

Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich , Niederösterreich)

Von HANS EGGER*)

Mit 5 Abbildungen

Oberösterreich
Niederösterreich
Rhenodanubikum
Ultrahelvetikum
Mikrofauna
Nannoflora
Megalofossilien
Lithologie
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 51, 69

Inhalt

Zusammenfassung	139
Abstract	140
1. Einleitung	140
2. Schichtfolge des Rhenodanubikums	141
2.1. Tristelschichten	141
2.2. Gaultflysch	141
2.3. Obere Bunte Schiefer	141
2.4. Zementmergelserie	142
2.5. Oberste Bunte Schiefer	143
2.6. Altlenzbacher Schichtgruppe	143
3. Tektonik	144
3.1. Überblick	144
3.2. Die Baueinheiten des Rhenodanubikums im Arbeitsgebiet	145
3.2.1. Isolierte Vorkommen von Unterkreideflysch	145
3.2.2. Duftkogelschuppe	145
3.2.3. Knollerbergschuppe	145
3.2.4. Spadenbergschuppe	148
3.2.5. Höllbachschuppe	149
3.2.6. Schädlbachschuppe	150
3.3. Die Ultrahelvetikumsfenster im Rhenodanubikum und das Westende des Klippenraumes	150
Dank	151
Literatur	151

Zusammenfassung

Die Rhenodanubische Flyschzone im Grenzgebiet zwischen Oberösterreich und Niederösterreich zeigt einen Schuppenbau, für welchen vor allem die Oberen und die Obersten Buntmergelserie die Abscherungshorizonte bildeten. Die Schuppen sind im Streichen auch westlich der Enns verfolgbar. Während die Schuppengrenzen in der Nähe der Nordgrenze der Nördlichen Kalkalpen verhältnismäßig engständig sind, nimmt ihr Abstand mit zunehmender Entfernung von dieser Grenze zu. Das ist besonders gut im Vorfeld der Weyerer Bögen sichtbar. Dort konnte auch nachgewiesen werden, daß die Spadenbergschuppe mit einer tektonischen Diskordanz flach auf der steiler gefalteten Knollerbergschuppe liegt; die Mindestschubweite beträgt in diesem Fall 3 km!

Die Nordgrenze der Schädlbachschuppe wird am Nordhang des Damberges und des Steinleitensberges und südlich des Plattenberges durch mitgeschürfte Fetzen von ultrahelvetischer Buntmergelserie markiert. Diese liegen in der streichenden Fortsetzung des westlich der Enns gelegenen Hochhub-

fensters. Ein weiteres Ultrahelvetikumsfenster mit oberkretazischer Buntmergelserie liegt im Gebiet des Lurbaches (Lurbachfenster). Dieses Fenster ist an eine Störung gebunden, welche für eine Heraushebung der Südscholle verantwortlich ist. Eine parallele Störung mit gleichem Bewegungssinn bildet etwas weiter im SW die Grenze zwischen Rhenodanubikum und Ultrahelvetikum.

Dieser Bruch streicht unter die Nördlichen Kalkalpen hinein und ist somit für das Verschwinden der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone verantwortlich. Gleichzeitig ist dadurch eine verhältnismäßig späte Überschiebung durch die Nördlichen Kalkalpen über Rhenodanubikum und freiliegendes Ultrahelvetikum belegt. Dafür spricht auch, daß innerhalb des Rhenodanubikums ältere Strukturen durch den Anschlag der Nördlichen Kalkalpen überprägt wurden.

Da die Schichtfolge des Ultrahelvetikums bis ins Miozän hinaufreicht, ist der Beginn der Überschiebungsbewegungen mit Obereozän oder jünger anzusetzen. Vermutlich kam es bereits im Obereozän zu einem gravitativ induzierten Eingleiten des Rhenodanubikums in den ultrahelvetischen Faziesraum. Das Oberoligozän (Eger) der überschobenen Molasse, welches in der Bohrung Kürnberg angetroffen wurde, belegt spätere Überschiebungsvorgänge. Etwa zu dieser Zeit könnten

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elsbethen.

auch die Nördlichen Kalkalpen in ihre heutige tektonische Position gekommen sein.

Abstract

The Austrian Alps are characterized by the existence of big nappes. The Northern Calcareous Alps (Austroalpine) are resting on the Rhenodanubic Flyschzone (Northern Penninic), which lies above the Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum).

In the eastern part of the area of interest these three big tectonic units are situated side by side because the ultrahelvetic rocks form a long tectonic window between the two other nappes. South of this window the flysch is entirely removed. The northwestern border of the window is created by a nearly vertical fault. This fault is overthrust by the Northern Calcareous Alps; so it is evident that this unit reached its recent position relatively late.

The most important tectonic structures of the Rhenodanubic were not caused by the push of the northern Calcareous Alps. They are older and it could be supposed that they were created when the Rhenodanubic was transported above the Ultrahelvetic by gravitational tectonics.

In the Rhenodanubic some thrust sheets were discovered which could be identified over more than 20 km along their strike. Much of the movement took place on the bedding within weak shales (Obere und Oberste Bunte Schiefer). One of these tectonic units (Spadenbergschuppe) was transported at least 3 km above the steeper folded Knollerbergschuppe. In

the northern part of the studied area the thrustplane of the Schädlbachschuppe is marked by the occurrence of ultrahelvetic rocks (Buntmergelserie) of cretaceous age.

1. Einleitung

Im östlich der Enns gelegenen Teil Oberösterreichs erreicht die Rhenodanubische Flyschzone eine durchschnittliche Breite von etwa 10 km. Dieses Gebiet erfuhrt seit GEYER (1912, Blatt Weyer, 1 : 75.000), welcher in seiner Karte hier allerdings nur Kreideflysch i. a. ausschied, keine umfassende Darstellung mehr. Dies ist umso mehr verwunderlich, da die Lage dieses Flyschareals im Vorfeld der Weyerer Bögen einerseits und sein Angrenzen an den westlichsten Ausläufer des Klippenraumes andererseits, interessante Beobachtungen vermuten ließen. Aufbauend auf älteren Arbeiten (EGGER, 1985 und 1986) wird in der vorliegenden Abhandlung nun erstmals eine ausführliche stratigraphische und tektonische Gliederung des südlichen Teiles dieses Flyschgebietes veröffentlicht. Das Arbeitsgebiet liegt zum überwiegenden Teil auf Blatt Großraming (ÖK 69)

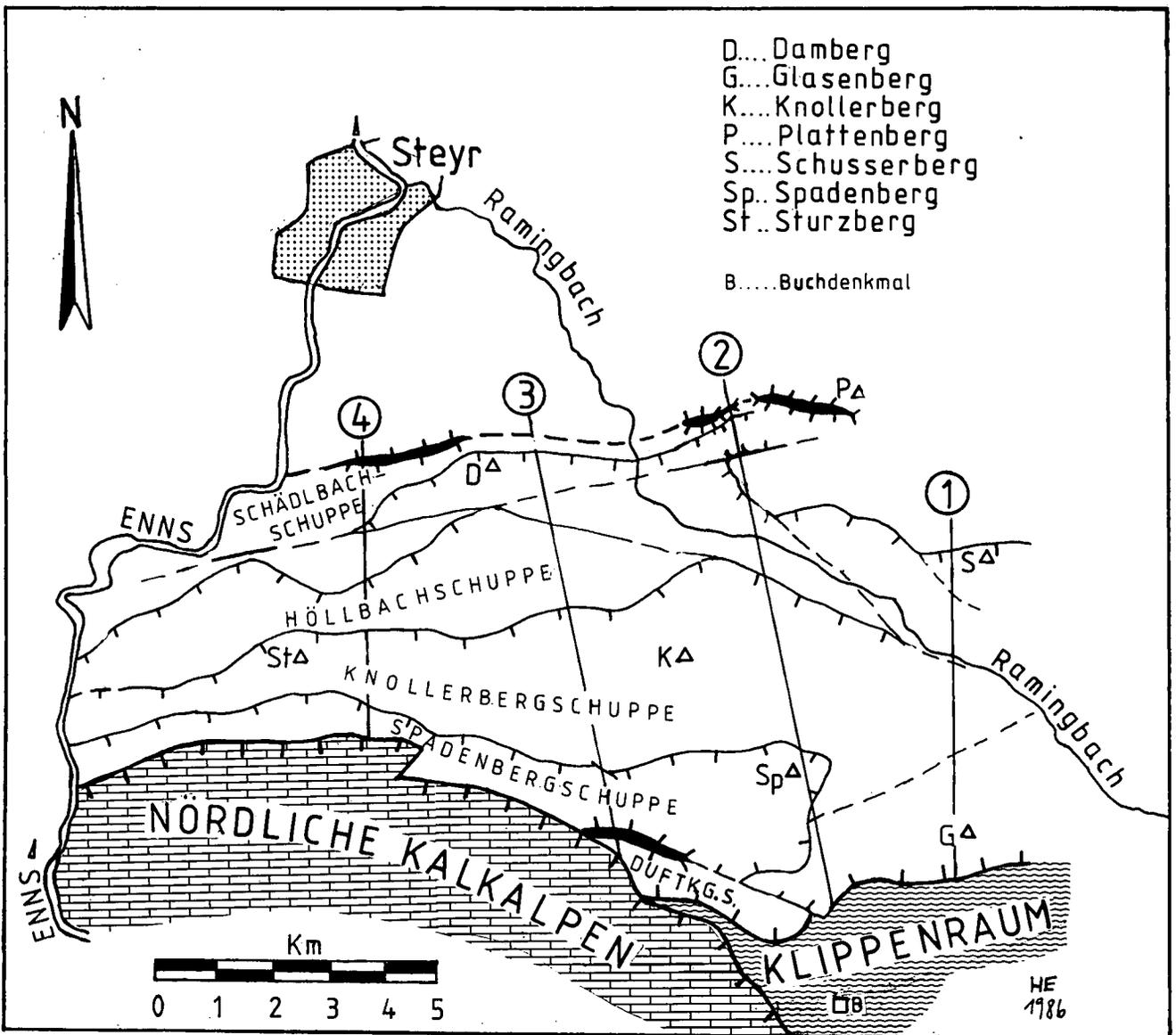


Abb. 1: Topographische und tektonische Übersichtsskizze und die Lage der Profile (1-4).

und nur ein schmaler Streifen im Norden ist bereits auf Blatt Steyr (ÖK 51) gelegen.

2. Schichtfolge des Rhenodanubikums

2.1. Tristelschichten

Das älteste bekannte Schichtglied des Rhenodanubikums stammt aus der tieferen Unterkreide und ist mit regional unterschiedlichen Bezeichnungen belegt: Nach PREY (1980, 196f.) spricht man in Vorarlberg und Bayern von „Tristelschichten“, in Salzburg, Oberösterreich und im westlichen Niederösterreich von „Neokomflysch“ und im östlichen Niederösterreich von „Wolfpassinger Schichten“. Im Gegensatz dazu verwenden RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 417) auch in Salzburg und Oberösterreich den Begriff „Tristelschichten“. Ebenso betont STURM (1968, 58), daß dieser Begriff auch auf die österreichischen Verhältnisse anwendbar ist. Daher und wegen der nach wie vor stark unterschiedlichen Auffassung über die stratigraphische Reichweite des Begriffes „Neokom“ (s. Diskussion bei FREIMOSER, 1972, 31) wird auch in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung „Tristelschichten“ verwendet.

Die Tristelschichten konnten im Arbeitsgebiet nur an zwei Stellen aufgefunden werden: das eine Vorkommen befindet sich beim Dorf Laussa, unmittelbar nördlich des Kalkalpenrandes, das andere liegt im Pechgrabengebiet südlich vom Gehöft Kaltrinner und lagert direkt dem Klippenraum auf.

Die erste Lokalität wird bereits von GEYER (1909, 64) beschrieben und als Neokomaptychenkalk bezeichnet. Das Unterkreidealter konnte nun mit Hilfe der Nannoflora (det. H. STRADNER) bestätigt werden: *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Braarudosphaera hoschulzi* REINHART, *Nannoconus* sp.

Aufgrund ihrer Lithologie müssen diese Gesteine aber im Gegensatz zu Geyer (s. o.) der Rhenodanubischen Flyschzone zugeordnet werden:

Im Aufschluß dominieren graue Mergel mit hellen Anwitterungsfarben, welche z. T. reichlich Chondriten führen. Daneben kommen dm-mächtige, gelbbraun anwitternde Bänke grauer Feinsandsteine vor. Kennzeichnend für die Tristelschichten sind aber vor allem vereinzelt in die Schichtfolge eingeschaltete, bis 25 cm mächtige Bänke von gradierten, grauen Kalksandsteinen, deren Basis aus Grobsandstein oder Feinbrekzie (Komponenten 3–4 mm) aufgebaut wird. Diese Gesteine werden als Tristelbrekzie (s. MÜLLER-DEILE, 1940, 332) bezeichnet. Bedingt durch das Kalzitzement, welches mit etwa 20 % am Gesteinsaufbau beteiligt ist, glitzern die Bruchflächen spätig auf. An Komponenten überwiegen graue, weitgehend fossilere Karbonate (Mudstones). Daneben treten aber auch lithische Fragmente von polykristallinem Quarz mit z. T. stark undulöser Auslöschung, von Quarz-Plagioklasaggregaten und von Vulkaniten auf. Letztere erscheinen als Quarze mit Korrosionsbuchten, welche an den Korngrenzen gelegentlich noch Reste einer dunklen Matrix erkennen lassen (Porphyroquarze). Auch die monokristallinen Quarze zeigen häufig Korrosionsbuchten, sind meist einschlußfrei und besitzen flächige Auslöschung. Isolierte Feldspatkörner sind selten und kommen fast nur in Form von Plagioklas vor; nur vereinzelt kann auch Mikroklin beobachtet werden.

Von jedem der beiden Vorkommen der Tristelschichten wurde je eine Modalanalyse aus den gröberklastischen Bänken (Tristelbrekzie) durchgeführt:

Quarz	Feldspat	Lithische Fragmente
25 %	8 %	67 %
31 %	10 %	59 %

Als Gesteinsbruchstücke treten vor allem Karbonate auf. Daher können beide Proben aufgrund ihrer Zusammensetzung als Litharenite bzw. Kalklithite (z. B. PETTIJOHN et al., 1973, 158f) bezeichnet werden.

2.2. Gaultflysch

Die Gesteine dieses Schichtgliedes, welches vermutlich im Alb (z. B. FREIMOSER, 1972, 34f.) abgelagert wurden, sind im Arbeitsgebiet nur sehr untergeordnet vorhanden und zeigen durchwegs starke tektonische Beanspruchung. Aufschlüsse fehlen weitgehend, sodaß hier Lesesteine die Grundlage für die Kartierung bilden mußten.

Das ausgedehnteste Vorkommen von Gaultflysch wurde im Pechgrabengebiet beim Gehöft Kaltrinner angetroffen: hier konnte SCHNABEL (frd. mündl. Mitt.) das Gaultalter mit Hilfe einer Foraminiferenfauna belegen. Zudem ist hier auch der Zusammenhang im Profil gegeben, da sich im Liegenden der Gaultgesteine die Tristelschichten befinden. Ein weiteres Vorkommen von Gaultflysch wurde im Rahmen des Lurbachfensters aufgefunden.

Typisch für den Gaultflysch sind harte, splitterig brechende, glaukonitreiche Fein- bis Grobsandsteine, welche meist zahlreiche Kalzitadern aufweisen. Neben Quarz ist Glaukonit die häufigste Komponente.

Neben den Sandsteinen konnten gelegentlich auch dunkelgraue bis schwarze Tonsteine beobachtet werden, welche wegen der tektonischen Beanspruchung meist in fettglänzender, schieferiger Ausbildung vorliegen.

2.3. Obere Bunte Schiefer

Gesicherte Vorkommen von Unteren Bunten Schiefern und von Reiselberger Schichten fehlen im Arbeitsgebiet. Dafür ist ein Schuppenbau verantwortlich, für welchen die Oberen Bunten Schiefer und die Obersten Bunten Schiefer die bevorzugten Abscherungshorizonte bildeten. Daher werden gleich die Oberen Bunten Schiefer besprochen.

Während FREIMOSER (1972, 38f.) in Bayern die Oberen Bunten Mergel und die Piesenkopfschichten kartierungsmäßig zusammenfaßt, werden in Österreich (z. B. PREY, 1980, 197) die Oberen Bunten Schiefer von der dünnbankigen Basis der Zementmergelserie abgetrennt. Die Oberen Bunten Schiefer können im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit bis zu einigen Zehnermetern erreichen. Gute Aufschlüsse befinden sich am Nordabhang des Spadenberges und des Plattenberges und im Gebiet des Rädlbaches.

Die aus diesem Schichtglied entnommenen Nannoproben waren durchwegs steril. Auch die Foraminiferenproben erwiesen sich meist als stratigraphisch nicht aussagekräftig (*Dendrophyra* sp.). Nur eine Probe aus dem Rädlbachgraben, welche SW vom Gehöft Graben-

bauer genommen wurde, lieferte eine verhältnismäßig reiche Fauna (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana coronata* (BOLLI), *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY), *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncana* cf. *linneiana* (D'ORBIGNY), *Heterohelix globulosus* (EHRENBERG), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Dorothia trochoides* (MARSSON), *Rzehakina epigona* (RZEHA), „*Recurvoides*“ sp., *Trochammina* sp.

Diese Fauna erlaubt eine Alterseinstufung in den Zeitraum Oberconiac bis Untersanton. Dies steht in gutem Einklang zu anderen Autoren: So gibt z. B. STURM (1968, 67) die stratigraphische Reichweite der Oberen Bunten Schiefer in seinem Gebiet mit Mitteluron bis einschließlich Untersanton an.

In den Proben aus den Aufschlüssen des Spadenberges wurde neben stratigraphisch nicht brauchbaren Sandschalern nur *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI) beobachtet. Diese Art kommt von Oberturon bis mindestens in das Untercampan hinein vor; charakteristisch und häufig ist sie im Coniac (s. WEIDICH, 1984, 96).

Trotz der nur sporadisch gefundenen stratigraphischen Befunde sind die Oberen Bunten Schiefer aufgrund ihrer Lithologie und aufgrund ihrer Lagerungsbeziehungen zu den umgebenden Gesteinen meist leicht zu erkennen:

Die Hartbänke werden äußerst selten mächtiger als 10 cm (im Gegensatz dazu wurden in den Obersten Bunten Schiefen Bänke zwischen 20 cm und 30 cm Mächtigkeit verhältnismäßig oft beobachtet). Häufig treten an den Bankunterseiten Lebensspuren („Tüpfelrasen“) auf. Die gelbbraun anwitternden Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen werden durch rotbraune, grüne und graue Tonstein- und Tonmergelagen getrennt. Gegen das Hangende erfolgt der Übergang in die dünnbankige Basis der Zementmergelserie durch das Auftreten der typischen Kalkmergel (= Zementmergel), während bunte Tonsteine und Tonmergel allmählich an Bedeutung verlieren.

2.4. Zementmergelserie

Diese Einheit erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von etwa 300 m. Ihre besten Aufschlüsse liegen am Nordhang des Knollerberges und im Ahornleitengraben und Kotgraben.

Aufgrund ihrer Lage zwischen den Oberen Bunten Schiefen im Liegenden und den Obersten Bunten Schiefen im Hangenden kann die stratigraphische Reichweite der Zementmergelserie etwa mit Obersanton bis Mittelcampan angegeben werden. Mit Hilfe der Nannofloren läßt sich der campanen Anteil dieser Serie meist sehr gut bestimmen, wie das Beispiel einer Probe aus dem Wildgrabenbach (ca. 1,4 km ENE vom Dorf Laussa) zeigen soll (det. H. STRADNER): *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula staurophora* (GARDET), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Broinsonia parca* (STRADNER), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Phanulithus obscurus* (STRADNER), *Cibrosphaerella ehrenbergi* ARKHANGELSKY, *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI, *Microrhabdulus decorus* DEFLANDRE, *Eiffelithus eximius* (STOVER).

Im basalen Teil der unmittelbar an diesen Probenpunkt anschließenden turbiditischen Hartbank konnten die bisher einzigen Makrofossilien im hier beschriebenen Teil des Rhenodanubischen Flysches aufgefunden

werden. Es handelt sich um Reste von *Inoceramus* (*Platyceramus*) cf. *adversus* RIEDEL. Nach SEITZ (1967, 92) liegt die Hauptverbreitung dieser Art im Zeitraum Obersanton bis Untercampan.

Die Spurenfossilien der Zementmergelserie wurden nicht näher untersucht, charakteristisch ist jedoch das häufige Auftreten von Helminthoideen und von verschiedenen Chondritenformen. Nach SEILACHER (z. B. 1978, 177) werden die regelmäßig mäandrierenden, parallel zur Schichtfläche auftretenden Weidespuren zur Nereites-Ichnofazies gestellt. CHAMBERLAIN (z. B. 1978, 39) und KSIASKIEWICZ (1975, 341) werten das Vorkommen von Chondriten als eigene Subfazies innerhalb der Nereites-Ichnofazies.

Innerhalb des Rhenodanubischen Flysches ist die Zementmergelserie lithologisch in erster Linie durch ihren verhältnismäßig hohen Karbonatgehalt ausgezeichnet. Das namensgebende Gestein sind harte, scherbilg brechende, weiß anwitternde Kalkmergel (Zementmergel). Diese können mehrere Meter mächtig werden. Im Hangenden grenzen sie oft mit einem scharfen Kontakt (verursacht durch eine sprunghafte Abnahme des Karbonatgehaltes) an grünliche Tonsteine bzw. Tonmergel an. Diese stellen vermutlich das pelagische „Normalsediment“ dar. Die karbonatreichen Zementmergel sind dagegen als Ablagerungen von Trübeströmen geringer Dichte zu interpretieren. Sie können in die pelagischen tonreichen Sedimentgesteine eingeschaltet sein oder sich allmählich aus einer Sandsteinbank entwickeln.

Auch diese Hartbänke sind durch einen hohen Karbonatgehalt ausgezeichnet. Neben monokristallinen Quarzkomponenten treten Karbonatgesteinsklasten und Bioklasten (vor allem Foraminiferen und Bryozoen) sehr häufig auf. Die Karbonatfragmente werden von mikritischen Kalken, welche gelegentlich Calcipionellen führen, gebildet. Die karbonatischen Komponenten geben deutliche Hinweise auf karbonatproduzierende Hang- und Schelfgebiete, welche Material für die Trübestrome lieferten. Das karbonatische Zement der Hartbänke zeigt häufig Einschlüsse und sehr unregelmäßig Korngrenzen. Außerdem konnten gelegentlich „mikritische Flecken“ innerhalb des Zementes beobachtet werden, was darauf schließen läßt, daß eine primär vorhandene mikritische Matrix rekristallisierte (= Pseudosparit).

BOUMA (1962, 136) spricht von einem „calcareous sandstone“ (in der österreichischen Flyschliteratur: Kalksandstein), wenn Karbonat in Form von Zement und Komponenten zu mehr als 20 % am Aufbau des Sandsteines beteiligt ist. Das trifft auf die Sandsteine der Zementmergelserie durchwegs zu. Die lithofazielle Gliederung der Zementmergelserie beruht daher auf den unterschiedlichen Bankmächtigkeiten und auf dem wechselnden Anteil der Kalkmergel in der Schichtfolge:

Die Basis der Zementmergelserie (Zementmergelbassschichten; Piesenkopfschichten) ist dünnbankig und durch eine rhythmische Wechsellagerung von dezimetermächtigen Kalksandsteinen und gleichmächtigen Zementmergeln gekennzeichnet. Gute Aufschlüsse dieses Profilschnittes befinden sich im Ahornleitengraben und am Nordhang des Knollerberges.

Der Mittelabschnitt der Zementmergelserie ist durch das häufige Auftreten der namensgebenden Kalkmergel ausgezeichnet, welche oft mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Sie entsprechen meist dem Abschnitt T_d des Boumazykus. Die Kalksandsteinbänke können bis 2 m mächtig sein. Ein guter Aufschluß befindet sich an der Ostseite des Mitterberges (NE vom Dorf Laussa), in der

streichenden Fortsetzung des oben erwähnten Fossilfundpunktes. Auch an der Nordseite des Knollerberges und des Sonnberges und im Ahornleitengraben gewinnt man gute Einblicke in diesen Profilabschnitt.

Der hangendste Abschnitt der Zementmergelserie ist durch das weitgehende Fehlen der Kalkmergel ausgezeichnet. Daher wurde dieser Profilabschnitt in Bayern „Hällritzer Serie“ bezeichnet. In diesem Abschnitt werden die bis 0,5 m mächtigen Hartbänke nur durch dünne Bankfugen getrennt. Außerdem zeigen diese Bänke häufig eine grünliche Färbung, welche auf den Glaukonitgehalt zurückgeht; die Glaukonitkörner liegen als klastische Komponenten vor und nicht als authigene Bildungen. Die besten Aufschlüsse wurden am Nordhang des Sonnberges angetroffen.

2.5. Oberste Bunte Schiefer

Dieses Schichtglied ist aufgrund seines Reichtumes an pelitischen Gesteinen meist nur schlecht aufgeschlossen, sodaß die Abschätzung seiner Gesamtmächtigkeit Schwierigkeiten bereitet. Eine Ausnahme stellen hier die hervorragenden Aufschlüsse im Kotgraben und Ahornleitengraben, vor allem aber ein Profil an der Westflanke des Glasenberges (Forststraße in 690 m Seehöhe) dar. Hier liegt die Mächtigkeit der Obersten Bunten Schiefer bei etwa 150 m!

Mit Hilfe der Nannofloren ist die Einstufung dieses Schichtgliedes in das Campan meist leicht durchzuführen. Als Beispiel ist eine Probe aus dem Westteil des Arbeitsgebiets (Graben beim Gehöft Huber) angeführt (det. H. STRADNER): *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Micula staurophora* (GARDET), *Lucianorhabdus cayeuxi* (DEFLANDRE), *Eiffelithus eximius* (STOVER).

Die untersuchten Foraminiferenfaunen bestehen zur Gänze aus Sandschalern, wobei neben Trochamminen vor allem der Reichtum an Hormosinen und hier besonders von *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH auffällt. GRÜN (1967, 116f – fide STURM, 1968, 77) betrachtet das gehäufte Vorkommen dieser Art als Indiz für die Einstufung derartiger Proben in den Zeitraum vom Mittelcampan bis ins untere Obercampan („gigantea-Zone“ sensu GRÜN). GEROCH & NOWAK (in Vorbereitung) geben die stratigraphische Reichweite der gleichen Foraminiferenart mit Mittelcampan bis Mittelpaläozän an, wobei ein gehäuftes Auftreten vom Mittelcampan bis zum Ende des Maastrichts beobachtet wurde (gigantea-Zone sensu GEROCH & NOWAK).

Die Obersten Bunten Schiefer entwickeln sich aus dem mergelarmen Hangendabschnitt der Zementmergelserie (Hällritzer Serie) durch das Auftreten von roten und grünen Tonsteinen. Zuerst erscheinen diese Einschaltungen nur sporadisch, gewinnen aber dann rasch an Häufigkeit und begrenzen schließlich fast jede Hartbank im Liegenden und Hangenden. Die Mächtigkeit der Hartbänke zeigt dabei zuerst keine auffällige Verminderung. Die roten Tonsteineinschaltungen stellen vermutlich das pelagische „Normalsediment“ dar (s. z. B. FAUPL, 1976, 454). Da sich die Mächtigkeit der Turbidite zuerst nicht ändert, kann geschlossen werden, daß nicht das Ausmaß der Einzelereignisse abnimmt, sondern nur die Häufigkeit, mit der Turbidite zur Sedimentation gelangen.

Im weiteren Profilverlauf treten gemeinsam mit den bunten Tonsteinen dünne, nur wenige Zentimeter

mächtige Hartbänkchen auf. Diese bestehen aus den höheren Abschnitten der Bouma-Abfolge (T_b , T_c), und es wurden auch Bänkchen beobachtet, welche nur aus dem kreuzgeschichteten Bereich (T_c) aufgebaut werden; diese zeigen dann eine charakteristische Rippelbildung.

Die dünnen Bänkchen treten zuerst nur vereinzelt auf, nehmen aber rasch an Häufigkeit zu. So entstehen 1 m bis 2 m lange Profilabschnitte, welche eine intensive Wechsellagerung von dünnen Hartbänkchen mit bunten Tonschiefern zeigen. Diese Abschnitte werden im Liegenden und Hangenden von bis zu 0,5 m mächtigen Bänken begrenzt, welche meist vollständige Bouma-Abfolgen aufweisen.

Die selten zu beobachtenden flachen, spindelförmigen Kolkungsmarken belegen eine Anlieferung des turbiditischen Materials abwechselnd aus Osten und aus Westen.

Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß die Resedimente der Obersten Bunten Schiefer aus zwei Liefergebieten hergeleitet werden können. Es wird vermutet, daß die mächtigeren Turbidite aus einem anderen Gebiet angeliefert wurden als die oben beschriebenen dünnbankigen Lagen. Letztere könnten z. T. auch Ablagerungen aus Bodenströmungen (Kontourite) sein.

Gegen das Hangende nimmt innerhalb der Obersten Bunten Schiefer die Bedeutung der mächtigeren Bänke wieder zu. Diese werden zunehmend grobkörnig und dickbankig (bis 1 m). Dazwischen liegen aber auch noch dünnbankige Einschaltungen mit bunten Tonsteinen und dezimetermächtigen Hartbänken vor. Diese Abschnitte werden immer geringmächtiger und so vollzieht sich allmählich der Übergang in die dickbankige, durch Grobsandsteine charakterisierte Basis der Altlenzbacher Schichtgruppe.

Die Obersten Bunten Schiefer zeigen also sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Übergänge in die angrenzenden Schichtglieder. Sie repräsentieren eine Zeit stark herabgesetzter Sedimentationsrate und gleichzeitig einen Übergang von der karbonatreichen Zementmergelserie in die karbonatarme Basis der Altlenzbacher Schichtgruppe.

2.6. Altlenzbacher Schichtgruppe

Die in Frage stehenden Ablagerungen wurden mit zahlreichen synonymen Bezeichnungen belegt (s. Diskussion bei HOFER & TICHY, 1983, 73ff). SCHNABEL (frdl. mündl. Mitt.) gelang eine weitere lithostratigraphische Untergliederung dieser Gesteine, für welche der genannte Autor den Namen „Altlenzbacher Schichten“ (GÖTZINGER & BECKER, 1932, 348) verwendet. Auch im Arbeitsgebiet konnte diese lithofazielle Gliederung in vier Formationen durchgeführt werden, welche zur Altlenzbacher Schichtgruppe zusammengefaßt werden.

Die besten Aufschlüsse der Altlenzbacher Schichtgruppe befinden sich im Arbeitsgebiet im Klein- und Großkohlergraben, im Kotgraben und im Ahornleitengraben, der paläozäne Anteil der Altlenzbacher Schichtgruppe wurde im westlich des Dambaches gelegenen Grabeneinschnitt (Hubergraben) aufgefunden.

Im hier vorgestellten Gebiet konnten in der Altlenzbacher Schichtgruppe das Maastricht und das Paläozän nachgewiesen werden, nicht aber das Eozän. Die Nannofloren sind meist sehr reich entwickelt. Als Beispiel aus dem kretazischen Anteil dieser Gesteine wird eine

Probe aus dem Westteil des Arbeitsgebietes angeführt (det. H. STRADNER): *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), *Micula staurophora* (GARDET), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Eifelithus turriseiffelii* (DEFLANDRE), *Quadrum trifidum* (STRADNER), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Microrhabdulus stradneri* BRAMLETTE & MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Cibrosphaerella numerosa* GARDET, *Nannoconus* sp.

Im gleichen Grabeneinschnitt liegen auch die paläozänen Anteile der Altlenzbacher Schichtgruppe vor (det. H. STRADNER): *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER), *Zygodiscus adamas* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Thoracosphaera operculata* BRAMLETTE & MARTINI, *Thoracosphaera saxeae* STRADNER, *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA.

Lithofaziell lassen sich innerhalb der Altlenzbacher Schichtgruppe vier Formationen unterscheiden:

- Der basale Anteil der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 1) erreicht eine Mächtigkeit von etwa 280 m. Er ist ausgezeichnet durch das Vorherrschen von meist 1 m bis 1,5 m mächtigen Sandsteinbänken, die oft unmittelbar aneinandergrenzen; graue Tonmergelzwischenlagen sind selten. Nur gegen die Obersten Bunten Schiefer hin nehmen pelitische Gesteine an Häufigkeit zu.

Die Sandsteine werden aus Mittel- bis Grobsanden aufgebaut, welche so dicht gepackt sind, daß die pelitische Matrix mengenmäßig nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt (weniger als 10 % des Gesamtgesteines). Gradierungen lassen sich im Gelände meist nicht erkennen und auch sonst ist die Armut an bankinternen sedimentären Strukturen auffällig. Die Bänke spalten häufig in ihrem Hangendanteil im Zentimeterabstand auf. Tongallen wurden mehrmals beobachtet. Als Sohlmarken treten nur gelegentlich Belastungsmarken auf.

- Über diesem von Sandsteinen beherrschten Bereich folgt ein etwa 650 m mächtiger Profilabschnitt (Formation 2), in welchem Zementmergel und Kalksandsteine auftreten; aber auch hier sind immer wieder grobkörnige, karbonatarmer Arenite eingeschaltet. Im oberen Teil von Formation 2 treten vereinzelt mächtige Turbidite (bis 10 m!) auf, die aus einer grobkörnigen arenitischen Hartbank bestehen, aus welcher sich allmählich Zementmergel (6–8 m) entwickeln. Tonmergelzwischenlagen sind sehr selten. Gelegentlich auftretende Kolkungsmarken belegen wechselnde Transportrichtungen des resedimentierten Materials sowohl aus Osten als auch aus Westen.
- Die darüber folgende, etwa 450 m mächtige Teileinheit der Altlenzbacher Schichtgruppe (Formation 3) ist wieder von Sandsteinen beherrscht, die aber etwas mächtiger (1,5 m–2 m) sind, als jene von Formation 1. An der Basis der Sandsteinbänke der Formation 3 können oft Feinbrekzien (Quarzgerölle bis 0,5 cm) beobachtet werden. Bankinterne sedimentäre Strukturen sind wieder sehr selten und treten praktisch nur in den gelegentlich eingeschalteten dünneren (um 0,5 m) und karbonatreicheren Bänken auf, welche vor allem Parallel- und Kreuzschichtung aufweisen. Mergelzwischenlagen sind im gesamten Profilabschnitt ausgesprochen selten.
- Die Grenze zwischen Kreide und Tertiär liegt innerhalb der nächsten lithofaziellen Einheit (Formation 4) der Altlenzbacher Schichtgruppe. Diese Grenze ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen,

sondern wird im Hubergraben durch eine Rutschung verdeckt.

Die Hartbänke von Formation 4 sind meist zwischen 0,5 m und 1 m mächtig und oft kalkig gebunden. Vollständige Boumazyklen wurden häufig beobachtet, insbesondere das Intervall mit Parallelschichtung und jenes mit Kreuzschichtung ist meist sehr deutlich entwickelt. Neben den Kalksandsteinen sind auch grobkörnige Sandsteinbänke mit pelitischer Matrix nicht selten zu beobachten. Die geringe Verwitterungsbeständigkeit dieser Matrix kann unter dem Einfluß der Atmosphärrillen zum „Mürbwerden“ dieser Sandsteine führen. Derartige Mürb sandsteine kommen mit Ausnahme von Formation 2 in der gesamten Altlenzbacher Schichtgruppe vor.

Typisch für Formation 4 ist ihr Pelitreichtum: Die Hartbänke werden durch pelitreiche Einschaltungen getrennt, in welchen aber auch dezimeter- bis zentimeterstarke, harte Lagen eingeschaltet sind. Die Tonmergel dieser Abschnitte sind fast durchwegs dunkelgrau und lassen meist schon makroskopisch feinkörnige terrigene Komponenten erkennen. Diese grauen Mergel können sich allmählich aus unterlagernden Hartbänken (kontinuierliche Übergänge in Mürb sandsteine sind häufig) entwickeln oder aber isoliert vorliegen. Das läßt sich im Gelände meist leicht daran erkennen, daß sie in feinblättrige, hellgrüne Tonsteine eingeschaltet sind, welche vermutlich das pelagische „Normalsediment“ darstellen. Die Kolkungsmarken in Formation 4 weisen durchwegs auf eine Anlieferung des Materials aus Osten hin.

Da die jüngste lithofazielle Einheit der Altlenzbacher Schichtgruppe im Arbeitsgebiet nie einen ungestörten Kontakt zu den tieferen Profilabschnitten zeigt, kann auch die Gesamtmächtigkeit der Altlenzbacher Schichtgruppe nicht angegeben werden. Die drei älteren Formationen erreichen annähernd eine Mächtigkeit von 1400 m. Nimmt man für den kretazischen Anteil insgesamt eine Mächtigkeit von 1500 m an, so beträgt die durchschnittliche Sedimentationsrate rund 12 cm/1000 y; sie ist damit etwa dreimal so hoch wie jene der Zementmergelserie.

3. Tektonik

3.1. Überblick

Durch die Ergebnisse einiger Tiefbohrungen ist die Deckennatur des Rhenodanubikums unzweifelhaft gesichert. Eine dieser Bohrungen (Bohrung Kürnberg der ÖMV) befindet sich im Arbeitsgebiet, nämlich im Tal des südöstlich von Šteyr gelegenen Ramingbaches. Die Unterkante des Rhenodanubikums liegt in dieser Bohrung in einer absoluten Tiefe von –1670 m, jene des Ultrahelvetikums in –1864 m (s. Abb. 2). Unmittelbar darunter wurde das Eger der überschobenen Molasse angetroffen (frdl. mündl. Mitt. Dr. H. KRAMER, ÖMV). Rund 3,5 km südlich des Bohrplatzes ist im Pechgrabengebiet der Kontakt zwischen hangendem Rhenodanubikum und liegendem Ultrahelvetikum der Grestener Klippenzone an der Oberfläche aufgeschlossen. Da hier noch das Mitteleozän nachgewiesen werden konnte, fand die Überschiebung frühestens im Obereozän statt.

Der interne Baustil des gesamten Rhenodanubikums ist nach PREY (1980, 200 und Profile von Abb. 43) so-

wohl durch Falten- als auch Schuppenbau gekennzeichnet. Gleichzeitig betont dieser Autor, daß deutliche Deckenbildungen im größten Teil der Rhenodanubischen Flyschzone – mit Ausnahme von Vorarlberg und dem Wiener Wald – nicht bekannt sind. Demgemäß bezeichnet auch SCHNABEL (1979, 35) den zwischen St. Pölten und dem Chiemsee gelegenen Teil der Rhenodanubischen Flyschzone als Hauptflyschdecke.

Die Hauptflyschdecke des Arbeitsgebietes und des daran unmittelbar westlich anschließenden Gebietes, welches von BRAUNSTINGL (1985, 1986) untersucht wurde, wird aus mehreren großen Einheiten aufgebaut. Diese lassen sich im Streichen auf einer Strecke von mindestens 20 km verfolgen und in einem Fall konnte eine Mindestschubweite von 3 km nachgewiesen werden.

Bei diesen Größenordnungen könnte durchaus schon von Teildecken der Hauptflyschdecke gesprochen werden. Um die Unterschiede in den Dimensionen zwischen diesen Einheiten der Hauptflyschdecke und den ausgedehnteren und auch faziell unterschiedlichen Flyschdecken des Wiener Waldes schon in der Namensgebung hervorzuheben, wird im vorliegenden Fall der Bezeichnung „Schuppe“ vor „Decke“ der Vorzug eingeräumt.

3.2. Die Baueinheiten des Rhenodanubikums im Arbeitsgebiet

3.2.1. Isolierte Vorkommen von Unterkreideflysch

Im Arbeitsgebiet ist das Rhenodanubikum durch das weitgehende Fehlen der älteren Flyschschichtglieder (Tristelschichten, Gaultflysch, Untere Bunte Mergel, Reiselsberger Schichten) gekennzeichnet. Dies beruht darauf, daß die Rhenodanubische Flyschzone hier von Schuppen aufgebaut wird, deren Abscherungsniveau ungefähr im Bereich der Oberen bzw. Obersten Bunten Schiefer liegt.

Tiefere Flyschschichtglieder konnten nur in isolierten Vorkommen am Südrand des Rhenodanubikums aufgefunden werden. Aufgrund ihrer Kleinheit sind diese Späne in der tektonischen Übersichtsskizze nicht vermerkt. Ein Aufschluß von Tristelschichten befindet sich im Stodergraben unmittelbar unter der Überschiebungsfläche der Nördlichen Kalkalpen. Ein zweites Vorkommen, welches von Tristelschichten und Gaultflysch aufgebaut wird, liegt im Pechgrabengebiet und zwar südlich des Gehöftes Kaltrinner. Dieser Span von Unterkreideflysch liegt der Grestener Klippenzone unmittelbar auf und wird seinerseits von der Altlenbacher Schichtgruppe der hangenden Duftkogelschuppe überlagert. Die beiden Vorkommen von Unterkreideflysch liegen daher in unterschiedlichen tektonischen Niveaus: einmal an der Basis der ostalpinen Kalkalpen und einmal an der Basis des penninischen Rhenodanubikums!

Das letztgenannte Vorkommen kann am einfachsten als Teil eines Reibungsteppiches an der Basis der Rhenodanubischen Flyschzone erklärt werden. Diese Deutung wird weiter erhärtet durch die Beobachtung, daß in Annäherung an die Überschiebungsfläche des Rhenodanubikums mit zunehmender Häufigkeit kleine Späne von Gaultflysch mit der Buntmergelserie der liegenden Grestener Klippenzone verschuppt sind. Dies ist vor allem in den Aufschlüssen im Ahornleitengraben und im Kotgraben deutlich erkennbar.

Für die Interpretation des unmittelbar unter der Kalkalpenbasis gelegenen Vorkommens von Unterkreideflysch bei Laussa liefern die Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen (s. Zusammenfassung bei PREY, 1980, 216f) wertvolle Hinweise: diese sind dadurch ausgezeichnet, daß stets die tieferen Anteile der Flyschschichtfolge auftreten, während z. B. die ansonsten mächtig entwickelte Altlenbacher Schichtgruppe hier völlig fehlt. Damit steht im Einklang, daß in den Tiefbohrungen, welche die Kalkalpen durchörterten, Gesteine des Rhenodanubikums entweder gar nicht oder nur in unbedeutenden Resten angetroffen wurden (s. TOLLMANN, 1985, 112f, Tab. 9). Auch im Pechgrabengebiet können zwischen Nördlichen Kalkalpen und Ultrahelvetikum keine Reste des Rhenodanubikums aufgefunden werden. Aus allen diesen Beobachtungen ergibt sich, daß im Liegenden der Kalkalpen vermutlich nur isolierte Vorkommen des Rhenodanubikums – also Spurschollen – erhalten sind. Diese sind als liegende Reste des über das Ultrahelvetikum gegliederten Rhenodanubikums zu interpretieren, welche später von den Nördlichen Kalkalpen mitgeschürft wurden.

3.2.2. Duftkogelschuppe

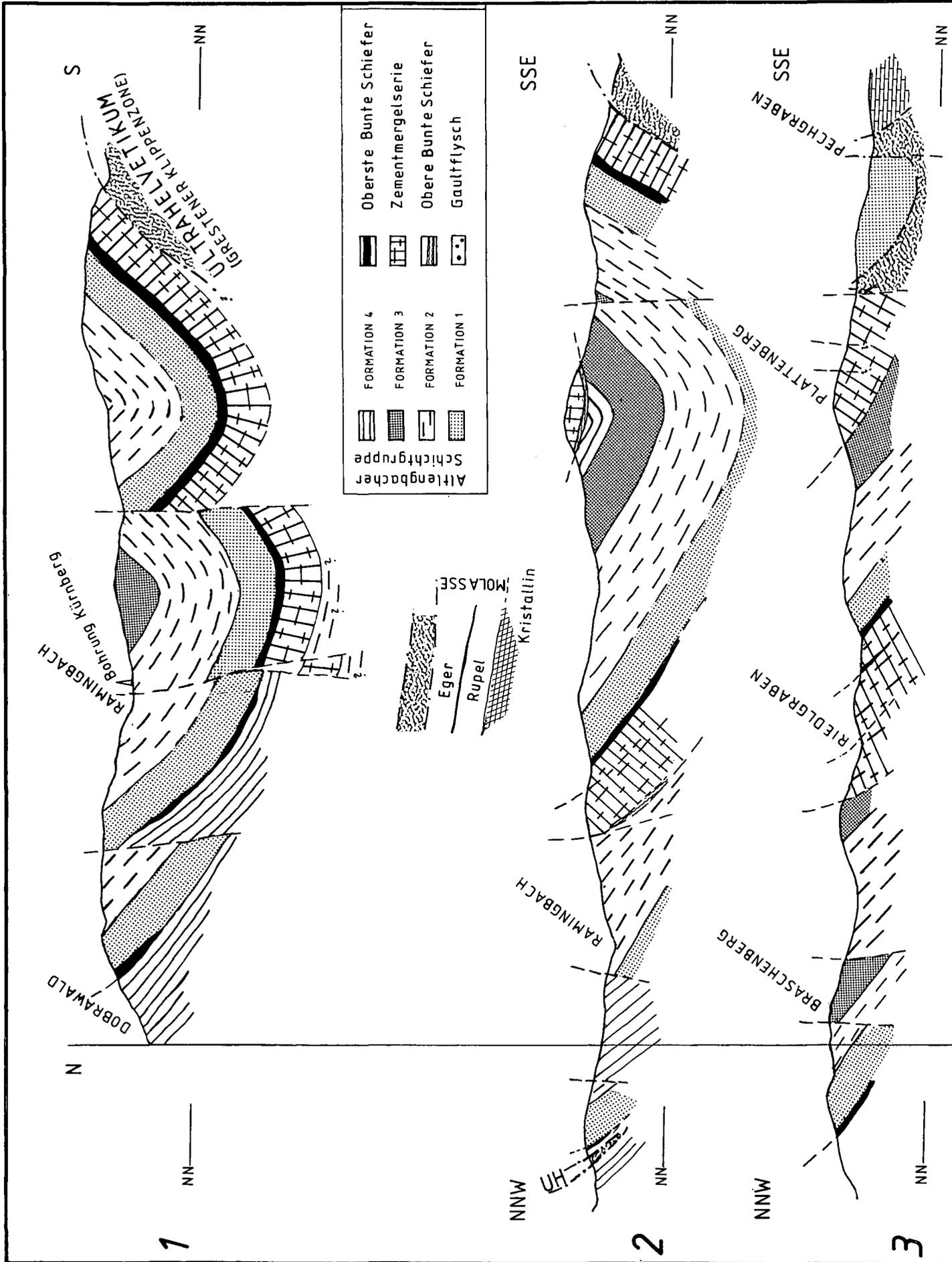
Die Duftkogelschuppe wurde nach dem 694 m hohen Duftkogel benannt, welcher südlich des Spadenberges und etwa 750 m nördlich des Pechgrabens gelegen ist. Diese Schuppe ist auf einer Länge von 3,5 km und einer Breite von rund 1 km aufgeschlossen. Sie wird fast vollständig von Formation 1 der Altlenbacher Schichtgruppe aufgebaut; nur in verschürften Resten treten auch Oberste Bunte Schiefer und Gesteine der Zementmergelserie auf.

Am Ostrand der Duftkogelschuppe ist deutlich die direkte Unterlagerung der Altlenbacher Schichten durch die Buntmergelserie der Grestener Klippenzone zu sehen. Außerdem befindet sich in der Umgebung des Gehöftes Kaltrinner ein isoliertes Vorkommen von Unterkreideflysch, welches zwischen Duftkogelschuppe und Grestener Klippenzone eingeklemmt ist.

Sowohl im Norden als auch im Süden wird die Duftkogelschuppe von WNW–ESE-streichenden Störungen begrenzt, so daß diese Einheit im Süden der Grestener Klippenzone, im Norden aber zwei weiteren Schuppen der Hauptflyschdecke benachbart ist, welche als Spadenbergschuppe und Knollerbergschuppe bezeichnet wurden. Die von der Spadenbergschuppe überlagerte Knollerbergschuppe ist ebenfalls der Grestener Klippenzone aufgeschoben; sie liegt daher im gleichen tektonischen Niveau wie die Duftkogelschuppe, an welche sie – getrennt durch eine der oben erwähnten Störungen – angrenzt. Während aber an der Basis der Duftkogelschuppe nur unbedeutende Reste von Zementmergelserie vorkommen, ist dieses Schichtglied in der Knollerbergschuppe in seiner ganzen Mächtigkeit entwickelt.

3.2.3. Knollerbergschuppe

Von allen Flyschschuppen des Arbeitsgebietes erreicht die Knollerbergschuppe (benannt nach dem im NE des Arbeitsgebietes gelegenen, 788 m hohen Knollerberg) flächenmäßig die größte Ausdehnung; sie weist im Ostteil eine Nord–Süd-Erstreckung von mehr als 5 km auf, im Westen aber nur von 0,5 km.



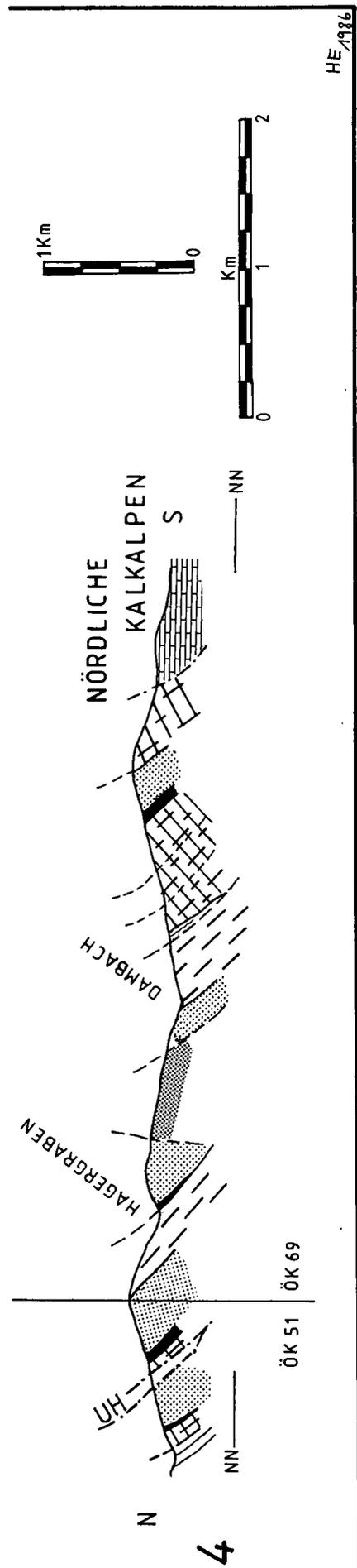


Abb. 2: Profilserie durch die Flyschzone des Arbeitsgebietes.

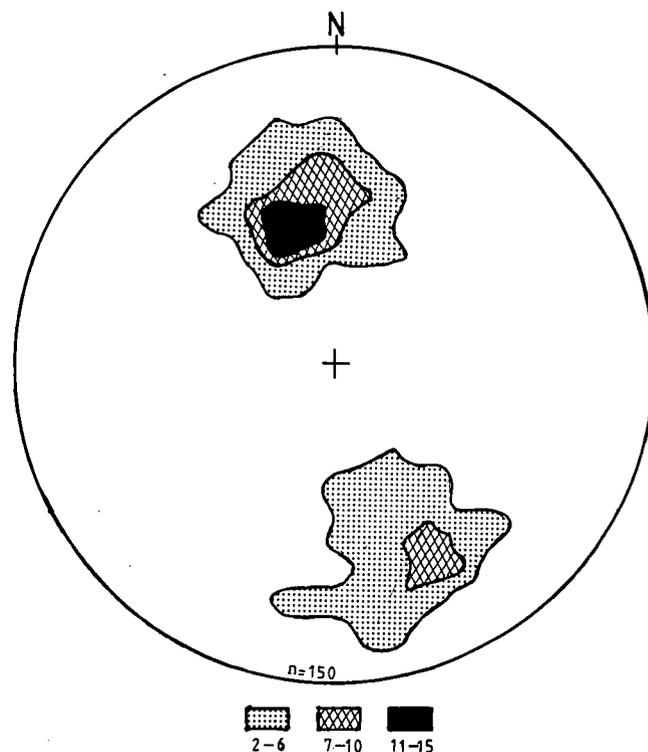


Abb. 3: Flächenpole der Schichtflächen der Knollerbergschuppe (Projektion in die untere Kugelhälfte; Angabe in %).

Im Gegensatz zum ansonsten im Arbeitsgebiet vorherrschenden Südfallen der Flyschgesteine, weist die Knollerbergschuppe eine nordvergente Muldenstruktur auf: Der Südschenkel fällt mit durchschnittlich etwa 60° gegen Nordwesten ein, während der Nordschenkel mit etwa 30° gegen Südsüdosten geneigt ist. Die Faltenachse taucht flach gegen Westsüdwesten ab. Diese große Synklinale ist in ihrem Ostteil in zwei Teilmulden gegliedert, welche durch eine schmale Antiklinale getrennt werden. Etwa im Streichen dieser Antiklinale verläuft eine NW-SE-streichende Störung, welche ungefähr dem Verlauf des Zurkengrabens folgt und dann den oberen Teil des Kotgrabens quert. Diese Störung setzt sich in der hangenden Spadenbergschuppe nicht fort und ist somit eindeutig älter als die Überschiebung dieser Einheit.

Wie vor allem im Ahornleitengraben und im Kotgraben sehr schön zu sehen ist, liegen die dünnbankigen Zementmergelbasisschichten des Südschenkels der Knollerbergschuppe über der Buntmergelserie der Grestener Klippenzone.

In den oben erwähnten Gräben liegen die am besten aufgeschlossenen Profile des gesamten hier besprochenen Flyschgebietes: die Zementmergelserie ist mit einer Mächtigkeit von etwa 300 m entwickelt und zeigt alle drei lithofaziellen Teilbereiche. Vor allem der Übergang in die rund 150 m mächtigen Obersten Bunten Schiefer ist hervorragend zu beobachten. Über den Obersten Bunten Schiefen folgen die vier Formationen der Altengbacher Schichtgruppe; der tertiäre Anteil dieses Schichtgliedes ist allerdings nicht erhalten.

Auch im Groß- und Kleinkohlergraben herrschen gute Aufschlußverhältnisse vor, sodaß hier das verhältnismäßig flache Einfallen des Nordschenkels der Knollerbergschuppe gut erfaßt werden konnte. In Annäherung an die Nordgrenze dieser Einheit konnte eine zunehmende Versteilung des Schichtfallens beobachtet wer-

den. Auch die Schuppengrenze selbst fällt steil gegen Südosten ein. An diese Schuppengrenze gebunden treten mehrmals bunte Flyschschiefer auf, welche aufgrund ihrer Foraminiferenfauna als Obere Bunte Schiefer eingestuft werden konnten.

Besonders auffällig ist hier im Nordteil der östlichen Knollerbergschuppe die zwei- bis dreimal größere Mächtigkeit der Zementmergelserie, im Vergleich zum Südschenkel der Mulde. Dieser plötzliche Mächtigkeitszuwachs im Norden erklärt sich durch Materialanschopfung infolge von Schuppung. Diese Schuppenbildung innerhalb der Zementmergelserie ist durch eingeschaltete Oberste Bunte Schiefer, welche noch im Verband mit der dickbankigen oberen Zementmergelserie stehen, belegt. An einer Stelle treten gemeinsam mit den Obersten Bunten Schiefeln auch noch Arenite der Altengbacher Schichtgruppe auf. Ein weiteres Kennzeichen der Schuppengrenzen sind inverse Bänke, welche als Reste der ausgewalzten Mittelschenkel gedeutet werden.

Gegen Westen zu schneidet die Überschiebungsbahn der Knollerbergschuppe schräg den Schichtstapel an, nachdem sie zuvor über eine längere Strecke etwa im Niveau der Oberen Bunten Schiefer verblieben war. Durch dieses schräge Durchschneiden der Basalfläche wird die Zementmergelserie weitgehend eliminiert und tritt westlich des Mühlbaches nur mehr in Form isolierter tektonischer Späne auf, mit denen bunte Flyschschiefer (vermutlich Oberste Bunte Schiefer) vergesellschaftet sein können. Die Überschiebungsfläche durchschlägt auch noch die grobbankige Basis der Altengbacher Schichtgruppe und streicht dann an der Untergrenze von Formation 2 gegen Westen weiter.

Dieser schräge, gegen Westen ansteigende Basalzuschnitt einerseits, und das im Ostteil deutlich zu sehende Hineinstreichen unter die hangende Spadenbergschuppe andererseits bewirken die rapide Abnahme der Breite der Knollerbergschuppe gegen Westen zu.

Im Osten wird die Knollerbergschuppe schräg von einer NW–SE-streichenden Störung abgeschnitten. Diese verläuft parallel dem Ramingbach und ist Teil eines größeren Störungssystems.

Die Tiefbohrung Kürnberg war knapp neben dieser Störung gelegen. Sie durchörterte zwischen –553 m und –794 m einen stark tektonisierten Bereich, welcher vermutlich diesem Bruch zugeordnet werden kann (s. Abb. 2, Profil 1). Darunter wurde Zementmergelserie angetroffen, die wahrscheinlich zur Basis der Knollerbergschuppe zu rechnen ist. Nördlich von der erwähnten Störung liegt die Höllbachschuppe, welche hier eine bedeutende Heraushebung erfahren haben muß.

3.2.4. Spadenbergschuppe

Diese Einheit wurde nach der höchsten Erhebung innerhalb des bearbeiteten Flyschgebietes, nämlich nach dem 1000 m hohen Spadenberg, benannt. Die Spadenbergschuppe bildet im Arbeitsgebiet das höchste tektonische Bauelement der Flyschzone, welches seine maximale Nord–Süd-Erstreckung in seinem Ostteil mit etwa 2,5 km erreicht. Wie die Knollerbergschuppe ist auch diese Einheit westlich der Enns weiter zu verfolgen (s. BRAUNSTINGL, 1986, 68), sodaß sie in der Ost–West-Richtung auf einer Strecke von mehr als 20 km nachgewiesen ist.

Die Spadenbergschuppe läßt in ihrem östlichen Teil eine flache Muldenstruktur erkennen (s. Abb. 4). Davon

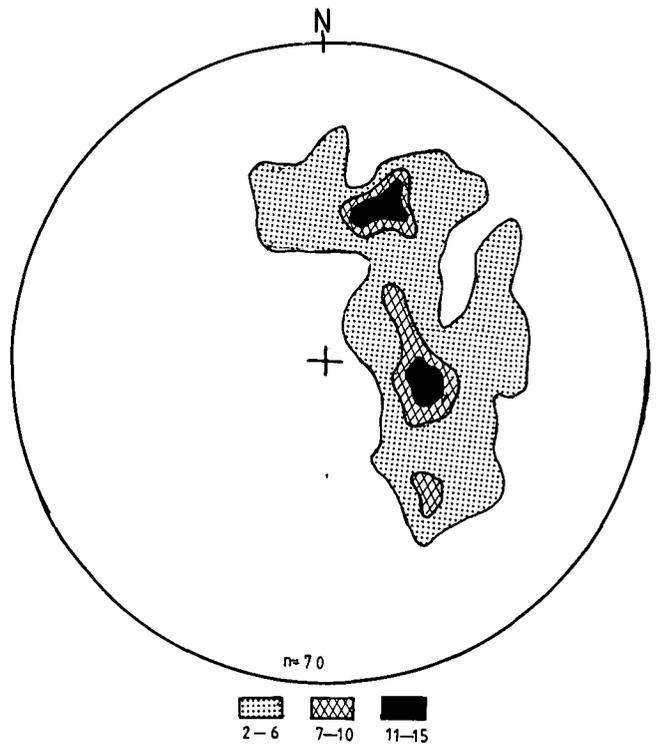


Abb. 4: Flächenpole der Schichtflächen der Spadenbergschuppe (Projektion in die untere Kugelhälfte; Angabe in %).

ist weiter im Westen – bedingt durch die Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen – nur mehr ein Teil des Nordschenkels aufgeschlossen. Wie aus dem Gefügediagramm deutlich zu ersehen ist, hebt die Spadenbergschuppe mit etwa 20° gegen Nordosten aus (Abb. 4). Bedingt durch dieses Ausheben kann die Mindestschubweite der Spadenbergschuppe auf die liegende Knollerbergschuppe direkt auf der geologischen Karte abgelesen werden: sie beträgt etwa 3 km!

Damit ist die Spadenbergschuppe die bis jetzt einzige Einheit der Hauptflyschdecke, für welche eine derart hohe Überschiebungsweite nachgewiesen ist. Das ist deshalb von großer Bedeutung, da somit auch für die anderen Flyschschuppen des Arbeitsgebietes, welche im Streichen über ähnlich weite Strecken wie die Spadenbergschuppe verfolgt werden konnten, ähnliche Überschiebungsbeträge durchaus im Bereich des Möglichen liegen.

An der Basis der Spadenbergschuppe befinden sich meist die Oberen Bunten Schiefer, sodaß kein basaler Schrägzuschnitt, sondern eine Parallelabscherung vorliegt. Wie am freien Ostrand der Spadenbergschuppe deutlich zu sehen ist, lagert diese Einheit allen vier Formationen der Altengbacher Schichtgruppe der steiler gefalteten Knollerbergschuppe mit einer tektonischen Diskordanz flach auf (s. Abb. 5). Diese diskordante Überschiebung kann entweder als Reliefüberschiebung oder als Folge einer tektonischen Amputation der Knollerbergschuppe gedeutet werden.

Das schräge Heranstreichen der Schichtgrenzen der Knollerbergschuppe an den Überschiebungsrand der Spadenbergschuppe im Gebiet nördlich des Spadenberges und Plattenberges, zeigt deutlich den Unterschied in der Streichrichtung dieser beiden Einheiten. Der Winkel zwischen den Streichrichtungen der Achsen beträgt etwa 15°.

Ein weiterer Beleg für die Überschiebung der Spadenbergschuppe auf die Knollerbergschuppe ist das

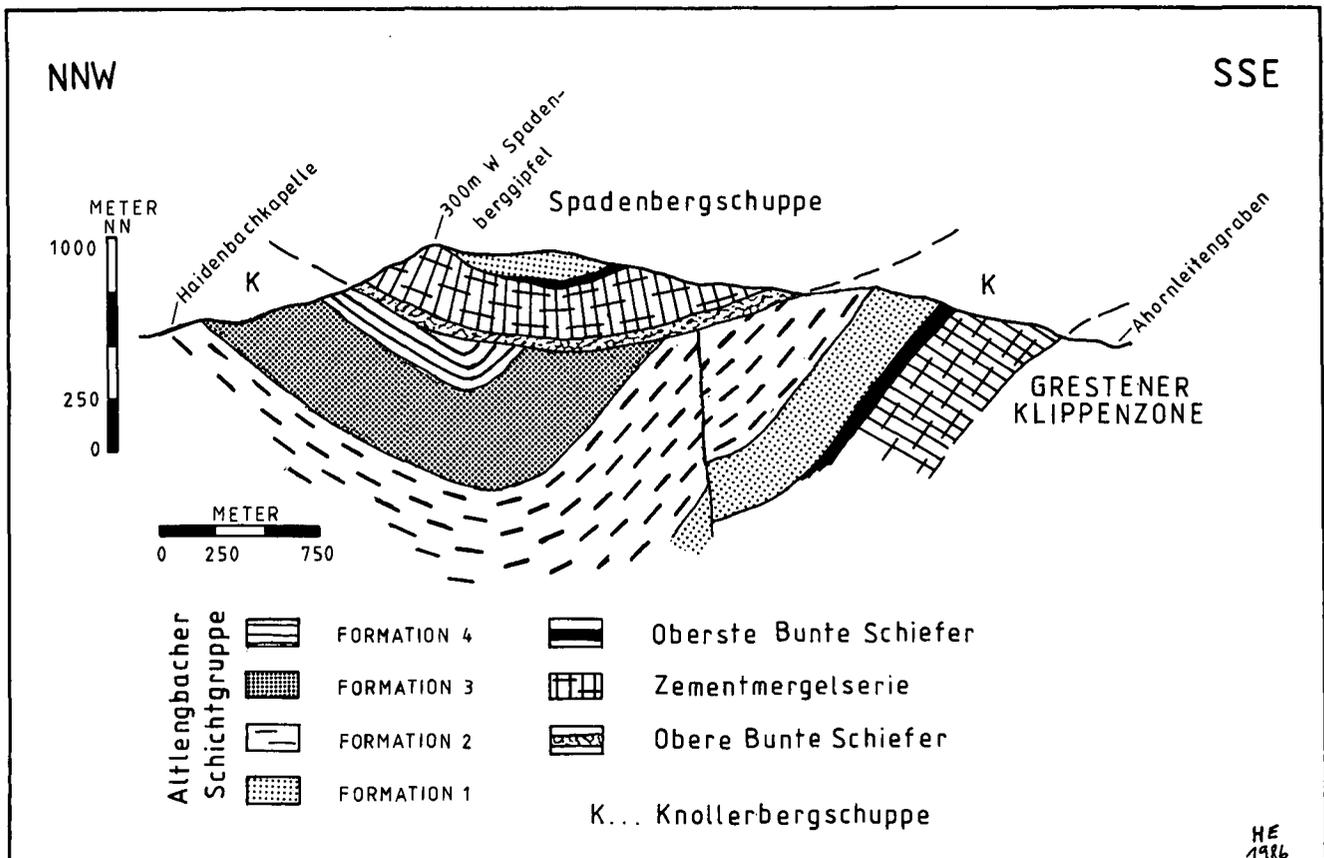


Abb. 5: Mit einer deutlichen tektonischen Diskordanz liegt die Spadenbergschuppe der steiler gefalteten Knollerbergschuppe auf.

östlich vom Ort Laussa gelegene Wildgrabenbachfenster. Dieses liegt etwa 750 m südlich der Nordgrenze der Spadenbergschuppe. Inmitten der Zementmergelserie wurden hier in einem kleinen, durch eine Störung bedingten, Aufbruch grobkörnige Arenite der Altenglbacher Schichtgruppe (Formation 3) beobachtet. Diese sind aller Voraussicht nach der Knollerbergschuppe zuzuordnen.

Eine weitere wichtige Beobachtung ist fazieller Natur: Etwas östlich vom Gehöft Hinterplatten sind in die Zementmergelserie grobkörnige Sandsteine eingeschaltet, welche vermutlich zu der Altenglbacher Schichtgruppe überleiten. Oberste Bunte Schiefer konnten hier nicht beobachtet werden, sondern diese stehen erst wieder etwas weiter im Osten in sehr geringmächtiger Ausbildung an. Soweit die schlechten Aufschlüsse hier Beobachtungen zulassen, sind daher die Obersten Bunten Schiefer im Bereich der Spadenbergschuppe nur geringmächtig entwickelt bzw. fehlend. Das ist vor allem deshalb interessant, weil weiter im Osten die Kahlenberger Decke u. a. ebenfalls durch das Fehlen der Obersten Bunten Schiefer gekennzeichnet ist. Daher könnte die Fazies der Spadenbergschuppe bereits zu jener der Kahlenberger Decke überleiten.

3.2.5. Höllbachschuppe

Die im Norden an die Knollerbergschuppe angrenzende Einheit wurde Höllbachschuppe genannt. Die namensgebende Lokalität ist der im SW des Braschenberges gelegene Höllbach. Während diese Einheit im Westen des Arbeitsgebietes eine Nord-Süd-Erstreckung von rund 1 km aufweist, erreicht sie im Osten etwa die doppelte Ausstrichbreite.

Am Ostrand von Blatt Großraming ist die Nordgrenze der Höllbachschuppe am Nordhang des Schusserberges (799 m) gelegen. Dort überschneidet die Höllbachschuppe mit Obersten Bunten Schiefen an ihrer Basis die Formation 4 der Altenglbacher Schichtgruppe der liegenden Schädlbachschuppe.

Vom Schusserberg aus konnte die Höllbachschuppe weiter gegen Westen verfolgt werden, obwohl ihre Nordgrenze durch Störungen mehrfach versetzt wird. Westlich der Enns konnte BRAUNSTINGL (1986, 71f) die Höllbachschuppe bis zum Tal der Steyr nachweisen.

Die Obersten Bunten Schiefer bilden den Abscherungshorizont der Höllbachschuppe, die daher fast zur Gänze von Gesteinen der Altenglbacher Schichtgruppe aufgebaut wird. Nur die Basis wird von den Obersten Bunten Schiefen gebildet, mit welchen gelegentlich noch kleine tektonische Späne von Zementmergelserie auftreten. Solche wurden im Rohrhofergraben und im Mühlbachgraben aufgefunden. Die jüngsten Gesteine der Höllbachschuppe gehören der Formation 3 der Altenglbacher Schichtgruppe an. Diese Formation streicht im Bereich des Rädlbachgrabens schräg an den Nordrand der Knollerbergschuppe heran.

Die Höllbachschuppe selbst zeigt zwei markante Änderungen ihrer Streichrichtung: In beiden Fällen biegt das ansonsten vorherrschende ENE-WSW-Streichen in eine NW-SE-Richtung um. Diese Richtung wird auch durch die Bachläufe nachgezeichnet, wie z. B. der Verlauf des Dambaches zeigt. Auch der Ramingbach folgt dieser Richtung, allerdings treten hier noch zusätzlich Brüche mit der entsprechenden Streichrichtung auf. Diese NW-SE-streichenden Brüche werden im Norden von einer ENE-WSW streichenden Störung abgeschnitten (s. Abb. 1).

HE
1986

3.2.6. Schädlbachschuppe

Nördlich der Höllbachschuppe liegt die Schädlbachschuppe, welche nach dem westlich der Enns gelegenen Schädlbach benannt wurde (s. BRAUNSTINGL, 1986, 73).

Die Basis der Schädlbachschuppe bilden am Nordhang des Damberges die Obersten Bunten Schiefer und gegen Westen zu auch geringmächtige Zementmergelserie. Die Fortsetzung dieser beiden Schichtglieder liegt vermutlich im Bereich des Kraftwerkes Rosenau, wo nach CLAR & HORNINGER (1964, 140) beide Serien beim Kraftwerksbau beobachtet werden konnten.

Der Hauptanteil der Schädlbachschuppe wird aber wieder von der Alltengbacher Schichtgruppe gebildet: Formation 1 und 2 streichen im Damberggebiet schräg unter die hangende Höllbachschuppe hinein. Im östlich des Dambaches gelegenen Hubergraben liegen Gesteine der Formation 4 vor, welche von den älteren Formationen durch eine Störung getrennt werden. Im Süden wird die Formation 4 von der Höllbachschuppe überfahren. Die in diesem Graben angetroffenen Gesteine der Formation 4 stellen das einzige Vorkommen des alttertiären Schichtanteiles der Alltengbacher Schichtgruppe im Arbeitsgebiet dar. Die Kreide-Tertiärgrenze wird durch eine Rutschung verdeckt. Südlich von dieser Massenbewegung liegt das Unterpaläozän (NP 2) vor; als jüngste Anteile wurden einige Zehnermeter unterhalb der Überschiebungsfläche der Höllbachschuppe oberpaläozäne Gesteine mit *Heliolithus kleinpelli* (SULLIVAN) nachgewiesen.

3.3. Die Ultrahelvetikumsfenster in der Rhenodanubischen Flyschzone und das Westende des Klippenraumes

Zwischen Steyrtal und Ennstal ist das „Hochhubfenster“ (s. BRAUNSTINGL, 1986, 47ff) das südlichste Ultrahelvetikumsfenster innerhalb des Rhenodanubikums. Diese Struktur wurde weiter im Westen als Nußbacher Fenster bezeichnet (s. MAURER, 1972, 142).

Östlich der Enns konnte nun die Fortsetzung dieser Struktur auf Blatt Steyr entdeckt werden: Es handelt sich dabei um überwiegend rote Buntmergelserie, welche an der Basis der Schädlbachschuppe mitgeschürft worden ist. Diese Vorkommen sind sehr schmal und mußten demgemäß auf der tektonischen Übersichtsskizze (Abb. 1) stark vergrößert dargestellt werden. Ein durchgehender Streifen von Buntmergelserie befindet sich westlich des Damberggipfels, am Hang, etwas unterhalb der unteren Forststraße. Ein weiteres Vorkommen konnte NE des Steinleitenberges (658 m) aufgefunden werden, wo innerhalb einer großen Massenbewegung rote Buntmergelserie auftritt. In der streichenden Fortsetzung dieses Vorkommens wurde die Buntmergelserie wieder in den Grabeneinschnitten WSW des Plattenberges (750 m) entdeckt.

Eine genaue stratigraphische Bearbeitung dieser Fenster muß erst in Angriff genommen werden. Die erste überblicksmäßige Begutachtung der Nannopräparate ergab Oberkreidealter, wobei typische Campan- und Maastrichtformen fehlen. Es scheint sich daher vor allem um tiefere Oberkreide zu handeln.

Ein weiteres Buntmergelvorkommen konnte innerhalb des Rhenodanubikums auf Blatt Großraming im Einzugsgebiet des Lurbaches, vor allem S und SW vom Gehöft Großbichl, entdeckt werden (Lurbachfenster).

Auch hier steht Buntmergelserie an, welche überwiegend rot gefärbt ist. Eine verhältnismäßig reiche Foraminiferenfauna belegt das Santonalter dieser Gesteine (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Plectina* cf. *apicularis* GEROCH & GRADZINSKI, *Ellipsonodosaria lepida* (REUSS).

Im Fensterrahmen tritt Gaultflysch auf, welcher eine enorme tektonische Beanspruchung (Kalzitadern; zahlreiche Harnische) erkennen läßt. Dieses Fenster liegt südlich einer NW-SE-streichenden Störung, welche SW vom Gehöft Grössinger unter die Kalkalpen hineinstreicht. Diese Störung bewirkte eine relative Heraushebung der Südscholle.

Eine parallele Störung bildet etwas weiter im Süden die Grenze zwischen Rhenodanubikum und der Grestener Klippenzone. Auch hier kann eine Heraushebung der Südscholle angenommen werden (s. Abb. 2, Profil 3). Das Ultrahelvetikum der Grestener Klippenzone, das von Osten kommend den Kalkalpenrand über weite Strecken begleitet, verschwindet im Pechgrabengebiet unvermittelt. Erst weit westlich des hier besprochenen Gebietes treten Gesteine dieser tektonischen Einheit wieder in einigen kleinen Aufbrüchen zu Tage (Gschlifgraben bei Gmunden; Wolfgangseefenster). Es stellt sich daher schon lange die Frage nach der Ursache dieses plötzlichen Verschwindens des Ultrahelvetikums im Pechgraben.

Entscheidend für die Beantwortung dieser Frage ist nun, daß die steilstehende Störung, welche hier den Nordrand der Grestener Klippenzone bildet, unter die Kalkalpen hineinstreicht, ohne dort einen Versatz zu bewirken. Damit ist erwiesen, daß die Kalkalpen erst verhältnismäßig spät ihre heutige tektonische Position einnahmen, nämlich auf alle Fälle erst nachdem das Rhenodanubikum das Ultrahelvetikum überfahren hatte.

Die Überschiebungszeit des Ultrahelvetikums kann mit Hilfe der jüngsten Anteile der Buntmergelserie eingeschränkt werden: Etwa 280 m N vom Gehöft Steinauer (NNW vom Buchdenkmal) steht in einer Wiese ein exotikaführendes Konglomerat vom Typus Schaitten an. In der Matrix dieses Gesteines belegt ein *Nummulites* sp. Oberpaläozän bis Eozän. Knapp neben dem Konglomeratfundpunkt steht grüne Buntmergelserie an, welche eine reiche Foraminiferenfauna lieferte (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH): *Globigerina eocaena* GÜMBEL, *Globigerina higginsii* (BOLLI), *Globigerina inaequispira* SUBBOTINA, *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globigerina primitiva* (FINLAY), *Globorotalia bullbrookii* BOLLI, *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (SUBBOTINA), *Globigerinatheka kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Globigerinatheka subconglobata* (SHUTSKAYA), *Hantkenina dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *Hantkenina liebusi* SHOKHINA, *Hantkenina* cf. *longispina* CUSHMAN, *Pseudohastingeria micra* (COLE).

Damit ist das Mitteleozän belegt und somit kann die Überführung des Ultrahelvetikums frühestens im Obereozän stattgefunden haben. Es wird vermutet, daß es sich dabei um eine Schweregleitung des Rhenodanubikums handelte. Die Kalkalpen gaben allem Anschein nach erst wesentlich später Impulse für die Weiterbewegung dieser großen Decken. Hinweise auf das Alter dieser Bewegungen erhält man im Arbeitsgebiet durch die Ergebnisse der Bohrung Kürnberg, wo im Lie-

genden des Ultrahelvetikums das Oberoligozän (Eger) der überschobenen Molasse angetroffen wurde.

In diese Vorstellung fügen sich auch gut die zuvor beschriebenen Beobachtungen aus dem Rhenodanubikum ein: Die Schuppengrenzen innerhalb dieser Einheit werden steiler einfallend und engständiger mit zunehmender Annäherung an den Kalkalpennordrand. Im Osten des Arbeitsgebietes sind die tektonische Diskordanz zwischen Spadenbergschuppe und Knollerbergschuppe und die unterschiedlichen Streichrichtungen dieser Einheiten deutliche Hinweise dafür, daß die Deformation hier auf zwei Beanspruchungspläne zurückgeht. Die Streichrichtung der südlichen Spadenbergschuppe wurde stärker durch den Anschlag der Nördlichen Kalkalpen geprägt, als die weiter nördlich gelegene Knollerbergschuppe. Letztere läßt erste gegen Westen zu – in Annäherung an den Kalkalpennordrand – ein Umbiegen der Streichrichtung erkennen; im Gegensatz zu den Verhältnissen weiter im Osten ist diese hier parallel zu jener der Knollerbergschuppe. Der Kalkalpenanschub bewirkte somit vermutlich die Überprägung von bereits früher angelegten tektonischen Strukturen, welche auf den Transport des Rhenodanubikums über das Ultrahelvetikum zurückgehen könnten.

Dank

Besonderen Dank für zahlreiche Anregungen und Hilfestellungen schulde ich Dr. R. BRAUNSTINGL (Salzburg), Dr. W. SCHNABEL (GBA, Wien), HR Dr. H. STRADNER (GBA, Wien) und Dr. K. F. WEIDICH (München). Für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskripts bin ich Prof. Dr. G. TICHY und Prof. Dr. G. FRASL (beide Salzburg) zu Dank verpflichtet.

Literatur

- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposits. – 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam (Elsevier) 1962.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Ennstal und Steyrtal (Oberösterreich). – Anz. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., **122**, 111–118, 3 Abb., Wien 1985.
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Unpubl. Diss. Univ. Salzburg, 162 S., 55 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.
- CHAMBERLAIN, C. K.: Trace Fossil Ichnofacies of an American Flysch. – A Guidebook to the Tracefossils and Paleocology of the Ouachita Geosyncline, 23–37, 4 Abb., Tulsa (Oklahoma) 1978.
- CLAR, E. & HORNINGER, G.: Exkursion I/6: Übersichtsexkursion Baugeologie. – Mitt. Geol. Ges., **57**, H. 1, 107–145, 10 Abb., 1 Taf., Wien 1964.
- EGGER, H.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **122**, 119–124, 1 Abb., Wien 1985.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unpubl., Diss. Univ. Salzburg, 146 S., 27 Abb., 2 Beil., Salzburg 1986.
- FAUPL, P.: Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten des Wienerwaldflysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1976, H. 8, 449–470, 6 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1976.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/ Obb. und Salzburg. – Geol. Bavarica, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.
- GEYER, G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jb. Geol. Reichsanst., **59**, H. 1, 29–101, 3 Abb., 1 Taf., Wien 1909.
- GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1932.
- GRÜN, W.: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt – Wien. – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 234 S., 59 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien 1968.
- HOFER, J. & TICHY, G.: Profile aus der unteren Muntigler Serie (Flysch) des Henndorfer Waldes, Salzburg. – Karinthin, **89**, 73–94, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Klagenfurt 1983.
- KSIASKIEWICZ, M.: Bathymetry of the Carpathian flysch basin. – Acta geol. Pol., **25**, H. 3, 309–367, 5 Abb., Warszawa 1975.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, (1971), 137–172, 4 Taf., Wien 1972.
- MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 6 Taf., Stuttgart 1940.
- PETTIJOHN, F. J. et al.: Sand and Sandstone. – 618 S., 258 Abb., New York (Springer) 1973.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysch und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 189–217, 6 Abb., Wien (Springer) 1980.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. geol. Ges., **92**, 416–430, 1 Beil., Berlin 1940.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- SEILACHER, A.: Use of Trace Fossils for recognizing depositional environments. – In: Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, **5**, 167–181, 10 Abb., Tulsa 1978.
- SEITZ, O.: Die Inoceramen des Santon und Untercampan von Nordwestdeutschland, II. Teil. – Beih. Geol. Jb., **75**, 171 S., 8 Abb., 27 Taf., Hannover 1967.
- STURM, M.: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2 (Außer-zentralalpiner Teil). – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau-na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Bayer. Akad. wiss., math.-naturw. Kl., Abh. N. F., H. 162, 151 S., 50 Abb., 21 Taf., München 1984.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Dezember 1986.