folgt Opponitzer Kalk, allerdings lückenhaft, so daß stellenweise der Hauptdolomit (Opponitzer Dolomit?) an die Lunzer Schichten grenzt. Das Streichen der Schichten zeigt im Opponitzer Kalk und im Hauptdolomit an den wenigen meßbaren Stellen wiederum NNE-Richtung. Nach einer ausgedehnten Übergangszone aus bunten dolomitischen Kalken und Rauhacken folgt am Südosthang des Dernberges als höchstes Schichtglied der Plattenkalk (Taf. II, Prof. I). — Auch am Sandriegel findet man diese bunten Kalke und Rauhacken und nicht Opponitzer Kalk, wie F. Kossmat (1916) angibt.

#### Achsenaufnahmen im Reiflinger Kalk der Göllederdecke

Die Spezialfaltung des dünnplattigen Reiflinger Kalkes bot in einigen Aufschlüssen des Tannberg—Torstein-Zuges und des Peilsteinzuges Gelegenheit zur Feststellung des Achsenplanes in diesen Spezialfalten. Es wurden sowohl die Achsen unmittelbar sichtbarer Falten eingemessen, als auch Achsen auf dem Schmidt'schen Netz aus den Lagerungswerten der Schichtflächen konstruktiv ermittelt. Die Größenordnung dieser Falten liegt im dm-Bereich. Der Charakter der Achsenpläne gestattete es jeweils, den ganzen Aufschlußbereich mit einem Diagramm zu erfassen.

In den Diagrammen 2—4 auf Taf. VI erscheinen drei Arten von Faltenachsen: B-Achsen,  $\beta$ -Achsen und Zonenachsen ( $\beta'$ ).

1. B-Achsen sind einvisierte Faltenachsen. Dementsprechend können diese Achsenwerte mit einer größeren Ungenauigkeit behaftet sein.
2.  $\beta$ -Achsen sind aus den Schichtflächen jeweils eines Sattels oder einer Mulde konstruierte Zonenachsen.
3.  $\beta'$ -Achsen sind aus den Schichtflächenpolen aller gemessenen Schichtflächen des ganzen Aufschlußbereiches konstruierte Zonenachsen.

Die größte Aufschlußreihe liegt am Fuß des Torsteins am Ostufer der Triesting bei der Abzweigung der Straße nach Eberbach.

In Diagr. 2 wurden aus den Schichtflächenpolen die Zonenachsen  $\beta'$  ermittelt. Es herrscht eine gestreute achsiale Symmetrie, so daß die Zonenachsen ohne besonderen Häufungspunkt auf dem Großkreis der Zonenachsen verteilt sind. Nur die N—S-Richtung (178/37) sticht als Einzelwert besonders hervor. Die W—E-Richtung ist dagegen auf einen größeren

Bogenabschnitt des Großkreises der Zonenachsen aufgeteilt. Es fällt aber die Differenzierung der Achsenrichtungen der B- und  $\beta$ -Achsen um zwei Häufungspunkte, eine N—S- und eine W—E-Richtung, stärker auf. Auch bei den  $\beta$ -Achsen zeigt sich die W—E-Richtung stärker gestreut.

In Diagr. 2 a sind drei  $\beta$ -Achsen mit den dazugehörigen B-Achsen, bei denen man im Aufschluß die Bildungsabfolge der Falten erkennen konnte, dargestellt:  $(B \beta)_1$  und  $(B \beta)_2$  sind von  $(B \beta)_3$  deformiert. Man erkennt also auch bei diesen Spezialfalten eine Deformation des N—S-streichenden Verformungsplanes durch einen W—E-streichenden Verformungsplan.

In der Nähe dieser Aufschlußreihe liegt am Westufer der Triesting an der Abzweigung des Weges nach Sulzbach von der Bahnstrecke ein Steinbruch im Reiflinger Kalk des Tannbergzuges:

Diagramm 3 zeigt wiederum die aus den Schichtflächenpolen ermittelten Zonenachsen  $\beta'$ . Es herrscht eine etwas gestreute rhombische Symmetrie der Schichtflächenpole. Zwei  $\pi$ -Kreise treten besonders hervor. Ihre Zonenachsen  $\beta'$  mit den Werten 180/20 und 101/60 schließen einen Winkel von  $67^\circ$  ein. Diese beiden charakteristischen Zonenachsen decken sich ungefähr mit den  $\beta$ -Achsen und B-Achsen. Die übrigen Zonenachsen  $\beta'$  sind Ausdruck einer leichten Wellung der Schichten, die im Aufschlußbereich nicht wahrnehmbar ist. Es bestehen also auch in diesem Aufschluß zwei Häufungspunkte der Achsenrichtungen, und zwar wiederum eine N—S- und eine W—E-Richtung.

Im Neuhausbachtal ließen sich auch im Peilsteinzug Achsenaufnahmen durchführen.

Beim Elektrizitätswerk Neuhaus liegt an der Straße ein großer Steinbruch mit lebhafter Spezialfaltung:

In Diagr. 4 wurden aus den Schichtflächenpolen die  $\pi$ -Kreise und deren Zonenachsen  $\beta'$  ermittelt. Es herrscht eine etwas gestreute achsiale Symmetrie, die außerhalb von einer Unterbesetzung begleitet ist. Darum tritt eigentlich nur ein  $\pi$ -Kreis deutlich hervor. Seine Zonenachse  $\beta'$  zeigt den Wert 111/15. Die anderen  $\pi$ -Kreise sprechen nur für eine sehr leichte Wellung der Schichten. Die B-Achsen und die  $\beta$ -Achsen zeigen zwei Häufungspunkte mit den Werten 120/26 und 035/30, die in einem Winkel von  $70^\circ$  zueinander stehen. Der Großkreis, auf dem diese Achsen liegen, und der Großkreis der Zonenachsen fallen ungefähr zusammen. Ebenso decken sich ungefähr der eine Häufungspunkt der  $\beta$ -Achsen 120/26 und die charakteristische Zonenachse  $\beta'$  111/15. Es besteht also auch hier eine allerdings schwächer betonte NNE-Achsenrichtung und eine stärker betonte W—E-Richtung.

Unmittelbar gegenüber der Transformatorenstation Neuhaus sieht man in einem Straßenaufschluß besonders schön entwickelte Kleinfalten, die schon F. T o u l a (1886, p. 700, Fig. 2) beschrieben hat. Diese Falten sind südvergent, ihre Achsen fallen flach gegen ENE ein (Fallwert 080/10).

Ungefähr die gleiche Achsenrichtung zeigt auch ein etwas größerer (5—7 m), bogenförmiger Sattel, der südlich des Wettersteinkalkes beim „Talbauer“ in der Straßenböschung zu sehen ist.

Trotz dem Vorherrschen zweier Hauptrichtungen der B-Achsen,  $\beta$ -Achsen und  $\beta'$ -Zonenachsen ist zu bemerken, daß die Hauptzonenachsen

$\beta'$  und die Zonenachsen der weniger bedeutenden Wellungen in den Diagrammen 2—4 jeweils in einer Ebene und um eine in jedem Diagramm verschiedene Symmetrieachse rotieren. Die Verschiedenheit dieser Symmetrieachsen zeigt, daß die Schlüsse, die man aus den Diagrammen auf den Beanspruchungsvorgang der Schichten ziehen kann, zunächst nur auf den Aufschlußbereich beschränkt werden dürfen. (Schließlich liegt ja zwischen dem Tannbergzug und dem Peilsteinzug eine große Querstörung.)

Eine Rotation der Zonenachsen um eine Symmetrieachse bedeutet allgemein eine Gleichzeitigkeit der Entstehung der verschieden gerichteten Falten, und in der Tat wird noch gezeit werden, daß dieser Schluß nicht mit der festgestellten Deformation der N—S-Haupttrichtung durch die W—E-Haupttrichtung in Widerspruch steht und auch mit den regionalen Beobachtungen gut zu vereinbaren ist.

### **Die Deckschollen von Muggendorf („Am Greit“) und „Auf der Hohenwart“**

Die Frage, in welchen Lagerungsbeziehungen das gleichmäßig gegen ESE fallende Hauptdolomitgebiet zwischen dem Schärftal—Grabenweg und dem Furthertal—östlicher Steinwandgraben und die flachgelagerten Kuppen aus Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk Am Aich, Am Greit und Auf der Hohenwart zueinander stehen, hat schon A. Bittner (1892, p. 406, 407) bei seiner genauen Beschreibung dieses Bereiches gestellt. L. Kober (1911, p. 100; Taf. IV, Prof. II) erkannte, daß es sich um eine von SE flach auf das Hauptdolomitgebiet überschobene Serie handelt. Allerdings verband er sie unrichtig tektonisch und stratigraphisch mit dem Steinwandzug. Die Selbständigkeit dieser Unter- und Mitteltriasmasse als Deckscholle erkannte F. Kossmat (1916). A. Spitz (1919, p. 99—101, Fig. 10) lehnte dagegen die Deutung als flach von SE überschobene Masse ab, mit Argumenten, die sich bei meinen Aufnahmen als unrichtig erwiesen haben.

Am eindrucksvollsten tritt die Muggendorfer Deckscholle in dem steilen Wettersteinkalkwänden Am Aaich über Muggendorf in Erscheinung. Von diesen Wettersteinkalkmassen sind zu beiden Seiten des Mirabales Bergstürze niedergebrochen und haben die Basisschichten der Deckscholle, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten, sowie ihre Unterlage verschüttet. Nur im S tritt unter den Bergsturzmassen noch etwas Rauhwacke der Unterlage zutage.

Der von Muggendorf aus sichtbare, mächtige Felszahn über den Mirabällen gehört ebenfalls der Deckscholle an. Am Nordhang dieses Felszahnes verläuft ein schmales Band von Gutensteiner Kalk, das die Basis der Deckscholle bildet. Der nördliche tiefere Teil des Felszahnes gehört bereits der Basis der Göllerdecke an.

Am Nordufer des Mirabaches fehlt der Gutensteiner Kalk an der Basis der Deckscholle, die Grenze ist aber morphologisch sehr deutlich ausgesprochen durch eine Steilwand im Wettersteinkalk der Deckscholle. 30 m über der Talsohle setzt dann der Gutensteiner Kalk in weiter Ausdehnung ein. Er ist dem Wettersteinkalk der Göllerdecken-Basis in unruhiger, wel-

liger Lagerung flach aufgeschoben. Nördlich P. 679 kommt etwas Werfener Schiefer an seiner Basis zum Vorschein. In dem Graben zwischen P. 679 und P. 712 wird die östliche Grabenböschung aus Wettersteinkalk gebildet, darüber auf der Wiese liegt dagegen der Gutensteiner Kalk, ein Beweis für die flache Überschiebung der Deckscholle (Taf. II, Prof. XIX).

Beim Touristenheim Almesbrunnberg („Jörgelwastel“-Häuser) treten die Werfener Schichten unter dem Gutensteiner Kalk wieder zutage (Taf. II, Prof. XVIII) und ziehen als schmale Aufwölbungszone gegen NE in den Steinwandgraben hinab (Taf. II, Prof. XVII). Bei der Verfolgung dieses Zuges waren vor allem die Aufgrabungen an den Stromleitungsmasten von allergrößtem Nutzen.

Im Steinwandgraben verbreitert sich dieser Werfener-Schichtenzug und unter ihm tritt in einem Halbfenster der Hauptdolomit der Gölledercke, der die bewaldeten Hänge des Bachbodens bildet, zutage (Taf. II, Prof. XVI).

Westlich dieses Werfener-Schichtenzuges liegt wiederum Gutensteiner Kalk, der südlich der Steinwandklamm (Türkenlucke) an den Wettersteinkalk der Gölledercken-Basis grenzt. An dieser Überschiebungsgrenze tritt kein Werfener Schiefer mehr auf (Taf. II, Prof. XVII, XVIII).

Nördlich der Steinwandklamm am Westhang des Steinwandgrabens tritt am Westrand der Deckscholle eine Rückschuppung auf. Sie ist ebenso wie die Rückfaltung im Steinwandzug durch eine jüngere Stauchung nach der Überschiebung der Deckscholle entstanden. Durch diese Rückschuppung erscheint höher am Hang, über dem Gutensteiner Kalk, abermals Werfener Schiefer, auf dem Wettersteinkalk liegt. Auch am Westrand der Deckscholle ist dieser Wettersteinkalk von Werfener Schiefer unterlagert und so vom Wettersteinkalk der Göllederckenstirn zu trennen (Taf. II, Prof. XVI b).

Gegen N tritt an der Bärenleiten wieder Gutensteiner Kalk unter dem Wettersteinkalk der Deckscholle hinzu. Durch die Werfener Schichten der Deckschollenbasis wird die Lunzer Schichtenzone der Gölledercke zwischen der Bärenleiten und dem „Ruschhof“ gänzlich verdeckt und kommt gegen S nicht mehr zum Vorschein (Taf. II, Prof. XVI—XVIII). — Diese Verhältnisse am Westhang des Steinwandgrabens hat F. K o s s m a t (1916) nicht erkannt und diesen Bereich als Wettersteinkalk und Lunzer Schichten der Gölledercke kartiert. (Siehe Taf. V.)

Südlich des Buchboden-Halbfensters liegt die Hauptmasse der Muggendorfer Deckscholle, der Höhenzug Am Greit. Die Werfener Schichten ihrer Basis nehmen die Wiesen und Äcker um den „Betsteighof“ ein, aber nur als Saum um die Deckscholle. Die Wiesen und Waldhänge nordöstlich des Betsteighofes werden ausschließlich aus Hauptdolomit gebildet. Das Halbfenster des Buchbodens trennt hier vom Kamm P. 822 her zwei Deckschollen: die Muggendorfer Deckscholle und die Hohenwartdeckscholle. F. K o s s m a t (1916) hat beide über die Betsteigwiesen verbunden dargestellt.

Auf dem Weg, der vom „Betsteighof“ zum Hals führt, findet man Werfener-Schieferbröckchen eingestreut, als letzten Rest der erodierten Deckscholle in diesem Bereich, zu dem auf dem Kamm noch etwas Guten-

steiner Kalk, der auf dem Weg muldenförmig eingelagert ist, hinzukommt (Taf. II, Prof. XVI).

Am Südosthang der Höhe Am Aich tritt der Gutensteiner Kalk in großer Mächtigkeit auf, unterlagert von Saalfeldener Rauhwaacke und Werfener Schichten. Durch dieses Werfener-Schieferband läßt sich die Saalfeldener Rauhwaacke der Deckscholle von der tektonischen Rauhwaacke des Untergrundes trennen.

Charakteristisch ist die tiefe Einbuchtung im Deckschollenrand zwischen Am Aich und Am Greit, die durch die Erosion des oberen Minetales (eines Seitentales des Schärftales) geschaffen wurde. Es kann also keine Rede davon sein, daß in den Gräben der Gutensteiner Kalk tiefer hinabreicht und so die Bruchgrenze zwischen den Mitteltriaskalken und dem Hauptdolomit zu beweisen sei, wie A. Spitz (1919, p. 100) behauptet. Selbstverständlich reicht der Schutt der höherliegenden Mitteltriaskalke tiefer in die Gräben hinab als auf den Kämmen, wo man anstehenden Hauptdolomit findet, aber Schutt darf eben nicht als Anstehendes kartiert werden, wie A. Spitz (1919) es fast überall getan hat.

Am Aich und Am Greit konnte an den Südhängen die Lagerung gemessen werden: die Schichten fallen an beiden Stellen mit  $10^0$  gegen den Hang. Eine weitere Messung am Südwestende des Greit zeigt aber  $45^0$  SE-Fallen. Aus diesen und anderen Lagerungsmessungen geht ein gestreckt trogförmiger Bau der Muggendorfer Deckscholle hervor (Taf. II, Prof. XVIII).

Dieser trogförmige Bau entwickelt sich gegen NE zu einem richtigen Faltenbau (Taf. II, Prof. XVII, XVII a). Am Greit-Kamm bildet der Wettersteinkalk nur mehr einen schmalen Muldenkern, der am Gipfel P. 892 vom Gutensteiner Kalk des Hangendflügels überlagert wird (Taf. II, Prof. XVII a). Westlich unter dem Weg, der vom „Betsteighof“ nach W zur Steinwandklamm führt, liegt eine zweite Muldenzone mit Wettersteinkalk und Reiflinger Kalk im Kern (Taf. II, Prof. XVII a). Zwischen beiden Muldenzonen wölbt sich beim Betsteighof ein Sattel heraus, in dessen Kern Werfener Schichten hervortreten. Sie sind an dem genannten Weg als Bröckchen aufgeschlossen (Taf. II, Prof. XVII a).

Am Südostrande der Hohenwartkuppe ist kein Gutensteiner Kalk zu finden, der Wettersteinkalk liegt, soweit nicht der Hangschutt einen geringmächtigen Gutensteiner Kalk verdeckt, unmittelbar auf den Werfener Schichten. Am Westhang der Hohenwart tritt dagegen auch Gutensteiner Kalk und Dolomit hinzu, und die Überschiebungsgrenze zum Hauptdolomit der Unterlage ist durch einen kleinen abgeflachten Vorsprung, auf dem Werfener Schiefer liegt, deutlich ausgesprochen (Taf. II, Prof. XVI a). Westlich des Hohenwartgipfels liegt ein Bergsturz, dessen Blockschutt fast bis in den Steinwandgraben reicht.

Nördlich von diesem Bergsturz verläuft die östliche Fortsetzung der großen Querstörung, in der im W die Steinwand gegen die Bärenleiten versetzt ist. Auch in der Hohenwartdeckscholle ist der nördliche Bereich gegenüber dem südlichen relativ abgesenkt. Dadurch wird das Buchboden-Halbfenster im N begrenzt. Wie in der Steinwand dürften auch hier im nördlichen Bereich stärkere Stauchung in der ESE—WNW-Richtung vorliegen, wodurch eine größere Anhäufung von Gutensteiner Kalk am „Wald-

boden“ zustande gekommen ist, während der Wettersteinkalk trotz der Senkung des nördlich der Querstörung gelegenen Bereiches hier nicht mehr auftritt. Wegen des Mangels an Aufschlüssen ist jedoch die in den Profilen XIII—XV (Taf. II) dargestellte Lagerung nur schematisch zu verstehen.

Auch die nördlich dieser großen Querstörung parallel verlaufende Querstörung des Steinwandzuges setzt nach E mit der gleichen Wirkung bis zu den Brandleitenwiesen fort: Wieder ist der nördliche Bereich relativ abgesenkt.

Auch die Werfener Schichten der Hohenwartdeckscholle verdecken zwischen den Höfen „Auf der Leiten“ und „Am Lehen“ zum größten Teil die Lunzer-Schichtzone der Göllerdecke am Ostfuß des Steinwandzuges, wobei sich auch hier noch eine kleine Scholle von Gutensteiner Kalk an den Steinwandzug legt (Taf. II, Prof. XV).

Auch am Westfuß des Buchereckriegels und des Bucherecks liegen Lesesteine von Schürflingen, und zwar Kössener und Kalksburger Schichten, beide fossilführend. Beim „Lichtensperger“ am Nordende der Deckscholle liegt schließlich noch ein großes Vorkommen von Schürflingen mit Kössener Schichten, Kalksburger Schichten, Gryphaeenkalk und Lias-Fleckenmergel, alle fossilführend.

Das abwechselnde E- und W-Fallen des Gutensteiner Kalkes am Buchereck und am Buchereckriegel ist durch intensive Spezialfaltung bedingt, die durch die starke Stauchung der Deckscholle in ESE—WNW-Richtung erzeugt worden ist (Taf. II, Prof. XI). Das gleiche gilt auch für die rückgekippte Lagerung des Gutensteiner Kalkes an der Nordspitze der Hohenwartdeckscholle. — Die Querrichtung (200/60) am Nordhang des Bucherecks im Ebeltal ist wiederum eine Auswirkung der N—S-Einengung des Gebietes. In Zusammenhang mit dieser Verformung innerhalb der Deckscholle steht die Blattverschiebung, an der der Ruhrkogel gegen den Trammel—Grugkogel relativ nach N verschoben ist.

Am Riegel und auf P. 550 wie auch am Westhang des Steinwandgrabens steht überall massiger Gutensteiner Kalk an. Aus der orographischen Erscheinungsform des Gutensteiner Kalkes im Steinwandgraben und aus dem großen Vorkommen von Werfener Schichten beim „Brandleitenhof“ läßt sich aber auf eine Einmündung im Bereich des Steinwandgrabens und auf eine Aufwölbung im Bereich des „Brandleitenhofes“ schließen (Taf. II, Prof. XII—XV). Eine Lagerungsmessung westlich in der Ruh unterstützt diese Auffassung. — Auch die Verteilung des massigen Gutensteiner Kalkes auf den Gipfeln in der Ruh und P. 835 spricht für eine zweite, östliche trogförmige Zone mit dünnplattigem Gutensteiner Kalk unter dem massigen (Taf. II, Prof. XII—XV). Nördlich in der Ruh war eine weitere Lagerungsmessung möglich, die diese Auffassung unterstützt.

Auf den Wiesen zwischen „Hohenegger“ und der Ruhr (P. 770) liegt überall Werfener Schiefer in roten und vor allem grünen Bröckchen. So ist die Tatsache, daß es sich hier um eine Deckscholle handelt, überall deutlich, besonders aber an ihrem Nordende, wo die Überlagerung der Werfener Schichten und des Gutensteiner Kalkes der Hohenwartdeckscholle über den Lunzer Schichten und dem Hauptdolomit der Göllerdecke sehr schön aufgeschlossen ist (Taf. II, Prof. X).

Als einzige Komplikation zeigt sich die Lagerung des Gutensteiner Kalkes am Westhang der Ruhr (Taf. II, Prof. XI). Hier dürften wohl spätere Stauchungen wie am Buchereck ein Einfallen gegen den Hauptdolomit der Unterlage geschaffen haben.

## V. TEKTONISCHE SYNTHESE

### Das Alter der tektonischen Bewegungen

#### Die Überschiebungen

Schon A. Spitz (1919, p. 101—112; Fig. 12) hat erkannt, daß an der Überschiebung der Ötscherdecke über die Lunzer Decke eine vorgosauische Hauptphase und eine nachgosauische Weiterbewegung auf den vorgosauischen Schubflächen beteiligt waren.

In dem weiter gefaßten Rahmen des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ hat E. Spengler (1928, p. 89—93, und p. 124—130, und 1931 [Erläuterungen], S. 92) den zeitlichen Ablauf der Überschiebungen aller kalkalpinen Decken östlich der Weyerer Bögen zu rekonstruieren versucht. Die dabei gewonnenen Ergebnisse bilden auch die Grundlagen für die Darstellung des zeitlichen Ablaufes der Orogenese im Ostabschnitt der Kalkalpen in den zusammenfassenden Arbeiten von E. Spengler (1951, p. 330, 331; p. 371, 372; p. 381—385, und 1959, p. 299—302). E. Spengler kommt dabei zu folgendem Bild:

#### Vortithonische Bewegungen (Jungkimmerische Phase):

Schwache Faltungen (Diskordanz an der Basis des Plassenkalkes und des Aptychenkalkes).

#### Vorcenomane Bewegungen (Austrische Phase):

Faltung in der späteren Lunzer Decke.

Faltung im Bereich der späteren Puchberg—Mariazeller Linie.

#### Vorgosauische Bewegungen (Subherzynische Phase):

Bildung von Schuppen in der Lunzer Decke.

Überschiebung der noch gemeinsamen Annaberg—Reisalpendecke.

Anlage der höheren Schuppen der Ötscherdecke im Miesenbachtal.

Überschiebung der Hallstätter Decke der Hohen Wand.

Überschiebung der Schneebergdecke.

#### Nachgosauische Bewegungen (Laramische, Pyrenäische, Savische Phase):

Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone (Pyrenäische Phase).

Überschiebung der Lunzer Decke über die Frankenfelder Decke.

Überschiebung der Reisalpendecke über die Annaberger Decke und die Lunzer Decke.

Überschiebung der Unterbergdecke.

Überschiebung der Göllederdecke.

Bildung der höheren Schuppen der Gölledercke.  
Überschiebung der Wieskogel—Wildalpenschuppe.  
Überschiebung der Hochschwabschuppe.

Diese von A. Spitz und E. Spengler entworfenen Rekonstruktionen der Faltungs- und Überschiebungsvorgänge im Ostabschnitt der Kalkalpen bieten eine nützliche Grundlage für die Diskussion der von mir gewonnenen Arbeitsergebnisse.

Es steht außer Zweifel, daß in dem Gebiet zwischen Piesting- und Triestingtal jede der drei Teildecken der Ötscherdecke der auf der jeweils tieferen Decke diskordant auflagernden Gosauzone nachgosauisch aufgeschoben ist.

Nach A. Spitz (1919, p. 101—112; Fig. 12) sind die drei Teildecken aus der vorgosauisch über die Lunzer Decke überschobenen einheitlichen Ötscherdecke auf folgende Weise hervorgegangen: Die ebenfalls noch vorgosauische Erosion hat die flachliegende Schichtmasse der Ötscherdecke durch tiefe Erosionsrinnen, die bis an ihre Basis reichten, in Einzelschollen zerschnitten. Daraufhin wurde das ganze Gebirge mit Gosauablagerungen bedeckt. Beim nachgosauischen Schub wurden diese Einzelschollen durch Weiterbewegung auf den alten Schubflächen übereinandergeschoben, wobei die in den ehemaligen Erosionsrinnen tief hinabreichenden Gosauablagerungen mitüberschoben wurden.

Diese Vorstellung ist nach unseren heutigen Kenntnissen auf das entschiedenste abzulehnen. Es ist unmöglich, daß die Überschiebungsgrenzen der Unterbergdecke und der Gölledercke, die beide bis zum Gebiet der Enns gegen Westen zu verfolgen sind, aus zwei vorgosauischen Erosionsrinnen hervorgegangen sein können. Diese durchgreifende Dreigliederung der Ötscherdecke hat erst E. Spengler (1928 und 1931) festgestellt; A. Spitz (1919) war die Länge dieser Deckengrenzen also noch nicht bekannt, er hielt sie für lokale Schuppenbildungen im Gebiet der Triesting und der Piesting. Für lokale Schubbahnen mag die Vorstellung vom „nachgosauisch zusammengeschobenen Schollenmosaik mit Gosauausfüllung“ vielleicht manchmal zutreffen, für große, regionale Deckengrenzen gilt sie aber nicht. Es ist das Grundprinzip der Deckenlehre, daß die Decken aus abgerissenen Isoklinalfalten oder abgerissenen Schollen hervorgehen, also rein tektonischen Ursprungs sind.

In diesem Sinne sind die Gosauvorkommen, die an mehreren Stellen den Deckenstirnen transgressiv angelagert sind, insbesondere diejenigen, die auf Kalken der Mitteltrias liegen, nur als Transgression an den Rändern der bereits vorgosauisch überschobenen Decken zu erklären.

Am Überschiebungsrand der Gölledercke kommen solche transgressiv angelagerten Gosauablagerungen am Taßberg zwischen dem Triesting- und dem Neuhaustal und beim „Steinleitner“ nahe Furth vor und zeugen von der bereits vorgosauischen Anlage der Gölledercke. Nachgosauisch wurde die Gölledercke weiterbewegt und nordöstlich des Miratales auf die Further Gosauzone, die Gosauabdeckung der nächsttieferen Unterbergdecke, aufgeschoben.

Zur Gölledercke gehören aber auch die Lindkogelscholle, an deren Überschiebung über das Schwechatfenster schon A. Spitz (1919, p. 101

bis 112) die vor- und nachgosaischen Bewegungen der Ötscherdecke erkannt hat, und das Anningergebiet, für dessen Überschiebung über die Lunzer Decke durch Bohrungen bei Brunn und „Perlhof“ ebenfalls ein vor- und ein nachgosaischer Bewegungsanteil nachgewiesen worden sind (siehe H. Küpper, 1954, p. 30—34; Fig. 3). Überall also kommt man zu dem einheitlichen Bild einer bereits vorgosaischen Überschiebung und nachgosaischen Weiterbewegung der Göllederdecke.

Westlich des Piestingtales treten im gesamten Verlauf der Überschiebungslinie der Göllederdecke auf den Kartenblättern „Wiener Neustadt“, F. Kossmat (1916), „Schneeberg—St. Ägyd“, E. Spengler (1931), „Gaming—Mariazell“, A. Bittner (1906) und „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz“, E. Spengler (1926) keine Gosauablagerungen auf. Die Überschiebung ist genauso wie östlich des Piestingtales vorgosaisch angelegt. Sie kann nachgosaisch reaktiviert worden sein, es besteht aber keine Notwendigkeit, dieses auch für das Gebiet westlich des Piestingtales anzunehmen. Das Fehlen von Gosauablagerungen unter dieser Überschiebung ist um so auffällender, als im Hangendteil der Göllederdecke am Gipfel der Dachsteinkalk, der vom Hauptdolomit abgeschuppt worden ist, Gosauablagerungen überschoben hat.

Die Unterbergdecke, die nördlich des Furthertales nur mehr Schichtglieder der Obertrias zeigt, wird in der Hoheckgruppe von einer Schubscholle der vorgosaischen Deckenbasis aus Reiflinger Kalk, dem Gosauablagerungen transgressiv aufliegen, unterlagert (Taf. II, Prof. VI). Sie ist also ebenfalls bereits vorgosaisch angelegt und nachgosaisch lediglich weiterbewegt.

Westlich des Furthertales treten auf den Blättern „Wiener Neustadt“ und „Schneeberg—St. Ägyd“ unter der Überschiebung der Unterbergdecke nirgends Gosauablagerungen auf. Das spricht für eine vorgosaische Überschiebung. Die Breccien bei Hohenberg im Traisental sind nach E. Spengler (1928, p. 130) keine sicheren Gosaubildungen, sie könnten ebenso „zum Muschelkalk gehören oder Reibungsbreccien darstellen“. Selbst wenn sie sich als Gosaubildungen erweisen sollten, genügt die Annahme einer nachgosaischen Weiterbewegung auf der vorgosaischen Schubfläche, um ihre Einklemmung zwischen den beiden Decken zu erklären. Sonst aber besteht auch für die Unterbergdecke nicht die Notwendigkeit, in dem Abschnitt zwischen dem Furthertal und dem Erlaufthal eine nachgosaische Weiterbewegung auf der Reisalpendecke anzunehmen. Auf Blatt „Gaming—Mariazell“ liegt westlich des Erlaufthaues die Unterbergdecke auf der Annaberger und der Lunzer Decke. Hier ist am Großkopf durch eine nachgosaische Reaktivierung des Deckenschubes, die hier zu einer Stirnbildung geführt hat, ein Gosauvorkommen zwischen der Unterbergdecke und der Lunzer Decke eingeklemmt worden (vgl. A. Ruttner, 1948, p. 102).

Die NNE-streichende Mulde des Almesbrunnberges (Taf. II, Prof. XVIII) ist wohl vorcenoman im Zuge der Faltung, die der Ablösung und Überschiebung der Decken vorausging, gebildet worden.

Die bereits vorgosaische Anlage der Reisalpendecke erkennt man daran, daß im Gebiet der Reisalpe und der Klosteralpe auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“, E. Spengler (1931), unter ihr eine von der

Lunzer Decke abgeschürfte Zwischenschuppe aus Hauptdolomit liegt. Sie ist zusammen mit der Reisalpendecke auf den nördlicheren Teil der Lunzer Decke, auf dem transgressiv Gosauablagerungen liegen, überschoben. Zwischen dieser Zwischenschuppe und der Basis der Reisalpendecke liegen keine Gosauablagerungen, dieser Überschiebungskontakt ist also vorgosauischen Alters, während der Überschiebungskontakt dieser Zwischenschuppe mit der Gosauauflagerung der Lunzer Decke die nachgosauische Weiterbewegung der Reisalpendecke widerspiegelt (vgl. E. S p e n g l e r, 1928, p. 124—130; p. 137, Fig. 13; Taf. I, Prof. VIII).

Es sind also alle drei Teildecken der Ötscherdecke bereits vorgosauisch überschoben worden. Nachgosauisch wurden sie auf diesen älteren Überschiebungsflächen weitergeschoben, wobei die an den Deckengrenzen transgressiv angelagerten Gosauablagerungen ebenfalls überschoben wurden. Gosaubildungen, die an den vorgosauischen Deckenrändern transgressiv angelagert sind, wurden von der nachgosauisch weiterbewegten Decke mitgenommen und vielfach auf die Gosauauflagerung der nächsttieferen Decke aufgeschoben.

Unter den Deckschollen von Muggendorf und der Hohenwart liegen ebenfalls keine Gosauablagerungen. Das spricht wiederum für eine vorgosauische Überschiebung. Zwar gibt die Tatsache, daß es sich hier um eine Reliefüberschiebung handelt (Taf. II, Prof. X bis XVIII), zu denken, aber auch die Profile von E. S p e n g l e r (1928, Taf. I, und 1931 [Erl.]) zeigen, daß alle vorgosauischen Überschiebungen im Gebiet des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ Reliefüberschiebungen sind. Zweifellos gehen die Überschiebungen langsam genug vonstatten, daß die Hangendpartien des zu überschiebenden Bereiches bereits abgetragen werden können. Namentlich die weiter emporgeschobenen Randteile einer Decke sind der Erosion stärker ausgesetzt, und die Unterlage der Deckschollen von Muggendorf und auf der Hohenwart ist tatsächlich der nordwestliche Randbereich der Göllerdecke.

Bei Gutenstein hängt die Deckschollenzone mit der normalen Schichtfolge der Göllerdecke zusammen, deren Basalschichten sie bildet. Das ist die Deckenbasis, die gegen Westen bis ins Gebiet der Enns zu verfolgen ist. Es wird also der Steinwandzug, der bis zu dem Felszahn über den Mirafällen bei Muggendorf die Basis der Göllerdecke bildet, von einer höheren Schuppe als Deckenbasis abgelöst. Diese höhere Schuppe, an deren Basis die Deckschollen einzuwurzeln sind, ist nordöstlich des Piestingtales in der Schuppungslinie Wolfskogel—Waxeneck zu finden, wie auch E. S p e n g l e r (1959, p. 274) dargelegt hat.

Ob diese Erwägungen richtig sind, und wo die Überschiebungslinie des Steinwandzuges und die Schuppungslinie, die von Niemtal bei Weißenbach bis unter den Südostrand der Muggendorfer Deckscholle zu verfolgen ist, südlich des Piestingtales auskeilen, müssen weitere Untersuchungen in diesem Bereich klären. Letztgenannte Schuppe ist auf jeden Fall vorgosauisch gebildet, da die Schuppungslinie von den (vorgosauisch überschobenen) Deckschollen überschoben ist.

Erst auf der Hohen Mandling verläuft wieder eine nachgosauisch reaktivierte Schuppungsfläche: Wie am Gippel ist hier Dachsteinkalk auf Gosauablagerungen aufgeschoben.

Im Gebiet der Hohen Wand und des Miesenbachtals haben die Untersuchungen von E. Kristan (1958, p. 278) erneut das vorgosauische Alter der höchsten Schuppen der Gölledercke und der Überschiebung der Hallstätter Decke der Hohen Wand bestätigt. Die Einfaltung der Gosaumulde der Neuen Welt in die Hallstätter Decke und die damit verbundene Rückfaltung der Hohen Wand ist nachgosauisch erfolgt.

Die Schneebergdecke ist vorgosauisch überschoben (E. Spengler, 1931 [Erläuterungen], p. 93) und nachgosauisch reaktiviert.

Außerdem ist nach den sehr gründlichen und genauen Untersuchungen von W. Nader (1952, p. 76, 83; Prof. Fr. 10, Fr. 11, Fr. 12) im Gebiet von Hainfeld an der Gölsen die Überschiebung der Lunzer Decke über die Frankenfelder Decke bereits vor der Ablagerung der Gosauschichten erfolgt, so daß diese auf dem Überschiebungskontakt beider Decken transgressiv liegen. E. Spengler (1959, p. 250) hat den Ergebnissen W. Naders ungenügend Wert beigemessen.

### **Stirnbildungen und Schuppungen**

Der Nordrand der Reisalpendecke zeigt in der Hoheckgruppe und bei Hafnerberg einen lebhaften Faltenbau, der von Verschuppungen begleitet ist. Die Gosauablagerungen, die dem vorgosauischen Rand der Reisalpendecke transgressiv angelagert sind, sind in diesen Bau miteinbezogen (Taf. III, Prof. 1—11). Es liegt also eine nachgosauische Stirnfaltung und Stirnverschuppung der Reisalpendecke vor.

Leider ist es nicht möglich festzustellen, ob die Gosautransgression schon eine vorgosauische Wellung der Schichten vorgefunden hat, oder ob die Diskordanzen ausschließlich dem vorgosauischen Erosionsrelief entsprechen. (Charakteristisch ist die große vorgosauische Erosionsrinne am Mittagkogel und am Mitterriegel.)

Bei der Stirnfaltung entstand nicht eine große Stirnwölbung, sondern mehrere Falten und Schuppen. Erst am Ostende des Altenmarkter Gemeindeberges entwickelt sich eine derartige Stirnwölbung, die in den Festenberg am Ostufer der Triesting fortsetzt. Aber im Norden schließt sich an diese Stirnwölbung eine Wiederaufbiegung an.

Überall zwischen dem „Annger“ im W und dem Triestingtal hat diese Stirnbildung zu einer tektonischen Unterdrückung der tieferen Schichtglieder bis zu den Lunzer Schichten geführt, die bei der „Araburg“ und beim „Annger“ noch im normalen Schichtverband mit dem Opponitzer Kalk und Hauptdolomit liegen. Nur einzelne isolierte Deckschollen von Gutensteiner Kalk sind der Hoheckgruppe vorgelagert. Sie sind in die Gosauschichten der Brühl—Altenmarkter Gosauzone eingefaltet (Taf. III, Prof. 1, 2). Auch Werfener Schiefer kommen am Nordhang des Hohecks an der Überschiebungsgrenze zwischen dem Hauptdolomit und der Gosauzone zum Vorschein. Man muß hier also außer der nachgosauischen Überschiebung der Basisschichten der Reisalpendecke, der Werfener Schichten und des Gutensteiner Kalkes, über die Gosauschichten noch eine zusätz-

liche Gleitung der Obertrias auf den Lunzer Schichten annehmen, wodurch eine selbständige Verformung der Obertriasschichten möglich war. Die Lunzer Schichten wurden dabei ausgequetscht (Taf. III, Prof. I—11), ebenso wohl etwa vorhandene Ladinkalke. Noch deutlicher wird die Notwendigkeit, derartige Differentialbewegungen anzunehmen, am Wiegenberg und am Festenberg—Pankrazi-Zug, wo nur mehr Hauptdolomit, Gutensteiner Kalk und stellenweise etwas Werfener Schichten auftreten (Taf. II, Prof. I—V).

Auch in der Unterbergdecke hat nördlich des Further Gaissteins eine derartige nachgosauische Verschiebung der Obertrias auf dem „Gleithorizont“ der Lunzer Schichten stattgefunden. Da nur unter diesem nordöstlichsten Bereich der Unterbergdecke überschobene Gosauablagerungen liegen, ist überhaupt anzunehmen, daß die nachgosauische Weiterbewegung der Unterbergdecke auf diese Abschuppung der Obertrias beschränkt blieb, und daß die alte, vorgosauische Schubfläche der Unterbergdecke auf der Reisalpendecke nachgosauisch nicht mehr oder bestenfalls ganz schwach reaktiviert worden ist, was zu den Stirnbildungen im Gutensteiner und Reiflinger Kalk am Mitterberg (Taf. II, Prof. XV, XVI) und am Unterberg geführt haben mag. Der Hauptanteil der nachgosauisch auf die Unterbergdecke wirkenden Schubkraft wurde aber auf die Reisalpendecke übertragen und hat zwischen dem Further- und dem Miratal zur Abscherung der Dachschuppe der Reisalpendecke geführt. Ihre Aufschiebungsweite beträgt höchstens 300 m (Taf. II, Prof. XI, XI a, XIV a, XIV—XVIII). Es ist interessant, daß die Ablösung dieser Dachschuppe gegen Süden gerade dort ansetzt, wo die Überschiebung der Obertriasschuppe (Schön-Schuppe) der Unterbergdecke gegen Süden am Kirchenstein abklingt: Zwei verschiedene Wirkungen der gleichen Kraftäußerung.

Erst weiter im Westen, im Ötscher—Dürrensteingebiet, wo die Reisalpendecke bereits ausgekeilt ist, und die Unterbergdecke unmittelbar der Lunzer Decke aufliegt, ist eine große Stirn gebildet und am Großkopf etwas Gosau zwischen beiden Decken eingeklemmt worden (siehe A. R u t t n e r, 1948, p. 102; Abb. 1).

Auch die höheren Schichtglieder der Unterbergdecke zwischen Mira- und Triestingtal zeigen kleine Abschuppungen. In der Almesbrunn—Gaisstein-Gruppe erkennt man am nördlichen Teil der Masse des Oberrhätischen Riffkalkes eine nachgosauische leichte Abschuppung auf dem Gleithorizont der weicheren, mergeligen Kössener Schichten. Dabei wurden am Brand Gosauablagerungen überschuppt. Auch an der Schön sieht man Verschuppungen zwischen Hauptdolomit und Gosaukonglomerat und Dachsteinkalk und Gosaukonglomerat. Bei allen diesen Bewegungen wurden nur ganz geringe Aufschiebungsweiten erreicht.

An der Sulzbacher Leiten sind die Gosauschichten gefaltet.

In der G ö l l e r d e c k e wird das Gebiet zwischen der Steinwandklamm und dem Peilstein von einer Stirnfaltenzone durchzogen. Ihre Entstehung hängt mit der nachgosauischen Weiterbewegung der Gölledercke zusammen. Das zeigen an einigen Stellen Verfaltungen und Verschuppungen mit Gosauablagerungen: Die südliche Fortsetzung der Tannbergantiklinale ist auf die Gosau-Zwischenschuppe westlich „Steinleitner“ aufgeschuppt, beide zusammen wurden daraufhin gegen die Stirnantiklinale im

Groldenkogel—Trammel-Zug, die die ursprüngliche Fortsetzung der Tannbergantiklinale war, blattverschoben. Der Gutensteiner Kalkzug bei Agsbach und die beiden Vorkommen von Gutensteiner Kalk beim „Amöd“-Hof südlich Furth stellen Einfaltungen der Basis der Göllederdecke in die Further Gosauzone dar. Am Osthang des Taßberges ist der Peilsteinzug der Gosaumasse des Taßberges, die dem vorgosauischen Rand der Göllederdecke transgressiv angelagert ist, aufgeschoben.

Die Ausbildung der Stirnfalte ist an den verschiedenen Stellen verschieden: An der Bärenleiten liegt eine gewöhnliche Knickung vor (Taf. II, Prof. XVI—XVIII); der von der Bärenleiten durch eine Blattverschiebung abgetrennte Steinwandzug zeigt eine kräftige Rückfalte (Taf. II, Prof. XI bis XV), die gegen Norden wieder in die gewöhnliche Stirnfalte des Trammel—Groldenkogel-Zuges übergeht (Taf. II, Prof. IX, X); das Tannberggebiet zeigt einen Sattel und eine Mulde mit Verschuppungen (Taf. II, Prof. IV—VII); auch der Peilstein ist eine verschuppte Antiklinale (Taf. II, Prof. I, II). Aber als Grundstock dieser Mannigfaltigkeit in der Ausbildung erstreckt sich eine Hauptantiklinale von der Steinwandklamm bis zum Peilstein durch das ganze Gebiet.

Für die Deckschollen von Muggendorf und Auf der Hohenwart kann man kaum eine nachgosauische Weiterbewegung annehmen, da die Verbindung mit der Wurzelzone Wolfskogel—Waxeneck zu dieser Zeit bereits abgetragen gewesen sein dürfte. Lediglich die Stauung, die an der Bärenleiten und der Steinwand zu der Stirnfaltung, teilweise Rückfaltung geführt hat, hat auch auf die Deckschollen, die dem Bärenleiten—Steinwand-Zug ja unmittelbar anliegen, Rückwirkungen gehabt. So ist die Rückschuppung am Westrand der Muggendorfer Deckscholle entsanden (Taf. II, Prof. XVI b). Auch die starke Spezialfaltung des Gutensteiner Kalkes, die zwischen Buchereck und Buchereckriegel zu sehen ist, dürfte durch den Rückschub der Steinwandzug-Rückfalte entstanden sein (Taf. II, Prof. XI). Ebenso kann man das bergwärtige Einfallen des Gutensteiner Kalkes am Westhang der Ruhr als Stirnbildung beim Rückschub erklären (Taf. II, Prof. XI).

### **Die Nord—Süd-Einengung**

Die Nord—Süd-Einengung hat in allen vier Schubmassen dieses Gebietes W—E-streichende Strukturen geschaffen.

In der Reisalpendecke haben alle Stirnfalten und -schuppen W—E-Streichen, und sie sind, wie oben gezeigt worden ist, nachgosauisch gebildet worden. Das W—E-Streichen beherrscht das ganze Hoheckgebiet. Weiter gegen Westen zeigt noch der ganze nördliche Randsaum der Reisalpendecke bis zum Hallbachtal W—E-Streichen, während zwischen diesem Randsaum und dem Unterberg durchwegs NNE-Streichen herrscht.

In der Unterbergdecke hat die Nord—Süd-Einengung am Further Gaisstein zu der steilen Aufbiegung des Wettersteinkalkes und der Obertriasschichten und deren Abschnen in die W—E-Streichrichtung und in der östlichen Fortsetzung dieses Bereiches zu der steilen Heraus- schuppung des Wettersteinkalkes und der Lunzer Schichten südlich des Kirchensteinkammes geführt. Die Anlage dieser Strukturen kann nicht älter

sein als die nachgosauisch erfolgte Abschuppung der Schichtglieder der Obertrias zwischen dem Further Gaisstein und dem Triestingtal, sie ist also ebenfalls nachgosauischen Alters.

Vom Kirchenstein bis zur Sulzbacher Leiten zeigt sich ein Umschwenken aus der NW- bis N-Streichrichtung über die NE- in die WE-Streichrichtung, wie sie in der Sulzbacher Leiten herrscht. Das W—E-Streichen der Gosauschichten der Sulzbacher Leiten bedeutet aber wiederum eine nachgosauische Anlage dieser Streichrichtung. Zwischen dem Mitterriegel und der Sulzbacher Leiten kann man das Umknicken aus der NW-Richtung in die W—E-Richtung an der Grenze zwischen kalkig-klastischen und sandigen Gosaubildungen besonders gut erkennen.

In der Almesbrunn—Gaisstein-Gruppe sind die beiden W—E-streichenden Mulden nachgosauisch gefaltet, wie das Vorhandensein von Gosaublagerungen im Kern der Gaissteinmulde zeigt. Auch die schwache Querbiegung der Almesbrunnmulde gehört zu diesen Strukturen.

In der G ö l l e r d e c k e erkennt man das nachgosauische Alter der N—S-Einendungsstrukturen daran, daß beim „Bügelhof“ im Furthertal die Gosaubreccien-Zwischenschuppe der Deckenbasis gegen die Stirnsattelzone des Trammel—Groldenkogel-Zuges blattverschoben ist.

Zwischen dem Furthertal und Schwarzensee herrscht ein zick-zackartiges Abwechseln der NNE- und der W—E-Streichrichtung, so daß als „Interferenz“ beider Streichrichtungen ein nordöstlicher Verlauf der Zone der Lunzer Schichten zustandekommt.

Die Nord—Süd-Einengung hat in allen vier Schubmassen jeweils nur die Randbereiche deformiert, während in ihren zentralen Teilen das für dieses Gebiet charakteristische NNE-Streichen herrscht. Sie erweist sich somit als typische sekundäre Deformation der primären NNE-streichenden Strukturen.

Die Zerschneidung der Stirnantiklinale der G ö l l e r d e c k e im Trammel—Groldenkogel-Zug durch die N—S-verlaufenden Blattverschiebungen zeigt, daß die Nord—Süd-Einengung erst nach der Bildung der Stirnantiklinale wirksam gewesen ist. Auch in der Spezialfaltung des Reiflinger Kalkes am Torstein im Triestingtal erkennt man eine Deformation von N—S-streichenden Falten durch eine W—E-streichende Falte (Taf. VI, Diagr. 2 a). Andererseits aber zeigen alle Diagramme (Taf. VI, Diagr. 2, 3, 4) ein Rotieren der Zonenachsen  $\beta'$  um eine Symmetrieachse, was eine Gleichaltrigkeit der Falten bedeutet. Diese beiden gegensätzlichen Befunde sind so zu deuten, daß beide Achsenhauptrichtungen durch denselben Bewegungsvorgang zustande gekommen sind, daß also die W—E-streichenden Falten nur ganz wenig später als die N—S-streichenden Falten gebildet wurden. Das gilt, wie schon gesagt, für den Aufschlußbereich.

Im regionalen Bereich kann man aber eine ähnliche Erwägung anstellen: Die W—E-streichenden Stirnfalten und -schuppen in der Reisalpendecke und die NNE-streichende Stirnfaltenzone der G ö l l e r d e c k e dürften im wesentlichen gleichzeitig gebildet worden sein, zumal in der zwischen diesen beiden Decken liegenden Unterbergdecke zwischen Kirchenstein und Triestingtal ein Umschwenken aus der NNE-Streichrichtung in die W—E-Richtung stattfindet. Die Blattverschiebungen am Trammel und am Groldenkogel haben also die Stirnsattelzone der G ö l l e r d e c k e unmittel-

bar nach deren Bildung durchschnitten, und die Schuppungsfläche, die die Tannbergantiklinale durchzieht, wurde beim „Mayerhof“ auch noch zur Blattverschiebung.

Im folgenden Kapitel wird über den einheitlichen Bewegungsvorgang, der die Strukturen beider Streichrichtungen gebildet hat, noch weiteres ausgeführt werden.

### **Überblick über den zeitlichen Ablauf der Bewegungen**

Aus den neuen Beobachtungen in dem von mir aufgenommenen Gebiet und aus der Literatur über den Ostabschnitt der nördlichen Kalkalpen ergibt sich ein neues Bild des zeitlichen Ablaufes der tektonischen Bewegungen.

#### **Vorcenomane Bewegungen (Austrische Phase):**

- Erste Faltung in der späteren Frankenfesler Decke (?).
- Bildung der Falten der späteren Lunzer Decke.
- Bildung der Almesbrunnmulde.
- Faltung im Gebiet der späteren Puchberg—Mariazeller Linie.

#### **Vorgosauische Bewegungen (Subherzynische Phase):**

- Fortsetzung der Faltung in der Frankenfesler Decke.
- Bildung höherer Schuppen in der Frankenfesler Decke.
- Überschiebung der Lunzer Decke.
- Bildung der Schuppen in der Lunzer Decke.
- Überschiebung der Annaberger Decke.
- Überschiebung der Reisalpendecke.
- Überschiebung der Unterbergdecke.
- Überschiebung der Göllerdecke.
- Bildung der Schuppen in der Göllerdecke und Überschiebung der Deckschollen von Muggendorf und Auf der Hohenwart.
- Überschiebung der Hallstätter Decke.
- Überschiebung der Schneebergdecke.

#### **Nachgosauische Bewegungen (Laramische, Pyrenäische, Savische Phase)**

- Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone.
- Weiterbewegung der Reisalpendecke und Stirnbildung in der Hocheckgruppe und bei Hafnerberg.
- Abscherung der Dachschuppe der Reisalpendecke zwischen Further und Miratal.
- Weiterbewegung der Unterbergdecke nordöstlich des Further Gaissteins; geringfügige Weiterbewegung südwestlich des Further Gaissteins, wodurch am Mitterberg und am Unterberg Stirnfalten gebildet werden. Deformation des NE-Ausläufers der Unterbergdecke durch die NS-Einengung. Große Stirnwölbung im Ötscher—Dürrensteingebiet durch geringfügige Weiterbewegung der Unterbergdecke in diesem Bereich.

Weiterbewegung der Gölledercke nordöstlich des Miratales, verbunden mit Stirnfaltung des Steinwand—Tannberg—Peilsteinzuges (dabei Rückfaltung des Steinwandzuges). Deformation der Stirnfalten durch die NS-Einengung.

Weiterbewegung der Baumeckschuppe auf der Hohen Mandling und bei Schwarzau.

Abscherung der sogenannten „Dürre-Leitenschuppe“ vor dem Nordfuß des Kuchschneeberges.

Im Gebiet des Mürztales Weiterbewegung der Hallstätter Decke als Wieskogel—Wildalpenschuppe.

Im Gebiet der Hohen Wand Einfaltung der Gosaumulde der Neuen Welt, verbunden mit der Rückfaltung der Hohen Wand und der Überschiebung des Emmerbergzuges.

Geringfügige Weiterbewegung der Schneebergdecke am Südrand des Naßwalder Halbfenster und am NE-Ausläufer des Gahnzuges bei der Einfaltung der Gosaumulde der Neuen Welt.

Bildung der „Hochschwabschuppe“ E. S p e n g l e r s.

Rückschuppungen über die Gosauschichten am Südhang der Gahns.

Auf der Faziologisch-tektonischen Karte (Taf. IV) ist der Nordrand der Kalkalpen als vorgosauische, nachgosauisch weiterbewegte Überschiebung bezeichnet, d. h.: Schon vor der Ablagerung des Flysches waren die Kalkalpen, als Teil des Oberostalpinen Deckensystems, eine freischwimmende Deckenmasse.

## Die Schürflinge und ihre Bedeutung

An den Überschiebungslinien aller drei Teildecken der Ötscherdecke und der Deckscholle Auf der Hohenwart treten Rhät-Jura-Neokom-Schürflinge auf: Kössener Schichten, Kalksburger Schichten, Lias-Fleckenmergel, Radiolarit und Aptychenkalk. Diese Gesteine sind durch den Deckenschub von ihrem Herkunftsbereich abgeschürft, an den Basissen der Decken mitgeschleppt und an ihren Überschiebungsbahnen in ihre heutige Lage zwischen den einzelnen Decken geschoben worden. So findet man sie an der Basis der Reisalpendecke bei Hafnerberg, Nöstach—Dörfel und südlich Altenmarkt am Nordfuß des Kienberges der Hocheckgruppe<sup>o)</sup>, an der Basis der Gölledercke bei Sulzbach—Eberbach und Rehgras—Furth und an der Basis der Deckscholle Auf der Hohenwart beim „Lichtensperger“ und beim Buchereck und Buchereckriegel; und schließlich fand ich auch an der Basis der Unterbergdecke in der Hocheckgruppe unter der Zwischenschuppe aus Reiflinger Kalk einen kleinen Lesestein aus Lias-Fleckenmergel, der ein sicherer Schürfling ist.

A. S p i t z (1919) hat die ihm bekannten Vorkommen dieser Gesteine bei Heiligenkreuz, Groisbach und Nöstach—Hafnerberg (1919, p. 42—46) und bei Sulzbach—Eberbach (1919, p. 43, 51—54) als Fenster der Lunzer Decke unter der Ötscherdecke aufgefaßt (siehe auch A. S p i t z, 1919, p. 108, Fig. 12). L. K o b e r (1926, p. 57) meinte, daß diese Gesteine den von ihm schon 1911 (p. 87) irrtümlich angenommenen Liegendschenkel der

<sup>o)</sup> Die anderen Liasvorkommen südlich Altenmarkt a. d. Triesting müssen erst untersucht werden.

Ötscherdecke darstellen, oder vielleicht auch „verschleppte Schollen der Lunzer Decke“ sein können. P. S o l o m o n i c a (1934, p. 111) hingegen äußerte „betreffs der Herleitung“ dieser Schürflinge aus der Schichtfolge der Lunzer Decke „gewisse Bedenken“, da „diese Schollen unter drei von Norden nach Süden folgenden Teildecken der Ötscherdecke immer wiederkehren“. Er schreibt weiter auf p. 112: „Die Deutung dieser Tatsachen als die einer lateralen Verzahnung der subalpinen Fazies mit der Ostalpinen (wie dies V. U h l i g 1907 vermutet hatte), die am Alpenostrand eben auch auf die Ötscherdecke übergreift, scheint mir doch viel plausibler zu sein.“ Und zusammenfassend auf p. 114: „Bezüglich der ‚inneren Fenster‘ (A. S p i t z, 1919) wird die Ansicht vertreten, daß das mehrfache Auftreten von Kalksburger Schichten innerhalb der basalen Teile der Ötscherteildecken auf eine stratigraphische, seitliche Verzahnung zweier Faziesgebiete und nicht auf tektonische Verschleppung zurückzuführen ist.“

Diese Ansichten von A. S p i t z (1919), L. K o b e r (1926) und P. S o l o m o n i c a (1934) haben sich alle als unhaltbar erwiesen, da die in den Liasbildungen der Schürflinge vertretenen Fazies weder in der Schichtfolge der Lunzer Decke noch in den Schichtfolgen der drei Teildecken der Ötscherdecke vorkommen, sondern vielmehr einem weiter nördlich gelegenen Ablagerungsbereich angehören.

So deutet H. K ü p p e r (1951, Taf. IV, V, und 1954, p. 33) die Jura-vorkommen von Groisbach und Nöstach an Hand des Auftretens von Lias-Fleckenmergel und Kalksburger Schichten als Fenster, „wo Gesteinsmaterial der randlichen Frankenfeser Decke unter einer Umrahmung der Lunzer Decke hervortauchen“. Da aber hier tatsächlich keine Umrahmung der Lunzer Decke existiert, hat E. S p e n g l e r (1959, p. 286) diese Deutung dahingehend abgeändert, daß ein Fenster der Frankenfeser Decke unter der Ötscherdecke vorliegt, wobei die Lunzer Decke dazwischen fehlt.\*) Das sei „am leichtesten so zu erklären, daß die vorgosauische Hauptüberschiebung der Ötscherdecke (H. K ü p p e r, 1954, p. 32, Fig. 3) älter ist als die diese Schubfläche durchschneidende Überschiebungsfäche der Lunzer und Ötscherdecke über die Frankenfeser Decke“. Dasselbe gelte auch für die „Fenster“ von Nöstach und von Heiligenkreuz.

Wollte man nun versuchen, dieses Deutungsschema auf den Bereich von Sulzbach—Eberbach zu übertragen, so müßte man dort bereits annehmen, daß die Überschiebungsfäche über die Frankenfeser Decke sogar drei Decken, die Lunzer Decke, die Reisalpendecke und die Unterbergdecke durchschnitten habe, und bei den Rhät-Lias-Vorkommen an der Basis der Hohenwart-Deckscholle sieht man schließlich, daß es falsch ist: Die Verhältnisse zeigen zu deutlich die Stellung der Rhät-Lias-Gesteine als Schürflinge an der Basis der Deckscholle, auflagernd auf der Zone der Lunzer Schichten. Aber auch bei Eberbach zeigen alle Lagerungsbeobachtungen, daß die Schürflinge auf den Gesteinen der Further Gosauzone liegen. Schließlich kann auch jener Lias-Fleckenmergel-Lesestein auf dem Altenmarkter Gemeindeberg unmöglich als Fenster der Frankenfeser Decke gedeutet werden. So kann auch für die Jura-Gesteine von Nöstach—Hafnerberg, Groisbach und Heiligenkreuz kein Zweifel bestehen: Sie sind

\*) Zu einer derartigen Deutung kommt auch B. P l ö c h i n g e r (1960 a, S. 57, 67, und 1960 b, S. A. 61).

als Schürflinge an der Basis der Reisalpendecke und der Gölledercke auf die Brühl—Altenmarkter Gosauzone aufgeschoben.

Dasselbe gilt auch für alle derartigen Vorkommen auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd (E. Spengler, 1931): Für die Kössener Schichten und Lias-Fleckenmergel \*) bei Kleinzell, für den Lias-Fleckenmergel und Gryphaenkalk zwischen Reisalpe und Rotenstein, für den Lias-Fleckenmergel und Aptychenkalk bei Türnitz und schließlich für den Aptychenkalk im Schmelzfenster bei Annaberg. Das alles sind Schürflinge an der Basis der Reisalpendecke. Überall sind diese jüngeren Gesteine mit dem Werfener Schiefer und Gips der Deckenbasis vergesellschaftet, vielfach in diese eingewickelt. Schon E. Spengler (1921, p. 113, 114, 125 und p. 139—141, Fig. 14, obere Profile) hat diese Gesteine als Schürflinge (Schubschollen) erkannt. Er hat sich aber 1959, p. 266, 267, 286, für deren Deutung als Fenster entschieden (vgl. 1928, p. 197, Fig. 14, untere Profile), im Sinne des oben nach E. Spengler (1959, p. 286) wiedergegebenen Bewegungsvorganges.

Die in den Schürflingen auftretenden Liasfazies zeigen, daß die Schürflinge nicht von der Lunzer Decke, der Reisalpendecke, der Unterbergdecke noch von den tieferen Schuppen der Gölledercke abgeschürft worden sein können, denn überall in diesen Decken tritt der Lias ausschließlich in kalkiger Fazies auf: Hierlatzkalk, Adnetter Kalk, Enzesfelder Kalk (erst in den Schichtfolgen der höchsten Schuppen der Gölledercke und der Hallstätter Decke auf der Hohen Wand gibt es über dem Liaskalk auch Lias-Fleckenmergel). Auch kann man nirgends einen Fazieswechsel oder Faziesübergang in die Liasbildungen der Schürflinge beobachten. Wollte man nun annehmen, daß solche Fazieswechsel und das anstehende Vorkommen der Gesteine der Schürflinge ausgerechnet in den jeweils überschobenen Teilen der vier in Frage kommenden Decken stattfindet, so müßte man quer zum Streichen acht derartige Fazieswechsel, die man durch nichts beweisen kann, annehmen. Die strenge Zonengebundenheit im Streichen, mit der im gesamten Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen den Weyerer Bögen und dem Wiener Becken die einzelnen Fazies der Lias auftreten, läßt für solch eine unbeweisbare Annahme keinen Raum. Was man im Gelände tatsächlich beobachten kann, ist folgendes: Die Rhät- und Liasbildungen der Schürflinge zeigen die gleichen Fazies, die man anstehend im Nordteil der Frankenfesler Decke (der sogenannten Kieselkalkzone) findet. Der Aptychenkalk kommt auch in der Schichtfolge der Lunzer Decke vor; er eignet sich also nicht so sehr für eine Präzisierung des Herkunftsbereiches der Schürflinge.

Dieser Herkunftsbereich war den Basissen aller drei Teildecken der Ötscherdecke zugänglich, das bedeutet: Die Lunzer Decke und die drei Teildecken der Ötscherdecke liegen nicht mit großen Überschiebungsweiten übereinander, sondern mit geringeren Überschiebungsweiten in gestaffelter Anordnung hintereinander. Nur so ist

\*) und Kalksburger Schichten und Lias-Kieselkalk.

das Auftreten immer der gleichen Gesteinsvergesellschaftungen der Schürflinge an den Basissen aller vier Schubmassen zu erklären. Abb. 3 (Taf. VI) zeigt diesen gestaffelten Bau der Kalkvoralpen in schematischer Weise.

Man kommt also hier von einer ganz anderen Seite her zu einem Bild geringer Überschiebungsweiten der einzelnen Decken, wie es E. Spengler (1959) seiner Abwicklung der Decken der Kalkalpen als Grundannahme zugrundegelegt hat. Gleichzeitig aber gewinnt man einen neuen stichhaltigen Beweis für den Charakter der Kalkalpen im ganzen als freischwimmende, fernüberschobene Decke.\*)

Die Schürflinge konnten nämlich nur auf die Weise in die Überschiebungsbahnen der einzelnen Decken der Kalkalpen gelangen, daß vom Nordrand der als gesamter Ablagerungsraum ursprünglich weit im Süden gelegenen Kalkalpen, an dem die in den Schürflingen vertretenen Fazies anstehend auftreten, Teile dieses Faziesgebietes bei der ersten Fernbewegung der Oberostalpinen Decke durch die Reibung auf dem überschobenen Untergrund abgeschürft und von der Hauptmasse der Kalkalpen überfahren wurden; so wurden zunächst einzelne Schollen und Fetzen dieser Gesteine unter der freischwimmenden Masse der Kalkalpen verteilt und dann bei der Bildung der Einzeldecken der Kalkalpen an deren Überschiebungsbahnen aufgeschürft.

Die Bildung der Einzeldecken der Kalkalpen geschah bereits vorgosauisch, in der Subherzynischen Phase, mit ihr also auch die Aufschürfung der Schürflinge, und man findet in der Tat einige Stellen, an denen Gosauablagerungen transgressiv auf Teilen eines Deckenrandes liegen, unter dessen Basis man die Schürflinge findet. Der erste Fernschub der Oberostalpinen Decke in ihrer Gesamtheit über die Zentralalpen geschah hingegen schon vorcenoman, in der Austrischen Phase, wie die neuesten Untersuchungen von A. Tollmann (1960, p. 511) gezeigt haben. Die Schürflinge konnten so bereits vorcenoman vom Nordrand der Oberostalpinen Decke abgeschürft und unter den Kalkalpen verteilt werden, bevor sie vorgosauisch an den Überschiebungsbahnen der einzelnen Decken aufgeschürft wurden. Durch nachgosauische Weiterbewegungen der Decken wurden sie schließlich in ihre heutige Lage auf den transgressiven Gosauauflagerungen der einzelnen Decken geschoben.

### **Das Verhältnis zwischen der Annaberger Decke und der Reisalpendecke**

Die Annaberger Decke und die Reisalpendecke als voneinander unvollständig getrennt zu betrachten (E. Spengler, 1928, p. 126; 1931 [Erläuterungen], p. 88; 1959, p. 266) scheint mir nicht zwingend. Das

\*) Dieses Ergebnis stimmt mit dem Bild, das das Windischgarstener Fenster bietet, trefflich überein: die Flyschzone liegt dort unter einer der höheren Kalkalpendecken ohne Zwischenlagerung der tieferen.

Auftreten von Schürflingen beim „Berghof“ südlich Türnitz zeigt, daß hier eine Hauptüberschiebungsfläche verläuft (so wie es E. Spengler 1928 auf Ta. I, Prof. IV, gezeichnet hat). Hinzu kommt, daß Spenglers Deutung des Schmelzfensters als hervortretende Frankenfesler Decke, dazu noch mit verkehrter Schichtfolge aus Wettersteinkalk und Lunzer Schichten (1928, p. 139, Fig. 14, untere Profile; p. 140, und 1959, p. 265) unbeweisbar ist, da der Frankenfesler Decke die Unter- und Mitteltrias tektonisch verlorengegangen ist, man diese Schichtglieder also gar nicht kennt. Mir erscheint die andere Deutungsmöglichkeit, die E. Spengler (1928, p. 139, Fig. 14, obere Profile) gibt, als die richtige, mit dem Zusatz, daß kein gewöhnlicher Sattel vorliegt, sondern eine zerrissene liegende Falte, daß also der Wettersteinkalk und die Lunzer Schichten den Hangendflügel der Annaberger Decke darstellen. Über diesen teilweise erodierten Hangendflügel der Annaberger Decke ist die Reisalpendecke überschoben und über die teilweise erodierte Reisalpendecke die Unterbergdecke (Taf. IV).

Das Annaberger Fenster ist demnach ein Scherenfenster, an dessen Nordwestrand die Annaberger Decke in Lunzer Fazies und an dessen Südostrand die Reisalpendecke in dolomitreicher Fazies liegt. Die verschiedenen Fazies sprechen deutlich für diese Deutung: Es ist immer eine belastende Zusatzhypothese, wenn man in einem erodierten Zwischenstück zwischen zwei Schubmassen einen Fazieswechsel annehmen muß, wie es nach der von E. Spengler gegebenen Deutung des Annaberger Fensters notwendig wäre.

Auf diese Weise läßt sich die Reisalpendecke als klar abtrennbare Decke von Türnitz bis zu ihrem Auskeilen im Erlaufstal gegen Westen verfolgen. Die Reisalpendecke gehört also zur Ötscherdecke, ganz im Sinne der Deckengliederung der östlichen Nordalpen von L. Kober (1912), der ja die Ötscherdecke nicht nur durch die Überschiebung der Ötscher—Dürrenstein-Hochfläche auf die Lunzer Decke im Westteil, sondern auch durch die Überschiebung des Reisalpen—Hohenberg—Hoheckzuges über die Brühl—Altenmarkter Gosauzone im Ostteil definiert hat. An diese Definition muß man sich halten, wenn der Begriff Ötscherdecke überhaupt einen Sinn haben soll.

## VI. REGIONALE BETRACHTUNGEN

Zum Schluß soll durch einige regionale Betrachtungen die Frage der „Umbiegung aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichrichtung“ gelöst werden. Die Frage ist von allen Geologen, die im östlichen Abschnitt der Kalkalpen gearbeitet haben, erörtert worden, so von E. Suess, A. Bittner (1886, p. 172), A. Spitz (1919, p. 112, 115), L. Kober (1926, p. 52), A. F. Tauber (1943), H. Küpper (1949, p. 127 und 1951, p. 23), F. Prokop (1951, p. 20) und E. Spengler (1959, p. 303, 304). Jeder dieser Forscher sah die alpin-karpathische Abbiegung an einer anderen Stelle, meist in der Mitte seines eigenen Arbeitsgebietes: A. Spitz bei Groisbach, L. Kober bei Altenmarkt, F. Prokop bei Rainfeld an der Gölsen und E. Spengler an mehreren Gelenken, die in jeder Decke an einer anderen Stelle liegen. Nur H. Küpper be-

schränkt sich auf eine rein phänomenologisch-beschreibende Darstellung der Strukturverhältnisse um Altenmarkt, ohne auf deren Deutung als „alpin-karpathischen Streichungsknick“ zu verfallen. A. F. T a u b e r hingegen entwarf ein S—N-streichendes Gebirge zwischen den W—E-streichenden Alpen und Karpathen, entstanden durch einen miozänen E—W-Schub, welches heute unter den Sedimenten des Wiener Beckens liegt. — In Wirklichkeit aber gibt es kein unvermitteltes Umknicken aus der ostalpinen in die westkarpathische Streichrichtung.

Am besten erkennt man das, wenn man die Streichrichtung der Flyschzone im Ostausläufer der Nordalpen betrachtet: Sie bildet einen großen ostalpin-westkarpathischen Bogen, der sich mit im wesentlichen gleichmäßig zunehmender Nordwendung der ENE-Streichrichtung um den Süd- und Südostteil der Böhmisches Masse legt. Auch der Nordrand der Kalkalpen, d. h. der Frankenfesler Decke, zeigt zwischen dem Ybbstal und dem Pielachtal ENE-Streichen, während die Lunzer Decke bis zum Traisental von dieser Streichrichtung beherrscht wird, wenn man von lokal auftretenden Querfaltungen absieht (siehe A. R u t t n e r, 1948, Taf. 1).

Zwischen Pielach- und Traisental biegt aber die Streichrichtung dieser beiden Randdecken der Kalkalpen in die W—E- bis ESE-Richtung ab, die durch die Linie Rabenstein, Hainfeld, Altenmarkt gekennzeichnet ist. Auf diese Weise kommt zwischen den Kalkalpen und der Flyschzone eine tektonisch diskordante Überschiebungsgrenze zustande, unter der die Flyschzone mit ungestörter ENE-Richtung herausstreicht. Bei Altenmarkt a. d. Triesting schwenken die beiden tiefsten Decken der Kalkalpen wieder in die ENE- bis NE-Streichrichtung zurück und verlaufen bis Wien ganz und gar parallel der Flyschzone. Das W—E- bis ESE-Streichen des Nordrandes der Kalkalpen zwischen Rabenstein und Altenmarkt ist also nur eine lokale Veränderung der Streichrichtung zwischen zwei Gebieten, die von der ENE- bis NE-Streichrichtung des alpin-karpathischen Bogens beherrscht werden. Es ist somit durchaus verfehlt, diese lokale Erscheinung als ostalpine Streichrichtung schlechthin, die bei Altenmarkt in das westkarpathische NE-Streichen umknickt, zu bezeichnen.

In Kap. IV und V wurde gezeigt, daß auch in den drei Teildecken der Ötscherdecke zwischen Piesting- und Triestingtal eine W—E-Streichrichtung und eine NNE-Streichrichtung auftreten, und daß die W—E-Streichrichtung die primären NNE-streichenden Strukturen sekundär deformiert hat. Es liegt nahe, daß diese W—E-Streichrichtung und jene lokale W—E-Abbiegung des Streichens der Frankenfesler und der Lunzer Decke zwischen Rabenstein und Altenmarkt auf einen gemeinsamen Bewegungsvorgang, nämlich auf die nachgosauische Nord-Süd-Einengung zurückgehen müssen. Dies wird besonders deutlich durch den gemeinsamen W—E-streichenden Verlauf der Frankenfesler Decke, der Brühl—Altenmarkter Gosauzone und des Nordrandes der Reisalpendecke zwischen dem Hallbachtal und Altenmarkt.

Betrachtet man nun die Streichrichtung in der Ötscherdecke, so sieht man, daß auch deren drei Teildecken im großen gesehen zunächst mit

ENE-Streichen von Westen nach Osten herüberziehen, wengleich es auch hier lokale Querrichtungen gibt, wie die älteren Querfalten im Ötscher—Dürrensteingebiet (A. R u t t n e r, 1948) und das durch die schüsselförmige Lagerung der Türnitzer—Högergruppe bedingte N—S-Streichen an dessen Westhängen. Im Osten zeigen die drei Teildecken der Ötscherdecke ein Umschwenken des Streichens in die NNE-Richtung, und zwar alle drei an ganz verschiedenen Stellen, wie auch E. S p e n g l e r (1959, p. 303, 304) es beschreibt. Nimmt man diese drei Stellen in stratigraphisch-faziologischer Beziehung etwas näher in Augenschein, so sieht man, daß es in jeder der drei Decken genau derjenige Bereich ist, in dem die dolomitreiche Fazies in die Lunzer Fazies übergeht. Da mit diesem Faziesübergang ein plötzliches Auskeilen des Wettersteindolomites und damit eine Abnahme der Mächtigkeit der Schichtfolge verbunden ist — die nun in dem Bereich der Lunzer Fazies mächtiger werdenden karnischen Schichten erreichen bei weitem nicht die Mächtigkeit des Wettersteindolomites in der Schichtfolge der dolomitreichen Fazies —, so ergibt sich damit ganz von selbst ein Umschwenken des Schichtstreichens in die NNE-Richtung, indem die Obertriassschichten auf dem linsig auskeilenden Wettersteindolomit liegen.

Auf meiner tektonischen Karte (Taf. IV) habe ich die Verbreitung der dolomitreichen Fazies im Ostabschnitt der Kalkalpen eingetragen, und zwar nach derjenigen Definition, die E. S p e n g l e r (1931 [Erläuterungen], p. 88—90) gegeben hat. Sie entspricht den Verhältnissen in der Natur besser als die Version „Rohrer Fazies“ auf der Palaeogeographischen Karte von E. S p e n g l e r (1959, p. 292; Taf. IV). Nach dieser ursprünglichen Definition besteht die Schichtfolge der Trias in der dolomitreichen Fazies aus:

- Kössener Schichten (im N), auch geringmächtiger Plattenkalk (im N).
- Dachsteinkalk (nur im S).
- Hauptdolomit (mächtig).
- Opponitzer Kalk und Dolomit (geringmächtig).
- Lunzer Schichten (geringmächtig).
- Wettersteindolomit (sehr mächtig).
- Wettersteinkalk (in der Mitte des Faziesgebietes am mächtigsten).
- Reiflinger Kalk
- Gutensteiner Kalk (Mächtigkeit gegen S abnehmend).
- Wurfener Schichten (nur im N erhalten).

Die mächtigen Dolomite in zwei Stufen der Trias machen die Decken, in denen die dolomitreiche Fazies vertreten ist, zu starren, wenig deformierbaren Massen. Im Westteil der Ötscherdecke (Unterbergdecke und Göllerdecke westlich der Erlauf) tritt eine dolomit- und dachsteinkalkreiche Fazies auf, die E. S p e n g l e r (1959, p. 292; Taf. IV) „Gesäusefazies der Dachsteinkalkfazies“ nennt. Sie zeichnet sich dadurch aus, daß über dem Hauptdolomit (Dachsteindolomit nach A. R u t t n e r) durch petrographischen Übergang mächtiger Dachsteinkalk folgt; sie ist also im wesentlichen dem südlichen Typus der dolomitreichen Fazies verwandt. Diese Schichtfolge ist ebenso schwer deformierbar wie die dolomitreiche Fazies. Man findet in ihr die älteren Querfalten des Ötscher—Dürrensteingebietes (A. R u t t n e r, 1948) und die gesichert nachgosauische Stirn-

wölbung, die — bezeichnend für ihre Starrheit — von Längsbrüchen begleitet ist.

Diese starren Gesteinsmassen der Ötscherdecke, in zwei (im W) bzw. drei (im E) Teildecken übereinandergestapelt, wurde auf die aus der leicht deformierbaren Schichtfolge der Lunzer Fazies bestehende, lebhaft gefaltete und dann verschuppte Lunzer Decke überschoben. Auch die Annaberger Decke ist eine derartige Schuppe, die aus der Lunzer Musterfalte hervorgeht und etwas weiter überschoben ist. Unter der Lunzer Decke liegt die Frankenfelder Decke, deren Schichtfolge ebenfalls der Lunzer Fazies angehört. Auf diese Weise stehen in den östlichen Kalkvoralpen zwei Deckengruppen mit verschiedenen deformierbaren Schichtfolgen einander gegenüber (Abb. 3).

Da nun die Decken der Kalkvoralpen in gestaffelter Anordnung hintereinander liegen, so kann jede Decke nur durch den Schub der jeweils höheren Decke bewegt oder deformiert werden. Das bedeutet aber gleichzeitig, daß die Form der jeweils höheren Schubmasse durch die an jeder Stelle ihres Randes von dieser Form abhängige Richtung der Schubübertragung mitbestimmend ist für die Formung der jeweils tieferen Schubmasse. Ein anderer wesentlicher Faktor einer Schubmasse ist die Starrheit oder leichte Deformierbarkeit ihrer Schichten, die durch die Fazies bedingt ist. Treten im Streichen einer Schubmasse verschiedene Faziesbezirke mit verschiedener Deformierbarkeit der Schichtfolge auf, so werden bei der Auswirkung des Schubes einer höheren Schubmasse Bereiche verschiedenartiger Verformung in der tieferen Schubmasse entstehen. Im wesentlichen also durch diese beiden Faktoren, die spezifischen Schubrichtungen und die verschiedenen Deformierbarkeiten faziesverschiedener Schichtfolgen, wurden bei den Deckenüberschiebungen, die im Ostabschnitt der nördlichen Kalkalpen heute sichtbaren Strukturen und Streichrichtungen geformt.

Betrachtet man nun die Nordostgrenze des Gebietes der dolomitreichen Fazies, d. h. des starren Bereiches in der Ötscherdecke, so sieht man, daß sie schräg von der Streichrichtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens gegen ESE zurückweicht. Der Nordrand des Bereiches der Lunzer Fazies in der Reisalpendecke und die Nordränder der Lunzer und der Frankenfelder Decke, d. h. der Nordrand der Kalkalpen überhaupt, weichen ebenfalls in dieser Richtung von der Streichrichtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens zurück: die starre Masse des Gebietes der dolomitreichen Fazies in der Ötscherdecke wird von den nördlich gelegenen Schichtmassen des Gebietes der Lunzer Fazies in einem gegen E bis ESE abschwenkenden Bogen unterlagert, oder anders gesagt: der Vorschub der starren Masse des Gebietes der dolomitreichen Fazies in den drei Teildecken der Ötscherdecke hat die leichter deformierbaren Schichtmassen des nördlich gelegenen Gebietes der Lunzer Fazies in der Reisalpendecke, der Lunzer Decke und der Frankenfelder Decke zu einem gegen E bis ESE im Streichen abschwenkenden

Deckenstapel geformt. Dadurch entsteht die tektonisch diskordante Grenze zwischen den Kalkalpen und der Flyschzone.

In der Reisalpendecke, in der der Bereich des Fazieswechsels am weitesten westlich liegt, schwenkt das Streichen der Schichten zunächst im Hallbachtal in die NNE-Richtung ein; es wendet sich aber unter dem Einfluß der starren Masse der Unterbergdecke, in der das Gebiet der dolomitreichen Fazies weiter gegen Osten reicht, und der Faziesgrenze in der Reisalpendecke selbst, die am Fuß des Unterberges gegen Osten verläuft, zurück in die W—E-Richtung. Auf diese Weise kommt der W—E-streichende Nordrand der Reisalpendecke zwischen dem Hallbachtal und Altenmarkt zustande. Es treten hier mehrere Blattverschiebungen auf, an denen jeweils der westliche Bereich gegenüber dem östlichen relativ gegen Norden verschoben ist. Das zeigt deutlich, daß dieser W—E-streichende Deckenrand durch ein gestaffeltes Zurückbleiben von Teilbereichen dieses Randes entstanden ist. In der Hoheckgruppe und beim Hafnerberg kommt es schließlich sogar zu intensiver Stirnfaltung und Stirnschuppung mit W—E-streichenden Achsenrichtungen.

In der Unterbergdecke geht die dolomitreiche Fazies nördlich des Miratales in die Lunzer Fazies über, indem hier der Wettersteinkalk auskeilt: die Obertriasschichten schwenken in die NNE-Streichrichtung um. Die Mitteltriasskalke im Liegenden des Wettersteinkalkes dagegen zeigen nach der Karte von W. Steinhäuser (1959) kein Umschwenken im Streichen. Ihre Streichrichtung bildet zwischen Unterberg und Further Gaisstein die NE-streichende Sehne zwischen der W—E- und der NNE-Streichrichtung der Obertriasschichten, ganz so, wie es dem linsenartigen Auskeilen des Wettersteinkalkes, den diese Schichten als Liegendes und Hangendes unter-, bzw. überlagern, entspricht.

Bei Pernitz keilt auch in der Göllerdecke der Wettersteindolomit aus, wodurch auch hier die Streichrichtung der Schichten gegen NNW umschwenkt.

Durch das Endigen des starren Gebietes der dolomitreichen Fazies im Piestingtal können im östlich anschließenden Bereich der Lunzer Fazies mit ihrer leichter deformierbaren Sichtungfolge wieder alle Strukturen in die NNE- bis NE-Streichrichtung, d. h. in die Richtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens zurückschwenken. Die endende W—E-Strukturrichtung wirkt sich noch in den Randbereichen der Unterbergdecke und der Göllerdecke als Nord-Südeinengung, die die NNE-streichenden Strukturen sekundär deformiert, aus.

Im Triestingtal keilt die Unterbergdecke aus, bei Nöstach an der „Pöllahof“-Querstörung die Reisalpendecke. Der Nordrand der Kalkalpen schwenkt bei Altenmarkt a. d. Triesting durch den Schub der NE-streichenden Göllerdecke in die NE-Streichrichtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens zurück.

Es wird nun auch verständlich, was die Ursache der N—S-Einengung ist, warum diese die NNE-streichenden Strukturen in den Randbereichen der Unterbergdecke und der Göllerdecke zwischen Piesting- und Triestingtal deformiert hat, und daß tatsächlich die Struk-

turen beider Richtungen aus einem Bewegungsvorgang hervorgehen, wie es im Aufschlußbereich die Fächertektonik in den Diagr. 2—4 (Taf. VI) zeigt: **aus dem nachgosauischen NNW-Schub der Kalkalpen im Sinne der Anlage eines gemeinsamen ostalpin-karpathischen Bogens.**

Von einem jüngeren E—W-Schub, wie ihn A. F. T a u b e r (1943) behauptet hat, kann also überhaupt keine Rede sein. Denn auch das Umschwenken der Streichrichtung der Anningermulde ist entsprechend den in diesem Kapitel entwickelten Prinzipien so zu erklären, daß im Lindkogelgebiet wieder die dolomitreiche Fazies auftritt. Der Wettersteindolomit des Lindkogelgebietes keilt gegen NE aus, dadurch schwenkt wiederum das Streichen der Obertriasschichten in die N-Richtung, um sich im Anningergebiet wieder in die NE-Richtung, die allgemeine Streichrichtung der Kalkalpen, zu legen.

Die Ötscherdecke wurde also im Sinne der Anlage des ostalpin-westkarpathischen Bogens gegen NNW geschoben. Für die vorgosauische Schubfläche der Ötscherdecke auf der Annaberger Decke zwischen Türnitz und dem Pielachtal läßt sich keine nachgosauische Reaktivierung nachweisen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich die nachgosauischen Bewegungen der Ötscherdecke westlich Türnitz auf einen ganz kurzen Vorschub im Ötscher-Dürrensteingebiet beschränkt haben, wobei die Stirnwölbung in diesem Bereich gebildet wurde. Auch für die Schubfläche der Unterbergdecke auf der Reisalpendecke läßt sich bis zum Furthertal keine nachgosauische Bewegung nachweisen, ebenso nicht für die Schubfläche der Göllerdecke bis zum Piestingtal. So ist anzunehmen, daß die Ötscherdecke in ihrem Westabschnitt bei den nachgosauischen Schüben im wesentlichen nur als Überträger dieser Schübe auf die Randeinheiten der Kalkalpen bei deren Überschiebung auf die Flyschzone gewirkt hat.

Erst östlich des Traisentalles erkennt man an der Basis der Reisalpendecke bzw. der Göllerdecke östlich Altenmarkt a. d. Triesting eine weiträumige Überschiebung der Ötscherdecke auf die Brühl-Altenmarkter Gosauzone, d. h. auf die Randeinheiten. Das Zurückbleiben der Lunzer und der Frankenfesler Decke bei ihrem Abschwenken aus der ENE- in die ESE-Streichrichtung ist von einer stärkeren Überschiebung begleitet. Während nämlich westlich des Traisentalles die Ötscherdecke, die dort aus der starren Schichtfolge der dolomitreichen Fazies aufgebaut wird, die Lunzer Decke nachgosauisch vor sich hergeschoben hat, hat sie sie östlich des Traisentalles überschoben. Die nachgosauische, reaktivierte Überschiebung beginnt am Nordfuß des Türnitzer Högers, gegen Osten gehend sieht man immer größere nachgosauische Überschiebungsweiten (siehe E. S p e n g l e r 1928, p. 137, Fig. 13; Taf. I, Prof. VI-XI), namentlich das leichter deformierbare Gebiet der Lunzer Fazies in der Reisalpendecke zeichnet sich als überschiebender Bereich aus, unter dem die Randeinheiten gegen Osten fast verschwinden.

Auch in der Unterbergdecke und in der Göllerdecke treten erst im Gebiet der Lunzer Fazies östlich des Piestingtales nachgosauisch reaktivierte Überschiebungen auf. So erreichen die Lunzer und die Frankenfesler Decke östlich des Traisentalles nirgends mehr die Breite, die sie im Westen zeigen.

Diese Strukturformung war aber schon bei der vorgosauischen Überschiebung wirksam \*): das zeigen die vorgosauisch gebildeten höheren Schuppen der Göllerdecke und die Überschiebungslinie der Hallstätter Decke der Hohen Wand. Sie alle streichen gegen NE. Die starre Gesteinsmasse des Gebietes der dolomitreichen Fazies in der Göllerdecke hat also auch Rückwirkungen auf die höheren Schuppen und Decken ausgeübt, sie legen sich in einem aus der ENE- in die NE-Streichrichtung abschwinkenden Bogen im Südosten um diese herum. So wird dieser starre Gesteinsbereich an der Stelle, an der er gegen Osten auskeilt, im Norden von einem Bogen leichter deformierbarer Schichten unterlagert, im Süden überlagert.

Selbstverständlich folgt auch die nachgosauische Einfaltung der Gosaulmulde der Neuen Welt in die Hallstätter Decke und die damit verbundene Rückfaltung am Südosthang der Hohen Wand und die Überschiebung des Emmerbergzuges dieser NE-Streichrichtung.

## VII. ZUSAMMENFASSUNG

Diese Arbeit ist eine geologische Untersuchung der Ötscherdecke zwischen Piestingtal und Triesting-Peilsteingebiet.

In stratigraphischer Hinsicht wurde angestrebt, auf Grund der bereits vorhandenen älteren stratigraphischen Angaben eine möglichst genaue Kartierung der Schichtglieder und Schichtgrenzen durchzuführen. Dabei mußten einige stratigraphische Revisionen vorgenommen werden.

Die drei Teildecken der Ötscherdecke, die Reisalpendecke, die Unterbergdecke und die Göllerdecke, konnten auch in diesem Bereich als selbständige Einheiten festgestellt und gegeneinander genau abgegrenzt werden. Der heutige tektonische Bau geht auf nachgosauische Bewegungen zurück, die aber lediglich Weiterbewegungen auf den Schubflächen vorgosauisch überschobener Decken sind. Die Ränder der Reisalpendecke und der Unterbergdecke zeigen in diesem Gebiet nachgosauische Stirnfaltungen, die mit Schuppungen verbunden sind, insbesondere in der Göllerdecke ist eine SW—NE-verlaufende Stirnsattelzone ausgebildet, die zwischen Triestingtal und Furthertal eine Kulmination zeigt. Sowohl gegen NE als auch gegen SW erkennt man ein Abtauchen der Sattelzone, welches durch antithetische Querstörungen kompensiert wird. — Auf dem Randbereich der Göllerdecke liegen im Südteil des Gebietes zwei Deckschollen, die in einer höheren Schuppe der Göllerdecke wurzeln. — Die Deckengrenzen erfuhren auf der Karte eine genaue Darstellung, die auf den bisherigen Karten noch nicht gegeben war.

An den Basissen aller vier in diesem Gebiet auftretenden Schubmassen wurden Rhät-Lias-Malm-Neokom-Schürflinge gefunden, deren Liasfazies auf eine Herkunft dieser Gesteine aus der Schichtfolge

\*) wie schon die Verschmälerung der Frankenfesler Decke zwischen Pielachtal und Altenmarkt a. d. Tr. zeigt.

der Frankenfesler Decke, und zwar deren Nordrand (der sog. Kiesalkalkzone) hinweisen. Sie wurden durch einen Abschürfungs- und Einwicklungsvorgang beim Fernschub des Oberostalpinen Deckensystems, dessen Nordrand die Nördlichen Kalkalpen sind, in ihre heutige Lage gebracht.

Über den Rahmen des engeren Untersuchungsgebietes hinaus wurden in einer tektonischen Synthese die Faltungen und Überschiebungen im Ostteil der nördlichen Kalkalpen als allgemein vorgosauische Vorgänge erkannt. Nur wenige Überschiebungsflächen zeigen teilweise nachgosauische Reaktivierungen. Das Vorkommen von Schürflingen an den Deckenbasissen wurde als häufige Erscheinung festgestellt, die einerseits auf eine gestaffelte Anordnung hintereinander liegender Decken mit kurzen Überschiebungsweiten hinweist, gleichzeitig aber einen wertvollen Beweis der Fernüberschiebung der Kalkalpen als Ganzes ergibt.

In einer regionalen Betrachtung des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen wurde schließlich die Grundfragestellung dieser Arbeit, die Frage der „Umbiegung aus der alpinen in die karpathische Streichrichtung“, gelöst: Ein plötzliches Umknicken aus der alpinen in die karpathische Streichrichtung existiert nicht. Es gibt lediglich einen großen ostalpin-westkarpathischen Bogen, der am deutlichsten in der Flyschzone zu sehen ist. In den Kalkalpen hingegen haben zwei Faziesgebiete mit verschiedenen deformierbaren Schichtfolgen, die in den drei Teildecken der Ötscherdecke auftreten, zu Strukturformungen mit starken lokalen Abweichungen von der Streichrichtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens geführt: Besonders auffallend ist die W—E- bis ESE-Abweichung der Streichrichtung im nördlichen Randbereich der Kalkalpen zwischen dem Pielachtal und Altenmarkt a. d. Triesting. Östlich dieses Bereiches erlaubt das Auskeilen des starren Faziesgebietes gegen E ein Wiedereinschwenken der Strukturen in die NE-Streichrichtung des ostalpin-westkarpathischen Bogens.

Diese lokale Formung W—E-streichender Strukturen hat im Gebiet zwischen Piestingtal und Triestingtal zu sekundären Deformationen der NNE-streichenden Strukturen durch W—E-streichende Strukturen in den Randbereichen der drei Teildecken der Ötscherdecke geführt. Auch bei der Spezialfaltung des Reiflinger Kalkes in der Stirnsattelzone der Göllderdecke im Triestingtal und Neuhaustal konnten solche Deformationen gefügekundlich festgestellt werden.

Die Strukturen beider Streichrichtungen gehen auf einen Bewegungsvorgang zurück, auf den NNW-Schub der kalkalpinen Decken im Sinn der Anlage des ostalpin-westkarpathischen Bogens. Ein jüngerer E—W-Schub hat in diesem Bereich nicht stattgefunden.

Diese Arbeit stellt eine Auseinandersetzung mit den Forschungsergebnissen von L. Kober (1911 und 1912), A. Spitz (1919) und E. Spengler (1928 und 1959) dar, wobei sich in vielem ein gänzlich neues Bild der Tektonik des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen ergab.

## VIII. LITERATURVERZEICHNIS

- Ampferer, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denk. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 96, S. 1, Wien 1919
- Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. — Jb. G. B. A. 1931, Bd. 81, H. 1 u. 2, S. 237, Wien 1931
- Arthaber, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — In: Lethaea geognostica, II. Teil, Das Mesozoikum, 1. Bd., Stuttgart 1905
- Beck-Mannagetta, P.: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich 1 : 500 000. Atlas von Niederösterreich, Karte 10, Wien 1955
- Bittner, A.: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung, Wien 1886
- Aus der Umgebung von Pernitz und Gutenstein im Piestingtal (Aufnahmsbericht). — Vh. G. R. A., 1892, Nr. 10, S. 270, Wien 1892
- Aus der Umgebung von Pernitz und Gutenstein im Piestingtale (Vortrag). — Vh. G. R. A. 1892, Nr. 16, S. 398, Wien 1892
- Aus dem Schwarza- und Hallbachtale. — Vh. G. R. A. 1893, Nr. 14, S. 320, Wien 1893
- Bittner, A., Paul, C. M., Abel, O. u. Suess, F. E.: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75 000, Bl. St. Pölten (4755). — G. R. A., Wien 1904
- Bittner, A. u. Paul, C. M.: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75 000, Bl. Gaming und Mariazell (4854). — G. R. A., Wien 1908
- Bobies, C. A.: Geologische Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. — Anz. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 1928, S. 235., Wien 1928
- Cornelius, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. G. B. A., Sonderbd. 2, Wien 1951
- Czjzek, J.: Bericht über die Arbeiten der Section I. — Jb. G. R. A. 1850, Bd. I, S. 617, Wien 1850
- Gypsbrüche in Niederösterreich und den angrenzenden Landesteilen. — Jb. G. R. A. 1851, Bd. II, H. 1, S. 27, Wien 1851
- Die geologische Zusammensetzung der Kalkalpen zwischen Wien und Gutenstein. — Jb. G. R. A. 1853, Bd. IV, S. 178, Wien 1853
- Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Penck's Geogr. Abh. VIII, 3, Leipzig 1905
- Hertweck, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Diss. Phil. Geol. Inst. Wien 1960, Wien 1960
- Hock, R.: Das Meerauge und seine benachbarte Mineralquelle bei Sulzbach im Triestingtal. — Unsere Heimat, Bd. 25, Wien 1954

- K o b e r , L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1909, Bd. II, H. 4, S. 492, Wien 1909
- Der Aufbau der östlichen Nordalpen (Vorläufige Mitteilung). — Sitzber. k. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 120, S. 1115, Wien 1911
- Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1911, Bd. IV, H. 1, S. 63, Wien 1911
- Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denk. K. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 68, S. 345, Wien 1912
- Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. V, H. 4, S. 1, Wien 1912
- Geologie der Landschaft um Wien, Wien 1926
- Der geologische Aufbau Österreichs, Wien 1938
- Wiener Landschaft, Wien 1947
- Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. Wien 1950
- Bau und Entstehung der Alpen, 2. Auflage, Wien 1955
- K o s s m a t , F.: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75 000, Bl. Wiener Neustadt (4856), G. R. A., Wien 1916
- K r i s t a n , E.: Die Geologie der Hohen Wand und ihrer Umgebung (N. Ö.). — Diss. Phil. Geol. Inst. Univ. Wien, 1958, Wien 1958
- Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (N. Ö.). Jb. G. B. A. 1958, Bd. 101, H. 2, S. 249, Wien 1958
- K ü h n , O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, Bd. 156, H. 3 u. 4, S. 181, Wien 1957
- K ü p p e r , H.: Bericht (1948) über geologische Aufnahmen auf Blatt „Baden — Neulengbach“. — Vh. G. B. A. 1949, S. 63, Wien 1949
- Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N. Ö. — Jb. G. B. A. 1947, S. 117, Wien 1949
- Bericht (1949) über Kartierungen im Bereiche der weiteren Umgebung von Wien (Bl. „Wien, Baden — Neulengbach“ und „Wiener Neustadt“). — Vh. G. B. A. 1950—1951, S. 82, Wien 1951
- Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. — Vh. G. B. A., Sonderheft A, 1950—1951, S. 21, Wien 1951
- K ü p p e r , H., G ö t z i n g e r , G., G r i l l , R. u. V e t t e r s , H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75 000. — G. B. A., Wien 1952
- K ü p p e r , H.: Geologische Beobachtungen im Raum S und SW von Wien (Flysch, Kalkalpen und Tertiär). — Vh. G. B. A. 1953, S. 71, Wien 1953
- K ü p p e r , H. u. G r i l l , R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75 000 (Ausgabe 1952), Wien 1954
- N a d e r , W.: Die Kalkalpen-Flysch-Grenze zwischen Hainfeld und Gresten: Die geologischen Verhältnisse um Hainfeld an der Gölzen. — Diss. Phil. Geol. Inst. Wien 1952, Wien 1952

- Plöchinger, B. u. Tollmann, A.: Exkursionsführer: Kalkalpen südlich von Wien und Semmeringgebiet I. Teil, Führung B. Plöchinger. — Tagung d. Geol. Ges. Wien, Herbst 1958, Exkursion H 4, Wien 1958
- Plöchinger, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N. Ö.). — Vh. G. B. A. 1960, H. 1, S. 56, Wien 1960
- Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Neulengbach (57) und Baden (58). — Vh. G. B. A. 1960, H. 3, S. A 61, Wien 1960
- Ruttner, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauf-  
tales (Niederösterreichische Kalkalpen). — Jb. G. B. A. 1948, H. 3 u.  
4, S. 99, Wien 1948
- Ruttner, A., Prey, S. u. Braumüller, E.: Exkursionsführer: Mo-  
lasse, Flysch und Kalkalpen. — Tagung der Geol. Ges. Wien, Herbst  
1958, Exkursion H 7, Wien 1958
- Solomonica, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am  
Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Zonen. — Mtt. Geol.  
Ges. Wien 1934, Bd. XXVII, S. 1, Wien 1935
- Spengler, E.: Führer zur geologischen Exkursion in die Traisentaler  
Kalkalpen und das Hochschwabgebiet. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1927,  
Bd. XX, S. 157, Wien 1927
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen  
Pielachgebietes. — Jb. G. B. A. 1928, Bd. 78, H. 1 u. 2, S. 53, Wien  
1928
- Die Faziesverhältnisse der Trias in den östlichen Nordalpen und deren  
Beziehungen zur Tektonik (Vortrag). — Z. D. geol. Ges., Bd. 80, Mo-  
natsbericht 8—10, 1928, S. 259, Berlin 1929
- Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgs-  
bau der östlichen Nordalpen. — Jb. G. B. A. 1931, Bd. 81, H. 3 u. 4,  
S. 487, Wien 1931
- Spengler, E. u. Ampferer, O.: Geologische Spezialkarte der Re-  
publik Österreich 1 : 75 000, Bl. Schneeberg und St. Ägyd am Neu-  
walde. — G. B. A., Wien 1931
- Spengler, E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Re-  
publik Österreich 1 : 75 000, Bl. Schneeberg — St. Ägyd. — G. B. A.,  
Wien 1931
- Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone.  
— In: F. X. Schaffner: Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 302,  
Wien 1951
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der  
nördlichen Kalkalpen, III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. —  
Jb. G. B. A. 1959, Bd. 102, H. 2, S. 193, Wien 1959
- Spitz, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1910,  
Bd. III, H. 3, S. 351. — Wien 1910
- Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. —  
Mitt. Geol. Ges. Wien 1919, Bd. XII, S. 1. — Wien 1919

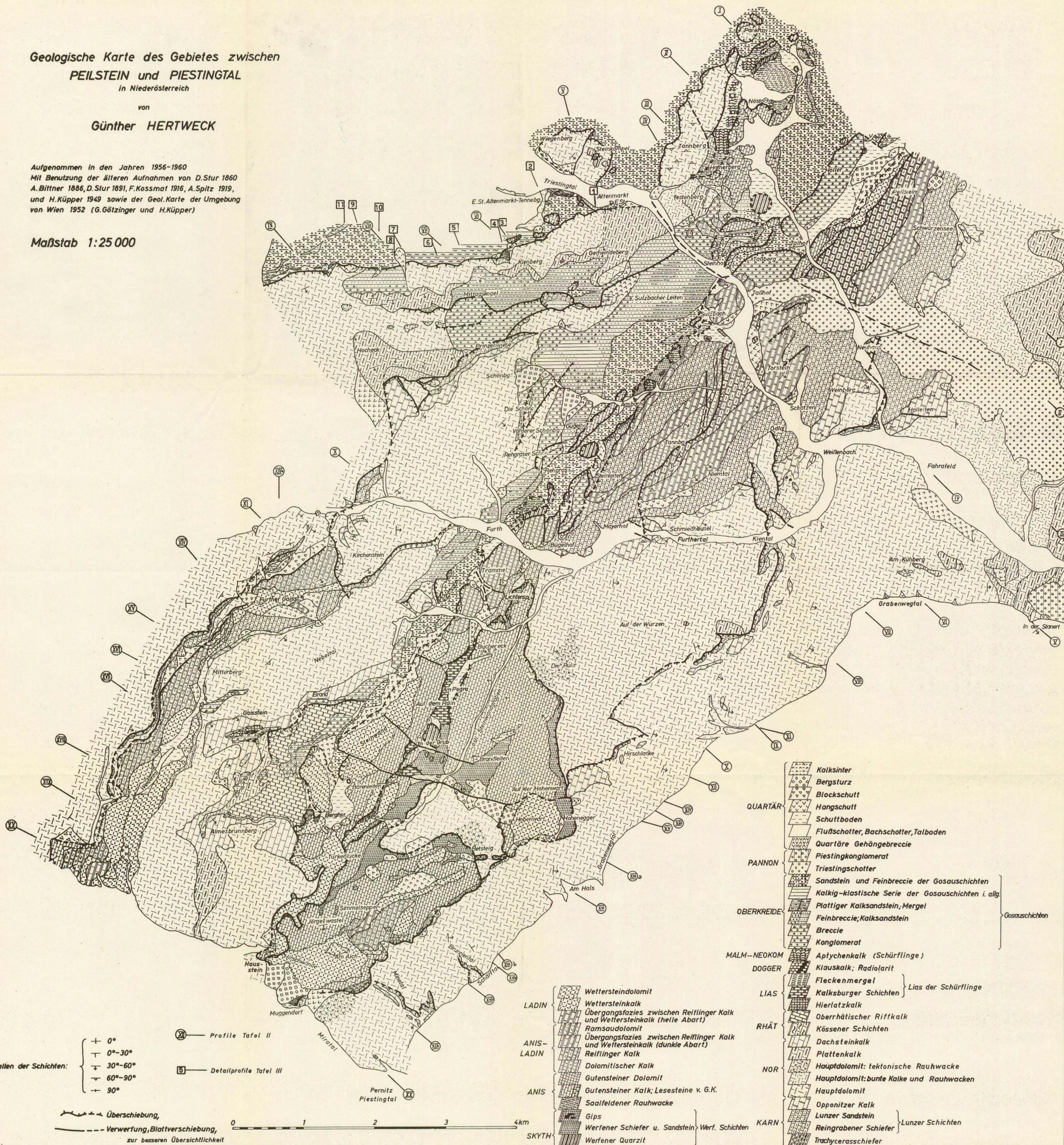
- Steinhausen, W.: Die Geologie des Gebietes südlich der oberen Triesting zwischen Kaumberg — Altenmarkt und Unterberg — Furth (N. Ö.). — Diss. Phil. Geol. Inst. Wien 1959, Wien 1959
- Die Geologie der Ötscherdecke zwischen Unterberg und Furth (N. Ö.). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 1959, Bd. X, S. 95, Wien 1959
- Stur, D.: Geologie der Steiermark. — Graz 1871
- Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75 000, Blatt Baden—Neulengbach (4756). — G. R. A. — Wien 1891
- Tauber, A. F.: Der miozäne Ost—West-Schub im Raum der alpin-karpathischen Abbiegung. — Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 152, H. 6—10, S. 129, Wien 1943
- Tollmann, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 1959, Bd. X, S. 3, Wien 1959
- Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund Fazillener und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., Bd. 50, S. 506, Stuttgart 1960
- Toula, F.: Geologische Notizen aus dem Triestingtale (Umgebung von Weissenbach an der Triesting in Niederösterreich). — Jb. G. R. A. 1886, Bd. XXXVI, S. 699, Wien 1886
- Trauth, F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orients, Bd. XXII, S. 1, Wien 1909
- Über die Stellung der pienninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1921, Bd. XIV, H. 2, S. 105, Wien 1922
- Über die Gliederung der östlichen Nordalpen. — Franz Eduard Sueß — Festschrift der Geol. Ges. in Wien: Mitt. Geol. Ges. Wien 1936, Bd. XXIX, S. 473, Wien 1936
- Winkler-Hermaden, A.: Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpiner Wiener Beckens im Jungtertiär. — In: F. X. Schaffner: Geologie der Ostmark, 1. Aufl., Wien 1942
- Geologisches Kräftespiel und Landformung, Wien 1957
-

# Geologische Karte des Gebietes zwischen PEILSTEIN und PIESTINGTAL in Niederösterreich

von Günther HERTWECK

Aufgenommen in den Jahren 1956-1960  
Mit Benutzung der älteren Aufnahmen von D. Stur 1860  
A. Bittner 1886, D. Stur 1891, F. Kossmat 1916, A. Spitz 1919,  
und H. Küpper 1949 sowie der Geol. Karte der Umgebung  
von Wien 1952 (G. Götzinger und H. Küpper)

Maßstab 1:25 000



Einfällen der Schichten:  
+ 0°  
- 0°-30°  
- 30°-60°  
- 60°-90°  
- 90°

XXI — Profile Tafel II  
5 — Detailprofile Tafel III

Überschiebung,  
Verwerfung, Blattverschiebung,  
zur besseren Übersichtlichkeit  
z.T. durch die Quartärsignaturen hindurchgezeichnet

- QUARTÄR**
  - Kalksinter
  - Bergsturz
  - Blockschutt
  - Hangschutt
  - Schuttboden
  - Flußschotter, Bachschotter, Talboden
  - Quartäre Gehängebreccie
- PANNON**
  - Piestingkonglomerat
  - Triestingschotter
  - Sandstein und Feinbreccie der Gosauschichten
  - Kalkig-klastische Serie der Gosauschichten i. allg.
- OBERKREIDE**
  - Plattiger Kalksandstein, Mergel
  - Feinbreccie; Kalksandstein
  - Breccie
  - Konglomerat
- MALM-NEOKOM**
  - Aptychenkalk (Schürflinge)
- DOGGER**
  - Klauskalk; Radiolarit
- LIAS**
  - Fleckenmergel
  - Kalksbürger Schichten } Lias der Schürflinge
  - Hierlatzkalk
- RHÄT**
  - Oberrhätischer Riffkalk
  - Küssener Schichten
  - Dachsteinkalk
  - Plattenkalk
- NOR**
  - Hauptdolomit: tektonische Rauhwacke
  - Hauptdolomit: bunte Kalke und Rauhwacken
  - Hauptdolomit
- ANIS-LADIN**
  - Opponitzer Kalk
  - Gips
  - Reingrabener Schiefer } Lunzer Schichten
  - Trachycerasschiefer
- ANIS**
  - Wettersteindolomit
  - Wettersteinkalk
  - Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (helle Abart)
  - Ramsaudolomit
  - Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (dunkle Abart)
  - Reiflinger Kalk
  - Dolomitischer Kalk
  - Gutensteiner Dolomit
  - Gutensteiner Kalk; Lesesteine v. G.K.
  - Saalfeldener Rauhwacke
  - Gips
  - Werfener Schiefer u. Sandstein } Werf. Schichten
  - Werfener Quarzit
- SKYTH**
  - Werfener Quarzit

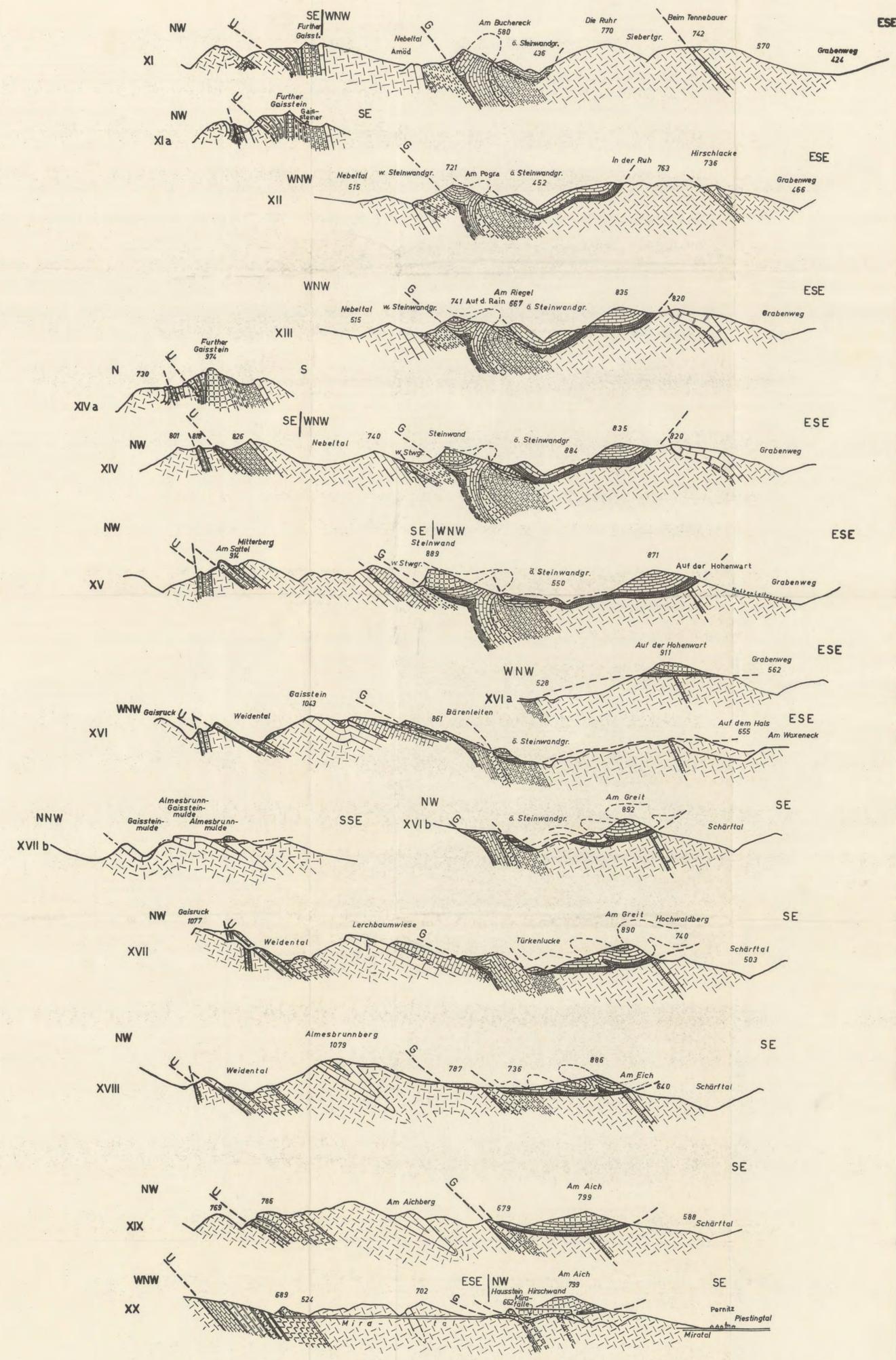
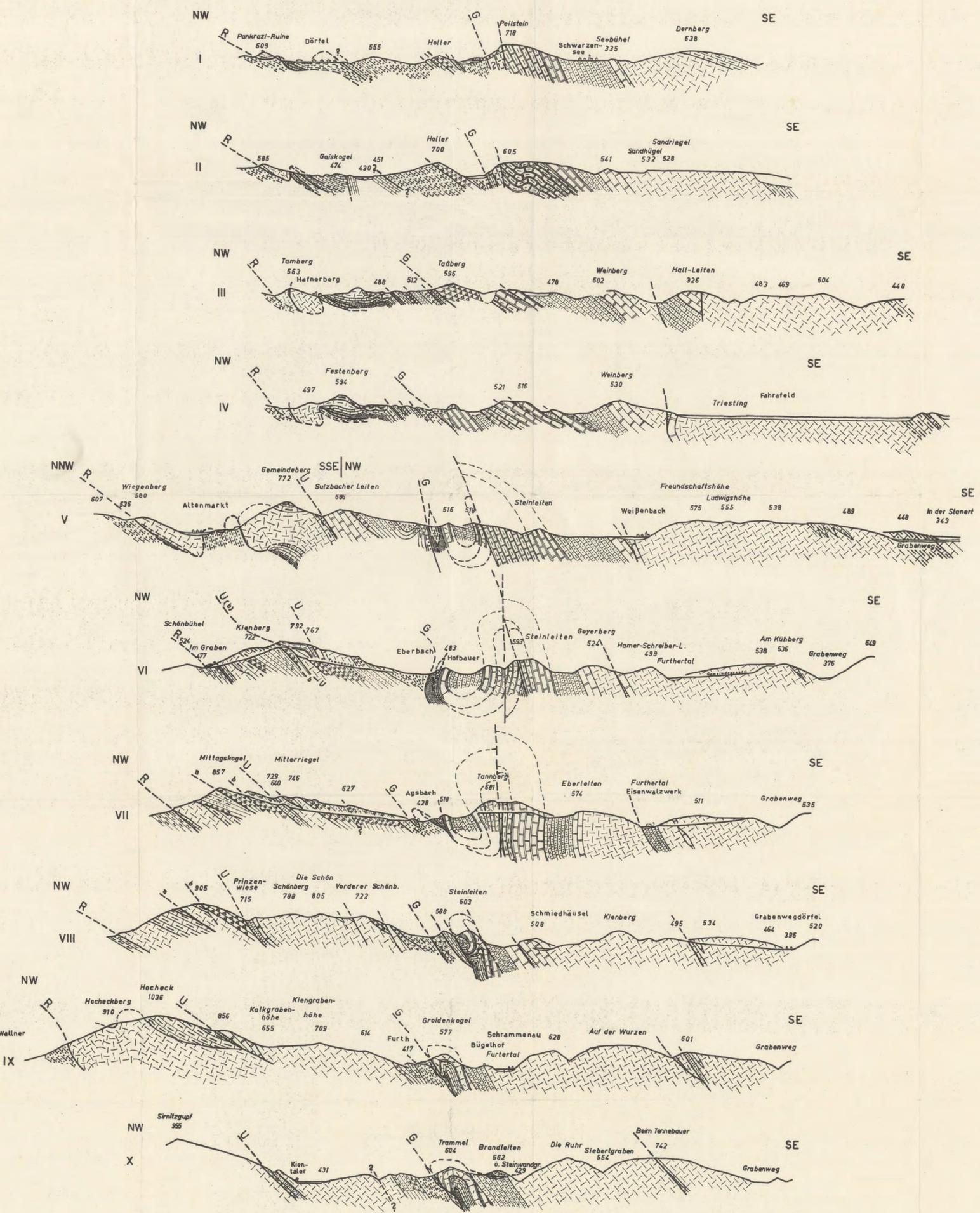
# Geologische Profile durch die Ötscherdecke

zwischen Peilstein und Piestingtal (NÖ)

1: 25 000

Legende auf der Karte Tafel I

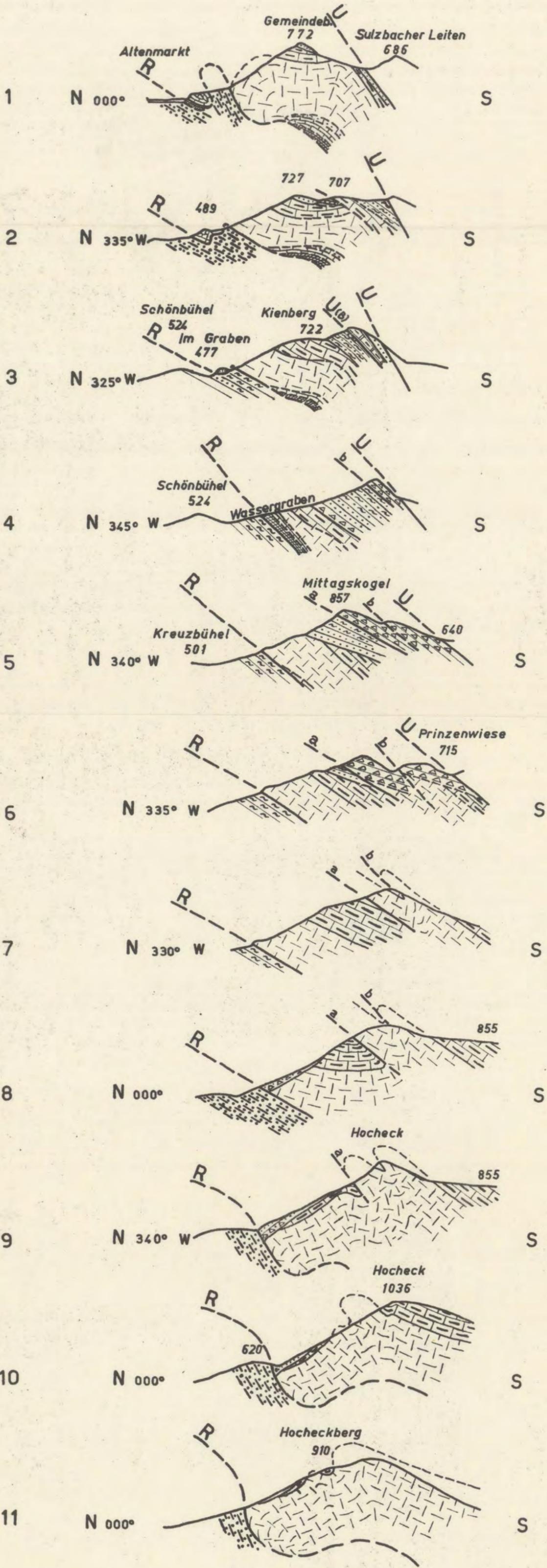
Günther Hertweck 1960



# Detailprofile durch die Hocheckgruppe

1 : 25 000

Günther Hertweck 1960



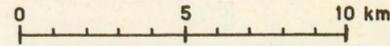
# Faziologisch-tektonische Karte der Niederösterreichischen Kalkalpen

zwischen Gresten und Alland

Auf Grund der Aufnahmen von A. Bittner u. C.M. Paul 1904 u. 1908, L. Kober 1911 u. 1912, F. Kossmat 1916, O. Ampferer 1918, A. Spitz 1919, E. Spengler 1928 u. 1931, P. Solomonica 1935, A. Rüttner 1948, H. Küpper 1949 u. 1950, H.P. Cornelius 1950, G. Götzinger u. H. Küpper 1952, B. Plöschinger 1958 u. 1960, A. Rüttner u. S. Prey 1958 und E. Kristan 1958 sowie der Dissertationen (Geol. Inst. Wien) von W. Fischak 1949, H. Galle 1949, H. Schwenk 1949, H. Hartl 1950, E. Parlow 1950, F. Prokop 1950, W. Nader 1952 und W. Neubauer 1948 und eigener Aufnahmen entworfen von

Günther Hertweck 1961

Maßstab 1 : 150 000



## Legende :

- Kieselkalkzone
- Lunzer Fazies
- Mischfazies
- Dolomitreiche Fazies
- Dolomit- und Dachsteinkalkreiche Fazies
- Hallstätter Fazies
- Hochalpine Fazies
- Schürflinge
- Gosauschichten, Cenoman
- Flyschzone mit Klippenzone
- Molasse
- Tertiär des Wiener Beckens
- Talalluvionen

Voralpine Fazies

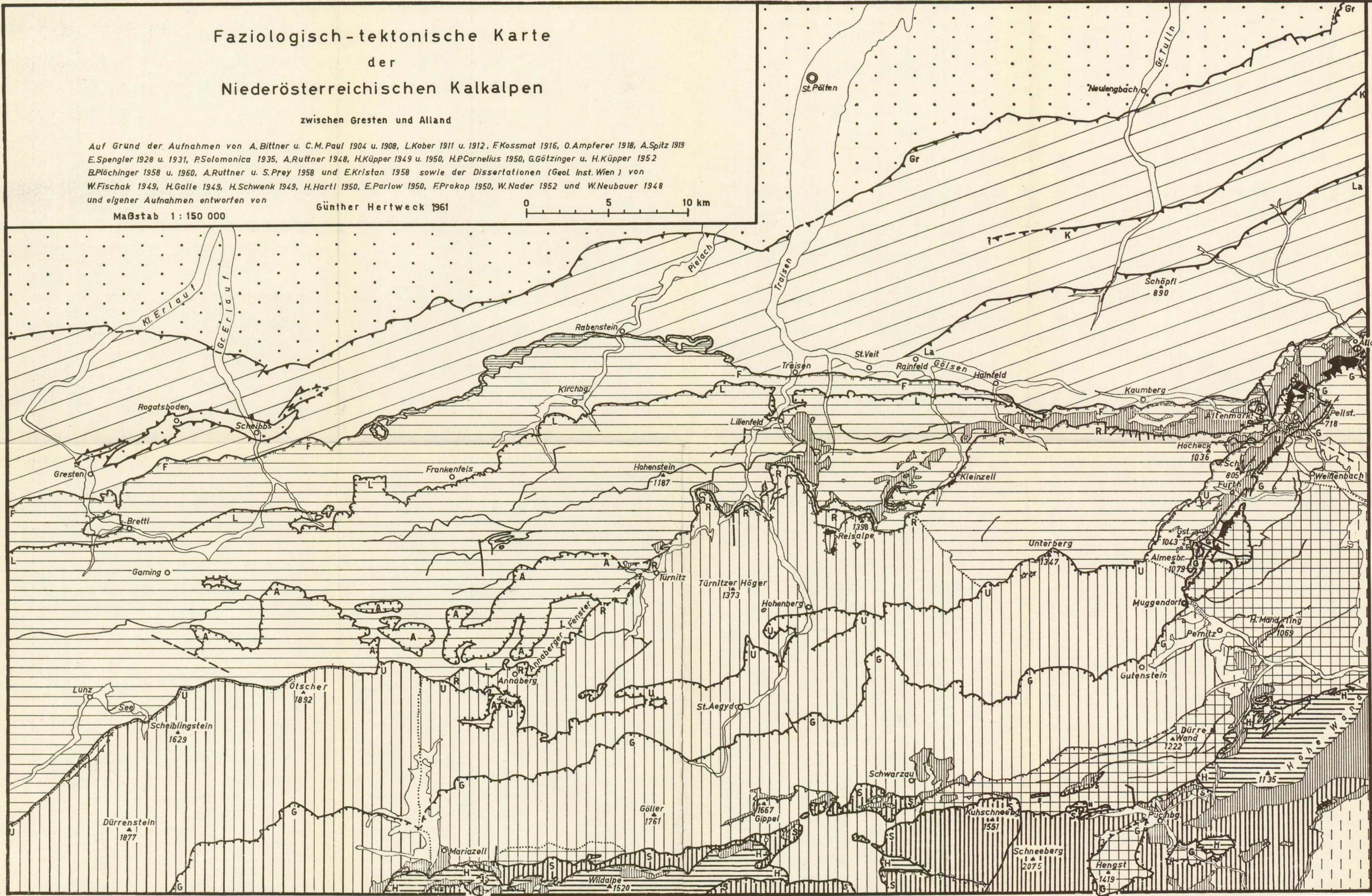
Grenzen der Faziesbezirke  
Innerhalb der tektonischen Einheiten

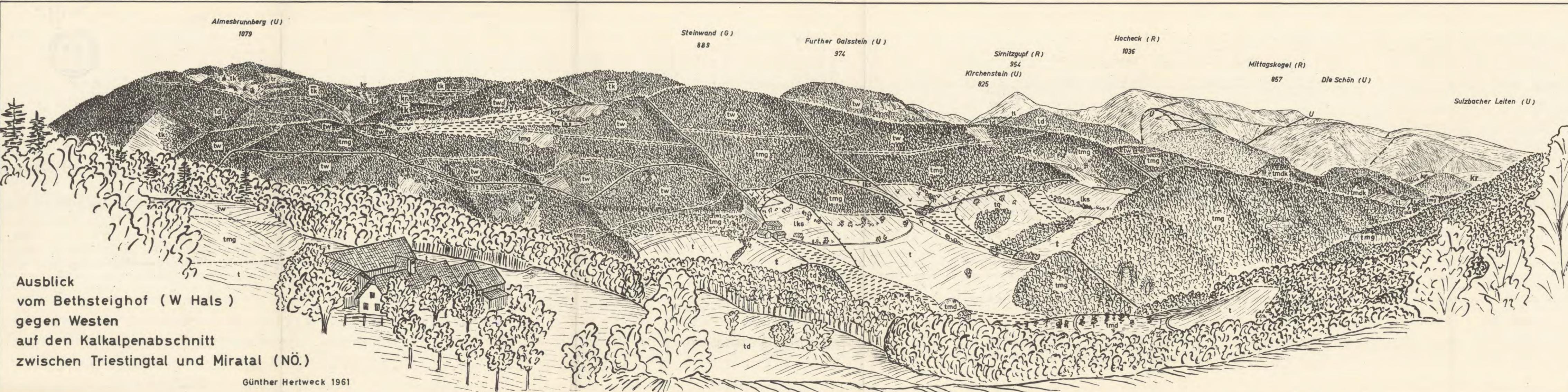
### Deckenüberschiebungen :

- vorgosauisch, z.T. nachgos. Stirnbildung
  - vorgos., nachgosauisch weiterbewegt
  - nachgosauisch
- Schuppen :
- vorgosauisch
  - vorgos., nachgosauisch weiterbewegt
  - nachgosauisch

### Verwerfungen, Blattverschiebungen

- Flyschzone :
- Gr Greifensteiner Teildecke
  - K Kahlenberger Teildecke
  - La Laaber Teildecke
- Kalkalpen :
- F Frankenfelsner Decke
  - L Lunzer Decke
  - A Annaberger Decke
  - R Reisalpenteildecke
  - U Unterbergteildecke
  - G Gällerteildecke
  - H Hallstätter Decke
  - S Schneebergdecke
  - HS Hochschwabüberschiebung





Ausblick vom Bethsteighof (W Hals) gegen Westen auf den Kalkalpenabschnitt zwischen Triestingtal und Miratal (NÖ.)

Günther Hertweck 1961

Legende:

- Schuttboden
- v v v Schutt
- kr Gosauschichten
- fk Oberrhät. Riffkalk
- tr Kössener Schichten
- tk Dachsteinkalk
- td Hauptdolomit
- tl Lunzer Schichten
- twd Wettersteindolomit
- tw Wettersteinkalk
- tmdk Dolomitischer Kalk
- tmd Gutensteiner Dolomit
- tmg Gutensteiner Kalk
- t Werfener Schiefer u. Sdst.
- tq Werfener Quarzit
- lks Kalksburger Schichten (Schürflinge)
- Überschiebung
- Verwerfung
- G Gölledercke
- U Unterbergdecke
- R Reisalpendecke

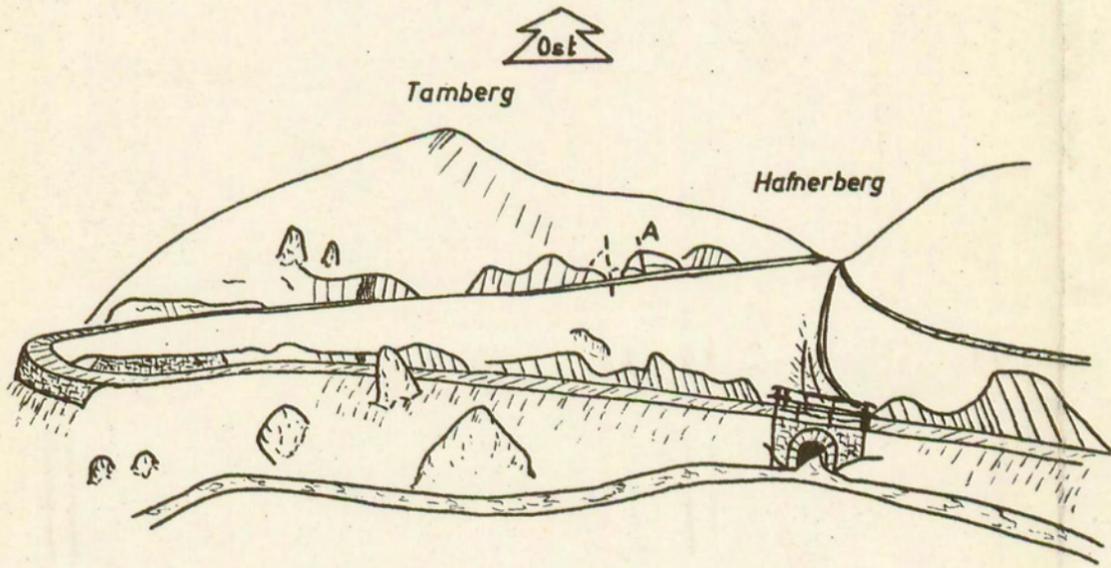


Abb.1 Die Straßenkehre bei Hafnerberg

Diagramm 1  
Achsen der Spezialfalten im Reiflinger Kalk am Nordhang des Further Gaissteins

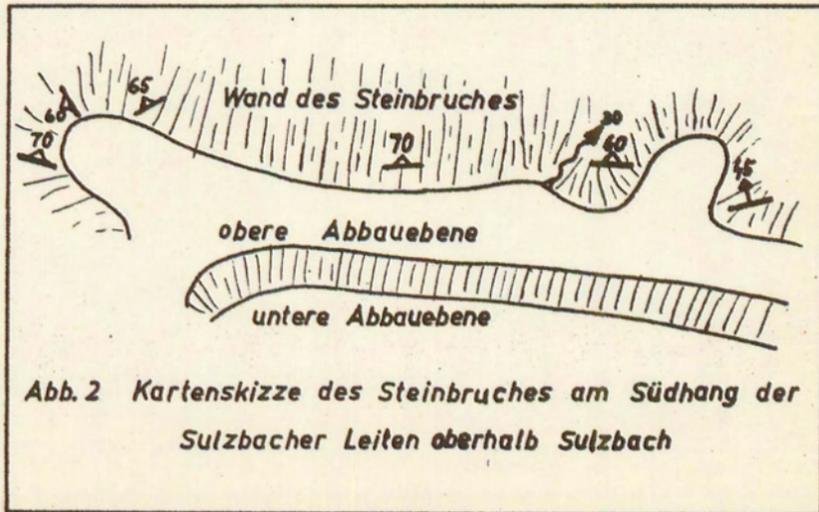
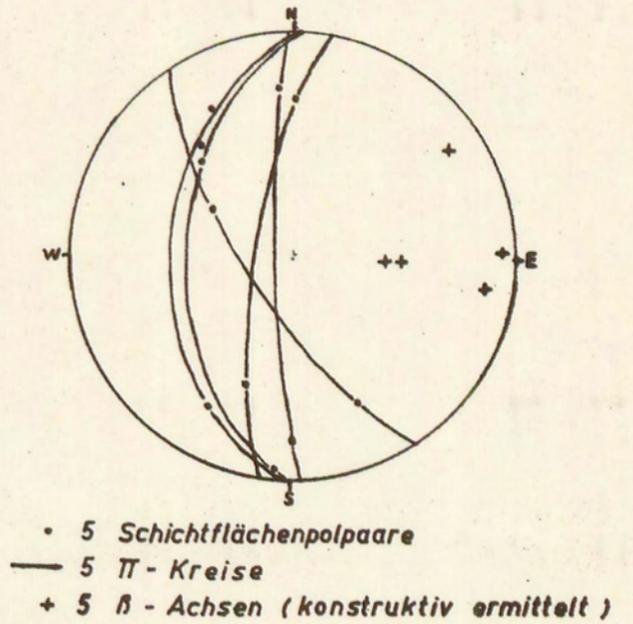
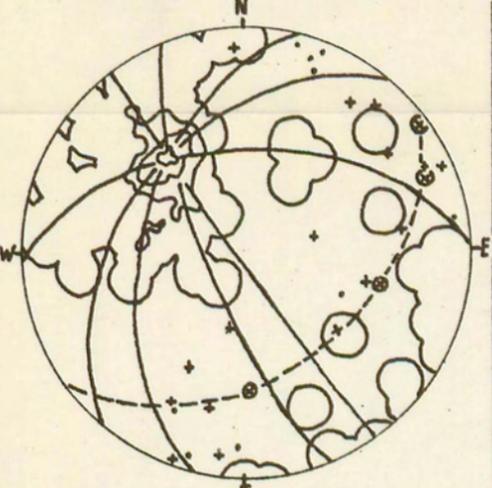


Abb.2 Kartenskizze des Steinbruches am Südhang der Sulzbacher Leiten oberhalb Sulzbach

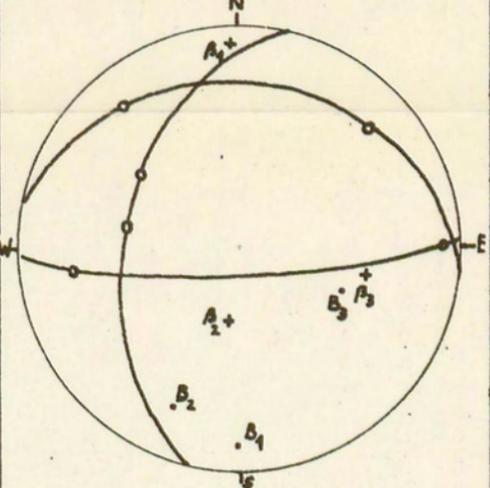
Diagramm 2  
Steinbruch am Westhang des Torsteins bei der Abzweigung der Straße nach Eberbach. Spezialfaltung im Reiflinger Kalk der Gölleerdecke



112 Schichtflächenpole (ausgezählt: 1,1 - 5,4 - 10,7 - 14,2 %)  
 x 5  $\beta'$  Zonenachsen (@ charakt.  $\beta'$ )  
 — 5  $\Pi$ -Kreise | 9 B Faltenachsen  
 - - Großkreis der  $\beta'$  + 15  $\beta$  (konstruktiv ermittelt)  
 Symmetrieachse 301/40

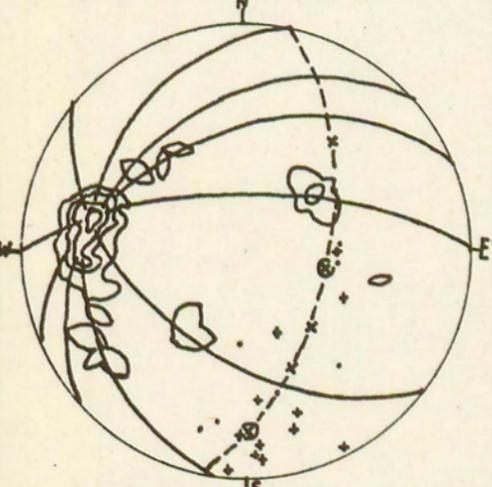
Diagramm 2a

Steinbruch am Westhang des Torsteins bei der Abzweigung der Straße nach Eberbach. Spezialfaltung im Reiflinger Kalk der Gölleerdecke



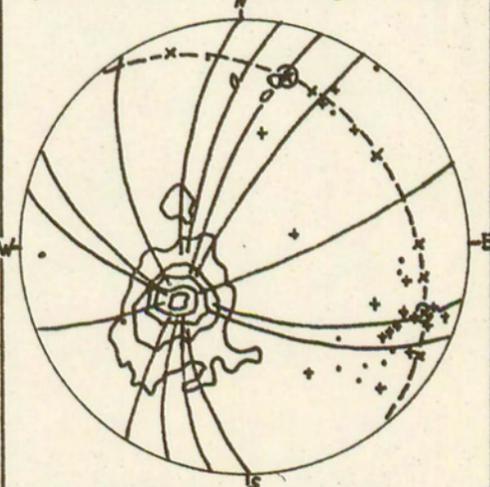
o 3 Schichtflächenpolpaare  
 + 3  $\beta$  (konstruktiv ermittelt)  
 — 3  $\Pi$ -Kreise • 3 B Faltenachsen  
 Die Falten ( $B\beta_1$ ) und ( $B\beta_2$ ) werden durch ( $B\beta_3$ ) deformiert.

Diagramm 3  
Steinbruch am Westufer der Triesting südl. Sulzbach. Reiflinger Kalk.



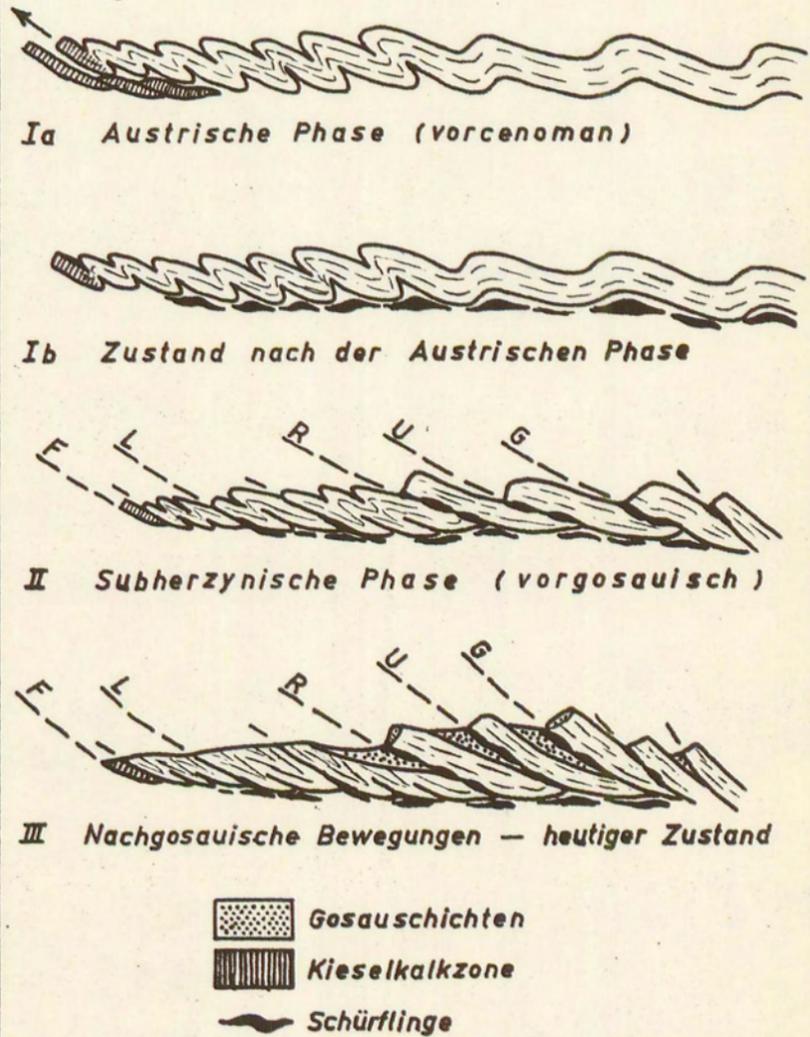
30 Schichtflächenpole (ausgezählt: 5,3 - 10,3 - 15,5 - 21 %)  
 x 5  $\beta'$  Zonenachsen (@ charakterist.  $\beta'$ )  
 — 5  $\Pi$ -Kreise | 7 B Faltenachsen  
 - - Großkreis der  $\beta'$  + 12  $\beta$  (konstruktiv ermittelt)  
 Symmetrieachse 280/30

Diagramm 4  
Steinbruch b. d. Trafo-Station Neuhaus Spezialfaltung im Reiflinger Kalk.



152 Schichtflächenpole (ausgezählt: 2 - 8 - 13 - 18 - 21 %)  
 x 8  $\beta'$  Zonenachsen (@ charakterist.  $\beta'$ )  
 — 8  $\Pi$ -Kreise | 13 B Faltenachs.  
 - - Großkreis der  $\beta'$  + 18  $\beta$  (konstruktiv ermittelt)  
 Symmetrieachse 230/60

Abb.3 Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung der voralpinen Decken in den nieder-österreichischen Kalkalpen



Ia Austrische Phase (vorcenoman)

Ib Zustand nach der Austrischen Phase

II Subherzynische Phase (vorgosauisch)

III Nachgosauische Bewegungen — heutiger Zustand

Gosauschichten  
 Kieselkalkzone  
 Schürflinge

# Zur Geologie des Gebietes Rosegg–Föderlach– Bogenfeld–Egg am Faakersee–Ledenitzen– Mallenitzen–Schlatten–St. Jakob–Mühlbach– Rosegg (Kärnten, Österreich)

VON HANS SORDIAN

Im Frühjahr 1959 führte ein Kartierungsauftrag der Österreichischen Draukraftwerke den Verfasser in einen Bereich, der nach den Aussagen der geologischen Österreichkarte von H. V e t t e r s (1937a) wenig Interessantes zu bieten schien. Es handelte sich um die Gegend Rosegg—Sankt Martin, in der eine weitere Wasserkraftwerkstufe der Drau in Studie genommen wurde. Nach H. V e t t e r s (1937a) ist in dem Stück Karawankenvorland zwischen Rosegg und Faakersee kalkig-dolomitisches Altpaläozoikum, Obermiozän in limnisch-fluviatiler Entwicklung und jüngere Ablagerungen, vor allem Moränen vorhanden.

Wenn im Folgenden der Versuch unternommen werden darf, einige neue Ergebnisse bekannt zu machen, so verdanke ich dies in sehr hohem Maße auch dem Umstand, daß die Österreichischen Draukraftwerke, deren leitende Herren und im besonderen Herr Dipl.-Ing. Dr. E. M a g n e t, stets freundliches Verständnis meinem Bestreben entgegenbrachten, die baugeologischen Ergebnisse auch wissenschaftlicher Auswertung zuzuführen.

Betrachtet man die Österreichische Karte Blatt Villach, 201/3 und Blatt Velden am Wörthersee, 201/4 in den bereits im Titel der Arbeit angegebenen Grenzen, so verdeutlicht schon das Bild der Höhenlinien jene Morphologie, der auch im Gelände vorwiegend begegnet wird. Nicht nur der Formenschatz des Gebietes ist mehr oder weniger auf Eiswirkungen zurückzuführen. Ein sehr wesentlicher Teil der Ablagerungen entstammt dem Pleistozän und hier wieder vor allem der Würmeiszeit (Taf. 7, Fig. 1). Dieser überwältigenden pleistozänen Verhüllung konnte lediglich eine sehr detaillierte geologische Kartierung auf einer 1 : 10 000-Vergrößerung der Österreichischen Karte 1 : 25 000 entgegengesetzt werden. War dieser 1 : 10 000-Kartierung auch noch nicht die Aufklärung des komplizierten Schuppen- (und fraglichen Gleitbretter-) Baues im Detail beschieden, so ergab sich dieser Baustil doch zwingend im Großen. Ein wesentliches Hilfsmittel für die Erkennung und teilweise Auflösung des hochgradigen Schuppenbaues war die stratigraphische Einordnung einiger Schichtglieder. Wir wollen uns nun sofort den Ergebnissen der stratigraphischen Analyse zuwenden.

## Zur Stratigraphie

Etwa in dem Bereich, in welchem H. V e t t e r s (1937a) kalkig-dolomitisches Altpaläozoikum verzeichnet, gibt E. W o r s c h (1937/Taf.) Kristallin und vor allem Trias an. Man könnte auch sagen, daß es bei H.

Vetters (1937a), der ja einen Erforschungsstand erfaßte, noch keine Trias gibt, während bei E. Worsch (1937/Taf.) kein Altpaläozoikum mehr vorhanden ist. Die Möglichkeit einer so großen Meinungsschwankung mußte einen tiefgehenden Anlaß zur Ursache haben, der wohl in den fehlenden Fossilien zu suchen ist.

Die vorliegenden neuen Ergebnisse beinhalten nun auch paläontologische Belege, die sowohl Altpaläozoikum, wie auch Trias nachweisen. Ein Blick auf die geologische Karte 1:25 000 (Taf. 7, Fig. 1) genügt zur Erfassung der größeren einheitlichen Schichtkomplexe, die ihrerseits immer wieder unterteilt und im Sinne eines Schuppenbaues gegliedert werden, von Diaphthoriten, die E. Worsch (1936a, p. 33 u. 1937, p. 45) zum Teil als echte Phyllite ansprach.

### Phyllit- bis glimmerschieferähnliche Diaphthorite (diaphthoritisiertes „Altkristallin“)

Es ist ein mehr oder weniger einheitlich aussehendes Gestein. Der eintönige Habitus mag vielleicht weniger am Ausgangsmaterial liegen, als vielmehr an dem gleichen Schicksal gleicher Durchbewegung. Wenn die Diaphthorite auch in mannigfacher Weise mit anderen Schichten verschuppt sind, so bilden sie doch immer wieder die stratigraphisch tiefste Einheit.

Es sind meist dunkelgraue bis mittelgrüngraue, am Hauptbruch glänzende Glimmerhäute zeigende, dünnlagige und stark gefaltete, kristalline Schiefer, die in ihrem ganzen Aussehen Phylliten sehr nahe kommen. Untergeordnet gibt es auch mehr Glimmerschiefern ähnliche Typen, die aber auch dann meist noch phyllitische Glimmerhäute, zumindest in Flecken aufweisen.

Im Gelände ist das Gestein selten mehr als 10 m mächtig aufgeschlossen. Nur S vom Tiergarten bei Rosegg bietet der Prallhang der Drau einen Aufschluß in ungefähr 500 m Mächtigkeit.

Dieses Schichtglied war seit langem bekannt und wurde auch wiederholt kartiert und beschrieben, bzw. in größeren Zusammenhängen zur Darstellung gebracht: K. Peters (1855, p. 546 u. 1856, Profil IV), V. Hartmann (1886, p. 22—23), L. Kober (1912, Taf. VIII), F. Teller, zitiert nach E. Tietze (1913, p. 14), F. Teller (1914, p. 165), F. Kähler (1931, p. 128), E. Worsch (1936a, p. 5, 33, 34 u. 73, 1936b, p. 58—59 u. 1937, p. 43—48 u. Taf.), H. Vetters (1937a), R. Schwinner (1951, p. 202), N. Anderle (1952, p. 51) und H. Sordian (1960).

Die Dünnschliffuntersuchungen der Diaphthorite ergaben folgenden allgemeinen Mineralbestand, geordnet nach fallender Häufigkeit: Quarz, Serizit, Chlorit, Muskovit, Albit, Zoisit, rhomboedrisches Karbonat, untergeordnet Zirkon, Turmalin und Erzminerale, sowie fast stets mehr oder weniger Mineralrelikte (Andesin, Oligoklas, Granat, Biotit). Der Nachweis der Diaphthoritnatur des Gesteins erfolgte über die Mineralrelikte. Die Entdeckung der Mineralrelikte wurde durch die Verwendung von Bohrkernstücken sehr frischen Gesteinsmaterials bei der Anfertigung der Dünnschliffe zweifellos sehr gefördert.

Als entscheidendes Kriterium werden Oligoklas-Andesine erachtet, die als einzige verlässliche Mineralrelikte den einst höher metamorphen Zu-

stand der Diaphthorite bezeugen. Es wurden 71 Plagioklase mit 22 bis 38% Anorthitgehalt vorwiegend am Universaldrehtisch eingemessen. Am häufigsten beträgt der Anorthitgehalt 30 bis 35%. Die größeren Feldspat-individuen bieten meist das strukturelle Bild von Porphyroklasten.

Die Dünnschliffuntersuchungen belegen die Feldbeobachtungen, die bereits zwingend auf die Diaphthoritnatur der „Phyllite“ hinwiesen und aufzeigten: Die Phyllitähnlichkeit ist eine Funktion der Durchbewegung, die das Gestein erlitt. Aus den Dünnschliffbeobachtungen kann noch ergänzt werden, daß alle diese Diaphthorite mehr oder weniger zur Grünschieferfazies tendieren, je phyllitähnlicher, desto stärker.

Phyllite als Produkte einer progressiven Metamorphose gibt es im 1 : 10 000 kartierten Gebiet nicht. Die echten Phyllite von E. W o r s c h (1936a, p. 33, 1936b, p. 58—59 u. 1937, p. 45) sind eindeutig widerlegt.

Dieses Ergebnis spricht auch gegen die Ausscheidung fraglicher echter Phyllite, wie sie im E des besprochenen Raumes F. K a h l e r (1931, p. 115, 141 u. Geol. Kt.) vornahm.

#### Devonischer Flaserkalk

konnte nur in einem vereinzelt, im Diaphthorit eingeschuppten Vorkommen nachgewiesen werden.

Die beobachtbare Mächtigkeit des Flaserkalkes beträgt maximal 6 m. Er zeigt rotbraune Kalklagen und Linsen umschmiegelt von dünnen, grünen Tonschieferlagen. Diese durchziehen das Gestein reichlich und sind z. T. serizitisch. Das schwach metamorphe Gestein zeigt sofort die Umwandlung bei Durchbewegung an und daß mergelig-tonige Anteile vorhanden waren.

Die Verwitterungsfarbe ist gelbbraun. Die Tonschiefer- bis Phyllithäute erzeugen auf den Verwitterungsflächen, durch die stärkere Löslichkeit des Kalkes, z. T. ein erhabenes Netzwerk („Netzalk“).

An Fossilien ließen sich runde Querschnitte von Crinoidenstielgliedern bis 5 mm Durchmesser und Spongiennadeln finden. Unter der Lupe zeigt sich nicht näher deutbare Fossilienpreu.

Der zu beschreibende Aufschluß befindet sich im Nordgehänge jenes moränenbedeckten Höhenzuges, der von Winkl nach St. Peter streichend, mit dem Höhenpunkt 613 bezeichnet ist. Das Fossilzeichen (Taf. 7, Fig. 1) läßt uns die Stelle leicht in einem Bachgraben finden, der aperiodisch auch kräftig benützt wird, wie ein kleiner bewachsener Schwemmkegel an dessen unterem Ende beweist. Von der Straße, die St. Peter mit Winkl verbindet, erfolgt der kürzeste Zugang. Über den erwähnten Schwemmkegel in den Graben und ab der Schwemmkegelspitze (das Bächlein versickert hier), am besten watend, stehen wir bald vor einer kleinen Steilstufe, die zwei, je 2 bis 3 m mächtige Flaserkalkbänke verursachen, welche etwa unter 45 Grad nach SSW fallen und WNW bis ESE streichen. Sie verschwinden links und rechts des Grabens samt den phyllitähnlichen Diaphthoriten, denen sie eingeschuppt sind, rasch unter Moränenbedeckung.

In der Hangendbank befanden sich die bereits angeführten Makrofossilien und durch Auflösung einer 1620 g schweren Gesteinsprobe in 15%iger Monochloressigsäure gewonnenen Mikrofossilien. Entscheidend für die Alterseinstufung sind die Conodontenfunde.

Die Herren Dr. R. Huckriede und Dr. Stoppel (beide Hannover), denen hier nochmals gedankt wird, waren so freundlich, die Bestimmung der 20 Conodonten-Bruchstücke zu übernehmen.

Aus dem Gutachten von Dr. R. Huckriede wird entnommen:

*Bryantodus* sp. oder *Prioniodina* sp.

*Polygnathus linguiformis* HINDE

*Polygnathus webbi* STAUFFER oder *Polygnathus linguiformis* HINDE

*Polygnathus* sp.

*Spathognathodus* sp.

In der Begleitfauna: Saccamiden-Gehäuse, Radiolarien, Spongienadeln, „hütchenförmige Gebilde (vermutlich Zähne) . . . die Hr. Dr. Stoppel . . . aus dem Unter- und Mittel-Devon kennt“, sowie Röhrenchen organischer, aber sonst unbekannter Herkunft.

Für eine gesicherte, stratigraphische Einordnung des Vorkommens kommt nur die Leitform *Polygnathus linguiformis* HINDE in Frage. Nach G. Bischoff & W. Ziegler (1957, p. 135, Tab. 5) tritt *Polygnathus linguiformis* HINDE bereits vereinzelt im unteren Unter-Devon auf. Die Verbreitung erweitert sich dann mit der Grenze vom Unter- zum Mittel-Devon, durchläuft die ganze Eifel-Stufe und über die halbe Givet-Stufe und klingt dann in vereinzelter Vorkommen in der Givet-Stufe aus.

Wenn sich die fragliche Bestimmung von *Polygnathus webbi* STAUFFER als richtig erweisen sollte, bringt dies keinerlei Widerspruch. Wieder nach G. Bischoff & W. Ziegler (1957, S. 135, Tab. 5) hat die Leitform *Polygnathus webbi* STAUFFER außer einem verstärkten Auftreten am Beginn der Eifel-Stufe die gleiche Verbreitung wie *Polygnathus linguiformis* HINDE.

Der beschriebene Flaserkalk kann gesichert ins Devon gestellt werden, wobei oberes Devon ausgeschlossen ist.

In der Literatur war dieses Vorkommen bislang nicht beschrieben, das ist wohl durch seine versteckte Lage erklärbar.

Fragliche (Obersilur und Devon) Dolomitmarmor-,  
Bändermarmor bis Bänderkalk-Serie.

Ein Orientierungsblick auf die geologische Karte (Taf. 7, Fig. 1) begrenzt das Vorkommen dieser Serie fraglicher Altersstellung auf den südlichen Teil des Aufnahmegebietes, auf den Höhenrücken mit der Kote 601 SW Winkl, sowie auf die Höhen 656, eine ohne Kote und 627 zwischen Winkl und St. Jakob, die schon F. Teller (1914, S. 165—166 u. Taf. I) als „Obersilur und Devon“ auffaßte und auf einige sehr kleine Vorkommen, die F. Teller auf seiner Karte im Maßstab 1:75 000 selbst bei Kenntnis nicht hätte darstellen können. In ungefähr gleicher Verbreitung verzeichnet hier E. Worsch (1937, Taf.) seine sogenannte „Südliche, zentralalpine Trias“.

E. Worsch (1936a, 1936b, p. 58—59 u. 1937, p. 46—50) deutete den Obersilur-Devon-Komplex von F. Teller zu „zentralalpiner Trias“

um. Er verglich örtlich zur Trias von St. Martin und zur „Trias“ von Rosegg und großräumig mit dem Gebiete von Innerkrems und Kleinkirchheim. „So sind die Kalke und Dolomite von Mattehans von solchen im beschriebenen südlichen Triaszug nicht zu unterscheiden.“ Auch die Diaphthorite im Liegenden der „Trias“-Gesteine hielt er für ein wichtiges Kriterium. E. W o r s c h formulierte in wenigen Sätzen eine große Vermutung, deren Infragestellung wesentlich mehr Mühe erfordert.

Als nördlichen Zug der zentralalpinen Trias faßte E. W o r s c h (1937, p. 42 u. Taf.) die Bänderdolomite von St. Martin und die Bändermarmore vom Tiergarten bei Rosegg zusammen. Die Bänderdolomite von St. Martin, die auch der Verfasser zur zentralalpinen Trias stellt, haben im S kein Äquivalent. Den Bändermarmoren vom Tiergarten vergleichbare Gesteinstypen werden sich natürlich im S finden lassen. Das hilft jedoch aus zwei Gründen nicht weiter: 1. ist die stratigraphische Position der Tiergartenmarmore unsicher und 2. geht es nicht an, solche Gesteine nur petrographisch vergleichen zu wollen. Der örtliche Vergleichsversuch von E. W o r s c h ist damit hinfällig.

Leider kennt der Verfasser die Lokalität Mattehans, auf die sich E. W o r s c h (1937, p. 48) bei seinem großräumigen Vergleich besonders stützte, nicht aus eigener Anschauung. Es wurden deshalb den Herren Univ. Ass. Dr. A. T o l l m a n n und Dr. C. H e r t w e c k (beide Univ. Wien), die das Stangalm-Mesozoikum, insbesondere die Lokalität Mattehans kennen, Handstücke aus der fraglichen Gesteinsserie vorgelegt. Auf Grund dieser Handstücke gelangten sie zu der übereinstimmenden Meinung, daß die vorherrschenden, unreinen, sandigen Typen, sowie die höhere Kristallinität keinen Vergleich im Sinne E. W o r s c h 's zulassen. Nur ein schwach metamorpher Bänderkalk wurde zum Vergleich mit der Lokalität Mattehans akzeptiert. Vergleiche von Bänderkalk zu Bänderkalk, Dolomit zu Dolomit, usw. sind aber natürlich sinnlos, da nur der fossil-belegte oder serienmäßige Vergleich Geltung haben kann. Es gibt in der sogenannten „Südlichen, zentralalpinen Trias“ keine der Lokalität Mattehans ähnliche oder vergleichbare Schichtfolge, wie sie z. B. A. T o l l m a n n (1958 a, Taf. 11, Fig. 1) gibt. So ergibt sich also auch für den weiträumigen Vergleich E. W o r s c h 's, daß er nicht zutrifft.

Außerdem berief sich E. W o r s c h (1937, p. 47—48) in dem nun bereits widerlegten Vergleich, bei dem nicht hervorgeht, ob er die Lokalität Mattehans auch aus eigener Anschauung kennt, auf „die von T h u r n e r 1927 beschriebene Trias“. Nun hat aber A. T h u r n e r (1927, p. 38—39 u. 42, Geol. Kt. u. Profiltaf., Profilnr. 9, 13 u. 14) an Mattehans wohl erzählenden Dolomit, Bänderdolomit und Bänderkalk + Kalkphyllit eingetragen, vergleicht diese sogenannte Bänderserie aber mit der Stolzalpe bei Murau und hält das Alter für Silur-Devon — A. T h u r n e r (1927, p. 43—44). Diese „paläozoische Bänderserie“ — sowie auch andere Ansichten A. T h u r n e r 's über das Stangalm-Mesozoikum — wurde von K. H o l d h a u s (1933, p. 177—194) eingehend widerlegt und die Triaszugehörigkeit untermauert. E. W o r s c h hätte also für den von ihm angestrebten Vergleich K. H o l d h a u s (1922, p. 95, Fig. 1 u. 1933, p. 177—194) zitieren müssen. Das Zitat in der Form, wie es E. W o r s c h anführte, ist falsch und irreführend.

Nach gründlichem Erwägen von Für und Wider schmilzt die „Südliche, zentralalpine Trias“ von E. W o r s c h auf die Möglichkeit ein, daß in diesem südlichen Gesteinskomplex fraglicher Altersstellung untergeordnet Schuppen zentralalpiner Trias vorhanden sein können. Auf Grund der teilweise mächtigen Moränenüberlagerung müssen solche Schuppen nicht einmal zu Tage gehen. Nachweis oder Widerlegung solcher Schuppen bleibt eine Arbeit der Zukunft.

Obwohl der sicher devonische Flaserkalk isoliert und fast außerhalb der seinerzeitigen Kartierung F. T e l l e r 's liegt und dieser Gesteinstyp nicht wiederholt zu finden war, spricht er doch eher für die stratigraphische Deutung F. T e l l e r 's, der ein ausgezeichnete Kenner altpaläozoischer Gesteine war. Es wurde deshalb von F. T e l l e r (1914, Taf. I) die stratigraphische Signatur, lithologisch ergänzt, übernommen.

Es war im Verlaufe der Kartierung nicht möglich zu einer Schichtfolge zu gelangen. Serien, die sich im Gelände anzeigten, waren durch die schlechten Aufschlußverhältnisse bedingt, leider nur mehr oder weniger punktweise erfassbar. In der Dissertation wurden einige typische Lokalitäten ausführlich besprochen und es muß hier der Kürze folgend auch auf die Besprechung der Haupttypen der Gesteine verzichtet werden. Es sind in der Hauptverbreitung Bändermarmore, Bänderkalke und alle Übergänge zwischen diesen beiden Typen. Ferner Dolomitmarmore und ganz untergeordnet Kalkglimmerschiefer im petrographischen Sinn.

Der nicht ganz einheitlich streichende Zug der fraglichen (Obersilur und Devon) Dolomitmarmore-, Bändermarmore bis Bänderkalk-Serie hat eine Mindestmächtigkeit von 300 bis 400 m.

#### Bändermarmore bis Bänderkalke fraglichen Alters (fragliches Paläozoikum — fragliche Trias).

Am einfachsten zeigt uns wieder die geologische Karte (Taf. 7, Fig. 1), wie verstreute Vorkommen von Bändermarmoren bis Bänderkalken fraglicher Altersstellung zusammengefaßt werden. Es sind dies die Vorkommen: Tiergarten bei Rosegg, ESE vom Gehöft Kirchmeier im Graben eines Teichabflusses und St. Gertrud, sowie einige kleinere Aufschlüsse.

Es sei am Beispiel des Tiergartenvorkommens gezeigt, wie verschieden die Meinungen sind und wie wenig wir vorläufig in der Lage sind, diese Auseinandersetzung mit Hilfe eines Beweises zu beenden. Allerdings fühlt man sich angesichts dieser Unklarheiten um so berechtigter, eine solch fragliche Zone aus der sicheren Trias weiter W (Wauberg-Rudnik-Petelin) auszuklammern.

Die erste geologische Beschreibung der Tiergartenlokalität geht wohl auf V. Hartmann (1886, p. 22) zurück. E. Worsch (1936a, p. 4, 1936b, p. 58—59 u. 1937, p. 42—43 u. Taf.) schloß auf Zugehörigkeit zur zentralalpiner Trias. Aber auch H. V e t t e r s (1937b, p. 187) hielt ein triadisches Alter für möglich: „Der paläozoische Kalk bei Rosegg ist vielleicht jünger, u. zwar triadisch, da östlich von Rosegg in ähnlichen Kalken triadische Diploporen gefunden wurden.“ Richtig ist, daß diese Diploporen von H. M o h r (1927, p. 104) und F. K a h l e r (1931, p. 118) in schwach metamorphen Dolomiten entdeckt wurden, die mit den Gesteinen des Tiergartens aber keinerlei Ähnlichkeit aufweisen, wie sich der Verfasser im Kathrein-

kogelgebiet selbst überzeugen konnte. Trotzdem hat wohl doch F. K a h - l e r (1931, p. 117 u. 134) diesen Irrtum durch Bemerkungen selbst heraufbeschworen, in denen einerseits bedauert wird, daß ein „vollständig eindeutiger Übergang zwischen den hochmetamorphen Triasmarmoren des Otuchovagipfels und den versteinерungsführenden Dolomiten östlich davon . . . sich leider nicht gefunden“ habe und andererseits festgestellt wird: „. . . Triaszug des Kathreinkogels . . . Fossilien an einer Stelle geliefert, die, nur etwa 1 km weiter westlich versetzt, schöne Marmore zeigen würde.“

L. K o b e r (1938, S. 70) gelangte auf Grund eigener Begutachtung zu folgendem Urteil: „So sind die metamorphen Kalke von Rosegg paläozoische Kalke, wie sie sich immer und immer wieder im Paläozoikum finden.“ Wenn man diese Gesteine im Gelände antrifft, so neigt man doch eher dazu, ihre Eingliederung ins Paläozoikum zu erwarten und nicht in die Trias.

Die „Kalkscholle“ des Tiergartens ist an ihrer Basis reich verschuppt mit den Diaphthoriten, wie im Meterbereich bei niedrigem Wasserstand der Drau an deren Ufer direkt beobachtbar ist. Auch E. W o r s c h (1936a, p. 5 u. 1937, p. 43 u. 45) beobachtete eingeschuppte Diaphthorite. Man kann wiederholt sehen, wie die Diaphthorite direkt an Klüften (Schuppen-grenzen), bis zur dm- und cm-Mächtigkeit reduziert, verschleift wurden. Besonders instruktive Stellen dieser Art sind in ca. 500 und 520 m Höhe am Nordhang (Taf. 7, Fig. 1) eingetragen. Die sichtbare Mächtigkeit der Bändermarmore bis Bänderkalke von 250 bis 300 m ist offensichtliches Werk tektonischer Anschuppung.

Die vorgenommene Abtrennung der unsicheren, wenn nicht unwahrscheinlichen Trias, als Bändermarmore, bis Bänderkalke fraglichen Alters unterstreicht die Bedeutung der durch Fossilienfunde belegten Permotrias, deren Besprechung wir uns nun zuwenden wollen.

#### Der Triasnachweis.

Die Schichtfolge, die im Wauberg-Rudnik-Petelin-Gebiet aufgeschlossen ist (Taf. 7, Fig. 3), wurde z. T. (bei Petschnitzen) bereits von R. C a n a v a l (1899, p. 257) als Trias im allgemeinen angesprochen. Auch F. T e l l e r, zitiert nach E. T i e t z e (1913, p. 41), gelangte zu diesem Urteil und sprach von fraglicher, nordalpiner Fazies. E. W o r s c h (1936a, 1936b u. 1937) bezeichnete sie dann als sichere nordalpine Trias. Da jedoch bis dahin noch immer der sichere Triasnachweis fehlte, stellte H. V e t t e r s (1937a u. 1937b, p. 187) dieses Gebiet als paläozoische Schichten dar.

Durch das Auffinden einiger Diploporenfundpunkte, von denen einzelne reiches Material lieferten, glückte nun der Altersnachweis für das mächtigste und am weitesten verbreitete Schichtglied, einen vorwiegend dunklen Dolomit. In diesen Dolomiten, an Hand zahlreicher paläontologischer Dünnschliffe diagnostizierten die Herren Prof. Dr. M. H e r a k (Zagreb) und Prof. Dr. E. K a m p t n e r (Wien) übereinstimmend die Gattung *Diplopora*. Für diese Bestimmungen wird herzlichst gedankt.

Nach J. P i a (1912, p. 55, Abb. 24, 1920, p. 176, 188—189 u. 1942, p. 26—29 u. Tab. 5) tritt die Gattung *Diplopora*, zumindest im

Ostalpenraum ausschließlich in der Mitteltrias (Anis-Ladin) auf. Dieser paläontologische Beleg wird in erster Linie als triasbeweisend angeführt.

Die Wauberg-Rudnik-Petelin-Trias ist somit paläontologisch belegt!

Die fossilbelegten Triasdolomite boten als einziges paläontologisch belegtes Schichtglied die willkommene Begründung zur Aufstellung einer permotriadischen Schichtfolge.

Die permotriadische Schichtfolge (Taf. 7, Fig. 3) reicht von höherem Perm bis zu fraglichem Ladin.

### Die Stratigraphie der Permotrias:

Alpiner Verrucano (höheres Perm) als Deutung, am besten aufgeschlossen auf der Nordseite des Petelin und bestehend aus: Metamorphen, rötlichgrünen bis violettstichigen, bunten Konglomerat-Brekzien und dunklen bis hellen, graugrünen, grüngrauen, graubraunen und weißgrauen Konglomerat-Brekzien gegen das Hangende mit immer stärker vorherrschender, meist mittelkörniger Grundmasse und kleiner werdenden Geröllen und Brocken; untergeordnet helle und dunkle Quarzitschiefer und Serizitquarzite.

Die größeren, deutlich erkennbaren Komponenten: Quarz bis 6 cm, rotvioletter Quarz bis 4 cm, roter Quarz bis 1 cm, Rosenquarz bis 2,5 cm, Lydit bis 5 cm; helle, saure Tuffite bis 3 cm, roter Quarzporphyr bis 3 cm, Grüngestein (Serpentin fraglich) bis 3 cm, hellgrüne Tonschieferplatten bis 3×1 cm und Sandstein (Quarzit) bis 1,5 cm. Die hellen Tuffitbrocken zeigen z. T. eine dunkelviolette, vermutliche Verwitterungskruste (fraglicher Wüstenlack).

Im Dünnschliff: Während die größeren Komponenten ihre klastische Herkunft stets zum Ausdruck bringen, gehen die kleinen Sedimentkörner oft im Grundgewebe unter, wo sie meist schwer von den neugebildeten Mineralien zu unterscheiden sind. Bei der Rekristallisation des Gesteins entstanden als hysterogene Minerale jedenfalls Serizit und Chlorit. Ein Teil, wohl besonders der kleineren Quarze, wurde umkristallisiert und als granoblastisches Pflaster in das Grundgewebe eingebaut, Mörtelstrukturen, granoblastische Aggregate, granuliert Gerölle, usw. weisen auf mehr oder weniger starke Durchbewegung hin. Die Summe der Veränderungen an den ehemals klastischen Sedimenten einer leichten, erststufigen Metamorphose zuzuschreiben, wie dies bereits E. W o r s c h (1937, p. 49) aussprach, ist richtig. Ergänzend und abgrenzend wird jedoch festgestellt, daß diese progressive Metamorphose beim derzeitigen Beobachtungsstand nur bis zur Neubildung von Quarz, Serizit und Chlorit führte.

Es ist das Verdienst von A. T o l l m a n n (in Veröffentlichung), die stratigraphische Zusammengehörigkeit gewisser klastischer Sedimentfolgen, die in den österreichischen Zentralalpen verschieden metamorph sind und meist an der Basis von Triasablagerungen auftreten, erkannt zu haben. Er stellte für diese einen unbelasteten, neuen, stratigraphischen Begriff auf, unter Verwendung der Bezeichnung „VERRUCANO ALPINO . . . PERMIANO . . . conglomerati del Permiano medio e superiore“ von B. A c c o r d i (1956, p. 134—135). Nach A. T o l l m a n n (in Veröffentlichung) mit dem locus typicus: Valle di Scalve-Nordseite, zentrale Bergamasker Alpen, Italien. Alter: Mittleres und oberes Perm (Äquivalent von Grödener

Sandstein + Bellerophonschichten); nicht ident mit den unterpermischen Basiskonglomeraten und Serien. Da sich der Alpine Verrucano bisher absolut fossilifer erwies, erfolgt seine Einstufung auch an der Typ-Lokalität aus dem stratigraphischen Verband. In der Collio-Serie im Liegenden des Alpenen Verrucano der Bergamasker Alpen wurde von E. S u e s s (1869, p. 10—11 u. Taf. I) das „Rothliegende im Val Trompia“ an der Colombina zum erstenmal nachgewiesen. Dieses bahnbrechende Ergebnis wurde von J. J. D o z y (1935, p. 49—50) erneut durch Funde fossiler Pflanzenreste am Monte Colombine hinsichtlich des sicheren unterpermischen Alters bestätigt.

Im Wauberg-Rudnik-Petelin-Gebiet stützt sich die Einordnung zum Alpenen Verrucano auf dessen lithologische Vergleichbarkeit zum locus typicus und auf die Lagerungsverhältnisse.

Es ist allen Alpenen Verrucano-Vorkommen eigen, daß sie an der Grenze Perm/Trias einen lithologisch fließenden Übergang aufweisen. Auch am Petelin war es lediglich möglich, einen großen Anteil des Permoskyths dem Alpenen Verrucano profilmäßig zuzuordnen. Die tatsächliche Perm/Trias-Grenze wurde in einer geringmächtigen Übergangszone offen belassen. Diese Vorgangsweise führt zu größenordnungsmäßiger Erfassung von Perm- und Skythanteilen, was einen unbedingten Fortschritt gegenüber der bisherigen, undifferenzierten Sammelbezeichnung Permoskyth ausmacht.

S e m m e r i n g q u a r z i t (S k y t h) unmittelbar im Liegenden eines Rauhackenhorizontes konnte nur an einer Stelle nachgewiesen werden. Die Schichtfolge reicht hier vom Alpenen Verrucano über den Semmeringquarzit zur stratigraphisch niveaugebundenen Rauhacke und eventuell bis zu fraglicher, anisischer Dolomitbrekzie. Bereits F. K a h l e r (1931, p. 35) berichtete, leider ohne nähere Ortsangabe, in dem Gebiete E vom Faakersee, Semmeringquarzite gesehen zu haben.

R a u h w a c k e (t i e f s t e s A n i s) folgt im Hangenden der Semmeringquarzite. An der gleichen Lokalität am Petelin, von der E. W o r s c h (1937, p. 49—50) noch berichten mußte, daß sich eine gelbliche Rauhacke nicht einwandfrei anstehend nachweisen ließ, konnte diese nun dank einer Hangrutschung gesichert werden.

A n i s i s c h e D o l o m i t b r e k z i e (t i e f e r e s A n i s). Zum Unterschied von der Rauhacke ließ sich in deren Hangenden, die ebenfalls von E. W o r s c h (1937, p. 49) angeführte Anisbrekzie nicht mehr finden.

B ä n d e r k a l k e u n d m e h r o d e r w e n i g e r g e b ä n d e r t e Kalkmergel (tiefes Anis) sind im Streichen durch Übergänge verbunden. Diese Gesteinsserie tritt in wechselnder Mächtigkeit immer im Liegenden von anisischen, dunklen Dolomiten auf. Die Alterseinstufung kann vorläufig nur aus diesem stratigraphischen Verband erfolgen. Neben dem starken Wechsel in der Ausbildung zeigen die Gesteine mehr oder weniger ausgeprägt tektonische Fazies. Den großzügigsten Aufschluß in den Bänderkalken bietet das Canontal der Drau zwischen Wudmat und

St. Martin. An dieser Stelle sah übrigens E. W o r s c h (1937, p. 51) seine „Wettersteinkalke“, deren Existenz allerdings nicht gegeben ist. Am Ostufer des Faakersees, unmittelbar S der letzten Villen von Egg, sind dunkelblaugraue, fast schwarze Mergelkalke aufgeschlossen, bei denen E. W o r s c h (1936a, p. 36) eine Ähnlichkeit zu Gutensteiner Kalcken und Partnachsichten konstatierte. Von solchen Bemerkungen E. W o r s c h ' s leiten sich nicht wenige „fazielle“ Schlußfolgerungen ab.

Muschelkalk-Dolomit (Anis-fragliches Ladin). Mittel- bis dunkelgraue, auch schwärzliche, vorwiegend dunkle Dolomite, welche meist kristallin, vorwiegend gebändert und oft brekziös sind; häufig mit Kalkspatadern. Selten Schichtung und Bankung. Beim Anschlagen meist bituminöser Geruch. Hell- bis weißgraue Verwitterungsfarbe. An Störungsbahnen mehr oder weniger mylonitisiert, wodurch sie an vielen Stellen auch „gebleicht“ wurden und daher heller wirken. Zwischen Rudnik und Bleiberg z. T. etwas vererzt. Durch die paläontologische Belegung mit der Gattung *Diplopora* ist ihr mitteltriadisches Alter gesichert. Neben den Algen ließen sich manchmal Kleingastropoden, einmal sogar ein Muschelabdruck finden. Ob es sich ausschließlich um anisische Dolomite handelt, wofür ihr Habitus sprechen würde, oder ob ein wesentlicher oder untergeordneter Teil dem Ladin zufällt, bleibt offen. Die Beantwortung dieser Frage wäre durch eine umfangreichere Bearbeitung der Dasycladaceenfunde anzustreben.

Die Algenfundpunkte sind der geologischen Karte (Taf. 7, Fig. 1) ohne weiteres zu entnehmen und es mag genügen, die Lage der zwei reichsten näher anzugeben.

Wenn man von dem einsamen Gasthof (Bartlwirt), der direkt an der Straße zwischen St. Martin und Bogenfeld liegt, nicht die Straße in Richtung Bogenfeld benützt, sondern den kürzeren Weg über die unruhige 450-m-Terrasse einschlägt, über die ein Karrenweg hinzieht, so mündet dieser nach ungefähr 700 m in den Fahrweg Petschnitzen-Bogenfeld. Vielleicht 250 m vor diesem Zusammentreffen, am Rande eines Schuttschwemmkegels, den nach N gerichteten Hang empor, trifft man auf 490 bis 495 m einen schlecht aufgeschlossenen Diploporendolomit an, der aus der Moränen- und Hangschuttüberlagerung hervorlugt.

Dieser Dolomit umfaßt ausnahmsweise auch etwas hellere Gesteinstypen, die gegenüber den mittleren und dunklen Varietäten allerdings auch hier völlig untergeordnet sind. Der Diploporendolomit ist im Rahmen des nur wenige Quadratmeter umfassenden Aufschlusses ganz von Algen erfüllt. Das Material läßt sich durch die starke Zerhackung des Dolomits nur schwer gewinnen und zu Schliften verarbeiten.

NE von Petschnitzen, genauer unmittelbar NE der Kote 599, liegt am Hang ein ungemein reicher Fundpunkt in einem Felseck, welches gerade noch aus Moränen- und Hangschuttüberlagerungen ragt. Der dunkle Dolomit, der leicht kristallin ist und eine sehr helle Verwitterung aufweist, ist sehr reich an Diploporen. Da sich das Gestein gegenüber der Probenentnahme denkbar günstig verhielt, weil es z. T. sehr fest und massig ist, ergab sich hier die beste Fundstelle.

Trochitendolomit (oberes Anis — fragliches oberstes Anis) wurde nur an einer Stelle gefunden. Dieser stratigraphische Begriff wurde von A. Tollmann (1958b, S. 329) aufgestellt. Es ist nicht sicher, ob der Trochitendolomit niveaumäßig oberstes Anis repräsentiert und dann fließend in Wettersteindolomit übergeht, oder einfach nur in oberem Anis auftritt, auf welchen Umstand ein Bericht von A. Tollmann (1960, p. 122—123) hinweist.

Schuppenbau von extremer Intensität beherrscht das Wauberg-Rudnik-Petelin-Gebiet (Taf. 7, Fig. 2). Es konnten 7 Schuppen und eine fragliche achte Schuppe nachgewiesen werden. Dieser Schuppenbau zerriß die einheitliche Schichtfolge und macht es, unterstützt von oft mächtiger Moränenüberlagerung schwierig, die wahren Zusammenhänge zu finden. Die Mächtigkeit dieser Grundmoränen kann gesichert durch Bohrergebnisse mit bis zu 60 m und mehr angegeben werden. Ihr Areal erstreckt sich bis Rosegg und verhüllt vor allem die Verbindung zwischen der Wauberg-Rudnik-Petelin- und der St. Martin-Permotrias. Den Schlüssel zu diesen Verhältnissen bot die 1 : 10 000-Kartierung. Wir erweitern deshalb die Wauberg-Rudnik-Petelin-Permotrias um das gleichartige und bisher willkürlich abgetrennte Vorkommen von St. Martin zur

Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permotrias. Soweit E. Worsch (1936a u. 1937) die Dolomite in und um St. Martin erkannte, stellte er sie bereits in die „Zentralalpine Trias“. Es fiel E. Worsch (1937, p. 43—44) auch auf, daß man die zentralalpinen und „nordalpinen“ Dolomite nicht gut trennen kann. Wir gelangen so zum letzten Triasschichtglied, das allerdings sehr heterogen ist.

Mitteltrias-Dolomite im allgemeinen (fragliches Anis-fragliches Ladin) ist eine Zusammenfassung von dunklen bis hellen, vorwiegend aber hellen, ungebänderten Dolomiten, gebänderten Dolomiten und Dolomitmarmoren, die z. T. reich an Kalkspatadern und z. T. vererzt sind. Mit sehr uneinheitlichen Typen im Raume St. Martin-Drau-Ortschaft Drau-Prerak-St. Stefan verbreitet, beinhalten sie in St. Martin untergeordnet auch etwas dunklen Muschelkalk-Dolomit.

Die jüngeren Ablagerungen des Gebietes gelangten selbstverständlich auf der geologischen Karte (Taf. 7, Fig. 1) zur Darstellung. Obwohl eine Zusammenfassung ihres Erforschungsstandes interessant ist und in der Dissertation auch gegeben wurde, darf hier ihre Beschreibung wohl schon deshalb übergangen werden, da der Verfasser keine eigenen, neuen Ergebnisse aufzeigen könnte.

Die zentralalpine Fazies der Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permotrias kann nach der Schichtfolge (Taf. 7, Fig. 3) gedeutet werden. Sie wird hier und im Folgenden im Sinne der zuletzt von A. Tollmann (1959, p. 43) gegebenen Fazieskriterien als zentralalpine Permotrias aufgefaßt.

Faziell kennzeichnend sind in dieser Schichtfolge vor allem der Alpine Verrucano + Semmeringquarzit, die stratigraphisch niveaugebundene Rauhwanke und der Trochitendolomit. Die beobachtbaren, optimalen Sekundärmächtigkeiten kann man zur Erschließung der primären Mächtigkeiten nur sehr schwer heranziehen. Alle beschriebenen Schichtglieder sind mehr oder weniger metamorph und zeigen tektonische Fazies.

#### Das Zentralalpine Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt.

Schon F. Kähler (1931, p. 135) war es aufgefallen, daß eine Reihe kleiner Triasdolomit- und Permtriasvorkommen im Becken von Klagenfurt gemeinsame Merkmale aufweisen, die seiner Reihung folgend, tektonischer, metamorpher und fazieller Art sind. Zur Fazies, der wohl das Hauptaugenmerk zu gelten hat, formulierte F. Kähler (1931, p. 135) zwei Meinungen:

1. „Es wird zu bedenken sein, ob diese Trias mit der nordalpinen Fazies, die in den Nordkarawanken vertreten ist, übereinstimmt; . . .“
2. „Ich halte es aber nicht für ganz ausgeschlossen, daß im Gegensatz zu den Nordkarawanken im untersuchten Gebiete die Fazies der zentralalpiner Trias vorliegt.“

Bei dieser Einordnung, im Sinne der Zusammenfassung eines langgestreckten Vorkommens, verband F. Kähler vom West- bis zum Ostrand des Klagenfurter Beckens jedoch faziell recht Ungleichartiges, worauf wir noch zurückkommen werden.

A. Tollmann (1959, p. 17—18 u. Taf. 1) hingegen erfaßte eine Reihe von Vorkommen zwischen Faakersee und Viktring eindeutig als zentralalpines Mesozoikum, wobei er sich auf Angaben von F. Kähler, H. Sordian und E. Worsch stützte. Bei diesem Vorgang sind, besonders in der tektonischen Karte, auch einige Vorkommen fraglichen Alters der zentralalpiner Trias zugefallen.

Das Zentralalpine Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt nach H. Sordian (1961, Taf. 1) umfaßt die Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permtrias, die Viktringer Permtriasscholle und alle dazwischenliegenden Trias- (Dolomit-) Vorkommen: Die Trias von St. Kathrein, Linden und einige kleinere Vorkommen, wie z. B. Albersdorf.

#### Fragliches oberostalpinisches Paläozoikum.

Als nicht zum Zentralalpinen Mesozoikum im Becken von Klagenfurt gehörig werden folgende, von F. Kähler (1931, 1953), E. Worsch (1936a, 1936b, 1937) und A. Tollmann (1959) als Trias bezeichnete oder vermutete Vorkommen aufgefaßt: Tiergarten bei Rosegg, St. Gertrud, die Hügel zwischen Winkl und St. Jakob, Rupertiberg, St. Maria-Treffen und Otuchova. Ihnen allen gemeinsam ist intensiver Schuppenbau, sowie das Vorherrschen ziemlich hochkristalliner Kalkmarmore. Obwohl gerade der Schuppenbau die Möglichkeit auf jedem Meter Raum offen läßt, daß sich diese Vorkommen anteilig in Altkristallin, oberostalpinisches Paläozoikum und zentralalpines Mesozoikum gliedern könnten, erwartet man in dieser Zone fraglichen Alters doch eher oberostalpinisches Paläozoikum.

Die Arbeiten von F. Teller, zitiert nach E. Tietze (1913, p. 14—15), K. O. Felser (1938, p. 103, 105—106 u. 1939, p. 116 u. 118), H. Seelmeier (1938, p. 107 u. 1942, p. 2—5 u. 7) und R. R. v. Srbik (1941, p. 224) führen zur Folgerung, daß der Matschacher Gupf, der Kapellen Berg und die Gratschützen, die Fortsetzung der Trias nordalpiner Fazies vom Sinacher Gupf zum Dobratsch sind. Diese nordalpine Trias erklärt auch die wahrscheinliche Existenz von oberostalpinem Paläozoikum im Westteil des Klagenfurter Beckens.

### Vergleich des Zentralalpinen (mittelostalpinen) Mesozoikums (+ Perm) im Becken von Klagenfurt mit anderen Vorkommen von Zentralalpinem (mittelostalpinem) Mesozoikum (+ Perm).

Von Scans im Engadin bis Viktring im Klagenfurter Becken auf eine streichende Distanz von über 300 km, lassen sich immer wieder Vorkommen von Mesozoikum (+ Perm) mit vergleichbaren Merkmalen beobachten. Es sind dies Vorkommen von Zentralalpinem (mittelostalpinem) Mesozoikum (+ Perm), welche z. T. seit langem bekannt sind und z. T. bereits als zusammengehörig aufgefaßt wurden. Schon R. Staub (1924) stellte Engadiner Dolomiten, Ortler, Telfer Weiße, Mauis und Kalkstein in das Mittelostalpin. Die Fortsetzung weit nach E wurde zuerst von A. Tollmann (1959, Taf. 1) erkannt, wobei sich die zentralalpine Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permotrias neben der Viktringer Permotriasscholle als eine Schlüsselposition erwies. Es ist erstaunlich, wie konstant die Fazies im Streichen ist. Ohne künftigen, vergleichenden Untersuchungen vorgehen zu wollen, muß doch gesagt werden, daß die Fazies quer zum Streichen relativ rasch wechselt und die Schichtfolge im Stangalm-Mesozoikum daher bei weitem nicht so harmonisch vergleichbar erscheint. Der Umfang des Mittelostalpins wurde von A. Tollmann (1959) gegenüber L. Kober (1922 u. 1923) und R. Staub (1924) beträchtlich erweitert.

### Das mittelostalpine Kristallin im Becken von Klagenfurt.

A. Tollmann (1959, Taf. 1) ordnete das mittelkärntnerisch-steirische Kristallin dem mittelostalpinen Kristallin zu. Die gewaltige Masse des mittelostalpinen Kristallins, z. T. bereits von L. Kober (1922 u. 1923) und R. Staub (1924) erkannt und von A. Tollmann (1959) wesentlich erweitert, liegt tektonisch über den Radstädter Tauern, der Matreier Zone, usw. und unter der Gurktaler Decke, dem Grazer Paläozoikum, usw. Es trägt auf seinem Rücken weit verstreut zentralalpines (mittelostalpines) Mesozoikum (+ Perm). Zu diesem gehört auch das Zentralalpine (mittelostalpine) Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt.

Die phyllit- bis glimmerschieferähnlichen Diaphthorite (diphthoritisierendes „Altkristallin“) des Aufnahmegebietes können nun, da die „echten“ Phyllite widerlegt wurden, in ihrer Gesamtheit dem mittelostalpinen, mittelkärntnerisch-steirischen Kristallin — zum ersten Male — zugeordnet werden.

Die Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permotrias ist kein Bindeglied zwischen Gailtaler Alpen und Hochobir!

Nachdem E. Worsch (1937, p. 50—51) zu der Deutung gelangte, daß die Wauberg-Rudnik-Trias nordalpiner Art und gleicher Ausbildung wie in den Gailtaler Alpen und der Hochobirzone sei, schien es geboten, eine solche Verbindung durch einen entsprechenden faziellen Vergleich zu überprüfen. Spätere, ähnliche Meinungsäußerungen, wie z. B. von N. Anderle (1950, 1952 u. 1961), lassen sich ohne weiteres auf das Gedankengut E. Worsch's rückführen, so daß die Auseinandersetzung mit diesem zu genügen scheint.

Der fazielle Vergleich im Bezug auf den nordalpinen Faziesraum erstreckte sich auf die westlichen, zentralen und östlichen Gailtaler Alpen, das Dobratschgebiet, Ferlacher Horn, Ostkarawanken, St. Pauler Berge, Griffener Berge, Eberstein und Ulrichsberg und bediente sich der Arbeiten von: N. Anderle (1950, p. 200—215, Taf. XII u. XIII), P. Beckmannagetta (1953, p. 131—137, Abb. 1 u. 2 u. 1955, p. 67—78 u. Taf. IV), R. W. van Bemmelen (1957, p. 181—191 u. Taf. XVII—XIX u. 1961, p. 215—226 u. Taf. 12—14), A. Bittner (1889, p. 483—488), G. Geyer (1901a u. 1901b, p. 52—72), H. Höfer (1894, p. 469—477), H. Holler (1951 u. 1960), F. Kahler & H. Wolsegger (1934, p. 2—10 u. Taf.), L. Kostelka (1960, p. 78—80 u. Taf. 1), A. Pilger & R. Schönenberg (1958/59, p. 205—215), S. Prey & F. Kahler (1958, p. 272—275, 277 u. Taf.), K. A. Redlich (1905, p. 328—332 u. Taf. VI—VII), W. Schriell (1951), F. Sölyom (1942, p. 41—42), J. Stini (1938, p. 35—41, 43 u. 45) und F. Teller (1895 u. 1896, p. 46—52, 82—145).

Der fazielle Gegensatz der Wauberg-Rudnik-Petelin-St. Martin-Permotrias zu den Gailtaler Alpen, aber auch zu allen anderen umliegenden nordalpinen Triasvorkommen, der auch aus den zahlreichen gezeichneten Säulenprofilen — H. Sordian (1962b, Taf. 14—23 u. 27) — abgelesen werden kann, ist ein weiteres Argument für die Deutung ihrer Zugehörigkeit zum Zentralalpinen (mittelostalpinen) Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt.

Der Mittelkärntner Triaszug von F. Kahler (1953, p. 22—24, Taf. 1 u. 3) aufgestellt, umfaßt im W jene Vorkommen, die jetzt als Zentralalpines (mittelostalpines) Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt angesprochen werden und fragliches oberostalpines Paläozoikum bei Rosegg (Tiergarten) und an der Otuchova. Im E wird ein Marmorvorkommen fraglichen Alters am Ausfluß des Thoner Mooses, das ist östlich von Grafenstein, und die Berge von Ruden, die jedoch eindeutig aus nordalpiner Trias und Grödener Schichten aufgebaut sind und die westliche Fortsetzung der St. Pauler Berge darstellen, dem Mittelkärntner Triaszug zugerechnet. Bleibt im E, N der Berge von Ruden die Marmor-kette von Haimburg, in deren marmorisierten Kalken F. Kahler (1953, p. 24—25) sogar Kreide und Eozän vermutet. Aber P. Beckmannagetta (1953, p. 44 u. 1956) spricht sich für Paläozoikum, bzw. fragliches

Devon aus. Da über diese Haimburger Marmorkette sehr wenig bekannt ist, lassen wir die Altersfrage ganz offen, erwarten jedoch mit P. B e c k - M a n n a g e t t a am ehesten einen Nachweis oberostalpinen Paläozoikums. Da sich H. F l ü g e l (1960, p. 208—213, Abb. 1) erneut für fragliches (unterostalpinen) Mesozoikum aussprach, so wäre hier ein konkreter Altersnachweis dringend nötig.

Der Mittelkärntner Triaszug verbindet also sowohl faziell als auch tektonisch Ungleiches. Ohne die Möglichkeit zentralalpiner Permotriasschuppen im Ostteil des Klagenfurter Beckens damit leugnen zu wollen, schlagen wir vor, den Begriff Mittelkärntner Triaszug nicht mehr zu verwenden. Soweit er zentralalpines Mesozoikum (+ Perm) erfaßt, soll der Begriff Zentralalpines (mittelostalpinen) Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt an seine Stelle treten.

Die vorgelegten Ergebnisse und Deutungen wurden im Rahmen eines Dissertationsthemas von 1959 bis 1961 erarbeitet. Größten Dank schuldet der Verfasser seinem hochverehrten Lehrer Prof. Dr. E. C l a r, dessen wohlwollende Förderung eine der wesentlichen Voraussetzungen auch für diese Arbeit abgibt. Für die Meinungsbildung zu vielen der dargelegten Probleme trugen u. a. auch zahlreiche Diskussionen mit Univ. Ass. Dr. A. T o l l m a n n wesentlich bei, dem ich für seine stets interessierte Haltung herzlich danke. Viel Hilfe gab mir auch der Meinungsstreit mit Studienkollegen, denen ich mich herzlich verbunden fühle. Weiteren Dank gilt es den leitenden Herren der Österreichischen Draukraftwerke abzustatten, im besondern Herrn Dipl.-Ing. Dr. E. M a g n e t, der die Freigabe baugelogischer Unterlagen für die wissenschaftliche Auswertung erwirkte. Die Arbeiterkammer Wien förderte den Verfasser durch Stipendien in der Gesamthöhe von S 10.250,—. Das Professorenkollegium der Philosophischen Fakultät der Universität Wien stellte aus Mitteln des Bundesministeriums für Unterricht S 1200,— gerade für jenen Zeitraum zur Verfügung, in dem u. a. auch diese Arbeit entstand. Der Österreichische Alpenverein stellte für die Durchführung von Conodontenuntersuchungen einen Betrag von S 1000,— zur Verfügung. Die Kärntner Landesregierung gewährte eine Subvention von S 1000,—. Allen jenen, die meine Arbeit förderten, ist mein tiefster Dank in der Dissertation ausgesprochen.

### Literatur

- A c c o r d i, B.: VERRUCANO ALPINO ... Permiano. — In: Lexique stratigraphique international. — Centre national de la recherche scientifique, I, EUROPE, FASC. 11, Italia, S. 134—135, Paris 1956
- A n d e r l e, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und zur alpidinarischen Grenze. — Jb. Geol. B. A., 94, Jg. 1949—1951, 1. Tl., S. 195—236, Taf. 12 u. 13, Wien 1950
- Aufnahmen auf dem Blatt Villach-West und Ost (Bericht 1951). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1952, S. 50—53, Wien 1952

- Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Blatt Villach (201). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1961, H. 3, A12—A14, Wien 1961
- B e c k - M a n n a g e t t a , P.:** Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — In: H. K ü p p e r , Ch. E x n e r , H. G r u b i n g e r : „Skizzen zum Antlitz der Erde.“ S. 131—147, 2 Abb., (Verl. Brüder Hollinek), Wien 1953
- Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — Jb. Geol. B. A., **98**, Jg. 1955, S. 67—92, 1 Taf., Wien 1955
- Geologische Übersichtskarte des Bezirkes Völkermarkt. — In: Abt. Landesplan. Raumforsch. Amt Kärntner Landesregier.: „Planungsatlas Völkermarkt“. — 1 : 100 000, Klagenfurt 1956
- B e m m e l e n , R. W. v a n :** Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). 1. Tl. — Jb. Geol. B. A., **100**, Jg. 1957, S. 179—212, Taf. 15—19, Wien 1957
- Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). (2. Tl.) Die zentralen Gailtaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., **104**, Jg. 1961, S. 213—237, 4 Abb., 3 Taf., Wien 1961
- B i s c h o f f , G. & Z i e g l e r , W.:** Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. Hessisch. Landesamt. Bodenforsch., **22**, 136 S., 21 Taf., 5 Tab., 16 Abb., Wiesbaden 1957
- B i t t n e r , A.:** Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. — Jb. Geol. R. A., **39**, Jg. 1889, S. 483—488, Wien 1889
- C a n a v a l , R.:** Rother Thon von Petschnitzen bei Förderlach. — Carinthia II, **89**, S. 255—257, Klagenfurt 1899
- D o z y , J. J.:** Über das Perm der Südalpen. — Leidsche Geol. Mededeelingen, **7**, Jg. 1935, S. 41—61, 3 Abb., Leiden 1935
- F e l s e r , K. O.:** Bericht über die geologische Aufnahmestätigkeit in den Karawanken im Sommer 1937. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1938, S. 103—106, Wien 1938
- Bericht über die geologische Aufnahme in den Karawanken im Sommer 1938. — Verh. Zweigstelle Wien Reichsstelle Bodenforsch. (Geol. B. A.), Jg. 1939, S. 115—118, Wien 1939
- F l ü g e l , H.:** Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1960, S. 202—220, 1 Abb., Stuttgart 1960
- G e y e r , G.:** Geologische Karte der Österr.-ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 71, Oberdrauburg - Mauthen. — Zone 19, Col. VIII, 1 : 75.000, (Verl. Geol. R. A.), Wien 1901a
- Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 71, Oberdrauburg - Mauthen. — 85 S. (Verl. Geol. R. A.), Wien 1901b
- H a r t m a n n , V.:** Das Kärntner Faakerseethal der Gegenwart und der Vorzeit. — Jber. Staats-Oberrealschule Klagenfurt. **29.**, S. 1—47, Klagenfurt 1886

- Höfer, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., **103**, Abth. I, S. 467—487, 3 Abb., Wien 1894
- Holdhaus, K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **14**, Jg. 1921, S. 85—103, Wien 1922
- Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **25**, Jg. 1932, S. 177—194, Wien 1933
- Holler, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg-Hüttenmännische Mh., **96**, Jg. 1951, S. 69—75, 1 Abb., Wien 1951
- Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — Carinthia II, **150**. (70.), H. 2, S. 63—75, 3 Taf., Klagenfurt 1960
- Kahler, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **68**, S. 83—145, 3 Taf., Graz 1931
- Kahler, F. & Wolsegger, H.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. — Carinthia II, **123./ 124**. (43./44.), S. 1—13, 1 Taf., Klagenfurt 1934
- Kahler, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderh. 16, S. 1—78, 4 Taf., Klagenfurt 1953
- Kober, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, Jg. 1912, S. 368—481, 7 Taf., Wien 1912
- Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I, **130**, Jg. 1921, S. 375—381, 1 Abb., Wien 1922
- Bau und Entstehung der Alpen. — 283 S., 102 Abb., 8 Taf., (Verlag von Gebrüder Borntraeger), Berlin 1923
- Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., (Verl. von Julius Springer), Wien 1938
- Kostelka, L.: Windisch-Bleiberg. — Carinthia II, **150**. (70.), H. 2, S. 75—85, 5 Taf., Klagenfurt 1960
- Mohr H.: Über „taurische“ Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1926, S. 100—105, Wien 1927
- Peters, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. — Jb. Geol. R. A., **6**, Jg. 1855, S. 508—580, Wien 1855
- Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855. — Jb. Geol. R. A., **7**, S. 629—691, Wien 1856
- Pia, J.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungar. und Orient., **25**, S. 25—81, Taf. 2—8, 24 Abb., Wien und Leipzig 1912
- Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. Zool.-Botan. Ges. Wien, **11**, H. 2, 263 S., 27 Abb., 7 Taf., Wien 1920

- Übersicht über die fossilen Kalkalgen und die geologischen Ergebnisse ihrer Untersuchung. — Mitt. Alpenländ. Geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien), **33**, Jg. 1940, S. 11—34, Wien 1942
- Pilger, A. & Schönenberg, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. Dt. Geol. Ges., **110**, Jg. 1958, S. 205—215, 3 Abb., 3 Taf., Hannover 1958/59
- Prey, S. & Kahler, F.: Beitrag zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Jg. 1957, S. 271—292, 3 Abb., 1 Kt., Wien 1958
- Redlich, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. Geol. R. A., **55**, Jg. 1905, S. 327—348, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1905
- Schriegl, W.: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**, S. 145—176, 4 Abb., 7 Taf., Stuttgart 1951
- Schwinner, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. Schaffner: „Geologie von Österreich.“ — 2. Aufl., S. 105—232, (Franz Deuticke), Wien 1951
- Seelmeier, H.: Geologische Kartierung in den Karawanken (Sommer 1937). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1938, S. 106—108, Wien 1938
- Der geologische Bau zwischen dem Gr. Mittagkogel und dem Gr. Suchagraben in den Karawanken. — Mitt. Alpenländ. Geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien), **33**, Jg. 1940, S. 1—10, 1 Geol. Kt., 3 Abb., Wien 1942
- Sölyom, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — 58 S., 3 Taf., Diss., Math.-Naturwiss. Fak., Univ. Berlin, Berlin 1942
- Sordian, H.: Geologische Voruntersuchungen zum Wasserkraftwerk-Projekt Rosegg, Kärnten. — Ms., 7 S., 4 Kt., 2 Profile, 39 Querschnitte, 33 Bohrprofile, (Österr. Draukraftwerke), Wien und Klagenfurt 1960
- Die Wauberg-Rudnik-Petelin-Permotrias (Kärnten, Österreich); ihre fazielle und tektonische Stellung. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1962, H. 2 (in Veröffentlichung), Wien 1962 a
- Das Zentralalpine (mittelostalpine) Mesozoikum (+ Perm) im Becken von Klagenfurt. — Diss., Philos. Fak., Univ. Wien, 266 S., 39 Taf., 5 Tab., Wien 1962 b
- Srbik, R. R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Sonderbd. III, 382 S., 3 Taf., 8 Beil., 2 Skizzen, Stuttgart 1941
- Staub, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F., **52**, (82), 272 S., 31 Taf., 1 Tekton. Kt. 1 : 1,000,000, Bern 1924
- Stini, J.: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Carinthia II, **128**, (48.), S. 34—50, Klagenfurt 1938
- Suess, E.: Über das Rothliegende im Val Trompia. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., Abt. I, **59**, Jg. 1869, S. 1—13, 2 Taf., Wien 1869
- Teller, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen- und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). — 1 : 75,000, (Verl. Geol. R. A.), Wien 1895

- Geologie des Karawankentunnels. — Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., **82**, S. 143—250, 3 Taf., Wien 1914
- Thurner, A.:** Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **63**, S. 26—44, Geol. Kt., Profiltaf., Graz 1927
- Tietze, E.:** Jahresbericht für 1912. — Verh. Geol. R. A., Jg. 1913, S. 1—48, Wien 1913
- Tollmann, A.:** Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Studenten Wien, **9**, S. 57—73, 2 Taf., Wien 1958a
- Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Jg. 1957, S. 325—354, 1 Taf., Wien 1958b
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Studenten Wien, **10**, S. 1—62, 1 Taf., Wien 1959
- Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **53**, Jg. 1960, S. 117—131, 2 Taf., Wien 1960
- Die mesozoischen und einige paläozoische Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. — In: Lexique stratigraphique international. — Centre national de la recherche scientifique, **I**, EUROPE, FASC.?, Österreich, (in Veröffentlichung), Paris
- Vetters, H.:** Geologische Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — 1 : 500.000, (Verl. Geol. B. A.), Wien 1937a
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — 351 S., (Verl. Geol. B. A.), Wien 1937b
- Worsch, E.:** Geologische Kartierung östlich des Faaker-Sees. — Diss., 121 S., Geol. Kt. fehlt, Störungs-Kt. fehlen, Philos. Fak., Univ. Graz, Graz 1936a
- Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Anz. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., **73**, Jg. 1936, S. 58—59, Wien 1936b
- Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, **127**. (47.), S. 41—57, 1 Taf., Klagenfurt 1937

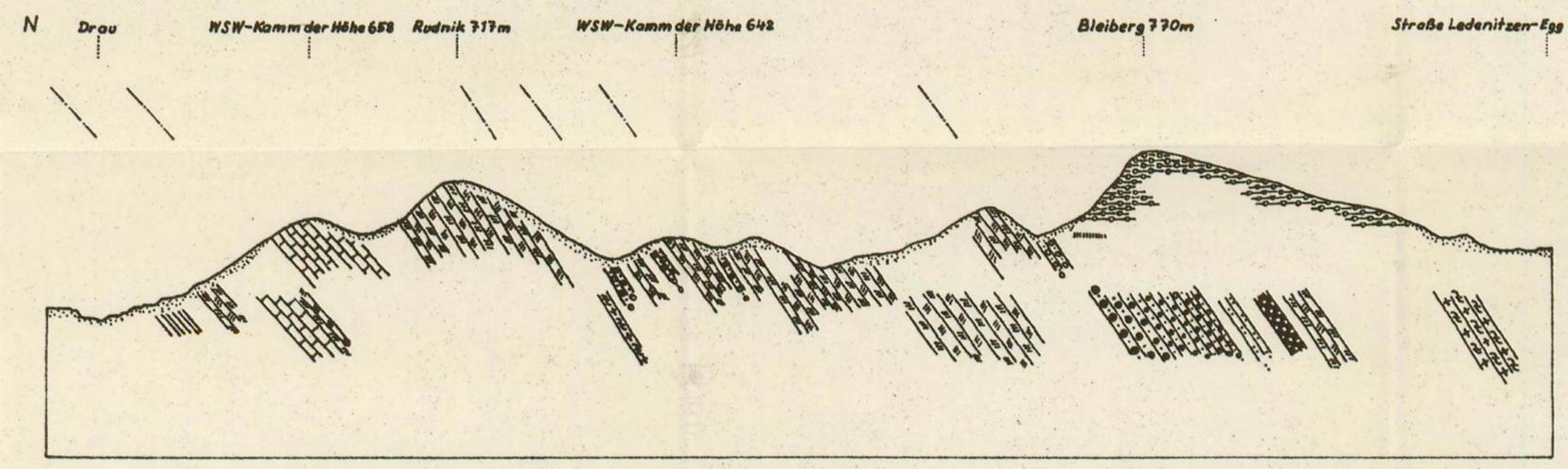
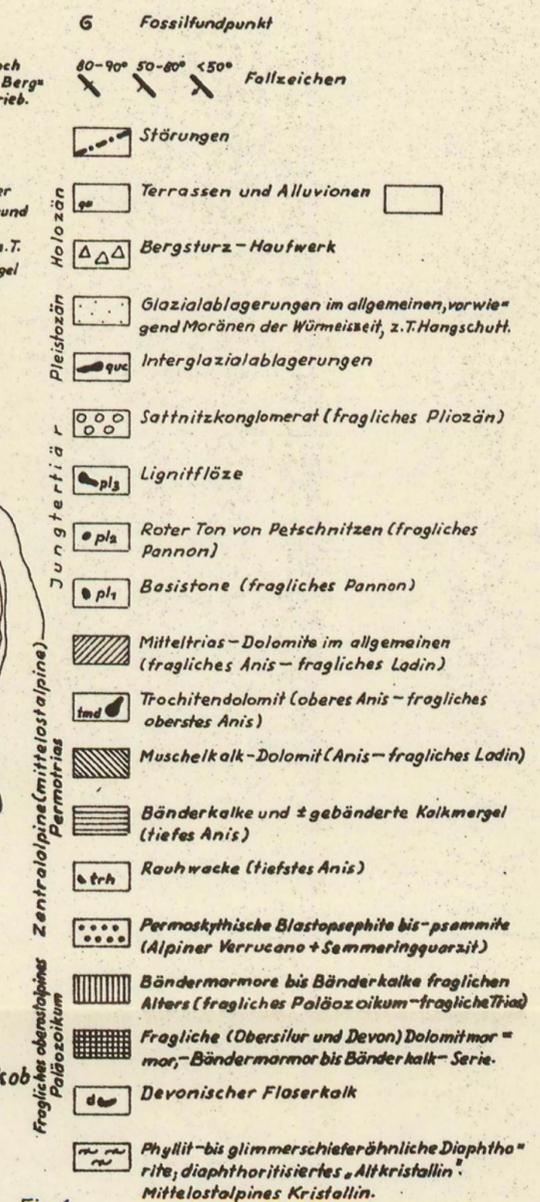
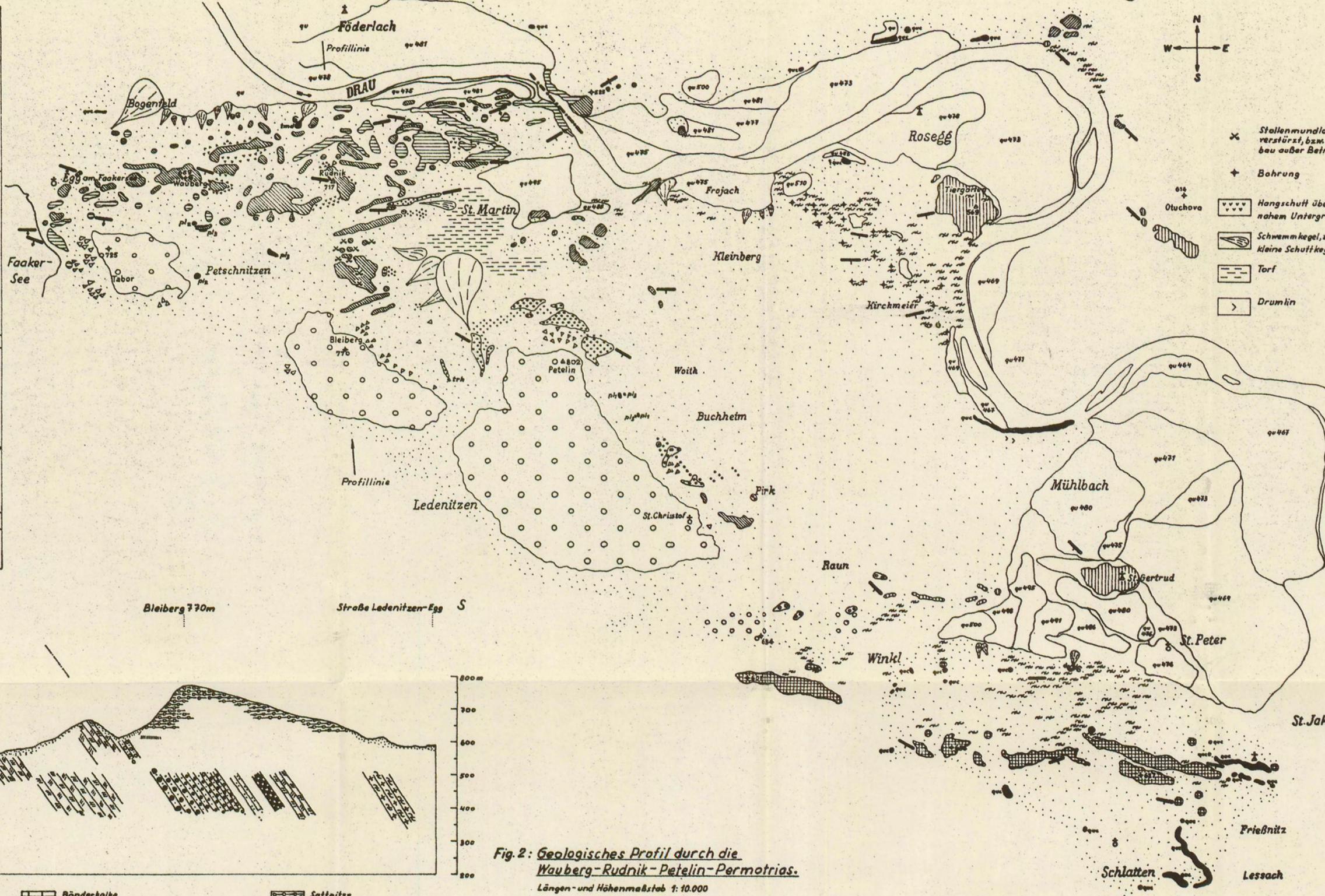
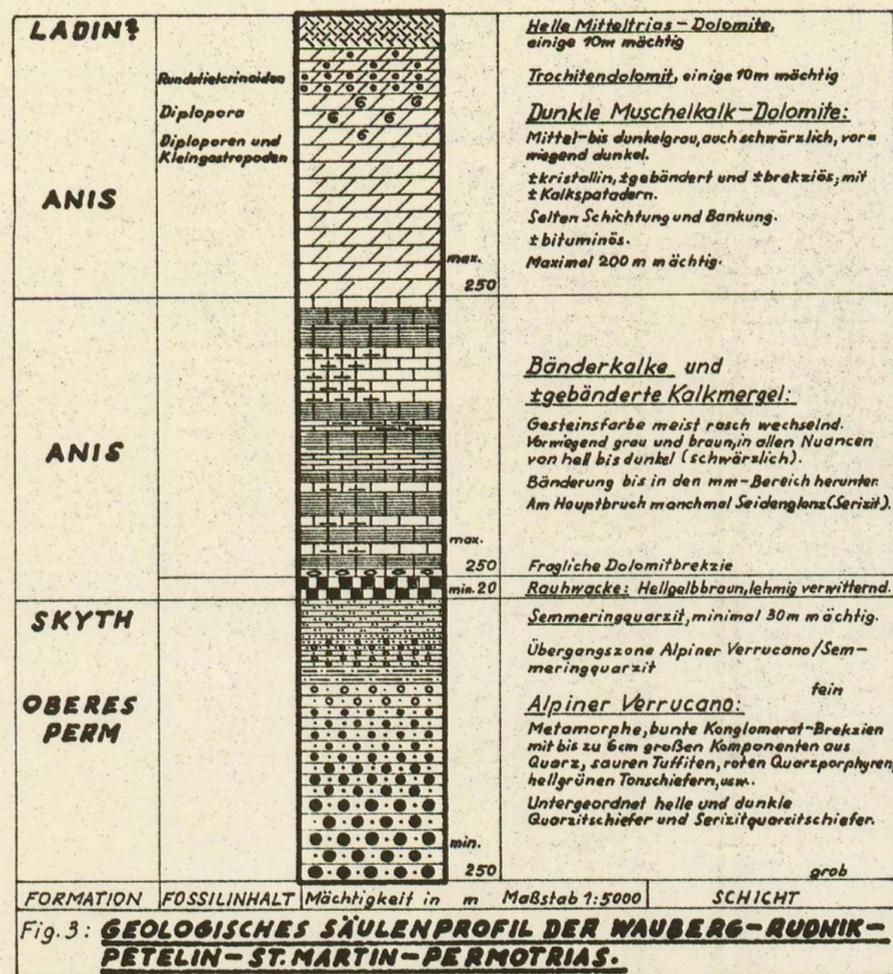


Fig. 2: Geologische Profil durch die Wauberg-Rudnik-Petelin-Permotrias.  
Längen- und Höhenmaßstab 1:10.000

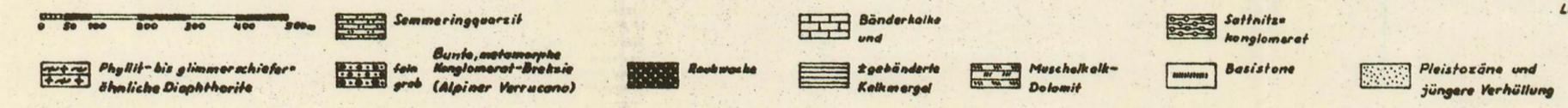


Fig. 1: Geologische Karte des Gebietes Rosegg-Föderlach-Bogenfeld-Egg am Faakersee-Ledenitzen-Malleitzen-Schlatten-St. Jakob-Mühlbach-Rosegg.  
Nach geologischen Aufnahmen von H. SORDIAN; April-Oktober 1959, August 1960 und Juli 1961.

# Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt, Km 281,985–282,350) SW Dürrwien (Flysch, Kahlenberger Decke)

(VORBERICHT)

von

Walter Grün, Gerhard Niedermayr & Manfred E. Schmid

## Einleitung:

Anlässlich einer Exkursion des Geologischen Instituts der Universität Wien unter Leitung von Prof. Dr. E. Clar wurden Aufschlüsse im Bereich der Autobahn-Westeinfahrt besucht. Einer Anregung von Professor Clar zufolge sollten die sedimentären Strukturen eines bestimmten Sandsteinkomplexes untersucht werden. Es handelt sich hierbei um einen Aufschluß zwischen Autobahnkilometer 281,985 und 282,350 SW Dürrwien. Eine genauere Bearbeitung wurde bereits begonnen. Da jedoch das Flyschproblem gerade jetzt wieder im Brennpunkt allgemeinen Interesses steht, mag die Veröffentlichung der bisherigen Ergebnisse gerechtfertigt erscheinen. Für zahlreiche wertvolle Anregungen sind wir unseren sehr verehrten Professoren, Prof. Dr. E. Clar und Prof. Dr. Dr. Dipl.-Ing. H. Wieseneder zu besonderem Dank verpflichtet.

## Petrographische Betrachtungen:

Im folgenden soll ein kurzer Überblick über die lithologische Beschaffenheit der einzelnen Gesteinstypen, die im Aufschluß anzutreffen sind, gegeben werden. Eine genaue Bearbeitung dieses und auch weiterer Autobahnaufschlüsse (Abschnitt Preßbaum-Auhof) wurde begonnen und es scheint daher nicht zweckmäßig, bereits jetzt ins Detail gehende Betrachtungen anzustellen. Dieser Beitrag ist nur als Ergänzung zu den statistischen Untersuchungen gedacht und beschränkt sich auf megaskopische Beobachtungen. Deshalb wird auch nicht auf die diesbezügliche Literatur eingegangen, da dazu die Betrachtung eines einzigen Aufschlusses keine ausreichende Grundlage zu sein scheint. Die eingehende Bearbeitung (Gefüge- und Schwermineralanalyse) soll ja der weiteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Im wesentlichen stellt die Gesteinsgesellschaft eine rege Wechsellagerung von Sandsteinen, Mergeln und Tonschiefern dar. Hellgraue oder auch dunklere Sandsteine wechseln mit graugrünen bis dunkelgrauen Tonschiefer- und Mergellagen. Braune Farbtöne sind wohl auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen. Sandige Mergel sind relativ häufig und weisen meist olivgrüne Färbung auf; Glimmer und Pflanzenhäcksel sind darin nicht selten. Diese Mergel zeigen alle Übergänge zu Sandsteinen, mit denen sie auch nach unseren bisherigen Erfahrungen in einem bestimmten Sedimentationsrhythmus zusammenhängen.

Die Sandsteine herrschen in der Gesteinsfolge vor. Trotz der Vielgestaltigkeit ihrer Ausbildungsformen hinsichtlich Struktur und Textur

scheint ganz allgemein gesehen ein bestimmter Sedimentationsrhythmus zu bestehen. Unseren Beobachtungen gemäß würde er schematisch folgendermaßen vorzustellen sein:

1. Massiger, sehr grobkörniger Sandstein, fallweise mit Mergel- und Tonschieferbrocken, der fast ausnahmslos gradierte Schichtung zeigt. Quarz, Hornstein, Feldspat und Erz sind oft gut zu erkennen. Auch kristalline Geröllchen mit Durchmesser bis zu einem Zentimeter sind in besonders grob ausgebildeten Sandsteinen anzutreffen. Das „graded bedding“ kann sich innerhalb einer Bank mehrmals wiederholen (Taf. 8, Profil 2 A, 4 B und 5 C). Die Unterseite dieser Sandsteine ist meist eben; Strömungsmarken und Lebensspuren verschiedenster Art kommen aber auch vor.

2. Darüber folgt ein grob-, mittel-, feinkörniger Sandsteinkomplex, der nach oben zu immer mehr Glimmer und Pflanzenhäcksel enthält, die sich nach SS einregeln und dadurch die Schichtung des Sandsteins deutlich machen. Fließfaltung („convolute bedding“) und Kreuzschichtung sind, wenn sie auftreten, fast ausschließlich auf diese Schicht begrenzt. Dabei ist auffallend, daß die Kreuzschichtung immer über der Fließfaltung zu finden ist, wenn beide in einer Bank beobachtet werden.

3. Es folgt dünngeschichteter, glimmer- und pflanzenhäckselreicher mergeliger Sandstein.

4. Darüber liegt Mergel, meist sandig.

5. Den Abschluß bilden Tonschiefer.

Die aufgezeigte Abfolge stellt wohl einen Idealfall dar, der jedoch tatsächlich an einigen Stellen im Aufschluß verwirklicht ist (Taf. 8, Profil 2 E, 3 D, 5 F). Im allgemeinen fehlt aber meist die eine oder andere Schicht, besonders häufig fallen die Tonschiefer aus. In diesem Falle geht der sandige Mergel wieder in Sandstein über (Taf. 8, Profil 3 und 4, obere Hälfte).

Außer den gewöhnlichen Sandsteinen kommt ein Sandsteintyp vor, der durch seine dunkelgraue Farbe und seine leichte Verwitterbarkeit auffällt. Megaskopisch war keine Sortierung feststellbar, obwohl es sich um einen grobkörnigen Typ handelt; die manchmal bis 5 mm großen Quarzkörner scheinen die einzigen Geröllchen zu sein. Auf diesen Typ dürfte die Bezeichnung „Mürbsandstein“, die in der Literatur zu finden ist, zutreffen. Insgesamt konnten drei solche Mürbsandsteinbänke festgestellt werden, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 80 cm aufweisen.

### Die sedimentären Strukturen

Besondere Beachtung wurde den sedimentären Strukturen geschenkt. Hier sind es vor allem „graded bedding“, Kreuzschichtung und „convolute bedding“, die in diesem Aufschluß in oft typischer Ausbildung erscheinen. Über das „graded bedding“, speziell über die Korngrößenverteilung, kann erst nach detaillierten petrographischen Untersuchungen Genaueres ausgesagt werden. Am häufigsten zeigt das „graded bedding“ eine stetige Verringerung der Korngröße zum Hangenden hin. (*Gcn — Stratificatio gradata polyfractionalis asymmetrica monomeres completa normalis* — nach K. Birkenmajer, 1959,

S 94). Auch das in einer Bank sich wiederholende „graded bedding“ zeigt in den einzelnen Rhythmen diese stetige Verringerung der Korngröße (Gpcn — Stratificatio gradata polyfractionalis asymmetrica polymeres completa normalis — l. c. S 95). Bei der Kreuzschichtung scheint es sich eher um eine Diagonalschichtung zu handeln, da die Struktur durch eine einheitliche Strömung entstanden ist. Kreuzschichtung s. str. hingegen ist eine polydirektionale Struktur (l. c. S 87). Besonders schön ist das „convolute bedding“ in diesem Aufschluß ausgebildet. Der Begriff „convolute bedding“ wurde zuerst von H. K u e n e n geprägt. („contorted beds“, „crumplet strata“, Wulstbänke, subaquatische Rutschungen, Fließfaltung, „slumping“ und viele andere Bezeichnungen wurden dieser Struktur gegeben). Unter „convolute bedding“ verstehen wir eine intensiv in sich verfaltete, feinkörnige Sandsteinbank mit Glimmer- und Pflanzenhäcksellagen, wodurch oft schöne, aber gänzlich unregelmäßige Falten deutlich zu sehen sind. „Sättel und Mulden, gelegentlich mit starker, jedoch nicht einheitlicher Vergenz lösen sich ab. Einzelschichten keilen aus und können stark verdickt sein... Sandige Schichten liegen häufig wie Zwiebelschalen ineinander geschachtelt.“ (W. P l e s s m a n n, 1961, S 529). Meistens ist die Verfaltung in der Mitte der Bank am stärksten und nimmt nach oben und unten immer mehr ab, bis schließlich die Sandsteinbank von völlig ungestörten Schichten unter- und überlagert wird. Die Verformung ist daher auf die Zeit zwischen Verfestigung der unterlagernden Schicht und Sedimentation der überlagernden Schicht beschränkt. Also eine synsedimentäre Struktur, da die Verformung am Ende der Sedimentation der später verformten Bank oder zumindest knapp danach eintritt. Es ist sicher, daß die Verfaltung durch Abgleiten des instabil gewordenen Sediments entsteht. Instabil wird es, wenn es für die Neigung des Sedimentationshanges zu schwer geworden ist — dafür genügen schon Hangneigungen von 1—3 Grad. Meistens löst dann ein Erdbeben die Gleitung aus. Eine über der Sandsteinbank liegende Schicht kann, wenn sie abgleitet, ihre Unterlage so verformen, daß ganz ähnliche Strukturen entstehen. Allerdings müßte dann die stärkste Verfaltung in ihrem oberen Teil zu sehen sein. Es ist anzunehmen, daß sich die Achsen der Falten im „convolute bedding“ annähernd normal zur Gleitrichtung (die Gleitrichtung im Moment der Faltenbildung) ausbilden, da in diesem Augenblick das größte Kräftepaar in der Gleitrichtung bzw. entgegengesetzt dazu wirkt. Die äußerst plastische Sandmasse reagiert auf diese Einspannung mit intensiver Verfaltung. Durch eine Messung der B-Achsen des „convolute bedding“ kann man also auf die Gleitrichtung des Sediments schließen. Diese Ergebnisse können durch Messungen von Rutschstreifungen, die abgeglittene Sandmassen auf ihrer Unterlage hinterlassen, bestätigt werden.

Auf die Strömungsrichtung zur Zeit der Sedimentation kann man unter anderem aus dem „graded bedding“ und der Diagonalschichtung schließen. Im „graded bedding“ kann die dachziegelartige Anlagerung von länglichen Komponenten (Gesteinsbruchstücke von mehreren cm Länge bis zu Glimmerplättchen mit weniger als 1 mm Länge) einen Hinweis auf die ungefähre Strömungsrichtung geben. Die Komponenten bilden mit der S-Fläche einen Winkel von ca.  $30^{\circ}$ , der gegen die Strömungsrichtung

zeigt. Wesentlich genauere Ergebnisse bekommt man durch die Messung langgestreckter Pflanzenhäcksel oder Glimmerplättchen auf der S-Fläche, da sich die lange Achse dieser Komponenten parallel zur Hauptströmungsrichtung einregelt. Dickere Enden sind vorwiegend gegen die Strömungsrichtung gerichtet. Die aus der Beobachtung der Diagonalschichtung gewonnene Strömungsrichtung liegt in einem Streubereich von  $45^{\circ}$ .

Die besten und auch häufigsten Strömungsmarken sind die sogenannten „flute-vasts“. Sie entstehen an kleinen Hindernissen, deren Strömungswirbel einen stromlinienförmigen Kolk im Sediment auslösen. Die Ausgüsse dieser Kolke sind oft an der Schichtunterseite von Sandsteinbänken zu sehen. Durch ihren asymmetrischen Bau geben sie Aufschluß über die tatsächliche Strömungsrichtung (das stärkere Ende des Ausgusses zeigt in die Richtung, aus der die Strömung kommt). Genauigkeiten bis zu  $5^{\circ}$  sind durchaus möglich.

Im Aufschluß konzentrierten sich die Untersuchungen der sedimentären Strukturen besonders auf das „convolute bedding“ einer Sandsteinbank, die im Bereich von Profil 3 und 4 (Taf. 8) an der Basis der Böschung liegt. In den übrigen drei Profilen ist diese Sandsteinbank nicht aufgeschlossen. Im Profil 5 wird sie sicher im oberen Teil der Böschung anzutreffen sein. Der westliche Teil des Aufschlusses (Profil 1, 2) ist durch eine größere Störung verstellt.

Bei der Messung von B-Achsen ergab sich eine Häufung bei  $120/35$ . Daraus können zwei mögliche Gleitrichtungen dieses Sediments abgeleitet werden ( $45^{\circ}$  oder  $225^{\circ}$ ), unter Berücksichtigung der späteren tektonischen Bewegung. In Übereinstimmung damit ergaben auch die Messungen der Rutschstreifungen an der Unterseite einer 10 cm mächtigen, etwa 2,30 m darüber liegenden Sandsteinbank (SS 162/31) eine Gleitrichtung von  $50^{\circ}$  oder  $230^{\circ}$ , also nahezu normal auf die B-Achsen des „convolute bedding“. Die tatsächliche Gleitrichtung kann erst aus zusätzlichen Beobachtungen, wie Faltenvergenz oder Rutschstreifungen mit Richtungsmarken erkannt werden. Im vorliegenden Falle waren derartige Schlüsse nicht möglich, da die Rutschstreifungen keinerlei Richtungsmerkmale aufweisen und auch im „convolute bedding“ keine eindeutige Vergenz festgestellt werden konnte. Dennoch dürfte es sich bei dieser Struktur um das von K. Birkenmajer (1959, S. 102) beschriebene „convolute slump bedding“ ( $L^{cs}$ ) handeln.

Die Messung von „flute-casts“ ergibt einen Streubereich der Strömungsrichtung von  $206^{\circ}$  bis  $256^{\circ}$ . Daraus resultiert eine mittlere Strömungsrichtung von  $231^{\circ}$ . Dieser Wert stimmt verblüffend genau mit der Gleitrichtung des „convolute bedding“ überein. Ob diese Übereinstimmung Zufall ist oder ob sich die Strömung an der Bildung des „convolute bedding“ entscheidend mitbeteiligt, läßt sich erst nach weiteren derartigen Messungen in anderen Gebieten klären.

Zusammenfassend ergeben die bis jetzt durchgeführten Messungen eine Hauptströmungsrichtung parallel zur Beckenachse des Flyschtroges Richtung SW.

Eine genauere Bearbeitung der sedimentären Strukturen wird aber sicher noch weitere interessante Ergebnisse liefern. Daß dies möglich ist, beweisen Arbeiten, die in anderen Flyschgebieten durchgeführt wurden.

Besonders in den polnischen Karpathen haben D z u l y n s k i, K s i a z - k i e w i c z und K u e n e n vorbildliche Arbeit geleistet. Aus Unterschieden in der Strömungsrichtung („Krosno beds“ im N: Strömungsrichtung nach E; Magura Sandstein: nach W; Podhale-Flysch im S: Strömungsrichtung nach E; Beckenachse W—E) wurde die Lage von Schwellen („Cordilleras“) im Sedimentationstrog rekonstruiert. Auch zeitlich konnten Unterschiede in der Strömungsrichtung festgestellt werden. Voraussetzung dafür ist die genaue Kenntnis der Stratigraphie des Arbeitsgebietes. Aus dem Flysch des Appennin beobachtete T e n H a a f (1958, 1959) eine Strömungsrichtung SE parallel zur Beckenachse. Im westalpinen Flyschbecken von San Remo herrscht eine Hauptströmungsrichtung nach N (P l e s s m a n n, 1961). Das Einschwenken der zuerst normal zur Beckenachse erfolgten Sedimentschüttung in die Hauptstreichrichtung NNE zeigt eine Arbeit von K i n g m a aus dem Makara-Becken von Neu-Seeland (K u e n e n 1960).

### Tektonische und stratigraphische Ergebnisse

Die Kluftrmessungen (Taf. 9, Fig. 2) ergeben eine Hauptstreichrichtung fast genau N—S ( $175^{\circ}$ — $355^{\circ}$ ). Ein zweites Maximum liegt bei  $120^{\circ}$ — $300^{\circ}$ . Dieses zweite Maximum tritt in der Lagenkugelprojektion wesentlich deutlicher hervor, da das Einfallen dieser Klüfte einheitlich  $60^{\circ}$  NE beträgt, wogegen das Einfallen der Hauptkluftschar jeweils  $20^{\circ}$  um die Saigerstellung schwankt. Die Lineationen auf den Klüften deuten auf eine Einengung in der Richtung  $150^{\circ}$ — $330^{\circ}$  und auf eine Ausdehnung normal zu dieser Richtung hin. Dies mag als zusätzlicher Beweis dafür gelten, daß es sich bei der oben erwähnten Störung eher um eine Abschiebung handelt, wie es auch schon die Abschleppung der Schichten im westlichen Teil der Böschung vermuten läßt. Die Schichtflächen zeigen ein ziemlich konstantes Streichen W—E und Fallen S ( $80^{\circ}$ — $260^{\circ}$  bzw.  $30^{\circ}$  S). Durch die Böschung wird eine sehr flache Mulde aufgeschlossen, die man mit etwas Mühe auch aus dem S-Flächendiagramm ersehen kann. Wesentlich besser ist in diesem Diagramm die Abschiebung kenntlich (Taf. 9, Fig. 1, 2%-Linie). Bruchtektonik herrscht vor. Zahlreiche mehr oder weniger große Verwerfungen verstellen die Schichten oft nur um wenige Zentimeter oder werden von den Mergeln aufgefangen, wodurch die einzelnen Schichten in ihrer Mächtigkeit stark schwanken oder sogar auskeilen. Dieser Umstand macht es oft unmöglich, in geringen Abständen aufgenommene Detailprofile zu parallelisieren. Auch darf der Leitwert gewisser sedimentärer Strukturen nicht überschätzt werden. „Graded bedding“ und Kreuzschichtung treten sehr häufig auf. Nur unter Berücksichtigung aller petrographischen, paläontologischen und geologischen Detailbeobachtungen, sowohl makroskopisch als mikroskopisch, ist es — zumindest im Aufschlußbereich — möglich, eine Verbindung der Schichten herzustellen.

Wenn zuletzt doch noch kurz auf die Literatur eingegangen werden soll, so deshalb, weil die im Aufschluß beobachtete Abfolge den K a h l e n b e r g e r S c h i c h t e n, wie sie auf der geologischen Karte der Umgebung von Wien (1:50.000, 1952) ausgeschieden werden, nicht ganz entspricht. Nach G ö t z i n g e r (1954, S. 52) bestehen die K a h l e n b e r g e r S c h i c h t e n aus „vorherrschenden Mergeln und

Mergelschiefern nebst Kalksandsteinen“... „Nur selten finden sich Einschaltungen von Mürbsandsteinen.“ Hingegen sind in dem von uns bearbeiteten Aufschluß die Sandsteine das beherrschende Element, während Mergel und besonders Tonschiefer zurücktreten. Nach Zadorlaky-Stettner (1960, S. 112) ist die „Wechselagerung von grau-schwarzem Tonmergel bis Schiefertone und grauen, meist kalkhaltigen Sandsteinen“ charakteristisch für den „Bereich zwischen Hochstraß und Wienerwaldsee“. Weiters führt er aus: „Diese Abfolge erinnert mehr an die Fazies der Altlenzbacher Schichten und weicht von dem gewohnten Bild der mächtigen Schichten kalkiger, chondritenreicher Kahlenberger Mergel ab.“

Zu diesem Problem endgültig Stellung zu nehmen erscheint uns noch verfrüht, da eine Klärung vermutlich erst nach genauester Bearbeitung sämtlicher klassischer und durch den Bau der Autobahn neu gewonnener Aufschlüsse von geologischen, petrographischen und paläontologischen Gesichtspunkten aus gewonnen werden kann.

### Paläontologische Ergebnisse:

#### Die Foraminiferenfauna

Lediglich die Proben N 8 (Taf. 8, Profil 5), N 15 (Profil 4), N 18 (Profil 2), N 27 (Profil 4) und N 28 (Profil 3) wiesen eine nennenswerte Fauna auf, die praktisch nur aus Sandschalern besteht. In vielen Fällen war eine artliche Bestimmung nicht möglich; die stratigraphisch so wichtigen planktonischen Foraminiferen sowie Großforaminiferen fehlen völlig. Da die angeführten Formen sowohl aus dem Oberkreide- als auch aus dem Alttertiärflysch angegeben werden, kann auf Grund der Fauna keine eindeutige Altersangabe getroffen werden.

In der folgenden Liste wird die Häufigkeit durch folgende Zeichen angegeben: ss — 1 Ex., s — 2 bis 5 Ex., ns — 6 bis 10 Ex., h — 11 bis 20 Ex., hh — mehr als 20 Ex.

#### Probe 8:

<i>Dendrophrya latissima</i> GRZYB.	ss
<i>Dendrophrya robusta</i> GRZYB.	hh
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. SARS	ns
<i>Placentamina grandis</i> (GRZYB.)	s
<i>Spirillina incerta</i> (d'ORB.)	s
<i>Spirillina</i> cf. <i>angigyra</i> GRZYB.)	ss
<i>Trochamminoides</i> cf. <i>proteus</i> (KARRER)	ss
<i>Trochamminoides contortus</i> (GRZYB.)	ns
<i>Trochamminoides</i> cf. <i>irregularis</i> (WHITE)	h
<i>Reophax</i> cf. <i>splendidus</i> GRZYB.	ss
<i>Ataxophragmium</i> ? sp.	ns
<i>Cyclamina</i> ? sp.	s
<i>Lituotuba</i> ? sp.	s

Probe 15:

Dendrophrya robusta GRZYB.	h
Rhabdammina abyssorum M. SARS	s
Placentamina grandis (GRZYB.)	s
Trochamminoides contortus (GRZYB.)	s
Trochamminoides cf. proteus (KARRER)	s
Trochamminoides sp.	s
Cyclamina? sp.	s
Bathysiphon? sp.	s

Probe 18:

Rhabdammina abyssorum M. SARS	h
-------------------------------	---

Probe 27:

Dendrophrya robusta GRZYB.	h
Placentamina grandis (GRZYB.)	s
Trochamminoides sp.	ns
Bathysiphon? sp.	ns
Rhizammina? sp.	s

Probe 28:

Rhabdammina abyssorum M. SARS	s
Dendrophrya robusta GRZYB.	hh
Placentamina grandis (GRZYB.)	s
Trochamminoides sp. sp.	h
Cyclamina? sp.	s
Ataxophragmium? sp.	s

### Schlußwort

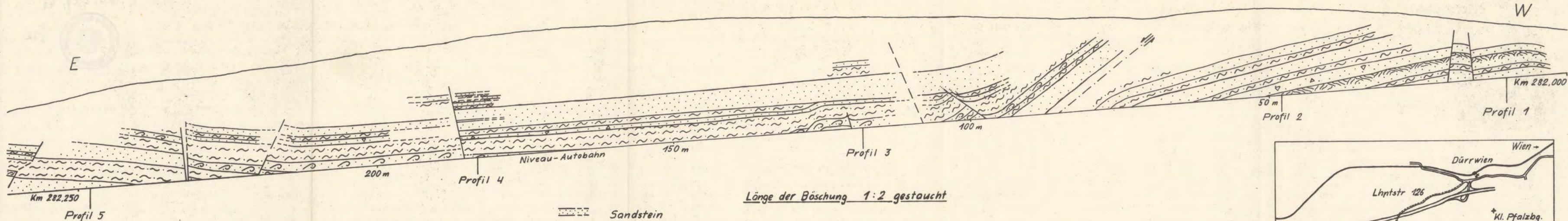
In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, einen Überblick über die bis jetzt erzielten Resultate zu geben, denen eine detailliertere Bearbeitung eines verhältnismäßig kleinen Aufschlusses zugrunde liegt. Dies schien uns notwendig, da die Kombination von petrographischen, paläontologischen und geologischen Daten im Flysch noch nicht allzu oft angewandt wurde; um so mehr, als der behandelte Aufschluß im Zuge der Vollendung des Autobahnteilstückes St. Christophen—Preßbaum einer neuerlichen Bearbeitung durch die Aufbringung einer Humusschichte entzogen wurde.

An dieser Stelle möchten wir noch dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung für die Ermöglichung der Arbeiten und die Überlassung von Plänen danken.

### Literaturverzeichnis:

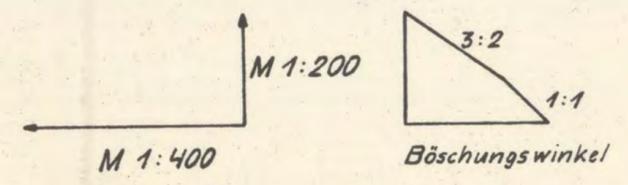
- Birkenmajer, K., 1959: Classification of Bedding in Flysch and Similar Graded Deposits. — Stud. Geol. Polon., 3, S. 81—133, Taf. 1, 2, 6 Textfig., 2 Textabb. Warschau (hier auch weitere Literatur).

- Dzulynski, S., Książkiewicz, M., Kuenen, Ph. H., 1959: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer., **70**, S. 1089—1118, 12 Textfig. New York.
- Glaessner, M. F., 1937: Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus (Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus, I. Teil). — Probl. Palaeontol., **2—3**, S. 349—408, Taf. 1—5. Moskau.
- Göttinger, G., 1951: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. Geol. B. A., **94**, S. 223—272, Taf. 23—31, 9 Textabb. Wien.
- Grill, R. et al., 1954: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 (Ausgabe 1952). — Geol. B. A., Wien.
- Haf, E. Ten, 1958: Les directions d'apport dans le flysch arénacé des Apennins. — Eclogae geol. Helv., **51**, No. 3, S. 977—980, 1 Textfig. Basel.
- 1959: Graded Beds of the Northern Apennines. — Diss. Rijksuniversiteit te Groningen.
- Kuenen, Ph. H., 1960: Turbidites in Makara Basin, New Zealand. (Notes on Turbidites, 1). — Kon. Nederl. Akad. Wetenschap., Ser. B, **63**, S. 127—134, 2 Textfig. Amsterdam.
- Noth, R., 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., Sonderb. **3**, S. 1—91, Taf. 1—9, 2 Tab. Wien.
- Plessmann, W., 1961: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb. Hannover, **78**, S. 503—566, 41 Textabb. Hannover (hier auch weitere Literatur).
- Zadorlaky-Stettner, N., 1960: Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **11**, S. 111—116, Taf. 16, 17. Wien.
-



Länge der Böschung 1:2 gestauch

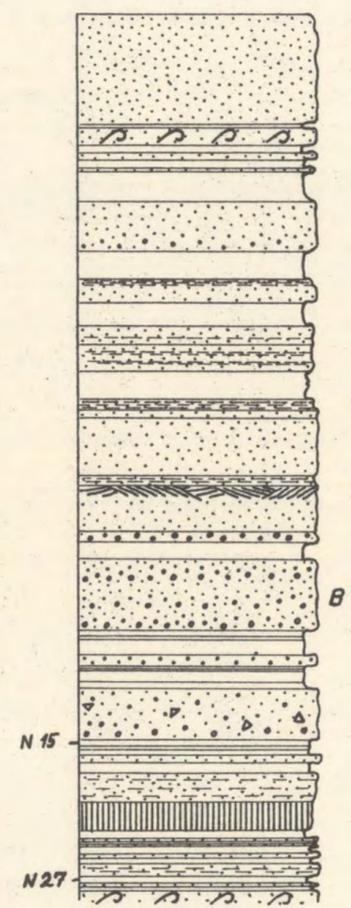
- Sandstein
- Sandstein mit Mergelbrocken
- Convolute bedding
- Wechsellagerung: Sandstein - Mergel (Tonschiefer)
- Verwerfung
- Abschiebung



- Mürbsandstein
- Mergel - Tonschiefer
- Sandstein mit Pflanzenhäcksel- o. Glimmerlagen
- Kreuzschichtung
- Convolute bedding
- Sandstein, feinkörnig
- Sandstein, mittelkörnig, mit Mergelbrocken
- Sandstein, grobkörnig

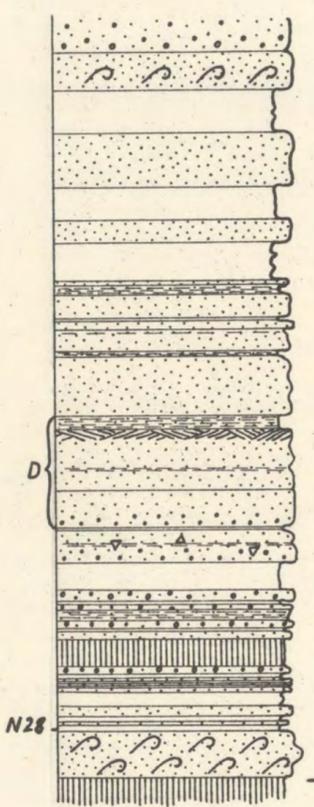
M 1:100

Profil 4



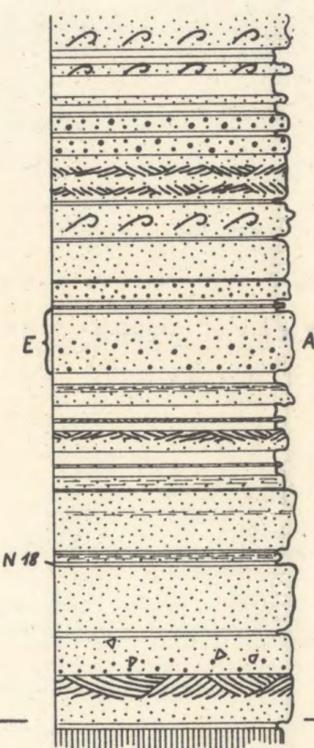
65 m

Profil 3

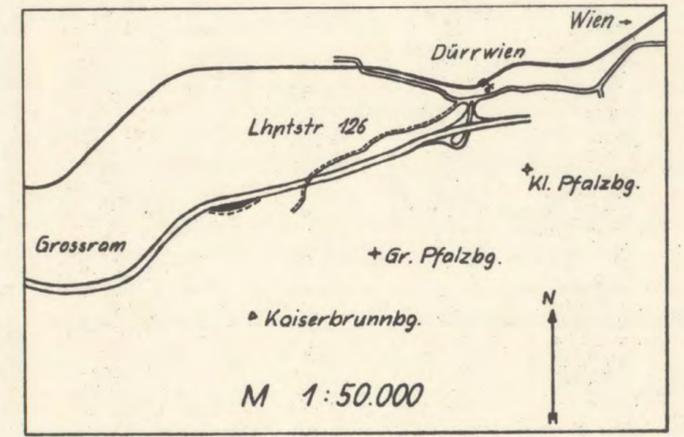


72 m

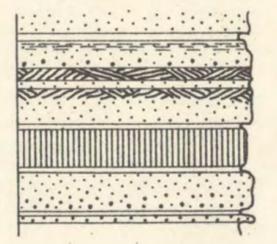
Profil 2



38 m

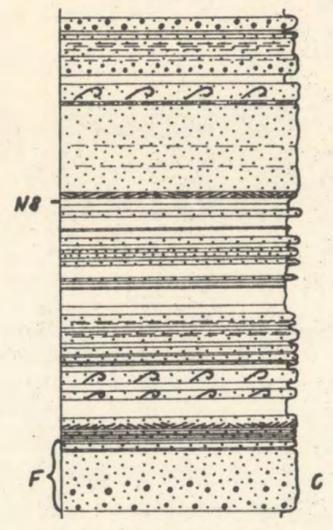


Profil 1



38 m

Profil 5



65 m

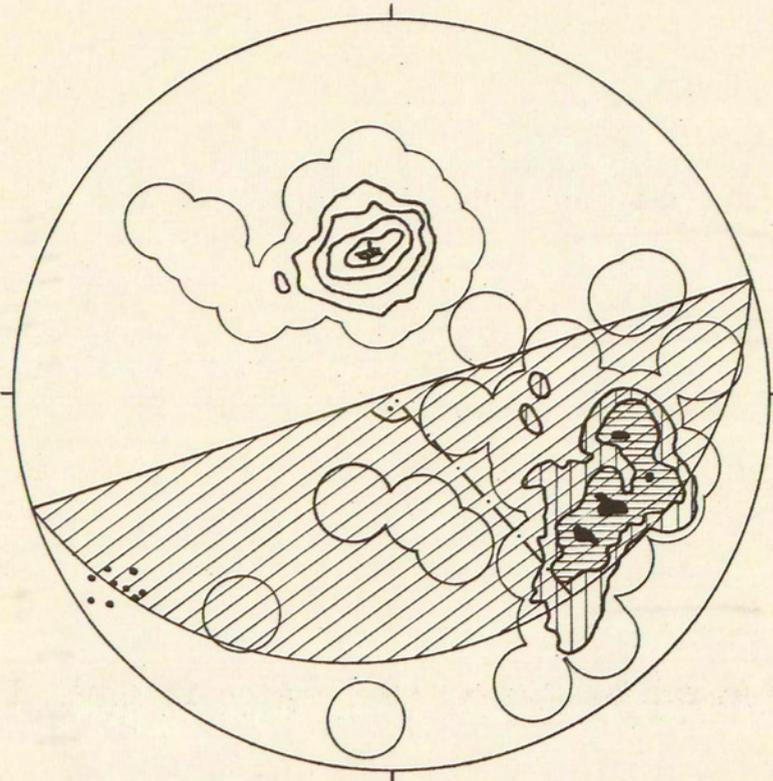


Fig. 1

+ 53 S-Flächenpole  
2, 10, 20, 30, 40, 50 %

55 162/31  
:: mit Rutschstreifung (9 Messungen)

48 B-Achsen aus „convolute bedding“

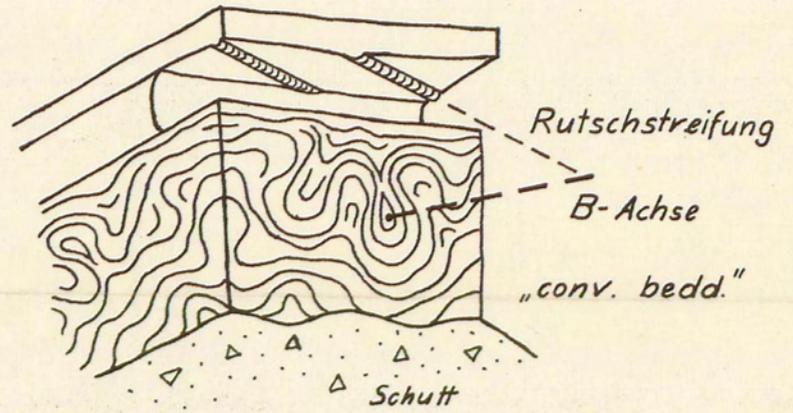
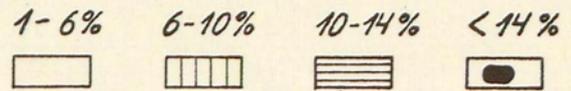
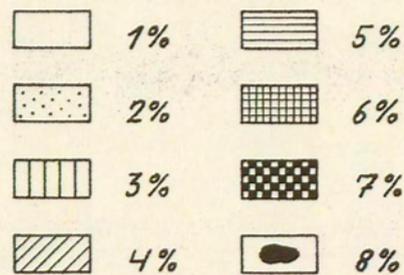


Fig. 3

53 S-Flächenpole  
10, 20, 30, 40, 50 %

198 Kluftpole



Untere Lagenkugelhälften

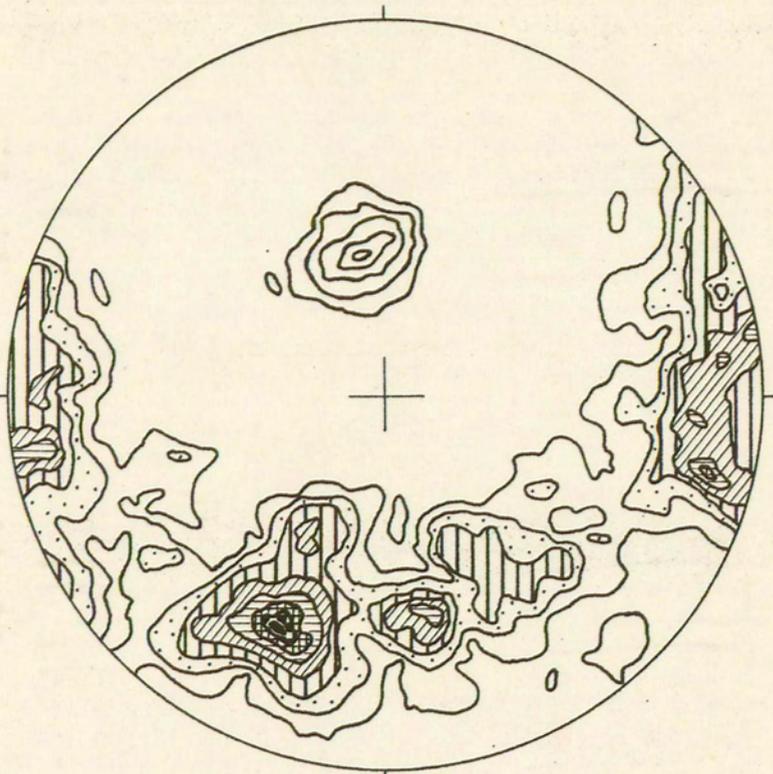


Fig. 2