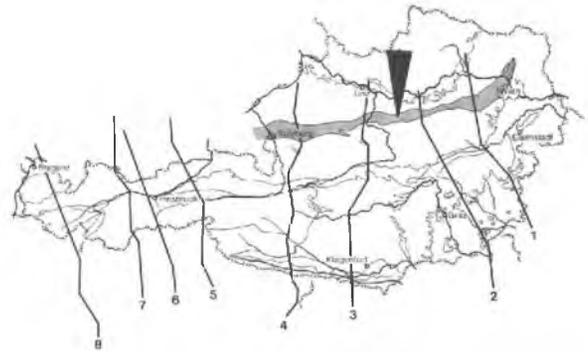


3.4. Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien

Von SIEGMUND PREY

Mit den Abbildungen 41 bis 46



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.4.1. Erforschungsgeschichte

Der Name „Flysch“ kommt von „fließen“ und stammt aus der Schweiz. Ursprünglich eine auf verschieden alte Gesteine angewandte Bezeichnung, hat sich allmählich der von uns heute gehandhabte Flyschbegriff herausgebildet, wie er im Kapitel 3.4.3.3. erläutert wird. In den Ostalpen spricht man von einer Flyschzone, die den ganzen Nordrand der Kalkalpen begleitet. Der Name Flyschzone oder Sandsteinzone wird erstmals von E. SUSS im Jahre 1875 gebraucht, wobei Helvetikum und Klippenzonen einbezogen waren. Maximale Höhen bis 1000 m erreichend, bildet sie ein bewaldetes oder durch Weiden und Mähwiesen landschaftlich genutztes Hügelland oder Mittelgebirge, in dem natürliche Felsbildungen kaum auftreten.

Die Flyschzone wurde von den Geologen vor allem wegen der Fossilarmut und der schlechten Aufschlußverhältnisse gerne gemieden. Trotzdem liegen von älteren Geologen örtlich nicht wenige Beobachtungen vor, die indessen häufig unterschiedlich ausgelegt wurden. Das Verhältnis von Flysch, Helvetikum und Klippenzonen zur Gosau der nördlichen Kalkalpen wurde, dem damaligen Kenntnisstand entsprechend, im Sinne einer ursprünglich engen Nachbarschaft der Ablagerungsräume interpretiert, das Helvetikum selbst entweder nicht erkannt oder als stratigraphisch Hangendes des Flysches aufgefaßt, während wir heute mit oft gewaltigen Abständen zwischen den Ablagerungsräumen rechnen. Autochthonistisch war auch noch die Auffassung von E. KRAUS (1944), der damals seine Erfahrungen im Flysch und Helvetikum Bayerns auf Oberösterreich übertrug.

Neuen Auftrieb erhielt die Erforschung von Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich durch M. RICHTER & G. MÜLLER-

DEILE (1940), die bereits die tektonische Selbständigkeit des Helvetikums feststellten und eine sehr weitgehend brauchbare Gliederung der Flyschserien vorlegten. Im Wienerwald führten die Forschungen von G. GÖTZINGER (1952, 1954), unterstützt von H. BECKER, zu Ergebnissen, die eine gute Grundlage für die weiteren und mit moderneren Mitteln betriebenen Untersuchungen bilden. Zu diesen zählen vor allem die Mikropaläontologie (Foraminiferen und Nannoplankton) und Schwermineraluntersuchungen. Die Gliederung der Jurafolgen der Klippenzonen durch F. TRAUTH (1921, 1930, 1948) ist heute noch voll gültig. Auf den genannten Grundlagen konnte der Verfasser seine Untersuchungen aufbauen (übrigens auch auf Initiative von G. GÖTZINGER). Daneben arbeiteten auch andere Forscher, von denen nur genannt seien: F. ABERER, E. BRAUMÜLLER, F. BRIX, R. GRILL, R. JANOSCHEK, W. JANOSCHEK, H. KÜPPER, W. SCHNABEL und einige Arbeitsgruppen (P. FAUPL et al., W. GRÜN et al.). So wurde unser Wissen von Helvetikum, Klippenzonen und Flysch auf den heutigen Stand gebracht. Inzwischen wurde auch durch eine Anzahl von Bohrungen die allochthone Stellung der Flyschzone einwandfrei bewiesen. Eine Zeitlang schien die Flyschzone wegen möglicher Vorkommen von Erdöllagerstätten interessant zu sein; dieses Interesse verlagerte sich aber inzwischen zur darunterliegenden Molasse.

Im folgenden soll versucht werden, den heutigen Stand der Kenntnisse über die Flyschzone darzustellen. Man möge dabei im Auge behalten, daß es noch viele schlecht untersuchte Gebiete in ihr gibt.

Literatur: PREY S. 1951, 1962 a, 1968 c.

3.4.2. Regionaler Überblick

Nachdem im westlichsten Bayern das Helvetikum Vorarlbergs unter dem Flysch verschwindet und weiter östlich nur mehr in einigen Fenstern zum Vorschein kommt, wollen wir im östlichen Bayern und von Salzburg bis Wien den alteingeführten Namen Flyschzone verwenden. Ihr hier zur Darstellung kommender Abschnitt zwischen Salzburg und Wien umfaßt also neben dem dominierenden Rhenodanubischen Flysch Fenster von Helvetikum s. l. und auch die Klippenzonen, die in der östlichen Hälfte ziemlich geschlossene schmale Einheiten bilden. Der Abschnitt kann in fünf durch gewisse Eigentümlichkeiten gekennzeichnete Abschnitte unterteilt werden:

1. Der erste Abschnitt beginnt südöstlich vom Chiemsee und reicht bis zum Pechgraben südöstlich Steyr. Die Flyschzone erreicht eine Breite bis zu 20 km und ist durch häufige schmale und meist langgestreckte „Streifenfenster“ von Helvetikum und Ultrahelvetikum gekennzeichnet. Sie zeichnen ein ansprechendes Muster von schrägen Linien und angedeuteten Bogenformen, die die unruhigen Faltenzüge einer unbelasteten Falten tektonik unterstreichen. Hier tritt neben dem Wolfgangseefenster innerhalb der Kalkalpen (siehe Kap. 3.4.10.) erstmals Klippenzone in einem kurzen Stück östlich vom Traunsee auf. Größere Vorkommen von Helvetikum liegen am Nordrand bei Salzburg.

2. Der zweite Abschnitt ist durch eine drastische Verschmälerung der Flyschzone, besonders im Ostteil, ausgezeichnet, verursacht durch den Stau an dem weit nach Süden vorspringenden

Sporn des Böhmisches Massivs. Die auf der ganzen Strecke anhaltende Grestener, Stücke der wahrscheinlich vorhandenen St. Veiter Klippenzone und die Molassefenster sind charakteristische Bestandteile. Die Breite verringert sich in der Gegend von Mank auf wenige Kilometer. Der Abschnitt reicht etwa bis zum Tal der Traisen.

3. Im dritten Abschnitt, der den Wienerwald bis zur Donau umfaßt, entfaltet sich die Flyschzone wiederum zu einer Breite von ca. 20 km. Neue Elemente kennzeichnen einen deutlicheren Deckenbau; die Hauptklippenzone etwa in der Mitte begrenzt die Laaber Decke im Norden. Außerdem kann hier bewiesen werden, daß die St. Veiter Klippenzone ein Rest des Untergrundes des Flysches ist.

4. Über kleinere Vorkommen an der Oberfläche und den Untergrund des nordwestlichen Wiener Beckens leitet dieser Teil der Flyschzone zu der noch wesentlich breiteren Flyschzone der Karpaten über.

5. Ein eigener Abschnitt gilt den Flyschfenstern innerhalb der Kalkalpen. Sie beweisen die Fernüberschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone ebenso wie die Bohrung Urmannsau 1 bei Gaming südsüdöstlich Ybbs. Auch andere Bohrungen haben übereinstimmend erwiesen, daß die Flyschdecke samt dem Helvetikum und Ultrahelvetikum auf der viel jüngeren Molasse des Alpenvorlandes liegt. Die Wurzeln dieser Decken sind weit im Süden zu suchen.

Literatur: PREY S. 1968 c.

3.4.3. Stratigraphie

3.4.3.1. Das Helvetikum

Die Schichtfolge der tieferen Einheit der Flyschzone, nämlich das Helvetikum-Ultrahelvetikum (vgl. Abb. 41) unterscheidet sich von der des Flysches sehr auffällig durch das Fehlen der Flyschfazies (Ausnahme: vielleicht die Wangschichten im Allgäu), die pelagische Fazies, die im Ultrahelvetikum bunten Farben und die unverhältnismäßig geringere Mächtigkeit der Schichtfolgen (allerdings muß man von den Jura-Unterkreidefolgen des klassischen Helvetikums absehen).

Der Reichtum an Foraminiferen in der Oberkreide und dem Alttertiär weist auf ein im Vergleich zum Flysch seichteres und wärmeres Meer hin, das freilich gegen Süden tiefer wurde, wie

die Zunahme der sandschaligen Foraminiferen (die kaltes Tiefenwasser anzeigen) in dieser Richtung beweist. Nur im höheren Paleozän und Eozän kann im Norden ein drastisches Seichtwerden und starker Landeinfluß registriert werden. Wenn man in diesem Zeitraum teilweise begrenzte Schüttungen und Transgressionen in Interferenz mit Abtragungsvorgängen als gegeben ansieht, kann man die von bayerischen Geologen geforderten Schwellen zwischen den Teiltrögen des Helvetikum-Raumes entbehren (S. PREY, 1975).

Während von Westen her bis in den Raum von Schliersee noch Helvetikum von Schweizer Art bekannt ist, das eine Schichtfolge vom Schrattenkalk aufwärts umfaßt, ist südlich und

östlich davon nur noch Ultrahelvetikum vorhanden. In der Flyschzone östlich von Salzburg gibt es daher nur Ultrahelvetikum mit einem Schichtumfang vom Alb bis ins tiefe Obereozän. Während in der Schweiz die Herkunft des Helvetikums bzw. sein Zusammenhang mit dem einstigen variszischen Untergrund noch erkennbar ist, ist das gesamte Ultrahelvetikum und Helvetikum der Ostalpen heute wurzelloses Deckenland. Zwar müssen die Grestener Klippen wohl als Reste des einstigen Untergrundes des Ultrahelvetikums betrachtet werden, doch sind auch sie mittransportiert und wurzellos. Nach dem Muster der besser aufgeschlossenen Schweiz kann man sich eine Vorstellung davon machen.

3.4.3.2. Das Ultrahelvetikum

Über die fast nur lithologischen Schichtgliederungen möge man sich mittels Abb. 41 informieren.

Nur einige Grundzüge sollen herausgestellt werden. Das Alb des Nordultrahelvetikums ist eher dunkel gefärbt und höchstens schwach sandig. Die Schweizer Grünsandfazies ist verschwunden. Mikrofaunen und einige Ammonitenfaunen sind vorhanden. Es geht in das durch Kalkbänke mit tintigen Flecken in hellen Fleckenmergeln gekennzeichnete Cenoman über; beide Stufen sind im Südultrahelvetikum nur angedeutet, die Gesteine sind sandiger und glimmerig.

Darüber folgt im Nordultrahelvetikum eine Schichtgruppe, die durch häufige Rotfärbung ausgezeichnet ist, die im Campan stark abnimmt und im Maastricht dunkelgrauen Farben weicht. Im Turon verlieren sich dabei die zuerst weißen, dann rötlichen Kalkbänke, es stellt sich ein Wechsel von stärker und schwächer roten, hellgrauen und gelblichen, schieferigen Mergeln ein. Im Campan können wieder einige Kalkbänke in den oft fleckigen Mergeln auftreten. Im Südultrahelvetikum hingegen ist keine so genaue Gliederung in manchen Bereichen durch Foraminiferen möglich, insbesondere wenn Sandschalerfaunen nur geringe Aussagekraft besitzen.

Bisher sind nur nördlich Salzburg Schichten zwischen Maastricht und Thanet bekannt geworden (K. GOHRBANDT, 1963). Meist besteht hier eine mehr minder große Schichtlücke als Einleitung der unter starkem Landeinfluß stehenden Schichtgruppe des Paleozän-Eozäns. Die Sand-schüttung im Bereich der untereozänen nummulitenführenden *Roterzschichten* muß von Nordosten gekommen sein (R. VOGELTANZ, 1970). Eine neue Transgression der nummuliten- und assilinenreichen, mitteleozänen *Adelholzener Schichten* erreichte, wenn auch vielleicht in ge-

trennten kleineren Arealen in Form von Großforaminiferenbänken, eine viel größere Verbreitung. Der *Stockletten* darüber ist wieder ein Absatz tieferen Meeres und enthält quarzkörper- und glaukonitführende *Lithothamnienkalke*.

Im Südultrahelvetikum ist vor allem das Oberseanon durch Sandschalerfaunen mit *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI), die vom Traunsee bis Wien bekannt sind, gut zu belegen, das Oberseanon-Paleozän durch reichere Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* (RZEHAKE). Vom Maastricht bis ins Eozän findet man teilweise bunte, aus Schiefertönen, Mergeln und Fleckenmergeln bestehende Schichtfolgen mit Sand- und Kalkschalerfaunen mit Globigerinen und Globorotalien und hie und da sehr spärlichen klastischen Einlagerungen. Neben dem sicherlich zur Schichtfolge gehörenden grobklastischen Eozän bei Rogatsboden gibt es eozäne rote Schiefer-tone mit *Cyclammina amplexans* GRZYBOWSKI.

Die Klippenserie der Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone des Wienerwaldes beinhaltet Schichtglieder zwischen Obertrias (Keuper, nur bei Wien), Lias und Unterkreide. Auch hier findet zu Beginn des Oberjuras ein Umschlag von der landnahen Fazies der *Grestener- und Posidonienschichten* in die landferne pelagische Fazies der *Radiolarite* und *Aptychenschichten* statt. Über das Verhältnis zur Klippenhülle liegen uneinheitliche Beobachtungen vor; während bei Reinsberg (Gresten) und Stollberg (Wienerwald) die Sedimentation örtlich zumindest bis in die Mittelkreide weitergeht, ist bei Scharnstein (östlich Gmunden) eine Transgression des Oberseanons über grobklastische Grestener Schichten bekannt (S. PREY, 1953). Möglicherweise wird die Schichtfolge gegen Osten vollständiger.

3.4.3.3. Der Rhenodanubische Flysch

Das Erscheinungsbild der Flyschablagerungen wird gekennzeichnet durch intensive Wechsellaagerung von Schiefertönen bis Mergeln mit charakteristischen, meist kalkig, seltener mergelig gebundenen Sandsteinbänken, die Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern und selten auch mehr besitzen. Die Bänke weisen charakteristische Schichtungen und nicht selten verschiedene Erhabenheiten (Sohlmarken) an den scharf abgesetzten Bankunterseiten auf. Verschiedene Merkmale sind maßgebend für die Bezeichnung als Turbidite oder mitunter auch Fluxoturbidite (ST. DZULYNSKI). In Mergeln und Tonmergeln sind für Flysch eigentümliche Lebensspuren, und zwar vor allem Grabbauten (Fukoiden, Chondriten) und Weidespuren (Helminthoideen) vorhanden.

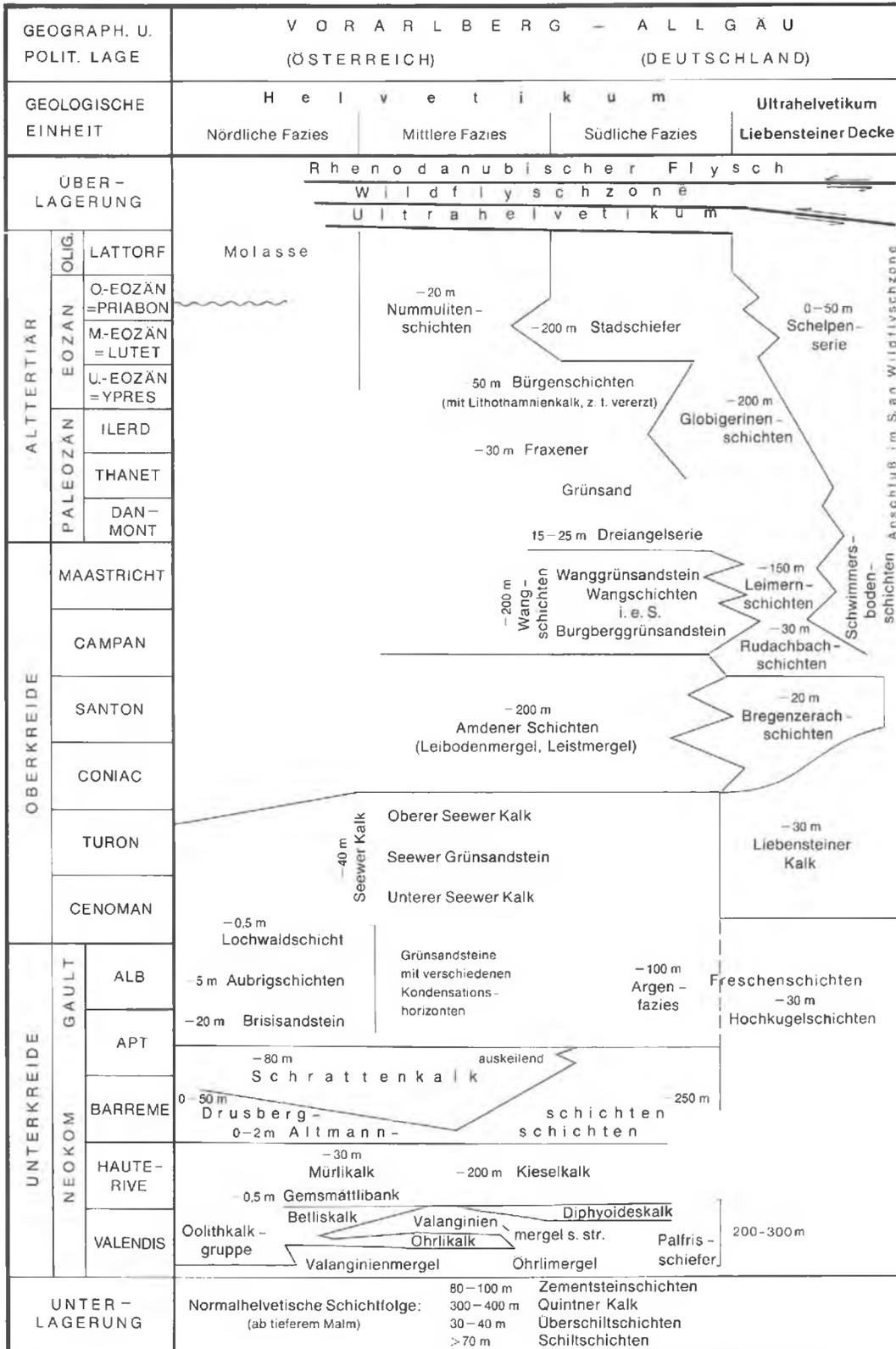


Abb. 41. Jura, Kreide und Alttertiär der Helvetischen Schichtfolgen der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL.)

Hatte man früher allgemein angenommen, der Flysch sei eine ausgesprochene Schichtwasserablagerung mit Tierfährten, Pflanzenhäcksel u. dgl., so steht heute als viel bessere und durch Beobachtungen in den heutigen Meeren und sogar durch Laborversuche untermauerte Theorie diejenige der „turbidity currents“ von PH. H. KUENEN & C. I. MIGLIORINI (1950), PH. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953) im Vordergrund.

Dieser Theorie zufolge rutschen in Küstennähe labil angehäufte Sedimente, ausgelöst durch Erdbeben, Meeresspiegelschwankungen u. ä., ab. Beim Abgleiten in die Tiefsee (!) bildet sich ein Suspensionsstrom („turbidity current“, Trübestrom, Suspensionslawine), der am Meeresgrund, oft in untermeerischen „canyons“, mit großen Geschwindigkeiten abfließt. Bei Abnahme der Geschwindigkeit und Transportkraft, was meist bei Erreichen des Tiefseebodens der Fall sein wird, fallen Bestandteile der Suspension aus, und zwar die größten und schwersten zuerst, dann immer kleinere, während die tonige Restsubstanz sich oft nur sehr langsam absetzt. Dadurch entsteht die für Flyschsandsteine so charakteristische gradierte Schichtung („graded bedding“) mit dem gröbsten Sandmaterial unten und dem feinsten oben. Oft gehen sogar die Sandsteine in die hangenden Mergel über. Die Bänke können eine oft riesige flächenhafte Ausbreitung erlangen.

Sedimente, die durch einen solchen Mechanismus entstehen, werden also Turbidite genannt. Fluxoturbidite entstehen, wenn die Suspension so dicht ist, daß eine Saigerung sehr erschwert wird, oder stärkere Gleiterscheinungen hinzukommen.

Wenn sich im Schlamm des Meeresbodens z. B. Kriechspuren von Organismen oder Erosionsformen durch die scharfe Strömung des Trübestromes einprägen und diese durch den Sand der Suspensionswolke ausgefüllt werden, entstehen die erwähnten Sohlmarken an den Bankunterseiten. Den verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten und Turbulenzen entspricht die verschiedenartige Schichtung innerhalb der Flyschsandsteinbänke: Wulstschichtung (Fließfalten, häufig in der Mitte der Bank), Schräg- und Kreuzschichtung (oft im höheren Bankteil) und Laminierung (ebene Feinschichtung im oberen Teil der Bank, wo die unregelmäßigen Schichtungen der tieferen Teile ausgeglichen werden). Nach dem Absatz erfolgt die Verfestigung. Die spezielle pelitische Tiefseesedimentation geht weiter, bis der nächste Trübestrom eine neue Sandsteinbank darüberbreitet.

Die Strömungsmarken an der Basis der Sandsteinbänke können Aufschluß über die Richtungen geben, aus der die sedimentbringende Strö-

mung gekommen ist. Wir haben noch viel zu wenig Messungen, doch erkennt man meist mehr oder minder trogparallele, aber oft in verschiedenen Serien konträre Strömungsrichtungen.

Auf diese Weise gelangt aus dem Küstenbereich stammendes Material, einschließlich Organismenresten, Pflanzenhäcksel etc. oft viele hundert Kilometer weit in die Tiefsee, wo man solches auch schon rezente in Wechsellagerung mit Tiefseesedimenten gefunden hat.

Aus alledem ist leicht zu entnehmen, daß die Bildung der Sandsteinbänke ein ganz kurzdauernder Vorgang ist im Vergleich zu der äußerst langsamen und daher lange Zeit dauernden Ablagerung der Schieferstone oder Tonmergel.

Wenn wir die einzelnen unterscheidbaren Komplexe der Serie des Rhenodanubischen Flysches kurz zu kennzeichnen versuchen, so kann man folgendes hervorheben: im Neokomflysch das zögernde Einsetzen echter Flyscherscheinungen; dunkle Farben, Kiesel- und Glaukonitgehalt des Gaultflysches, die in Anklängen gelegentlich im Alttertiär wiederkehren; die mächtigeren, oft wenig gegliederten glimmerigen Sandsteinbänke des Reiselsberger Sandsteins; der Kalkreichtum der Zementmergelerde; die glimmerigen, mürb verwitternden Sandsteinbänke in der Flyschserie des Maastricht-Paleozäns; die basal besonders groben und etwas kieseligen Sandsteinbänke der Hoisschichten und der Schieferreichtum der Agsbachschichten oder die massigen Komplexe der Greifensteiner Sandsteine; nicht zu vergessen die zumeist nicht sehr mächtigen Verbände mit roten, grünen und grauen Schiefen. Die genaue Gliederung möge man Abb. 42 im Verein mit den folgenden Zeilen entnehmen.

Die Einstufung der Flyschschichten erfolgt durch Foraminiferenfaunen, in neuester Zeit auch durch Nannoplankton (siehe Abb. 45, 46). Megafossilien, wie etwa die großen Inoceramen von Muntigl und Bergheim bei Salzburg, z. B. *Inoceramus salisburgensis* FUGGER & CASTNER und die Ammoniten *Pachydiscus neubergicus* (HAUER), *Hamites fuggeri* SCHWARZACHER oder G. GÖTZINGERS *Gaudryceras mite* (HAUER) von Purkersdorf, sind ausgesprochene Seltenheiten.

Abgesehen von überhaupt nahezu fossilfreien Proben ist die Mehrzahl der Foraminiferenfaunen schwer oder nur grob einstuftbar. Vereinzelt vorkommende leitende Foraminiferen (Globotruncanen, Globorotalien) sowie Orbitoiden im Maastricht und Nummuliten im Alttertiär sind willkommene Fossilien. Verhältnismäßig oft findet man die Foraminifere *Rzehakina epigona* (RZEHAK) im Maastricht-Paleozän. Immerhin kann auch aus den ärmlichen Sandschalerfaunen, oft auch aus der Größenzunahme einiger Formen im Senon auf das ungefähre Alter der be-

proben Schicht geschlossen und dadurch eine Gliederung gewonnen werden.

Obertrias bis Neokom der St. Veiter Klippenzone: In der von F. TRAUTH reich gegliederten Schichtfolge werden die Keuper- und küstennahe Grestener Fazies von Schichten verhältnismäßig tiefen Meeres abgelöst und Doggerkalke, Radiolarite, bunte Oberjurakalke (Aptychenkalke) abgesetzt; als Schichtumfang ist Obertrias (Keuper) bis Neokom bekannt (vgl. Abb. 44).

Flyschneokom, Wolfpassinger Schichten (z. T.): Graue detritäre Kalke mit verschiedenen deutlichen Flyscherscheinungen, oft feinspätige Feinbrekzien, nur selten größere Brekzien wechsellaßend mit grauen bis dunkelgrauen Tonmergel-schiefern. Spärliche Mikrofaunen werden gelegentlich durch Aptychenfaune ergänzt. Durch E. KAMPTNER bekannt gemachte Arten der Gattung *Nannoconus* sind hier wichtige Leitfossilien der Nannopaläontologie (Abb. 45).

Flyschgault, Wolfpassinger Schichten (z. T.): Schwarze und graugrüne Schiefertone mit dunklen, gradierten Sandkalk- und schwarzgrünen Glaukonitquarzitbänken („Ölquarzite“), örtlich auch Brekzien. Dem kieselreichen Milieu entsprechen die häufigen Radiolarien neben den oft sehr ärmlichen Sandschalerfaunen aus der Tiefsee mit *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Ganz im Südosten, im Gebiet des Lainzer Tiergartens, keilen sie innerhalb der roten Schiefertone der Mittelkreide anscheinend gegen Südosten aus.

Untere Bunte Schiefer: Die Unteren Bunten Schiefer zwischen Flyschgault und Reiselsberger Sandstein sind meist nur in guten Profilen erkennbar. Paläontologische Nachweise sind sehr selten gelungen.

Serie mit Reiselsberger Sandstein: Die bunten Schichten der Mittelkreide, die aus roten und grünen Schiefertönen, z. T. mit dünnen Siltsteinbänkchen bestehen, enthalten im Osten oft mächtige Bänke des glimmerführenden Reiselsberger Sandsteins. Am Südrand der westlicheren Flyschzone (z. B. bei Unterach) gibt es eine ähnliche Ausbildung der Mittelkreide. Sonst werden die selten über 10–20 m mächtigen Bänke des Reiselsberger Sandsteins von einer grauen bis grünlichgrauen, sehr fossilarmen Flyschserie umgeben. Der Gesamthabitus der Sandsteine und ihre Schwermineralspektren bleiben von Vorarlberg über Bayern bis Wien überall bemerkenswert ähnlich.

Obere Bunte Schiefer: Rote, grüne und graue Schiefertone und Tonmergel mit dünnen Siltsteinbänkchen. Die Sandschalerfaunen mit häufigeren Dendrophryen und nur vereinzelt zweikieligen Globotruncanen sind ärmlich und kleinwüchsig.

Kaumberger Schichten: Sie zeigen die gleiche Fazies, wie die Oberen Bunten Schiefer, wobei z. T. größere rot- oder grünbetonte Komplexe wechseln. Während die Oberen Bunten Schiefer etwa auf Coniac beschränkt sind, haben die Kaumberger Schichten einen Umfang von Coniac bis Campan, stellenweise von (?) Mittelkreide bis Maastricht und müssen als Äquivalente vor allem der Oberen Bunten Schiefer und der Zementmergelserie angesehen werden. Sie sind ein die Laaber Decke im Wienerwald auffällig kennzeichnendes Schichtglied.

Die Mikrofaunen sind ähnlich denen der Oberen Bunten Schiefer. Die allerjüngsten Glieder führen bereits *Rzehakina epigona* (RZEHAK).

Zementmergelserie, Kahlenberger Schichten: Die Zementmergelserie geht mit Übergängen aus den bunten Schiefern hervor, wobei die tiefen Anteile der Zementmergelserie (= Dünnbankige Zementmergelbasisschichten) Ähnlichkeit mit den Piesenkopfschichten des Westens haben. Nach oben rücken die Bänke dichter zusammen, ganz oben vergrößert sich auch das Korn der Basallagen. Bänke von Sandkalken bis Kalksandsteinen wechsellaßend mit Mergeln und Tonmergellagen. Fukoiden und Helminthoideen sind besonders häufig. Die Dendrophryenfaunen mit vereinzelt zweikieligen Globotruncanen werden nach oben zu ein wenig großwüchsiger. Allerdings kann man auch Proben entnehmen, die nur Limonitstengel enthalten. Sie sind ins Santon-Campan einzustufen.

In der Flyschzone Salzburgs und Oberösterreichs nimmt die Mächtigkeit der Zementmergelserie gegen Norden merklich ab.

In der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes erscheinen bereits im Ober-Campan, also schon etwas früher als sonst, die ersten Mürbsandsteinbänke und dunklen Schiefertone, eine Serie, die sich ohne Zwischenschaltung Oberster Bunter Schiefer in die Sievinger und Altlenzbacher Schichten fortsetzt. Es erweist sich daher als vorteilhaft, diese Entwicklung (Santon-Campan) nach der namengebenden Lokalität „Kahlenberger Schichten“ zu nennen, zum Unterschied von der von Westen her bis in die Greifensteiner Decke verbreiteten Entwicklung der „Zementmergelserie“, die ohne Mürbsandsteine bis ins Obere Campan hinaufreicht und – mit Ausnahme südlichster Gebiete – durch Oberste Bunte Schiefer von der hauptsächlich ins Maastricht-Paleozän gehörenden mürbsandsteinführenden Serie getrennt wird.

Oberste Bunte Schiefer: Es sind wiederum rote und grüne, auch graue Schiefertone bis Tonmergel mit dünnen Siltsteinbänkchen. Die Sandschalerfaunen sind ein wenig reicher; man findet zwar keine Globotruncanen, dafür aber selten

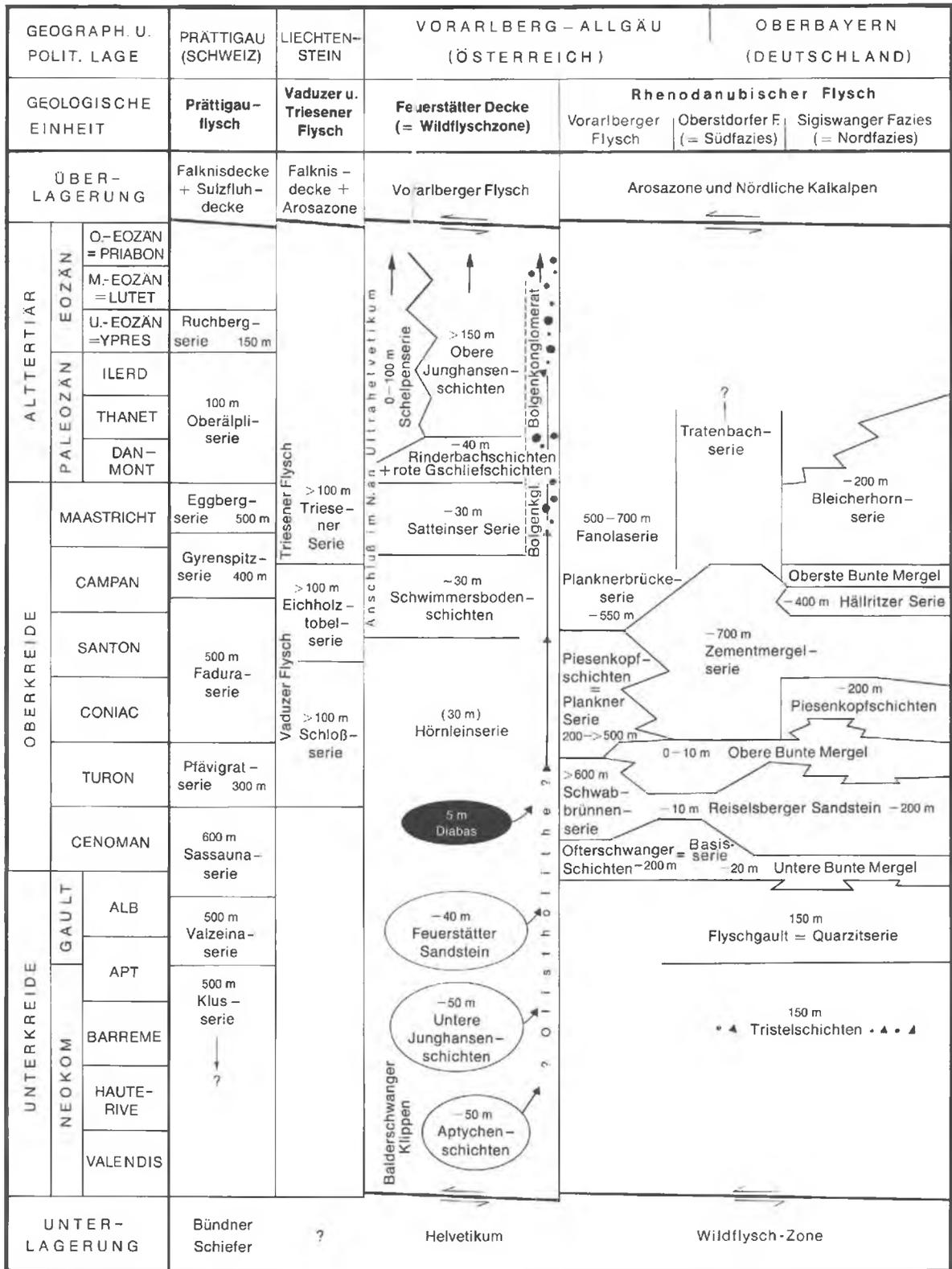
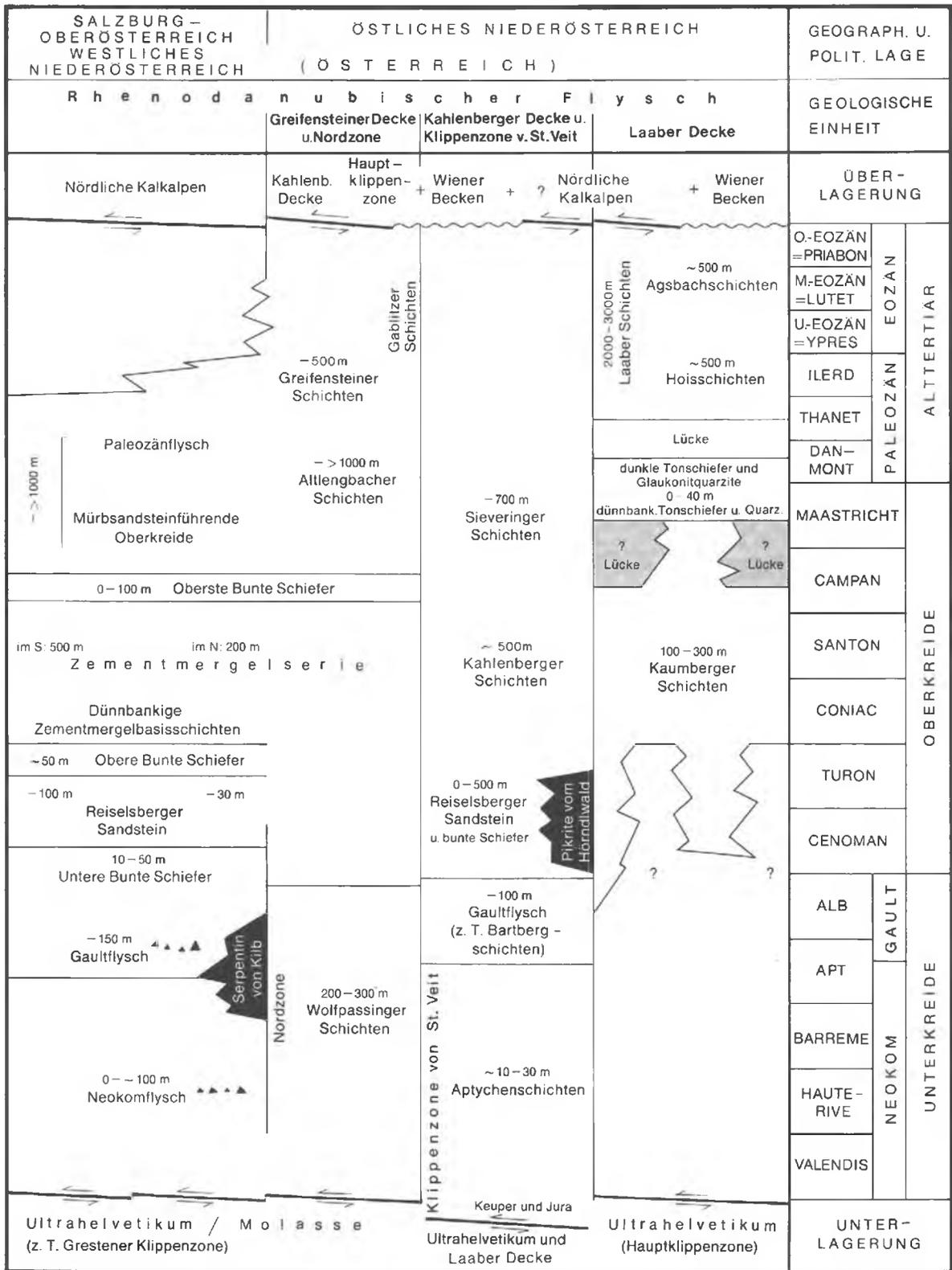


Abb. 42. Kreide und Alttertiär der Schichtfolgen des Flysches der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)



kümmertliche Rzehakinen. Diese Schiefer sind vom östlichen Oberbayern gegen Osten bekannt, setzen aber zumeist gegen Süden aus. In der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes fehlen sie, wie eben erwähnt.

Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär, Altlenzbacher und Sieveringer Schichten: Kalkige bis mergelige gradierte Sandsteinbänke, mergelig gebundene, glimmerige Mürbsandsteine von Fluxoturbidit-Charakter wechsellagern mit grauen Mergeln und grauen bis schwarzen Tonmergelschiefeln und Schiefertonen. Mergelige, vorwiegend feinkörnigere Sandsteine sind vor allem in den jüngeren Anteilen der Schichtfolge und den Altlenzbacher Schichten des Wienerwaldes verbreitet. Ab und zu beobachtet man Gleiterscheinungen im unmittelbaren Gefolge der Ablagerung der Sandsteinbänke.

Abgesehen von Proben mit Limonitstengeln, findet man beim Schlämmen meist großwüchsige Sandschalerfaunen, nicht selten mit *Rzehakina epigona* (RZEHAKE) und häufig großen Trochaminoiden. Selten nur findet man einzelne Globotruncanen oder auch Globorotalien, im Grobanteil kalkiger kretazischer Sandsteinbänke auch bisweilen Orbitoiden. Fukoiden und breitere Chondriten, seltener Helminthoideen sind zu erwähnen. Nannoplankton gibt öfters gute Altershinweise. Die Faunen bestätigen ein Alter von Maastricht-Paleozän (Eozän?).

Neben der Zementmergelschicht gehören diese Schichten wegen ihrer großen Mächtigkeit, die nach Norden zunimmt, zu den wichtigsten Baugliedern der Flyschzone.

Greifensteiner und Gablitzer Schichten, Glaukonit-Sandsteinserie, Steinbergflysch: Wechsellagerungen von Flyschsandsteinlagen mit z. T. mergeligen Schiefertongebirgen enthalten mehr oder minder mächtige Komplexe von oft grobkörnigen, glaukonit- und nummulitenführenden Greifensteiner Sandsteinen. Auf Grund von Nannofossilien (die für die Altersgliederung im Paleozän-Eozän unerlässlich sind, Abb. 46) konnte eine Gliederung in drei Komplexe vorgenommen werden. Die Mikrofaunen sind zumeist – wenn überhaupt vorhanden – arme Sandschalerfaunen, z. T. mit Rzehakinen. Aus dünnbankigeren Schichten sind schöne Fährten bekannt geworden (G. GÖTZINGER, 1951). Diese Schichten fehlen westlich vom Wienerwald, sind aber andererseits bis in die Westkarpaten verbreitet, wobei die bei Zistersdorf oftmals erbohrte Glaukonit-Sandsteinserie zum Luhačovicer Sandstein in Mähren vermittelt. Das Alter ist Paleozän. Der im Untergrund des Wiener Beckens die *Glaukonit-Sandsteinserie* überlagernde, tonreiche *Steinbergflysch* reicht bis ins Mitteleozän. Dem Alter

nach entsprechen diese Flyschserien dem tieferen Teil des Maguraflysches der Karpaten.

Laaber Schichten: Sie sind ein wesentlicher Teil der Laaber Decke im Wienerwald und faziell etwas abweichend von den gleichalten Greifensteiner Schichten. Ähnliche Gesteine können allerdings auch in den jüngsten Teilen der Sieveringer und Altlenzbacher Schichten gefunden werden. Greifensteiner Sandsteine fehlen. Es bietet sich eine Gliederung in die an gradierten Sandsteinen reichen *Hoisschichten* und die schiefer-tonreichen und nur wenige, oft kieselige Feinsandsteinbänke führenden *Agsbachschichten* (S. PREY, 1965) an. Foraminiferenfaunen sind fast immer nichtssagend und sehr arm; Nannobefunde aber sprechen für höheres Paleozän bis Mitteleozän, im Bereich der Hauptklippenzone einmal sogar für tiefes Obereozän. Die Mächtigkeit dürfte 2000–3000 m erreichen.

Informationen über die Korrelierung der Schichten der östlichen und westlichen Flyschzone gibt Abb. 42.

Literatur: ABERER F. 1951; ABERER F. & BRAUMÜLLER E. 1958; BRIX F. 1961, 1970; DZULYNSKI ST. et al. 1959; EXNER CH. & ZIRKL E. J. 1962; FAUPL P. 1976; FAUPL P. et al. 1970; GÖTZINGER G. 1954; GÖTZINGER K. 1937; GOTTSCHELING P. 1966; GRILL R. 1962, 1962a, 1968; GRÜN W. et al. 1972; HEKEL H. 1968; HESSE R. 1965; JAEGER R. 1914; JANOSCHEK R. et al. 1956; JANOSCHEK W. 1964; KRÖLL A. & WESSFLY G. 1967; KUENEN PH. H. 1957, 1958; KUENEN PH. H. & CAROZZI A. 1953; KÜHNEN PH. H. & MIGLIORINI C. I. 1950; KÜPPER H. 1962, 1965; NOTH R. 1951; NOTH R. & WOLETZ G. 1954; OBERHAUSER R. 1973b; PAPP A. 1962, 1965; PREY S. 1950, 1953b, 1957, 1962a, b, 1965b, 1968c, 1973, 1974, 1975b, c; RICHTER M. & MÜLLER-DEILE G. 1940; STURM M. 1969; THENIUS E. 1974; TRAUB F. 1953; TRAUH F. 1930; WIESENER H. 1967; WOLETZ G. 1962.

3.4.3.4. Das Phänomen der exotischen Blöcke in der Flyschzone

Auf diese, von den Geologen schon sehr früh beachtete Erscheinung soll besonders hingewiesen werden! Die sogenannten exotischen Blöcke und Scherlinge sind in der Flyschzone von Oberösterreich bis Wien häufig beobachtet worden; G. GÖTZINGER hat ihr im Wienerwald großes Augenmerk geschenkt, wie auch allgemein S. PREY.

Es handelt sich um große und kleine Blöcke von Granitoiden bis Tonaliten, Gneisen, Kristallin u. a., die sicherlich nur zum kleinsten Teil echte Scherlinge von irgendeinem kristallinen Untergrund, sondern meist Gerölle oder Bruchstücke von Geröllen sind. Es gibt sie hauptsächlich in den Klippenzonen und im Bereich wichtiger tektonischer Bewegungsbahnen in der Flyschzone. Als echten Scherling wird man vermutlich den vergneisten Granit des Leopold v. Buch-Denkmal bei Großbraming nennen kön-

nen. Die anderen stammen aber entweder aus Blockschichten, bzw. Ansammlungen von Brandungsgeröll, wie sie z. B. im Grestener Lias der Klippenzonen oder im Alttertiär des Ultrahelvetikums, z. B. in Rogatsboden, bekannt sind. Einige könnten auch eingegliedert, oder aus Blockschichten losgelöste und tektonisch verfrachtete

Blöcke sein. Überdies muß sicherlich auch eine vor allem quartäre Verfrachtung an Hängen und in Bächen berücksichtigt werden.

Literatur: FAUPEL P. 1975; GÖTZINGER G. 1952; GÖTZINGER G. & EXNER CH. 1953; GÖTZINGER G. & VETTERS H. 1923; LÖGTERS H. 1937; PREY S. 1953; ZAPPE H. & SEDLACEK M. 1937.

3.4.4. Vulkanismus

Die Anzeichen für einen Vulkanismus sind spärlich, wenn man von immer wieder verstreut in der Buntmergelserie auftretenden Blöcken von Serpentin, Ophicalzit u. ä. absieht. Serpentin, Ophicalzit, Diabas und Gabbro sind auch mit dem Oberjura der Klippen im Wolfgangseefenster verknüpft, ähnlich ein kleines Vorkommen von Serpentin und Ophicalzit 300 m südöstlich von Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs (CH. EXNER & E. J. ZIRKL, 1962). Serpentin und eine sedimentäre Serpentinbrekzie sind bei Kilb (südwestlich St. Pölten) mit Unter- bis Mittelkreideflysch verbunden, ähnlich wie die Pikrite und Pikrituffe im Hörndlwald (H. KÜPPER in: R. JANOSCHEK et al., 1956), sowie in der Spiegelgrundgasse (R. GRENGG, 1914) in Wien. Der auffällige Apatitgehalt und der in geringer Menge im Schwermineralspektrum der Reiselberger Sandsteine und Kaumberger Schichten

bekannte Chromit (Chromspinell) könnte mit diesem Vulkanismus zusammenhängen, zumal dieses Mineral im Serpentin von Kilb reichlich vorkommt.

Blöcke von Serpentiniten gibt es in paleozänen Blockschichten der Klippenzone sowie große Pikritblöcke im Eozän und vergrünte Diabaskomponenten im tiefsten Obereozän der Buntmergelserie von Rogatsboden.

Die in einigen Fällen gut belegten vulkanischen Ereignisse oberjurassischen bis mittelkretazischen Alters stehen sicherlich in Zusammenhang mit der zu dieser Zeit am Atlantik erwie senen Öffnung der Ozeane und lassen auf ähnliche Vorgänge im Flyschtrog schließen.

Literatur: EXNER CH. & ZIRKL E. J. 1962; GRENGG R. 1914; JANOSCHEK R. et al. 1956; PREY S. 1977d, 1978; SCHNABEL W. 1979.

3.4.5. Tektonik

Es wurde schon öfters betont, daß es sich bei der Flyschzone um wurzellose Decken handelt, wobei ihre Position im Gebirgsbau dargelegt wurde.

Durch Bohrungen ist einerseits schon mehrfach der Beweis erbracht worden, daß diese Decken über die Molasse des Alpenvorlandes überschoben sind, wahrscheinlich sogar ziemlich weit. Andererseits beweisen die tektonischen Fenster in den Kalkalpen (Kap. 3.4.10.) und die Bohrung Urmannsau I der ÖMV-AG bei Garming südlich Scheibbs die Überschiebung der Flysch- und Helvetikumsdecken durch die Nördlichen Kalkalpen.

Soweit das Helvetikum durch die malmischen sowie unter- bis mittelkretazischen Kalke, wie sie das Schweizer Helvetikum charakterisieren, versteift ist, zeigt es einen großzügigen Faltenbau. Weil aber dem Ultrahelvetikum im Osten solche Gesteine fehlen, ist es enorm verschuppt, verwalzt und zu einem Gleitteppich unter der Flyschdecke geworden. Nur das vom Flysch vor

sich hergeschobene und nicht überwältigte Helvetikum am Alpenrand bei Salzburg ist besser erhalten geblieben. Das größere Vorkommen im Gschliefgraben bei Gmunden zeigt diese Verschuppung vor allem wegen Verschiedenheiten im Eozän sehr deutlich. Bekanntermaßen kräftig zerstückelt sind die wegen ihrer weit südlicheren Lage tektonisch sehr stark beanspruchten mesozoischen Glieder der Klippenzonen, die in den weicheren Hüllgesteinen meist zu einer Großbrekzie aufbereitet wurden. Auch eine Platznahme als Eingleitung von Olistolithen wird erwogen.

Aber auch die tiefen Anteile der Flysch-Schichtfolge vom Gault bis zu den Oberen Buntenschiefen sind prädestiniert, für die Flyschdecke einen guten *Gleithorizont* zu bilden. In diesem Horizont sind denn auch Flysch und Ultrahelvetikum häufig verschuppt. In zerrissenen Antiklinalen sind neben diesen tieferen Flyschschichten oft langgestreckte und meist dünne

Züge von Ultrahelvetikum hochgebracht worden, die – gut charakterisierend – als „*Streifenfenster*“ bezeichnet worden sind.

Neben den Fenstern zeigt die Flyschdecke eine intensive *Faltentektonik* mit gegen Norden übergelegten und örtlich isoklinalen Falten. In den nördlichsten Fenstern sind die tiefen Flyschschichten oft weitgehend reduziert worden, ja es kann sogar die Zementmergelserie noch abgestreift und von der Mürlsandsteinführenden Oberkreide überfahren worden sein. Außerdem ist häufig eine Zunahme der Schuppung im nördlichen Randbereich der Flyschzone zu bemerken.

Deutliche *Deckenbildungen* gibt es im größten Teil der Flyschzone nicht. In Vorarlberg wird allerdings eine Südliche und eine Nördliche Flyschzone auch tektonisch unterschieden. Im Wienerwald gliedern wir in Laaber, Kahlenberger und Greifensteiner Decke. Das Alternieren von Antiklinalen, die häufigen bogenförmigen oder schräg zur Längserstreckung streichenden Strukturen sprechen für einen ohne Belastung geprägten Faltenbau.

Die *Deckenbewegungen* in der Flyschzone können frühestens im oberen Oberozän begonnen haben, weil Schichten des tieferen Obereo-

zäns noch in Flysch und Helvetikum enthalten sind. Marken für das Vordringen dieser Decken sind in der Molasse vorhanden: Spuren von Ultrahelvetikum im weit von Süden herangebrachten Rupel-Untereger (Rogatsboden), eingegleitene Schollen von Helvetikum und Flysch am Alpenrand im oberen Eger (Aquitain) der Gegend von Bad Hall und Gerölle von Flysch im Untermiozän ost-südöstlich Tulln. Kurz danach ist die Deckenbewegung endgültig zum Stillstand gekommen. Der Deckenstapel der Kalkalpen dürfte durch sein Gewicht bei der Schwerkgleitung kräftig angeschoben haben. Bei der doch ziemlich langen Wanderung der Decken ist sicherlich ein beträchtlicher Teil von Flysch und Helvetikum i. w. S. in der Tiefe verschwunden und durch Erosion entfernt worden. Denn die heutige Breite der Flysch- und Helvetikum-Einheit kann nur mehr ein Bruchteil der Breite des ursprünglichen Ablagerungsraumes sein, auch wenn man einerseits die kräftige Faltung des Flysches und andererseits die sehr starke Auswalzung oder Zusammenstauchung des Ultrahelvetikums in Rechnung stellt.

Literatur: GÖTZINGER G. 1954; PREY, S. 1960b, 1968c, 1972, 1975d.

3.4.6. Die Flyschzone zwischen Salzburg und dem Pechgraben südöstlich Steyr

(vgl. Abb. 43, Profile 1–3)

Ein Großfaltenbau mit einander öfter abwechselnden Antiklinalen und Synklinalen kennzeichnet diesen Abschnitt. An durchgerissenen Falten ist öfter Ultrahelvetikum in mehr oder minder langen Streifenfenstern hochgeschuppt. Das bedingt, daß im unmittelbaren Rahmen des Fensters immer, wenn auch oft stark tektonisch reduziert, tiefere Flyschgesteine, wie Neokom- und Gaultflysch, Reiselberger Sandstein und bunte Schiefer, auftreten. Sie sind als Gleitteppich der Flyschdecke oft ebenso stark ausgewalzt wie das darunterliegende und mitgerissene Ultrahelvetikum. Offensichtlich sind die beiden Einheiten mit ihren krassen Faziesunterschieden *echte Decken*; innerhalb des Flysches wird man nur in Ausnahmefällen von Teildecken sprechen können. Es gehört zu seinem tektonischen Baustil, daß die Zementmergelserie im Süden mächtiger ist als im Norden; umgekehrt verhält es sich bei den jüngeren mürlsandsteinführenden Schichten des Maastricht-Alttertiärs.

Von den bekannten, in der Karte enorm übertrieben dargestellten Ultrahelvetikum-Fenstern

können nur einige typische Beispiele herausgegriffen werden.

Das am *Nordrande der Flyschzone* östlich der Salzach anstehende *Helvetikum* ist ein (durch F. TRAUB, F. ABERER und E. BRAUMÜLLER gut untersuchtes) vor dem Flyschrand aufgestautes Schuppenpaket mit reichgegliedertem Paleozän und Eozän in Kressenberger Entwicklung. Seine schmale Vorzone besteht aus Kreidemergeln und Resten von Mitteleozän in Adelholzener Ausbildung („Assilinschichten“), die steil auf Molasse aufgeschoben sind. Die Lagebeziehung dieser beiden Eozänserien ist dieselbe wie im benachbarten Bayern. Tektonisch bedeutungsvoll erscheint mir die Tatsache, daß F. ABERER und E. BRAUMÜLLER an mehreren Stellen unmittelbar unter der Flyschüberschiebung Späne von südultrahelvetischer Buntmergelserie gefunden haben, weil diese eine besonders große Schubweite der Flyschdecke beweisen.

Der Flysch beginnt mit verschupptem Neokom- und Gaultflysch, am Haunsberg auch Reiselberger Sandstein und darüber Zementmergel-

serie, die die Bergkämme dieser Gegend aufbaut (Haunsberg, Buchberg, Tannberg, Irrsberg). Im Süden schließen Falten mit Mürbsandsteinführender Oberkreide und Alttertiär an. (Vgl. Abb. 43, Profil 1).

Das nahe dem Südrand der Flyschzone gelegene *Helvetikumfenster des Heuberges* mit einer Fortsetzung nach Westen in der Talfurche von Lengfelden zeigt deutlich die Entstehung aus einer Antiklinale an, denn die Flyschprofile mit Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein, bunten Schiefen und Zementmergelerde sind trotz starker tektonischer Reduktion beiderseits spiegelbildlich ähnlich angeordnet. Im Fenster ist ein in bunten Mergeln der Oberkreide und des Paläozäns steckender Felsen von Eozän schon altbekannt, der eine Art Mini-Entwicklung der Roterzfolge von Mattsee (mit Lithothamnienkalk, Roterz und einer das *Schwarzerz* vertretenden Nummuliten-Assilinenlage) darstellt. Südlich vom Fenster ist die Zementmergelerde durch Faltung und Verfaltung mit bunten Flyschschiefern stark verdickt. Jenseits einer Mulde ist am Südrand der Flyschzone vor den Kalkalpen noch eine halbe Antiklinale mit Gaultflysch, aber, soweit bekannt, ohne aufgeschlossenes Helvetikum im Kern, aufgestaut worden (Abb. 43, Profil 1a, 1b).

Im südlichsten Teil der Flyschzone zwischen Mondsee und Attersee, bei Unterach, wird der Zug des Hollerberges von z. T. überkippten Falten von Zementmergelerde aufgebaut. An der Basis kommt im Süden, aber auch im Norden, und zwar in diesem Raume nur hier bekannt, eine Mittelkreide mit roten und grünen Schiefen und Einlagerungen von Reiselsberger Sandstein vor, die der Mittelkreide des südöstlichsten Wienerwaldes gleicht, während weiter nördlich der Reiselsberger Sandstein von in der Regel nicht bunten Flyschserien begleitet wird. Das ganze ist mit Gaultflysch an der Basis gegen Norden aufgefalteten Oberkreideflysch überschoben. Die Westautobahn benützt östlich Loibichl diese Furche und hat beim Bau auch gute Aufschlüsse gezeigt.

Einige Großrutschungen sind im Gebiet von Oberwang bekannt: die Herrenberg-Rutschung in tieferen Flyschschichten, die Grasberg-Rutschung in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. In gleichen Gesteinen liegt auch die Jägermais-Rutschung bei Weyregg am Attersee.

Ein *Streifenfenster* von Ultrahelvetikum im Buchberg bei St. Georgen (westlich vom Attersee) liegt in der Fortsetzung einer Störungszone, die auch östlich vom Attersee, südöstlich von Schörfing, bekannt ist. Das langgestreckte Streifenfenster, das aus dem Tal der Dürren Ager über den Attersee hinweg von Alexenau bis

nahe Vichtau westlich vom Traunsee verfolgt werden kann (W. JANOSCHEK), ist ein typisches Beispiel einer Anlage in einer Antiklinale. Von der Störung zweigt östlich Seeleithen gegen Westen eine Antiklinale ab, die geradewegs auf den schon M. RICHTER & G. MÜLLER-DELLE (1940) bekannten Aufbruch von Unter- und Mittelkreideflysch im Gebiete des Dixelbaches westlich vom Attersee hinzielt. Die schon E. FUGGER und G. GEYER bekannten Brekzien vom tieferen Südhang des Kollmannsberges westlich Vichtau (Traunsee), sowie ein weiteres Vorkommen südlich der Weidensbacher Holzstube mit Kristallin-, Kalk-, Quarzit- und Grungesteinskomponenten gehören doch am ehesten in den Flyschgault (W. JANOSCHEK, 1964). Das Flyschland im Norden zeigt – was recht typisch ist für die Flyschzone – gegen Norden überkippte, örtlich auch isoklinale Falten mit überwiegend gegen Süden gerichtetem Einfallen.

Wie häufig in der Flyschzone sind auch an die genannten Aufbrüche Rutschungen geknüpft, wie z. B. die Bramhosen-Rutschung am Alexenauer Bach oder die Rutschungen am Dixelbach.

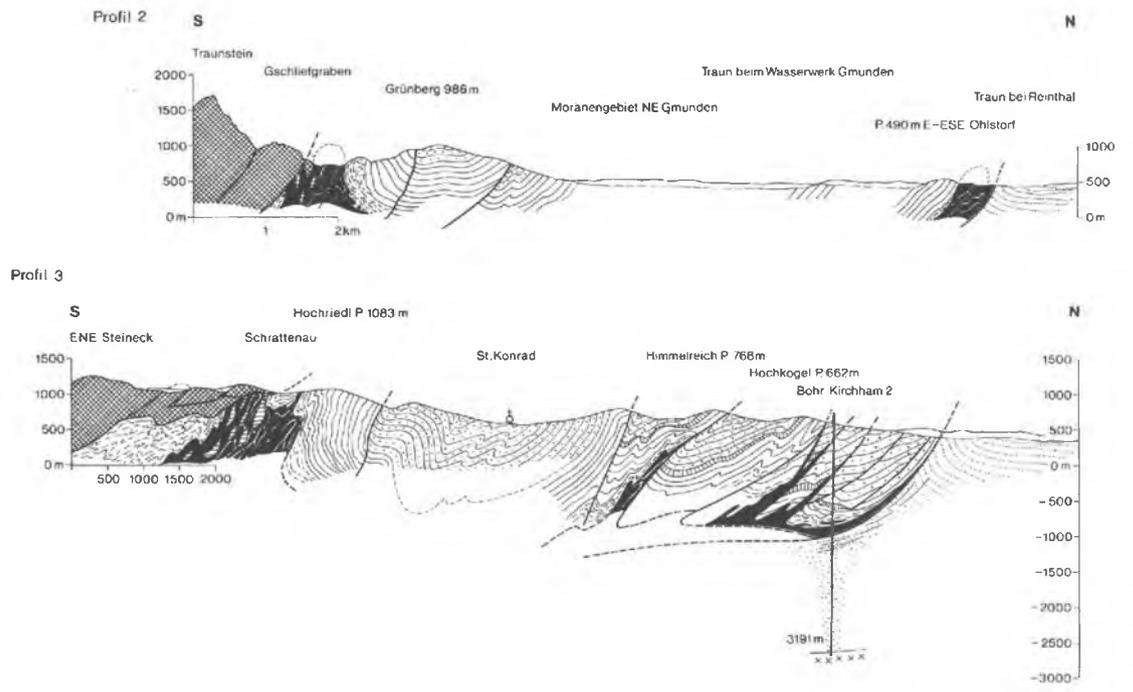
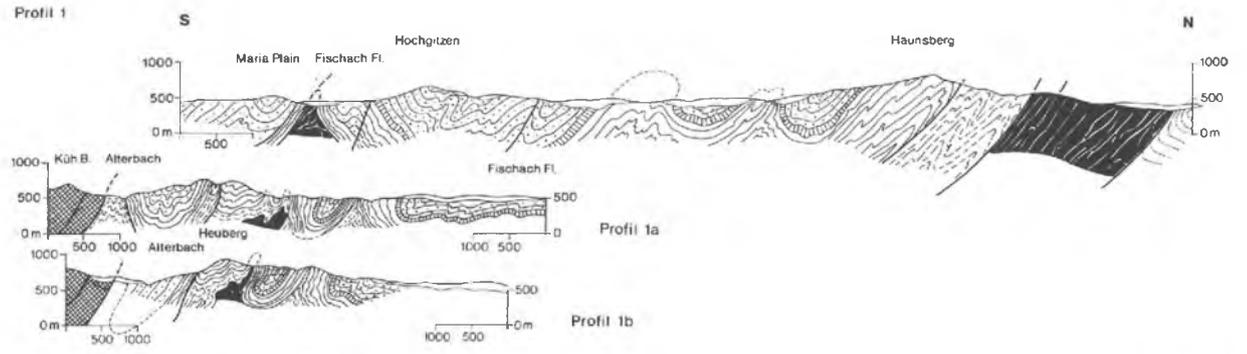
Weiter im Nordwesten, und zwar südsüdwestlich Frankenmarkt, liegt im Gebiet von Jagdhub – Freudental ein weiteres Streifenfenster von Ultrahelvetikum, dessen Bau grundsätzlich dem der anderen Fenster gleicht.

Das an der Traun östlich *Ohlstorf* am Flyschnordrand gelegene Ultrahelvetikum, das nur durch eine ganz schmale Flyschkulisse von der Subalpinen Molasse getrennt wird, soll deshalb hervorgehoben werden, weil hier die typische untereozäne Roterzentwicklung abweichend vom Normalprofil bei Mattsee (Salzburg) mit *Clavulina szaboi*-Schichten des Mitteleozäns im Verband steht und erst südlich davon eine Schuppe aus Kreidemergeln, typischen Adelholzener Schichten des Mitteleozäns sowie Stockletten mit Lithothamnienkalk angepreßt ist. Wir haben hier also die umgekehrte Faziesanordnung wie in Bayern (vgl. S. 200), wo, wie wir glauben, unrichtige paläogeographische Schlüsse daraus gezogen wurden. Im Süden anschließend folgt die Flyschüberschiebung mit wenig Gault und Zementmergelerde, die auch als Hügel südlich Ohlstorf aus den Moränen hervorragt (Abb. 43, Profil 2).

Als Gegenstück zu diesem befindet sich am Südrand der Flyschzone südlich Gmunden am Ostufer des Traunsees in einer vor den Kalkalpen angestauten Antiklinale der *Ultrahelvetikums-Aufbruch des Gschliefgrabens*, der vor allem wegen der Eozänvorkommen und der bunten Mergel schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen erregte. Mit bis 600 m Breite gehört

Geologische Profile durch die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien (s. PREY, 1977)

- NORDLICHE KALKALPEN**
- Kalkalpen i. A. (Kl - Klippe der Antonshöhe)
- FLYSCHDECKE**
- Alttertiär des Wienerwaldes (L - Laaber Sch., G - Greifensteiner Sch.)
 - Mürbsandsteinführende Oberkreide u. Alttertiär (HK - Höhere Kahlenberger u. Sieveringer Sch. i. w. S., A - Altlangbacher Schichten)
 - Oberale bunte Schiefer
 - Zementmergelserie (TK - Tiefere Kahlenberger Sch.)
 - Tiefe Flyschschichten (K - Kaumberger Sch., Uk - Kalkeinschaltungen)
 - Klippenmesozoikum von St. Veit
 - Serpentin (Kilb)
- ULTRAHELVETIKUM UND GRESTER KLIPPENZONE**
- Nord- u. Südultrahelvetikum, Buntmergelserie
 - Klippenmesozoikum
 - Granit (L. v. Buch - Denkmal)
 - Serpentin (Pechgraben)
- MOLASSEZONE**
- Molasse i. A. (R - Mol. v. Rogatsboden); Miozan d. Wiener Beckens
- BOHMISCHE MASSE**
- Kristallin und autochthones Mesozoikum
- QUARTAR**
- Quartär i. A.



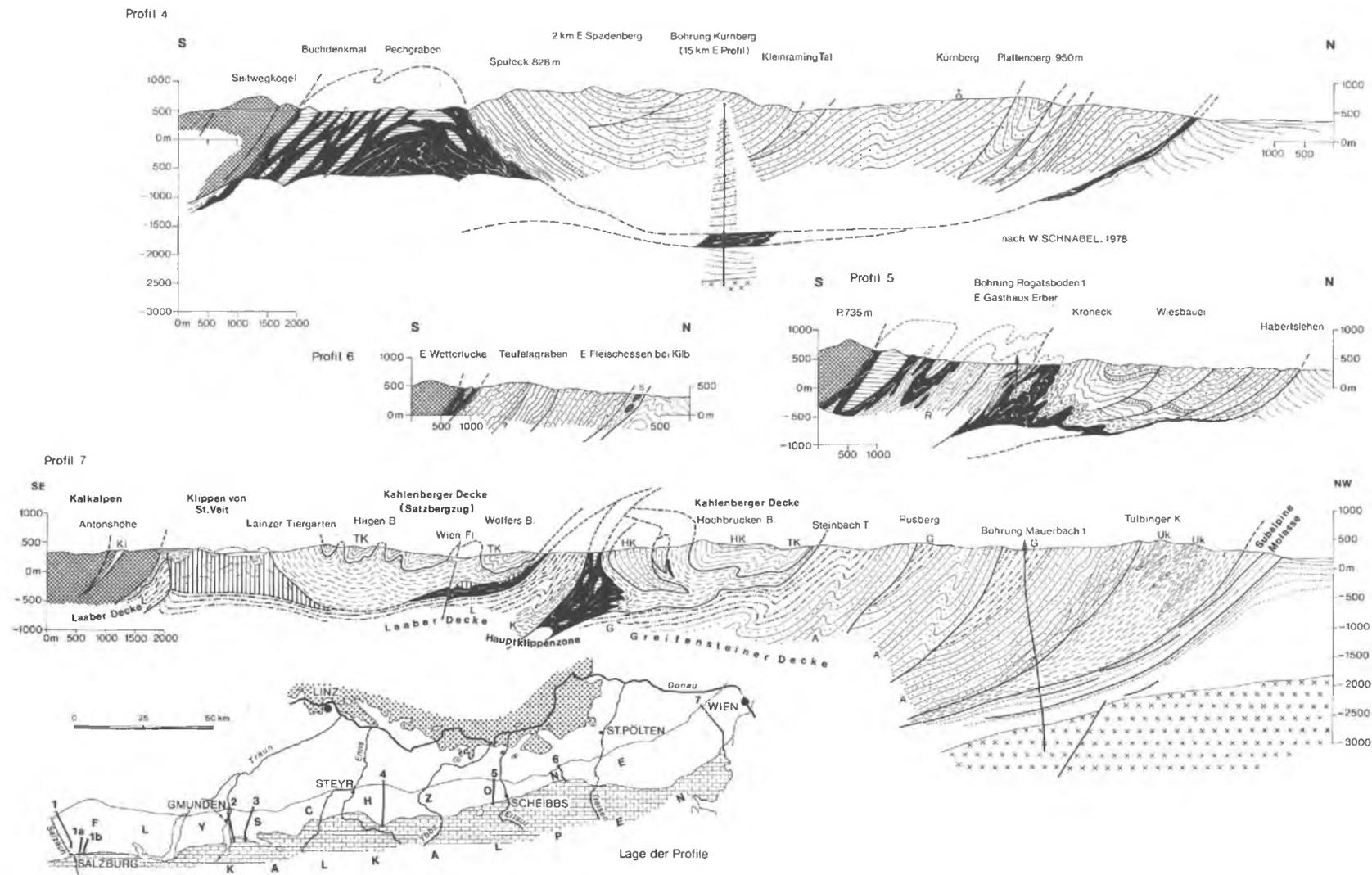


Abb. 43. Geologische Profile durch die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien

er zu den größten Fenstern der mittleren Flyschzone. Bunte Mergel mit einem Umfang von Alb bis Mittel- oder sogar tiefem Obereozän enthalten schmale Einschaltungen von „Nummulitenkalken“: im Nordteil zwei Linsenzüge aus mitteleozänen Nummuliten-Assilinenkalken von Adelholzener Typus, während im Südteil in zwei Vorkommen eine vollständigere Serie bekannt ist. Dabei handelt es sich um glaukonitführende Mergel mit einer bohnerzföhrnden Nummulitenkalkbank (die inzwischen verschwunden zu sein scheint) des höheren Paleozän–Untereozäns und darüber einem Nummulitenkalk, der zwar nach Fossilien ins Untereozän eingestuft werden muß, aber lithologisch nur zum Teil Merkmale des Roterzes aufweist. Beide Ausbildungen des Eozäns sind hier offensichtlich tektonisch einander ganz nahegerückt worden. Die weichen Mergel sind dementsprechend auch enorm verknütet und verschuppt, sodaß eine feinstratigraphische Auflösung riesigen Schwierigkeiten begegnet (Abb. 43, Profil 2).

Im Gschlifgraben liegt auch bekanntlich das westlichste Vorkommen von Grestener Klippenzone in der Flyschzone, wenn man von dem Klippenvorkommen im Wolfgangseefenster (Kap. 3.4.10.) absieht. Klippen von sandigen, mitunter sogar grobklastischen Grestener Schichten, Kieselschichten sowie Kalken oberjurassischen bis neokomen Alters liegen in einer Klippenhülle von (zum Unterschied vom nördlicheren, kalkreicheren, hier unmittelbar angrenzenden Nordultrahelvetikum) oft sehr tonigen Schichten, und zwar meist roten Tonmergeln bis Schiefertönen obersenen bis untergeordnet alttertiären Alters, die man am besten als Südultrahelvetikum bezeichnen könnte. Auch hier ist im höheren Jura der Umschlag von der küstennahen epikontinentalen Sedimentation vor allem der Grestener Schichten zur pelagischen der Radiolarite und Aptychenschichten angedeutet. Meist runde Granitblöcke pflegen im Bereich der Grestener Schichten vorzukommen, die mit westlich vom Almtal bekannten grobblockigen Konglomeraten mit Granit- und Kristallinkomponenten zusammenhängen dürften.

In die Klippenzone einbezogen ist auch ein offenbar tiefkalkalpines Element, bestehend aus einem schwarzen, teilweise gebankten Rhät-Liaskalk – der beim ehemaligen Kalkofen beim Hoisn abgebaut wurde – und darüber Liasfleckenmergeln mit eingelagerten echinodermespätigen Kalkbrekzien. Dunkle Kieselkalke könnten auch dazu gehören. Es gibt hier an der Kalkalpenbasis auch Gips; dabei ist noch nicht geklärt, ob er permisch-untertriadisch oder obertriadisch (karnisch) ist.

Infolge der großflächigen Verbreitung weicher,

wasserundurchlässiger Mergel und der größeren Niederschlagsmenge am Fuße des 1691 m hoch aufragenden Traunsteins, haben sich zahlreiche Rutschungen zu einem berüchtigten Großbrutschgelände zusammengeschlossen. Der zentrale Schlammstrom hat postglazial einen großen Vorbau in den Traunsee vorgetrieben; sogar noch in historischer Zeit ist er bis zum See vorgestoßen.

Das Helvetikum wie auch die Klippenzone östlich vom Gschlifgraben ist nördlich vom Steineck durch die vorgeschobene Tirolische Decke unterbrochen; beide setzen aber auf der anderen Seite von der Schratzenau ostwärts bis ins Almtal hinab wieder ein und tauchen unter die gegenüberliegende Salmgruppe der Kalkalpen. In diesem Abschnitt gibt es besonders grobblockige Klastika in den Grestener Schichten mit Blöcken von Graniten, Glimmerschiefern, seltener Gneisen, Grüngesteinen, Mergeln und Kalken in einem grobsandigen, meist etwas kalkigen Material. Hier liegt auch eine Stelle, wo ein Transgressionsverband solcher Gesteine mit obersener Buntmergelserie nachgewiesen werden konnte (S. PREY, 1953). Ferner gibt es in dieser Gegend in den Tonmergeln Faunen, die mehr an das Nordultrahelvetikum erinnern und als eine Mischung von Sandschaler- mit Kalkschalerfazies im Sinne eines Überganges zwischen den Ablagerungsräumen aufgefaßt werden können (Abb. 43, Profil 3).

Schon südlich vom Laudachsee flankiert Gaultflysch die Klippenzone im Süden. Dasselbe ist im Almtal der Fall, wo südlich der Klippenzone Gaultflysch, bunte Schiefer und Reiselberger Sandstein größere Verbreitung erlangen und in das Halbfenster von Grünau hineinstreichen, wo sie mit kalkalpinem Cenoman verspießt und von den Kalkalpen überschoben sind, von denen richtige Deckschollen aufliegen (Hochreithberg, Zuckerhut, Dachkogel). Der Bildungsraum dieser Klippenzone lag eben einst nördlicher als der des Flysches und hatte Verbindung mit dem Helvetikum. Unter den Deckschollen liegt öfter Neokom, das wahrscheinlich schon zu den Kalkalpen, nicht aber zum Flysch gehört.

Eine schmale Antiklinale begleitet im Südrand der Flyschzone den Nordrand der kalkalpinen Salmgruppe gegen Osten. Nur im Westen besitzt sie einen aufgeschlossenen Kern von Ultrahelvetikum. Westlich Ottdorf gibt es sogar mehrere, von Zementmergelserie flankierte, schmale Antiklinalen aus Gaultflysch, wenig bunten Schiefen und Reiselberger Sandstein.

Das einige Kilometer nördlich vom Flysch-Südrand, 12 km östlich Gmundens gelegene *Fenster im Rehkogelgraben*, 1,3 km südlich Hagenmühle, sowie zwei eng beisammenliegende Fenster 2 km weiter nördlich im Gebiet der *Dürren*

Laudach beim Gr. Pihringergut, die übrigens durch die Bohrungen Kirchham 1 und 2 erfaßt worden sind, vereinigen sich östlich vom Almtal (1,5 km ost-südöstlich Heiligenleithen) und streichen südlich *Magdalenaberg* bzw. nördlich vom Pernecker Kogel vorbei und, ein wenig nach Südosten abbiegend, in die westlichen Hänge des Kremstales. Etwa ab dem Hagergut (südlich Unter Inzersdorf) scheint nur mehr eine tektonische Fuge vorhanden zu sein. Möglicherweise ist das ost-südöstlich Kirchdorf a. d. Krems (ost-nordöstlich Weinzierl) bekannte Vorkommen von Ultrahelvetikum (R. NOTH, 1951; H. MAURER, 1972) eine Fortsetzung davon. Der nördliche Zug der oben genannten Fensterzüge von der Dürren Laudach ist nördlich *Bäckerberg* nur durch einen schwächtigen Zug bunter Flyschschiefer markiert, während nordöstlich dieses Berges wieder ein wenig Ultrahelvetikum mit u. a. auch mitteleozänen *Clavulina szaboi*-Schichten und Gaultflysch hinzukommen. Beiderseits steht Mürbsandsteinführende Oberkreide an, die Zementmergelerde ist in dieser weit nördlichen Lage an der Störung weggeschert. Im Rehkogelgraben bildet die hangende Schubmasse eine Stirneinrollung mit bunten Schiefern im Kern, bei der an der Fensterüberschiebung noch ein Keil von Mürbsandsteinführende Oberkreide eingezwickelt ist.

Auch der Pernecker Kogel besteht aus einer ähnlichen, aber viel größeren Antiklinale, in deren Kern ebenfalls Obere bunte Schiefer freigelegt sind. Südlich daran schließen kompliziertere Falten aus den obersten Flyschserien an.

Das weit nördlich, östlich vom Kremstal gelegene *Streifenfenster von Nußbach* (R. NOTH,

1951; H. MAURER, 1972) reicht nach Osten bis nahe Untergrünburg a. d. Steyr.

Im Raume zwischen Straßwalchen und Steyr ist der Nordrand der Flyschzone zumeist von diluvialen Ablagerungen zugedeckt. Schußbohrungen der RAG ermöglichten eine genauere Festlegung. Dabei konnte auch festgestellt werden, daß sich das Fenster von Ohlstorf nach Westen bis 2 km östlich Aurach erstreckt und ein anderes südlich Egenstein (Almtal) verborgen ist.

Auch für diesen Teil der Flyschzone sind überkippte und verschiedentlich zerrissene Antiklinalen und Schuppen typisch.

Von grundsätzlicher Bedeutung ist die ca. 2 km südsüdöstlich Kirchham lozierte *Bohrung Kirchham 1*, die Flysch mit etwas Ultrahelvetikum im Hangenden und Liegenden 1370 m mächtig über Molasse erbohrt hat und die *Bohrung Kirchham 2* (2 km südlich Kirchham; Abb. 43, Profil 3), wo Flysch 1579 m mächtig angetroffen wurde, mit zwei inliegenden ultrahelvetischen Schuppen und einer an seiner Basis auf der Molasse. Die *Bohrung Steinfeld 1*, im Almtal südlich der Einmündung des Steinbaches gelegen, hat die Decke von Flysch mit etwas Ultrahelvetikum über Molasse bei 1913 m Tiefe durchteuft.

Literatur: ABERER F. & BRAUMÜLLER E. 1953; BAUER F. 1955; DEL-NEGRO W. 1970; FAUPL F. 1975; FREIMOSER M. 1973; GÖTZINGER K. 1937; GOHRBANDT K. 1963; JANOSCHEK W. 1964; KIRCHMAYER M. 1956, 1957; KRAUS E. 1944; KÜHN O. & ZINKE O. 1939; MAURER H. 1972; MÜLLER-DEHLE G. 1940a; NOTH R. 1951; OBERHAUSER R. 1963; PREY S. 1950, 1951, 1952a, b, 1953a, b, 1958, 1962a, 1964b, 1968c, 1971, 1975b; RICHTER M. & MÜLLER-DEHLE G. 1940; STURM M. 1969; TRAUB F. 1953; VOGELTANZ R. 1970, 1972; WOLETZ G. 1954, 1967; ZIRKL E. J. 1955.

3.4.7. Die Flyschzone zwischen dem Pechgraben südöstlich Steyr und dem Traisental südlich St. Pölten

(vgl. Abb. 43, Profile 4–6)

Was die hier wieder beginnende und nun zusammenhängend nach Osten weiterstreichende Klippenzone betrifft, ist der *Pechgraben* eine wichtige Lokalität. Bei etwas größerer Breite ist die Klippenzone im Südteil an die Streichrichtungen der Weyerer Bögen angepaßt. Auch hier ist der Lias-Dogger mit Grestener Schichten, Posidonienschichten und Neuhauser Schichten dem germanischen Bereich verwandt, während der Oberjura und das Neokom ausgesprochen pelagische Sedimente von ostalpinem Charakter sind (Kieseltone und Radiolarite, Kalke in Aptychenkalkausbildung). Die brekziös-knollige Ausbil-

dung des Konradshheimer Kalkes ist sicherlich z. T. Ausdruck von Gleiterscheinungen kurz nach der Ablagerung. Die Klippenhülle besteht aus Schiefertonen und Mergeln, in denen Schichten des Cenomans bis Eozäns vertreten sind. Grünlichgraue Fleckenmergel sind neben braunroten und ziegelroten Schiefertonen und Mergeln charakteristisch. Die von H. LÖGTERS (1937) als Cenomanklippenzone abgetrennte Einheit ist inzwischen (G. ROSENBERG, 1955; F. ABERER, 1951) als rand-kalkalpin erkannt worden (Abb. 43, Profil 4).

Die Oberjurakalke treten auch morphologisch

als Hügel und Berge hervor. Am Nordfuß des Klausriedels und Hecherberges sind Grestener Schichten erwähnenswert, weil dort im vorigen Jahrhundert lebhafter Bergbau auf hochwertige Kohlen umging. Infolge der Klippennatur der Vorkommen sind die Flöze sehr absätzig und halten kaum länger an, wie durch den Bergbau bekannt wurde. Abgetrennte, unbedeutende Kohlenvorkommen liegen im Bardhofer Schachen und bei Buchschachen (bei Neustift).

Wie man annimmt, ist die berühmte Granitklippe mit dem sehenswerten *Leopold von Buch-Denkmal* mit den Grestener Schichten verbunden und sicher keine Aufragung des zur Böhmischen Masse gehörenden Untergrundes, wie man früher annahm. Es ist nach P. FAUPL (1972) ein grobkörniger Granit- bis Granodioritgneis mit diaphoritischen Erscheinungen, der mit Gesteinen im Zentrum des Moravikums verglichen werden kann. Er ist ein im Zuge der Deckenbewegungen von weit her transportierter Scherling. Neben anderen Kristallintrümmern verdienen Vorkommen von Serpentin und Ophicalzit, z. B. im Graben beim Feichtbichlerhäusel, also am Südrand der Klippenzone, besondere Erwähnung (G. ROSENBERG, 1955; H. LÖGTERS, 1937; F. ABERER, 1951).

Die Areale von kretazisch-alttertiärer Buntmergelserie, in der als Seltenheit und oft nicht mehr anstehend auffindbar auch Nummulitenkalke erwähnt worden sind, sind oft ziemlich verbreitet, aber naturgemäß sehr schlecht aufgeschlossen. Die hier 2–3 km breite Klippenzone taucht gegen Norden unter die Flyschdecke unter, die mit Gault- und Schollen von Neokomflysch beginnt. Nach Osten begleitet die Klippenzone den Nordrand der Kalkalpen, wobei sie schmaler wird und nur selten noch 2 km Breite erreicht. Die Überschiebungsbahn der Flyschdecke liegt am Südrand oft überkippt.

Die südöstlich von Steyr am Ramingbach niedergebrachte Bohrung *Kürnberg 1* hat die Flyschdecke mit ein wenig Ultrahelvetikum an der Basis mit einer Mächtigkeit von 2364 m durchbohrt und die Vorlandmolasse erreicht. Übrigens hat die Bohrung *Urmannsau 1*, in den Kalkalpen östlich Gaming, 8 km südlich vom Nordrand der Kalkalpen angesetzt, einen verschuppten Teppich aus Flysch, Klippenzone, Buntmergelserie und oligozäner Molasse über parautochthoner und autochthoner Vorlandmolasse durchörtert.

Zwischen Neustift und Konradsheim nehmen Grestener Schichten größere Räume ein (F. ABERER, 1951); Grossau war einst ebenfalls ein Zentrum des Kohlenbergbaues in den Grestener Schichten. Bei Konradsheim liegt die klassische Lokalität des hauptsächlich zwischen

Pechgraben und Plankenstein (ENE Scheibbs) verbreiteten brekziös-konglomeratischen Konradsheimer Kalkes, der teils in graue Hornsteinkalke, teils unmittelbar in neokome Aptychenkalke und -mergel übergeht (F. TRAUTH, 1921, 1948).

Im Raume von Waidhofen a. d. Ybbs (W. SCHNABEL, 1970, G. LAUER, 1970) sind die enormen Komplikationen dieses Raumes aufgezeigt worden. Hier findet man häufig auch südlich der von Buntmergelserie begleiteten Klippenzüge Flysch, und zwar vorwiegend seine mittelkretazischen Glieder. Die in der *Klippenzone nordöstlich Ybbsitz* (G. LAUER) vorkommenden kalkalpinen Klippen in Verbindung mit einer oft mächtigen klastischen Mittelkreide sollte man eher als eingeschuppte tief-kalkalpine Deckschollen ansehen und nicht wie G. LAUER als mit echtem Flysch verbundene kalkalpine Einheiten; gegen eine solche Verbindung sprechen zu viele großtektonische Gegebenheiten. Bedeutungsvoll ist aber die Ansicht W. SCHNABELS (1979), daß im Gebiet von Ybbsitz tatsächlich Klippengebiete mit Buntmergelserie, also Grestener Klippenzone, und solche mit Flysch-Mittelkreide vom Typus der St. Veiter Klippenzone (Kap. 3.4.2.) nebeneinanderliegen. Etwa 450 m nordnordwestlich Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs findet sich 300 m südöstlich vom Hauptvorkommen des Serpentinites eine andere Stelle, an der nach CH. EXNER (1962) durch Wechsellagerung mit Tithonkalk das oberjurassische Alter des Serpentin und Ophicalzites bewiesen werden kann.

Das von W. SCHNABEL (1970) östlich Waidhofen in der Buntmergelserie aufgefundene „sandig-mergelige Paläogen“, das aus grauen Mergeln und glimmerigen pflanzenhäckselreichen Sandsteinbänken besteht, scheint das westlichste bekannte Vorkommen des *Oligozäns von Rogatsboden* zu sein, in dem – wie vermutlich auch hier bei Waidhofen – umgelagerte Mikrofossilien vorkommen.

Mit leicht überkipptem Südrand schließt im Norden die Flyschdecke an, die einen mehr großzügigen Faltenbau aufweist. Dieser ist allerdings durch einige Querstörungen versetzt. In Antiklinalen können auch die tieferen Schichten zum Vorschein kommen, wie z. B. westnordwestlich Waidhofen. Die Zementmergelserie tritt häufig als Kamm hervor, während dazwischen die Mulden mit Mürb sandsteinführender Oberkreide und Alttertiär liegen. Dieser bis in Höhen um 700 m aufragende, überwiegend aus Kreide und etwas Alttertiär aufgebaute Teil der Flyschzone weicht gegen Osten sich verschmälernd etwas mehr südostwärts zurück und läßt im Norden, vor allem etwa im Raume Wang – Steina-

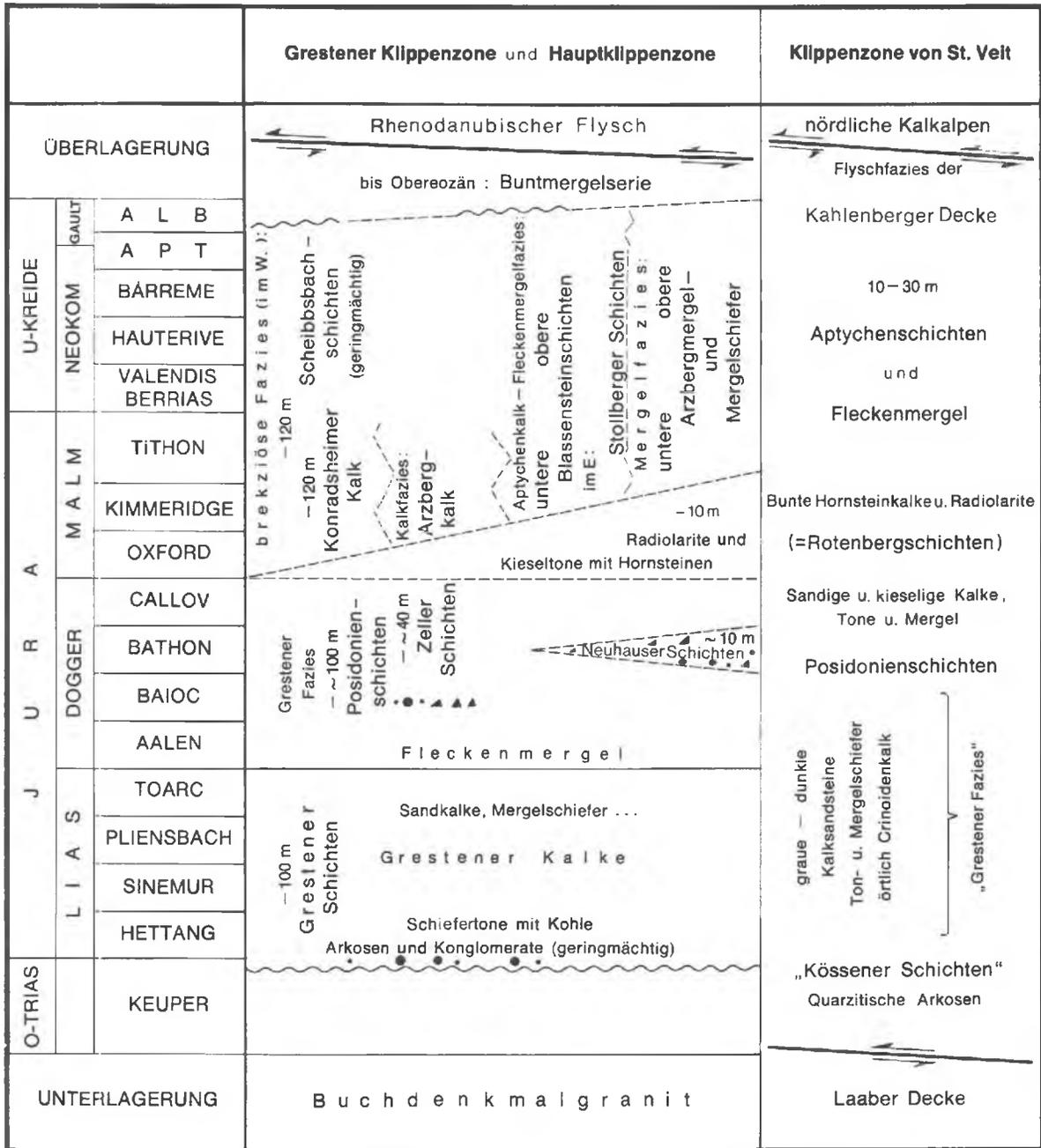


Abb. 44. Trias, Jura und Kreide der Klippenzonen der nördlichen Ostalpen. (Zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)

kirchen – Purgstall, ein größeres Areal alttertiären Flysches frei (S. PREY). Es zeigt sich hier die bis über die Donau hinaus nach Osten öfter verfolgbare Tendenz, daß ältere Schichten im Süden bzw. Südosten zurückbleiben. Tiefere Schichten tauchen darin bei Steinakirchen auf und bei Senftenegg südlich Ferschnitz sind rote Schiefertone der Mittelkreide am Überschiebungsrand hochgeschleppt. Vom Tal der Gr. Erlauf gegen Osten ist die Flyschzone besonders schmal. Jüngere Teile der Flyschserie sind vorherrschend. Die Verengung steht sicher in Zusammenhang mit dem hier unter die Alpen tauchenden Südsporn der Böhmisches Masse, welchem Umstand gleichzeitig auch das Emporbringen der ältesten Gesteine aus dem Molassebereich von Rogatsboden bis Texing zugeschrieben werden muß.

Während nämlich die Klippenzone aus dem Waidhoferer Raum gleichmäßig nach Osten weiterstreicht, taucht in ihrem nördlichen Vorfeld, zwischen ihr und dem Flyschareal, nördlich Gresten das *Molassefenster von Rogatsboden* (S. PREY, 1957; H. VETTERS, 1938) auf (Abb. 43, Profil 5).

Die *Klippenzone* zeigt östlich Gresten keine sehr auffälligen Veränderungen. Die Fazies der Aptychenkalke herrscht im Tithon-Neokom; Konradsheimer Kalk wird selten. Die hier im Typusgebiet verbreiteten, nach Osten aber zurücktretenden Grestener Schichten sind auch hier kohleführend; Kohle wurde bei Gresten sogar noch nach dem zweiten Weltkrieg eine Zeitlang abgebaut. Klippenhülle ist wiederum die Buntmergelserie, in der Alb bis Eozän nachgewiesen ist und die nach spärlichen Hinweisen zumindest stellenweise die Klippensedimentation fortzusetzen scheint. Auch hier gibt es sowohl am Südrand als auch am Nordrand eine Reihe von meist klippenartigen Flyschvorkommen, die aus Gaultflysch und Reisselsberger Sandstein, häufiger aus Zementmergelserie, Obersten Bunt Schiefen und Mürlsandsteinführender Oberkreide bestehen. Ein weiterer Befund ist bemerkenswert: südwestlich Scheibbs wurden, sichtlich als Klippenhülle, rote Schiefertone der Mittelkreide und westlich höher oben etwas Reisselsberger Sandstein beobachtet (S. PREY), ganz so, wie etwa im Lainzer Tiergarten in Wien. Möglicherweise gibt es also auch hier zweierlei Klippenserien, solche mit Buntmergelserie und solche mit Flysch als Hülle vom Typus der Grestener und der St. Veiter Klippenzone.

Von Interesse – wiederum die Beziehung der Klippen zur Buntmergelserie unterstreichend – ist eine Blockpackung aus unterschiedlich gerundeten Klippenkalken, die mit Blöcken von weißem Sandstein, Granit, Ophicalzit, Gneis, Glimmerschiefer und Quarz vermischt sind (nordwest-

lich Reinsberg, 200 m nördlich Wegbauer). Kleine Linsen von lithothamnienführenden Brekzien mit Nummuliten liegen ebenso in Buntmergelserie.

Durch einen oft nur schmalen Streifen von Buntmergelserie und gelegentlich kleinen Flyschschollen von der Klippenzone getrennt, begleiten die *Molassefenster* die Klippenzone im Norden. Dabei ist nördlich bis nordöstlich von Gresten ein kleinerer Teil durch Gaultflysch und Buntmergelserie von der Hauptmasse abgetrennt, ebenso ein Teil 3 km ostnordöstlich Scheibbs, der bis 3 km östlich St. Georgen reicht. Bei *Texing* ist ein weiteres bedeutenderes Fenster bekannt (M. RICHTER, 1950). Das von G. GÖTZINGER (H. VETTERS, 1938) vermutete Vorkommen in der Gegend von Rabenstein a. d. Pielach ist noch nicht verifiziert.

Der größere Teil der hier als Molasse bezeichneten Gesteine zeigt mehr oder minder typische *Flyschfazies*. Ausnahmen sind die von Mergeln mit reichlich Foraminiferen, Lithothamnien u. a. begleiteten Lithothamnienkalke (Gerinne nördlich Wiesbauer ostnordöstlich Gasthaus Erber, im Saffenbach nördlich Klett, im Krolgraben nordöstlich Scheibbs), ferner ein Konglomerat nordwestlich Reinsberg mit geglätteten Geröllen von dunklen Dolomiten, Flyschsandkalk, Aptychenkalk und umgelagerten Mikrofossilien aus Flysch und Ultrahelvetikum, u. a. kleinen Nummuliten. Die Lithothamnienkalke und -mergel passen nicht in die umgebenden Flyschserien, sodaß entweder mit einem Eingleiten derselben aus einem Flachmeerbereich zu rechnen ist, oder sie sind aus der Basis hochgebracht worden, denn sie sind den Lithothamnienkalken aus der Basis der Vorlandmolasse sehr ähnlich. Ein Glied der Molasseschichtfolge mit gradierten Sandsteinbänken und glaukonitführenden Sandsteinen enthält ebenfalls umgelagerte Fossilien aus Flysch und Helvetikum, darunter agglutinierende Foraminiferen, Globotruncanen und Nummuliten. Nach Beobachtung der Schichtfolge, insbesondere der Lage der Bänke, die auf große Strecken südgewandte Unterseiten zeigen, scheint es sich bei den letzteren um jüngste, vermutlich chattische Anteile der Schichtfolge zu handeln. Die gesamte Schichtfolge der Fenster umfaßt also Lattorf, Rupel und etwas Chatt (Unter-Eger). Sicher ist innerhalb des oligozänen Schichtstoßes mit beträchtlichen Schuppungen und Störungen zu rechnen. Klippenvorkommen im Oligozänbereich sind aber sicherlich in jüngster Zeit von der Klippenzone an den Hängen herabgeglittene Schollen und Schichtverbände.

In Hinblick auf die Position der flyschartigen Molasse von Rogatsboden wird diskutiert, ob diese einem selbständigen Ablagerungsraum ent-

stammt oder bereits auf Buntmergelserie abgelagert worden ist. Beweise für die letztere Lösung sind durch die Untersuchungen obertags nicht bekannt geworden, Hinweise dafür werden von der Bohrung Urmannsau 1 angegeben (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967). Die Lösung bleibt also vorderhand Glaubenssache.

Verschuppungen von Molasse mit Buntmergelserie und Flysch am Nordrand des Fensters waren an der Oberfläche nur selten zu beobachten, kamen aber in den Kernen der Bohrungen *Rogatsboden 1 und 1a* (die nördlich vom Gasthaus Erber ost-südöstlich der Straßengabel standen) deutlich zum Ausdruck. Endtiefen waren 461,00 bzw. 315,00 m. Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien war mehrfach mit Buntmergelserie des Senons bis Paleozäns verschuppt. Öl- und Gasspuren wurden registriert. Im Schmidleher Graben ging aus meinen Beobachtungen hervor, daß Buntmergelserie und darüber Neokomflysch die steilstehende Molasse in Form einer westtauchenden Mulde überlagern. Die Bohrung *Texing 1* durchörterte die vielfach verschuppte Folge bis in eine Tiefe von 1140 m, wo sie die parautochthone und autochthone Vorlandmolasse erreichte; es wurden angetroffen: 211 m Fenstermolasse, 812 m Flysch und Buntmergelserie, nochmals 112 m Fenstermolasse.

Buntmergelserie ohne Klippen ist am Nordrand des Fensters zwischen den Tälern der Kleinen Erlauf und des Feichsenbaches zu größerer Mächtigkeit zusammengeschoben. Festgestellt sind Schiefertone bis Mergel und Fleckenmergel in den Farben rot, grün, grüngrau und grau im Umfang von Alb bis ins tiefe Obereozän. Weiter östlich begleitet Buntmergelserie den Nordrand des Fensters als nur schmaler Streifen und ist bisweilen auch nicht nachweisbar. Erwähnenswerte Einschaltungen sind vereinzelt nur schwächliche geröllführende Linsen im Maastricht und Dan – Paleozän, sowie mächtige, allerdings nicht sicher zur Buntmergelserie gehörige Sandsteine mit Kristallinkomponenten, Inoceramensplittern und seltenen Nummuliten, sowie ein Eozän mit großen runden Blöcken von Granitoiden, Pikrit u. a. Das altbekannte „Granitvorkommen von Schaitten“ (H. VETTERS, 1938; P. FAUPL, 1975) ist eine Gruppe solcher Granitblöcke. Im Obereozän kommen Lithothamnienbrekzien mit Nummuliten und Discocyclinen, Bryozoen sowie Quarz- und Feldspatkörnern (Graben östlich Schmidlehen) und im Graben ostnordöstlich Hinterberg auch mit zahlreichen Grünsteinbrocken vor. Noch nicht ganz geklärt ist die Natur der „Glaukonitsandsteinserie“ (S. PREY, 1957), doch paßt sie am ehesten in den Gaultflysch.

Alle genannten Einlagerungen kommen hauptsächlich im breiten Abschnitt der Buntmergelserie vor. Hier ist auch ein Gebiet, wo eine enge Verknüpfung von Buntmergelserie mit Flysch, meist Gaultflysch, seinerzeit gut beobachtet werden konnte. Dadurch ist die Untergrenze der Flyschdecke außerordentlich kompliziert gestaltet. Während hier der Flysch von oben eingefaltet ist, kommen im schon geschlossenen Flyschbereich nordwestlich davon innerhalb der tiefsten Flyschserien fensterartige Hochpressungen von Buntmergelserie vor. Die engen Falten setzen bis in die Zementmergelserie fort. Erst hinter dem Kerschenberg ist die mürbsandsteinführende Kreideflyschmulde verhältnismäßig ruhig gelagert und steigt gegen Osten an. Von dem alttertiären Flysch nördlich davon war schon auf S. 206 und 208 die Rede (Paleozänflysch).

Östlich der Großen Erlauf verengt sich die Flyschzone stellenweise bis auf 2–3 km Breite und wird sodann im *Pielachgebiet* wieder breiter. Die Hauptmasse des Flysches besteht dort aus mürbsandsteinführenden Schichten hauptsächlich der hohen Oberkreide (Altlenzbacher Schichten), während Zementmergelserie zwar im Raume von Texing vorhanden ist, aber bei Rabenstein zu fehlen scheint. Es herrscht Faltenbau. Eine große Mulde mit überkipptem Südrand liegt nördlich von Rabenstein. Die Klippenzone ist hier sehr schmal.

Der Nordrand ist, wie meist, auch hier eine Schuppenzone, die in der Gegend von Kilb aus Neokom- und Gaultflysch, roten Schiefertönen der Mittelkreide und Reiselsberger Sandstein besteht. In dieser Zone liegen die beiden Vorkommen des *Serpentins von Kilb*, von denen das südwestliche bei Schützen auch eine interessante Serpentinbrekzie (H. P. CORNELIUS, 1927) mit durchwegs eckigen Serpentinfragmenten umfaßt, die in Mergeln mit Serpentin detritus und spärlicher Mikrofauna liegen, während das nordöstliche Serpentinvorkommen, an der Straße Kilb – Kohlenberg, auch von roten Schiefertönen der Mittelkreide umgeben ist. Entgegen der höchst unwahrscheinlichen Scherlingstheorie (O. ABEL, 1903, W. RICHTER & H. WIESENER, 1975) läßt sich der Serpentin zwanglos als Produkt des mittelkretazischen Vulkanismus deuten, vergleichbar dem im Lainzer Tiergarten in Wien, oder allenfalls auch eines oberjurassisch-tiefkretazischen, von dem Blöcke in die Mittelkreidesedimente eingeglitten sein können. Der basische und ultrabasische Vulkanismus kann mit der Öffnung des Flyschtroges in Zusammenhang gebracht werden (S. PREY, 1977). Einen Überblick bietet Abb. 43, Profil 6.

Literatur: ABEL O. 1903; ABERER F. 1951; CORNELIUS H. P. & CORNELIUS-FURLANI M. 1927; EXNER CH. & ZIRKL E. J.

1962; FAUPL P. 1972b, 1975a, b; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; LAUFER G. 1970; LÖGTERS H. 1937a; PREY S. 1957, 1968c, 1971, 1977d; RICHTER M. 1950; RICHTER W. &

WIESENER H. 1975; ROSENBERG G. 1955a; SCHNABEL W. 1970, 1977, 1979; THENIUS E. 1974b; TRAUTH F. 1922, 1948; VETTERS H. 1938.

3.4.8. Die Flyschzone zwischen dem Traisental und der Donau

(vgl. Abb. 43, Profil 7)

Beim Traisental beginnt sich die Flyschzone wieder zu einer Breite von schließlich 15–20 km zu entfalten, wobei man den bestimmten Eindruck hat, daß die Einheiten derselben schräg von Südwesten her unter den Kalkalpen auftauchen. Erst hier kann man durch gewisse Eigenheiten gekennzeichnete Einheiten bzw. *Decken* erkennen: Im Norden die Greifensteiner Decke und unter Zwischenschaltung der Hauptklippenzone im Süden die Laaber Decke sowie schließlich die Kahlenberger Decke, die aus zwei Teilstücken (dem Kahlenbergzug und dem Satzbergzug) besteht und ganz im Südosten mit der St. Veiter Klippenzone verbunden ist. Letztere kann man daher mit Recht als ein Stück des ehemaligen Untergrundes des Flyschtroges bezeichnen.

Die *Greifensteiner Decke* zieht bis 10 km breit und gegen Nordosten etwas schmaler werdend bis über die Donau. Ihre zahlreichen, z. T. überkippten Falten und Schuppen sind vor allem durch den Schichtbestand von Altlenzbacher Schichten und Greifensteiner bzw. Gablitzer Schichten gekennzeichnet. Eine tektonisch abgetrennte Vorzone mit Unterkreideflysch (Gaultflysch, Wolfpassinger Schichten, detritäre Neokom-Kalke) gehört dazu; nur einige Randschuppen aus alttertiärem Flysch (R. GRILL, 1962) sind selbständige tektonische Elemente. Daß die Trennung der Vorzone von der Greifensteiner Decke nur eine tektonische ist, beweist der Fund von Zementmergelserie am Kohlreitberg bei Neulengbach und im Bihaberg bei Preßbaum, wo an der Grenze zu den Altlenzbacher Schichten auch Oberste Bunte Schiefer entwickelt sind; dadurch wird auch die Ähnlichkeit des Profils mit dem Westen klargestellt.

Die in manchen Teilen schwach ausgebildeten Flyscherscheinungen haben hingegen W. GRÜN et al. (1972) zu der Auffassung geführt, daß die *Nordzone* eher eine aufgeschuppte parautochthone Einheit sei. In der Bohrung Mauerbach gehört sie allerdings noch zur Flyschdecke, ebenso vermutlich in der Bohrung Berndorf 1 (siehe Nachtrag S. 101).

Typischer Greifensteiner Sandstein ist in den Steinbrüchen bei Höflein an der Donau aufgeschlossen.

Nordnordwest-Nord gerichtete Querstörungen

scheinen sich im Nordosten zu häufen (F. BRIX, 1970).

Die *Hauptklippenzone* G. GÖTZINGERS kann von Reinfeldern an der Gölsen (am Kalkalpen-nordrand) über Stollberg, Wolfsgraben, Weidlingau und Neuwaldegg bis Sievering verfolgt werden, wo sie unter dem Jungtertiär des Wiener Beckens verschwindet. Im Süden durchwegs von der Laaber Decke begleitet, wird der Nordrand bis in die Gegend von Wolfsgraben von Greifensteiner, von hier an aber von dem nordwestlichen Lappen der Kahlenberger Decke gebildet (vgl. S. 213). Im einfachen Fall besteht sie aus zwei Bestandteilen: aus Kaumberger Schichten des Nordrandes der Laaber Decke und darunter liegend (von ihnen durch eine wichtige tektonische Grenze getrennt) aus oberseiner mit Klippen. Im Nordostteil, etwa ab Pfalzau, kommen noch Elemente der Kahlenberger Decke hinzu. Allerdings sind im Abschnitt zwischen Wöllersdorf und Agsbachklause Vorkommen von Klippenzone und Buntmergelserie nur spärlich.

Klippen aus Grestener Schichten, Posidonien-schichten, Radiolarit und Oberjura-Neokomkalken und -mergeln (mit einer spärlichen Hülle aus Buntmergelserie) sind häufig zwischen dem Westende der Klippenzone und etwa dem Tal des Flusses Tulln. Bei Stollberg wurde eine Fortsetzung der Klippensedimentation bis in das Alb beschrieben. Weiter gibt es spärlich Klippen, z. B. nördlich Agsbachklause und bei Wolfsgraben (die „Klippenhügel“ südlich der Straße sind aber bloß Laaber Sandsteine). Ein weitgehend geschlossener Zug von Kaumberger Schichten reicht bis zum Engelkreuz (südsüdöstlich Preßbaum), dann gibt es ein größeres Vorkommen im Autobahneinschnitt südöstlich vom Wienerwaldsee (das sehr rutschfreudig war) und kleinere, oft schwer erkennbar, südlich bis west-südwestlich der Baunzen.

Von Wolfsgraben an gibt es wieder größere Vorkommen von kretazischer bis eozäner Buntmergelserie, in der bei Wolfsgraben und an der Autobahn bei der Elmerhütte Klippen liegen (also eigentliche Klippenzone).

Auch im Gebiete von Glasgraben und von hier weiterziehend bis Sievering ist Buntmergel-

serie festgestellt, darin die bekannte Aptychenkalkklippe im Neuwaldegger Park und die Klippe von konglomeratischem Keupersandstein beim Forsthaus nördlich davon.

Größere Räume östlich der Gegend von Preßbaum aber werden von Gaultflysch und roten und grünen Schiefertönen der Mittelkreide eingenommen, die zum Rande der Kahlenberger Decke gehören. In diesen Gesteinen liegt auch der Klippenschwarm westlich der Baunzen, der vorwiegend aus Kieseltonen und Radiolariten, sandigem Dogger und Posidonienschichten besteht. Im Gegensatz zu den Klippen bei der Elmerhütte fallen sie nach Nordnordwesten ein. Alttertiäre Buntmergelserie liegt als schmaler Streifen weiter nördlich, von den Klippen durch Gaultflysch getrennt. Es besteht nach diesen Beobachtungen wohl keine Schwierigkeit, diese Klippen mit denen von St. Veit zu vergleichen und somit auch als Reste des einstigen Flyschuntergrundes zu betrachten! Die altbekannte Klippe bei Salmansdorf dürfte überhaupt Flyschneokom sein. Von der Baunzen gegen Nordosten bis zum Wiental wird der Nordteil der Hauptklippenzone von den eintönigen, vorwiegend roten Schiefnern der Flysch-Mittelkreide eingenommen. Im Gebiet des Autobahneinschnittes bei der Tiergartenmauer gibt es neben Kaumberger Schichten auch mit echter, hauptsächlich alttertiärer Buntmergelserie (rote Schiefertone mit *Cyclamina amplexans* GRZYBOWSKI) verschuppte, schwarze und graugrüne Schiefertone mit Quarziten, die Rzehakinenfaunen führen und am besten mit ähnlich ausgebildeten hangendsten Teilen der Kaumberger Schichten (Maastricht) verglichen werden können.

Als weiteres Detail sei auf eine Klippe von eozänen Laaber Schichten in der Hauptklippenzone im Dambachtal, 2 km westlich der Baunzen, hingewiesen. Ob aber die am Südrand der Hauptklippenzone bei Wolfsgraben anstehenden Laaber Schichten Klippen sind, oder nicht, ist ungewiß. Wichtig ist jedoch, daß hier ein etwa zwei Kilometer langer schmaler Streifen von Laaber Schichten südwestlich vom Wolfsgrabenbach nach Nannobefunden bereits Obereozän und somit der bisher jüngste bekanntgewordene Flysch der Flyschzone ist.

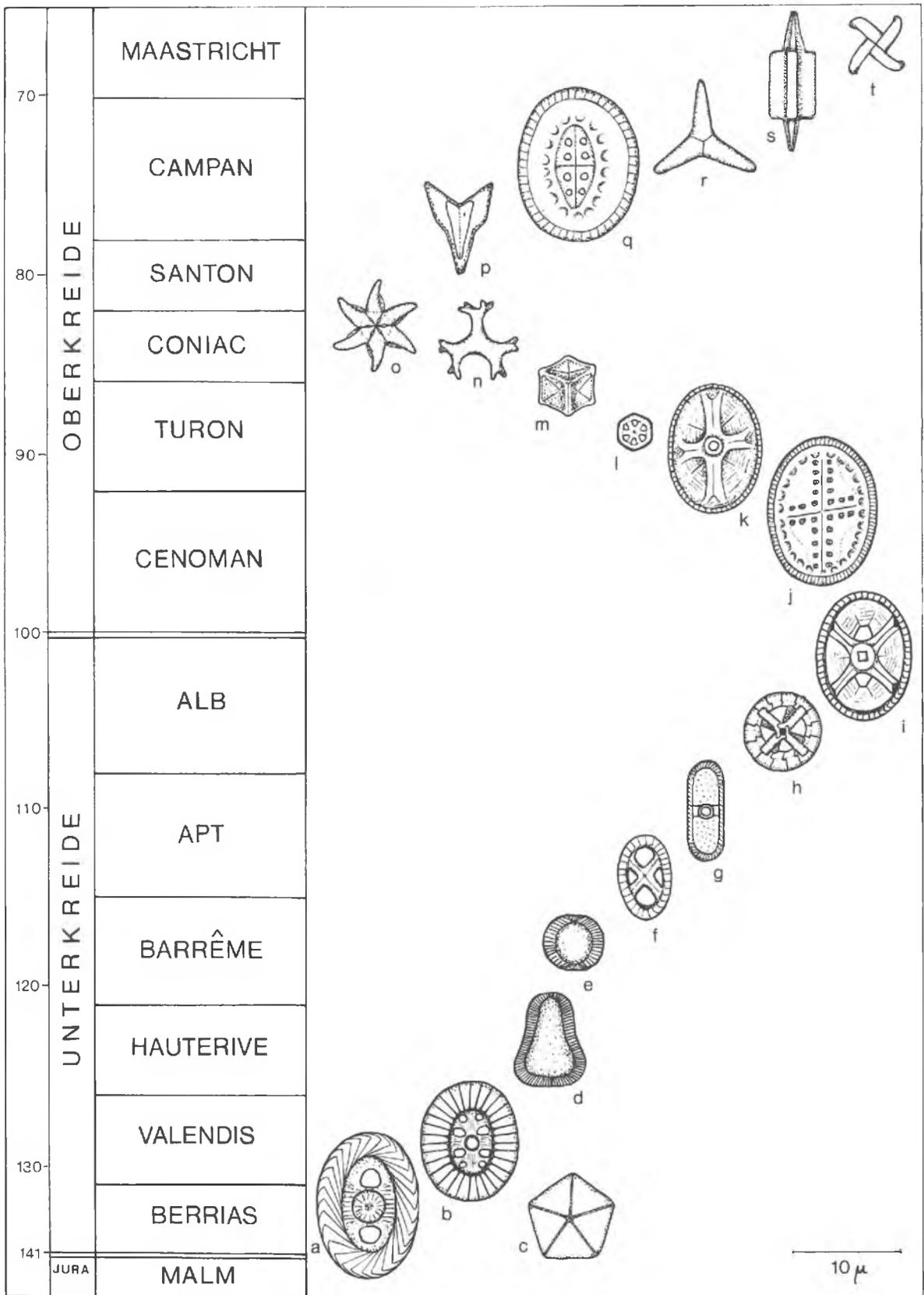
Klastika vermutlich alttertiären Alters wurden nahe der Knödelhütte bei Hadersdorf aufgefunden (H. ZAPFE & M. SEDLACEK, 1937).

Die Klippen der Baunzen und die Schichten der Mittelkreide müssen der Kahlenberger Decke zugezählt werden. Zum näheren Verständnis der Strukturen muß aber zuerst der Raum südöstlich der Hauptklippenzone betrachtet werden.

Südlich der Hauptklippenzone breitet sich zwischen dieser, dem Kalkalpenrand und dem Satzbergzug die *Laaber Decke* aus, deren Nordrand, wie schon gesagt, in der Hauptklippenzone gelegen ist. Ein schmaler Ausläufer der Decke reicht weit nach Nordosten bis über Pötzleinsdorf hinaus. Im südwestlichen Teil zwischen Gerichtsberg, Kleinmariazell und östlich Klausenleopoldsdorf befindet sich ein bis ca. 4 km breiter Aufbruch von heftig gefalteten Kaumberger Schichten, über die sich im wesentlichen ruhiger gelagerte Laaber Schichten mit den grobsandigen Hoisschichten an der Basis spannen. Nördlich, jenseits der Mulde von St. Corona mit sandsteinarmen Agsbachschichten, begleiten die Hoisschichten auch den Nordrand der Laaber Decke bis nordwestlich Klausenleopoldsdorf; der Schöpfl, mit 890 m der höchste Berg des Wienerwaldes, wird von diesen Schichten aufgebaut. Vom Untertauchen der Hoisschichten gegen Nordosten weg sind nur mehr Agsbachschichten vorhanden, die im großen eine Mulde bilden, in deren Kern rote Schichten liegen, die der Ortschaft Hochrotherd den Namen gegeben haben. Die Zugehörigkeit dieser roten Schichten bedarf noch einer Überprüfung. Sie liegen auf Eozän. An der Überschiebung liegen in diesem Abschnitt vorwiegend untereozäne Agsbachschichten.

Der *Satzbergzug* am südlichen Ostrand des Flysch-Wienerwaldes ist gekennzeichnet durch oft große Massen von Mittelkreide: roten und grünen Schiefertönen, oft mit dünnen kalkigen Sandsteinbänkchen und oft mächtigeren Einlagerungen von Reiselsberger Sandstein, darüber selbständig weiterbewegt, aber ursprünglich mit ihr stratigraphisch verbunden, eine die Gipfel bildende gefaltete Decke aus Kahlenberger Schichten. Die Mittelkreide, die in den westlichen Randbezirken Wiens einen mindestens 2–3 km breiten, tektonisch komplizierten Streifen bildet, ist mit den Klippen von St. Veit und vom Lainzer Tiergarten, die F. TRAUTH bearbeitet hat, sedimentär verbunden gewesen. Heute ist die Klippenserie zerrissen und verschuppt, auch mit Flysch. Die nordöstlichste Klippe ist im Bett des Wienflusses östlich vom Bahnhof Hütteldorf bekannt. Am Westrand des Satzbergzuges müssen einige sehr kleine Tithon-Neokomkalkklippen, die von Flysch-Mittelkreide umgeben sind, zu den St. Veiter Klippen gerechnet werden; die Antonshöhe bei Mauer ist kalkalpin.

In der Mittelkreide des Hörndlwaldes in Lainz ist synsedimentärer *Pikritvulkanismus* mit Tuffen und Laven bekannt (H. KÜPPER, E. J. ZIRKL in: R. JANOSCHEK et al., 1956); ebenso ein nach der Beschreibung von R. GRENGG (1914) gangartiges



Vorkommen in der Spiegelgrundgasse im 16. Wiener Bezirk und einige andere. Eine Anzahl von Blöcken ist während des Jungtertiärs umgelagert worden, so jene, die beim Bau des Lainzer Wasserbehälters gefunden worden sind (H. KÖHLER & A. MARCHET, 1937); andere liegen sogar im Kalkalpenbereich (G. ROSENBERG, 1963; H. KÜPPER, 1965), wohin nachweislich auch Flyschgesteine verfrachtet worden sind. F. BRIX (1970) hat die bekannten Fundpunkte von Pikriten zusammengestellt.

Gegen Nordwesten ist der Satzbergzug an der Hüttgrabenstörung in seiner ganzen Länge zwischen einer E-W-Störung am Südrand des Lainzer Tiergartens und Pötzleinsdorf auf die Laaber Decke aufgeschoben. Die Störung hat den Charakter einer Deckengrenze, nachdem an ihr eine Anzahl von Schubspänen echter Buntmergelserie aus dem Deckenuntergrund aufgeschuppt worden sind, z. B. beim Gütenbachknief im Lainzer Tiergarten, beim Umspannwerk Auhof (Bohrungen) und südöstlich Schottenhof (G. GÖTZINGER, 1954; F. BRIX, 1970; S. PREY, 1975).

Nordwestlich der Hauptklippenzone erstreckt sich zwischen dem Wienerwaldsee bei Preßbaum und der Donau das etwa dreieckige Areal der eigentlichen *Kahlenberger Decke*; der jüngst erkannte Zuschnitt ist anders, als ihn G. GÖTZINGER (1952) angenommen hat. Der Gleitteppich aus Mittelkreide unterscheidet sich von den Mit-

telkreideserien des südöstlichen Satzbergzuges nur dadurch, daß die Reiselsberger Sandsteine bis auf sporadische Ausnahmen (z. B. Höhe östlich vom Wienerwaldsee) alle im Südosten zurückgeblieben sind und der schwarz-grüne Gaultflysch mit den dunklen Quarziten stärker in Erscheinung tritt, als im St. Veiter Klippengebiet, wo er auszukeilen scheint; der Westrand des Satzbergzuges nimmt diesbezüglich eine Mittelstellung ein. Am Nordwestrand der Hauptklippenzone sind diese Mittelkreide- und Gaultschichten angehäuft. Auch am Südrand der Kahlenberger Decke sind diese Basisschichten mächtiger; südlich Kahlenbergerdorf und z. B. auch östlich vom Dambachgraben bei Purkersdorf sind sogar Späne von Buntmergelserie eingeschuppt, die zwar nur durch die Mikrofauna, z. B. mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK) von den roten Schiefertönen der Flysch-Mittelkreide unterschieden werden können, aber doch genau Gesteinen der Buntmergelserie in der Hauptklippenzone entsprechen.

Der Nordrand der Kahlenberger Decke ist durch tektonisch reduzierte Mittelkreide gekennzeichnet und verläuft von Kierling über Hainbach nach Südwesten. Er erreicht westlich Purkersdorf das Wiental und endet als schmaler, synklinal gebauter Ausläufer aus Mittelkreide (der nördlich Beerwartberg auch von ein wenig Buntmergelserie gesäumt wird), westlich Engelkreuz (südöstlich Pfalzau). Der Kern der Decke, der östlich vom Wienerwaldsee beginnt, besteht aus Kahlenberger Schichten, zu denen sich etwa von Purkersdorf gegen Nordosten höhere Kahlenberger Schichten und im Raume von Klosterneuburg auch jüngere, müßsandsteinführende Serien gesellen. Die einst als „Pilzfalte“ gedeutete Struktur nordwestlich Kahlenbergerdorf muß als liegende Synklinale umgedeutet werden.

In der südlich vom Deckenkern angestauten Mittelkreide liegt der vom Engelkreuz bis zum Rande des Wiener Beckens verfolgbare *Sieveringer Zug*, dessen Schichtfolge vom Ober-Campan bis ins Paleozän reicht. Nachdem die Bankunterseiten dieses Zuges wie auch der Kahlenberger Schichten am Südrand des Kernes der Kahlenberger Decke größtenteils nach Süden blicken, sind hier zwei aufrechte Schichtfolgen mit Mittelkreide als Basis übereinandergeschichtet. Das tiefere Schuppenpaket, in dem der Sieveringer Zug ein losgelöstes und der Kahlenberger Decke vorangeeiltes Hangendstück ist, wurde in einen vermutlich damals schon erodierten Bereich der Überschiebung der Laaber Decke über die Grefensteinener Decke, mit darinnen liegenden Schürflingen von Grestener Klippenzone, hineingeschoben. Nachfolgend wurde Überschiebungsbe- reich und Schuppenpaket von der Kahlenberger

Abb. 45. Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Kreide-Sedimenten Österreichs (zusammengestellt von HELGA PRIEWALDER & HERBERT STRADNER):

- a *Parhabdolithus embergeri* (NOEL 1958) STRADNER 1963
- b *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI 1964
- c *Micrantholithus hoschulzi* (REINHARDT 1966) THIERSTEIN 1971
- d *Nannoconus bucheri* BRÖNNIMANN 1955
- e *Nannoconus globulus* BRÖNNIMANN 1955
- f *Chiasozygus litterarius* (GORKA 1957) MANIVIT 1971
- g *Parhabdolithus angustus* (STRADNER 1963) STRADNER et al. 1968
- h *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKI 1912) GARTNER 1968
- i *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1966
- j *Gartnerago obliquum* (STRADNER 1963) NOEL 1969
- k *Eiffellithus eximius* (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968
- l *Corollithion exiguum* STRADNER 1963
- m *Micula decussata* VEKSHINA 1959
- n *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE 1954) DEFLANDRE 1959
- o *Lithastrinus grilli* STRADNER 1963
- p *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER 1961) PRINS & SISSINGII 1977
- q *Broinsonia parca* (STRADNER 1963) BUKRY 1969
- r *Tetralithus trifidus* (STRADNER 1961) BUKRY 1973
- s *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI 1964
- t *Micula mura* (MARTINI 1961) BUKRY 1973

Vergrößerung: ca. 1900×

Stammdecke von Südosten her überwältigt. Diese Verquickung von Erosion mit tektonischen Vorgängen hat die bedeutenden Komplikationen dieser Zone mitverursacht, wie sie vor allem durch inliegende Späne von Ultrahelvetikum (zwischen den Schuppen und unter der Überschiebungsfläche der Kahlenberger Decke) zum Ausdruck kommen. Nachfolgend wurden Hauptklippenzone, Sieveringer Zug und der Südrand der eigentlichen Kahlenberger Decke steilgestellt bis überkippt und die Verbindung dieses nördlichen Teiles der Kahlenberger Decke mit dem südöstlichen (dem Satzbergzug) als Folge des Hochstaues durch Erosion unterbrochen. Die ganze Tektonik zeigt Merkmale einer gravitativen Gleittektonik.

Auch hier gibt es eine andere, wie dem Verfasser scheint, unrichtige Auffassung vom Bau der Hauptklippenzone. F. BRIX (1970) bezieht die im Bereich der Hauptklippenzone vorhandenen Schichten, Buntmergelserie und Flyschserien, als Teilglieder in die Gesamt-Schichtfolge seiner „Schottenhofzone“ ein und sieht sie als eher parautochthone Einheit aus der Unterlage der alpinen Flyschdecken an. Die Unmöglichkeit dieser Deutung ergibt sich aber vor allem daraus, daß gleichalte Schichtfolgen größeren Umfangs sowohl in Flysch- als auch in Nichtflyschfazies ohne Übergänge nebeneinanderliegen.

G. GÖTZINGER nennt zahlreiche Funde von „exotischen“ Blöcken (Granite, Gneise u. a.) vornehmlich aus den tektonisch interessanten Zonen des Wienerwaldes (vgl. Kap. 3.4.3.4.).

Wie weit bei der Herausbildung der heutigen Konstellation der tektonischen Einheiten Einflüsse der Paläogeographie, der Karpatentektonik oder auch Horizontalverschiebungen zwischen der durch den tertiären Vorstoß der Kalkalpen beeinflussten alpinen und der derart nicht beeinflussten karpatischen Flyschzone mitspielen, ist noch nicht befriedigend geklärt.

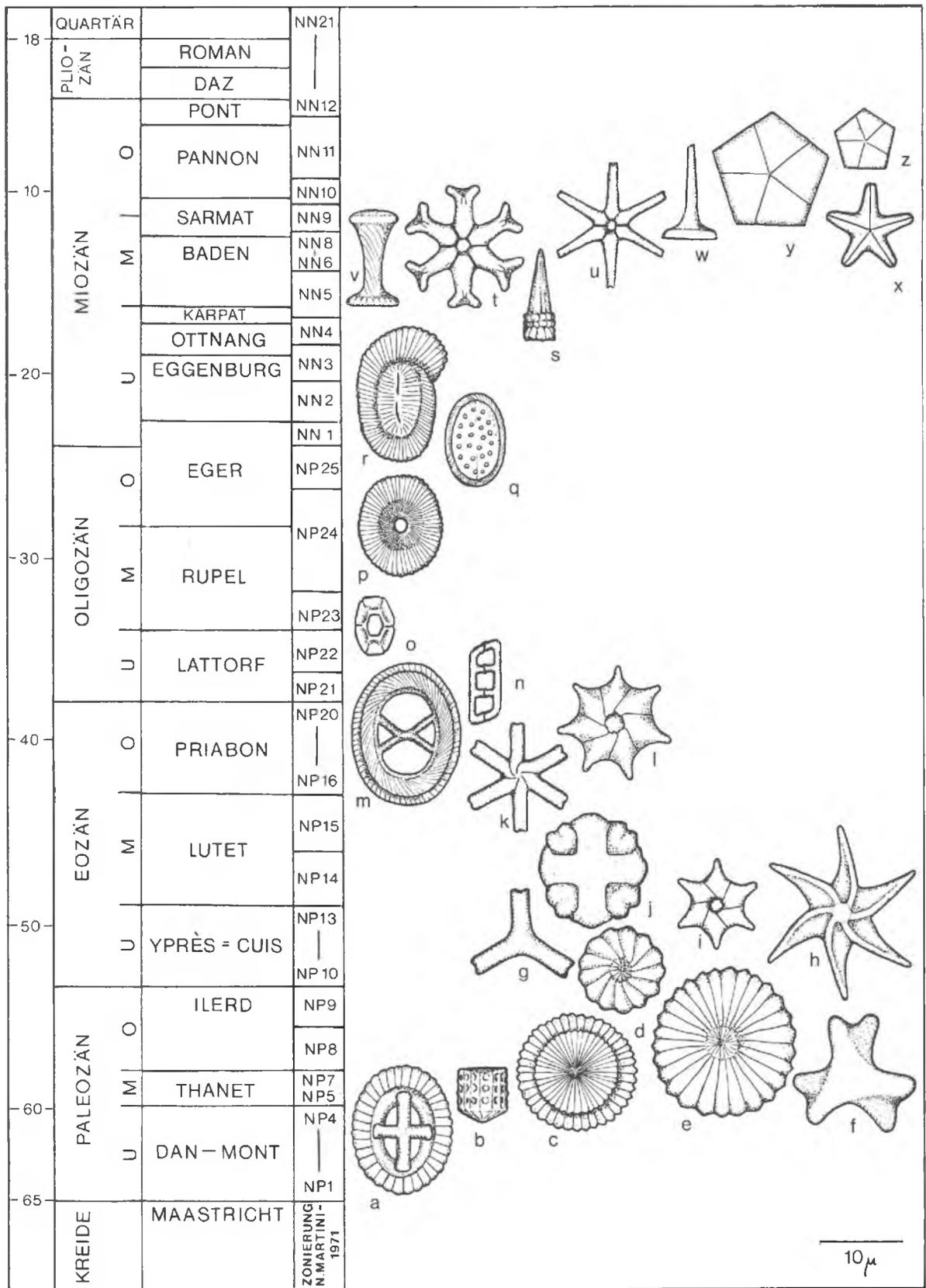
Ein wichtiger Beweis für die Deckennatur der Flyschzone des Wienerwaldes und ihre Überschiebung über die Molasse des Alpenvorlandes ist durch die Bohrung *Mauerbach 1* erbracht worden, die nördlich Mauerbach in einem Abstand von 3,5 km südöstlich vom Nordrand der Flyschzone angesetzt war. Der stark verschuppte Flysch erreichte eine Mächtigkeit von 2364 m. Die viel weiter westlich, im Perschlingtal ca. 11 km südöstlich St. Pölten niedergebrachte Bohrung *Perschenegg 1* durchörterte 1624 m Flysch und darunter 60 m Buntmergelserie, ehe die Vorlandmolasse erreicht wurde.

Literatur: ABEL O. 1925; BERTLE H. 1970; BIRKENMAJER CH. 1961, 1962; BRIX F. 1961, 1969, 1970, 1974; FAUPL P. 1975b, 1976; FAUPL P. et al. 1970; GÖTZINGER G. 1932, 1944, 1951, 1954; GÖTZINGER G. & EXNER CH. 1953; GÖTZINGER G. & VETTERS H. 1923; GOTTSCHLING G. 1966; GRENGG R. 1914; GRILL R. 1962; GRÜN W. et al. 1961; GRÜN W. et al. 1964; GRÜN W. et al. 1972; HÄUSLER H. 1975; JANOSCHEK R. et al. 1956; JÄGER R. 1914; KOHLER A. & MARCHET A. 1937; KÜPPER H. 1962, 1965, 1968; NIEDERMAYER G. 1966; NOTH R. & WOLETZ G. 1954; OBERHAUSER R. 1963; PAPP A. 1956, 1962; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1974; PREY S. 1953c, 1958, 1960b, 1962b, 1965b, 1968a, b, c, 1971, 1972, 1973, 1975c, d; RICHTER W. & WIESENER H. 1975; ROSENBERG G. 1963; THENIUS E. 1974b; TRAUTH F. 1921, 1930, 1948; VETTERS H. 1938; WIESENER H. 1962, 1967; WOLETZ G. 1950, 1962, 1963, 1967; ZADORORLAKY-STETTNER N. 1960; ZAPPE H. & SEDLACEK M. 1937.

Abb. 46. Diagramm über bemerkenswerte Vorkommen wichtiger Nannoplankton-Arten in marinen Tertiär-Sedimenten Österreichs (zusammengestellt von HELGA PRIEWALDER & HERBERT STRADNER):

- a *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER 1961) HAY & MOHLER 1967
- b *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
- c *Heliolithus kleinPELLI* SULLIVAN 1964
- d *Discoaster gemmeus* STRADNER 1959
- e *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
- f *Marthasterites contorius* (STRADNER 1958) DEFLANDRE 1959
- g *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL 1954) DEFLANDRE 1959
- h *Discoaster todoensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
- i *Discoaster subtodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
- j *Nannotetrina cristata* (MARTINI 1958) PERCH-NIELSEN 1971
- k *Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
- l *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL 1954
- m *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE 1954) HAY, MOHLER & WADE 1966
- n *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE 1954
- o *Lanternithus minutus* STRADNER 1962
- p *Reticulofenestra abisecta* (MÜLLER 1970) ROTH & THIERSTEIN 1972
- q *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER 1968) ROTH 1970
- r *Helicosphaera carteri* (WALLICH 1877) KAMPTNER 1954
- s *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE 1953
- t *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE 1963
- u *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE 1963
- v *Rhabdosphaera poculi* (BONA & KERNERNE SÜMEGI 1964) MÜLLER 1974
- w *Rhabdosphaera sicca* (STRADNER 1963) FUCHS & STRADNER 1976
- x *Micrantholithus vesper* DEFLANDRE 1950
- y *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1947
- z *Braarudosphaera bigelowi parvula* STRADNER 1960

Vergrößerung: ca. 1400×



3.4.9. Der Flysch nördlich der Donau

Der im Donautal etwa NW-SE verlaufende *Donaubruch* bewirkte eine Nordwestverschiebung des Nordostflügels um etwa 3 km. Dort setzen im Bisamberg die *Kahlenberger Decke* mit ihrer Mittelkreidebasis (Furche beim Magdalenenhof) und die *Sieveringer Schichten* fort. Die *Greifensteiner Decke* baut den Rohrwaldzug westlich vom Korneuburger Becken auf und ist mit einer Vorzone aus Gaultflysch, Neokomflysch und bunten Mittelkreideschiefern der Waschbergzone aufgeschoben. Nach Norden löst sie sich in Deckschollen auf der Waschbergzone auf (z. B. Karnabrunner Kirchberg). Die Grenze zur Kahlenberger Decke knickt östlich Korneuburg nach Osten um. Die Greifensteiner Decke bildet sodann auch den Hügelzug zwischen dem Korneuburger und dem Wiener Becken bis in die Gegend von Niederkreuzstetten, wo sie sich ebenfalls in Deckschollen auf der Waschbergzone auflöst.

Zahlreiche Bohrungen haben im nordwestlichen Wiener Becken *Flysch im Untergrund* des

Jungtertiärs erreicht; sie bezeugen auch die große Verbreitung alttertiären Flysches. Nur im Steinberg bei Zistersdorf kommt Flysch nahe an die Oberfläche (vgl. S. 565). Die 4711 m tiefe Bohrung Linenberg 1 konnte den Flysch nicht durchstoßen. Unter Jungtertiär bewegte sie sich 4174 m im Flysch.

Der Südrand der Flyschzone zieht von St. Marx in Wien etwa über Dürnkrot gegen Mähren, während der Nordrand an einer Linie zwischen den aufgeschlossenen Flyschausläufern und Poysdorf zu suchen ist. Klippenzonen sind im Untergrund nur in Mähren bekannt. Wegen der Verbindung von Flysch und St. Weiter Klippenzone kann die letztere nicht die unmittelbare Fortsetzung der etwas anders gebauten Pienidischen Klippenzone der Karpaten sein, die man viel weiter südlich unter den Kalkalpen vermuten kann.

Literatur: GÖTZINGER G. 1944; GRILL R. 1962, 1968; HEKEL H. 1968; NOTH R. 1951.

3.4.10. Die Flyschfenster innerhalb der östlichen Nördlichen Kalkalpen

Die Flyschfenster in den Kalkalpen sind wichtige Beweismittel für die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, einige davon auch für das Hineinziehen von Ultrahelvetikum mit Klippen unter den Flysch und die Kalkalpen.

Eines der instruktivsten ist das *Fenster am Wolfgangsee* (B. PLÖCHINGER, 1973). Das tiefste Aufgeschlossene ist oberkretazische bis eozäne Buntmergelserie, verbunden mit Juraklippen, die außerdem einen oberjurassischen, synsedimentären, basischen bis ultrabasischen Vulkanismus aufweisen. Also Klippenzone wie draußen in der Flyschzone! Es kann beobachtet werden, daß darüber Flysch überschoben ist, und zwar hauptsächlich Gaultflysch und Reiselsberger Sandstein und darüber erst der kalkalpine Rahmen. Neokom- und Gaultflysch, bunte Schiefer und Reiselsberger Sandstein stehen stark tektonisch reduziert z. B. am Zinkenbach an. Ein Teil der Fensteraufschlüsse befindet sich bei St. Gilgen, ein größeres und reichhaltigeres Flysch-Klippenzonengebiet südlich Strobl, das mit schmalen Ausläufern auch die kalkalpine Scholle des Sparber unterlagert. Tiefbajuvarische Schollen im kalkalpinen Rahmen unterstreichen noch die Bedeutung der Fensterstrukturen.

Das *Flyschfenster von Windischgarsten* (R. BRINKMANN, 1936; S. PREY, A. RUTTNER in: S. PREY et al., 1959; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968; S. PREY, 1964) ist jenes Flyschfenster, das am weitesten südlich, nämlich nur 15 km nördlich des Südrandes und 25 km südlich des Nordrandes der Nördlichen Kalkalpen gelegen ist. An der Grünau-Windischgarstener Störungszone, die vom Grünauer Halbfenster ausgehend bis in die Gegend von St. Gallen verfolgt werden kann, steht Flysch namentlich im Wuhrbauer Kogel nördlich und östlich von Windischgarsten an und streicht, langsam ausdünnend, bis nördlich Rosenau nach Ost-südosten weiter. Nachgewiesen wurden folgende Flysch-Schichtglieder: Neokom- und Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein, Obere Bunte Schiefer und Zementmergelserie. Beweismaterial lieferten Gesteinsbestand und Gliederung, sowie charakteristische Mikrofaunen. Schwerminerale begründeten die Unterscheidung von Flysch und Gosau (G. WOLETZ). Die Zementmergelserie bildet in sich stark gefaltete Körper innerhalb der übrigen Flyschschichten. Immer wieder miteinander verknüpft, entstand ein rutschfreudiges Material. Zwar gibt es auch hier am Nordrand des Fensters rote Tonmergel,

die verdächtig sind, Buntmergelserie zu sein, doch lassen sie sich von den unmittelbar angrenzenden kalkalpinen Nierentaler Schichten weder beweiskräftig unterscheiden noch abgrenzen. Der besonders im Süden angestaute und durch die Bohrung Windischgarsten 1 untersuchte Rahmen aus kalkalpinem Haselgebirge mit Rauhacken, Werfener- und Gosauschichten, sowie Blöcken von basischen Eruptivgesteinen und Ophicalziten enthält typisch tiefbajuvarische (vor allem im Gunst) und vielleicht noch tiefere, (?)unterostalpine Schollen (Deckenreste), deren eine einen faziell eigenartigen Tithon-Neokomkalk mit Sandstein- und spärlichen Geröllagen, sowie Tristelschichten und Cenomanschiefer enthält. Wie schon angedeutet, grenzt der Flysch im Norden zwischen Wuhrbauer Kogel und Rosenau an zum Teil gleichalte Gosau mit bunten Nierentaler Schichten. Das Salinar des Fensterrahmens, das mit dem Flysch verknetet ist, ist ein weiteres Hauptagens für die bedeutenden Hangrutschungen, die hier stattgefunden haben.

Das *Flyschfenster von Brettl* (A. RUTTNER, 1960), liegt etwa 5 km südlich Gresten innerhalb

der Frankenfelder- und vor dem Nordrand der Lunzer Decke, am Westrand einer kleinen, aber auffälligen Bogenstruktur. Eine zwischen 1 und 3 km breite, kalkalpine Kulisse mit Muldenbau trennt es von der eigentlichen Flyschzone im Norden. Der Flysch, der mit jenem der Flyschzone im Norden sowie mit einem Flyschstreifen am Nordrand der Kalkalpen harmoniert, ist zwar sehr schlecht aufgeschlossen, doch sind Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein und Zementmergelserie nachgewiesen. Außerdem ist am Südrand etwas Klippenzone mit Kalken und Kalkmergeln mit glimmerigen Sandsteinlagen des Tithon-Neokoms, roten Radiolariten sowie roten Schiefertönen aufgeschuppt. Die für diese gegebene Deutung als Buntmergelserie bedarf jedoch einer Überprüfung. Bemerkenswert ist ein Fund von Pikrit. Das Untertauchen des Flysches unter die kalkalpinen Gesteine des Nordrahmens war in mehreren Aufschlüssen sichtbar.

Literatur: BRINKMANN R. 1936; PLÖCHINGER B. 1964 a, 1973; PLOCHINGER B. & PREY S. 1968; PREY S. 1964 b, 1974; PREY S. et al. 1959; RUTTNER A. 1960.