

Jb. Geol. B. A.	Bd. 111	S. 175—211	Wien, Oktober 1968
-----------------	---------	------------	--------------------

Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten — St. Gallen

Von Benno PLÖCHINGER und Siegmund PREY

mit 4 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

Inhalt

	Seite
Summary	176
Zusammenfassung	176
Vorwort	177
S. PREY: Das Gebiet des Flyschfensters von Windischgarsten	177
I. Einleitung	177
II. Zur Stratigraphie	179
III. Geologische Übersicht über das Gebiet von Windischgarsten	180
1. Der Flysch im Kern des Windischgarstener Fensters	180
2. Ternberger—Frankenfelder und fragliche unterostalpine Deckenreste im Fensterbereich	182
3. Der unmittelbare Rahmen des Fensters	183
4. Das Gebiet südlich des Fensters	184
a) Das Dachsteinkalkgebirge der Haller Mauern und des Warschenecks mit der Schuppenzone im Norden und den Werfener Schichten im Sockel	184
b) Die Gosaugebiete des Beckens von Windischgarsten	186
5. Die Schuppenzone mit Gosauschichten nördlich des Fensters	187
6. Das Sengengebirge	188
7. Zum Alter der Bewegungen	188
B. PLÖCHINGER: Die Störungszone im Abschnitt Hengstpaß—Admonter Höhe—Schwarzsattel	189
I. Übersicht	189
1. Die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem gehörende Zone nördlich der Windischgarstener Störung	189
2. Die Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelder Deckensystems an der Windischgarstener Störung	192
3. Die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge südlich der Störung	192
4. Die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge	195
II. Erläuterungen zu den Profilen (Tafel II)	196
Profil 1: Schwarzkogel—Kamper Mauer—Schafkogel	196
Profil 2: Kamperthalalpe—Raucher Schober—Kesselkargrat	198
Profil 3: Kl. Maierack—Natterriegel	200
Profil 4: Zinödl—Schwarzsattel—Looskogel	203
S. PREY und B. PLÖCHINGER: Allgemeine Charakteristik der Windischgarstener Störungszone mit ihren tektonischen Fenstern	205
S. PREY: Erläuternde Bemerkungen zum Übersichtsprofil Steyr—Windischgarsten ..	208
Literatur	209

Summary

The fault zone of Windischgarsten has a length of 60 kilometres and cuts through the Northern Limestone Alps in east-south-easterly direction. In that area the Northern Limestone Alps consist of three main tectonic units (from the North to the South): 1. the Ternberg—Frankenfels nappe, 2. the Reichraming—Lunz nappe and 3. the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck nappe. The latter is the highest tectonic unit of the Limestone Alps of this area, which were overthrust en bloc over the flysch and the molasse zone. After crossing the Reichraming nappe, the fault zone of Windischgarsten follows the thrust line of the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck nappe.

Bounded to the fault zone are several flysch windows; the southern-most of these windows is located near Windischgarsten. There the rocks of the flysch zone are accompanied by several dislodged slices of the Ternberg—Frankenfels nappe. Possibly also rocks of the Lower East Alpine nappe system are included in these tectonic slices. The frame of the window is made up of rocks, which are Lower Triassic (Werfen beds, Haselgebirge) or Middle Triassic in age. Haselgebirge (evaporites) is especially thick in the area south of the window.

At the eastern section of the great fault zone, between Hengstpaß and Schwarzsattel southeast of St. Gallen, only rocks of the Ternberg—Frankenfels nappe (Tiefbajuvarikum), but no more flysch, as windows were pressed to the surface. It is remarkable, that the window-rocks for longer distances are in contact with Upper Cretaceous Gosau-beds, which belong to the frame of the window. This points to the existence of an eroded zone already in pre-Late Cretaceous time.

In the windows between Windischgarsten and Schwarzsattel are to be found Upper Triassic and Jurassic to Cenomanian rocks, which are partly characteristic for the Ternberg—Frankenfels nappe, for instance: Vils limestone, Mühlberg limestone, dark shales of Albian-Aptian age and marls of Cenomanian.

The mountain ranges in the south (Gesäuseberge, Haller Mauern, Warscheneck) are made up of the highest tectonic unit of the area. An imbrication zone exposed at the northern foot of the mountain ranges is called "Nordrandschuppenzone". The Lower Triassic to Middle Triassic rocks of this zone may have been originally in stratigraphic connection with the series of the Gesäuseberge—Haller Mauern—Warscheneck range, though they are separated by an overthrust to day. Overlying the "Nordrandschuppenzone" are tectonic outliers, which can be derived from the Upper Triassic to Upper Jurassic area of the Gesäuseberge and Haller Mauern.

Zusammenfassung

Die WNW—ESE-streichende Windischgarstener Störungszone quert die Nördlichen Kalkalpen auf 60 km Erstreckung. Zwischen Grünau und Windischgarsten verläuft sie, vom Flyschrand ausgehend, innerhalb des Reichraminger—Lunzer Deckensystems und ESE davon, bis zum Schwarzsattel, zwischen diesem und der Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks. An die Störungszone sind mehrere Flyschfenster gebunden; das östlichste ist jenes von Windischgarsten. Es ist insofern ein Doppelfenster, als sowohl Gesteine der Flyschzone als auch Gesteine der Ternberger—Frankenfelder Decke (Tiefbajuvarikum) innerhalb bzw. zwischen höheren kalkalpinen Einheiten zutage treten. Möglicherweise sind auch unterostalpine Anteile vorhanden. Im Abschnitt der Störungszone ESE von Windischgarsten treten fensterförmig nur Anteile der Ternberger—Frankenfelder Decke auf, jedoch kein Flysch mehr.

Das Flyschfenster von Windischgarsten besteht hauptsächlich aus Gaultflysch und Zementmergelerde der Oberkreide, wie sie aus der Flyschzone im N bekannt sind. Für das Ternberger—Frankenfelder Deckensystem sind insbesondere der Vilser Kalk, der Mühlbergkalk, dunkle Schiefer des Apt-Alb und Cenomanmergel kennzeichnend.

Im Abschnitt zwischen Windischgarsten und Schwarzsattel werden die Fenstergesteine auf weitere Strecken von oberkretazisch-alttertiären Gosauschichten des Fensterrahmens begleitet. Das könnte auf die Existenz einer vorgosauischen Erosionszone hinweisen. Südlich der Fensterstörung sind in der Nordrandschuppenzone mächtige Werfener Schichten mit mitteltriadischen Gesteinsschollen verschuppt. Haselgebirge umgibt das Fenster von Windischgarsten und ist besonders südlich davon angehäuft.

Die mächtigen mittel- bis obertriadischen Gesteinsserien der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks dürften durch eine Stockwerksbewegung von ihrem tieftriadischen Sockel getrennt worden sein. Haselgebirge liegt an der Bewegungsbahn. Von der Stirne der Haller Mauern und der Gesäuseberge wurden Randschuppen abgetrennt und Obertrias—Jura-Schollen sind auf die Nordrandschuppenzone abgeglitten. Diese Bewegungen sind nachweislich erst postpaleozän zum Abschluß gekommen.

Beim Nordschub der gestapelten Kalkalpendecken dieser Zone über die Flysch- und die Molassezone sind an der Windischgarstener Störung die Elemente des Flysches und der Ternberger—Frankenfelder Decke posteozen aufgeschürft worden. Beziehungen zwischen der Windischgarstener Störungszone und der W-vergente Struktur der Weyerer Bögen zeichnen sich ab.

Vorwort

R. BRINKMANN fand 1936 bei Windischgarsten, inmitten der Nördlichen Kalkalpen, fensterartig auftretende Flyschgesteine. Weil dieses Vorkommen mit seinen tektonischen Konsequenzen für Wissenschaft und Praxis von besonderer Bedeutung ist, wurde 1958 die Neuaufnahme der betreffenden Zone durch S. PREY und A. RUTTNER in die Wege geleitet. Schwermineralanalysen, durchgeführt von G. WOLETZ, unterstützten die Untersuchungen, deren Ergebnisse in einem gemeinsamen Bericht 1959 festgehalten worden sind. Neuere Daten finden sich in einem Exkursionsführer (S. PREY, 1964).

Wegen der Verpflichtung von A. RUTTNER in Teheran kartierte S. PREY in den Jahren 1962 bis 1967 allein im Abschnitt Windischgarsten—Hengstpaß weiter. In diesen Jahren wurden von T. E. GATTINGER am WNW-Ausstrich der Windischgarstener Störungszone bei Grünau, zwischen Kremsmauer und dem N-Rand des Toten Gebirges, und von B. PLÖCHINGER an der ESE-Fortsetzung der Störungszone, zwischen Hengstpaß, Admonter Höhe, St. Gallen und Groß Reifling, geologische Neukartierungen durchgeführt. Während sich GATTINGER die zusammenfassende Behandlung seiner Aufnahmeergebnisse für einen späteren Zeitpunkt vorbehält, werden in der vorliegenden Arbeit die von B. PLÖCHINGER und S. PREY erzielten Ergebnisse jetzt schon übersichtsmäßig dargelegt.

Nicht nur das Windischgarstener Flyschfenster ist an die 60 km lange Störungszone gebunden, sondern, zwischen Windischgarsten und dem Schwarzsattel, auch Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelder Deckensystems.

Siegmond PREY: Das Gebiet des Flyschfensters von Windischgarsten

I. Einleitung

Die vorliegende Beschreibung einiger Profile durch das Flyschfenster von Windischgarsten stellt den Versuch dar, die sehr komplizierten Verhältnisse an dieser bedeutenden Störungszone, aber auch in ihrer Umgebung als Ergebnis unserer bisherigen, nicht abgeschlossenen Arbeiten kurz darzustellen und die Grundzüge des Bauplanes herauszuarbeiten. Auf die Bedeutung dieser Ergebnisse für die Auflösung des Baues der Kalkalpen braucht nicht besonders hingewiesen zu werden. Frühere Berichte (S. PREY, A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1959; S. PREY in F. ABERER, R. JANOSCHEK, B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1964) betrafen kleinere Ausschnitte, brachten aber mehr Details. Auf die Erforschungsgeschichte soll hier aber nicht eingegangen werden.

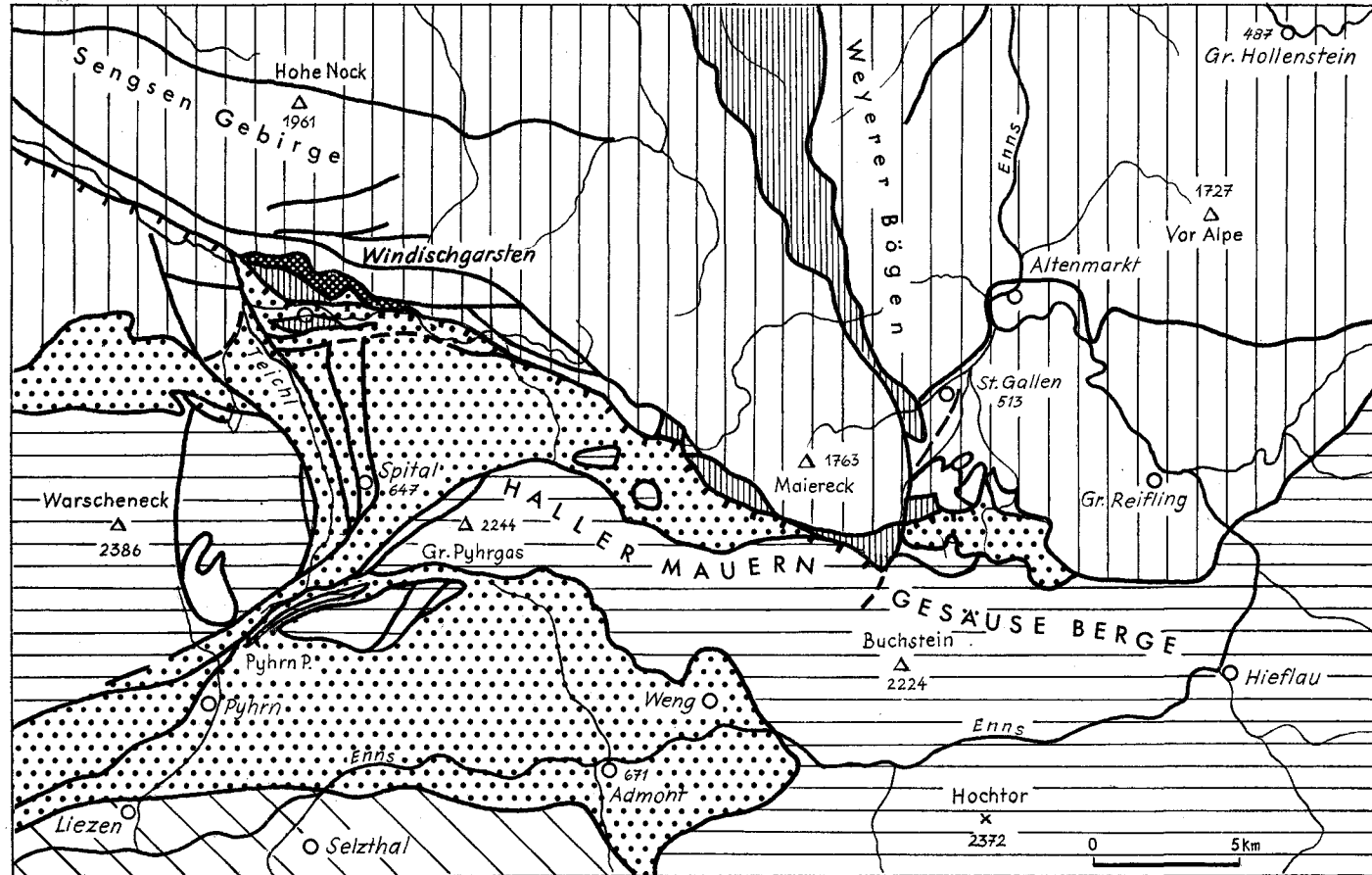


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze (S. PREY & B. PLÖCHINGER 1968) (Berichtigung siehe Seite 211)

Selbstverständlich ist es bei der außerordentlichen Kompliziertheit der geologischen Strukturen auch besonders schwer, eine Interpretation der Profile in der Tiefe zu geben. Auch sind größere Flächen, darunter auch sehr interessante Gebiete, mit Quartär zugedeckt und nicht zuletzt verdecken die weit verbreiteten Gosauschichten zwischen Pyhrnpaß, Spital a. P., Hinterstoder, Windischgarsten und Rosenau ebenfalls sicherlich wesentliche vorgosauische Strukturen. In den Gosauschichten selbst sind deutliche Spuren von Inkonformitäten zu beobachten, die auf intragosauische Bewegungen zurückzuführen sein werden. Auch Wirkungen von Salinartektonik spielen eine nicht unbedeutende Rolle.

Es ist klar, daß bei der Deutung der Profile auch die Einstellung zu tektonischen Fragen bedeutungsvoll ist. Daher sind die Profile nur in beschränktem Maße aus den lokalen Verhältnissen heraus verständlich, sondern die Tektonik der näheren und weiteren Umgebung ist zu berücksichtigen. Es wurde versucht, möglichst objektiv die Deutungen zu betrachten, wie sie etwa von L. KOBER, E. SPENGLER, F. TRAUTH, O. AMPFERER, A. THURNER, A. TOLLMANN u. a. gegeben worden sind.

II. Zur Stratigraphie

Die wichtigsten Daten wurden in Form von Tabelle I zusammengefaßt. Die Gliederung wurde nach Baueinheiten vorgenommen. Es sind aber hauptsächlich nur solche Schichten aufgenommen, die in dem dargestellten Raum auch vorkommen.

Die Gosauschichten des Raumes Spital a. Pyhrn—Windischgarsten—Vorderstoder wurden über mehrere Baueinheiten gesetzt, weil sie mit

Erläuterungen zu Abb. 1:



Flysch



Ternberger-Frankenfesler Deckensystem



Reichraminger-Lunzer Deckensystem



Nordrandschuppenzone des Warschenecks, der Haller Mauern und der Gesäuseberge und Werfener Schichten am Kalkalpen-Südrand



Decke des Warschenecks, der Haller Mauern und der Gesäuseberge



Grauwackenzone

starke Linie mit Zacken in Richtung zur aufgeschobenen Masse =

Windischgarstener Störung

starke Linien = Störungen i. a.

allen in zum Teil nachweisbarem sedimentärem Kontakt stehen. Hierher gehört auch der Hauptdolomit des Tamberges, dessen tektonische Stellung, insbesondere die meist vorausgesetzte Zugehörigkeit zur Decke des Toten Gebirges, noch keineswegs als geklärt angesehen werden kann (vergl. S. 186).

III. Geologische Übersicht über das Gebiet von Windischgarsten

Die einzelnen Baueinheiten wurden im wesentlichen nach ihrer Stellung von unten nach oben angeordnet. Diese Reihung kommt am besten im Übersichtsprofil (Tafel III) zum Ausdruck, aber auch in den Detailprofilen (Tafel I). Ihre Lagebeziehung kann den Kärtchen Abb. 1 und Abb. 2 entnommen werden.

1. Der Flysch im Kern des Windischgarstener Fensters

Die Flyschgesteine, deren Gesteinsausbildung, Faunen und stratigraphische Gliederung dem Flysch der eigentlichen Flyschzone entsprechen (S. PREY, A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1959), bilden gemäß ihrer Position unter der kalkalpinen Schubmasse und als Stück eines zerrissenen Teppichs einer weit über die Vorlandsedimente verfrachteten Schubmasse ein heftig gestörtes tektonisches Element, das im Bereich der Windischgarstener Störung an mehreren Stellen hochgepreßt und hochgeschuppt worden ist. Vor allem die tieferen Teile des Flyschprofils enthalten viele leicht teilbewegliche Schichten, die sich besonders als Bewegungshorizonte eignen. In zentralen Teilen der größeren Flyschmasse des Wuhrbauer Kogels ist die stratigraphische Ordnung der Schichten noch gut erkennbar, aber zumeist bilden die festeren Gesteinskomplexe, wie die Zementmergelserie, oder der Reiselsberger Sandstein Linsen oder vermutlich walzenförmige Körper in der oft teigartigen und von Schollen und Brocken der ehemals bankförmig eingelagerten Hartgesteine durchsetzten, verfalteten und verschuppten Masse des Gaultflysches und der Bunten Schiefer. Gesteine der Umgebung, vor allem Haselgebirge, sind öfter eingeknetet.

Ein größerer Flyschkern baut den eigentlichen Wuhrbauer Kogel auf. Er enthält auch die größte Masse von Zementmergelserie (Tafel I, Profil 2) und weist eine bogenförmige Struktur auf. An einer vom Sattel beim Kleiner nach ESE ziehenden Störungszone, an der auch flyschfremde Gesteine, vor allem Haselgebirge, eingeschlossen sind (siehe Profil 1 auf Tafel I), ist ein zweiter, ein wenig schmalerer und dementsprechend stärker gestörter Flyschstreifen abgetrennt, der bis zum Ostende des Fensters in der Gegend von Windhag reicht. Nach Blöcken in der Moräne zu schließen, könnte sich ein weiteres Fenster von Flysch unter dem Quartär des Beckens von Rosenau verbergen. Nach Lesesteinen und einem vorübergehenden Aufschluß gibt es Flysch auch am Nordostende des Gunst (Tafel I, Prof. 5) und N Rading.

Am Nordrand des Fensters kommen selten rote, oft mergelige Schiefer-tone vor, die vielleicht Buntmergelserie sind, aber wohl auch zu den Nierentaler Schichten und dem Alttertiär der Kalkalpen gehören können. Die Vorkommen dieser problematischen Gesteine sind in den Profilen nicht berücksichtigt.

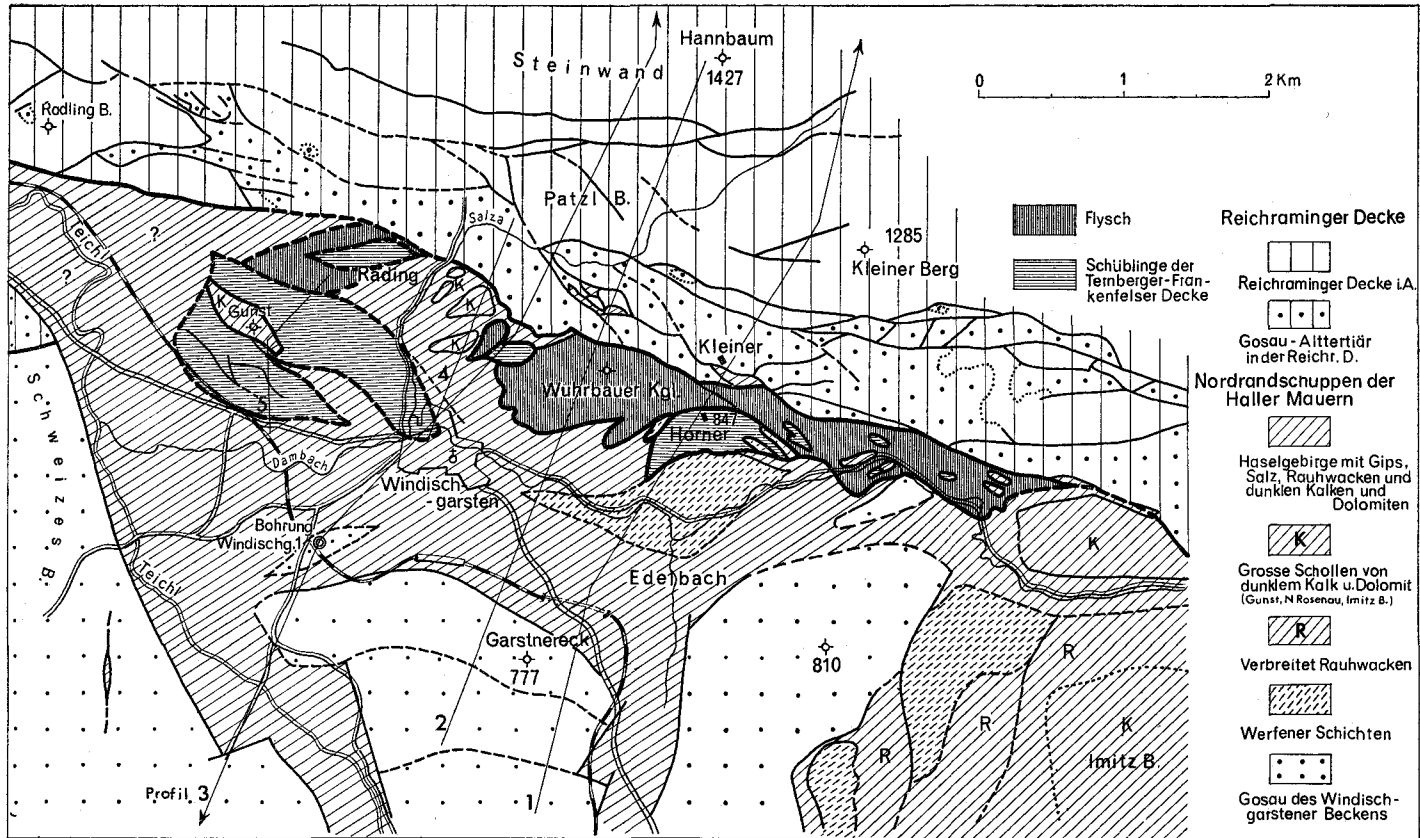


Abb. 2

2. Ternberger-Frankenfelser und fragliche unterostalpine Deckenreste im Fensterbereich

Der größte Deckenrest dieser Art ist die Scholle des Gunst (Profil 5, Tafel I), dessen dem Tiefbajuvarikum ähnliche Schichtfolge schon F. HAHN (1913) aufgefallen ist. Die Untersuchung ergab zunächst zwei Serien, die auch in Tabelle I getrennt angeführt sind, die aber miteinander eine einheitliche Schichtfolge ergeben. Die Zerreißung ist deshalb sicherlich tektonisch. Die ganze Serie stimmt weitgehend mit derjenigen der Ternberger Decke im Gebiete etwa des Pechgrabens bei Großraming überein, wie auch Prof. G. ROSENBERG (1964) nach eigenem Augenschein bestätigte. Über dem Tithon-Neokom, das hier in der Fazies der Calpionellenkalke entwickelt ist, liegen Schiefer der Mittelkreide, die in Gestein und Fauna auf den Ternberger-Frankenfelser Bereich hinweisen. Auch die Konglomerate mit exotischen Komponenten fehlen nicht, wenn sie auch spärlich sind. Auf ihnen liegt die bekannte Deckscholle von Gutensteiner Kalk am Gipfel des Gunst. Die in der geologischen Karte eingetragenen Werfener Schichten sind nicht vorhanden, mit Ausnahme eines Spanes von Rauhwacke und vielleicht Resten von ausgelaugtem Haselgebirge.

Die Deckenzuordnung der Deckscholle von Gutensteiner Kalk ist unsicher, doch dürfte sie ebenfalls zu den dunklen Kalken gehören, die im Haselgebirge eingelagert zu sein pflegen. Letzteres dürfte zur Nordrandschuppenzone gehören (vergl. S. 184).

Der von der Gunst-Scholle am NE-Sporn des Berges überschobene Flysch ist in Profil 5 (Tafel I) dargestellt. Etwas nördlicher, im Aushub des Brunnens der neuen Villa Rading wurde Cenoman festgestellt und noch nördlicher liegen die Lesesteine von Flysch. Diese Anhaltspunkte für die vermutlich von Haselgebirge umgebenen Schollen sind sehr spärlich inmitten des breiten Quartärs.

Eine Fortsetzung der Gunstscholle dürfte der Neokomkalk des Kalvarienberges sein, der selbst wiederum auf irgendeine Weise mit dem Hauptdolomitvorkommen zwischen der Salza und der nach Norden führenden Straße nördlich der Brücke der Hauptstraße in Windischgarsten in Verbindung stehen muß.

Im Gebiete des Wuhrbauer Kogels gibt es nördlich der Villa Nemetz und in der Gegend vom Horner Vorkommen von eigenartigem Gepräge. Sie bestehen aus hellgrauen, oft fleckigen, nur selten bunt angehauchten, öfter auch ein wenig Hornstein führenden tithon-neokomen Mergelkalken, die zumeist geringmächtige Einschaltungen von Sandsteinen und Breccien enthalten. Diese werden zusammengesetzt aus verschiedenen Kalken, aber auch Quarzgeröllen und grünen Phylliten und gleichen stark verschleiften Breccien, die mir OBERHAUSER an der Grenze Flysch-Kalkalpen in Liechtenstein zeigte und die zur Arosa-Zone gerechnet werden. Ferner sind oft oolithische Echinodermenbreccien und kalkige, oft spätige Sandsteine vorhanden, die einen Vergleich mit den Tristelschichten der Falknisdecke nahelegen. Den Abschluß bilden dunkle tonige Mittelkreideschiefer mit feinsandigen Lagen und spärlichen Einschaltungen von Sandsteinen und Konglomeraten mit exotischem Material, wie sie am Gunst und sonst auch in der Ternberger—Frankenfelser Decke, oder den Nordtiroler Kalkalpen

vorzukommen pflegen. Jedenfalls aber sind Merkmale gegeben, die auf eine mögliche Beziehung zu unterostalpinen Serien aufmerksam machen.

Ein isoliertes Vorkommen von Kreideschiefern dieser Art befindet sich auch nördlich der Mündung des Fraitgrabens im Ostteil des Flyschfensters. Auch der teilweise bunte Oberjurakalk östlich der Fraitgraben-Mündung, ein Neokomkalkvorkommen in der Nähe und bei Ht. Puchriegl und zwei kleine Radiolaritschollen zirka 1 km WNW Wuhrbauer Kogel müssen als Reste der Ternberger—Frankenfelder Deckengruppe aufgefaßt werden. Die meisten Vorkommen sind im Kärtchen Abb. 2 vermerkt.

In der Bohrung Windischgarsten 1 der Österreichischen Salinen (Profil 3) wurde inmitten von Haselgebirge eine stark verfaltete Scholle von Mittelkreideschiefern angefahren, die ganz den auch obertags aus dem Fensterbereich bekannten entsprechen. Im tiefsten Teil der Bohrung wurden Gosauschichten (mit seltenen Globotruncanen) durchbohrt, die auch den tiefsten Partien der Gosauschichten am Ostfuß des Tamberges oder vom Pyhrnpaßgebiet gleichen. Mit einer Basalbreccie liegen sie fast schwarzen Unterkreideschiefern auf, deren Hauptverbreitungsgebiet im Ternberger—Frankenfelder Bereich gelegen ist. Vielleicht liegt hier ein Zwischenglied verschiedener Serien vor.

Die Bohrung hat bis zur Endteufe keinen Flysch angetroffen, der demnach verhältnismäßig steil nach Süden abtauchen muß. Eine etwaige Verbindung der tiefsten Scholle des Bohrprofils mit obertägigen Vorkommen der Ternberger—Frankenfelder Decke muß vorläufig hypothetisch bleiben.

3. Der unmittelbare Rahmen des Fensters

Südlich der anstehenden Fenstergesteine (Flysch und Ternberger—Frankenfelder Deckenreste) weisen Anzeichen, wie Morphologie, Mineralquellen, ausgedehnte Gebiete mit besonders starker Rutsch tendenz, darauf hin, daß größere Massen von Haselgebirge mit salinaren Bildungen anstehen. Insbesondere die ausgedehnten glazialen Ausräumungsbecken können so erklärt werden. Die Bohrung Windischgarsten 1 hat das auch bestätigt. Das Haselgebirge ist im Hangenden mit Gosauschichten verschuppt.

Haselgebirge mit Gips und Schollen von dunklen Kalken und Rauhwacken umgeben den Flysch und auch die Ternberger—Frankenfelder Schüblinge im Fenster und sind mit ihnen öfter verknetet. Sie dringen auch in die Störungszonen zwischen Teilen des Fensters ein und erweisen sich so recht als hervorragendes Schmiermittel bei den Deckenbewegungen (vergl. z. B. S. PREY, 1964, Exkursionspunkt 4). Das Westende des Wuhrbauer Kogels besteht aus einer Anhäufung dunkler Kalke im Haselgebirge, das sich am Nordrand des Fensters auch noch nach Osten zieht (Profil 4). Gipsvorkommen an Schuppengrenzen innerhalb des Fensters versorgen auch die Schwefelquelle des ehemaligen Badhauses, heute Gasthaus „Zur Schwefelquelle“, auch „Zum Badhaus“, 2,5 km E Windischgarsten (Gipszone nördlich der Scholle beim Horner in Profil 1).

Erwähnenswert ist auch der Umstand, daß diese gipsführenden Haselgebirgsmassen Trümmer von Ophicalcit und basischen Eruptirgesteinen enthalten, die z. B. auch im Gebiet von Grünau in ganz entsprechender Lage vorkommen. Nicht uninteressant sind ferner kleine Vorkommen von

rötlichem, bisweilen konglomeratischem Buntsandstein an der WNW-Störung westlich des Sattels beim Kleiner.

Im Gebiet östlich Trojer am Südhang des Wuhrbauer Kogels wird das Haselgebirge sehr schmal und ist eingezwängt zwischen die tiefbajuvarische oder ?unterostalpine Scholle beim Horner und steil südfallende Werfener Schichten, wie in Profil 1 dargestellt ist. Nach Vergleich mit Profilen westlich vom Imitzberg kann man vermuten, daß hier ein überkippter und tektonisch überarbeiteter stratigraphischer Kontakt zwischen Salinar und Werfener Schichten vorliegt. Die Gestaltung der Landschaft, sowie das Ergebnis der Bohrung führt aber zur begründeten Annahme, daß auch diese Werfener Schichten nur eine Schuppe im Salinar bilden. Die südlich des Salinarstreifens anstehende Gosau streicht gegen Osten an das Fenster heran und das Salinar wird spärlich. Auch unter dem Becken von Rosenau und vielleicht auch zwischen den nördlichsten Gosauvorkommen im Fraigraben könnte Salinar vorhanden sein *).

Das Ergebnis der Bohrung Windischgarsten 1 hat insofern Bedeutung für diese Überlegungen, als sie eben gezeigt hat, daß der eigentliche Fenster- rand südlich Windischgarsten am Nordfuß des Garstnereck gelegen ist, weil noch Schuppen von Fenstergesteinen und im obersten Teil des Profils Schuppen von Gosauschichten im Haselgebirge erbohrt worden sind.

Auch im Becken um Rading dürfte noch viel Haselgebirge vorhanden sein, das auch entlang der Störungszone im Teichtal weiter gegen Westen reichen könnte. Vielleicht ist die Schwefelquelle beim Laiminger (zirka 6 km WNW Windischgarsten) ein Hinweis dafür.

Zusammenfassend kann also auf die große Anhäufung von Haselgebirge in der Umgebung des Fensters, das verschiedene, größtenteils nicht lokalisierbare, nur zu vermutende Gesteinsschollen — Fenstergesteine, Kalke, Dolomite und Rauhwacken des Salinars u. ä. — enthält, hingewiesen werden.

4. Das Gebiet südlich des Fensters

Das Gebiet südlich des Fensters gliedert sich etwa folgendermaßen: Die Dachsteinkalkmassen der Haller Mauern mit ihrem z. T. verschuppten, aus skythischen und anisischen Gesteinen aufgebauten Sockel (Nordrand-schuppenzone), mit dem bewußt auch Werfener Schichten, Rauhwacken und Haselgebirge südlich derselben vereinigt wurden, ferner die Dachsteinkalkmasse des Warscheneck mit ganz ähnlichem verschuppten Vorgelände, sowie das aus Gosauschichten bestehende Gebiet zwischen Pyhrnpaß, Spital a. Pyhrn, Hinterstoder, Windischgarsten und Rosenau. Die Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges liegt weiter westlich. Das Kärtchen Abb. 1 gibt eine Übersicht.

a) Das Dachsteinkalkgebirge der Haller Mauern und des Warschenecks mit der Schuppenzone im Norden und den Werfener Schichten im Sockel

Das wunderschöne stirnartige Abbiegen der Dachsteinkalke des Warschenecks und der Haller Mauern nach Norden ist altbekannt, ebenso, daß es eine regionale Erscheinung am Nordrand der Dachsteinkalkeinheiten, besonders gegen Osten ist (G. GEYER, 1913; A. RUTTNER, 1948). Auch im Westen ist diese Erscheinung verbreitet. Sowohl Haller Mauern, als auch das War-

**) Anmerkung Seite 211

scheneck besitzen am Nordrand eine schmale Vorzone**) in der vor allem helle Ramsaudolomite neben hellen Riffkalken, sowie eingeklemmte Gosauschichten eine Rolle spielen. Ferner bildet die Basis des Warschenecks eine schmälere Schuppenzone aus Haselgebirge mit Gips, Rauhwacken, dunklen Kalken und Dolomiten, Werfener Sandsteinen und Schieferen, bisweilen auch Gosauschichten bei Vorderstoder, während im Vorgelände der Haller Mauern noch mächtige Werfener Schichten hinzukommen und die ganze Zone breiter und weniger intensiv geschuppt erscheint. Nach Osten, in PLÖCHINGERS Gebiet, wird die Zone neuerlich schmaler und die Störung nimmt wiederum zu. Der nördlich der Haller Mauern gelegene Imitzberg besteht aus bunten Werfener Schichten, die im Hangenden mit dunklen Kalken und schließlich mit Rauhwacken, Breccien und Haselgebirgslagen verbunden sind. Darüber folgen Gutensteinerkalk-Basisschichten und eine Kappe von Gutensteiner Kalk. Diese Abfolge spricht dafür, daß der Haupt-Salinarhorizont unseres Gebietes im Niveau der Reichenhaller Rauhwacken gelegen ist, insbesondere weil im Süden dieselben Werfener Schichten durch das Präbichlkonglomerat stratigraphisch mit der Grauwackenzone verbunden sind. Die Gipsvorkommen der Gegend von Admont sind als an denselben Störungssystemen eingesenkt und eingeklemmt zu deuten, die auch die Einsenkung des Ennstal-Tertiärs verursacht haben. Ob es anderswo in den Kalkalpen auch Profile gibt, in denen ein permisches Haselgebirge noch die ihm zukommende Position einnimmt, kann hier nicht diskutiert und noch weniger entschieden werden. Es bestehen unseres Erachtens keine Bedenken, diesen Horizont als Gleithorizont für die Einheit der Haller Mauern und des Warschenecks anzusehen, an dem das höhere Stockwerk über seinen vorher tief erodierten Sockel weiter nach Norden verschoben ist.

Die vorhin hervorgehobenen Gleichheiten im Bau des Warschenecks und der Haller Mauern sollen als Begründung für die ursprüngliche Zusammengehörigkeit der beiden dienen (das Tote Gebirge gehört sicherlich ebenfalls dazu). F. TRAUTH (1937) und E. KRAUS (1944) fassen sie auch als ursprünglich zusammengehörig auf, während E. SPENGLER (1959) sie nur wenig, A. TOLLMANN (1967) aber rigoros trennt. A. THURNER (1962) deutet die Warscheneckgruppe als eine selbständige „Reiflinger Scholle“. Die ganzen Gebirgsgruppen kann man sehr gut als Fortsetzung der Ötscherdecke im alten Umfang (L. KOBER) betrachten.

Das Auseinanderreißen der Dachsteinkalkplatten der Haller Mauern und des Warschenecks erfolgte an verschiedenen Störungen. Eine schon vorgosauisch angelegte Störungszone befindet sich am Ostabfall des Schwarzenberges NW Spital a. Pyhrn. Eine andere überschreitet den Pyhrnpaß von SW her und splittert sich in Störungen in Richtung Windischgarsten und gegen die Haller Mauern auf (Abb. 1). Hier transgredieren Gosauschichten auf Salinar, sowie auf Juragesteine, die als von der Stirn der Haller Mauern abgeglittene Schollen zu deuten sind. Salinartektonik dürfte hier eine große Rolle spielen.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß Reste dieser in abgeglittenen Schollen erhaltenen jurassischen Sedimentdecke der Dachsteinkalke auch in situ noch stellenweise erhalten sind. Der markanteste Rest ist der Jura des Wurznner Kampls und des Stubwieswipfels östlich vom Warscheneck. Der Erstere ist keineswegs eine Deckscholle (südjuvavisch,

**) Siehe Berichtigung Seite 211

F. TRAUTH, 1937; juvavisch, E. SPENGLER, 1951, 1959; Mürzalpendecke, A. TOLLMANN, 1967), sondern nur der oben daraufliegende Gips (S. PREY, 1967), der lediglich im Westen ein wenig tiefer eingeklemmt wurde. Im Stubwieswipfel liegt eine ganz gleich gegliederte Schichtfolge vor, nur ist sie an Störungen in verschieden hoch verstellte Streifen zerlegt.

b) Die Gosaugebiete des Beckens von Windischgarsten

Diese eigentümliche Gosauzone beginnt nach kurzem Aussetzen am Pyhrnpaß und breitet sich gegen Norden gegen Rosenau, Windischgarsten und Vorderstoder aus. Im Pyhrngebiet liegt sie mit Breccien und Konglomeraten hellen Plassenkalken auf. Im Osthang des Schwarzenberges übergreift Gosau ein kurzes Stück die dortige Querstruktur und im hinteren Pieslingtal liegen rote Konglomerate auf Hierlatzkalken. Die Konglomerate SE Gleinkersee sind wahrscheinlich durch Haselgebirge von der Dachsteinkalkstirn des Warschenecks getrennt. Andererseits liegt die Gosau im Norden sicher transgressiv dem Hauptdolomit des Tamberges und wahrscheinlich transgressiv den basalen Schuppen von Vorderstoder auf. Die übrigen Grenzen sind tektonisch und mit mehrmals auch nachweisbaren Gipsvorkommen besetzt, in denen außer den häufigen Rauhwacken, Dolomiten und dunklen Kalken auch bisweilen Schollen von Liasfleckenmergeln, Kieselschichten u. ä. stecken. Die Störungszonen stehen anscheinend steil.

Das Gosaugebiet ist ferner durch verschiedene Störungen zerstückelt, denen auch die großen Täler folgen, weil hier z. T. Haselgebirge hochgedrungen ist (Edelbach). Überhaupt ist zu vermuten, daß unter den Gosauschichten Haselgebirge und Salinarbildungen weit verbreitet sind.

Innerhalb der Gosauschichten sind mindestens zwei durch tektonische Veränderungen getrennte Ablagerungszyklen stellenweise nachzuweisen, aber schwer zu verfolgen. Die ältesten nachweisbaren Komplexe liegen am Ostfuß des Tamberges und in den Nordhängen des Bosruck. Darüber liegt sich SE Tamberg der etwas jüngere Komplex. Diese Ablagerungsunruhe ist vielleicht durch Salinartektonik bedingt. Im Gebiete südwestlich Spital sind beide durch eine Störung getrennt. Bemerkenswert ist ferner, daß im ganzen Gebiet nirgends Nierentaler Schichten gefunden werden konnten, während sie für den Gosaustreifen nördlich des Fensters als charakteristisch bezeichnet werden müssen.

Die Gosauschichten bei Vorderstoder übergreifen die Schuppenzone an der Basis des Warschenecks, aber örtlich sind sie auch in den Schuppenbau einbezogen worden. Wenig nordwestlich stehen sich die mächtigen Hauptdolomite des Tamberges und die mächtigen Dachsteinkalke des Kleinen Priel auf kurze Distanz ohne Übergang gegenüber. Das spricht dafür, daß der Tamberg noch zur Reichraminger Decke gehört und daß man daher die Deckengrenze der Einheit der Haller Mauern bis zum Toten Gebirge gegen die nördlichere Reichraminger Decke unter der Gosau von Vorderstoder durchziehen kann. Eine spezielle Marke für ihre Lage ist die Aufschuppung von Hauptdolomit der Reichraminger Decke im Pieslingtal SSW Spitznagel am Rande von Werfener Schichten und Salinargesteinen. Die Deckengrenze erweist sich dadurch als größtenteils vorgosauisch mit späteren Nachbewegungen.

Bezüglich der Einheit der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks dürfte man der Wahrheit am nächsten kommen, wenn man das Gebiet südlich des Windischgarstener Fensters als den bereits vorgosauisch bis zum oberskythischen Gipshorizont und z. T. noch tiefer erodierten Sockel dieser Einheit betrachtet. Er besteht aus Werfener Schichten mit Resten von Haselgebirge und Gutensteiner Kalken (z. B. Imitzberg), sowie Schollen von Jurakalken, die vom Dach der Dachsteinkalkmassen abgeglitten sind. Die Kalkmassen der Gesäuseberge, der Haller Mauern und des Warschenecks sind aus einem südlicheren, weitaus nicht so tief erodierten Gebiet in teils vor-, teils nachgosauischer Zeit auf dem Salinar relativ gegen Norden vorgeschoben worden. Anzeichen für das Vorhandensein einer Hallstätter Zone, ob relativ autochthon (F. TRAUTH), ob von oben eingeschoben (E. SPENGLER), sind neuerdings nicht gefunden worden. Ferner sind zuverlässige Beweise für die Zugehörigkeit des Sockels zum Tirolikum gleichfalls nicht vorhanden.

Unsere Auffassung entspricht etwa der von E. KRAUS (1944).

5. Die Schuppenzone mit Gosauschichten nördlich des Fensters

Eine steilstehende scharfe Störung trennt das Flyschfenster und die Ternberger—Frankenfelder und ?unterostalpinen Deckenreste mit ihrem Mantel aus Haselgebirge von einem nördlich gelegenen Streifen aus Hauptdolomit mit viel Gosauschichten, sodaß auf größere Strecken Flysch oft unmittelbar an Gosauschichten (oft Nierentaler Schichten) grenzt. In diesem stark gestörten Südrand des Sengsengebirges vergittern sich vorwiegend E—W-streichende Störungen mit mehr WNW—ESE-streichenden Störungen, wie das Kärtchen Abb. 2 andeutet.

Die stratigraphischen Verhältnisse sind schwierig zu deuten und keineswegs klar. Einerseits liegen helle Mergel mit reicher Obersanton-Untercampanafauna mit Basalbildungen auf stark aufgelockertem Hauptdolomit und darüber liegen bunte Nierentaler Schichten. Andererseits gibt es aber auch tiefere Gosau, deren Verhältnis zu den jüngeren Gosauschichten nicht klar ist. Entweder liegt hierin die Auswirkung einer mit starker Abtragung verbundenen vorcampanen intragosauischen Tektonik, die dann durch jüngere Bewegungen noch heftig kompliziert worden ist, oder man könnte eine rein tektonische Lösung durch Verspießung von obercampanen bis alttertiären, auf Dolomit transgredierenden Gosauschichten mit älteren, die aus dem Süden des Fensters stammen, suchen. Auch wäre es nicht ganz auszuschließen, daß die über 300 m mächtigen, aufgelockerten Dolomite überhaupt zur Gänze als Schuttbildungen in der Gosau aufzufassen sind. Jedenfalls wurde in den Profilen eine neutrale Darstellung gewählt, um sie nicht unnötig mit hypothetischen Details zu belasten.

Mitten darin ragt der schmale Dolomitrückén der Panholzmauer aus den Gosauschichten, in dessen Umgebung auch etwas Haselgebirge mit Gips ansteht (Profile 2 und 3).

Auch die sandigen Gosaukalke am Nordrand dieses Streifens sind noch Schuppen in den obersanton-untercampanen Mergeln. Basalbildungen in situ auf dem Fuß des Südhanges des Sengsengebirges sind spärlich vorhanden.

Das Vorkommen von Nierentaler Schichten kann in diesem Bereich als eine Art Leitmotiv für diese nördlichere Zone genommen werden, das weiter im Osten auch noch Gültigkeit hat. Im Westen überschreitet der Streifen von Nierentaler Schichten die Windischgarstener Störungszone und setzt in schmalem Streifen im Nordhang des Schweizesberges und bei Gradau fort und endet an einer Querstörung. Zu dem gleichen Streifen gehört aber auch der Hügelzug beim Gehöft Gürrer und schließlich auch der Radlingberg mit einer kleinen Kappe von transgressiv aufliegendem Gosau-Dolomitsandstein (alles auf Abb. 2 links).

Die Profile zeigen die weitgehende Zerlegung des Streifens durch Störungen. Südwestlich Augustinkogel entwickelt sich eine markantere ESE streichende Störung, die durch den Rußgraben und die Furche S Krieglriedel fortsetzt.

6. Das Sengsengebirge

Schon seit alten Zeiten ist die große, nach Norden überschlagene Falte des Sengsengebirges bekannt. Die Profile erfassen davon nur den Südteil, wo als Teilschuppe (in Profil 3) der Wettersteinkalk des Hannbaum auf eine Zwischenmulde aus Hauptdolomit aufgeschoben ist. Die Gesamtsituation zeigt das Übersichtsprofil Tafel III, wo auch die sogenannte Tirolische Überschiebung angedeutet ist, die im Krestenberg gegen Osten in der bekannten Antiklinale endet.

Zu den von der Windischgarstener Störungszone noch stark beeinflussten Teilen gehört die ostwärts untertauchende Antiklinale im hinteren Salztal um den Patzlberg. Lunzer Schichten und Hauptdolomit, auch ein wenig Wettersteindolomit, sind hier zu schmalen Schuppen zerschert, die gegen den starren Wettersteinkalk zu branden scheinen (Profile 3 und 2). Vom Ostende (Profil 1) geht im Zuge der südlicheren Störungszone in der Rinne WNW Kleiner Berg ein z. T. doppelter Zug von Opponitzer Kalk aus, der eine Verbindung herstellt zum Nordflügel der etwa 3 km östlicher gelegenen Antiklinale des Zeitschenberges, die mit der Maier-eck-Halbantiklinale in B. PLÖCHINGERS Gebiet zusammenhängt.

Aus dem geologischen Bild ist deutlich abzulesen, wie die älteren Falten des Sengsengebirges, die z. T. E—W orientiert sind, von der schräg aus Südosten heranstreichenden Störungszone immer stärker erfaßt und einbezogen werden.

7. Zum Alter der Bewegungen

Es steht fest, daß die Wirkung der vorgosauischen Tektonik eine sehr wesentliche war. Sie hat die großen Decken und so manche Querstrukturen geschaffen. Ferner sind Anzeichen von Bewegungen während der Ablagerung der Gosauschichten vorhanden. Schließlich folgte zwischen Obereozän und Aquitan-Burdigal das große Vorwandern der Nördlichen Kalkalpen auf Flysch und Molasse. Diesem Vorgang ist, nach Ansicht des Verfassers, die Bildung der Windischgarstener Störungszone, wie auch der Weyerer Bögen zuzuschreiben (siehe Seite 205). Die jüngsten, noch von der Störung erfaßten Gesteine haben untereozänes Alter.

Benno PLÖCHINGER: Die Störungszone im Abschnitt Hengstpaß—Admonter Höhe—Schwarzsattel

I. Übersicht

Östlich des Hengstpasses ist die WNW—ESE verlaufende Windischgarstener Störung auf rund 20 km Erstreckung weiter zu verfolgen; sie führt, auch morphologisch gut erkennbar, zum Sattel der Admonter Höhe und findet E des Großen Billbachtals, am Schwarzsattel, ihr Ende. Von östlich Windischgarsten bis zum Schwarzsattel fällt sie mit der Überschiebungslinie der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern und der Gesäuseberge zusammen (vergl. Abb. 1). Im Raum von St. Gallen endet die Windischgarstener Störung ungefähr dort, wo sich die gegen W konvexen Weyerer Bögen bündeln. Die Fenster des Ternberger—Frankenfelder Deckensystems, die in unserem Abschnitt an die Windischgarstener Störung geknüpft sind, treten folglich S St. Gallen nahe an die Frankenfelder Decke des WNW-vergenten Überschiebungsbaues der Weyerer Bögen heran.

Das Ergebnis der geologischen Neuaufnahme 1:10.000, welche den genannten Abschnitt längs der Windischgarstener Störung in etwa 6 km Breite erfaßt, ist auf Abb. 3 übersichtsmäßig vereinfacht dargestellt. Ein Überblick über die Schichtglieder der darin auftretenden Zonen findet sich auf Tabelle II, S 193.

Von N nach S sind folgende, anschließend kurz beschriebene Zonen zu unterscheiden:

1. die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem ¹⁾ gehörende Zone N der Windischgarstener Störung,
2. die Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelder Deckensystems ²⁾ an der Windischgarstener Störung,
3. die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge und
4. die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge.

1. Die zum Reichraminger—Lunzer Deckensystem gehörende Zone nördlich der Windischgarstener Störung

Zu dieser Zone zählen der Schwarzkogel und das Maierreck, deren östliche Fortsetzung in der Groß Reiflinger Scholle und die Schuppe der Kamper Mauer. Man kann die WNW-streichende, aufgerichtete und überkippte Schwarzkogel—Maierreckserie als einen im S abgesicherten N-Flügel einer Antiklinale ansehen (A. TOLLMANN, 1964, S. 99, P. STEINER, 1965).

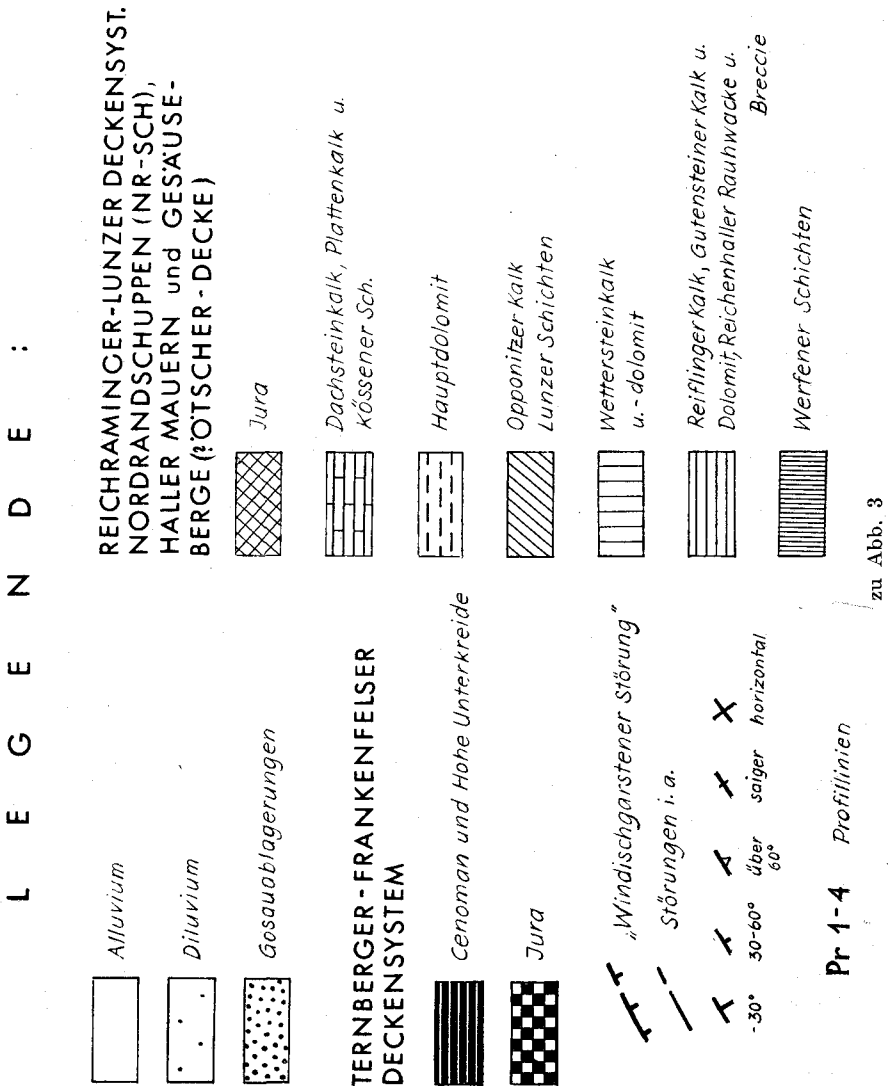
Die Stauffen-Höllengebirgsdecke E. SPENGLERS (1928) findet im Raum der Reichraminger Decke in der Störungslinie N der Sengengebirgsanti-

¹⁾ F. TRAUTH (1921) sieht in der Reichraminger Decke das W der Weyerer Bögen einsetzende Äquivalent der Lunzer Decke L. KOBERS (1912).

²⁾ Die Bezeichnung „tiefbajuvarische Masse“ wurde von F. HAHN (1913) als Äquivalent der Frankenfelder Decke (NÖ.) geprägt und ihr die hochbajuvarische Masse als westliches Gegenstück der Lunzer Decke gegenübergestellt (F. TRAUTH, 1937, S. 478). Die Abtrennung der Ternberger Decke im Gebiet W der Weyerer Bögen von der E davon gelegenen Frankenfelder Decke erfolgte durch F. TRAUTH, 1937, S. 500).

klinalen ihren Anfang, hat jedoch im hier zu besprechenden Abschnitt noch keine Bedeutung.

Die in den Weyerer Bögen durch W-vergenten Querschub gegen S herabgebogene und an der Teufelskirche ausspitzende Frankenfeser Decke trennt die Reichraminger Decke im W von der Lunzer Decke im E (G. ROSENBERG, 1958, Abb. 1, S. 93). Im Bereich zwischen St. Gallen und Groß Reifling spaltet sich von dieser letztgenannten Einheit die Groß Reiflinger Scholle ab (vergl. A. THURNER, 1954, S. 189, H. BRANDAUER, 1955, E. SPENGLER, 1959, S. 238, P. STEINER, 1965, S. 285). Die in ihr gelegene Fortsetzung der Maierdecke ist am Zinödl durch den gleichen



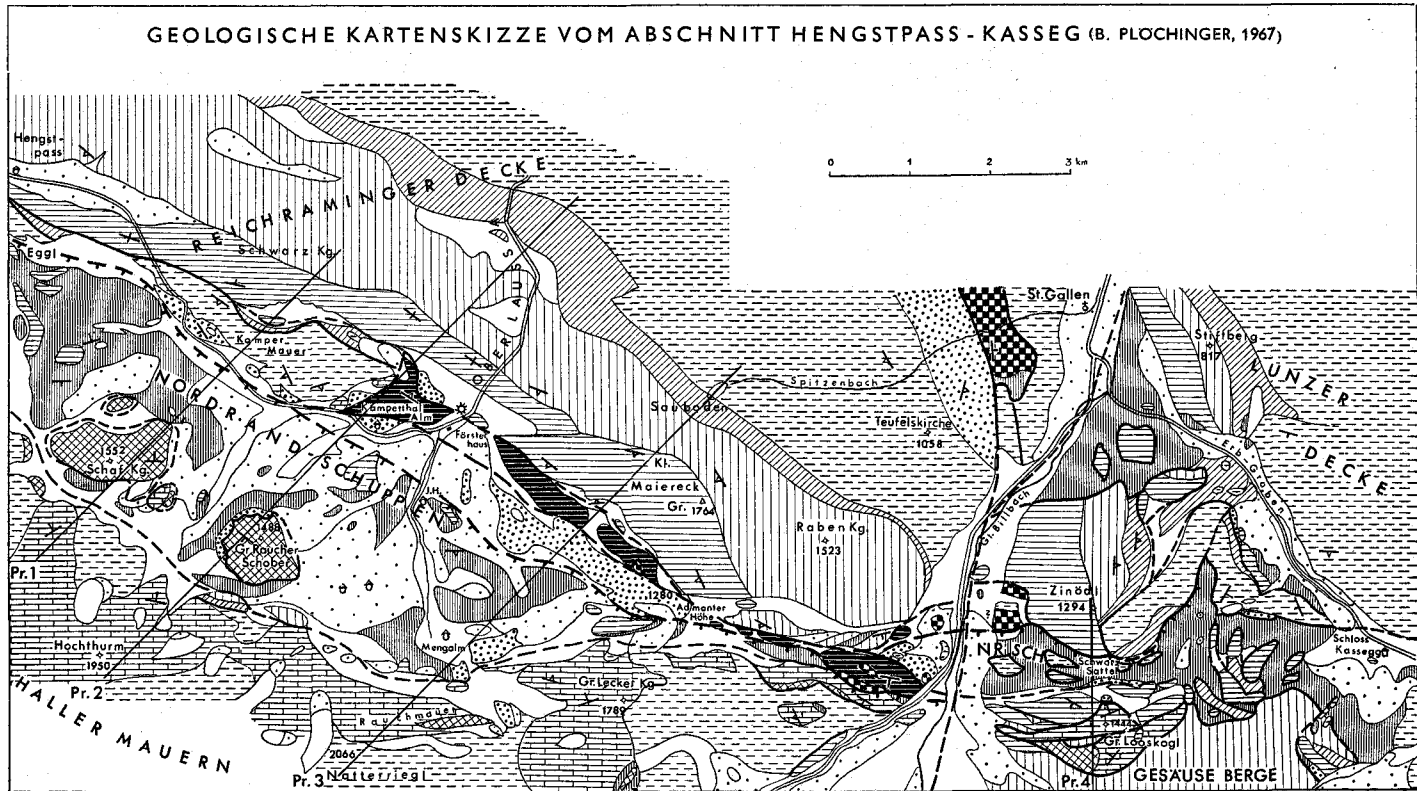


Abb. 3

Querschub in die N—S-Richtung verdreht worden, der für die nachgosauische Herausbildung der Weyerer Bogenstruktur verantwortlich ist. N des Zinödl wird die Fortsetzung der Maierock-Halbantiklinale in der gegen NW ausstreichenden Stiftsberg-Halbantiklinale angenommen (P. STEINER, 1965).

Die Möglichkeit, die Strukturen der Reichraminger Decke an jene der Lunzer Decke anzuknüpfen, erlaubt es, von einem Reichraminger—Lunzer Deckensystem zu sprechen.

2. Die Fenster des tiefbajuvarischen Ternberger—Frankenfelser Deckensystems an der Windischgarstener Störung

Die tiefbajuvarischen Fenstergesteine liegen als Schürflinge unmittelbar S des WNW—ESE streichenden, aufgerichteten bis überkippten N-Flügels der Maierockantiklinale und entstammen vielleicht dem mitgefalteten Unterbau dieser abgescherten Antiklinale. Der Fensterserie gehören etwas Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, bunter Liasknollenkalk, Jurahornsteinkalk, Aptychenmergel, der blaßrote Mühlbergkalk, dunkelrote, knollig-flasrige Malmkalke, stahlgraue und schwarze Mergelschiefer der Hohen Unterkreide, graue Mergel und Sandsteine des Cenoman und möglicherweise auch Gosauablagerungen an.

Das Tiefbajuvarikum W der Weyerer Bögen, am N-Rand der Reichraminger Decke, wird der Ternberger Decke und jenes der Weyerer Bögen und am N-Rand der Lunzer Decke der Frankenfelser Decke zugeteilt (vergl. G. ROSENBERG, 1957, S. 231 und Abb. 1, S. 96). Dementsprechend müßte man die Fenster W der durch das Große Billbachtal streichenden N—S-Störung zur Ternberger Decke und jene E davon zur Frankenfelser Decke stellen. Weil durch die Beziehungen der beiderseits der Störung auftretenden Fenstergesteine diese Trennung hypothetisch erscheint, wird die Bezeichnung „Ternberger—Frankenfelser Deckensystem“ oder „Tiefbajuvarikum“ verwendet.

Die steile fensterförmige Aufpressung bzw. Aufschuppung von Gesteinen des Ternberger—Frankenfelser Deckensystems entlang der Windischgarstener Störung kann als eine NNE-gerichtete Gegenbewegung zur WNW-vergenten Aufschuppung der Frankenfelser Decke an der Weyerer Struktur aufgefaßt werden. Sicherlich läßt die Verbreitung der Gesteine des Ternberger—Frankenfelser Deckensystems an den Weyerer Bögen und an der Windischgarstener Störung die Annahme zu, daß die überlagernde Lunzer—Reichraminger Decke nur einen relativ geringen Tiefgang aufweist.

3. Die Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und der Gesäuseberge südlich der Störung

Die gegen das Windischgarstener Becken einige Kilometer breit werdende Zone der Nordrandschuppen besteht aus quarzitreichen Werfener Schichten, Rauhwacken, Gutensteiner Kalk und Dolomit, Wettersteinkalk und -dolomit. Man kann diese Zone der Nordrandschuppen einfach als angeschoppte Ablagerungen aus der normalen stratigraphischen Unterlage der Haller Mauern und der Gesäuseberge sehen (E. KRAUS, 1944, S. 195), oder sie als das, durch eine Deckenüberschiebung davon getrennte, tekto-

Gesteinsserien im Abschnitt Hengstpaß — Admonter Höhe — Schwarzsattel
(B. PLÖCHINGER)

	Anteil am Reichraminger-Lunzer - Deckensystem	Fenster des Ternberger-Frankenfelder Deckensystems	Zone der Nordrandschuppen, Haller Mauern u. Gesäuseberge
PALEOZÄN			graue, kieselige Sandsteine u. phyllitische Breccien
OBER - KREIDE	vorwiegend bunte Mergel mit Sandsteinschichtenlagen, Basiskonglomerate u. -breccien (Santon bis Maastricht) graue Tonmergel (Coniac) wenige 100 m	Cenomanmergel u. -Sandsteine 300 m	graue Sandsteine u. Mergel der höheren Gosau mit exotikareichen Grobkonglomeratinseln (möglicherweise zur Fensterzone gehörend) wenige 100 m
UNTER - KREIDE		stahlgraue u. schwarze Mergel des Apt-Alb 50-60 m	
OBER - JURA		Aptychenmergel u. bunte Malmkalke (bläuliche spätige od. dichte Kalke, knollig-faserige Kalke) 70 m	heller massiger Kalk u. z.T. bunte, hornsteinföhr. Kalke (Wurzer K., Fresensteink., Oberalm Sch.) 900 m kieselige Malmbasisschichten 50 m
MITTEL - JURA		Jurshornsteinkalk 50 m	Klauskalk 5 m
UNTER - JURA		Liasfleckenmergel 30 m	bunter Liaskalk Crinoidenkalk 20 m
OBER - TRIAS	R h ä t		rot zementierte Breccie Kössener Schichten 10 m
	N o r	Plattenkalk 100 m Hauptdolomit 700 m	Dachsteinkalk 1000 m heller Hauptdolomit (Dachsteindolomit) 300-400 m
	K a r n	Opponitzer Kalk 200 m Lunzer Schichten 50 m (Aonschiefer 20 m)	Reibler Schichten (vorr. dunkle Tonschiefer u. Sandsteine) 50 m
MITTEL - TRIAS	L a d i n	Wettersteinkalk u.) 800 m Wettersteindolomit)	Wettersteinkalk u.) über 1000 m Wettersteindolomit)
	A n i s	Reiflinger Kalk 350 m Gutensteiner Kalk 400 m	Gutensteiner Kalk u. 300 m Gutensteiner Dolomit, 30 m Reichenhaller Rauhwacke, } Dolomitschichten
UNTER - TRIAS	S k y t h	Werfener Schichten 50 m	Werfener Schichten (Quarzite, Tonschiefer, Sandsteine, Haselgebirge) über 1000 m

Tabelle II

nisch Liegende betrachten. So wird das Gebiet der Nordrandschuppen von L. KOBER (1912) zur Hallstätter Decke bzw. zum Tiefbajuvarikum und von A. TOLLMANN (1962, S. 22) zu einer tirolischen Warscheneckdecke gerechnet, Einheiten, die nach Auffassung der genannten Autoren unter eine hochalpine Decke der Haller Mauern und der Gesäuseberge einfallen. Auch darf man annehmen, daß neben einzelnen, in der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern und der Gesäuseberge steckenden Schollen aus mittel- bis obertriadischen Gesteinen auch Teile der Werfener Schichten dem

Lunzer—Reichraminger Deckensystem zugehören. Wohl die geringste Wahrscheinlichkeit kommt der Deutung E. SPENGLERS (1959, S. 229, 230) zu, wonach die Nordrandschuppenzone als Hallstätter Decke über die Gesteine der Warscheneckgruppe und der Haller Mauern geschoben wurde.

Für eine juvavische Stellung der Zone der Nordrandschuppen oder auch nur eines Teiles derselben konnten in diesem Abschnitt noch keine stichhaltigen Anhaltspunkte gefunden werden; auch die Haselgebirgsvorkommen erweisen sich als kaum geeignet, eine Hallstätter Zone abzutrennen.

Vorerst erscheint wesentlich, daß das ganze mächtige Werfener Schichten-Paket der Nordrandschuppenzone im N von einer Störungslinie erster Ordnung begrenzt sein dürfte und daß es auf die nördlich vorgelagerte Zone der Lunzer—Reichraminger Decke aufgeschoben ist. Auch die S-Begrenzung der Werfener Schichten weist eine bedeutende Störung auf, doch läßt sich diese auch durch das gesteinsbedingte weitere Vorrücken der Haller Mauern und der Gesäuseberge erklären. Man kann, insbesondere bei Berücksichtigung der Verhältnisse am Looskogel (S. 203), die Werfener Schichten und die mit diesen verschuppten mitteltriadischen Gesteine wohl fast durchwegs als ursprünglich normale Liegendschichtglieder der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge betrachten. Wie im östlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen, so dürften auch hier die tiefbajuvarischen Schürflinge an der Front einer höheren Decke liegen und einen Hinweis dafür geben, daß die Lunzer Decke nicht weit gegen S reicht.

Die innerhalb der Werfener Schichten der Nordrandschuppen liegenden, vor allem aus Malmkalken aufgebauten Schollen des Schafkogels und des Raucher Schober bilden nach ihrem Gesteinsbestand und nach ihrer Lagerung tektonisch isolierte Stirnteile der Haller Mauern. Das geht vor allem daraus hervor, daß die Schafkogelscholle von Resten der normal unterlagernden, tiefer jurassischen Ablagerungen umgeben ist und diese am S-Rand der Scholle noch im stratigraphischen Verband mit den Dachsteinkalken stehen. Von Bedeutung ist in dieser Hinsicht auch die Tatsache, daß die bunten, hornsteinführenden Malmkalke, die einen wesentlichen Bestandteil der malmischen Gesteinsserie bilden, teilweise mit jenen des Wurzner Kampl N Pyhrnpaß ident sind. Die den Tressensteinkalken nahe stehenden, durch ihre intensivere Rötffärbung und den reicheren Hornsteingehalt faziell etwas davon abweichenden „Wurzner Kalke“³⁾ gehören dort einer Juraserie an, die mit der triadischen Basis stratigraphisch verknüpft ist. An Stelle des Plassenkalkes wie er nördlich des Wurzner Kampls, am Stubwieswipfel, den Wurzner Kalk überlagert, zeigen sich am Raucher Schober helle massige Kalke mit vereinzelt braunen Hornsteinknuern.

Aus den Oberkreide-Paleozänablagerungen, welche die Malmscholle des Raucher Schobers im W und im N flankieren und aus den Paleozän-sandsteinen und -breccien, welche sich S der Menkalpe zwischen den steil NNE-fallenden Dachsteinkalken der Haller Mauern und den Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone einschalten, läßt sich ableiten, daß die Bildung der Stirne und somit auch der Stirnscholle in postpaleozäner

³⁾ Diese Bezeichnung wurde bei einer Exkursion mit Dr. S. PREY und Dr. A. RUTNER von Letztgenanntem vorgeschlagen.

Zeit ihren Abschluß fand. Die Ablösung der Malmkalkschollen aus der Stirnpartie der Haller Mauern ist durch die gleitfähigen Liasfleckenmergel und tonig-kieseligen Malmbasisschichten zu erklären, die reliktsch an der W- und N-Seite der Schafkogelscholle und an der W-Seite der Raucher Schober-Scholle auftreten.

Auch das E des Großen Billbachtals gelegte Looskogelprofil (Profil 4 auf Tafel 2) vermag die Auffassung zu stützen, daß die oben genannten Schollen dem Stirnbereich der Haller Mauern und der Gesäuseberge entstammen. Am S-Rand der mit dem Wettersteindolomit der Gesäuseberge stratigraphisch verknüpften Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge, welche die östliche Fortsetzung der Nordrandschuppenzone der Haller Mauern darstellt, befindet sich die über 2 km lange, aus Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Liasfleckenmergel und etwas Aptychenmergel aufgebaute Deckscholle des Looskogels. Es sind Gesteine, die ähnlich jenen des Schafkogels und des Raucher Schober vom Stirnteil der Gesäuseberge abzuleiten sind.

Daß die Deckschollenbildung im Falle des Looskogels in der postgosauischen Gleitung entlang der karnischen Schiefer ihre Ursache haben dürfte, läßt sich aus den Verhältnissen E des Tamischbaches, S der Hochbrandreith, entnehmen, wo sich Gosauablagerungen, eingeklemmt zwischen den Werfener Schichten, dem schollenförmig aufgelösten Wettersteinkalk und den karnischen Schiefen, vorfinden.

Während O. AMPFERER (Geol. Spezialkarte, Blatt Admont—Hieflau) die malmischen Gesteine des Raucher Schober und des Schafkogels zu Unrecht dem Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk zuordnet und E. SPENGLER (1959) die Raucher Schober-Scholle ebenso zu Unrecht zur Salzbergfazies der Hallstätter Entwicklung zu stellen versucht, betrachtet O. AMPFERER (1931, S. 246) die Looskögel in Übereinstimmung mit der hier vertretenen Auffassung als eine Schubmasse aus dem Dach der Gesäuseberge.

4. Die Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge

Diese Zone weist in unserem Abschnitt eine aus mächtigem Ramsaudolomit, wenige 10 m-mächtigen karnischen Schiefen und Sandsteinen, Dachsteindolomit, mächtigem Dachsteinkalk und bunten Liaskalken aufgebaute Serie auf. Nach der Stellung S des Reichraminger—Lunzer Deckensystems und der wahrscheinlich ursprünglich mit der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge stratigraphisch verbundenen tieftriadischen Ablagerungen der Nordrandschuppenzone könnte man in der Zone der Haller Mauern und der Gesäuseberge ein Äquivalent der Ötscherdecke sehen (vergl. G. ROSENBERG, 1960, H. KOLLMANN, 1964, Tafel 1, P. STEINER, 1965, Tafel 11).

Für eine hochalpine Stellung der Haller Mauern und der Gesäuseberge haben sich L. KOBER (1925, S. 115) und F. TRAUTH (1937, S. 533) ausgesprochen. Auch E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN (1962) nehmen sie zu ihrer hochalpinen Mürzalpendecke. Von entscheidender Bedeutung wäre die endgültige Klärung der Situation S von Gams, wo die über das Schwabeltal zum N-Rand der Gesäuseberge abbiegende Überschiebungslinie der Mürzalpendecke in Frage stehen dürfte.

Die karnischen Ablagerungen am N-Rand der Gesäuseberge bilden, wie eingeklemmte Gosasedimente E des Tamischbachtals beweisen, einen nachgosaischen Bewegungshorizont. Im Profil durch den Raucher Schober (Profil 2 auf Tafel 2) ist diese Gleitung mit der Stirnbildung der Haller Mauern in Verbindung zu bringen. Dort, wo im Bereich N des Kleinen Buchstein der Wettersteindolomit mächtig entwickelt ist, erklärt sich damit das Fehlen der Stirne.

Der entlang der karnischen Schiefer erfolgten Stockwerkbewegung ging aller Wahrscheinlichkeit nach die an die Werfener Schichten geknüpfte Zergleitung und Verschuppung voraus, wie sie in der Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern und Gesäuseberge deutlich zum Ausdruck kommt.

Die auf den tiefer triadischen Ablagerungen der Nordrandschuppen aufruhenden Schubmassen des Schafkogels, des Raucher Schobers und der Looskögel können, wie bereits im vorigen Kapitel angeführt, ebenso als die Folge einer nachgosaischen Stockwerkbewegung aufgefaßt und der Serie der Haller Mauern und der Gesäuseberge angegliedert werden.

II. Erläuterungen zu den Profilen

Profil 1: Schwarzkogel—Kamper Mauer—Schafkogel

Dieses Profil erfaßt die Windischgarstener Störung an der Hengstpaßstraße E des Hengstpasses dort, wo die mehrere Kilometer lange WNW-streichende und steil SSW-fallende Kamper-Schuppe gegen NNE dem aufgerichteten und z. T. überkippten S-Rand der Reichraminger Decke, dem abgescherten N-Flügel der Maierckantiklinale, aufgeschuppt ist. Der Baustil und die Schichtglieder dieses Gebietes bestätigen die Zugehörigkeit zur voralpinen Reichraminger Decke; die Serie umfaßt Plassenkalk, Hauptdolomit, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk, Wettersteinkalk, Reiflinger Kalk, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten.

Die dünnsschichtigen Gutensteiner Kalke der Maierckserie wurden bei der Aufschuppung der Kamper-Schuppe geschleppt und wild gefaltet. An der Laussatalstraße E des Hengstpasses und am Fahrweg von der Hengstpaßhöhe zur Egglalm ist eine Stauchfaltung zu erkennen, deren Achsen generell gegen WNW einfallen. Dementsprechend taucht der Gutensteiner Kalk SW des Hengstpasses (K. 1024) allmählich unter die Lunzer Schiefer und den Hauptdolomit der Kamper-Schuppe ein.

Im behandelten Abschnitt setzt die Kamper-Schuppe N der Egglalm, an der Kote 1092, mit Hauptdolomit und Lunzer Schiefen ein und keilt N der Kamperthalalm aus. Am Weg Hengstpaß—Meinauer Alm quert man die etwa 50 m mächtigen Lunzer Schiefer, die mit Unterbrechungen bis zum Meinauer Sattel (1400 m SH) zu verfolgen sind und in die dort eine kleine Hauptdolomitscholle eingeschaltet ist. Vermittels der Lunzer Schiefer ist die Kamper Schuppe in steiler Stellung den ebenso steilgestellten mitteltriadischen Gesteinen des Schwarzkogels aufgeschuppt.

Die südlich der Windischgarstener Störung liegende, vorwiegend aus Werfener Schichten aufgebaute Zone der Nordrandschuppen der Haller Mauern ist östlich der Egglalm weiter nach N gerückt und überdeckt zum großen Teil die Schuppe der Kamper Mauer.

Die Mächtigkeit der am N-Flügel der Windischgarstener Störung auf dem Dolomit und dem Plattenkalk der Kamper Mauer erhalten gebliebenen, steil S-fallenden Gosauablagerungen beträgt etwa 100 m. An der durch die Puglalm gelegten Profilinie sind es bräunlich- bis grünlichgraue oder auch rote Mergelschiefer und im Graben S des Wegmacherhauses WNW-streichende, saiger gestellte Bänke eines grauen Gosausandsteines. Den S-Flügel der Windischgarstener Störung, die in unserem Abschnitt mit der Überschiebungsfläche der höheren Decke zusammenfallen dürfte, formen die auf etwa 1000 m Mächtigkeit angeschoppten, regional S-fallenden Gesteine der bereits genannten Nordrandschuppen der Haller Mauern — bunte Werfener Tonschiefer und Sandsteine, graue und rötliche Werfener Quarzite, Gipshaselgebirge, Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Kalk und Dolomit.

Wenige 100 m N der stirnenden Obertriasgesteine der Haller Mauern ruhen den Werfener Schichten der Nordrandschuppen zwei kilometerlange Deckschollen auf, und zwar die fast 1000 m mächtige Serie der steil N-fallenden bis saiger gestellten Jurascholle des Raucher Schober und die Jurascholle des Schafkogels. Das Profil 1 quert die Schafkogelscholle. Zu ihr gehören dezimeter- bis $\frac{1}{2}$ m-gebankte, hellgraue, braun durchmischte oder bräunlichgraue bis rötlichbraune, vereinzelt belemnitenführende Malmkalke (Oberalmer Schichten, Tressensteinkalk, Wurznerkalk). Dezimetermächtige, grünlichgraue oder stahlgraue Mergelzwischenlagen innerhalb der Oberalmer Schichten erweisen sich als Kalkpelit mit Tonkomponenten und mit Quarz ⁴⁾. Helle, massige, warzig auswitternde Kalklagen innerhalb der meist zweifärbigen, braunen und grauen, aber auch rötlichen Tressensteinkalke sind reich an Fossilresten. Es ist i. S. von F. J. PETTJOHN (1949, S. 398) ein autochthoner, biostromaler Kalk, in dem sich ein unsortierter Fossilschutt, bestehend aus Korallen, Bryozoen, Spongien, Echinodermen, Kalkalgen (*Solenopora jurassica* A. BROWN u. a.) und vereinzelt Belemniten, in einem feinkörnigen Kalkschlamm eingebettet findet.

An der W-Seite des Schafkogels, nahe der Laussabauernalm, werden die Malmkalke von über 50 m mächtigen, grauen bis grünlichgrauen, selten auch rötlichen, kieseligen, gelegentlich auch sedimentärbrecciösen, dünnsschichtigen Mergeln unterlagert. Es sind Gesteine, die zweifellos in den Dogger oder in den tiefen Malm gehören und die als Malmbasisschichten eine ähnliche Position einnehmen wie jene der Osterhorngruppe Salzburgs.

Die Zugehörigkeit der flach-schüsselförmig gelagerten Malmscholle des Schafkogels zur tektonischen Einheit der Haller Mauern wird durch mehrere randlich gelegene Vorkommen tieferer Juraablagerungen deutlich: 1. durch die von Liasfleckenmergel begleitete bunte Liaskalkpartie N der Kote 1425, E der Inselbacheralpe, 2. durch das normal dem Dachsteinkalk aufruhende Crinoiden-Klauskalkvorkommen am Weg zur Lageralpe, an der W-Seite des Schafkogels, 3. durch den Crinoidenkalk, der den steil NNW-fallenden Dachsteinkalk SW des Schafkogelgipfels (K. 1552) überlagert und 4. durch die 250 m lange Dachsteinkalk-Hierlatzkalkscholle der Holzacken (K. 1066) S des östlichen Schafkogelgipfels (K. 1426).

⁴⁾ Die mineralogische Untersuchung ist Herrn Prof. WIESENEDER zu verdanken.

Profil 2: Kamperthalalpe—Raucher Schober—Kesselkargrat

Im N-Teil quert das Profil den erst normal NNE-fallenden, dann überkippten und steil SSW-fallenden N-Flügel der „Maierack-Halbantiklinale“. Der an die 900 m mächtige Wettersteinkalk wird gegen das Liegende von den etwa 350 m mächtigen Reiflinger Kalken abgelöst. Das hornsteinführende Gestein bildet als Härtling die Gipfelregion.

Im Abschnitt zwischen dem Menauer Sattel (K. 1399) und dem Luckenplangraben NE der Inneberger Säge schalten sich auch bis über metermächtige, grünliche, schiefrig-sandige Mergel ein, die durch einen Tuffgehalt ausgezeichnet sind (B. PLÖCHINGER und H. WIESENER, 1965, S. 59). Von den üblichen bräunlichgrauen Mergelschiefereinschaltungen sind die tuffitischen Lagen neben ihrer im bergfeuchten Zustand deutlich werdenden hellolivgrünen Färbung durch ihren feinstückeligen Zerfall und durch ihre Sandigkeit zu unterscheiden. Nach der mineralogisch-petrographischen Untersuchung von H. WIESENER liegt ein Biotitandesit-Tuffit vor.

Unter den steil gestellten, leicht gefalteten Reiflinger Kalken tauchen mit steilem NNE-Fallen fensterförmig tiefbajuvarische Gesteine auf; es sind stahlgraue bis schwarze Tonschiefer des Apt-Alb und bräunlichgraue, weiche, seidig glänzende oder auch grünlichgraue, mergelige Sandsteine des Cenoman. Die mit ihnen verschuppten Gosauablagerungen (Dolomitbreccie, Konglomerat, bunte Mergelschiefer in Nierentaler Fazies und Sandsteine) gehören der Reichraminger Decke zu, weil die basale Dolomitbreccie mit dem Dolomit der Kamper Mauer transgressiv verbunden ist.

Das Apt-Alb-Alter der dunklen Schiefer (Probe He 17) ist mikropaläontologisch u. a. belegt durch *Ticinella* sp., *Globigerina infracretacea* GLÄSSNER, *Conorotalites aptiensis* (BETTENSTAEDT) (det. R. OBERHAUSER), das Cenoman im Profil durch die Kamperthalalpe (Probe He 34) durch *Globotruncana appenninica* RENZ, *Dorothia gradata* (BERTH), *Recurvoiden*, *Trochamminen*, *Dendrophryen*, *Ammodiscen* und *Glomospiren* etc. (det. R. OBERHAUSER).

Inoceramensplitter im gelblichen, tonigen Bindemittel der mehrere 10 m mächtig werdenden Dolomitbreccie weisen auf senones Alter hin. Die grauen und rötlichen Gosau mergel können auf Grund ihrer Mikrofauna (Proben He 21, 22) in das Santon bis tiefe Campan eingestuft werden: *Globotruncanen* der *lapparenti*-Gruppe, *Globotruncana elevata stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *Stensiöina exculpta* (REUSS), *Neoflabellina* cf. *nummismalis* (WEDEKIND) (det. R. OBERHAUSER). Der von G. WOLETZ untersuchte Schwermineralinhalt der Sandsteinzwischenlagen verweist auf obere Gosau.

Wie aus den obigen Angaben hervorgeht, treten die Fenstergesteine nicht unmittelbar an der Überschiebungsfläche der Nordrandschuppenzone auf, sondern sind durch Gosauablagerungen davon getrennt. Das läßt an die Möglichkeit denken, daß die Gosautransgression über eine tiefgreifende Erosionsrinne ging und diese als Schwächezone die Voraussetzung zur jungen Aufpressung bzw. -schuppung der Fenstergesteine schuf.

Das Profil quert die in den Werfener Schichten der Nordrandschuppen steckende Jurascholle des Großen Raucher Schober. Die auf Profil 2 ver-

zeichnete Schichtstellung ist von der W-Seite des Hinterkars aus gut zu sehen.

Zu den fast 1000 m mächtigen malmischen Gesteinen der Scholle gehören gelblich bis rötlich gefärbte, dünnsschichtig-flaserige, crinoidenspätiige Lagen mit braunen Hornsteinen, die den Gesteinen des Wurzner Kampl bei Spital am Pyhrn entsprechen, bis über metergebankte, graue, hellbraune bis rötliche Malmkalke mit unregelmäßig-wurstförmigen, hellbraunen Hornsteinknauern und mit dünnen, grauen bis grünlichgrauen Mergelzwischenlagen — ein Gestein, das am ehesten einem Tressensteinkalk vergleichbar ist — und die stratigraphisch höchsten, hellen, massigen Malmkalke, die gewiß eine Übergangsfazies zum Plassenkalk darstellen.

Eine gewisse Parallele zur genannten Malmschichtfolge zeichnet sich auch im Juraprofil „In der Noth“ bei Gams ab, wo die gelegentlich etwas rötlichen, i. a. bräunlichgrauen, dünngebankten Oberalmer Schichten gegen das Hangende von dickbankigen, massigen hellen Malmkalcken abgelöst werden.

Wie bei der Schafkogelscholle, so liegt auch hier bei der Raucher Schober-Scholle ein aus dem Stirnbereich der Haller Mauern losgelöster Teil vor.

Graue, kieselige harte Mergel und Sandsteine, wie sie an der Raucher Schober W-Seite in 1080 m SH in etwa 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind, kann man auf Grund der spurenhafte begleitenden phyllitreichen Konglomerate mit dem Paleozän des Gamser Beckens vergleichen (vergl. H. A. KOLLMANN, 1964, S. 113). Die in den Dünnschliffen dieser Konglomerate enthaltene Mikrofauna bestätigt diese Alterseinstufung. R. OBERHAUSER bestimmte *Discocyclus* cf. *seunesi* DOUV., pfeilertragende Rotaliden, *Globigerina* ex gr. *bulloides*, *Globorotalia* sp. und Lithothamnien.

Auch am N-Fuß des Raucher Schober findet sich eine 5 m mächtige paleozäne Konglomerat-Sandsteinpartie. Andererseits liegen am sumpfigen Boden des Raucher Schober NW-Fußes graue, sandige Mergelschiefer vor, deren Globotruncaneninhalt (det. R. OBERHAUSER) für Obercampan-Maastricht spricht. Auch am NE-Fuß des Berges sieht man an einer scharfen Forstwegkehre in 1000 m SH dunkelgrau-braune, dm-gebankte Gosaumergel gegen SW unter die Malmkalke einfallen. Die Oberkreide-Paleozänablagerungen, welche die Raucher Schober-Scholle im N und im W umsäumen, zeigen auf, daß ihr Einschub von der Stirnpartie der Haller Mauern post-paleozän erfolgte.

Nur 100—200 m mächtige, steilgestellte Werfener Schichten trennen die Malmkalke des Raucher Schober von dem am Kesselkargrat stirnenden Dachsteinkalk der Haller Mauern. In unserem Profil wird der Dachsteinkalk von einem etwa 400 m mächtigen norischen Dachsteindolomit, dieser von tektonisch meist stark reduzierten karnischen Schiefern und Sandsteinen und diese schließlich von einem mächtig entwickelten Wettersteindolomit unterlagert. Das Profil berücksichtigt auch die Verhältnisse am N-Rand des Schafkares, wo unter den stirnenden, steil NNE-fallenden Dachsteinkalken der Haller Mauern und hangend eines SSW-fallenden Wettersteindolomites 30—40 m mächtige karnische Tonschiefer und Sandsteine zusammen mit einer stratigraphisch daraus hervorgehenden, geringmächtigen Dachsteindolomitlage aufgeschlossen sind. Man gewinnt den Eindruck,

daß ein Zusammenhang besteht zwischen der Stirnbildung und einer Stockwerkgleitung, die zum großen Teil entlang der karnischen Sedimente vor sich gegangen ist. Ein Span eines über seine Basisgesteine geschobenen Dachsteinkalkes liegt an der W-Seite des Schober Sattels (1223 m) innerhalb des Haselgebirges.

Profil 3: Kleines Maierneck—Natterriegel

In seinem nördlichen Abschnitt erfaßt das Profil einen Teil des mächtigen Hauptdolomites und den fast saiger gestellten, an die 200 m mächtigen, tuvalischen Opponitzer Kalk der Maierneckserie. Dieser biogenarme Mikrit ist bräunlichgrau, braun durchmischt, dezimeter- bis metergebankt und etwas kieselig-klüftig. Dolomitische Anteile zeigen gelegentlich eine stromatolitische Streifung.

Die liegenden, etwa 50 m mächtigen julischen Lunzer Schiefer sind an der Profilinie, nächst des Gatters zur Saubodenalm, reich an Pflanzenresten.

S der Saubodenalm ist die Hangendlage des Wettersteinkalkes in Form einer nur wenige Meter mächtigen, hellbräunlichgrauen, rauhwackenähnlichen Kalkbank aufgeschlossen. Ihre löchrige Struktur stimmt im Handstück mit der Korallenstruktur im Schlerndolomit gleichen Niveaus überein. Als Vergleichsstücke dienten Handstücke vom Cipitkalk der Seiseralm und vom Schlerndolomit des Langkofels (col. G. ROSENBERG).

Nahe dem Kleinen Maierneck-Gipfel werden die an die 900 m mächtigen Wettersteinkalke von den etwa 350 m mächtigen Reifflinger Kalken abgelöst. Tuffitische Lagen, wie sie N der Laussa vorhanden sind, finden am Maierneck offenbar keine Fortsetzung; erst im Bereich von Groß Reifling sind sie wieder aus hornsteinführenden Reifflinger Kalken bekannt geworden (D. GESSNER, 1963).

100 m über der Liegendgrenze der Reifflinger Kalke zeigt sich ein 40 m mächtiges Mergelpaket, das dezimetergebankte, graue und ziemlich harte Mergel mit ebenso dicken, grauen Mergelschieferzwischenlagen beinhaltet. Der Durchgang dieser „Maierneckmergel“ ist auf Grund ihrer leichteren Verwitterung in Form einer Gehängeverflachung erkenntlich.

Die Fossilien, die knapp hangend dieser Mergel, etwa 500 m W des Maierneckgipfels (K. 1764), in 1650 m SH gefunden werden konnten, verweisen auf ein oberanisches Alter: *Ceratites* cf. *planus* ART., *Ptychites* sp., *Koninckites* sp., sowie *Orthoceras dubium* HAUER, *Flexoptychites* aff. *flexuosus*, *Natica stanensis* PICHL. (det. R. SIEBER)⁵⁾.

Die etwa 400 m mächtigen, steil gestellten und stark gefalteten Gutensteiner Kalke lassen am S-Hang des Maierneck eine Gliederung in die hydaspiischen Wurstelkalke, die tiefer pelsonischen Kugelkalke und in die wahrscheinlich höher pelsonischen kalk- und biogenreicheren, kalzitdurchaderten Gutensteiner Kalke (Biomikrite und -sparite) zu.

⁵⁾ Die drei letztgenannten Formen wurden bei gemeinsamer Begehung von Herrn Bezirksförster L. SCHÜSSLER, St. Gallen, aufgesammelt. Die Vergleichbarkeit der Maierneckmergel mit den mergeligen Schichten in den Reifflinger Kalken des Rahnbauerkogels bei Groß Reifling zeigt neben anderen Fazieseigenschaften der Maierneckserie die Möglichkeit auf, die Maierneck-Halbantiklinale über das Zinödl mit der Stiftsberg-Halbantiklinale zu verbinden (vgl. B. PLÖCHINGER, 1963, A 39—A 40 und P. STEINER, 1965, S. 283.)

Die Wurstelkalke sind nur wenige 10 m und die Kugelkalke etwa 150 m mächtig. Beide Ausbildungen sind außerordentlich charakteristisch. Die dünnbankigen Kugelkalke weisen millimeter- bis zentimetergroße, konzentrisch-schalige, kieselige Ooide auf, die sich häufig zu einer Lage vereinen und dementsprechend als Kügelchen oder bandförmig auswitern.

Das tiefste, invers liegende Schichtglied der Maierreckserie, die Werfener Quarzite und die bunten Werfener Tonschiefer, sind auf kurze Erstreckung an den Almhütten der Admonter Höhe spurenweise vorzufinden. Sie unterstützen die Vorstellung, daß hier die Windischgarstener Störung und somit auch die daran geknüpften tiefbajuvarischen Fenster der Achse der durch N-Schub zersetzten Maierreckantiklinale folgen. Zieht man die an der Weyerer Struktur bis zur Teufelskirche bei St. Gallen gegen S herabgebogene, gegen W aufgeschuppte Frankenfeser Decke und die Verbreitung der Werfener Schichten N des Zinödl mit in Betracht, so kann man annehmen, daß das Reichraminger—Lunzer Deckensystem in geringer Tiefe auf der tektonischen Unterlage schwimmt. Die steile Schichtstellung, die sowohl das Tiefbajuvarikum an der Teufelskirche und an der Windischgarstener Störung, als auch der dazwischen liegende Anteil der Reichraminger Decke aufweisen, läßt jedoch keine genaue Angabe über den Tiefgang zu.

Das tiefbajuvarische Cenoman ist wenige 100 m NW der Profilinie, an der Funklalm, in Form steil NNW-fallender, braungrauer, dünnschichtiger Mergel vertreten. Im Schlämmrückstand der Probe He 16 enthalten sie häufig *Dendrophryen* und selten *Trochamminoiden* (det. R. OBERHAUSER). Bei Außerachtlassung der Unterbrechungen im Bereich des Laussatales und an der Admonter Höhe ist das Cenoman auf 7½ km, von der Kamperthalalm bis zum Großen Billbachtal, zu verfolgen. Die Bedeutung der Windischgarstener Störung kommt hier in besonderer Weise zum Ausdruck.

Dunkelgraue Mergelschiefer mit dezimetermächtigen, pflanzenhäckselreichen Sandsteinlagen, wie sie im Graben W Gasthof Eisenzieher auftreten, führen in der Probe He 27 mehrere *Globotruncanen*arten vom *appenninica*-Typ (det. R. OBERHAUSER) und gehören somit ebenso in das Cenoman. Wie an der Kamperthalalm (Profil 2), so wird auch hier die Zugehörigkeit zum Tiefbajuvarikum durch die begleitenden dunklen Gaultschiefer bestätigt. Sie sind am rot markierten Weg zur Admonter Höhe, in 676 m SH, an der Basis eines wahrscheinlich ebenso tiefbajuvarischen Plassenkalkblockes, aufgeschlossen. Ihre in der Probe He 47 reiche Kalkschalerfauna mit *Conorotalites aptiensis* (BETTENSTAEDT), *Globigerina* ex gr. *infracretacea* (GLAESSNER), Gavelinellen und Gyroidinen (det. R. OBERHAUSER) ist für das Tiefbajuvarikum kennzeichnend. Auch zwei kleine brachiopodenführende Liasfleckenmergelpartien und ein Jurahornsteinkalkvorkommen W Gasthof Eisenzieher dürften tiefbajuvarisch sein.

Über dem Cenoman des Ternberger—Frankenfeser Deckensystems liegen W der Admonter Höhe in großer Verbreitung, E davon in geringerer Verbreitung, bis etwa 400 m mächtige, wahrscheinlich obersenone Ablagerungen: graue, glimmerreiche, flyschähnliche Mübsandsteine mit Mergelzwischenlagen. Der Pflanzenhäckselgehalt der Sandsteine läßt gelegentlich eine feine Sedimentationsschichtung erkennen. In besonderer Weise fallen die in den Sandsteinen auftretenden Grobkonglomerat-

linsen auf. Unter den gut gerundeten, oft über metergroßen Komponenten des Konglomerates finden sich zahlreiche Exotika, wie Quarzporphyr, Gneis, Glimmerschiefer und Quarz. Wahrscheinlich entstammt auch der von O. AMPFERER auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Admont—Hieflau, verzeichnete Gabbro diesem Konglomerat; er wurde als über kopfgroßes Geröll an der angegebenen Stelle wieder gefunden.

Gegen das Hangende gehen die konglomeratreichen, zur Gosau gestellten Ablagerungen in quarzreiche Sandsteine, Feinkonglomerate und geröllführende Sandsteine mit sehr sandigen, grauen Mergelzwischenlagen über. Nach dem von G. WOLETZ untersuchten Schwermineralinhalt können sie am ehesten als höhere Gosau bezeichnet werden.

Am Steig, der von der Jagdhütte der Admonter Höhe (1280 m) zur Funklalm (1059 m) führt, wurde in 1210 m SH, zwischen dem tiefbajuvarischen Cenoman und den genannten Gosauablagerungen eine 50 m lange Scholle aus einem hellbraunen Biolutit mit Intraklasten gefunden. Im Dünnschliff ersichtliche Ophthalmiiden und Nodosariiden lassen nach R. OBERHAUSER keine Alterseinstufung zu, machen aber tieferes Mesozoikum wahrscheinlicher als Oberkreide. Das Gestein weist neben zahlreichen Crinoidenstielgliedern bis zu zentimetergroße Gerölle aus hellbraunem Kalkschlamm und aus rosa Quarzen auf. Diese zweifellos mit dem Cenoman zum Tiefbajuvarikum gehörende Scholle mag einen Anhaltspunkt dafür geben, daß die vorhin genannten, mächtigen Gosauablagerungen einer gesonderten Schuppe angehören und dem Cenoman nicht etwa transgressiv aufrufen. Sie werden nicht zu den Fenstergesteinen gezählt (siehe Abb. 3 und Tafel II). Andererseits wäre ihre fazielle Abweichung von der pelagischen Laussatafazies besser zu erklären, könnte man sie zur Fensterserie stellen. Während das zusammenhängende, unter das Lunzer—Reichraminger Deckensystem einfallende Ternberger—Frankenfelder Deckensystem unseres Kalkalpenabschnittes wahrscheinlich wegen seiner Hochlage zur Zeit der Sedimentation keine Gosauablagerungen aufweist (G. ROSENBERG, 1960, S. 99), könnte ein fensterartig auftauchender, südlicher gelegener Anteil dieses tiefbajuvarischen Deckensystems vielleicht doch eine solche besitzen.

Ein paläontologischer Beleg für die exotikareichen Gosauablagerungen der Admonter Höhe fehlt bisher, doch dürfte ihr das durch Megafossilien belegte kleine Gosauvorkommen im Seitengraben des Schindelgrabens, SE des Erbsattels, äquivalent sein. Konglomerate, die dort kohlehäckselreiche Sandsteine und Mergel begleiten, führen die gleichen exotischen Gerölle. Gemäß ihrer Lagerung zwischen den Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge und dem Hauptdolomit der Lunzer Decke haben sie die gleiche Position wie die Gosauablagerungen der Admonter Höhe.

Die mächtigen, mit anisichen Gesteinen verschuppten Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone der Gesäuseberge zeigen sich in unserem Profil den Gosauablagerungen aufgeschoben. Zu ihnen gehören graugrüne bis rote Quarzite, bunte Werfener Tonschiefer und Giphhaselgebirge. Letzteres wird im Bereich der Kote 1085 durch Lösungspingen angezeigt. Gegen die Admonter Höhe reduziert sich die Mächtigkeit der Nordrandschuppenzone weitgehend und es rücken ihre Werfener Schichten, Rauh-

wacken und Gutensteiner Kalke nahe an die äquivalenten Gesteine der Maierreckserie heran.

Die S der Menkalm, zwischen den Werfener Schichten und dem Dachsteinkalk der Rauchmauer eingekeilte paleozäne Sandstein-Konglomeratscholle gibt einen trefflichen Beweis dafür, daß die Stirnbildung der Haller Mauern postpaleozän erfolgt ist. In ihrem Gefolge kam es zu der bei Profil 2 beschriebenen Deckschollenbildung und zur Abspaltung einer Dachsteinkalk-Liaskalk-Rippe an der Köhler Mauer.

Der östlichste Aufschluß sicher tiefbajuvarischer Gesteine befindet sich am SW-Fuß des Zinödl, E der N—S verlaufenden Störung im Großen Billbachtal. Es zeigt sich hier eine steil NNE-fallende, 300 m lange, aus massigen, bunten und crinoidenreichen Malmkalken und aus dünnbankigen, roten, knollig-flaserigen Malmkalken aufgebaute Schuppe. Die massigen Kalke gleichen jenen der Teufelskirche. Auch die S davon gelegene, aus Hauptdolomit, hellgrünlichgrauem Liasmergel, buntem Liasknollenkalk und grauem Jurahornsteinkalk aufgebaute, E—W streichende Schuppe dürfte tiefbajuvarisch sein.

Höhere Gosau liegt wahrscheinlich in den fossilieren, bunten bis grauen Mergelschiefern vor, die SW der Jagdhütte am Schwarzsattel 40° gegen 172° unter eine kleine Hauptdolomitscholle einfallen. Diese Scholle stellt einen von der Zinödl E-Seite, also vom Dach der Lunzer Decke, abgesprengten Teil dar.

Profil 4: Zinödl—Schwarzsattel—Looskögel

Dieses durch die Looskögel gelegte N—S-Profil erfaßt den östlichen Ausstrich der geradlinig gegen WNW—ESE verlaufenden, wahrscheinlich mit einer Deckenüberschiebungsfläche zusammenfallenden Windischgarstener Störung. In steil S-fallender Stellung zeigen sich an ihr die Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone auf die in die Nord-Südrichtung verdrehten mitteltriadischen Gesteine des Zinödl geschoben. Die Fortsetzung der zur Lunzer Decke gehörenden Maierock-Antiklinale ist am Zinödl im Zuge der Herausbildung der Weyerer Bögen in Schollen zerlegt und quergestellt worden. Die im Uhrzeigersinn verdrehte Zinödl-Halbantiklinale liegt mit ihrer steil E-fallenden Serie auf den Werfener Schichten des St. Gallener Beckens und findet in der etwa 1 km gegen N verworfenen, SE-streichenden Stiftsberg-Antiklinale ihre Fortsetzung (vergl. E. STEINER, 1965, Tafel 11).

Eine kleine, im Haselgebirge der Nordrandschuppe gelegene Hauptdolomitscholle, die vom N—S-streichenden Hauptdolomit der Zinödl-E-Seite abzuleiten ist, wird am Schwarzsattel von etwa 5 m mächtigen, S-fallenden Gosau mergeln überlagert. Diese aber fallen steil unter die E—W-streichenden, aus Gutensteiner Kalk, Gutensteiner Dolomit und Wettersteinkalk aufgebauten Schuppen der Nordrandschuppenzone ein. Trotz der Verschuppung dieser Zone läßt sich in diesem Profil von der Windischgarstener Störung gegen S die Platznahme zunehmend höherer Schichtglieder und somit eine ursprünglich stratigraphische Abfolge erkennen. Der Gutensteiner Kalk SE Gehöft Wedl, SSE Eisenzieher, wird von einem etwa 100 m mächtigen, steil S-fallenden dünnbankigen Gutensteiner Dolomit überlagert. Am Kien-

graben geht er in 750 m SH in einen mächtigen Wettersteindolomit über, der auch den flach liegenden Sockel des Kleinen Buchstein bildet. Die genannten mitteltriadischen Schichtglieder der Nordrand-schuppenzone sind hier mit den mitteltriadischen Gesteinen der Gesäuseberge stratigraphisch verbunden.

Über den gegen die Windischgarstener Störung in zunehmendem Maße verschuppten mitteltriadischen Gesteinen liegt die 2-4 km lange, schmale Schubmasse der Looskogel, die aus Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Crinoidenkalk, Liasfleckenmergeln, bunten, z. T. hornstein-führenden Jurakalken und etwas Aptychenmergel aufgebaut wird.

Zwischen dem Dachsteinkalk der südlicher gelegenen Scholle der Kote 1302 und der Dachsteinkalkscholle der Kote 1444 tritt Wettersteindolomit zutage. Entgegen der Auffassung O. AMPFERERS (1931) besitzt die erst-genannte Scholle keine inverse, sondern eine aufrechte Schichtfolge, und zwar Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Liascrinoidenkalk und Lias-fleckenmergel. Auch das Auftreten von Werfener Schichten an der N-Seite des Kiengrabens kann nicht bestätigt werden; lediglich tektonische Rauhwacken und Breccien wurden hier an der Überschiebungsfläche der Looskogel-Schubmasse beobachtet. Am Jagdsteig W des Looskogel N-Gipfels (K. 1444) sind es graue Kalk- und Dolomitrauhwacken. Während die Deck-scholle an der W-Seite bis etwa 800 m SH talwärts reicht, bleibt sie an der E-Seite auf die Kammlinie beschränkt (vergl. O. AMPFERER, 1931, S. 245).

Der undeutlich gebankte, helle, bunt durchaderte oder gelegentlich auch rot gefärbte Dachsteinkalk ist nur den höchsten, rhätischen Dachstein-kalkpartien des Kleinen Buchstein vergleichbar. Man darf annehmen, daß die Schubmasse des Looskogels ähnlich jener des Raucher Schober und des Schafkogel dem Stirnbereich der Gesäusebergemasse entstammt. Ihr Vormarsch ist, wie an einer kleinen Gosaukonglomerat-Einschaltung am N-Rand der Looskogel N-Scholle ersichtlich, erst in nachgosauischer Zeit zum Stillstand gekommen. Lagerung und basale tektonische Rauhwacken und Breccien lassen annehmen, daß zur Zeit der Überschiebung bereits ein sehr ausgeprägtes Relief des Untergrundes vorlag.

E des Schwarzsattels ist an den Rauchschuppen die hier rund 500 m breite Zone der Nordrandschuppen der Gesäuseberge von einer Querstellung betroffen. Zwischen den fast N—S streichenden Gesteinspartien aus Werfener Schichten, Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Kalk und Dolomit sind Lunzer Schiefer eingeschuppt. Gegen den Kaswassergraben, welcher zwischen dem Grasteneck und dem Bärenkogel eingeschnitten ist, verschmälert sich die Zone der Nordrandschuppen. Neben Schollen aus Gutensteiner Kalk und Dolomit, sowie aus Wettersteinkalk sind in 850 m SH dem gipsreichem Haselgebirge eine mehrere tausend Kubikmeter große Magnesit-Dolomit-Scholle (vergl. O. AMPFERER, 1935, S. 54, H. LEITMEIER & W. SIEGL, 1954, O. FRIEDRICH, 1959) und in etwa 950 m SH eine nur metergroße Ankeritscholle eingeschaltet.⁶⁾

⁶⁾ Die sedimentäre Schichtung der Magnesit-Dolomit-Scholle und die Dolomitbänder im Gipshaselgebirge könnten eine Beziehung zur salinaren Sedimentation aufzeigen. Dr. I. LESKO, Dr. S. PREY und Dr. A. RUTNER haben den Verfasser bei gemeinsamen Exkursionen darauf aufmerksam gemacht. Altersmäßig dürfte die Magnesit-Dolomit-scholle nun doch, entsprechend der Auffassung O. AMPFERERS, in das tiefe Anis gehören.

E des Tamischbachgrabens sind zwischen den Werfener Schichten der Nordrandschuppen und den karnischen Schiefern am N-Fuß des Tamischbachturmes auf weitere Erstreckung Gosausedimente eingeschaltet, welche den nachgosauischen N-Schub der Gesäuseberge längs ihrer karnischen Ablagerungen bestätigen und die postgosauisch bewegte Schubmasse des Looskogels verständlich machen.

Siegmond PREY und Benno PLÖCHINGER: **Allgemeine Charakteristik der Windischgarstener Störungszone mit ihren tektonischen Fenstern**

Der auffallend gerade Verlauf der Windischgarstener Störung und die Tatsache, daß sie die Reichraminger Decke schräg durchschneidet, kennzeichnet sie als zumindest relativ junges Element in diesem Kalkalpenabschnitt.

Wenn man versucht, diese Störung als Wirkung von Kräften zu sehen, die die Tektonik der Kalkalpen beherrschen, so kommen in erster Linie die Einengungsrichtungen in Betracht. Im Abschnitt, in dem die Störung verläuft, ist durch die vorherrschende WNW-Richtung im Streichen des Tirolischen Bogens, in der Tangente der Nordränder von Haller Mauern, Warscheneck und Totem Gebirge, im Verlauf der Hallstätter Zone zwischen Mitterndorf und dem Wolfgangsee, durch gleichlaufende Richtungen in der Gegend von Abtenau und sogar in gewissen Knicken des Kalkalpen-Südrandes eine hauptsächlich in SSW—NNE-Richtung wirkende Einengung deutlich zu erkennen. Das ändert sich im Westteil des Tirolischen Bogens, wo die Einengungsrichtung SSE—NNW liegt.

Im Gegensatz dazu ist von den Weyerer Bögen gegen Osten im Verlauf der Strukturen eine generell in SSE—NNW-Richtung wirkende Einengung ausgeprägt.

Die gegeneinanderwirkenden Schubrichtungen vermögen die Weyerer Bögen als eine im Kampf um den Platz entstandene Struktur zu erklären. Dieselben Kräfte können auch zum Aufreißen der Windischgarstener Störungszone geführt haben, wobei auch Zerrungsvorgänge durch Voraus-eilen der nördlicheren Scholle zeitweise möglich sind. Ferner kann die Kräfteverteilung auch zu Längsverschiebungen geführt haben, die jedoch nicht stark gewesen sein dürften, weil die nördlichere Scholle ein Widerlager gegen die Querbewegungen der Weyerer Bögen gebildet haben muß und nicht ausgewichen ist.

Weiters sind Schwächezonen vorhanden, die das Aufreißen begünstigt haben. Dazu gehört die Deckengrenze zwischen der Nordrandschuppenzone bzw. der Einheit von Gesäusebergen, Haller Mauern und Warscheneck, und der Reichraminger Decke, an der auch Gosauschichten gelegen sind. Dabei ist es ziemlich wahrscheinlich, daß wir uns hier auch in unmittelbarer Nähe des Südendes der Reichraminger Decke befinden. Auch das WNW-Streichen in der Reichraminger Decke könnte die Richtung und das Aufreißen der Störung begünstigt haben. Sie endet offen am Kalkalpenrand in der Gegend von Gröna und Scharnstein (S. PREY, 1953).

Bei der Nordwanderung der großen Schubmasse der Kalkalpen dürften die Richtungen der Kräfte, sowie die Kerbwirkung von Schwächezonen

und günstig gelegenen Strukturen die Bildung dieser die ganze Kalkalpendecke durchreißenden Störung verursacht haben. Vergleichbar einer Schubraupe könnte die Kluft an mehreren Stellen Späne des unterlagernden Teppichs von Tiefbajuvarikum, ?Unterostalpin und Flysch abgeschürft und hochgepreßt haben. Beim Anstau und Stillstand der ganzen Gleitmasse schließlich ist dann der Südrand noch ein wenig auf den Störungstreifen aufgeschoben worden, wodurch Schuppen erzeugt und in die Störung eingeschlichtet wurden.

Bei St. Gallen bündelt sich das SW-Ende der geradlinig verlaufenden Windischgarstener Störung mit den gegen W konvexen Weyerer Bögen. Offenbar liegt hier der Angelpunkt einer Drehbewegung entgegen dem Uhrzeigersinn vor, der den WNW-vergenten Überschiebungsbau der Weyerer Struktur geschaffen hat. Man kann annehmen, daß nach dem Aufreißen der Windischgarstener Störung, das gleichzeitig mit der Anlage der Weyerer Bögen längs vorgezeichneter Linien erfolgte, eine NNE-gerichtete Gegenbewegung zur steilen Aufpressung bzw. Aufschuppung der Fenstergesteine führte.

Der 60 km langen Störungszone der „Windischgarstener Störung“ ist die 10 km lange, fast in gleicher Richtung verlaufende Störungszone der „Wolfgangseestörung“ (B. PLÖCHINGER, 1964) gegenüberzustellen (siehe Abb. 4). Ähnlich wie die Struktur der Weyerer Bögen N der Windischgarstener Störung, so zeigt sich auch N der Wolfgangseestörung eine Bogenstruktur mit NW-vergenter Bewegungstendenz. Die Bogenstruktur der Weyerer Bögen setzt mit dem SE-Ende der Windischgarstener Störung ein, die Bogenstruktur an der Wolfgangseestörung erst nahe dem NW-Ausstrich, W des Wolfgangsees. Vielleicht könnte man aber auch die Querstörung des Trauntales NE Ischl bis zum Traunstein mit einer bis nach Ischl reichenden Wolfgangseestörung in Beziehung bringen.

Sowohl an der Windischgarstener Störung als auch an der Wolfgangseestörung treten Fenster des Flysches und des Tiefbajuvarikums, am Wolfgangseefenster zusätzlich Fenster der Klippen-Buntmergelserie auf. Da wie dort lassen die Fenstergesteine einen jugendlichen en block — Vorschub der Kalkalpen über die Gesteine des Vorlandes annehmen.

Sowohl die Windischgarstener Störung als auch die Wolfgangseestörung werden teilweise von Gosauablagerungen begleitet. Wie sich die tiefbajuvarischen Schichtglieder am Fenster der Kamperthalalpe W St. Gallen mit den Gosauablagerungen aus dem Dach der Ternberger Decke verschuppt zeigen, so sind auch Gesteine des Wolfgangseefensters mit den Gosauablagerungen aus dem Dach des N der Störung gelegenen Schafberg-Tirolikums verschuppt. Das läßt da wie dort an eine bereits vorgosauisch herausgebildete Erosionsstruktur denken, die als Schwächezone den Verlauf der jugendlich herausgebildeten Störungen vorgezeichnet hat. An der Windischgarstener Störung liegen die dafür sprechenden Hinweise zwischen Windischgarsten und Schwarzsattel, wo sie der Überschiebungslinie einer höheren Einheit folgt.

Weil die Windischgarstener Störung W Windischgarsten das Verbreitungsgebiet der Reichraminger Decke quert, erscheint es nicht erforderlich, in diesem Abschnitt eine weite Überschiebung des Störungs-S-Flügels

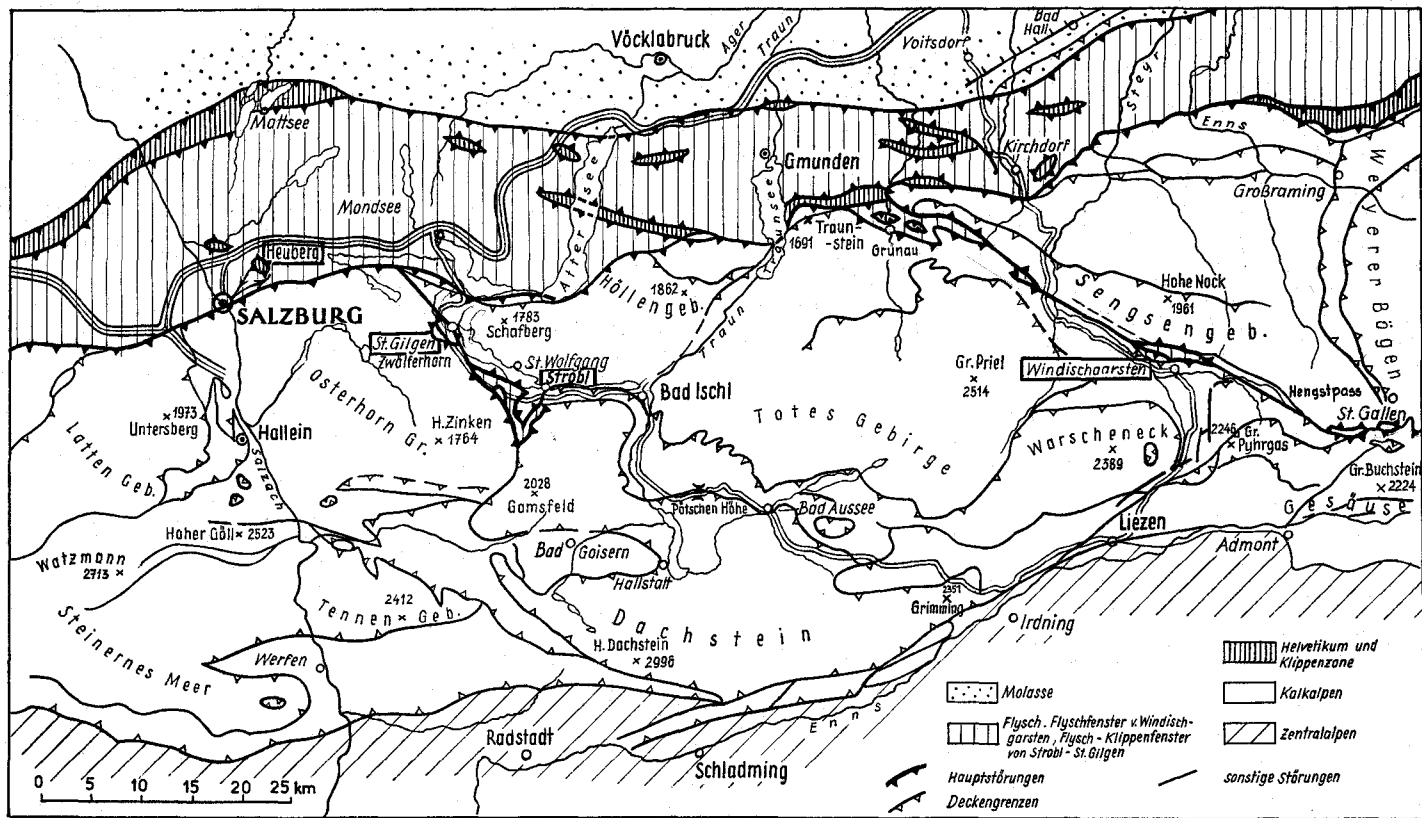


Abb. 4

anzunehmen. Anders an der Wolfgangseestörung, wo man den Fazies-gegensatz zwischen dem Osterhorn-Tirolikum S der Störung und dem Schafberg-Tirolikum N der Störung nur durch einen kilometerweiten NNE-Schub des Störungs-S-Flügels erklären kann. Nur E von Windischgarsten, wo die Windischgarstener Störung mit der Überschiebungslinie einer höheren Einheit zusammenfällt, könnte man mit einer größeren Aufschiebungsweite des Störungs-S-Flügels rechnen. Notwendig ist dies aber deshalb nicht, weil das Auftreten der Frankenfelder Decke an der Weyerer Struktur zusammen mit den perlenschnurartig an der Windischgarstener Störung aufgereihten Fenstern des Ternberg-Frankenfelder Deckensystems nur einen relativ geringen Tiefgang des Lunzer—Reichraminger Deckensystems ableiten lassen und weil auch nach der Situation an der Admonter Höhe die Fenstergesteine dem Achsenbereich der durch den Nordschub der höheren Einheit zerscherten Maierack-Antiklinale entstammen könnten.

Siegmond PREY: Erläuternde Bemerkungen zum Übersichtsprofil Steyr—Windischgarsten

Das Profil beginnt im Norden mit der Molasse. Die Subalpine Molasse wurde nach E. BRAUMÜLLER (1959) eingezeichnet. Die Tertiärbasis wurde gemittelt aus dem Wert der Bohrung Bad Hall 1 (E. BRAUMÜLLER, 1959) und Seitenstetten 1 (F. BRIX & G. GÖTZINGER, 1964). Der Tiefgang der südlich anschließenden Flyschzone wurde nach dem Ergebnis der Bohrung Kürnborg 1 abgeschätzt.

Für den kalkalpinen Teil wurde die geologische Karte Blatt Weyer, 1 : 75.000 und im Süden Blatt Admont-Hieflau verwendet, bei Windischgarsten aber eigene Aufnahmen. Die Deckengliederung in der Reichraminger und der Stauffen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum) erfolgte nach E. SPENGLER (1951). Der Tiefgang der kalkalpinen Decken kann nur annähernd geschätzt werden, genauere Anhaltspunkte fehlen vorläufig. Vielleicht hilft später die Geophysik weiter. Der sie unterlagernde Teppich aus Flysch und Helvetikum ist wahrscheinlich heftigst verschuppt und zerrissen, wurde aber zur Veranschaulichung des Zusammenhanges als einheitlicher Streifen gezeichnet.

Ob sich die Reichraminger Decke im Zuge der Profilinie südlich des Fensters mit seinen tiefbajuvarischen oder vielleicht sogar z. T. unterostalpinen Schollen noch fortsetzt, ist völlig ungewiß. Es ist möglich, wenn man, wie der Autor meint, den Tamberg noch zur Reichraminger Decke stellt. Immerhin aber hat es einige Wahrscheinlichkeit für sich, anzunehmen, daß die Reichraminger Decke unter der Überschiebung der Einheit der Gesäuseberge, Haller Mauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges sehr bald endet. Wäre das Profil weiter westlich zu zeichnen, dann müßte man die Windischgarstener Störungszone als steilstehende bruchartige Störung innerhalb der Reichraminger bzw. Stauffen-Höllengebirgsdecke eintragen.

Im Profilteil südlich des Fensters ist — wie es der Meinung der beiden Autoren entspricht — die Masse der Werfener Schichten, Haselgebirge und Gutensteiner Kalke als Sockel der Einheit der Haller Mauern gezeichnet, auf dem allerdings im Salinarniveau die Kalkmassen relativ nach Norden

verschoben sind. Im Imitzberg ist die Serie des Sockels noch erhalten. Der Südfall der Haller Mauern müßte noch genauer untersucht werden. Nach Anzeichen ist eine dem Werfen—St. Martiner Schuppenland analoge südvergente Verschuppung angedeutet. Schließlich ist eine der Störungen im Ennstalbereich, an denen z. B. die Tertiärvorkommen eingesenkt sind, angedeutet. Höchstwahrscheinlich sind auch die südlich gelegenen Gipsvorkommen der Gegend von Admont an solchen Störungen eingeklemmt.

Zu dem im Profil nicht erfaßten Gebiet der Windischgarstener Störung östlich vom Hengstpaß bemerkt B. PLÖCHINGER noch folgendes:

Im Bereich zwischen Hengstpaß und Schloß Kassegg fände man keine Flyschfenster mehr und außerdem wären die gegen Süden einswenkenden Weyerer Bögen für ein Übersichtsprofil sehr unvorteilhaft.

Der Südteil eines östlich des Hengstpasses verlaufenden Nord-Süd-Profiles würde eine weit nach Norden, an die Störung heranreichende Masse der Haller Mauern und eine von ihr weitgehend verdeckte Nordrandschuppenzone zeigen. Zwischen der Nordrandschuppenzone und dem im Norden steilgestellten bis überkippten Nordflügel der Maierack-Halbantiklinale fände man die steil aufgepreßten tiefbajuvarischen Fenstergesteine, ferner die den Werfener Schichten der Nordrandschuppenzone postpaleozän aufgeschobene, aus dem Stirnbereich der Haller Mauern stammende Deckscholle des Raucher Schober (Profile 1—3, Tafel II).

Verschiedene Überlegungen führen zur Annahme, daß auch im östlicheren Gebiet der Tiefgang der Reichraminger Decke etwa in der Größenordnung liegen dürfte, wie sie im Übersichtsprofil zum Ausdruck kommt.

Literatur

AMPFERER, O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont-Hiefiau. — Jb. Geol. B. A., 76, Wien 1926.

AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. — Jb. Geol. B. A., 81, Wien 1931.

AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — Geol. B. A., Wien 1935.

BRANDAUER, H.: Die „Schubmasse“ im Raume von St. Gallen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955.

BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdöl-Zeitschr., H. 5, Wien—Hamburg 1959.

BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — Sitz-Ber. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1936.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. — Erdöl-Zeitschr. H. 2, Wien—Hamburg 1964.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. — „Radex-Rundschau“, H. 1, 1959, S. 393—420.

GESSNER, D.: Neue Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling. — Kurzfassg. Vortr. Jahresvers. Pal. Ges., Wien 1963.

GEYER, G.: Über den Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. — Verh. Geol. R. A., Wien 1913.

JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf (97) und Blatt Liezen (98). — Verh. Geol. B. A., Wien 1966.

HAHN, F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, Wien 1913.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 88, Wien 1912.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — Verl. Borntraeger, Berlin 1933.

KOLLMANN, H. A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams. — Jb. Geol. B. A., 107, Wien 1964.

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

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalphendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzg.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 171, Wien 1962.

KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.

LEITMEIER, H. & SIEGL, W.: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrand der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. — Bg. u. -hm. Mtsh. 99, 1954, S. 201—235.

PETTJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. — Second edition, Harper & Brothers, New York 1957.

PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 107, Wien 1964, S. 11—69.

PLÖCHINGER, B.: Aufnahmsberichte 1962 bis 1967. — Verh. Geol. B. A., Wien 1963 bis 1968.

PLÖCHINGER, B. & WIESENEDER, H.: Ein Biotitandesit-Tuffit im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, OÖ. — Verh. Geol. B. A., H. 1—2, Wien 1965.

PREY, S.: Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt Kirchdorf. — Verh. Geol. B. A., Wien 1950/51.

PREY, S.: Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B. A., Wien 1961—1967.

PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). — Jb. Geol. B. A., 96, Wien 1953.

PREY, S.: Flyschfenster von Windischgarsten. In: ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Exkursion III/2, Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges., 57/1, Wien 1964.

PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B. A., Wien 1959.

ROSENBERG, G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1957.

ROSENBERG, G.: Die „Teufelskirche“ bei St. Gallen (Steiermark). — Verh. Geol. B. A., H. 1, Wien 1958.

ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B. A., H. 1, Wien 1960.

ROSENBERG, G.: Die zweite Pechgraben-Enge bei Weyer (OÖ.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1964.

RUTTNER, A.: Querschnitte im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. — Jb. Geol. B. A., 93, Wien 1948.

RUTTNER, A.: Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyerer Bögen). — Tschermaks min. u. petr. Mitt., 4, H. 1—4, Wien 1964.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Wien 1955.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — In: Geologie von Österreich (SCHAFER, F. X.), Deuticke, Wien 1951.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Tl.: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, H. 2, Wien 1959.

STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14.—15., 1963—1964, Wien 1965.

TURNER, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzg.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 160, Wien 1952.

TURNER, A.: Die Stauffen-Höllengebirgs-Decke (Eine kritische Betrachtung). — Z. Deutsch. Geol. Ges. 1953, 105, 1. Tl., Hannover 1954.

TURNER, A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 84, Graz 1954.

TURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. Deutsch. geol. Ges., 113, Hannover 1962.

TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 1963, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil, Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges., 59, Wien 1967.

TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges., Wien 14, 1921, Wien 1922.

TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — F. E. Suess-Festschr., Geol. Ges. Wien, 29, 1936, Wien 1937.

Geologische Karten:

AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont-Hieflau. — Geol. B. A., Wien, 1933.

AMPFERER, O.: Geologische Karte der Gesäuseberge 1 : 25.000. — Geol. B. A., Wien 1935.

GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer. — Geol. R. A., Wien 1912.

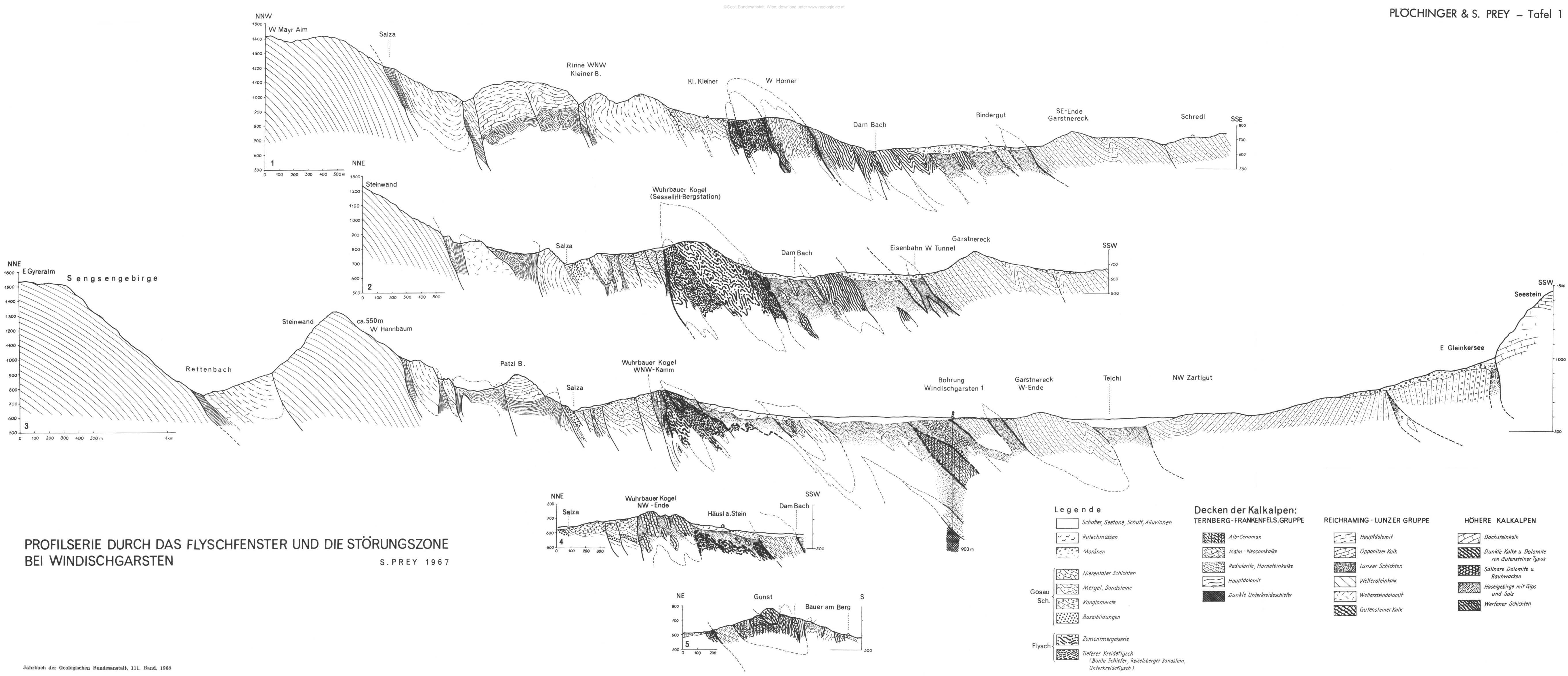
GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Liezen. — Geol. R. A., Wien 1918. Mit Erläuterungen.

Anmerkung zu Seite 184:

*) Die Störung im Tal von Rosenau ist erwiesen durch die neu entdeckten Schollen von Juragesteinen (u. a. Hierlatzkalk) im untersten Teil des Nordhanges des Imitzberges, südlich Rosenau. Im Süden grenzen sie an Reichenhaller Schichten, während sie im Norden, jenseits des etwa 200 m breiten Tales von Rosenau, durch mächtige Gutensteiner Dolomite und Kalke von der eigentlichen Fensterstörung getrennt werden. Das Salinar im Tal kann allerdings nur vermutet werden. Die Stelle liegt auf Abb. 2 nahe dem Ostrand des Kärtebens, südlich von Straße und Bach etwa an der strichlierten Linie.

**) Berichtigung zu Seite 178 und 185:

Auf Abb. 1 ist die schmale, zirka 5 km NNE — NE Warscheneck bzw. W Gleinkersee eingezeichnete Vorzone irrtümlich mit der Signatur für die Nordrandschuppenzone versehen worden. Richtig wäre die waagrechte Schraffur der Warscheneckgruppe.

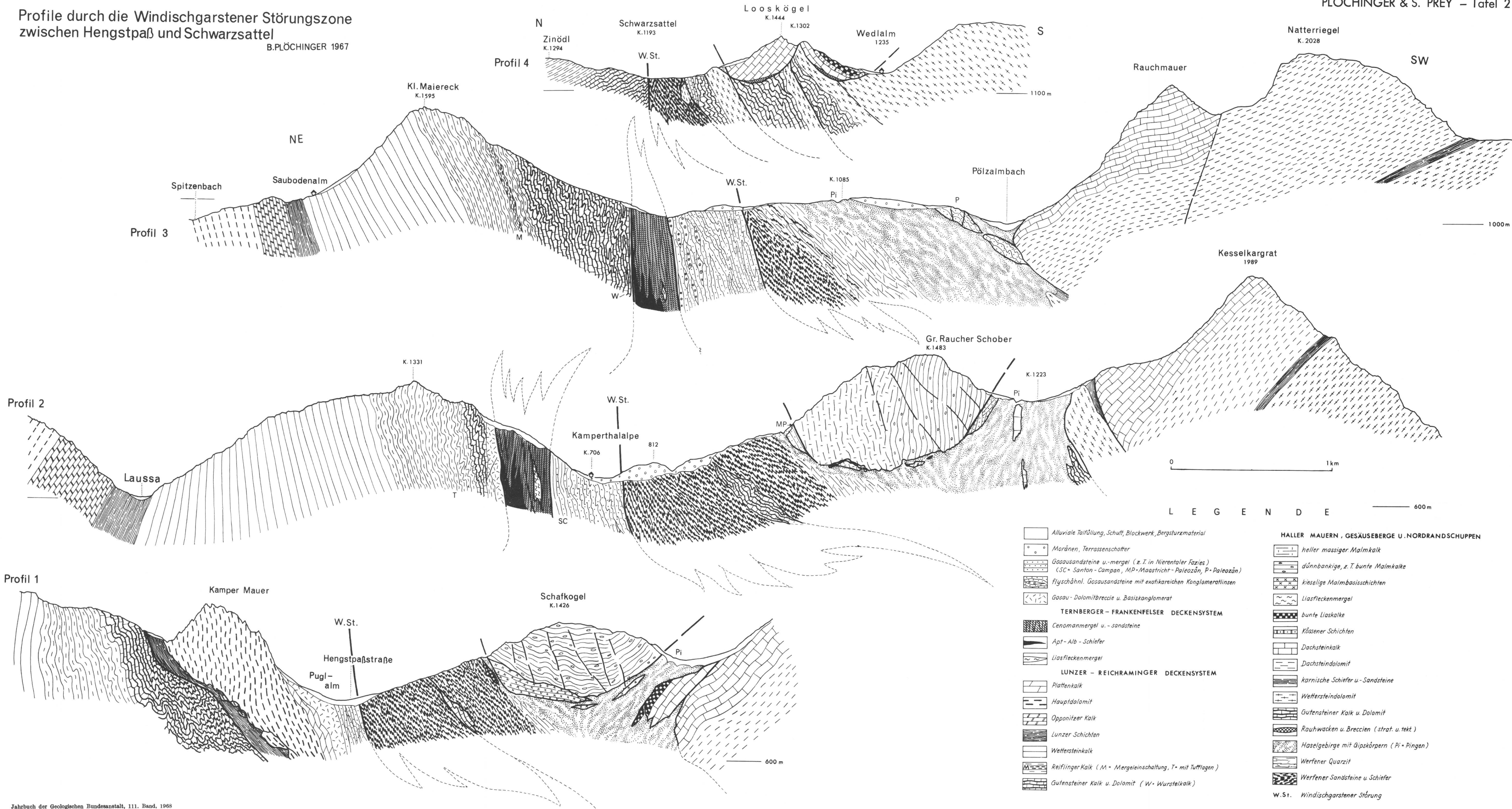


PROFILSERIE DURCH DAS FLYSCHFENSTER UND DIE STÖRUNGSZONE
BEI WINDISCHGARSTEN

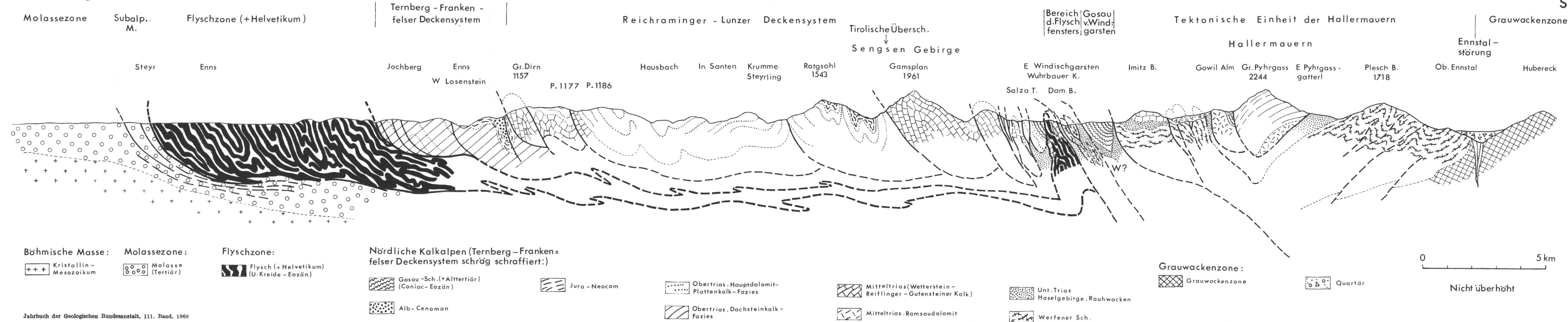
S. PREY 1967

Profile durch die Windischgarstener Störungszone
zwischen Hengstpaß und Schwarzsattel

B.PLÖCHINGER 1967



N Geologisches Übersichtsprofil durch die Kalkalpen zwischen Steyr, Windischgarsten und westlich Admont. S.Preyl 1967



	Haller Mauern und ihr nördliches Vorland	Warscheneckgruppe und ihr nördliches Vorland	Reichraminger Decke am Tamberg	Reichraminger Decke	Ternberger-Frankenfelder Deckengruppe Serie 1 am Gunst Serie 2 am Gunst		Tiefbajuvaricum oder Unterostalpin	Flyschfenster
Alttertiär				Graue Mergel				
Maastricht- Campan				Nierentaler Schichten				
Santon- Coniac	Einzelvorkommen verschiedener Jurakalke	Gosauschichten der Mulde Spital a.P. - Windischgarsten - Vorderstoder (Sandige Mergel, Sandsteinbänke, Sandsteinkomplexe mit Por- phyrgeröllen, örtlich Actæonellen-, Rudistenkalke, Spuren von Kohle), Basale Konglomerate u. Breccien)		Helle Globotruncanen-Mergel				Zementmergel-
				Sandige Gosauergel. Dolo- mitsandsteine u. -Kongl.				serie
Turon- Cenoman- Alb				Wenig Kongl., Rudistenkalke				Bunte
					"Cenomanschiefer"	"Cenomanschiefer"		Schiefer mit
					Selten sand. Mergel m. Rotaliporen und Orbitolinen			Linzen von
					Alb-Schiefer			Reiselsberger Sandst.
Neocom								Gaultflysch
					Weiß und rötliche	Weiß und rötliche	Echinodermenbreccien und -Sandsteine (Tristelsch.?)	
Malm		Plassenkalk		Hellgraue bis gelbliche	Aptychenkalke	Aptychenkalke	Helle, etwas Hornstein	
		Oberalmerschichten mit Einsch. v. Tressensteinkalk		Kalke, hellrote crinoiden- führende Kalke?		Roter Hornstein- plattenkalk	führende merg. Plattenkalke	
Dogger		Radiolarite und			Rote, örtlich crinoiden- führende Kalke	Radiolarit	mit Einschaltungen v. Sand- steinen u. Breccien mit exo- tischem Material.	
		Kieselschichten			Vilser Kalk			
Lias					Klauskalk			
		Liasfleckenmergel			Liasfleckenmergel	Fleckenmergel ?		
		Hierlatzkalk						
Rhät	Dachstein-	Dachstein-				Kössener Schichten ?		
Nor	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	Hauptdolomit (hier sonst nichts auf- geschlossen)	Hauptdolomit		Hauptdolomit mit Mergellagen		
Karn	Cardita-Band	Cardita-Band		Opponitzer Kalk Lunzer Schichten				
Ladin	Ramsau- dolomit (z.T. Kalke, Bosruck)	Ramsau- dolomit		Wettersteinkalk (örtlich auch Dolomit) Reifflinger				
Anis	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten		Kalk Gutensteiner Kalk				
Skyth	Haselgebirge mit Rauhwacken, Kalke u. Dolomiten Werfener Schichten	Haselgebirge mit Rauhwacken, Kalke u. Dolomiten Werfener Schichten						
Perm	Prebichlkonglomerat	Prebichlkonglomerat						

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1968

Band/Volume: [111](#)

Autor(en)/Author(s): Plöchinger Benno Karl Johann, Prey Siegmund

Artikel/Article: [Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten - St. Gallen 175-211](#)