

Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal

Von **Heinz Maurer** *)

Mit 4 Tafeln

1. INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Inhaltsverzeichnis	137
2. Zusammenfassung	138
3. Einleitung	139
4. Historischer Überblick	140
5. Das Helvetikum	140
5.1. Die Innentektonik des Helvetikums	140
5.2. Stratigraphie	141
5.21. Allgemeines	141
5.22. Coniac — Santon	143
5.23. Campan I	143
5.24. Campan II	143
5.25. Campan III	144
5.26. Maastricht I	144
5.27. Maastricht II	144
5.28. Maastricht III	144
5.29. Alttertiär	145
5.210. Zusammenfassung	145
6. Die Flyschzone	145
6.1. Die Innentektonik der Flyschzone	145
6.2. Die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum	146
6.3. Stratigraphie	146
6.31. Allgemeines	146
6.32. Neokom	147
6.33. Gault	148
6.34. Serie mit Reiselsberger Sandstein	148
6.35. Obere Bunte Mergel	149
6.36. Zementmergelserie	149
6.37. Oberste Bunte Mergel	150
6.38. Mürbsandsteinführende Serie	151
6.39. Zusammenfassung	153
7. Das „Randcenoman“	153
7.1. Die tektonische Stellung des Randcenomans	153
7.2. Allgemeines	154
7.3. Der Gesteinsbestand	155
7.4. Stratigraphie	155
7.41. Neokom	155
7.42. Gault	155

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Heinz Maurer, Geolog. Institut der Univ. Bern, Sahlistraße 6, CH-3012 Bern.

7.43. Cenoman	156
7.44. Turon	157
7.45. Zusammenfassung	157
8. Die Kalkalpen	158
8.1. Die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch	158
8.2. Allgemeines	158
9. Quartär	160
9.1. Das Flyschgebiet	160
9.2. Die Traun-Ennsplatte und das Kremstal	160
9.3. Das Steyrtal	161
10. Das Rinerbergbachprofil	162
11. Konkordanzen und Diskordanzen der tektonischen Richtungen	163
12. Basische Eruptiva an tektonischen Flächen	164
13. Erdölspur am Rande des Helvetikumfensters vom Tiefenbach	164
14. Literaturverzeichnis	166

2. ZUSAMMENFASSUNG

In dem bearbeiteten Gebiet wurden vier tektonische Einheiten der Alpen unterschieden: Das Helvetikum, die Flyschzone, das „Randcenoman“ und die Nördlichen Kalkalpen.

Das Helvetikum wird, hauptsächlich durch eine Globotruncanenfauna, in verschiedene Zonen gegliedert. Folgende Biozonen des Senons werden ausgeschieden: Coniac-Santon, Campan I, II, III und Maastricht I, II, III. Im Hangenden des Maastrichts sind noch Reste von Alttertiär durch Truncorotalien und Globigerinen nachgewiesen.

Die klastischen Bildungen der Flyschzone werden durch die lithologische Differenzierung der einzelnen Schichtglieder eingestuft. Stellenweise bieten das gehäufte Vorkommen agglutinierender Foraminiferen und Untersuchungen auf Nannoplankton, Hinweise auf das Alter. Die Serie beginnt im Neokom und reicht bis in das Alttertiär.

In dem am N-Rand der Kalkalpen auftretenden „Randcenoman“ ist durch mikropaläontologische Untersuchungen Neokom bis Turon belegt.

Die Darstellung des Kartenteiles der Nördlichen Kalkalpen wurde im wesentlichen aus der Dissertation von F. BAUER (1953) übernommen, zum Teil aber auch durch eigene Begehungen ergänzt.

Die im Aufnahmegebiet sehr zahlreich vorhandenen quartären Ablagerungen wurden, vom genetischen Standpunkt aus betrachtet, in drei verschiedene Räume unterteilt und näher beschrieben.

2. SUMMARY

In the mapped area, four alpine tectonic units are distinguished: the Helvetic, the Flysch zone, the „Randcenoman“, and the Nördliche Kalkalpen (Northern Calcareous Alps).

The Helvetic (Senonian and Maestrichtian) is subdivided into different zones by means of *Globotruncanæ*. Above the top of the Maestrichtian, Paleogene is proven by remains of *Truncorotalia* and *Globigerina*.

The clastic layers of the Flysch zone are mainly distinguished by litho-

logical studies. Sometimes, the occurrence of numerous arenaceous foraminifera and nannofossils gives indications of the age.

The „Randcenoman“ lying on the N edge of the Calcareous Alps is determined by micropaleontological examinations as being Neocomian to Turonian.

The adjoining sections of the Calcareous Alps are presented mainly after F. BAUER (1953), partly completed with additional observations.

The Quaternary deposits are shown from a genetic point of view. They are divided into three sections, and described.

3. EINLEITUNG

Vorliegende Arbeit stellt eine gekürzte Fassung der im Jahre 1968 am Geologischen Institut der Universität Wien approbierten Dissertation dar.

Im Westen und Osten des Arbeitsgebietes bilden die Täler der Krems und der Steyr eine natürliche Grenze. Auch der N-Rand der Nördlichen Kalkalpen unterscheidet sich deutlich von der flacheren Hügellandschaft der Flyschzone, bildet also eine deutlich sichtbare, morphologische Grenze. Nur die Nordgrenze, das heißt die Flysch-Molassegrenze, verläuft, von kümmerlichen Aufschlüssen abgesehen, etwa 2 km nördlich der topographischen N-Grenze der Alpen unter einer mehrere Zehner von Metern mächtiger Quartärbedeckung. Ihre Festlegung erfolgte fast zur Gänze auf Grund der künstlichen Aufschlüsse in Schußbohrungen der Rohöl-Gewinnungs A.G.

Als topographische Unterlage dienten die Kartenblätter Kirchdorf an der Krems (Blatt 68) sowie Bad Hall (Blatt 50) im Maßstab 1 : 50.000. Die Kartierung wurde jedoch im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführt.

Für die Anregung zu dieser interessanten Arbeit gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. E. CLAR.

Herrn Dr. E. BRAUMÜLLER sowie Herrn Dr. S. PREY bin ich für wertvolle Ratschläge und regen Meinungsaustausch sehr verbunden. Darüber hinaus seien ihnen für ihre wertvolle Hilfe anlässlich zweier Exkursionen im Gelände, die viel zum Gelingen der Arbeit beitrugen, gedankt. Herr Dr. E. BRAUMÜLLER stellte mir in uneigennütziger Weise einen Teil seiner unveröffentlichten Aufnahmen des Kartenblattes Bad Hall zur Verfügung und las auch das Manuskript kritisch durch.

Zahlreichen weiteren Fachgenossen und Kollegen danke ich aufrichtigst für Rat und Hilfe: Herr Dr. H. HECKEL führte mich in die Methodik der Nannofloren ein und bestimmte einige Proben; Herr Prof. Dr. R. JANOSCHEK (Rohöl Gewinnungs AG) überließ mir zahlreiche Proben von seismischen Schußbohrungen, samt dem dazugehörigen Lageplan, zur Bearbeitung, wodurch besonders im Bereich der quartärverhüllten Nordgrenze der Flyschzone sehr interessante neue Ergebnisse erzielt werden konnten, Herr Dir. Dr. K. KOLLMANN begutachtete drei ostrakodenführende Proben; Frau Dr. Dipl.-Ing. I. KÜPPER führte mich in die Mikropaläotologie ein;

Herr Dr. M. E. SCHMID bestimmte einige Proben aus dem Helvetikum und aus dem Randcenomen, und Herr Dr. I. THUM bearbeitete einige Dünnschliffe. Meinen Studien- und Zimmerkameraden Dr. W. GRÜN, Dr. G. LAUER, Dr. W. SCHNABEL und Dr. M. STURM danke ich für manche lehrreiche Diskussion und rege Zusammenarbeit und Herrn P. KAMINEK (Wien) für die hervorragenden Reinzeichnungen der beiliegenden Tafeln.

Mein größter Dank gebührt jedoch meinen Eltern, die mir viel Verständnis und Geduld für mein Studium entgegenbrachten.

4. HISTORISCHER ÜBERBLICK

In den Jahren 1907—1909 wurde von O. ABEL die gesamte Flyschzone, inklusive Helvetikum einheitlich als „Kreideflysch“ auf der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 (Blatt Kirchdorf) ausgeschieden. Die am S-Rande der Flyschzone vorkommenden Konglomerate wurden als „Grundkonglomerate“ des Flysches vermerkt, in der irrigen Meinung, der Flysch transgrediere über den Kalkalpen.

Richtunggebend war jedoch die Arbeit von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940), die eine erste moderne Darstellung des Außenrandes der Kalkalpen, zwischen Bergen (Oberbayern) und der Enns (Oberdonau) gaben. Dabei wurde die in Bayern gebräuchliche Flyschgliederung auf Österreich übertragen. Das Helvetikum wurde als eigene, nördlich des Flysches beheimatete, tektonische Einheit erkannt. Alle Vorkommen von Helvetikum wurden als fensterartiges Auftauchen unter dem Flysch gedeutet. Die „Grundkonglomerate“ am S-Rand des Flysches wurden als „Randcenoman“ angesprochen und zu den Kalkalpen gestellt.

Gegen die Fensternatur des Helvetikums stellte sich E. KRAUS (1944). Er vertrat die Meinung, daß es sich um ein mehrfaches Übergreifen der „Nierentaler Schichten“ (so wurden die bunten helvetischen Mergel von D. STUR [1891] bezeichnet) aus dem helvetischen in den ultrahelvetischen Sedimentationsraum handelt. Eine ähnliche Meinung ist schon früher von J. TERCIER (1936) vertreten worden.

Die noch heute gültige Flysch- und Helvetikumstratigraphie gab S. PREY (1951). Auch er ist der Ansicht, daß das Helvetikum vom Flysch überfahren wurde und bestätigt somit die von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) vertretene Meinung.

R. NOTH (1948—1952) beschrieb in mehreren Aufnahmeberichten einige geologische Details aus dem unmittelbaren Arbeitsgebiet. Von demselben Autor erschien 1951 eine umfassende Arbeit mit mikropaläontologischen Untersuchungen, speziell über das Nußbacher Helvetikum.

5. DAS HELVETIKUM

5.1. Die Innentektonik des Helvetikums:

Schon bei der Aufnahme helvetischer Bachgräben stößt man auf erhebliche Schwierigkeiten. Es ist nämlich auf Grund lithologischer Merkmale

nicht möglich, definitive Altersangaben zu machen. Der stark gestörte Zustand der Gesteinsserien zeigt sich schon dadurch, daß eine häufige Verschieferung unter Ausscheidung von Kalzit, sowie eine Verschleifung und Ausdünnung der einzelnen Schichthorizonte zu beobachten ist. Um den Schuppencharakter jedoch eindeutig zu erkennen, bedarf es eines dicht gelegten Probennetzes.

So zeigt das Helvetikum im Oberlauf des Riemerbergbaches eine mehr oder weniger steil gestellte Schichtfolge vom Coniac bis in das Maastricht. Die Schichten des Campans sind jedoch verschuppt, und zwar zwischen dem Campan II und III.

Eine weitere Verschuppung des Helvetikums ließ sich im Hosschlagerbach feststellen, wo die Mergel des Maastricht I mit dem Campan II in Wechsellagerung stehen. Einen schönen Kontakt bilden hier die mit dem Flysch parallel streichenden Mergel des Maastricht I mit den Kalksandsteinen des Flysches, der E-W streicht und nach S einfällt.

Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse ist es sehr selten möglich, zusammenhängende Profile zu finden. Die oft im Meterbereich verschuppten Serien können nur durch eine genaue Bachaufnahme erkannt werden. So erfahren wohl einzelne Fundpunkte ihre stratigraphische Zuordnung, eine wirklich flächenhafte Auflösung der Innentektonik ist jedoch nicht möglich.

Es verbleibt somit hinsichtlich der Innentektonik des Helvetikums die Feststellung, daß dasselbe allem Anschein nach bei der Überschiebung durch die Flyschzone intensiv gefaltet und schließlich verschuppt worden ist, eine Beobachtung, die auch in den benachbarten Gebieten gemacht worden ist (S. PREY, 1950; W. JANOSCHEK, 1964).

5.2. Stratigraphie:

5.2.1. Allgemeines:

Die als „Helvetikum“ bezeichnete nördlichste, bzw. äußerste tektonische Einheit der Alpen stellt, wenn man von der Molassezeit absieht, das letzte Stadium in der Geschichte der alpinen Geosynklinale dar. Im Norden ist das Helvetikum mit einer Überschiebung, deren Reichweite mehrere Zehner von Kilometern beträgt, auf die Molasse aufgeschoben. Im Süden grenzt das Helvetikum mit tektonischem Kontakt an die als Flyschzone bezeichnete, nächst innere tektonische Einheit der Alpen.

Im Zuge der jüngsten tektonischen Entwicklung der Alpen wurden die Sedimente des Helvetikums, wie zahlreiche tektonische Fenster beweisen, fast zur Gänze von der Flyschzone über eine Distanz von mehreren Zehnern von Kilometern übershoben.

Das im Raume von Oberösterreich vorkommende Helvetikum nimmt nach S. PREY (1957, S. 317) eine Übergangsstellung zwischen dem „Schweizer“ Helvetikum, welches bis in die Gegend von Salzburg nachgewiesen ist, und der im Raume von Niederösterreich vorkommenden „Buntmergel-

serie“ (S. PREY, 1952a, S. 42, 43) ein. Dieses „Helvetikum“ in Oberösterreich läßt sich mit den ultrahelvetischen Gesteinen der „Liebensteiner Decke“ (A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOME, 1939, S. 341 ff.) im Allgäu parallelisieren. Die Buntmergelserie wäre nach S. PREY (1953, S. 339 ff.) eine südöstliche Randfazies des Ultrahelvetikums.

Im Untersuchungsgebiet konnten vier im Kern von Flyschantiklinalen liegende Helvetikumszüge festgestellt werden:

1. Das Helvetikum SE Kirchdorf/Krems: Das südlichste Helvetikum beginnt in SW-Richtung entlang des Oberlaufes des Rinerbergbaches — hier erreicht es seine größte Mächtigkeit — und teilt sich ca. 100 m SW des Ratschenwirtes. Der eine Ast behält seine Richtung bei. Beim Gasthaus Groileithen befindet sich dann der letzte Aufschluß von helvetischen Mergeln. Der andere Ast streicht W bis NW und taucht dann ca. 300 m SE Seebach unter die Flyschoberkreide. Die Teilung des Helvetikums selbst liegt in einer großen Rutschzone. Der Wechsel im Streichen bildet die bekannte Scharung der Kalkalpen bei Micheldorf ab.

2. Das Helvetikum im Tiefenbach W Obergrünburg: Das neu entdeckte Helvetikum im Tiefenbach, W Obergrünburg, streicht in NE — SW Richtung und erreicht seine größte Breite nahe der Sohle des Baches. Interessant ist die Tatsache, daß es nur am linken Bachufer des Tiefenbaches zu finden ist. Rechts des Baches steht Flyschoberkreide an. Dies führt dazu, hier eine sehr wahrscheinliche Querstörung zu vermuten*).

3. Das Helvetikum von Nußbach: Ein ausgedehntes, ca. 10 km langes, EW streichendes, isoklinales Fenster helvetischer Oberkreide wurde im Raume von Nußbach festgestellt. Im Osten findet man es im Hosschlagerbach, SW Untergrünburg, gut aufgeschlossen; weiter im W ist es in den Seitenbächen des Sulzbaches aufgeschlossen. Der westlichste Aufschluß konnte in der Nähe des Nußbacher Postamtes festgestellt werden. Aus einer Wasserbohrung in der Ziegelei bei der Haltestelle Nußbach der Kremstalbahn (westlich des letztgenannten Aufschlusses gelegen) wurde in Proben aus 115 m Tiefe von R. NOTH helvetische Oberkreide bestimmt. Eine Fortsetzung des Helvetikums nach Westen lieferte die seismische Schußbohrung — SP 1128 — der Rohöl-Gewinnungs AG.

4. Das Helvetikum am N-Rand der Flyschzone SE Bad Hall: Ein bisher unbekannter Helvetikumszug befindet sich an der Grenze von Flysch und Molasse, SE Bad Hall, der jedoch wegen der mächtigen Quartärbedeckung nur auf Grund der seismischen Schußbohrungen erkannt werden konnte. Er zeigt einen mehr oder weniger E-W Verlauf. Der östliche Probenpunkt (10192) liegt 400 m N Oberwallern, der zweite (9586) S Wimberg und der westlichste (10220) E Kote 404, an der Straße von Waldneukirchen nach Bad Hall.

*) Bezüglich der am Rand des Helvetikumfensters vom Tiefenbach in den Gaultquarziten entdeckten Erdölspur sei auf Kapitel 13 hingewiesen.

Das Helvetikum läßt sich vom Flysch durch sehr charakteristische Merkmale unterscheiden: 1. Es baut sich aus einer Serie bunter, grünlich-grauer, roter und grauer Mergel auf. Der Farbenwechsel ist zum Teil sedimentär, das heißt, er ist innerhalb ein und derselben Schicht zu beobachten, zum Teil ist er aber sicher auch tektonisch wie der enge Wechsel stratigraphisch einwandfrei datierbarer Mikrofaunen beweist. 2. Innerhalb des Helvetikums fehlen grobklastische Sedimente sowie die für den Flysch charakteristischen „Marken“. 3. Petrographisch läßt sich das Helvetikum des untersuchten Raumes nicht gliedern. Durch mikropaläontologische Untersuchungen kann zwar der stratigraphische Umfang der Mergelerie des Helvetikum festgestellt werden. Eine kartenmäßige Darstellung der einzelnen Stufen ist jedoch nicht möglich. Die vielfach abrupten Änderungen der stratigraphischen Zugehörigkeit räumlich eng benachbarter Proben beweisen eine sehr weitgehende tektonische Verschiebung. Eine Zusammenstellung über die Verbreitung der wichtigsten Foraminiferen aus dem Helvetikum ist auf Tafel 3 ersichtlich.

5,22. Coniac-Santon:

Die Serie beginnt mit dem Coniac-Santon. Der Gesteinsbestand besteht aus rotvioletten bis bräunlichroten zum Teil verschieferten Mergeln, welche teilweise gebankt sind sowie eine starke Kalzitführung aufweisen. Die Aufschlüsse selbst sind sehr schlecht und wenig zahlreich vorhanden.

5,23. Campan I:

Die verschiedenen Zonen des Campans, sowie des Maastrichts, wurden auf Grund leitender Globotruncanen aufgestellt und basieren zum Teil auf der von H. KOLLMANN (1963) vorgenommenen stratigraphischen Einteilung.

Die Mergel des Campan I sind von roter bis rötlichvioletter Farbe. Grüne oder gefleckte Mergel sind nur im Nußbacher Helvetikum aufgeschlossen.

Die Fauna des Campan I ist durch das gemeinsame Vorkommen von *Globotruncana lapparenti coronata* (BROTZEN) und der erstmals auftretenden *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) charakterisiert. *Globotruncana thalmanni* GANDOLFI ist im Profil ebenfalls vorhanden und stellt nach D. HERM (1962, S 91) eine ausgezeichnete Leitform für Untercampan bis Unteres Obercampan dar. Erstmals treten *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Globotruncana fornicata* PLUMMER auf. Die Exemplare sind jedoch sehr klein und zum Teil untypisch.

5,24. Campan II:

Grünlichgraue bis grauweiße sandige Mergel mit dunklen dendritischen Schatten. Untergeordnet kommen auch braunrote Mergel vor.

Charakteristisch für das Campan II (Ober-Campan) ist das Erstauftreten von *Globotruncana fornicata — caliciformis*. Sie ist eine Übergangsform von *Globotruncana fornicata* PLUMMER zu *Globotruncana contusa*

CUSHMAN. Ebenfalls erstmalig tritt die von D. HERM (1965) beschriebene *Globotruncana lapparenti obliqua* auf, die bis in das Untermaastricht reicht und mit dem Erstauftreten von *Globotruncana mayaroensis* (BOLLI) erlischt. Faunenbeherrschend sind jedoch *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana fornicata* PLUMMER und *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ.

5,25. Campan III:

Das Campan III (oberes Obercampan) besteht aus weißlichgrauen, sandigen Mergeln.

Außer der für das Campan II typischen Fauna tritt *Globotruncana calcarata* CUSHMAN auf, eine Form, die für das obere Obercampan leitend ist.

5,26. Maastricht I:

Das Maastricht I (Untermaastricht) ist lithologisch genauso ausgebildet wie das Campan II. Es sind graue bis grünlichgraue, sandige Mergel mit dendritischen Schatten.

Die Zone ist vom Erstauftreten von *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) bis zum Einsetzen von *Globotruncana mayaroensis* BOLLI charakterisiert. An neuen Formen treten noch *Globotruncana gagnebini* TILÉV, *Globotruncana falsostuarti* SIGAL auf. Unter der Familie der Heteroheliciden ist *Pseudotextularia varians* RZEHAK bereits mit einigen Exemplaren vertreten. Nur mehr selten ist *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN vorhanden.

5,27. Maastricht II:

Lithologisch zeigt das Maastricht II (Oberes U. Maastricht — Unteres O. Maastricht) die gleiche Beschaffenheit wie das Maastricht I.

Charakteristisch für diese Zone ist das erstmalige Auftreten von *Globotruncana mayaroensis* BOLLI. *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) tritt in optimaler Entwicklung auf. Typisch ist ein stark gehäuftes Vorkommen der *Globotruncana stuarti* Gruppe, *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Pseudotextularia varians* RZEHAK.

5,28. Maastricht III:

Das Maastricht III (Obermaastricht) ist nur in 2 Proben nachgewiesen worden, wobei jede der Proben in ihrer Lithologie verschieden ist. Die Probe PH 4, aus dem Nußbacher Helvetikumszug stammend, besteht aus hellen, graugrünlischen, sandigen Mergeln (vgl. W. JANOSCHEK, 1964, S. 185). Die zweite Probe — P 153, SW Ratschenwirt — besteht aus dunkelgrauen Mergeln, wie sie kennzeichnend für das Obermaastricht in den Helvetikumsanteilen in Oberösterreich und Salzburg von verschiedenen Autoren (s. S. PREY 1950; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1958) beschrieben worden sind.

Die Fauna beider Proben zeigt neben dem geringen Vorkommen von *Globotruncana mayaroensis* BOLLI einen überwiegenden Anteil an Sand-

schalern. Der hohe Prozentsatz von Sandschalern dürfte wohl durch ein Absinken der Wassertemperatur entstanden sein. Dadurch kann auch das sporadische Vorkommen wärmeliebender Globotruncanen erklärt werden (vgl. H. KOLLMANN 1962).

5,29. Alttertiär:

Geringe Vorkommen von Alttertiär konnten im Bachbett (Höhe 600 m) SW des Ratschenwirtes, sowie in der seismischen Schußbohrung 400 m N Oberwallern (10192) festgestellt werden. Es ist in Form von dunkelgrauen, verruschetten, weichen, etwas sandigen Mergeln entwickelt. Hin und wieder findet man schlecht erhaltene Molluskenreste. Dieselben lithologischen Merkmale wurden schon von S. PREY (1950, S. 151), F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958, S. 6) und W. JANOSCHEK (1964, S. 187) beschrieben.

Die Fauna zeigt einen hohen Anteil von benthonischen Formen. An planktonischen Formen ist *Globigerina triloculinoides* PLUMMER und *Globigerina velascoensis* (CUSHMAN) zahlreich vertreten. Eine stratigraphische Einengung erfolgt jedoch durch die Untergattungen von Globorotalien und Acarininen (= Synonym für *Turborotalia*, SUBBOTINA 1953). Sie lassen eine Einstufung vom höheren Paleozän bis in das tiefere Eozän zu (vgl. K. GOHRBANDT 1963; N. N. SUBBOTINA 1953).

5,210. Zusammenfassung:

Durch mikropaläontologische Untersuchungen konnte eine mehr oder weniger geschlossene Serie der höheren Oberkreide festgestellt werden. Einzelne Stufen der Oberkreide sind zum Teil nur sehr selten vertreten, was jedoch auf die starke tektonische Beanspruchung und Verschuppung zurückzuführen sein dürfte. Auffallend spärlich ist im Vergleich zur Kreide das Alttertiär vertreten — nur in zwei Aufschlüssen —, was durch Abtragungsvorgänge zu erklären ist. Über die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder können nur Schätzungen gemacht werden. Sie dürften jeweils einige Zehner von Metern erreichen.

6. DIE FLYSCHZONE

6,1. Die Innentektonik der Flyschzone:

Die Flyschserien, im Ganzen gesehen, zeigen isoklinale Aufbrüche, die aus Falten hervorgegangen sind. Während im nördlichen Abschnitt die Mürbsandsteinführende Serie (E-W bis NE-SW streichend) zum beherrschenden Schichtglied wird und daher eine tektonische Auflösung abgesehen von einer mikrofaunistisch nachgewiesenen Eozänmulde auf eine mehr oder weniger sichere Interpretation der diversen „Marken“ angewiesen ist, zeigt der südliche Abschnitt, wegen der kartierbaren Unterschiede der einzelnen Flyschstufen, einen intensiven Schuppenbau. Im Mittelabschnitt bildet die Zementmergelserie die Kerne zwischen den aus Mürbsandsteinführender Serie bestehenden Mulden. Mit einigen Ausnahmen herrscht ein generelles Streichen in NE-SW Richtung. Öfters konnte jedoch festgestellt

werden, daß die Obersten Bunten Mergel vollkommen isoliert in der Mürbssteinführenden Serie vorkommen. Sie übernehmen somit die Funktion der Zementmergelerde und stellen ihrerseits die Kerne von überkippten Antiklinalen zwischen den Mulden der Mürbsandsteinführenden Serie dar. Eine Besonderheit der isoklinalen Aufbrüche liegt in der Durchscherung der Falten, wodurch die südlichen Schichten auf die nördlichen auffahren. Faltenumbiegungen sind kaum zu beobachten. Etwas häufiger finden sich dachfirstähnliche Knickfalten (z. B. Heindlmühlbach, Tafel 2, Profil 3).

Im S-Teil des Untersuchungsgebietes treten, wegen der aufgepreßten Helvetikumsantiklinale vom Ratschenwirt (SE Kirchdorf/Krems) und wegen der Freilegung dieser Hochzone durch die Erosion, E-W streichende, geschlossene, wenn auch verschuppte Folgen von Neokom bis zur Mürbsandsteinführenden Serie auf. An der S- wie auch an der N-Flanke des erwähnten Helvetikumsaufbruches sind immer die tiefsten Schichten des Flysches (Neokom, bzw. Gault) aufgeschlossen. Nach S folgen verschuppte Serien von Gault, Serie mit Reiselsberger Sandstein, Obere Bunte Mergel und Zementmergelerde. Den Abschluß bildet die Mürbsandsteinführende Serie am Rande der Kalkalpen.

6.2. Die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum:

Im Untersuchungsgebiet konnte im Flysch eine Schichtfolge von Neokom bis in das untere Eozän, im Helvetikum von der tieferen Oberkreide (Coniac) bis in das untere Eozän festgestellt werden. Im Raume von Bad Hall wurden durch Strukturbohrungen im Aquitan Breccien von Flysch und Helvetikumsgesteinen festgestellt (E. BRAUMÜLLER, 1959, S. 125). Dadurch ist ersichtlich, daß zur Zeit des Aquitan Flysch und Helvetikum bereits der Erosion ausgesetzt waren. S. PREY (1957, S. 339—340) nimmt auf Grund des Fehlens von Flysch und Helvetikumsgeröllen im Chatt die Zeitspanne vom obersten Chatt bis zur Basis des Burdigal als Zeit der Hauptbewegung von Flysch und Helvetikum über die Molasse an.

Im Gelände ist vielfach eine deutliche tektonische Begrenzung von Helvetikum und Flysch sichtbar. Schon allein die Tatsache des Nebeneinanderliegens von helvetischen Oberkreidemergeln und von Flyschneokom bzw. Flyschgault (Helvetikum E Kirchdorf, Helvetikum im Tiefenbach) zeigt, daß das Helvetikum vom Flysch überschoben ist. Das Helvetikum von Nußbach hingegen besitzt zur Gänze eine oberkretazische Hülle. Daraus geht hervor, daß bei der Überschiebung die tiefsten Schichten des Flysches stellenweise nicht mehr an die Oberfläche emporgepreßt wurden, bzw. an der Überschiebungsbahn abgesichert worden sind.

6.3. Stratigraphie:

6.31. Allgemeines:

Regional betrachtet lassen sich die Flyschserien lithologisch nur sehr schwer unterscheiden. Im einzelnen besitzen ihre Schichtglieder aber eine starke lithologische Differenzierung. Der überwiegende Anteil der Flysch-

gesteine besteht aus terrigen-klastischen Sedimenten, die Karbonatgesteine treten stark in den Hintergrund.

Durch die außergewöhnliche Armut an Mega- und Mikrofossilien, die auf die Trübung des Wassers im Biotop zurückzuführen ist, ist es sehr schwer, eine Schichtfolge im Flysch aufzustellen. Die im folgenden angewandte Flyschgliederung basiert in erster Linie auf der von S PREY (1950) im Gebiete westlich Kirchdorf an der Krems auskartierten Schichtfolge. Die in der Flyschzone vorkommenden Mikro- und Nannofossilien sind auf Tafel 4 zusammengestellt.

6,32. Neokom :

Im Untersuchungsgebiet ist Neokomflysch einerseits in den Gräben SE Kirchdorf an der Krems, mehr oder weniger verschuppt mit dem Gault, andererseits nördlich der Mündung des Mistelbaches in den Tiefenbach, und zwar am linken Bachufer in Form einer ca. 5 m hohen bewaldeten Klippe am Rande eines Helvetikumsaufbruches vorhanden.

Das auffälligste Gestein ist ein grauer, spätiger Kalksandstein mit einzelnen Kalzitklüften. Seine oberflächliche Verwitterung weist meist einen gelblichen bis gelbbraunen Farbton auf. Weiters findet sich ein dichter Kalkmergel bis Mergelkalk, der durch unterschiedlichen Tongehalt bedingt hellgelb bis dunkelgrau sein kann. Die Zwischenlagen bestehen fast ausschließlich aus weichen, grünen bis dunkelgrauen Tonmergelschiefern.

Neben den lithologischen Merkmalen ergaben sich auch in biofazieller Hinsicht Übereinstimmungen. Die im folgenden beschriebenen Dünnschliffe zeigen verblüffende Ähnlichkeiten der Schliffbeschreibung eines „Miliolidenkalkes“ bei R. HESSE (1966, S. 41) aus den Tristelschichten.

Schliff Nr. 372 SE Neuhaus:

Es fanden sich zahlreiche Milioliden, Lageniden, Rotaliiden und Sandschaler, sowie ein Exemplar von *Coskinoloides* sp., wodurch das Unterkreidealter nachgewiesen werden konnte.

Schliff Nr. 648 im Tiefenbach:

In einer karbonatischen Matrix, die noch keine Anzeichen einer Umkristallisation zeigt, finden sich Geröllchen, bis 0,5 mm Durchmesser. Sie bestehen aus glatten, leicht kantengerundeten, glatt auslöschenden Quarzkörnchen, weiters Karbonatkörner detritärer Herkunft eines dunklen feinschlammigen Kalkes, immer gut gerundet; außerdem findet man, allerdings seltener, ein helles feinspätiges Karbonatgestein im Geröllbestand.

Selten findet man außerdem noch: Feldspäte, ebenfalls detritär, hoch polysynthetisch oder auch einfach verzwilligte Plagioklase, selten gefüllt mit feinem Kalkglimmer, doch im allgemeinen ungetrübt. Weiters Geröllchen eines feinkörnigen Quarzits und Phyllitgeröllchen mit ? toniger Substanz pigmentiert.

Zusammenfassend ergibt sich ein karbonatischer Sandstein bis Feinkonglomerat mit reichlich Fossilgrus und Foraminiferen.

Die Einstufung in das Neokom erfolgt hauptsächlich auf Grund der lithologischen Merkmale, der Faunenvergesellschaftung in den Dünnschliffen sowie des stratigraphischen Verbandes mit dem Gault. Über die Mäch-

tigkeit des Neokoms kann auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse keine Aussage getroffen werden.

6,33. Gault:

Das Gault zeigt die gleiche Ausbildung wie im Bereich der besser bekannten, westlich anschließenden Flyschzone. Es besteht aus einer Folge von schwarzen und grünen Tonschiefern, untergeordnet auch grauen Mergeln, mit Einschaltungen von 10 cm bis zu 1 m mächtigen Bänken aus dunkelgrauen bis schwarzen, rissigen Kalksandsteinen mit gradierter Schichtung und aus den typischen schwarzen bis dunkelgrünen, am Bruche fettglänzenden, graukonitreichen quarzitischen Sandsteinen (= Ölquarzite).

An zwei Stellen (im Tiefenbach nördlich des Helvetikumaufbruchs und im Nebenbach des Rinerbergbaches, östlich Wirtshaus Ratschen) konnten als Einlagerung polymikte Breccien gefunden werden, die als basale Lagen des Gault zu betrachten sind (vgl. G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 334 ff.; S. PREY, 1950, S. 143 ff.).

Eine etwas andere Ausbildung des Gault sind rote Tonschiefer. Diese sind im Verband mit grauen und schwarzen Tonschiefern sowie Glaukonit-sandsteinen in den Quellflüssen des Nebenbaches des Rinerbergbaches (E Ratschenwirt) aufgeschlossen. Altersmäßige Hinweise fanden sich jedoch nicht. S. PREY (1950, S. 143) erwähnt westlich Kirchdorf an der Krems ebensolche Vorkommen.

Aussagen über die Mächtigkeit des Gault können nicht gemacht werden. Die tieferen Schichten liegen bekanntlich im tektonischen Kontakt über dem überschobenen Helvetikum und ummanteln dasselbe vielfach. Es ist daher verständlich, daß es durch diesen Vorgang zu weitgehenden beiderseitigen Amputationen gekommen ist. Daher finden sich auch selten Aufschlüsse mit verhältnismäßig ungestörten, meßbaren Schichtflächen.

6,34. Serie mit Reiselsberger Sandstein:

Die Bezeichnung für diese Serie wurde von W. JANOSCHEK (1964, S. 168) übernommen. Dadurch soll zum Ausdruck gebracht werden, daß ähnliche Verhältnisse auch in meinem Gebiet vorhanden sind.

Die Serie ist nur im S-Teil des Kartierungsgebietes aufgeschlossen. Kennzeichnend sind graue, zum Teil mürbe, glimmer- und pflanzenhäckselführende Sandsteine mit Zwischenlagen von dünnbankigen, rissig verwitterten Kalksandsteinen, sowie grünlichen bis grauen Tonschiefern. Stark wechsellagernde Schichten, von grünen und grauen Tonschiefern und Mergeln mit dünnbankigen Sandsteinen, sind in den Bachgräben NNW Ferringner und SW Neuhaus aufgeschlossen. Hier sind jedoch infolge tektonischer Störungen Verschuppungen zwischen dem Gault und den Oberen Bunten Mergeln zu verzeichnen. Eine Normalschichtfolge vom Liegenden ins Hangende aufzustellen, ist leider wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Aussagen über die primär wahrscheinlich beträchtliche Mächtigkeit der Serie mit Reiselsberger Sandstein können nicht gemacht werden. Sehr wahrscheinlich ist, daß Verzahnungen mit dem Liegenden vorhanden sind.

6,35 Obere Bunte Mergel:

Im Hangenden der Serie mit Reiselsberger Sandstein treten fast immer bunte Mergel auf. Die recht bezeichnenden Schichten bestehen aus einer dünnbankigen Wechsellagerung von ziegelroten, rotvioletten, rotbraunen und olivgrünen bis grüngrauen Mergeln und Schiefnern, wobei jedoch der Anteil von grün und rot stark variiert. Manchmal werden die einzelnen Tonmergel hart, oft sogar kieselig. Zwischen den einzelnen Mergeln treten meistens dünnbankige (bis 20 cm) Kalksandsteinbänkchen auf. Auch dickere Kalksandsteinbänke, bis zu 0,5 m Mächtigkeit, die an der Schichtunterseite Ausgüsse verschiedener Lebensspuren tragen, können beobachtet werden.

Im Gelände lassen sich die bunten Mergel leicht erkennen. Durch ihre Verwitterbarkeit begünstigen sie oberflächliche Rutschungen. An den Abrisstellen tritt dann ein bunt geflammt Teig mit kalzitreichen Brocken sowie rissigen, verwitterten Kalksandsteinen zu Tage.

Die Mikrofaunen der Oberen Bunten Mergel zeigen zum Teil sehr kleinwüchsige Exemplare von Sandschalern. Durch das Vorhandensein von Globotruncanen ist das Oberkreidealter, wahrscheinlich Turon, bewiesen. Die Möglichkeit, daß noch höhere Anteile, eventuell Coniac, vorhanden sind, besteht.

Die Mächtigkeit der Oberen Bunten Mergel, die von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 419) mit maximal 25 m angegeben wird, ist auf jeden Fall zu gering. Sie dürfte zwischen 50 und maximal 100 m liegen.

6,36. Zementmergelserie:

Dieses Schichtglied ist nur im südlichen und mittleren Abschnitt abgeschlossen. In ihrer Gesteinszusammensetzung zeigt diese Serie eine recht eintönige Folge von grauen Mergeln und Kalksandsteinbänken. Selten findet man Einschaltungen von Tonschiefern, hingegen können öfters Lagen harter, dichter Kalkmergel beobachtet werden.

Die gut gebankten Mergel besitzen einen muscheligen Bruch und zeigen alle Schattierungen von Grau, verwittern aber weiß. In manchen Lagen der Mergel treten des öfteren Fucoiden verschiedener Größe sowie Helminthoideen auf.

Die Kalksandsteinbänke sind im frischen Zustand von graublauer Farbe; verwittert sind sie braun, oft weisen sie verschiedene Feinschichtungen („parallel bedding“) auf, die an den angewitterten Querflächen zum Vorschein kommen. An Unterflächenmarken treten vor allem Strömungswülste („flute casts“) und Schleifmarken („groove casts“) hervor. Sie geben somit einen Hinweis, wo sich zur Zeit der Ablagerung „oben“ und „unten“ befand.

Recht brauchbare Aufschlüsse der Zementmergelerde finden sich am Güterweg Windhag (ENE Kote 732) neben der Straße. Hier können sogar einzelne Sedimentationszyklen beobachtet werden.

Innerhalb der an und für sich recht eintönigen Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen in der Zementmergelerde gibt es stratigraphische Unterschiede. So konnten S Wirtshaus Ratschen (Höhe 710 m) im Bachbett eine dünnbankige Folge von Mergeln beobachtet werden (Aufschluß 407). Die Mergel selbst sind gefaltet. Ihre B-Achse streicht S 45° E. Dieses Vorkommen ist wohl mit den von S. PREY (1950) ausgeschiedenen „Dünnbankigen Zementmergelbasisschichten“ identisch.

In den hangensten Teilen der Zementmergelerde herrscht eine enge Wechsellagerung von Mergeln und Kalksandsteinen vor. Recht brauchbare Aufschlüsse finden sich im Rinerbergbach (s. S. 162). Ein wesentliches Merkmal dieser hangensten Partien bildet die Zunahme der Mächtigkeit und Grobkörnigkeit der Sandsteine, die Mergel dagegen werden feinkörniger und dichter. Es vergrößert sich also der Korngrößenunterschied innerhalb eines Sedimentationszyklus. In der Mürbsandsteinführenden Serie ist dieser Unterschied am größten: Breccie-Tonschiefer.

Die Untersuchung der Foraminiferenführung brachte keine nennenswerten Ergebnisse. Primitive Sandschalen (P. 316, 330) herrschen vor. So wäre die auffallende Fossilarmut der Zementmergelerde im negativen Sinne als Merkmal zu charakterisieren. Eine wesentlich bessere Aussage erbrachte das Nannoplankton in P 309 (Güterweg Windhag, N Windhag) mit *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA und *Arkhangelskiella parca* STRADNER. Durch den unterschiedlichen stratigraphischen Umfang dieser 2 Formen muß die Zementmergelerde bis in das Obercampan reichen. Über die stratigraphische Reichweite in das Liegende können keine genauen Angaben gemacht werden. Da die Oberen Bunten Mergel vom Turon bis? Coniac reichen, würde demnach die Zementmergelerde mit dem ? Coniac-Santon beginnen. S PREY (1957) gibt für die Zementmergelerde Santon-Campanalter an; F BETTENSTAEDT (1958) von Mitteluron bis in das Campan.

6,37. Oberste Bunte Mergel:

Im Aufschluß lassen sich die Obersten Bunten Mergel von den Oberen Bunten Mergel nicht unterscheiden. Sie bestehen aus einer dünnbankigen Folge von grüngrauen und braunviolett bis roten Tonmergeln bis Schiefern, mit Zwischenlagen von dünnen, rissigen Kalksandsteinbänken. Selten findet man etwas dickbankigere Einschaltungen von Sandsteinen. Lokal, ca. 300 m westlich Seebach (Aufschluß 297), konnten im Bachbett feinkörnige, verkieselte Sandsteine mit Glimmerplättchen, die in einem Teig von grauem und rotem Mergelschiefer schwimmen, beobachtet werden. Südlich Kote 514 m finden sich im Bachbett (Aufschluß 184), leider schlecht aufgeschlossen, grüne und schwarze Tonschiefer mit Brocken von Glauko-quarziten.

Im Gegensatz zur Zementmergelserie ist die Mikrofossilführung der Obersten Bunten Schiefer eindeutig besser. So wurden E Kote 697, Höhe 560 m (P 190), in roten Tonmergeln, neben primitiven Sandschalern, auch einige sehr gut erhaltene Globotruncanen gefunden, die auf campanes Alter hinweisen. Auch die in derselben Probe bestimmten Nannofloren (s. Tafel 4) beweisen eindeutiges Campan.

Im Gelände lassen sich die Obersten Bunten Mergel recht gut kartieren. Oft findet man nur Spuren von roten und grünen Splitterchen, doch das sumpfige Gelände verrät ihr Vorhandensein. Recht gut verfolgbare Züge sind an den W-Hängen des Grillparz bis ESE Haslach (P 280, 281, 305), sowie der WSW-ENE streichende Zug im Bachbett des Nußbaches bis zur Abzweigung von der Straße Kirchdorf-Nußbach nach Obergrünburg vorhanden.

Die Mächtigkeit der Obersten Mergel ist sehr verschieden; primär dürfte sie sehr gering gewesen sein. Doch dürfte sie gelegentlich durch tektonische Vorgänge stark vergrößert worden sein.

6,38. Mürbsandsteinführende Serie:

Um den in der Literatur gut eingeführten Begriff Mürbsandsteinführende Oberkreide nicht gänzlich fallen zu lassen, wurde dieses Schichtglied als Mürbsandsteinführende Serie bezeichnet. Damit soll zum Ausdruck gebracht werden, daß auch noch höhere Anteile (Paleozän, Eozän) in ihr enthalten sind, die sich jedoch von den Oberkreideanteilen lithologisch nicht trennen lassen. Es beinhaltet somit der Begriff Mürbsandsteinführende Serie, als übergeordneter Begriff, die Mürbsandsteinführende Oberkreide sowie die paläogenen Anteile.

Die Mürbsandsteinführende Serie ist eines der mächtigsten und in der Art der Ausbildung an Vielfalt unübertroffenes Schichtglied der ganzen Flyschserie. Sie baut vor allem den N-Teil des Gebietes auf und wird nur durch einige Züge von Zementmergelserie, Obersten Bunten Mergeln und Helvetikum gegliedert. Es bestehen zwar zur Zementmergelserie gewisse Ähnlichkeiten, doch treten vor allem die mürben, glimmerführenden Sandsteine mit Tonlinsen (von W. JANOSCHEK, 1964 als Tongallensandstein bezeichnet), als ein für die Mürbsandsteinführende Serie leitendes Element hinzu. Ebenfalls sehr charakteristisch ist ein gehäuftes Vorkommen an Lebensspuren und Gefügemerkmalen. Gradierte Schichtung, Fließ- und Strömungsmarken kennzeichnen diese Serie als typischen „Turbidit“.

Im Hangenden der Obersten Bunten Mergel tritt eine Breccie auf (NW Kote 644, Höhe 650 m im Rinerbergbach). Sie zeigt eine grobe Bankung von 30 cm Mächtigkeit. Ihre Bestandteile bestehen fast ausschließlich aus kristallinem Material, hauptsächlich erbsengroße Quarzkörner, ferner Feldspat, Glimmer und chloritisierte Schiefer.

Allmählich aus diesen Breccienlagen hervorgehend, folgen etwas größere dunkelgraue bis graue Sandsteine. Sie zeigen eine Bankung. An den Schichtflächen finden sich zahlreiche Glimmerplättchen, Pflanzenhäck-

sel und Kohlenreste. Im verwitterten Zustand werden diese Sandsteine besonders mürb und zerfallen zu Sand. Dieser „Mürbsandstein“ ist das Leitgestein und gleichzeitig namensgebend für die Mürbsandsteinführende Serie. Ein schöner Aufschluß eines mürben, glimmerreichen, schwarzen bis dunkelgrauen Sandsteines befindet sich im Rinerbergbach, ca. 120 m NW Kote 644.

Eine Abart dieser Sandsteine sind etwas feinkörnige Sandsteine mit dunkelgrauen oder graugrünen, von wenigen Millimetern bis zu 10 cm großen Tonscherben. Es handelt sich dabei um aufgearbeitete Tonmergel bis Tonschiefer, die bei Beginn eines neuen Zyklus rasch einsedimentiert wurden. Vorkommen solcher Tongallensandsteine (Bezeichnung nach W. JANOSCHEK, 1964), finden sich im Mistelbach, W Obergrünberg (Aufschluß 604), im Ellersbach, SE Friedbauer (Aufschluß 311), und WSW Kote 514, Höhe 850 m, auf einem neu angelegten Forstweg (Aufschluß 477).

Ein häufig vorkommendes Schichtglied sind graue, im frischen Zustand graublau, spätig glitzernde, gebankte Kalksandsteine bis Sandkalk. Durch ein gehäuftes Vorkommen von Glaukonit in den feinkörnigen Kalksandsteinen besitzen diese dann eine dunkelgrüne Farbe. Zum Unterschied von den in der Zementmergelserie vorkommenden Kalksandsteinen, besitzen die Kalksandsteine in der Mürbsandsteinführenden Serie ein gröberes Korn. Besonders häufig sind Kalksandsteine in Wechsellagerung mit grauen, harten, sandigen Mergeln. Diese nehmen innerhalb der Mürbsandsteinführenden Serie den größten Anteil ein und können einige Zehner von Metern mächtig werden.

Unter den feinkörnigsten Ablagerungen eines Zyklus kommen einerseits dichte, harte Mergel bis Mergelkalk, andererseits weiche, dunkelgraue bis graubraune Tonmergel bis Tonschiefer vor. Die Mergel sind grau, meist etwas sandiger als jene der Zementmergelserie und leiten oft zu Tonmergeln und Tonschiefern über. Mergelkalk treten stellenweise in einzelnen Bänken auf. Sie sind von gelblichgrauer Farbe, stark zerklüftet und zeigen durch ihren Eisengehalt an den Rißflächen rostfarbige Flecke. Diese in die Literatur als „Ruinenmarmor“ eingegangenen Gesteine konnten NNE Kote 713, in einem Seitenbach des Rinerbergbaches, festgestellt werden (Aufschluß 118).

Idealprofile, wie sie hier geschildert wurden, sind im Arbeitsgebiet nicht vorhanden. Jedoch kann man durch Beobachtungen der einzelnen Bänke in verschiedenen Aufschlüssen die Stellung innerhalb eines Zyklus erkennen. Recht eindrucksvolle Aufschlüsse der Mürbsandsteinführenden Serie fanden sich im Ellersbach, Nußbach und auf der neu angelegten Forststraße, die ESE verlaufend beim Gehöft Habinger Kreuz beginnt und WSW Kote 514 in einem Seitenbach des Heindlmühlbaches endet.

Mikrofaunistische Untersuchungen aus Proben von Mergeln und Tonschiefern zeigten eine deutliche Zunahme der Artenzahl als auch der Individuen. Neben einer reichen Sandschalerfauna (P 240), ist eine spärliche

Planktonfauna vertreten. So konnten SSE Windhag, Höhe 580 m (P 220) aus graugrünen Mergeln einige schlechterhaltene Exemplare von *Globotruncana* gefunden werden.

Die paläogenen Anteile der Mürbsandsteinführenden Serie zeigen größtenteils gewisse Ähnlichkeiten mit jenen der Oberkreide. Der Gesteinsbestand besteht auch hier aus Sandsteinen, Kalksandsteinen, Mergeln und Tonschiefern. Unterschiede sind nur in einer geringeren Bankmächtigkeit und in einer größeren Weichheit der Gesteine vorhanden. Die mürben Sandsteine treten jedoch häufiger auf und zerfallen zu Sand. Charakteristisch sind graubraune Mergel, die beim Schlämmen fast keinen Rückstand ergeben.

War es bisher äußerst schwierig, an Hand von lithologischen Merkmalen und ärmlichen Sandschalerfaunen die paläogenen Anteile des Flysches auszuscheiden, so liefert das Nannoplankton recht eindeutige Hinweise. Im Untersuchungsgebiet konnten an zwei Stellen, S Grillparz, Höhe 500 m, im Bachbett (P 285) und S Adlwang, Höhe 440 m, im Nebenbach des Sulzbaches (P 336), Alttertiär durch Nannofloren nachgewiesen werden. So erbrachte P 285 Hinweise für Dan bis Altpaleozän, P 336 zeigt höheres Cuisien (obere „Lodoensiszone“).

In Oberösterreich wurden bereits von S. PREY (1957) eindeutige Hinweise für das Vorhandensein von Flysch mit jüngerem Alter als Oberkreide (Dan bis ältestes Paleozän) erbracht. Westlich des Attersees konnten von M. STURM 1969 (unveröff. Diss. Geol. Inst. Wien) durch Nannoplanktonuntersuchungen ebenfalls paläogene Anteile festgestellt werden.

6.39. Zusammenfassung:

Im Flysch des Untersuchungsgebietes konnte teils durch mikropaläontologische, teils durch Nannoplanktonuntersuchungen eine Schichtfolge vom Neokom bis in das Alttertiär festgestellt werden. Bei der Serie mit Reiselberger Sandstein wurde jedoch eine Einstufung mit auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung erzielt. Eine prozentuelle Verteilung der Flyschforaminiferen und Nannofloren ist auf Tafel 4 zusammengestellt.

7. DAS „RANDCENOMAN“

7.1. Die tektonische Stellung des Randcenomans:

Die stark verschuppten Sedimente des N-Randes der Kalkalpen waren früher und sind auch noch heute Gegenstand einer Streitfrage hinsichtlich ihrer tektonischen Zuordnung. F. TRAUTH (1921) deutete diese Zone als Teil der Grestener Klippenzone mit einzelnen kalkalpinen Deckschollen. Die von R. NÖTH (1951) aus dem Randcenoman beschriebene Albfauna wurde im Jahre 1948 als ein dem Helvetikum zugehörendes Schichtglied aufgefaßt, später aber, auf Grund von vergleichenden Untersuchungen mit kalkalpinen Unterkreidemergeln, zu den Kalkalpen gestellt.

Nach der Meinung verschiedener Autoren (H. LÖTGER, 1937; H. B. KAL-

LIES, 1961) sprechen die Fundpunkte von Ophikalzit für eine Zuordnung des Randcenomans zur „Arosa-Schuppenzone“ und damit zum Unterostalpin.

Die mehr als kümmerlichen Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet gestatten keine entscheidenden Angaben über die tektonische Stellung dieser Zone im Alpenbau. Die Ähnlichkeit des „Randcenoman“ im engeren Sinne mit dem Cenoman der Frankenalpe Decke macht es doch wahrscheinlich, daß es sich um eine nördliche Schuppe von kalkalpinem Charakter handelt. Das Randcenoman würde somit eine eigene tektonische Schuppe zwischen Kalkalpen und Flysch bilden, die jedoch stratigraphisch wie auch tektonisch zu den Kalkalpen gehört. Zu der gleichen Auffassung bekannte sich auch mehrfach A. TOLLMANN (1963). Daß in dieser Zone allenfalls noch unterostalpine Elemente enthalten sind, ist tektonisch ohne weiteres denkbar. Die schlechten Aufschlüsse im Arbeitsgebiet gestatten aber nie mit Sicherheit eine Unterscheidung zwischen exotischen Geröllen und echten Scherlingen.

7.2. Allgemeines:

Der schwierigste Abschnitt im Untersuchungsgebiet waren wohl jene Gesteine, die unter dem Begriff „Randcenoman“ zusammengefaßt wurden. Es bestehen zwar Analogien mit der von H. LÖTGERS (1937) und F. ABERER (1951) weiter im Osten ausgeschiedenen „Cenomanklippenzone“, jedoch wurden von diesen Autoren mit diesem Namen eine Schichtfolge bezeichnet, die vom Nor (Hauptdolomit) bis in das Cenoman reicht. Die gesamte Schichtfolge konnte jedoch im Untersuchungsgebiet nicht gefunden werden. Es wurde zwar in der Einsattelung zwischen Brauneck und Rinerberg eine Tithon-Neokomklippe mit cenomaner Ummantelung festgestellt, doch ist dieses Vorkommen viel zu klein, um hier den Begriff „Cenomanklippenzone“ anwenden zu können. Westlich des Untersuchungsgebietes wurde von S. PREY (1950) eine vom Flysch scharf zu trennende Serie, nämlich die „Exotikaführende Serie“ aufgestellt. Sie besitzt mit dem „Randcenoman“ sehr viel Gemeinsames, insbesondere was die sie aufbauenden Gesteinsarten betrifft. In Bayern tritt an der Stirn der Allgäudecke ein schmaler Streifen von ca. 200 m Mächtigkeit auf, der von M. RICHTER und Mitarbeitern (1939) als „Cenoman-Randschuppe“, in der neueren Literatur (R. HESSE, 1966) als „Randcenoman“ bezeichnet wird. Auch hier konnten gewisse Analogien erkannt werden.

Regional betrachtet grenzt das „Randcenoman“ im N mit Überschiebungskontakt an die Flyschzone und wird seinerseits im S von der nördlichsten kalkalpinen Einheit, der Ternberger Decke, überschoben.

Zu betonen ist schließlich noch der Umstand, daß die Bezeichnung „Randcenoman“ nicht als stratigraphischer Umfang dieser tektonischen Einheit zu verstehen ist, da dieselbe auch noch stratigraphisch tiefere Schichten (Neokom, Alb) umfaßt, sondern, entsprechend dem Sprachgebrauch, im westlichen Teil der Ostalpen, nach der auffallendsten stratigraphischen Stufe der ganzen Einheit abgeleitet ist.

7.3. Der Gesteinsbestand:

Das Hauptgestein des „Randcenoman“ sind dunkelgraue bis schwarze, oft auch grünliche Ton- bis Mergelschiefer, die sehr flyschähnlich sind. Nach S. PREY (1950, S. 155) sind diese feinsten Ablagerungen keine Mergel, sondern „mehlsandige, schluffige Bildungen, die im trockenen Zustand an der Oberfläche staubig abfärben“. Diese Ausbildung konnte jedoch nur im Rinerbergbach, ca. 250 m vor dem Kalkalpenrand, festgestellt werden. Der überwiegende Anteil sind jedoch echte Ton- bzw. Mergelschiefer.

Auffallend ist das Vorkommen roter Tonschiefer (Rinerbergbach) in der Nähe der Grenze zum Flysch. Dieselben führen keine Kalksandsteinbänke und ihr Verwitterungsmaterial besitzt einen eigentümlichen bleigrauen Farbton (vgl. S. PREY, 1950, S. 155).

Im Verband mit den graugrünen Ton- bzw. Mergelschiefern finden sich verschiedenartige Sandsteine und Konglomerate, deren wechselnde petrographische Ausbildung den starken Wechsel der Sedimentationsbedingungen widerspiegelt. Die Sandsteine zeigen, gegenüber den Flyschsandsteinen, eine weitaus buntere Ausbildung, mit einer Fülle von verschiedenen Einschlüssen (N Landsberg). Daneben kommen auch feinsandige, mürbe, graue bis braun verwitterte, glimmerreiche Sandsteine vor. Die Konglomerate (sie fanden sich nur im Bachschutt SW Degl) bestehen aus zahlreichen Komponenten, jedoch überwiegt der Anteil an kalkalpinen Geröllen.

An ortsfremdem Material finden sich nahe der Kalkalpen im Bachschutt (Rinerbergbach, Seitenbach des Rinerbergbaches und im Bachbett SW Degl) „exotische“ Gerölle, die hauptsächlich aus Porphyren, Quarzporphyren und Glaukonitquarziten bestehen.

In der Nähe des Kalkalpenrandes sind, allem Anschein nach verschuppt mit den Cenomangesteinen, noch weißlichgraue Tithon-Neokomkalke und schwarze bis grünliche Ton- bzw. Mergelschiefer sowie glaukonitische Sandsteine des Gault vorhanden.

7.4. Stratigraphie:

7.41. Neokom:

Das tiefste Schichtglied, welches innerhalb des „Randcenoman“ festgestellt werden konnte, sind hellgraue bis weißliche Kalke von Tithon-Neokomalter. Im Dünnschliff (S. 669) fanden sich einige Radiolarien und eine nicht näher bestimmbare *Lenticulina*, doch kann damit keine altersmäßige Einstufung erzielt werden. Die lithologischen Merkmale sprechen jedoch am ehesten für neokomes Alter.

7.42. Gault:

Das Gault ist charakterisiert durch schwarze, zum Teil graugrünliche Ton- bzw. Mergelschiefer. Über die verschiedenen Vorkommen wurde schon von R. NOTH (1949, S. 67 und 1951, S. 9—11) und von G. ROSENBERG (1953, S. 208 ff.) berichtet. Gault ist im Rinerbergbach (P 124, 138) und SE Kote 644, Höhe 640 m, südlich desselben (P 126) aufgeschlossen.

Die Fauna dieser Proben wird größtenteils von Sandschalern beherrscht. In allen untersuchten Proben war jedoch *Bigenerina complanata* (REUSS) häufig vorhanden, ein Fossil, welches nach F. HECHT (1938, S. 12) als Leitform für die Aucellinen- und Hoplitengruppe des Alb gilt. Weiters wird das Unterkreidealter noch gestützt durch das Nannoplankton mit:

Coccolithus pelagicus SCHILLER
Braarudosphaera sp.
Nannoconus sp.
Parhabdolithus embergeri (NOEL)

7.43. Cenoman:

Den weitaus größten Anteil des „Randcenoman“, als tektonische Einheit, nehmen die Gesteine des Cenomans ein. Aus den Mergeln, die von grauer bis schwarzer, zum Teil grünlicher Farbe sein können, konnte folgende Fauna, die aus den Proben 128, 130, 56, 276 und 293 zusammengestellt worden ist, festgestellt werden:

Arenobulimina sp.
Lenticulina div. sp.
Hedbergella sp.
Ticinella multiloculata (MORROW)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Rotalipora appeninica (O. RENZ)
Rotalipora evoluta SIGAL
Rotalipora cushmani (MORROW)
Rotalipora greenhornensis (MORROW)
Rotalipora reicheli MORNOD
Ostracoden

Nannoplankton:

Coccolithus pelagicus SCHILLER
Nannoconus steinmanni KAMPTNER
Nannoconus colomi De LAPPARENT
Arkhangelskiella striata STRADNER
Parhabdolithus embergeri (NOEL)
Braarudosphaera discula BRAMLETTE & RIEDEL

Auf Grund der Rotaliporen handelt es sich um sicheres Cenoman. Das Nannoplankton, welches in allen Proben auftritt, zeigt Formen der Unterkreide, deren Vorkommen, wenn nicht ein den bisherigen Erfahrungen widersprechendes Persistieren dieser Formen vorliegt, nur durch eine Umlagerung erklärt werden kann.

Die Sandsteine, die im Verband mit graugrünen Mergeln W Grabmais (P 293) im Bachbett angetroffen worden sind, waren steril. SW Rinerberg und SE Brauneck konnten im Bachbett (Höhe 680 m) ein größerer Block eines Orbitolinensandsteines gefunden werden. Die Schliiffuntersuchung (S. 670) ergab eine Feinbreccie mit Bryozoen, Hydrozoen, Rotaliiden,

Rotalipora sp. und *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). Das Alter ist demnach Cenoman.

7,44. Turon:

Stratigraphisch höher als Cenoman sind jene Gesteine, die im Bachbett N Degl (P 211) angetroffen wurden. Es sind graue Mergel, teilweise schieferig, mit folgenden Foraminiferen:

- Gaudryina* sp.
- Lenticulina div.* sp.
- Epistomina colomi* DUBOURDIEUX & SIGAL
- Gavelinella* sp.
- Hedbergella* sp.
- Rotalipora evoluta* SIGAL
- Rotalipora* sp.
- Globotruncana ex. gr. lapparenti*

Nannoplankton:

- Coccolithus pelagicus* SCHILLER
- Nannoconus steinmanni* KAMPTNER
- Braarudosphaera* sp.

Faunistisch zeigen sich noch starke Ähnlichkeiten mit den Faunen des Cenoman, jedoch spricht das erstmalige Auftreten von *Globotruncana ex. gr. lapparenti* für ein turones Alter. Die Nannofloren zeigen wieder ein Unterkreidespektrum und sind wahrscheinlich wie im Cenoman umgela-gert.

Wie schon anfangs erwähnt, treten an der Grenze zum Flysch rote Tonschiefer auf. Ähnliche Vorkommen roter Tonmergel führen M. RICHTER, A. CUSTODIS, J. NIEDERMAYR und P. SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 689—690) an der N-Grenze des Cenomans gegen den Flysch an. S. PREY (1950, S. 155) beschreibt das Vorkommen roter Tonschiefer in der „Exotikaführenden Serie“. In der Foraminiferenführung (P 320, 201) wurde eine spärliche Fauna von primitiven Sandschalern festgestellt, die keine genauen Altersangaben ermöglichte.

7,45. Zusammenfassung:

Auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen konnte in den Mergeln des „Randcenomans“ Alb bis Turon nachgewiesen werden. Die Sandsteine zeigen starke Anklänge an die Sandsteine des Flysches. Auffal-lend ist aber der größere Bestand an kalkigen Komponenten.

Unter den wenig zahlreichen Aufschlüssen im Randcenoman konnte eine Gruppierung erkannt werden. Am Kalkalpenrand finden sich immer „exo-tische“ Gerölle und Schichten des Alb. Je mehr man sich dem Flyschsüd-rand nähert, desto jünger werden die Serien. Daraus ist eine verkehrte Schichtfolge des Randcenomans in diesem Abschnitt des Grenzbereiches zwischen Kalkalpen und Flysch ersichtlich.

8. DIE KALKALPEN

8.1. Die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch:

Die im Raume der Kalkalpen-Flyschgrenze vorgenommenen Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß die tektonischen Elemente des Flysches, mit einigen Ausnahmen (Konkordanz mit dem Synklinorium des Hirschwaldstein), diskordant zu den Kalkalpen streichen und unter diesen verschwinden (Rinerbergspitz und Landsberg streichen E—W, der Flysch am N-Rand der Kalkalpen NE—SW). Aus dem gegenseitigen Verhältnis des tektonischen Aufbaues beider Serien zeigt sich, daß der Flysch bereits vor der Überschiebung der Kalkalpen gefaltet worden ist.

M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 427) bezeichnen auf Grund der Abtragungsvorgänge höherer Anteile von Flysch am N-Rand der Kalkalpen die Überschiebung der Kalkalpen als „Reliefüberschiebung“. Sie kommen weiters zu der Annahme, daß dort die Kalkalpengrenze nach N vorspringt, wo die Abtragung im Flysch tiefer hinabgegriffen hat. Diese Erscheinung ist im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Zwar zeigen die Kalkalpen einen nach E vorspringenden Bau, der jedoch durch die Scharung der Kalkalpen im Raume Micheldorf bedingt ist. Das Fehlen der hangendsten Partien des Flysches am S-Rand kann nicht bestätigt werden. Zwar zeigt die Mürsandssteinführende Serie am S-Rand des Flysches eine geringe Mächtigkeit im Vergleich zur weiten Verbreitung derselben im N, doch hat dies wahrscheinlich neben faziellen Gründen (größere Mächtigkeit), vor allem tektonische Ursachen, nämlich die weitgehende isoklinale Verfaltung und Verschuppung auf engstem Raum.

Einen sicheren Nachweis der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch geben die verschiedenen Fenster von Flysch in den Kalkalpen (s. B. PLÖCHINGER, 1964 [St. Wolfgang], S. PREY, 1953 [Grünau], M. KIRCHMAYER, 1955 [Grünau] und S. PREY, 1959 [Windischgarsten]).

8.2. Allgemeines:

Im Süden vom Flysch und „Randcenoman“ gelegen wurde ein schmaler Streifen der Nördlichen Kalkalpen (Ternberger Decke) ausgeschieden. Zweck meiner Untersuchungen war jedoch nicht eine genaue Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Probleme der Kalkalpen selbst. Die Einbeziehung eines Randstreifens derselben in den Kreis der Beobachtungen diente vielmehr, neben einer Abrundung des Kartenbildes, einer Untersuchung der Frage, inwieweit dem Flysch durch die Überschiebung der Kalkalpen tektonische Gefüge aufgeprägt worden sind. Als Grundlage dienten hauptsächlich die von F. BAUER (1953) aufgenommene Karte 1 : 12.500 und seine dazugehörigen Beschreibungen, ergänzt durch eigene Begehungen.

Der von mir aufgenommene Randstreifen gehört zur Ternberger Decke und wird in drei, durch Blattverschiebungen voneinander getrennte Ein-

der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal

heiten geteilt. Es sind dies: Der Hirschwaldsteinzug, die Rinerbergbachscholle und der Landsberg mit Teufelsmauer.

Der Hirschwaldsteinzug: Beim Bau einer neuen Forststraße am N-Abhang des Hirschwaldsteins wurden Oberrhätkalke in ihrer typischen Ausbildung von hellen, meist gelblichgrauen, massigen Kalken festgestellt. Diese Serie zeigt mit dem darauffolgenden Hauptdolomit eine verkehrte Lagerung. Beim Aufstieg zum Hirschwaldstein sind die durch Jurashuppen zerteilten Neokommern gut sichtbar. SE des Hirschwaldsteins tritt eine Synklinale, bestehend aus Jura mit Neokom im Kern zutage. Das Neokom besteht fast ausschließlich aus grauen bis dunkelgrauen Mergeln. Stellenweise werden die Mergel fleckig.

Der Hirschwaldsteinzug ist sowohl im Westen als auch im Osten von Querstörungen durchzogen. Der Aufbau zeigt eine intensive Schuppung der Jura- und Neokomanteile. Das Streichen verläuft NE—SW und geht mit dem Flysch parallel.

Die Rinerbergbachscholle: Der Rinerberg selbst zeigt einen einheitlichen Aufbau aus Hauptdolomit mit E-W-Streichen und steilem S-Einfallen. SE des Rinerberges, durch das Rinerbergbachbett getrennt, bildet die Grenze zum „Randcenoman“ eine Rhät-Liasschuppe. Nördlich des Rinerberges folgt über dem Hauptdolomitekern eine Synklinale von Neokom, an deren S- und N-Flügeln immer älter werdende Schichtglieder (Thiton, Doggerkalke, Liashornsteinkalke, Kössener Schichten) auftreten.

Der Jungwirtsberg (NE Kote 463, WNW Schmiedleithen) besteht fast zur Gänze aus Hauptdolomit, nur am E-Hang findet sich, durch eine Querstörung angedeutet, ein Liassmuldenrest. Die an der Überschiebungsfäche (sie ist morphologisch gut sichtbar) von F. BAUER (1953) beschriebenen „exotischen“ Gerölle fanden sich nur im Bachgraben SW Degl. Am N-Abhang des Jungwirtsberges konnten sie nicht mehr gefunden werden.

Landsberg mit Teufelsmauer: Durch eine Längsstörung von der Rinerbergbachscholle getrennt, baut sich die Zone vom Landsberg mit Teufelsmauer auf. Im Gegensatz zum Hirschwaldstein streichen hier die einzelnen Schichten E—W; weiter östlich passen sie sich durch das Vordringen der Kalkalpen an Querstörungen immer mehr der Streichrichtung der Kremsmauer (NW—SE) an.

Der Landsberg besteht aus einer intern von Jura aufgebauten Antiklinale, die am N-Flügel von antiklinal aufgepreßtem Hauptdolomit und einer steil stehenden reduzierten Trias-Jura-Serie begleitet wird. S des Landsberges besteht der Gesteinsbestand aus einer bis in das Liegendste, den Muschelkalk, reichenden mehr oder weniger verschuppten Serie.

Die NNE des Landsberges liegende Teufelsmauer baut sich aus mehreren verschuppten Serien von Neokomsandsteinen und Jurakalken auf. Östlich der Teufelsmauer finden sich, durch eine Störung getrennt, Dachsteinkalke und Hauptdolomit; die flach auf dem Flysch aufgeschoben sind.

9. QUARTÄR

9.1. Das Flyschgebiet:

Seit dem jüngsten Miozän etwa war das Flyschgebiet einer ungestörten Verwitterung, natürlich unter wechselnden klimatischen Bedingungen, unterworfen. So ist überall, wo nicht durch junge Erosion der Verwitterungsschutt entfernt worden ist, das anstehende Gestein von einer oft viele Meter mächtigen Blocklehmschicht bedeckt. An Talhängen gerät diese Blocklehmschicht, auch bei geringer Neigung, ins Gleiten und macht jede Lesesteinkartierung unmöglich.

Bei einzelnen weichen Gesteinen, dazu gehören vor allem die Mergel des Helvetikums, das Gault und die verschiedenen Horizonte mit bunten Mergeln, führt diese Gleitbewegung hangabwärts, über das generelle Bodenfließen hinaus, zu ausgesprochenen Rutschungen. Meistens vollziehen sich diese Rutschungen unter einer unverletzten Grasnarbe. Es bilden sich sogenannte Buckelwiesen, eine Erscheinung, die vielfach zur Abgrenzung weicher Mergelhorizonte verwendet werden kann.

Bei stärkerem Gefälle und größerer räumlicher Verbreitung kommt es zu Großrutschungen. In diese Gruppe gehören die auch kartenmäßig ausgedehnten Rutschgebiete, SE Kirchdorf/Krems, welche hauptsächlich aus Helvetikum, Gault und bunten Mergeln gebildet sind. Ähnliche Rutschgebiete finden sich S des Heindlmühlbaches. Zu erwähnen sind schließlich noch ausgedehnte Hangschuttgebiete am Außensaum der Kalkalpen bei Altpernstein, zwischen Rinerberg und Brauneck, die stellenweise auch richtige Bergsturzmassen enthalten.

9.2. Die Traun-Enns-Platte und das Kremstal:

Als Traun-Enns-Platte werden schon seit Jahrzehnten (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909) die heterogenen, vielfach aber schwer zu gliedernden Moränen und Terrassenschotter zwischen den Flüssen Traun und Enns zusammengefaßt.

Das älteste Schichtglied der quartären Schichtfolge der Traun-Enns-Platte ist im Untersuchungsgebiet der ältere Deckenschotter der Günzeiszeit. Sein Verbreitungsgebiet erstreckt sich vom Bad Haller Sulzbachtal bei Adlwang nordostwärts bis zum Steyrtal S Sierning. Nach N reicht der ältere Deckenschotter weit über das Untersuchungsgebiet hinweg bis zum Trauntal. Es handelt sich um sandig-lehmig gebundene, zum Teil konglomeratisch verfestigte Schotter aus vorwiegend kalkalpinem Material und einer örtlich wechselnden Beimengung von Kristallin- und Flyschgeröllen. Die Mächtigkeit der älteren Deckenschotter beträgt nach Schußbohrungen der Rohöl-Gew. A. G. von 2 bis 30 m.

Westlich des Sulzbachtales schließen sich, erkennbar an einer hügeligen und höher aufsteigenden morphologischen Beschaffenheit, die Moränen des mindelzeitlichen Kremsgletschers an. Die Lagebeziehungen zu den älteren Deckenschottern sind wegen des trennen-

den Sulzbachtales im Untersuchungsgebiet nicht ersichtlich. Nennenswerte Aufschlüsse innerhalb der Mindelmoräne fehlen im Untersuchungsgebiet. Nach den Schußbohrungen der Rohöl-Gew. A. G. besteht die Mindelmoräne aus meist geröllfreien grauen Mergeln mit beachtlichem Kalkgehalt, die mit Schotterlagen wechsellagern.

Zwischen Nußbach und Kirchdorf a. d. Krems beteiligen sich Rißmoränen am geologischen Aufbau. Nach den Schußbohrungen der Rohöl-Gew. A. G. handelt es sich um sandig-lehmig gebundene Schotter mit einer Mächtigkeit von 4 m bis maximal 30 m.

Ein interessantes Detail zeigt der Anschluß des Bad Haller Sulzbachtales an das Kremstal bei Nußbach. Der Rißgletscher hatte hier ein seitliches Gletschertor, durch welches Schmelzwasser durch das Sulzbachtal abfloß. Zeugen sind die den Sulzbach begleitenden Hochterrassen. H. KOHL (1958) deutete diese Terrassen als jüngere Deckenschotter. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. E. BRAUMÜLLER kann diese Zuordnung nicht richtig sein, da zwischen Bad Hall und Adlwang die Mindelmoräne noch auf das Gebiet östlich des Sulzbachtales hinüberreicht. Das Sulzbachtal kann daher in seiner heutigen Form erst nach der Mindelzeit entstanden sein.

Das Kremstal zwischen Nußbach und Micheldorf gehört genetisch zur Traun-Enns-Platte, denn sowohl der mächtige Mindelgletscher als auch der viel kleinere Rißgletscher stammen aus dem oberen Steyrtal und sind nach N durch das heutige Kremstal vorgestoßen. Das heutige untere Steyrtal, etwa von Klaus an, hat während der Mindel- und Rißvereisung nur als Abflußweg für seitlich aus dem Gletscher entspringende Schmelzwässer gedient, nicht aber als Abflußweg für das Eis selbst. Dies zeigen auf das deutlichste die das Steyrtal begleitenden fluvioglazialen Terrassen.

9.3. Das Steyrtal:

Das Gebiet des mittleren Steyrtales ist quartärgeologisch von J. ZEITLINGER (1954) bearbeitet worden. In dem von mir begangenen Gebiet zwischen Obergrünburg und Sierning finden sich drei fluvioglaziale Terrassensysteme, die als jüngerer Deckenschotter (Mindel), Hochterrassenschotter (Riß) und Niederterrassenschotter (Würm) eingestuft werden. Über dem Niveau der jüngeren Deckenschotter finden sich stellenweise, so z. B. NW Obergrünburg, noch kleine undeutliche Verebnungen, welche vielleicht auch noch Schotter tragen. Unter Umständen könnten diese Verebnungen der Günzeiszeit zugeordnet werden. Isolierte Reste der jüngeren Deckenschotter finden sich N und S Obergrünburg. In einem großen Aufschluß, an der von Steinbach/Steyr gegen SW ziehenden Straße können diese schlecht sortierten Schotter mit nuß- bis faustgroßen Geröllen (Kalkalpin, Flysch, Kristallin) und eingelagerten kreuzgeschichteten Sandlinsen gut studiert werden; ebenso auch die überlagernde Decke von Lößlehm. Mit deutlichem Niveauunterschied folgen darunter die Schotter der Hochterrasse. Die Geröllbeschaffenheit und Herkunft zeigt gegenüber den jüngeren Deckenschottern wenig Unterschiede. Die Oberfläche der Hochterrassenschotter ist

glatt und eben. Die auflagernde Lehmdecke zeigt nur eine geringe Mächtigkeit. Entlang des Steyrflusses erstrecken sich die Niederterrassenschotter. Eine Gliederung in mehreren Stufen ist, ähnlich wie bei anderen nord-alpinen Flüssen, deutlich zu erkennen.

10. DAS RINERBERGBACHPROFIL:

Aus der Vielfalt der Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet wurde als Beispiel das Rinerbergbachbett ausgewählt, da hier Helvetikum, Flysch und „Randcenoman“ gut sichtbar sind.

Beginnend am Kalkalpenrand finden sich im Bachbett, an der Überschiebungsgrenze von Kalkalpen auf Randcenoman, verschiedene „exotische“ Gerölle (Porphyrit, Quarzit), Glaukonitquarzite sowie basische Eruptiva (Ophikalzit) mit darauffolgenden schwarzen bis dunkelgrauen Tonmergeln bis Schiefern, die eine Fauna des Alb lieferten (P 124). Zirka 20 m nach der Bachgabelung stehen, in dem bis dahin mehrere Mäander bildenden Bach, graue bis dunkelgraue Mergel an, die durch eine Rotaliporenfauna in das Cenoman eingestuft wurden (P 56, 276). Zuerst noch mit grauen Mergeln verschuppt, treten bachaufwärts rote Tonschiefer mit Verbleichungszonen auf. Sie werden dann nach einigen Zehner von Metern zum alleinigen Bestandteil dieses Schichtgliedes. Von den bunten Mergeln des Flysches lassen sie sich durch das absolute Fehlen klastischer Einschaltungen, wie Kalksandsteinbänkchen, unterscheiden. Der Überschiebungskontakt von „Randcenoman“ auf Flysch ist von den Alluvionen des Baches bedeckt und läßt sich nur ungefähr festlegen (ca. 20 m SSE K 644). Knapp nach der Brücke (K 644) finden sich im Bachbett linker Hand rote Tonmergel mit dünnbankigen Kalksandsteinbänkchen, die zu den Obersten Bunten Mergeln gehören. Im Hangenden bildet ein stark reduziertes Paket von grobkörnigen Sandsteinen (Breccie), dunkelgrauen, glimmerigen, mürben Sandsteinen und grauen Kalksandsteinen die Mürbsandsteinführende Serie. Sie ist synklinal zwischen den Obersten Bunten Mergeln eingeschaltet. Bachaufwärts sind die Obersten Bunten Mergel nur mehr in Spuren rechter Hand der Böschung feststellbar. Im Liegenden davon zeigt sich, auf eine Länge von ca. 400 m, eine recht eintönige Folge von Kalksandsteinen, wechsellagernd mit Mergeln (Zementmergelserie). Die Mächtigkeit dieser Serie dürfte ursprünglich größer gewesen sein, wie das wechselhafte Einfallen dieses stark gefalteten Komplexes beweist. Die Oberen Bunten Mergel rechter Hand des Baches, im Liegenden der Zementmergelserie, sind sehr schlecht aufgeschlossen. Die lithologische Ausbildung zeigt hier graugrüne Tonschiefer. Die roten Anteile ließen sich nur in Spuren nachweisen. Die darauffolgende Serie mit Reiselberger Sandstein ist, wahrscheinlich tektonisch reduziert, ca. 15 m aufgeschlossen. Sie besteht aus dick gebankten (1 m) Kalksandsteinen und grauen Mergeln, stellenweise auch graugrünen Mergeln. Mürbe Sandsteine fehlen hier zur Gänze und kommen erst WSW in einem Neben-

bach des Rinerbergbaches vor. In dem nur sehr wenig ansteigenden Graben folgt nun eine längere aufschlußlose Strecke, in der aber Gaultflysch durch Lesesteine von Glaukonitquarziten nachzuweisen ist. Erst ca. 50 m vor der Bachgabelung schneidet der Bach an der orographisch rechten Böschung Gault an. Es besteht aus schwarzen bis grünen Tonschiefern sowie quarzitischen schwarzen bis dunkelgrünen Sandsteinen mit gradierter Schichtung.

Eine vom Flysch scharf abzutrennende Serie bilden die Gesteine des Helvetikums, die hier, morphologisch deutlich sichtbar, in den tief eingeschnittenen, steil ansteigenden Gräben der Oberläufe des Rinerbergbaches auf ca. 100 m Länge erschlossen sind. Die Gesteine bestehen zur Gänze aus Mergeln verschiedener Farbe ohne klastische Komponenten. Erst Detailuntersuchungen (PR 1—97) zeigten eine zum Teil verschuppte Schichtfolge von Coniac bis Maastricht I. Im tektonischen Hangenden des Helvetikums folgen dann wieder Gesteine der Mürbsandsteinführenden Serie.

Diese ganze Abfolge stellt somit ein mehr oder weniger geschlossenes Profil des Liegendschenkels einer Flyschantiklinale dar, in deren Kern das Helvetikum auftritt. Der Hangendschenkel ist stark reduziert und zeigt erst weiter im E eine komplette Abfolge des Flysches.

11. KONKORDANZEN UND DISKORDANZEN DER TEKTONISCHEN RICHTUNGEN

Die Flyschzone zeigt im N-Teil des Untersuchungsgebietes, wie aus dem Verlauf des Helvetikum-Aufbruchs von Nußbach und dem noch weiter nördlich gelegenen, nur durch Bohrungen erschlossenen Helvetikumzug SE Bad Hall, sowie aus gemessenen Fallzeichen im Flysch selbst, zu ersehen ist, ein regionales Streichen von WNW nach ESE bis W—E. Im S-Teil des Gebietes vollzieht sich eine allmählich zunehmende Anpassung der internen Flyschtektonik an das Streichen der Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen auf die Flyschzone.

Diese Erscheinung wird zusätzlich kompliziert durch die bekannte Scharung von Micheldorf im Kremstal, welche sowohl im Innenbau der Kalkalpen als auch im Verlauf ihres Aufschiebungsrandes deutlich zum Ausdruck kommt. Der Westflügel dieser Micheldorfer Scharung, die Kremsmauer, streicht WNW—ESE, der Ostflügel hingegen zeigt ein fächerförmiges Ausbreiten gegen E. Der nahe Micheldorf gelegene Hirschwaldstein streicht NE—SW, während die durch Querstörungen abgetrennten östlicheren Gebiete, die Rinerbergbachscholle und der Landsberg wieder allmählich in die Richtung E—W bis NW—SE umschwenken.

Die bei der Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone entstandene Scharung von Micheldorf überträgt sich mehr oder weniger deutlich auf den Innenbau der Flyschzone. Der dem Hirschwaldstein vorgelagerte Teil der Flyschzone streicht parallel mit der kalkalpinen Innentektonik, was besonders gut am Helvetikumfenster SE Kirchdorf/Krems und dessen

Flyschumrahmung zu beobachten ist. Die Gabelung dieses Fensters, an dessen W-Ende, in einen NE—SW und einen NW—SE verlaufenden Zug ist darüber hinaus ein getreues Abbild der Micheldorfer Scharung. Weiter gegen E, im Bereiche der Rinerbergbachscholle und des Landsberges verläuft die kalkalpine Innentektonik mehr oder weniger diskordant zur Überschiebungsfläche und damit auch diskordant zur Innentektonik der Flyschzone. Nach N hin nimmt diese Anpassung der Flyschtektonik an den Überschiebungsrand der Kalkalpen allmählich ab, ist aber im Bereiche der großen Aufbrüche der Zementmergelserie innerhalb der Mürbsandstein-führenden Serie, zwischen Kirchdorf/Krems und Obergrünburg, noch deutlich zu erkennen.

Es können somit im Untersuchungsgebiet zwei verschiedene Streichrichtungen festgestellt werden: Die im S-Teil von den Kalkalpen aufgeprägten sekundären Richtungen (NE—SW) und die primären Richtungen (ESE—NWN) im N-Teil. Es ergibt sich damit eine Vergitterung der Strukturen im Untersuchungsgebiet.

Das einzige Vorkommen einer Querstörung konnte im Tiefenbach (W Obergrünburg) festgestellt werden. Hier bildet der Bach selbst eine tektonische Grenze zwischen Helvetikum und Flysch. Vermutet wird jedoch nur eine Fortsetzung der Querstörung in NW-Richtung, da der westliche Teil der obersten bunten Mergel einen Versetzungsbetrag von ca. 1 km gegen SE zeigt.

12. BASISCHE ERUPTIVA AN TEKTONISCHEN FLÄCHEN

An der Überschiebungsfläche von Flysch und Helvetikum, SE Kirchdorf/Krems, wurden von F. BAUER (1955) einige neue Fundpunkte von Serpentin, Ophikalzit und Amphibolit beschrieben. Trotz der genauen Beschreibung der Fundstellen war es mir nicht möglich, diese Gesteine wiederzufinden.

Im Rinerbergbach, an der Überschiebungslinie der Kalkalpen über das „Randcenoman“, wurden jedoch in schwarzen Mergeln des Alb Linsen von Ophikalzit festgestellt.

Die Frage nach der Herkunft dieser Gesteine, die sich einerseits an der Überschiebungsfläche Flysch-Helvetikum, andererseits an der Überschiebungsfläche Kalkalpen-„Randcenoman“ befinden, läßt sich schwer erklären. Sehr wahrscheinlich ist, daß diese basischen Eruptiva bei der Überschiebung als Scherlinge aus der primären Unterlage der Kalkalpen oder aus den vom Oberostalpin überfahrenen tieferen Einheiten des Unterostalpins und Mittelostalpins emporgepreßt wurden und somit bedeutende tektonische Flächen markieren.

13. ERDÖLSPUR AM RANDE DES HELVETIKUMFENSTERS VOM TIEFENBACH

An der Südflanke des Helvetikums vom Tiefenbach, SW Obergrünburg, wurden am Wege, der zum Gehöft Ebenreith führt, kieselig-quarzitische

Sandsteine, die in Form von kindskopfgroßen Blöcken in grauen Tonschiefern stecken, festgestellt. In deren unregelmäßig angeordneten Hohlräumen zeigt sich ein zähflüssiges braunschwarzes Erdöl. Fast immer ist es an Kalzitklüfte gebunden, von wo aus es das Gestein imprägniert. Eine Untersuchung dieser Erdölsuren durch die Mobil Oil Austria A. G. *) ergab:

Ein ähnliches Vorkommen eines Erdölausbisses in einem quarzitischlaukonitischen Sandstein, welches in einem Flyschfenster innerhalb der Nördlichen Kalkalpen liegt, wurde von B. PLÖCHINGER (1964, S. 34) S Strobl am Wolfgangsee festgestellt.

Bei den Erdölsuren, jener vom Tiefenbach SW Obergrünburg und jener

*) An dieser Stelle möchte ich der Rohoel-Gewinnungs A. G. für die freundliche Vermittlung der chemischen Untersuchung durch die Mobil Oil A. G. danken.

Es wurden ca. 0,05% Ölanteile aus dem zertrümmerten Gestein extrahiert:

Dichte $d/15^{\circ}\text{C}$	0,956
Schwefelgeh. Gew. %	1,2
NZ mg KOH/g	1,4
NBU Gew. %	20,3

Der in n-Heptan lösliche Anteil wurde säulenchromatographisch untersucht und folgendes gefunden:

% NA	51
% A	37
% H	12

Im Infrarotspektrum ist auffallend, daß die Linie bei 5,8 My ($C = 1$) relativ stark ausgeprägt ist. Im übrigen ist das Infrarotspektrum beinahe identisch mit solchen von abgetoppten Rohölen (Destillationsrückstand).

Ein Papierchromatogramm (betrachtet im UV-Licht) zeigt hohe Anteile an dunkelbraun fluoreszierenden Stoffen, die nur von einem schmalen Rand von hellbraun fluoreszierenden Stoffen umgeben sind. Die blau fluoreszierenden Stoffe fehlen vollständig.

Seitens des die Analyse durchführenden Laboratoriums wurde folgende Diagnose gegeben: Es handelt sich um ein Erdölprodukt, das aber im Gegensatz zu den Rohölen oder deren Destillationsrückständen einen sehr hohen Anteil an harzartigen Stoffen aufweist. Das Papierchromatogramm im UV-Licht läßt sich am ehesten mit einem Bitumen vergleichen. Für ein Bitumen allerdings ist die Dichte zu gering, ebenso die Viskosität. Auffallend ist der für Oberösterreich ungewöhnlich hohe Schwefelgehalt.

Eine Ähnlichkeit mit einem Produkt aus Voitsdorfer Rohöl kann nicht so ohne weiters erkannt werden, schon allein dadurch, daß Voitsdorfer Rohölrückstände durch den hohen Paraffingehalt kristallines Aussehen haben. Dieses Produkt ist jedoch amorph und zäh.

Es handelt sich aber trotzdem eindeutig um ein Erdölprodukt, das aus einem, dem Öl von Voitsdorf ähnlichen Rohöl entstanden sein könnte und sich während der Migration bis zur Erdoberfläche derartig verändert hat.

Die Schliffuntersuchung (602) dieses erdölführenden Gesteins ergab folgendes:

Das Gestein besteht aus gröberen, sandigen und dichten quarzitischen Lagen. Die Färbung der gröberen Lagen ist grünlich, die dichteren Partien sind grau. Die gröberen Lagen sind feinstkörnige Glaukonitsandsteine, die dichteren Partien bestehen mehr oder weniger aus Quarz. Der Glaukonit tritt hier vollkommen zurück. Braune gelartige Bildungen stellen Erdölsuren dar. Die Ausbildung des Quarzes sowie einige Radiolarienreste lassen darauf schließen, daß es sich bei diesen dichten Partien dieses Gesteines um radiolaritähnliche Bildungen handelt.

im Flyschfenster S Strobl am Wolfgangsee ist gemeinsam, daß das Erdöl an Klüften und in zum Teil mit Kalzit erfüllten Hohlräumen im Gefolge dieser Klüfte auftritt. Das Gestein, Glaukonitquarzit des Gault, ist dasselbe. Identisch ist weiterhin die Bindung an bedeutende, in große Tiefen hinabführende Störungen: Randzone eines Fensters von Helvetikum bzw. Flysch-Helvetikum-Fenster innerhalb der Kalkalpen. Man wird nicht fehlgehen, wenn man beide Erdölsuren als ein Indiz für das Vorhandensein von Öllagerstätten in der von Helvetikum und Flysch überschobenen Molasse bzw. deren (autochthonen) mesozoischen Untergrund ansieht. Schließlich sind ja in den Bohrungen Kirchham 1 und Aschach 1 der Rohöl-Gew. A. G. (R. JANOSCHEK 1969) eine bedeutende Olimprägnation im Molasseozän und im darunter folgenden Cenoman festgestellt worden. Allerdings deutet das Aufdringen von Ölspuren bis an die Oberfläche auf eine zumindest teilweise Zerstörung dieser Öllagerstätten durch die tektonischen Bewegungen hin.

14. LITERATURVERZEICHNIS

- Abel, O. (Till, A.) 1908: Blatt Enns-Steyr (Zone 13, Kol. XI) der geologischen Spezialkarte usw. 1 : 75.000. — Geol. R. A., Wien.
- Abel, O. (Geyer, G.) 1910 b: Blatt Kirchdorf (Zone 14, Kol. X) der Geologischen Spezialkarte usw. 1 : 75.000, mit Erläuterungen. — Geol. R. A., Wien.
- Aberer, F., 1951: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. — Mitt. Geol. Ges., **39—41** (1946—1948), 1—73, 1 Karte, 2 Profile, Wien.
- 1962: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Z. dt. Geol. Ges. **113**, 2. u. 3. T. (1961), 266—279, Hannover.
- Aberer, F. & Braumüller, E. 1958: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges., **49** (1956), 1—39, Tf. 1—3, Wien.
- *) Allemann, F., Blaser, R. & Nänny, P. 1951: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Ecl. Geol. Helv., **44**, 159—168, Basel.
- *) Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen 1962: Leitfossilien der Mikropaläontologie. — 432 S., 27 Textabb., 61 Taf., 22 Tab.; Geb. Borntraeger, Berlin-Nikolasee.
- Bauer, F., 1953: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. — In: Skizzen zum Antlitz der Erde; 107—130, 2 Taf.; (Brüder Hollinek), Wien.
- 1955: Neue Fundpunkte von Serpentin und verwandten Gesteinen aus dem Flysch SE Kirchdorf an der Krems (O.-Ö.). — Verh. Geol. B. A., 212—216, Wien.
- *) Bettenstaedt, F., 1949: Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiär mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — In: „Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland“, S. 143, Amt f. Bodenforsch., Hannover-Celle.
- 1958: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. dt. Geol. Ges., **109**, 566—592, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- *) Bolli, H., 1951: The Genus *Globotruncana* in Trinidad, B. W. I. Notes on occurrence, nomenclature and relationships between species. — J. Paleont., **25**, 187—199. Tf. 34—35, 1 Abb., Menaska/Wisc.
- *) Bolli, H., Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, H., 1957: Planctonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotrunc-

- canidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, Studies in Foraminifera, 3—50, Tf. 1—11, Washington D. C.
- Braunmüller, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — *Erdoel-Zeitschrift* 75, H. 5, 122—130, Wien—Hamburg.
- *) Brönnimann, P. & Brown, N. K. Jr., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. — *Ecl. Geol. Helv.*, 48/2, 505—561, Tf. 20—24, Basel.
- *) Cushman, J. A., 1946: Upper cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 206, Tf. 1—66, Washington.
- 1950: Foraminifera, Their Classification and Economic Use. — X + 605, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.
- Custodis, A. & Schmidt-Thomé, P. 1939: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *Neues Jhb. f. Min. etc. Beilage* Bd. 80, Abt. B, 307—463.
- *) Dalbiez, F., 1955: The Genus Globotruncana in Tunisia. — *Micropaleont.*, 1, 161—171, Tf. 1—2, New York.
- *) Gandolfi, R., 1955: The Genus Globotruncana in Northeastern Columbia. — *Bull. Amer. Paleont.*, 36/155, 1—118, Tf. 1—10, Ithaca (N. Y.).
- *) Geroch, S., 1957: Uvigerinamina Jankoi Majzon (Foraminifera) we Fliszu Karpat (polnisch mit russischer und englischer Übersetzung). — *Rocz. Polsk. Geol.*, 25 (1955), 232—244, Tf. 14—15, Krakow.
- 1960: Zespoly Mikrofauny z Kredy i paleogenu serii slaskiej w biskidzie slaskim (polnisch mit russischer und englischer Übersetzung). — *Inst. Geol. Biul.* 153, 7—138, 13 Taf., 2 Abb., Warszawa.
- & Gradzinski, R., 1955: Stratygraphia serii podslaskiej zywieckiego onka Tektonicznego (polnisch mit russischer und englischer Übersetzung). — *Rosz. Polsk. Tow. Geol.* 24 (1954), 3—63, 6 Taf.; Krakow.
- *) Gohrbandt, K., 1963: Zur Gliederung des Paleozän im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — *Mitt. Geol. Ges.* 56/H. 1, 1—116, 11 Taf., Wien.
- Göttinger, G.: 1936: Die Traun-Ennsplatte. — *Führer für die Quartärexkursion in Österreich.* — III. Inqua-Konferenz, I. Teil, S. 75—82; Wien.
- 1949: Bericht der Arbeitsgemeinschaft Flysch und Helvetikum (1946). — *Verh. Geol. B. A.*, 1947, 24—30, Wien.
- *) Grün, W., Lauer, G., Niedermayr, G. & Schnabel, W., 1964: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — *Verh. Geol. B. A.*, 1964/2, 226—283, 5 Taf., 4 Textabb., Wien.
- *) Hagn, H., 1953: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. — *Palaeontographica*, 104, Abt. A, 1—3. Lief., 1—119, Tf. 1—8, Stuttgart.
- 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — *Geol. Bavar.*, 44, 3—208, Tf. 1—12, München.
- *) Hagn, H. & Zeil, W., 1954: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — *Ecl. Geol. Helv.*, 47, 1—60, Tf. 1—7, Basel.
- *) Hecht, F., 1938: Standard-Gliederung der nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. — *Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges.*; Frankfurt am Main.
- *) Herm, D., 1960: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Becken von Reichenhall und Salzburg. — *Diss. phil. Fak., München.*
- 1962: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). — *Abh. Bayer. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F.* 104, 1—119, Tf. 1—11, München.

- 1965: Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). — Z. dt. Geol. Ges., **115/1**, 1 Taf., 16 Abb., 2 Tab., Hannover.
- Hesse, R., 1966: In: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1:25.000, Bl. 8236 Tegernsee. — 304 S., 35 Abb., 5 Tab., 7 Blg.; München.
- *) Hiltermann, H., 1952: Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jb., **67**, 47—66, 5 Abb., 1 Tab., Hannover.
- *) Hiltermann, H. & Koch, W., 1957: Revision der Neoflabellinen (Foraminiferen). — Geol. Jb., **74**, 269—304, 8 Taf., 5 Abb., 1 Tab., Hannover.
- 1960: Oberkreide-Biostratigraphie mittels Foraminiferen. — 21. Intern. Geol. Cong., Rep. Pt. 6, 69—76, Copenhagen.
- *) Hinte, J. E., 1963: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Jb. Geol. B. A., S.-Bd. **8**, 1—147, 22 Taf., 15 Abb., 4 Blg., Wien.
- *) Hofker, J., 1957: Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — Geol. Jb., Beih. **27**, 3—464, Hannover.
- Janoschek, R., 1957: Die Molassezone. — In: Erdöl in Österreich, 75—86, Wien (Verl. Natur und Technik).
- 1969: Erdöl und Erdgas in Oberösterreich. — In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. Kataloge des O.-Ö. Landesmuseums Nr. **64**, 92—106, Linz.
- Janoschek, W., 1964: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — Jb. Geol. B. A., **161**—214, 4 Taf., 1 Tab., 3 Abb., Wien.
- Kallies, H. B., 1961: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schopponau. — Geol. Jb., **78**, 257—298, 4 Taf., 9 Abb., Hannover.
- Kirchmayer, M., 1955: Geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. — Diss. Univ. Wien, 1955.
- *) Klasz De, I., 1953: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geol. Bav., **17**, 223—244, 4 Taf., München.
- 1953: On the Foraminiferal Genus Gublerina Kikoine. — Geol. Bav., **17**, 245—251, 1 Taf., München.
- *) Klaus, J., 1959: Le „Complexe schisteux intermédiaire“ dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médians). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien. — Ecl. Geol. Helv., **52**, 753—851, Tf. 1—8, Basel.
- 1961: Rotalipores et Thalmanninellen d'un niveau des Couches rouges de l'Anticlinal d'Al. — Ecl. Geol. Helv., **53**, 704—709, Basel.
- Kninscher, H. C. G., 1956: Biostratigraphie in der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen. — Paläont. Z., **30**, S.-H., 50—56, Tf. 4, Stuttgart.
- Kober, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — V + 204, 1 Taf., Wien (Springer).
- Kohl, H., 1955: Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. — Jb. Verl. Landeskunde u. Heimatpflege (Musealver.), **100**, 321—344, Linz.
- 1958: Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Ennsplatte. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, **100**, H. 1/2, 131—143, Wien.
- Kollmann, H., 1963: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaust. **13**, (1962), 189—212, 3 Tab., Wien.
- Kraus, E., 1932: Der bayerisch-österreichische Flysch. — Abh. d. geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt, H. **8**, München.
- 1944: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege (Musealver.), **91**, 179—254, Linz.

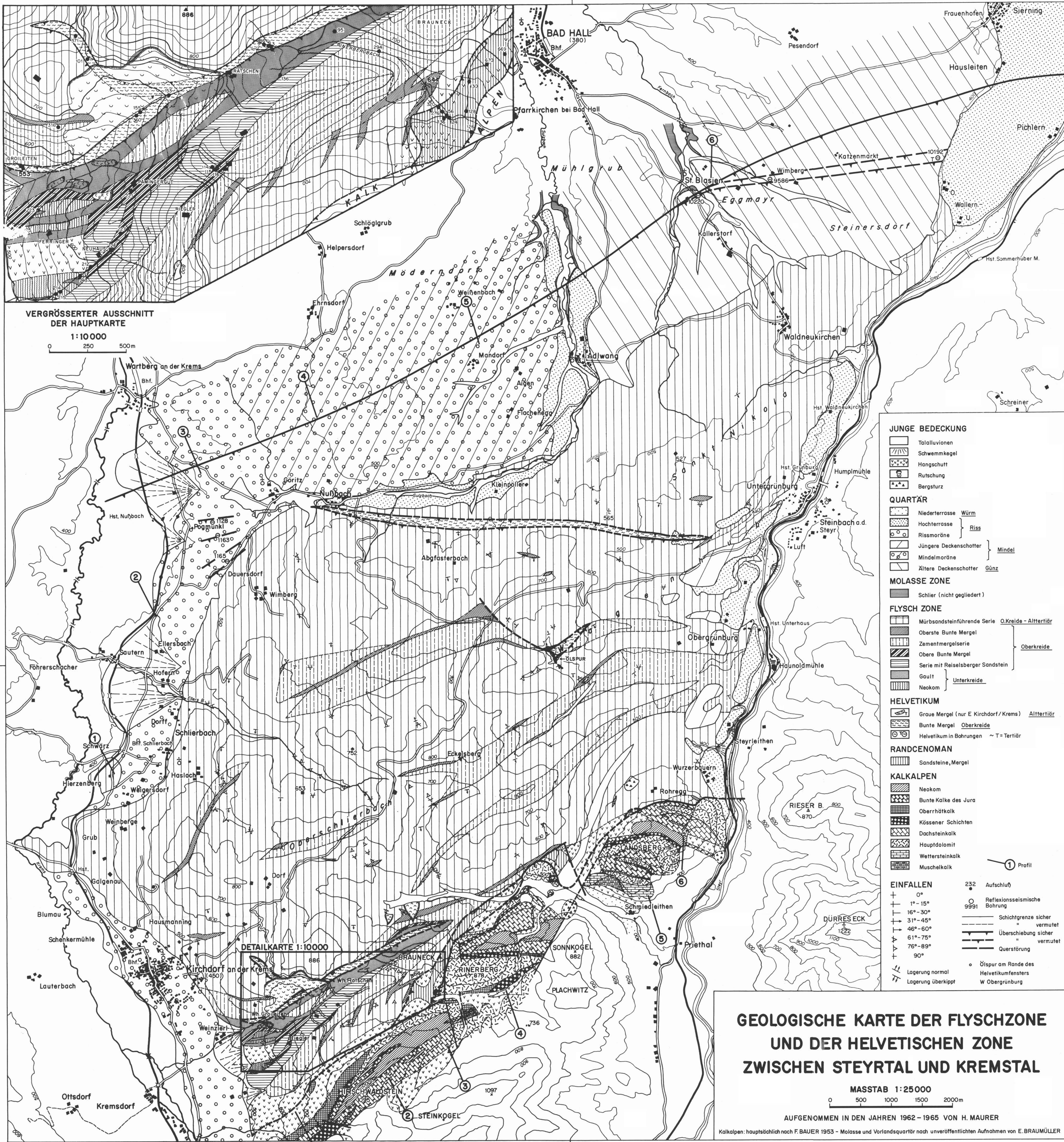
- *) K ü p p e r, L., 1960: Konservierung von Foraminiferen mit Nitrolack. — Verh. Geol. B. A., 1960, 252—253, Wien.
- 1964: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — Mitt. Geol. Ges., 56/2, 1963, 591—651, 1 Karte, 4 Taf., 3 Tab., Wien.
- K ü p p e r, K., 1956: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., 99, 273—320, Tf. 10—11, Wien.
- *) L o e b l i c h, A. R. Jr. & T a p p a n, H., 1957: Planctonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene Age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, Studies in Foraminifera, 173—198, Tf. 40—64, Washington D. C.
- L ö t g e r s, H., 1937: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen—Buch-Denkmal). — Mitt. aus d. Geol. Staatsinst. in Hamburg, H. 16, 85—116, Hamburg 1937 a.
- *) M a r t i n, L., 1964: Upper cretaceous and lower tertiary Foraminifera from fresno county, California. — Jb. Geol. B. A., S.-Bd. 9, 1—128, 16 + 5 Taf., 4 Textabb., Wien.
- M ü l l e r - D e i l e, G., 1940: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Bg.-Bd., 84, Abt. B, 330—378, Tf. 21—27, Stuttgart.
- N o t h, R., 1948: Bericht (1947) über die Aufnahmen in der Flyschzone Blatt Kirchdorf an der Kreams (4852). — Verh. Geol. B. A., H. 1—3, 60—64, Wien.
- 1949: Bericht (1948) über die Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt Kirchdorf an der Kreams (Ostteil 4852). — Verh. Geol. B. A., H. 1—3, 67—69, Wien.
- 1950/51: Bericht der Arbeitsgemeinschaft (1949) Flysch und Helvetikum (Blatt Kirchdorf an der Kreams). — Verh. Geol. B. A., H. 1, 37—40, Wien.
- 1959/51: Bericht (1949) über Aufnahmen auf dem Blatt Kirchdorf an der Kreams. — Verh. Geol. B. A., H. 1, 95—97, Wien.
- *) 1951: Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., S.-Bd. 3, 1—91, Tf. 1—9, Wien.
- *) 1952: Plectorecurvoides, eine neue Foraminiferengattung. — Verh. Geol. B. A., H. 3, 117—119, Wien.
- P e n c k, A. & B r ü c k n e r, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. I, XVI + 393, Leipzig (Ch. Tauchnitz) 1909.
- P f l a u m a n n, U., 1964: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flyschoberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. — Diss. naturw. Fak., München.
- P l ö c h i n g e r, B., 1964: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl (Salzburg, Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., 107, 11—69, 2 Taf., 9 Textabb., Wien.
- *) P o k o r n y, V., 1958: Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie. — Bd. I, XII + 598, Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- P r e y, S., 1950: Geologie des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Kreams (Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., 94, 93—165, Wien.
- 1951: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. B. A., 1949, 123—127, Wien.
- 1952 (a): Der obersenone Muntigler Flysch als Äquivalent der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. — Verh. Geol. B. A., 1952, 41—45, Wien.
- 1952 (b): Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B. A., S.-H. C. 98—102, Wien.
- 1953: Flysch, Klinpenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.-Ö.). — Jb. Geol. B. A., 96, 301—343, Wien.
- 1957: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.-Ö.). — Jb. Geol. B. A., 100, 299—358, Tf. 28, Wien.

- 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzone in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B. A., 1960, 197—214, Wien.
- 1962 (a): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. — Verh. Geol. B. A., 1962, 258—262, Wien.
- 1962 (b): Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Z. dt. geol. Ges. **113**, 2. u. 3. Teil, 282—292, 3 Abb., 2 Tab., Hannover.
- 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. — Verh. Geol. B. A., 1965, H. 1/2, 69—107, Wien.
- 1965: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (Fortsetzung). — Verh. Geol. B. A., 1965, H. 1/2, 107—118, Wien.
- Prey, S., Ruttner, A. & Woletz, G., 1959: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B. A., 1959, 201—216, Wien.
- *) Renz, O., 1936: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Ober-Kreide—Tertiär) im zentralen Apennin. — Ecl. Geol. Helv., **29**, 1—149, Tf. 1—15, Basel.
- Richter, M., Custodis, A., Niedermayer, J. & Schmidt-Thomé, P., 1939: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. dt. Geol. Ges., **91**, 649—704, Berlin.
- Richter, M. & Müller-Deile, G., 1940: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Ob.-B.) und der Enns (Oberdonau). — Z. dt. Geol. Ges., **92**, 416—430, Tf. 16, Berlin.
- Rosenberg, G., 1953: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu—Ternberg—Frankenfelder Deckensystems. — In: Skizzen zum Antlitz der Erde, 207—227, Wien (Brüder Hollinek).
- *) Scheibnerova, V., 1963: Some new informations of the cretaceous of the klippen belt of West Carpathians. — Geol. Sborn., **14**, 221—268, 82 Abb., Bratislava.
- Schmidt-Thomé, P., 1939: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf (Oberbayern). — Z. dt. Geol. Ges., **99**, 273—289, 1 Karte, 3 Abb., Hamburg.
- Seilacher, A., 1954: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. dt. Geol. Ges., **105**, 214—227, 3 Abb., Tf. 7—8, Hannover.
- 1958: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Ecl. Geol. Helv., **51**, 1062—1078, 1 Textfig., 3 Tab., Basel.
- *) Stradner, H., 1963: New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of Nannofossils. — Sixth World Petroleum Congress, Sect. 1, Pap. 4, Tf. 1—6, 5 Abb., Frankfurth am Main.
- Stur, D., 1891: Jahresbericht 1890 des Direktors D. Stur. — Verh. Geol. R. A., 1891, 1—32, Wien.
- *) Subbotina, N. N., 1953: (Zur Kenntnis der Foraminiferen der UdSSR. Globigerinidae, Hantkeninidae und Globorotaliidae). — Trudi Vnigri (Arb. erdölgeol. Inst.), nov. ser., **76**, 296, 41 Taf., Leningrad—Moskau.
- Tercier, J., 1936: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Ecl. Geol. Helv., **29**, 213—250, Taf. 18—19, Basel.
- *) Thalmann, H. E., 1934: Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana CUSHMAN 1927. — Ecl. Geol. Helv., **27**, 413—428, Basel.
- *) Tollmann, A., 1960: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. — Jb. Geol. B. A., **103**, 133—203, Tf. 6—21, Wien.
- Tollmann, A., 1963: Ostalpensynthese. — 256 S., Tf. 1—11, Wien (Deuticke).
- Trauth, F., 1921: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges., **14**, S. 105 ff., Wien.

- 1937: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges., 29, 473—573, Tf. 1, Wien.
- *) **Wicher, C. A., 1956:** Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys (mit einem Beitrag von F. Bettenstaedt). — Paläont. Z. 30, S.-H., 87—136, Tf. 12—13, Stuttgart.
- Wieseneder, H., 1962 (a):** Zur Deutung sedimentärer Strukturen in den klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges., 54, 249—260, Tf. 1—4, Wien.
- 1962 (b): Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., 1962, 273—281, Wien.
- Zeil, W., 1956:** Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. — Z. dt. Geol. Ges., 106, 468—477, 2 Abb., Hannover.
- Zeitlinger, J., 1954:** Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. — Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege (Musealver.), 99, 189—243, Linz.
- Zirkl, E., 1955:** Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim Wh. Ratscher bei Kirchdorf a. d. Krems (O.-Ö.). — Verh. Geol. B. A., 1955, 216—221, Wien.

*) Die mit einem Sternchen versehenen Arbeiten sind vorwiegend mikro-paläontologische Werke.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Dezember 1971.



- JUNGE BEDECKUNG**
- Talalluvionen
 - Schwemmkegel
 - Hangschutt
 - Rutschung
 - Bergsturz
- QUARTÄR**
- Niederterrasse Würm
 - Hochterrasse } Riss
 - Rismoräne
 - Jüngere Deckenschotter } Mindel
 - Mindelmoräne
 - Ältere Deckenschotter Günz
- MOLASSE ZONE**
- Schlier (nicht gegliedert)
- FLYSCH ZONE**
- Mürbsandsteinführende Serie O. Kreide - Alttertiär
 - Oberste Bunte Mergel
 - Zementmergelerde
 - Obere Bunte Mergel } Oberkreide
 - Serie mit Reischberger Sandstein
 - Gault } Unterkreide
 - Neokom
- HELVETIKUM**
- Graue Mergel (nur E. Kirchdorf / Krems) Alttertiär
 - Bunte Mergel Oberkreide
 - Helvetikum in Bohrungen ~ T = Tertiär
- RANDENOMAN**
- Sandsteine, Mergel
- KALKALPEN**
- Neokom
 - Bunte Kälke des Jura
 - Oberhätthlich
 - Kässener Schichten
 - Dachsteinkalk
 - Hauptdolomit
 - Wettersteinkalk
 - Muschelkalk
- EINFALLEN**
- 0°
 - 1° - 15°
 - 16° - 30°
 - 31° - 45°
 - 46° - 60°
 - 61° - 75°
 - 76° - 89°
 - 90°
- 232 Aufschluß
9991 Reflexionsseismische Bohrung
- Schichtgrenze sicher
" vermutet
Überschiebung sicher
" vermutet
Querstörung
- Lagerung normal
Lagerung überkippt
- o Ötspur am Rande des Helvetikumfensters
W Obergrünburg
- ① Profil

GEOLOGISCHE KARTE DER FLYSCHZONE UND DER HELVETISCHEN ZONE ZWISCHEN STEYRTAL UND KREMSTAL

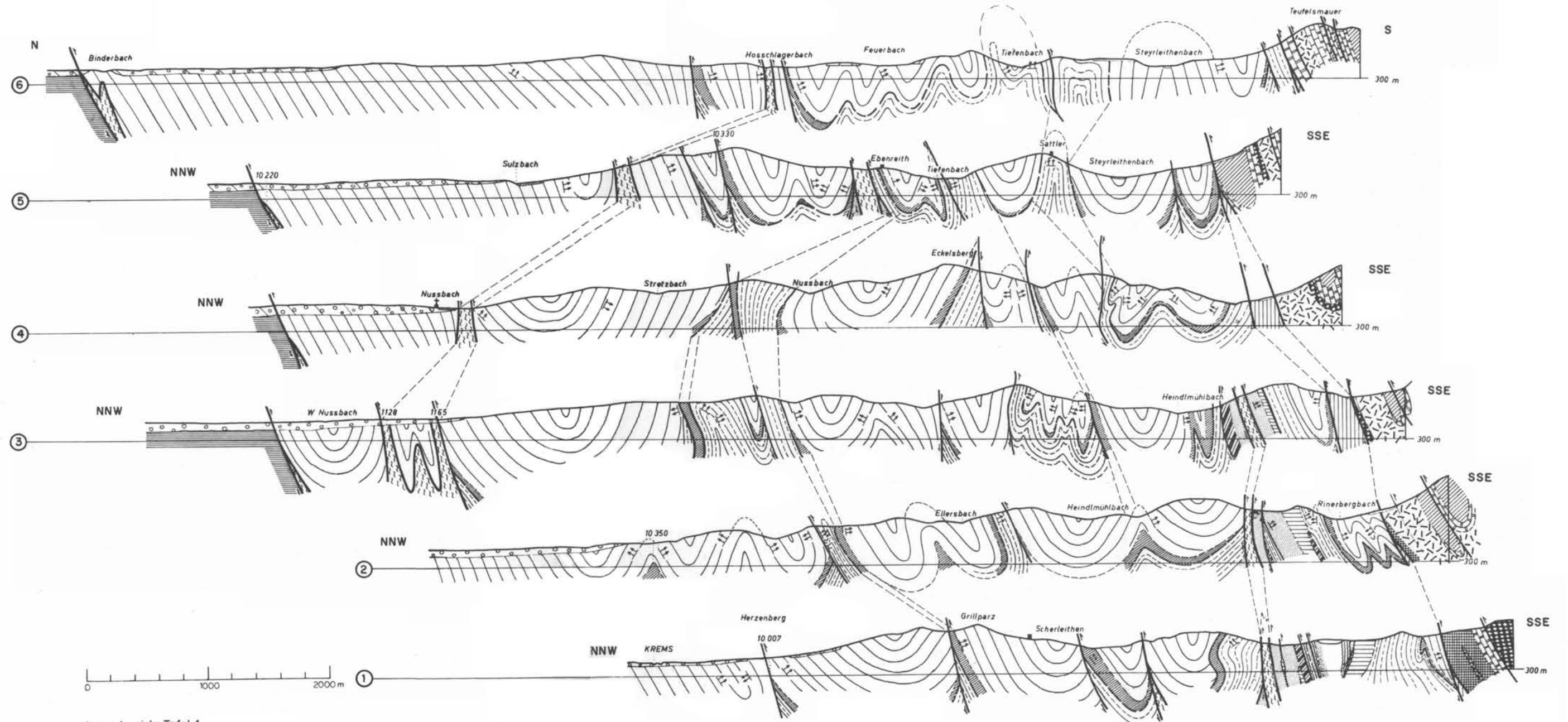
MASSTAB 1:25 000

AUFGENOMMEN IN DEN JAHREN 1962 - 1965 VON H. MAURER

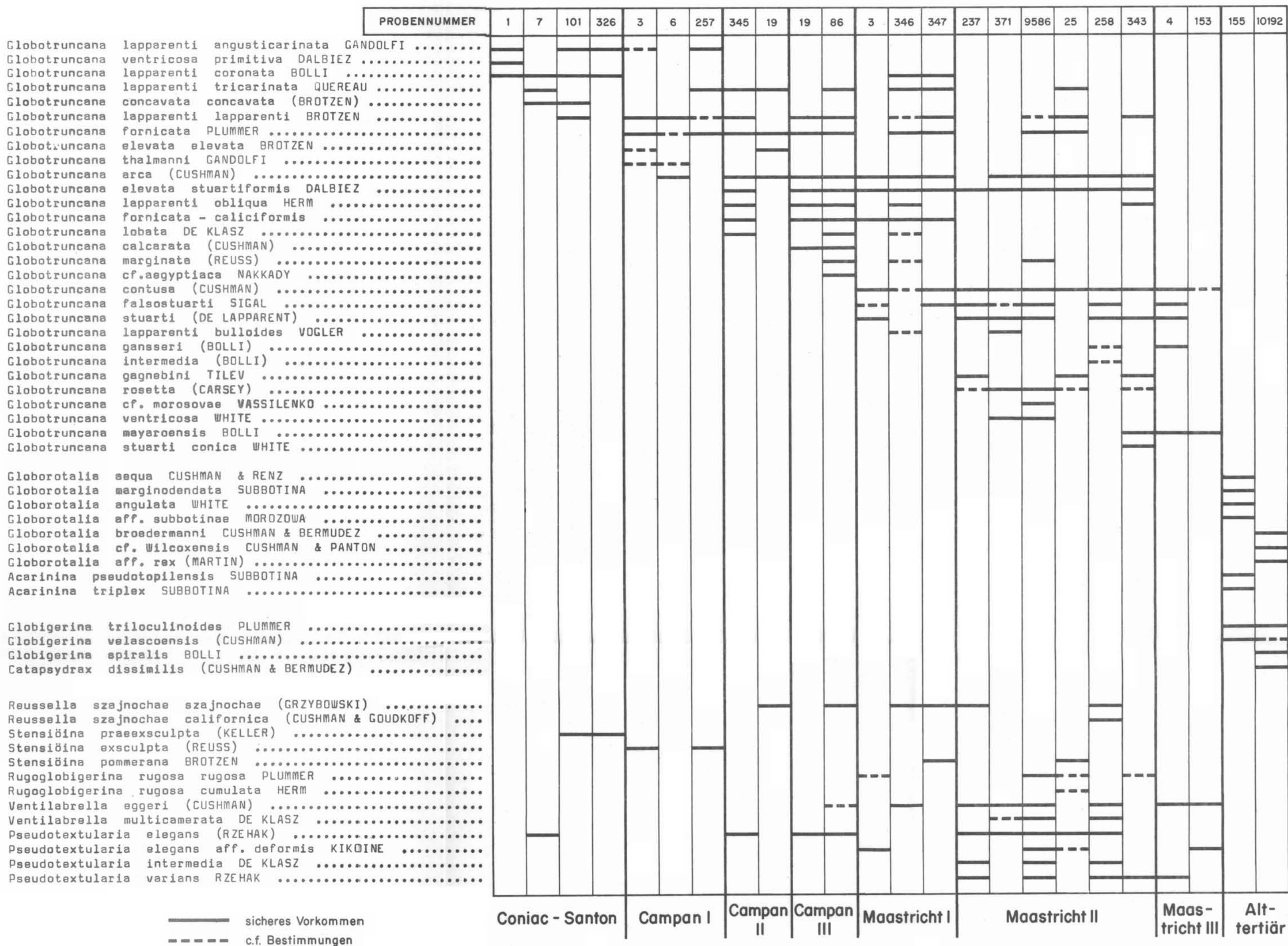
Kalkalpen: hauptsächlich nach F. BAUER 1953 - Molasse und Vorlandsquartär nach unveröffentlichten Aufnahmen von E. BRAUMÜLLER

Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Landesaufnahme in Wien Zl. L. 63466/65

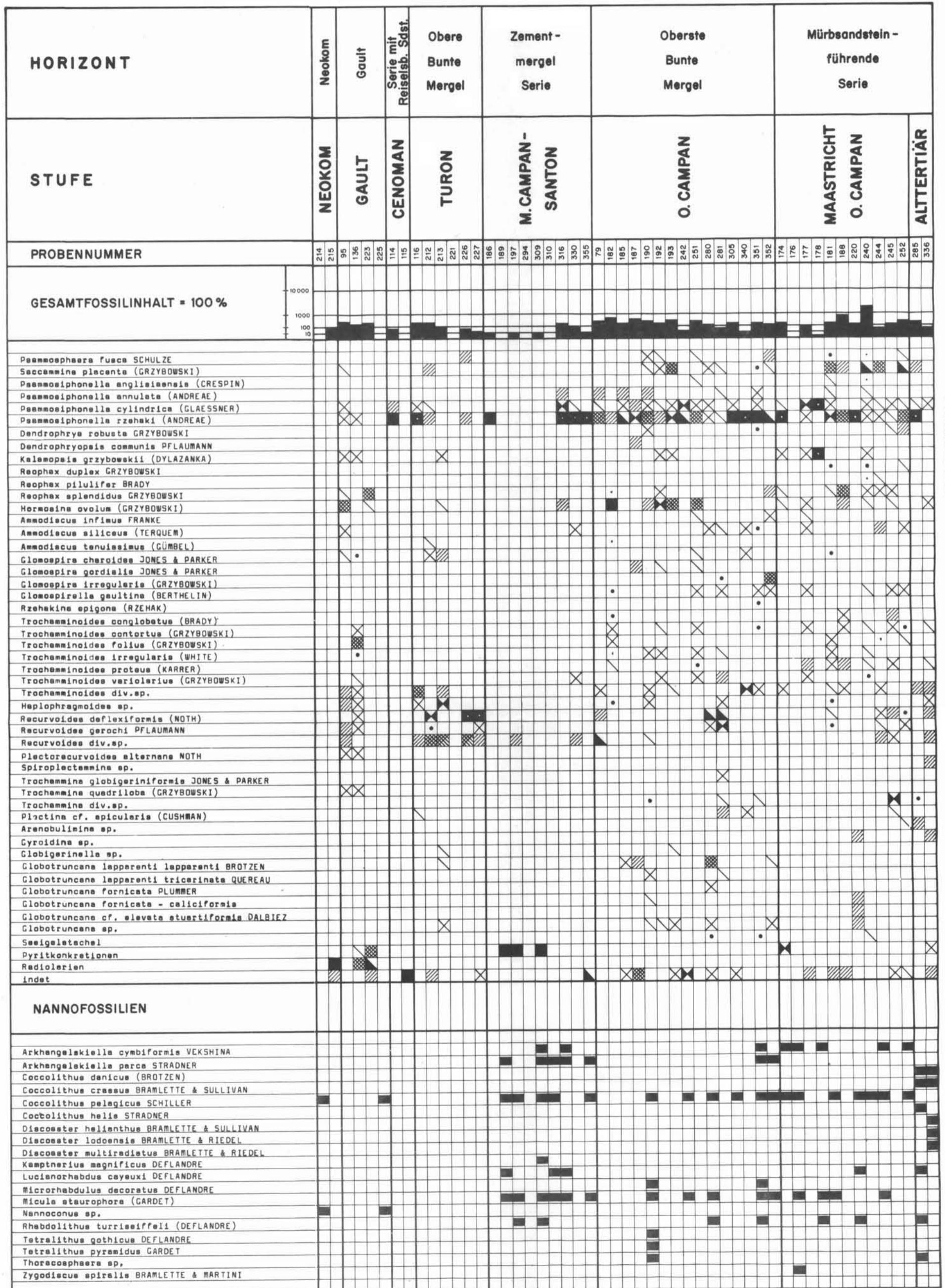
QUERPROFILE DURCH FLYSCH UND HELVETIKUM ZWISCHEN STEYRTAL UND KREMTAL



DIE VERBREITUNG DER WICHTIGSTEN FORAMINIFEREN AUS DEM HELVETIKUM



PROZENTUELLE VERTEILUNG DER FORAMINIFEREN IN DEN EINZELNEN FLYSCHPROBEN



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: [64](#)

Autor(en)/Author(s): Maurer Heinz

Artikel/Article: [Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. 137-171](#)