©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VERHANDLUNGEN
DER
GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Heft 2 **1954**

Inhalt: F. Trauth: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Buchbesprechungen.

NB. Die Autoren sind für Inhalt und Form ihrer Mitteilungen verantwortlich.

F. Trauth (Wien), Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. (Mit 1 geolog. Profil [p. 122] und 1 geolog. Karte [Taf. I].)

Inhaltsübersicht.

Seite

I. Räumliche Umgrenzung und tektonische Hauptgliederung des Untersuchungsgebietes 89
II. Stratigraphische Beschreibung 90
A. Lunzer und Frankenfelser Decke der Kalkalpen (Oberostalpin) . . 91
B. Pienidische Klippenzone (Pienid) 100
C. Vergleich der pienidischen und der kalkalpinen Schichtfolge . . . 110
D. Flyschzone (Ultrahelvet) 114
E. Quartär-Ablagerungen 115
III. Betrachtungen über den Serpentin bei Gstadt u. einige andere Eruptivgesteinsvorkommen des Voralpenbereiches 115
IV. Kennzeichnung der Tektonik des Waidhofener Voralpengebietes mit Bemerkungen über die seiner östlichen und westlichen Fortsetzung 118
V. Betrachtungen über die bisherigen Benennungen der pienidischen Klippenzone und ihre regional-geologische Stellung im Alpenbau und über die Tektonik der Alpen und Karpathen 126
VI. Literaturverzeichnis 137

I. Räumliche Umgrenzung und tektonische Hauptgliederung des Untersuchungsgebietes.

Das nachstehend behandelte und in einer geologischen Karte des Maßstabes 1 : 25.000 (Taf. I) und durch eine in NNE—SSW-Richtung (bloß nächst Kreihof ein wenig geknickte) ungefähr die Kartenmitte querende Profilzeichnung (p. 122) baulich gekennzeichnete Untersuchungsgebiet erstreckt sich, zwischen Peistenau (Feistenau 1 km SSE Gstadt) und der Waidhofener Bahnhof-Region von der Gr. Ybbs durchflossen, von Rabenberg (ca. 1·2 km W Waidhofen) und dem linken Gehänge des unmittelbar bei Waidhofen in die Ybbs mündenden Waidhofener Baches im Westen bis in die Gegend des nächst

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Steinmühl (ca. 1½ km E Gstadt) in das Kl. Ybbs-(Ybbsitzer-)Tal ausgehenden unteren Hinterholzbach-Grabens im Osten und von der Linie Glatzberg (ca. 3 km S Waidhofen)—Peistenau a. d. Y.—Schütterberg (S Steinmühl) im Süden bis zum rechten Gehänge des N Waidhofens den Ybbsfluß erreichenden und in der Flyschzone verlaufenden Urlbaches im Norden. Dies derart umrissene voralpine Bergland umfaßt so ganz im Süden in der Glatzberg-Region noch einen schmalen Stirnsaum der „Lunzer Decke" unserer Kalkalpen, dann gegen N hin anschließend ein größeres, sich vom Schnabelberg (SW Waidhofen) über den Waidhofener Buchenberg und den Mühlberg bis in die Schütterberg-, Steinmühl- und Hinterholzbach-Gegend ausdehnendes Areal der gleichfalls noch kalkalpinen „Frankenfelser Decke", ferner nächstweiter N-wärts die sich im Kartenbereich aus der Region „In der Au" und der des untersten Rettenbachtales (SW Waidhofen) über den Nordfuß des Buchenbergs, die Gemeinde Zell-Arzberg (WSW—SW von Waidhofen) und den Neuhauserbachgraben (N Gstadt) bis in das zwischen Hinterholzgraben und der Ortsnachbarschaft von Raidlwies (S Urlbach und ca. 3 km SW Windhag) situierte Gelände erstreckende „Pienidische Klippenzone" (mesozoische Klippen samt Klippenhüllflysch) und endlich als Nordvorlage der letzteren die, wie bereits erwähnt, das Urlbachtal begleitende und sodann nach W hin über die Ybbs zum Rabenberg (SW des Waidhofener Bahnhofs streichende eigentliche (ultrahelvetische) Flyschzone.

II. Stratigraphische Beschreibung.

Wenn wir zunächst eine stratigraphische Beschreibung des Waidhofener Voralpengebietes, hauptsächlich soweit es unserem Kartenbereiche (Taf. I) entspricht, liefern, so wollen wir es hiebei nach seinen geologischen Haupteigenheiten — Kalkalpen, pienidische Klippenzone, Flyschzone und Quartärablagerungen — gegliedert in Auge fassen, doch uns tunlichster Kürze befleißigend und zumal auch auf die Anführung von ausführlichen, bekannt gewordener Faunenlisten verzichtend, indem wir uns einfach auf Hinweise auf das diesbezügliche Schrifttum und auf eine Nennung der da und dort festgestellten Gattungen (aber nur ausnahmsweise auch der Arten) beschränken.

Einem Vergleiche der Schichtserie der Kalkalpenregion mit der der Pienidenzone (p. 110—114) kommt eine ganz besondere Bedeutung für die Beurteilung zu, ob beide Räume schon ursprünglich einander benachbart gewesen seien, was uns heute nach Gewinnung besserer Einblicke — gegensätzlich zu früheren, unseren jetzigen negierenden Standpunkt[1]) (vgl. Trauth, 1921, p. 145, 258; 1948, p. 158—159, 162, 184) — nun doch gewissermaßen im Sinne Kobers (1912a, p. 375—376; 1912b, p. 72—77; 1923, p. 179; 1938, p. 103, 105—106; 1947, p. 63—64, 68) bejaht werden zu müssen dünkt.

---

[1]) Indem wir damals den Heimatraum der Kalkalpen S des „Tauern"- und des „Wechsel-Semmering-Fensters", dagegen den der pienidischen Klippenzone weit davon getrennt im N dieser sog. „unterostalpin-penninischen" Fensterserien annahmen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

A. Lunzer und Frankenfelser Decke der Kalkalpen (Oberostalpin).

Das relativ älteste Schichtglied des Kalkalpengebietes unseres Kartenraumes stellt wohl das von uns als „Opponitzer Rauhwacke" gedeutete bräunlichgelb verwitternde und großlöcherig-mürbe Gesteinsband dar, welches ein wenig S des Fuchsbühels (S von Waidhofen) und so am Nordhang des Buchenberges die Bahn der Überschiebung der Frankenfelser Decke auf die Klippenzone begleitet und dabei den Hauptdolomit des Buchenberges unmittelbar unterlagert[2]).

Die nächstjüngere triadische Ablagerung ist der in recht typischer Weise entwickelte Hauptdolomit (vgl. Geyer, 1908, p. 22; 1909, p. 41; 1911, p. 21), welcher in der Frankenfelser Decke den am Buchenberg besonders mächtigen, sich aber dann ostwärts rasch verschmälernden Gebirgszug mitaufbaut und ferner noch den weiter südlich gelegenen und von Mitterbuchen (am Waidhofenbach) über Saltl und Kreilhof an das Gehänge S von Steinmühl streichenden Zug und endlich auch in der Lunzer Decke westlich und östlich des Glatzberges zutage tritt.

Eingehendere Erwähnung verdient nun die in der Untergrasberg-, wie in der Obergrasberg-Mulde der Frankenfelser Decke S von Waidhofen und dann nächst Haberlehen (ENE Gstadt) und beiderseits des unteren Hinterholzgrabens N von Steinmühl zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten erscheinende „norisch-rhätische Grenz-Rauhwacke", die man wegen ihrer auch ziemlich weiten Verbreitung in den Frankenfelser Deckschollenklippen der Ybbsitzer Region (zwischen dem Klein-Ybbs- und Urlbachtal) zur Unterscheidung von der älteren (unternorischen) „Opponitzer" eventuell „Ybbsitzer Rauhwacke" heißen könnte (vgl. Trauth, 1934, p. 6). Dem lithologischen Aussehen nach gleichen sich aber beide völlig. Es dürfte kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß man mit einer solchen norisch-rhätischen Rauhwacke auch ein von roten und lichtgrauen Gipsmergeln begleitetes geringfügiges Gipslager in Beziehung bringen kann, das unter der in der Gegend zwischen Grestenberg und Ederlehen (ca. 1·5—1·8 km ENE von Steinmühl und also freilich schon außerhalb unseres Kartenbereiches) aufgeschlossenen und vorwaltend Hauptdolomit zeigenden Deckschollenklippe in dem anno 1865 etwa von Ederlehen aus N-wärts 180 Klafter (= 342 m) weit vorgetriebenen „Ludovica-Erbstollen" des Hinterholzer Bergbaues[3]) angetroffen worden ist und Stur, der darüber berichtete (1871, p. 325—326), zu einem Vergleiche mit außeralpinem „Gipsmergelkeuper" veranlaßte[4]). Dasselbe Gips-

[2]) Daß es sich hiebei um eine „norisch-rhätische Grenzrauhwacke" handelt, wie sie etwas weiter südlich — in der Unter-Grasberg-Mulde — das Hangende des Hauptdolomits des Buchenbergs bildet, erscheint uns weniger wahrscheinlich.

[3]) Bergbau auf die Kohlenflöze der dortigen Grestener Schichten (vergl. Petrascheck, 1926, p. 594—598).

[4]) Wir fühlen uns eher an den „bunten Keuper" des karpathischen Subtatricum erinnert. Keineswegs handelt es sich dabei aber um Opponitzer Schichten, an die wir vorerst gedacht hatten (Trauth, 1928 b, p. 291, Fußnote[4]) und p. 305).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

vorkommen ist übrigens auch später noch einmal — nämlich in dem um 1920 angelegten neuen Hinterholz—Ederlehen-Erb- oder Unterbaustollen — angefahren worden, und zwar in ungefähr 253—275 m Entfernung von dessen Ederlehener Mundloch, respektive ca. 300 m NNW von der jetzigen Eisenbahnhaltestelle Ederlehen (vgl. Trauth, 1928 b, p. 291 mit Fußnote[4]) und p. 305 mit Fußnote[3]); ferner Petrascheck, 1926, p. 495—496 mit Abb. 187 und 188).

Die, wie schon erwähnt, in unserer Frankenfelser Decke das unmittelbare Hangende der eben besprochenen (Ybbsitzer) Rauhwacke bildenden, doch ansonsten, wo es kein solches Rauhwackeband gibt, den Hauptdolomit (Nor) überlagernden Kössener Schichten (Rhät) weisen die aus den ganzen Kalkvoralpen geläufige Entwicklung auf, dunkelgraue, rostgelb verwitternde Mergel bis Mergelschiefer in Wechsellagerung mit gleichfalls dunkelgrauen und mergeligen Kalkbänken und gegen oben gern die helleren charakteristischen sogenannten „Lithodendron-Kalkbänke" (voll Stöcken der Korallengattung „*Thecosmilia*", vgl. Geyer, 1908, p. 24; 1909, p. 42—43; 1911, p. 23). Eine relativ reichere Brachiopoden- und Bivalvenfauna der Kössener Schichten hat sich bei und südlich der Schnabelberg-Kanzel (SW von Waidhofen), und am Alm- und Mühlberg (SW von Gstadt) beobachten lassen.

In der Lunzer Decke am Glatzberg wird die oberste Trias durch vorwiegend lichtgraue, dickbankige und Korallenstöcke der Gattung *Thecosmilia* führende Kalke repräsentiert, den sogenannten oberen oder rhätischen Dachsteinkalk, welcher nur recht untergeordnet Einschaltungen von dunkelgrauen, gelblich verwitternden Mergelkalken und -schiefern darbietet (vgl. Geyer, 1911, p. 22).

Wir wenden uns nun nach Betrachtung der Triassedimente denen der Jura- und Kreideformation zu.

Während in der Lunzer Decke, soweit sie in unsere geologische Karte (Taf. I) hineinragt, keine jüngeren Ablagerungen denn rhätische anzutreffen sind, finden sich solche — jurassische und kretazische — in der Frankenfelser Decke immerhin in ziemlich weiter Verbreitung, und zwar insbesondere in der sich vom Kartenwestrand bis zum -ostrand erstreckenden Obergrasberg-Mulde (vgl. im Kapitel Tektonik, p. 125), ferner in der vom Waidhofenbach bei Mittelbuchen bis zum Gasthof Henne (SE Waidhofen) und gegen Kreilhof reichenden Untergrasberg-Mulde wie in deren östlicher Fortsetzung zwischen Haberlehen (ENE von Gstadt) und Steinmühl, und schießlich auch in der Schnabelberg-Mulde am Westrande unseres Kartenbereiches SW von Waidhofen.

Was zunächst den Unterjura anlangt, so erscheint als seine da allenthalben dominiernde Fazies die der Liasfleckenmergel. Es ist dies ein Komplex von meist dünnbankigen, bläulich-, gelblich-, oder lichtgrünlichgrauen, stellenweise rostig anwitternden, überaus dichten, muschelig brechenden und gern etwas dunkelgefleckten Mergelkalken und von grauen Mergelschiefern, deren gelegentliche, namentlich den Gattungen *Arielites*, *Aegoceras*, *Amaltheus*, *Harpoceras*, *Phylloceras*, *Rhacophyllites* und *Lytoceras* zugehörigen Ammoniteneinschlüsse auf das Vertretensein von Unter-, Mittel- und Ober-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lias hinweisen. Wie wir einer Mitteilung Geyers (1909, p. 50—51 und 1911, p. 30—31) entnehmen können, zeigt sich in dem vom Untergrasberg-Sattel gegen das Ybbstal hinabziehenden Deschengraben südostwärts von Waidhofen lokal eine mehr kieselige Ausbildung der gelbgrauen, dichten Fleckenmergelkalke, welche da anstatt der Cephalopoden fast nur kleine Brachiopoden — so namentlich *Spiriferina alpina Opp.*, *Waldheimia Ewaldi Opp.* und *W. Finkelsteini* Böse — führen und in den Liegendpartien der Liasfleckenmergel stellen sich (auch nach Geyer l. c.) südlich von Kreilhof im unmittelbaren Hangenden der dortigen Kössener Schichten örtlich blaugraue, rauhe Kalke ein, die gleichfalls kleine (etwa erbsengroße), und zwar verkieselte Brachiopodenschälchen (besonders eine *Rynchonella cf. plicatissima Qu.)* führen und so an die Garlandschichten der bayrischen Voralpen erinnern.

Als eine Stütze für die Annahme schon ursprünglicher Nachbarschaft des kalkalpinen und des pienidischen Sedimentationsraumes möchten wir nun auch das gelegentliche Auftreten von (sublitoral-neritische Verhältnisse zur Liasperiode anzeigende) „Grestener-artigen Bildungen" (Sandsteinen und Kalken) innerhalb der Frankenfelser Decke bewerten, welche darin da und dort von der Waidhofener Region an bis gegen Kalksburg nächst Wien festgestellt sind (Trauth, 1909, p. 23—32) und für die Solomonica (1934, p. 24) — zur Unterscheidung von den viel mächtigeren und Kohlenflöze enthaltenden typischen „Grestener Schichten" der pienidischen Klippenzone — den Namen „Kalksburger Schichten" in Vorschlag gebracht hat: Im Waidhofener Voralpengebiet sind durch Stur zwei derartige, jetzt leider nicht mehr sichtbare Vorkommen bekannt gemacht worden, das eine am Schnabelberg (SW von Waidhofen) zwischen Kössener Schichten und Liasfleckenmergeln gelegen (feinere Sandsteine), und das andere am linken Ufer der Ybbs (wohl NNW) gegenüber Peistenau (Feistenau der Karte 1 : 25.000) — nahe dem Südrand unseres Kartebereiches. Hier waren seinerzeit über Kössener Schichten dunkle Mergel und ein brauner erdig zerfallender Sandstein (mit weißlichen Kalkgeröllen) zu sehen, und in dessen Hangend ein dunkler, mergeliger Grestener-artiger Kalk mit *Gryphaea arcuata* Lam., worauf weiter darüber Fleckenmergel mit *Arietites* folgten (Trauth, 1909, p. 23—24). Wenn wir in dem exotischen Geröllmaterial der Cenomankonglomerate der Frankenfelser Deckschollenklippen N von Ybbsitz (am Südgehänge des Urltales) — freilich nur ganz sporadisch — auch solche von Grestener Arkose beobachten konnten, so dürften dieselben wohl aus einer derartigen Sedimentärauflagerung auf dem „ultrapienidischen Rücken" gestammt haben (vgl. p. 123—124).

Uns nun den Dogger-Ablagerungen der Frankenfelser Decke unseres Waidhofen-Steinmühler Untersuchungsgebietes zuwendend, sehen wir, daß die zumal durch Ammonitenführung charakterisierte Fazies der dem Bathonien bis Callovien zugehörigen, roten „Klauskalke" stärkst hinter der der Crinoiden- und Brachiopodenkalke (eventuell „Weißenhauskalke" des Bathonien und „Vilser Kalke" des Callovien) und hinter der mit dieser letzteren Mitteljuraentwicklung häufig durch wechselseitige Einlagerungen und Übergänge ver-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

knüpften Fazies der „Hornstein- und Kieselkalke" zurücktritt (vgl. diesbezüglich besonders Trauth, 1921, und ferner Geyer, 1909, p. 52—57 und 1911, p. 34—39).

Von den, wie gesagt, höchst geringfügigen Klauskalk vorkommen haben wir nur zwei zu erwähnen, ein mit den Vilserkalken des Schütterberges (S Steinmühl), sei es als Zwischenschaltung, sei es als lokale, unmittelbare Unterlage verknüpfter fleischroter und etwas eisenschüssiger Kalk mit einer wohl callovischen *Reineckia (R. Ernesti-Meyeri* Trth., vgl. Trauth, 1911, p. 210—211, 241); und dann ein sich infolge des Fehlens von Mangan- und Eisenerzausscheidungen freilich schon einigermaßen von der typischen Klauskalk-Ausbildung entfernender blaßfleischroter bis rosaroter, schwach tonhältiger Kalk aus dem stratigraphischen Liegend der ihm petrographisch überaus ähnlichen ammonitenreichen Malmkalke („Steinmühlkalke") des Arracher Steinbruches bei Steinmühl mit einigen ihn dem Bathonien und Unter-Callovien zuordnenden Spezies der Ammoniten-Gattungen *Lytoceras*, *Stepheoceras*, *Sphaeroceras* und *Morphoceras* (Trauth, 1921, p. 211—212; 1948 p. 200).[5])

Die Crinoiden- und Brachiopodenkalke, die mit ihren basalen Partien vermutlich stellenweise noch ins Bathonien hinabreichen dürften und demnach als „Weißenhauskalke" anzusprechen wären (vergl. Trauth, 1921, p. 165), sind aber doch hauptsächlich, wie wir aus ihren ziemlich reichen und namentlich von den drei Örtlichkeiten Schüttelberg (= Maierhofkogel, S von Steinmühl), Nordseite des Glatzberges (ca. $2^3/_4$ km SSE von Waidhofen) und Schnabelberg-Kanzel (am NE-Fuße des Schnabelberges SW von Waidhofen)[6]) gelieferten Brachiopodenfaunen (viele Arten der Genera *Rhynchonelle*, *Terebratula*, resp. *Glossothyris*, *Waldheimia*, resp. *Aulacothyris*, begleitet von nicht näher bestimmbar gewesenen *Crinoiden-* und *Echinidenresten* und spärlichen Vertretern der Gattungen *Lima*, *Pecten [Entolium]*, *Phylloceras* und *Macrocephalites)* ersehen, dem Callovien entsprechende und demnach echte „Vilser Kalke".

Ihre Färbung erscheint einigermaßen wechselhaft, und zwar hell-, mittel- und rötlichgrau, bräunlich- bis rosarot und gelegentlich auch gelblich. Nebenbei sei noch bemerkt, daß sie in der Glatzberg-Region lokal auch einige schwache Bänke von feinkörnigen gelblichweißen bis bräunlichroten *Pecten*-Kalken (zum Teil kleinspätigen Crinoidenkalken) voll Schalen des *Pecten (Entolium) demissus* Phill. eingeschaltet zeigen (vergl. bezüglich all dieser Vilser Kalke bes. Trauth, 1921, p. 224 ff., bes. p. 226 und 234—242).

---

[5]) Als ein ähnlicher „atypischer" Klauskalk mag ferner auch der blaßrosarote, feinkörnige und von einem weißlichen fossilreichen Oxfordkalk überlagerte Kelloway-Kalk der Frankenfelser Deckschollenklippe der Reitbauernmauer am Hubberg NE von Ybbsitz gelten, über dessen ganz ansehnliche und auf das ganze Callovien (*Macrocephalus-* bis *Athleta*-Zone) hinweisende Fauna wir bei früherer Gelegenheit einmal näher berichtet haben (Trauth, 1921, p. 244—249).

[6]) Eine noch genauere Lageangabe dieser Fossilfundstelle siehe bei Trauth, 1921, p. 242, Fußnote [259]).

Die in der Frankenfelser Decke bei Ybbsitz und Gresten auch eine relativ beachtliche Rolle spielenden Crinoiden- und Brachiopodenkalke des Unterdogger (Aalénien), die sog. „Laubensteinkalke", haben wir in der Gegend von Steinmühl und Waidhofen bislang noch nirgends konstatieren können.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die zusammen mit den ebenbesprochenen Crinoiden- (bezüglich Brachiopoden-)kalken als Hauptbestandteil des Doggers unserer Frankenfelser Decke in Erscheinung tretenden und sich mit denselben durch wechselseitige Einschaltungen und Übergänge vorwiegend als gleichalterig (bes. bathonisch und callovisch) erweisenden Hornstein- und Kieselkalke zeigen demgemäß — bei allerdings meist nur relativ bescheidener Mächtigkeit — in der Ober- und Untergrasberg-Mulde eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung. Es handelt sich dabei um teils bunte (rostbraune und dunkelgrüngraue) radiolaritische Hornsteinkalke, teils um kieselreiche dunkelgraue Plattenkalke, die nach oben zu von schließlich prävalierenden, reinen Vilser Kalken überlagert werden. Oder es findet in dieser Richtung eventuell auch Übergehen in ähnliche, doch bereits dem Malm angehörige Gesteinsbildungen statt. Und vor allem dort, wo sich in unseren Voralpen rote und weißliche tithonisch-neokome Aptychenkalke und -mergel über den da oft (nach unten hin) mit Vilser Kalken und mit bunten kieselhältigen Breccienkalken verbundenen Hornstein- und Kieselkalken einstellen, wird diese Radiolarit- und Kieselspongienfazies natürlich gleichfalls bereits dem Oberjura entsprechen (z. B. am Glatzberg S von Waidhofen und an der Schnabelbergkanzel SW von Waidhofen, in welchem Falle man auch *Belemniten* und *Aptychen*-Schalen gelegentlich darin vorfindet (vergl. Geyer, 1909, p. 54—55 und 1911, p. 35—36: ferner Trauth, 1921, p. 201—202, 205 und 1948, p. 184 ff.). Eine ansehnliche (ca. 13 m mächtige) Einschaltung von hellbunten Plattenkalken und von meist roten und ganz untergeordnet auch weißlichgrauen Hornsteinkalken (mit rötlichgrauen bis bunten radiolaritischen Hornsteinlagen und -knauern und mit vereinzelten *Aptychen)* zwischen vorwiegend roten (einerseits Oxford- und anderseits Kimmeridge-Tithon-Ammoniten führenden) „Steinmühlkalken", in der Abbauwand des Arracher Steinbruches bei Steinmühl 1920 schön aufgeschlossen gewesen (Trauth, 1948, p. 201), zeigt deutlichst die Verknüpfung dieser beiden Fazies.

Unter „Steinmühlkalken" (resp. „-mergeln"), der vorherrschenden und markantesten Malm-Entwicklung unserer Frankenfelser Decke, verstehen wir die durch eine stellenweise — so vor allem in dem unmittelbar W vom Ausgange des Hinterholzbach-Tales NW nächst Steinmühl gelegenen „Arracher Steinbruch" — sehr beachtliche Ammonitenführung ausgezeichneten, roten oder rötlichen (tief- bis rosaroten), seltener und auf engerem Raum auch wechselnd farbigen und also bunten (rötlich und grünlich, bräunlich bis gelb und auch grau aussehenden) oder auch weißlich erscheinenden Kalke, die weit häufiger denn reinkalkig mehr oder minder mergelig ausgebildet sind und zwar zumal die roten und bunten Typen, wobei sich der tonige Mergelgehalt mit Vorliebe als Schicht-(Bank-)bestege oder als reinere linsige und knollige Kalkpartien umhüllende Häute zu konzentrieren pflegt und uns dann von „Flaser- und Knollenkalken" sprechen läßt. Ist, was seltener der Fall, der Mergelgehalt mehr gleichmäßig im Kalkgestein verteilt, so wird man letzteres am besten als „Steinmühl-Mergelkalk" bezeichnen. Und allen diesen Kalk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

typen sind schließlich noch die sich in ihrem Verbande da und dort etwas mehr (über ein bloßes Schichtbesteg-Stadium hinaus) anreichernden „Steinmühl-Mergel" und „-Mergelschiefer" anzureihen, die wie die mergeligen Schichtbestege der Kalkbänke gern Aptychen führen und so die Ammoniten- und Aptychenkalkfazies deutlich miteinander verbinden. Aber auch mit der alsbald (p. 96—97) zu besprechenden Crinoidenkalkfazies des kalkalpinen Oberjura, dem „Mühlbergkalk", gibt es durch Übergangs- (die sog. „Pfrontener"-) kalke (z. B. am Mühl- und Almberg SW von Gstadt) oder durch mitunter im Steinmühlkalk enthaltene Seelilienkalklinsen und -putzen eine Verknüpfung und durch Hornstein- und Kieselkalk-Einschaltungen (siehe vorhin p. 95) zwischen Steinmühlkalk-Bänken und durch das gelegentliche Auftreten von Hornsteinknauern in diesen auch eine Verknüpfung mit der kieseligen Fazies.

Wie die im Laufe von Jahren aus dem Arracher Steinbruch, dem größten und schönsten und von uns bereits (1948, p. 200—201) näher beschriebenen Malm-Afschluß der Ybbstaler Voralpen, für das Naturhistor. Museum in Wien gewonnene umfangreiche Fossilienkollektion ersehen läßt, ist hier — abgesehen von dem vorerwähnten Klauskalk (p. 94) — der ganze Oberjura vertreten, für dessen Oxford-Anteil wir den Namen „unterer Steinmühlkalk" (oder auch nach einem analogen bayrischen Vorkommen „Rotensteinkalk") und für dessen Kimmeridge (Acanthicus-Schichten- und Tithon (= „Hasselbergkalk" der bayrischen Kalkalpen) umfassenden jüngeren und weitaus das Hauptkontigent des Fossilmateriales geliefert habenden Anteil wir den Namen „oberer Steinmühlkalk" (= „Tegernseer Kalk" der bayrischen Alpen) in Vorschlag gebracht haben.

Zur Charakterisierung der Steinmühlkalkfauna (bes. des Arracher Steinbruches) seien noch kurz die aus dem Arracher Steinbruch bekannt gewordenen Cephalopoden-Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Oppelia*, *Haploceras*, *Simoceras*, *Aspidoceras*, *Himalayites*, *Perisphinctes* (in Gesamtheit mit zahlreichen Untergattungen, Spezies und *Aptychus*-Formen) und *Belemnites*, ferner an anderen Invertebraten Brachiopoden (*Rhynchonella*, *Terebratula* [*Pygope*]), Bivalven, Gastropoden, Crinoiden und Echiniden und schließlich als einzige Repräsentanten des Fisch-Stammes ein paar Selachierzähnchen (vergl. Geyer, 1909, p. 57—59; 1911, p. 41—43 und bes. Trauth, 1948, p. 199—205) angeführt.

Abweichend von den in der Frankenfelser Decke recht weit verbreiteten brachiopodenreichen Crinoidenkalken des Doggers (bes. Vilser Kalken, vergl. p. 94) treten uns solche des Malm, die „Mühlberg-Kalke", nur selten entgegen und beschränken sich — wenn wir von den geringfügigen linsen- und putzenartigen Einlagerungen da und dort in den „Steinmühlkalken" (vergl. p. 96 ob.) absehen — im Waidhofener Voralpenbereich nach unseren Beobachtungen vornehmlich auf die Mühlberg- und Almberg-Gegend SW von Gstadt. Die zu ihrer Benennung geführt habende Örtlichkeit befindet sich an dem S des Almbergs und ca. 700—900 m W von Mühl-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

berg gelegenen Gehänge an der Südseite der dort hinstreichenden Obergrasberg-Mulde [7]). Es handelt sich um vorherrschend rote bis rosa und zurücktretend um weißliche, graue und bräunlichgelbe Crinoidenkalke mit einer, wie das daraus ans Naturhistorische Museum in Wien gelangte Fossilienmaterial zeigt, besonders Echinodermen (Crinoiden und Echiniden), Brachiopoden (*Rhynchonella*, *Terebratula*, resp *Pygope*), zumeist nur kleine Ammoniten (der Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Haploceras*, *Perisphinctes*) und auch *Aptychen* darbietenden Fauna, die namentlich (zumal durch die zahlreich vertretene *Pygope diphya* Col.) auf tithonisches Alter hinweist, daneben aber eventuell auch auf Kimmeridge, während sich für eine Anwesenheit der Oxford-Stufe noch kein Anhalt ergeben hat. Bemerkenswert sind hier auch Übergangsbildungen des Crinoidenkalkes in den roten Steinmühlkalk, also „Pfrontener Kalk" (vergl. Trauth, 1948, p. 205—207). Ein paar recht geringfügige und auch mit Steinmühlkalk verknüpfte „Mühlbergkalk"-Vorkommen sind uns ferner nächst Untergrasberg und W von Obergrasberg bekannt geworden.

Gelegentlich seiner in den Waidhofener Voralpen gemachten Untersuchungen beobachtete mein verewigter Freund und Kollege Dr. F. Blaschke eine dem hellgrauen bis rötlichen Steinmühlkalk in der Nähe von Obergrasberg eingelagerte und demnach sei es dem Kimmeridge, sei es dem Tithon zugehörige, etwa 1½—2 dm starke Bank einer Kalkbreccie (Belegstück im Naturhistorischen Museum), welche gemäß der von uns (1948, p. 192) veröffentlichten Terminologie der alpinen Malm-Schichten als „Hinterriß-Breccie" angesprochen werden könnte. Sie zeigte hauptsächlich 1—10 mm große hell- bis mittelgraue, selten rötliche und auch gelblich verwitterte eckige Kalkbröckchen und ihnen da und dort zwischengestreute, ebenso dimensionierte, hell- bis lauchgrüne (tonig-tuffitische?) Bröcklein und Fleckchen und zudem vereinzelte Crinoiden-Fragmentchen und erinnerte durch diesen ihren graubuntgesprenkelten Habitus gewiß nicht wenig an den brecciösen „Konradsheimer Kalk", welcher namentlich im Gebiete von Konradsheim (W von Waidhofen) in der pienidischen Klippenzone zu einer bemerkenswerten Entwicklung gelangt (vergl. Trauth, 1948, p. 166—170 und Aberer, 1951, p. 53—56).

Über den Steinmühlkalken, resp. auch über den diesen äquivalenten Hornstein- und Kieselkalken stellen sich gewöhnlich weiße, gelbliche und lichtgraue (ausnahmsweise wohl auch rötliche), überaus dichte und muschelig brechende und zuweilen schwärzliche bis hellgraue Hornsteinknollen oder -knauern darbietende, dünnplattige und dünnschichtige Kalke und Mergelkalke ein, die nach ihren zwar auch nicht

---

[7]) Nachdem diese Typuslokalität näher zum Almberg als zur engeren Mühlberg-Gegend liegt, wäre genau genommen der Name „Almberg-Kalk" zutreffender gewesen, doch ist nun schon — auf eine erste von Geyer (1909, p. 58) über das Vorkommen gemachte Mitteilung hin — der Name „Mühlberg-Kalk" in das Schrifttum eingegangen. Übrigens ziehen sich diese Crinoidenkalke, wenngleich weniger markant, von ihrem locus classicus noch weiter ostwärts bis ins Gehänge SSW nächst Mühlberg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

allzuhäufigen, aber doch vorherrschenden Makrofossilien (bes. *Lamellaptychi*, vergl. Trauth, 1938) als Aptychenkalke und -mergelkalke zu charakterisieren sind. Wenn sie, wie aus ihrem Fossilinhalt zu ersehen, wohl insgesamt und im wesentlichen tithonisch-neokomen Alters sind, so läßt sich doch dabei insofern eine gewisse Gliederung derselben vornehmen, als die tieferen, meist reinerkalkigen, mehr weißlichen und zumal durch *Lamellaptychus rectacostatus* (Pet.), *L. beyrichi* (Opp.) und *L. lamellosus* (Park.) (vergl. Trauth, 1938) — doch nicht durch den Besitz der gleich später anzuführenden typischen Neokomformen — ausgezeichneten Bänke namentlich den tithonen „Oberalmer Schichten" der Salzburger Kalkalpen entsprechen, wogegen die darauf folgenden höheren mehr die Beschaffenheit von lichtgelblichgrauen Mergelkalken annehmen und außer den vorgenannten Aptychenformen bes. auch die neokomen *Lamellaptychus seranonis* (Coqu.), *L. didayi* (Coqu.) und *L. angulocostatus* (Pet.) (vergl. Trauth, 1938) darbieten und demgemäß wohl den hauptsächlich der Berrias- und eventuell auch noch der Valendis-Stufe des Neokom (Unterneokom) gleichzusetzenden „Schrambachschichten" der Salzburger und Salzkammergut-Alpen zuzuordnen sind (vergl. Trauth, 1948, p. 184 bis 191 und Taf. II).

Indem dann weiter gegen aufwärts die hellen Aptychenkalke, resp. -mergelkalke fortschreitend zurücktreten und zunehmend auch hornsteinhältige Fleckenmergel — bei Auskeilen eventuell noch darein eingeschalteter Aptychenkalklagen — und schließlich mittel- bis dunklergraue (seltener rötliche und grünlichgraue, bezügl. bunte) und dabei gern feinsandige und in ihren Hangendpartien selbst schmale, lichtgraue Sandsteinleisten zeigende Mergelschiefer zur Entwicklung kommen, die außer den vorgenannten Neokomaptychen gelegentlich auch für die Valendis- und Hauterive-Stufe der Unterkreide bezeichnende Ammoniten (so Arten der Gattungen *Hoplites*, *Olcostephanus [Astieria]*, *Holcodiscus*, *Haploceras*, *Phylloceras*, *Lytoceras)* und Belemniten *(Duvalia*, *Pseudobelus)* darbieten, haben wir damit eine faziell schon zum Teil den salzburgischen „Rossfeldschichten", resp. zum Teil auch den von Geyer (1909. p. 66) aus der Gegend S von Reichraming bekannt gemachten bunten „Anzenbach-Mergelschiefern" vergleichbare Neokommergel-Serie vor uns. Derlei Ablagerungen erscheinen in der Schnabelberg-Mulde (S der Schnabelberg-Kanzel), dann zwischen Untergrasberg und dem SE der „Henne" und NW der Haltestelle Kreilhof gelegenen Eisenbahneinschnitt (vergl. Geyer, 1909, p. 65 bis 66; 1911, p. 44) und in der Obergrasberg-Mulde S von Mitterbuchen im Waidhofenbachtal, NE vom Glatzberg und E von Peistenau in der Ybbstal-Region.

Noch höheres Neokom und Mittelkreide, die weiter westwärts in den Kalkalpen durch den schwärzlichen, *Hoplites tardefurcatus* (d'Orb.) enthaltenden Schieferton am Stiedelsbache bei Losenstein repräsentiert erscheint (Geyer, 1909, p. 70; 1911, p. 45), haben sich im Waidhofener Gebiet bislang nicht nachweisen lassen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Und was nun endlich die Oberkreide betrifft, so haben wir das uns im Bereiche der Frankenfelser Decke der Ybbsitzer Region, resp. ihrer Deckschollenklippen ziemlich weitverbreitet wahrnehmbare Cenoman — nämlich Konglomeratbildungen mit „exotischen", einem „ultrapienidischen Rücken" entstammenden Geröllen — in der Frankenfelser Decke bei Waidhofen offenbar infolge der hier wesentlich weiter fortgeschrittenen Gebirgsabtragung bloß auf einen geringfügigen Aufschluß an der Basis der Gosauflysch-Synkline NE von Untergrasberg (und zwar an ihrem Ostende) beschränkt gesehen. Aus dem Liegenden eben dieses Gosauflysches wäre ferner noch — gemäß einer Beobachtung Geyers (1907, p. 70) — eine nächst dem (Unter-)Grasberger Sattel erschienene „gelb und grün gesprenkelte, scheckige Breccie" zu erwähnen, die der genannte Forscher als ein Äquivalent der Gosau betrachtet hat — ebenso wie ein buntes, meist aus Quarzgeröllen, zum Teil aber auch aus weißen oder roten Jurakalkgeröllen bestehendes Konglomerat, das sich südlich vom oberen Glatzbergbauer an der Grenze des Hauptdolomits aufgeschlossen findet.

Der jüngste (wohl turone-senone) Schichtkomplex in der Frankenfelser Decke unseres Untersuchungsbereiches besteht vornehmlich aus fossilarmen (fast nur hieroglyphenartige Kriech- und Wühlspuren von Seichtmeertieren zeigenden) gröberen und feineren Sandsteinen, Kalksandsteinen, Schiefertonen und Mergelschiefern von einer in frischem Zustand vorherrschend licht- bis dunkelgrauen und in verwittertem von einer rostiggelben bis -braunen Färbung und gleicht weitgehend auch dem oberkreidischen Hüllflysch der pienidischen Klippen (Friedls „Seichtwasserkreide" des Wienerwaldes), so daß wir ihn, indem wir ihn zudem gewissermaßen als das räumliche Bindeglied zwischen dem Oberkreideflysch der eigentlichen (ultrahelvetischen) Flyschzone und dem der Klippenzone im Norden und anderseits den versteinerungsreicheren Gosauschichten der nächstsüdlichen Kalkalpenregionen anzusehen haben, als „Gosauflysch" bezeichnen (Trauth, 1928 b, p. 298—299 mit Fußnoten und Geyer, 1907, p. 68—71, 76). Im Waidhofener Voralpengebiet verteilen sich dessen Vorkommen bei ziemlich übereinstimmender Gesteinsausbildung sowohl auf die Schnabelberg- als auf die Untergrasberg- und Obergrasberg-Mulde [8]).

---

[8]) Von solchen auf unserer geolog. Karte (Taf. I) verzeichneten Stellen sind die folgenden zu nennen: In der Schnabelberg-Mulde das Vorkommen S der Schnabelbergkanzel; dann in der Untergrasberg-Mulde ein winziger Sandstein-Aufschluß am rechten Talgehänge N bei Mitterbuchen, ferner die ausgedehntere SW—NE-gestreckte Synklinale in der Gegend des Untergrasberg-Sattels (P. 591) und -Gehöftes und eine merklich kleinere und kürzere, von Neokomfleckenmergeln umgebene nahe westlich über dem etwas WNW der Bahnhaltestelle Kreilhof befindlichen Eisenbahneinschnitt; und innerhalb der Obergrasberg-Mulde ein schmales, etwa ein paar hundert Meter weit verfolgbares Gosauflyschband am Gehänge WSW des Gehöftes Obergrasberg und endlich noch ein an den beiden Hängen des Ybbs-Tales in ziemlich langer Erstreckung bemerkbarer und es in der Region von Stein und Peistenau unmittelbar N unter der Lunzerdecke-Überschiebung querender, schmaler Gosauflyschzug, der anschließend an die S-Seite des Schütterberges weiterläuft.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

B. Pienidische Klippenzone (Pienid)

Während wir in der Ablagerungszone der pienidischen Klippenzone in der Waidhofener Region und überhaupt in dem westniederösterreichischen und anschließenden oberösterreichischen Voralpenabschnitt (Pechgraben bei Groß-Raming) kein älteres anstehendes Schichtglied kennen als die dem (örtlich auch von Amphibolit, Gneis Glimmerschiefer begleiteten und roten Orthoklas zeigenden) sogenannten „Buch-Denkmal-Granit"[9]) transgressiv unmittelbar aufgelagerten basalen Arkosesandstein der liasischen Grestener Schichten und auch die immerhin weiter im Osten — im Klippenzone-Gebiet des Lainzer Tiergartens und von Ober-St.-Veit (Wien) — festgestellten jungtriadischen „Kössener Schichten" (vergl. Trauth, 1928 a, p. 44—46) völlig vermissen, dürften die in den dem Mitteldogger zugehörigen „Neuhauser Schichten" N von Gstadt neben Kristallin- (Granit-, Gneis-, Glimmerschiefer-), Kalk-, Mergel-, Sandstein- und Kohlebröckchen beobachteten und ferner auch die in dem Porphyrit des nahen Hinterholzgrabens von Geyer (1908, p. 34) bemerkten und bei der Eruption offenbar aus der Tiefe mitgerissenen Dolomitfragmente immerhin ein Hinweis darauf sein, daß sich damals an einer, wenngleich räumlich wohl ganz beschränkten Stelle nahe diesem litoralen Dogger-Vorkommen auch noch ein solches des im übrigen bereits ganz wegdenudierten Hauptdolomites, wie er in der nahen kalkalpinen Frankenfelser Decke so auffällig dominiert, erhalten habe (vergl. Trauth, 1919, p. 334 und 1921, p. 198).

Die für die Klippenzone so überaus charakteristischen liasischen Grestener Schichten lassen sich, wie wir seinerzeit in unserer eingehenden, ihnen geltenden Monographie (1909, p. 17—40) und auch Geyer, 1909, p. 44—47 und 1911, p. 24—27) dargetan haben, in eine Reihe von unmittelbar litoralen oder doch küstennah

---

[9]) Von Geyer (1909, p. 83—84; 1911, p. 57) ist der grobkörnig-biotitische und durch rosaroten Orthoklas ausgezeichnete Buchdenkmal-Granit gewissermaßen als ein Südausläufer der böhmischen Masse in den „subalpinen" Raum hinein betrachtet und dabei namentlich mit Granitgesteinen des oberen und unteren oberösterreichischen Mühlviertels (Aschach a. d. Donau, unterhalb Neufelden, Kefermarkt) verglichen worden. Lögters hat dann (1937 b, p. 394—398), nachdem er mit Solomonica, (1933, p. 209) dem Buch-Denkmal noch ein paar weitere kleine Granitblöcke dieser Art im Pechgraben-Gebiet hatte hinzufügen können, gemäß einer Auskunft seitens J. Schadlers engeren habituellen Anklang zu den Graniten der Linzer Umgebung in Abrede gestellt, aber gleichwohl eine große Ähnlichkeit mit solchen des bayrisch-böhmischen Waldes und des Schwarzwaldes zugegeben und jedenfalls an dem „nichtostalpinen Typus" des Buchdenkmal-Granites festgehalten (Lögters, 1937 a, p. 93). In tektonischer Hinsicht vertritt Lögters (1937 b, p. 398) den gewiß zutreffenden Standpunkt, „daß die" (erörterten pienidischen) „Granite als Reste eines ehemaligen kristallinen Untergrundes der transgredierenden Grestener Schichten bei der Faltung und Überschiebung der Sedimente mit hochgeschuppt worden sind".

Abweichend von der eben dargelegten und auch der unsrigen ziemlich entsprechenden Ansicht Geyer's und Lögter's hat hingegen M. Richter (1930) den Buchdenkmal-Granit unserer Klippenzone in Beziehung zu den Graniten der unterostalpinen Geantiklinale (bes. Err-Bernina-Decke) bringen wollen und Kober sogar seine Herleitung aus der auch Granite mit roten Feldspaten darbietenden Schladminger und Seckauer Masse der oberostalpinen Zentralalpen (Muriden) befürwortet (vergl. Kober, 1938, p. 56; Hartl, 1949, p. 31).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sedimentierten Seichtmeerbildungen gliedern, und zwar sind dies zutiefst die vorerwähnten, dem granitischen Untergrund aufruhenden grobkörnigen Arkosen, dann tiefliasische, Landpflanzenreste enthaltende und einige Kohlenflöze[10]) umschließende dunkle, zum Teil mergelige Schiefertone, hierauf die nach ihrer ziemlich reichen Bivalvenfauna dem Hettangien und eventuell noch der älteren Partie der *Bucklandi*-Zone entsprechenden, sogenannten „Grestener Schiefer", sodann die an Brachiopoden und Bivalen besonders reichen, schwärzlich-grauen und braunverwitternden „Grestener Kalke", die ein Äquivalent des Oberteiles der *Bucklandi*-Zone und der *Tuberculatus*-Zone des schwäbischen Lias α, ferner des Lias β, γ und vielleicht auch noch des Lias δ repräsentieren, und endlich lokal auch (so im Liegenden der mitteljurassischen Posidonien-[*Posidonia alpina*-]Mergel am Südfuße des Fuchsbühels SSW von Waidhofen) schwarze, dünnblättrige, tonige Mergelschiefer mit *Posidonomya Bronni* Gldf. (Lias ε, „oberliasische Grestener Schiefer", vergl. besonders Geyer, 1909, p. 52 und 60; 1911, p. 32—33; Trauth, 1921, p. 151, und feinkörnige Sandsteinkalke des Lias ζ mit *Harpoc. (Grammoc.) radians* (Rein.) im Arzberggraben bei Zell (Trauth, 1921, p. 151). Die Vorkommen der Grestener Schichten unseres Kartenbereiches liegen in der Gemeinde Zell-Arzberg östlich von Waidhofen und nördlich des Ybbsflusses, speziell im Liegenden der von Neumayr (1886) und Jüssen (1890) beschriebenen Jura-Neokom-Ablagerungen NE gegenüber dem an der Ybbs gelegenen Waidhofener Elektrizitätswerk und S des Gehöftes Graben, ferner E des Marien(Gries-)hofs im Weitmann'schen Tiergarten, dann in dem sich aus der Gegend SE von Großöd gegen das Feketerlehen im untersten Neuhausergraben erstreckenden Klippenzug, dessen Grestener Arkosen dem dortigen Serpentinstock (S von Loosbichl) aufgelagert erscheinen, weiters in der Klippe S bei Eben, ESE von Häusserer zwischen Machting und Grub und schließlich an der Nordseite der mitteljurassisch-litoralen „Neuhauser Schichten" im obersten Neuhauser Graben NE von Grub. Die paläontologische Untersuchung der „Grestener Kalke" des Gemeindegebietes von Zell-Arzberg hat eine größere Anzahl von Brachiopoden- und Mollusken-arten nachweisen lassen, die sich auf die Gattungen *Spiriferina*, *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Waldheimia*, *Pinna*, *Lima*, *Pecten*, *Ostrea*, *Gryphaea*, *Modiola*, *Cardinia*, *Unicardium*, *Pleuromya*, *Homomya*, *Pholadomya*, *Pleurotomaria* und *Phasianella* verteilten (Trauth, 1909, p. 24—25).

Eine die Grestener Schichten der Klippenzone — freilich nur untergeordnet — begleitende und in etwas größerer Wassertiefe abgesetzte Liasentwicklung ist die der Fleckenmergel, welche denen der Frankenfelser Decke lithologisch zum Teil völlig entsprechen, zum Teil aber durch eine ein wenig dunklere (graue) und

[10]) Über die letzthin noch im Bergwerk Hinterholz NE von Steinmühl abgebauten Grestener Steinkohlen vergl. bes. bei Petrascheck, 1926 (p. 594—598). Die im Gemeindegebiet von Zell-Arzberg westwärts von Waidhofen angestellten Kohleschürfungen sind hingegen von keinem nennenswerten Erfolg begleitet gewesen (Trauth, 1909, p. 24).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

feinsandige Beschaffenheit zu mergeligen Grestener Schiefern überleiten. Aus den gelegentlich (namentlich in der Hinterholzer Region) gemachten Ammonitenfunden geht ihr den Grestener Schichten gemäßes unter- bis oberliasisches Alter hervor (Trauth, 1909, p. 26).

Daß die litorale oder litoral-neritische „grestener-artige" Fazies über den Lias hinaus bis hoch in den Dogger empor reicht, gilt — wie überhaupt für die pienidische Klippenzone zwischen dem Pechgraben und Lainzer Tiergarten und Ober-St.-Veit (Wien) (vergl. Trauth, 1921, p. 155—159, 196—201) — im besonderen auch für deren Waidhofener Abschnitt: dies bekunden hier hinsichtlich des Aalénien (Dogger α—β) ein in einem mittelgrauen, feinsandigen Mergelschiefer des Neuhauser Grabens (N von Gstadt) zusammen mit *Posidonia alpina* Gras. angetroffenes *Harpoceras (Ludwigia) Murchisonae* (Sow.) (vergl. Trauth, 1909, p. 158—159), hinsichtlich des Bajocien (Dogger δ) ein dem Naturhistorischen Museum in Wien gehöriges und aus dem Rettenbachgraben (W Waidhofen) stammendes *Stepheoceras cf. Humphriesianum* (Sow.), das in einen ganz „grestener-artigen" dunklen feinsandig-blätterigen Mergelschiefer eingebetet ist (Trauth, 1921, p. 197), und hinsichtlich des Bathonien und eventuell Unter-Callovien (*Macrocephalus*-Zone) (also des ganzen Doggers ε) auffälligst die — freilich bloß in geringer Ausdehnung — ca. 300 m ENE des Gehöftes Grub im obersten Neuhauser Graben (N von Gstadt) aufgeschlossenen „Neuhauser Schichten" (Trauth, 1919, p. 333; 1921, p. 198)[11]), denen sich noch ein ganz kleines (vielleicht nur blockförmiges) derartiges Vorkommen in der Ursprungsregion des Klein-(Kren-)bichlergrabens, eines östlichen Seitengrabens des Neuhauser Baches, und zwar etwa zwischen dem Kleinbichl- und Pimerslehen anfügt.

Dieser, wie gesagt, also hauptsächlich dem Bathonien (doch vielleicht auch noch zum Teil dem Unter-Callovien) zuzurechnende litorale Dogger[12]) besteht des wesentlichen aus einem relativ hellgrauen, braungelb verwitternden, sandig und brecciös verunreinigten

---

[11]) Wegen ihrer in ganz besonders typischer Weise das litorale Seichtmeergepräge von subalpinen Doggerschichten zur Schau tragenden Beschaffenheit haben wir den der obigen Ablagerung (1919, p. 333) gegebenen Namen „Neuhauser Schichten" später zu einem Gebrauch in einem weiteren Sinne (s. l.) vorgeschlagen, nämlich als eine dem Ausdruck „Grestener Schichten" (für all solche Liasbildungen) analoge Bezeichnung für die gesamten litoralen (bis litoral-neritischen) Doggersedimente des Voralpenbereiches (vergl. Trauth, 1928 a, p. 54 mit Fußnote [1])).

[12]) Bevor in dem erörterten Vorkommen der Neuhauser Schichten ENE von Grub die sein Dogger-Alter erweisenden Fossilienfunde gemacht worden waren, ist dasselbe von Geyer (1911, p. 53) für eine eozäne Kalkbreccie gehalten worden, unter deren Versteinerungsresten er außer *Pecten, Ostrea* und *Bryozoen* auch *Teredo* und *Pectunculus* — letzteres wohl eine Fehlbestimmung — nennt. Offenbar auf dieser Mitteilung Geyers fußend, dürfte dann Aberer in die tektonische Übersichtskarte seiner Voralpenstudie (1951, Taf. III) ein „Eozän" bei Grub (E von Waidhofen) eingetragen haben. Nicht ganz ausgeschlossen mag es ferner sein, daß es sich bei der von Geyer (1907, p. 71; 1909, p. 72, 76) bei der Kote 636 nächst Oberkranabet am Ostgehänge des Neuhausergrabens beobachteten und als „Gosau-Äquivalent" erklärten „gelbscheckigen, gefleckten Kalkbreccie" um einen kleinen Ausbiß von Neuhauser Schichten gehandelt habe, analog dem Vorkommen bei Grub und dem geringfügigen zwischen Pimes und Kleinbichl (ca. $^1/_2$ km ENE von Oberkranabet) gelegenen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kalkstein, der außer feineren und groben Quarzkörnern als klastische Komponenten namentlich einige mm bis etwa 2 oder 3 cm große und vorwaltend eckige Bröckchen von kristallinen Gesteinen (rötlichem und grünlichweißem, stark verwittertem Granit, Gneis und Glimmerschiefer), grauem Kalk und Dolomit, Mergel, Sandstein und schwarzen Kohlebröckchen enthält, Trümmerchen, die sich fast durchwegs auf die in naher Umgebung auftretenden Ablagerungen (die Quarzkörner und Kohlefragmentchen besonders auf die Grestener Schichten) oder auf den in der Tiefe liegenden kristallinen Untergrund der Klippenzone zurückführen lassen. Die aus den so lithologisch gekennzeichneten „Neuhauser Schichten" ins Naturhistorische Museum in Wien gelangte Fossilienaufsammlung hat den verewigten Phytopaläontologen Prof. Dr. F. Krasser einen Cycadeensamen *(Cycadospermum)* und uns über 40 Invertebraten-Species feststellen lassen, und zwar solche der Gattungen *Confusastraea*, *Serpula*, *gen. indet.*, einer *Bryozoë*, *Rhynchonella*, *Avicula (Oxytoma)*, *Lima*, *Pecten (Entolium, Chlamys)*, *Hinnites*, *Ostrea* (auch das Subgen. *Exogyra*), *Macrodon*, *Arca (Barbatia)*, *Astarte*, *Opis*, *? Corpis*, *Lucina* (besonders große, bis 19 cm lange, 15 cm hohe und 8·5 cm dicke Exemplare), *Cardium (Pterocardia)*, *Anisocardia*, *Puncturella*, *Discohelix*, *? Turbo*, *Amberleya*, *Trochus*, *Nerita*, *Patella*, *Purpuroidea*, *Natica*, *Nautilus*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Perisphinctes* (mit dem Subgen. *Grossouvria)* und *Belemnites*.

Wie die „Neuhauser Schichten s. l." (vergl. p. 102, Fußnote) des Doggers sozusagen das mitteljurassische fazielle Gegenstück zu den liasischen Grestener Schichten darstellen, so können die nun zu besprechenden und in der Klippenzone, besonders der westlicheren niederösterreichischen Voralpen weitverbreiteten und namentlich das Bajocien, Bathonien und Callovien (Dogger γ—ζ)[13]) umfassenden „*Posidonia alpina*-Mergel-Schichten" gewissermaßen als das fazielle Analogon der Lias-Fleckenmergel nun hier im Mitteljura gelten (vergl. Geyer, 1909, p. 60—62 [„Subalpine Klausschichten"] und 1911, p. 32—34; und besonders Trauth, 1921, p. 176—190 und 1928 a, p. 54, 60—65).

Es sind dies zumeist ziemlich weiche und leicht verwitterbare, vorherrschend aschgraue, zuweilen auch dunkelgraue und ein wenig feinsandige, dünnplattige Mergelkalke, Mergel und Mergelschiefer, die ihre Bezeichnung mit bestem Recht nach der in ihnen weitverbreiteten und fast überall wenigstens in einzelnen Exemplaren auffindbaren *Posidonia alpina*-Gras[14]) erhalten haben, deren Schälchen (Schalenabdrücke) sich stellenweise in gewissen Mergellagen übrigens auch dicht auf den holperig-rauhen Schichtflächen anhäufen können. Bei der „unteren Kapelle" am Buchenberg nächst Waidhofen hat Geyer als eine im Posidonien-Doggermergel sicher-

[13]) Das Unter-Bajocien — also die Dogger-Stufe γ — ist in diesen Mergelgesteinen durch Leitammoniten vorläufig allerdings erst bei Ober-St.-Veit (Wien), aber noch nicht innerhalb der westniederösterreichischen Klippenzone konstatiert (Trauth, 1921, p. 177).

[14]) Bezüglich der Artfassung dieser Muschel vergl. bes. die ausführliche Darlegung bei Trauth, 1921, p. 180, Fußnote [72]).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lich höchst seltene Erscheinung auch eine Einschaltung von dichten, muscheligbrechenden, braunen Kieselkalken angetroffen und ihre Ähnlichkeit mit gewissen im Jura der Kalkalpen vorhandenen Kieselkalkschiefern betont (Geyer, 1909, p. 62; Trauth, 1921, p. 178).

Innerhalb unseres Kartebereiches sind es namentlich die Aufschlüsse von *Posidonia alpina*-Mergeln am unteren Rettenbach und Fuchsbühel bei Waidhofen, an den Gehängen des Arzberg(Raingruber)-grabens (SE von Zell), die Gegend des Weitmann'schen Tiergartens (zwischen Villa Weitmann und Großöd) und des Roten Bühels (= Redenbichls) und das Gelände des Neuhauser (= Feketer-)grabens (bei Machting, Grub N von Loosbichl und N des Feketerlehens) und seines linksseitigen Seitentälchens, des sogenannten Kleinbichlergrabens (S Ruderlehen), die ein dem Naturhistorischen Museum in Wien gehöriges und ziemlich umfangreiches Fossilienmaterial des Dogger δ—ζ geliefert haben. Prof. F. Krasser konnte darin ein eingeschwemmtes Cycadeenblatt *(Dioonites sp.)* und wir außer vereinzelten *Echiniden-* und *Lamellaptychus*-Resten namentlich Vertreter der Invertebralen-Gattungen *Posidonia (P. alpina* Gras.), *Inoceramus (I. fuscus Qu.), Pecten (Entolium), Phylloceras, Lytoceras, Hecticoceras, Oppelia, Haploceras (Lissoceras), Stepheoceras, Sphaeroceras, Morphoceras, Macrocephalites, Perisphinctes, Belemnopsis* und *Belemnites* feststellen.

Haben wir den Namen „Zeller Schichten" seinerzeit (1919, p. 6) für die „subalpinen", d. h. in unserer pienidischen Klippenzone vorkommenden, mergeligen Äquivalente der in den Kalkalpen auftretenden roten bis rötlichen „Klauskalke" vorgeschlagen und darunter demnach die eben vorhin behandelten *Posidonia alpina*-Mergelgesteine unserer Klippenzone insofern verstanden, als sie stratigraphisch den Klauskalken — also dem Bathonien und Callovien (aber nicht dem Bajocien) — entsprechen, so schränkten wir diese Bezeichnung „Zeller Schichten" (resp. „Zeller Kalke") dann später (1921, p. 191—195) ein auf die ein solches Alter (ganzes Bathonien und besonders auch das des Unter-Callovien *[Parkinsoni-* bis *Macrocephalus*-Zone]) besitzende und relativ dunkelgrünlichgraue bis lauchfleckiggraue (untergeordnet vielleicht auch rötlichgraue) schwachmergelige Variante der meist hellergrauen *Posidonia alpina*-Mergel und -Mergelkalke, nämlich auf die von Neumayr (1886, p. 438 ff.) am (rechten) Gehänge des unteren Arzberg-*(sive* Raingruber-)grabens bei Zell (ESE von Waidhofen) entdeckten und sozusagen, um einen Ausdruck Geyers (1909, p. 60) zu gebrauchen, „subalpinen Klausschichten", denen die von Prof. Neumayr's Schüler Jüssen (1890, p. 381 ff.) beschriebene, ammonitenreiche Fauna entstammte. Diese „Zeller Schichten" (subalpinen Klauskalke), deren stratigraphisches Liegend schwarzgraue, versteinerungshältige Grestener Kalke, grünlichgraue (Toarcien-Aalénien-)Fleckenmergel und wohl auch dem Bajocien entsprechende, graue *Posidonia alpina*-Mergel und deren Hangend zumal lichtgrünlichgraue bis weiße Malmkalke, die „Arzbergkalke" (siehe p. 106) sind, ziehen vom rechten Ybbsufer gegenüber dem Waidhofener Elektrizitätswerk (resp. vom Sockel von dessen Ybbs-Zementwehr, vergl. Geyer, 1909, p. 61)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ostwärts gegen den Arzberggraben hin und dann weiter nach einer Unterbrechung durch den da erscheinenden (wohl oberkreidischen) Klippenhüllflysch an der anderen (östlichen) Seite des eben genannten Grabens durch das Terrain des Weitmann'schen Tiergartens ostwärts gegen den Roten Bühel (im Volksmund Redenbichl).

Die größerenteils aus losen, in der Arzberggraben-Region herumgelegenen Blöcken, geringerenteils aus dem Anstehenden selbst gewonnene und durch Jüssen's (1890) und unsere Untersuchung (1921, p. 193—195) bekannt gewordene Fauna der „Zeller Schichten" („subalpinen Klauskalke") umfaßt die Gattungen *Balanocrinus*, *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Waldheimia*, *Posidonia* (*P. alpina* Gras nur in vereinzelten Exemplaren), *Hinnites*, ? *Isoarca*, *Pleurotomaria*, *Discohelix*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Hecticoceras*, *Oppelia*, *Haploceras* (*Lissoceras*), *Stepheoceras*, *Sphaeroceras*, *Macrocephalites*, *Perisphinctes* (13 Arten), *Cosmoceras* und *Belemnites*.

Daß aber auch die Crinoidenkalk-Entwicklung dabei nicht ganz fehlt, geht aus einer von Jüssen (1890) an einer Stelle des im Arzberggraben-Gehänge vom Roten Bühel zur Ybbs hinabführenden Weges — und zwar an der unmittelbaren Hangendgrenze der dunkelgrünlichgrauen bis lauchgrünfleckigen „Zeller Ammonitenkalke" — beobachteten Bank von rotem Crinoidenkalk hervor, „Zeller Crinoidenkalk", wie wir diesen Ausläufer der „Vilser Kalke" der südbenachbarten Frankenfelser Decke in den pienidischen Raum hinein heißen können. Ein anderes, analoges Vorkommen eines Vilserkalk-artigen (von Petrascheck wohl unzutreffend als „Hierlatzkalk" angesprochenen) Crinoidenkalkes ist — freilich bereits ostwärts außerhalb unseres Kartenbereiches — in Verbindung mit rotem Malmkalk (beide offenbar einer pienidischen Aufschuppungsklippe zugehörig) im Hinterholzer Erbstollen zirka 1 km N von Ederlehen angetroffen worden (vgl. Petrascheck, 1926, p. 595—596, Abb. 187 und 188).

Der Oberjura erscheint in der Waidhofener Klippenzone, und zwar insbesondere im Gemeindegebiet von Zell-Arzberg (ostwärts von Waidhofen) durch einige differente, doch freilich übergangsmäßig miteinander verbundene und auch mit der kalkalpinen Frankenfelser Decke in Beziehung stehende Fazies repräsentiert, die wir bereits des wesentlichen in einer dem Malm des ganzen nördlichen Ostalpengebietes geltenden Veröffentlichung (1948) charakterisiert haben, so daß wir uns nun bei ihrer Besprechung unter Hinweis auf diese Publikation ziemlich kurz zu fassen vermögen. Die wegen ihres reichen Fossiliengehaltes paläontologisch interessanteste fazielle Ausbildungsart sind die von uns als „Arzbergkalk" bezeichneten weißlichen und hellbunten Ammonitenkalke, denen sich räumlich recht untergeordnet die „(unteren) Arzberg-Mergel und -Mergelschiefer", ferner die „Arzberg-Crinoidenkalke", und die den kalkalpinen „Steinmühlkalken" gleichenden „roten Arzbergkalke" anfügen. Hingegen sind die lichten „tithonisch-neokomen Aptychenkalke" („untere Blassensteinschichten" unserer stratigraphischen Terminologie) relativ weit verbreitet, wogegen hier die in der pienidischen Region westlich von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Waidhofen und auch weiter östlich bei Scheibbs so markanten brecciös-konglomeratischen „Konradsheimer Kalke" ganz zurücktreten und die in der Nähe von Wien (Antonshöhe, Ober-Sankt Veit, Lainzer Tiergarten) und ferner bei Scheibbs so auffälligen radiolaritischen Hornsteinkalke (unsere „Rotenberg-Schichten") als Einlagerungen in den Aptychenkalken gewiß bloß eine höchst bescheidene Rolle spielen.

Die typischen „hellen Arzbergkalke" (Trauth, 1948, p. 174—177), auf welche zuerst durch Neumayr (1886), und dann durch Jüssen (1890) die Aufmerksamkeit gelenkt worden ist und welche namentlich im Gebiete des Arzberggrabens zutage treten — und zwar an seiner Westseite am Ybbsufer gegenüber dem Waidhofener Elektrizitätswerk und noch weiter östlich, und ferner an der Ostseite des Grabens aus der Nachbarschaft der Villa Weitmann durch den Weitmann'schen Tiergarten gegen des Roten Bühel emporziehend —, sind vorherrschend weißlich (rein- und gelblichweiß bis lichtgrau), und gelegentlich dabei dunklergraufleckig („Fleckenkalke"), dagegen entschieden seltener verschieden buntfarbig (mittelgrau, blaßgrünlich- und -grünlichgrau, blaßrosa und -rosagrau oder auch „buntfleckig", dies Varianten, die da bei und östlich von Waidhofen kaum wo ausgedehntere Bänke bilden, sondern gewöhnlich bloß relativ untergeordnete Partien innerhalb des dominierenden weißlichen bis hellgrauen Kalkes. Da und dort wahrnehmbare hell- bis dunkelgrüne Gesteinsflecken und häutige Überzüge der — übrigens oft auch braune oder schwärzliche eisen- und manganhältige Belege darbietenden — Versteinerungen könnten basisch-tuffogener Natur sein (im Zusammenhang mit nahen Eruptivgesteinen nach Art des Serpentins am Loosbichl und der Minette von Hinterholz)[15]). Die Schichtausbildung unserer Arzbergkalke, die auch nicht selten eine schwachmergelige (Mergelkalke) und ab und zu auch feinstsandige Beschaffenheit aufweisen, ist einigermaßen variabel, dünn- oder dick-, oder gelegentlich selbst undeutlich- (verwischt-) bankig. Wenngleich die lichten Arzbergkalke ihrer Fossilführung nach vom Oxford bis ins Obertithon reichen, so entsprechen sie doch hauptsächlich dem Kimmeridge und älteren Tithon. An der Zusammensetzung ihres überaus reichen, vorwaltend aus losen Blöcken im Arzberggrabengelände und geringerermaßen aus dem Anstehenden gewonnenen Fossilienmaterials beteiligen sich — abgesehen von mikroskopisch kleinen Tierresten *(Calpionella alpina Lor.* und anderen Foraminiferen; Radiolarien und Spongiennadeln aus spärlichen Hornsteinausscheidungen) — namentlich Brachiopoden *(Rhynchonella, Pygope)*, Bivalven *(Inoceramus, Lima, Pecten, Plancunopsis, Ostrea, Modiola, Nucula, Cardium, Anatina, Neaera* usw.), Gastropoden *(Patella, ? Turbo, Alaria)*, Nautilen *(Nautilus, Hadrocheilus)*, Ammoniten *(Phylloceras, Lytoceras, Oppelia, Haploceras, Ringsteadia, Spiticeras, Rasenia, Himalayites, Perisphinctes, Sutneria, Simoceras, Aspidoceras, Waagenia* und *Hoplites)* mit vielen Untergattungen und mit

[15]) Dies gilt natürlich ebenso für die Grünfärbungen in den mitteljurassischen „Zeller Schichten" wie für die spangrünen Partikeln in den oberjurassischen brecciösen Konradsheimer Kalken der Klippenzone.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aptychen *(Lamell-, Laevilamell-, Punct-* und *Laevaptychus)*, Belemniten *(Hibolites, Duvalia)* und Crinoiden. Diese oberjurassische Tiergesellschaft, eine der reichsten des ganzen Nordalpenraumes, bietet viele ihr mit Kimmeridge- und Tithonfaunen der Kalkalpen (so mit der Steinmühlkalkfauna des ja sozusagen nächstbenachbarten Arracher Steinbruches [Oxford-Tithon, vgl. p. 96] und mit der Acanthicuskalkfauna des Vösendorfer Waldberges) gemeinsame Arten dar, aber auch etliche gemeinsame mit der durch Weber (1939) bekanntgemachten Oxford- und Kimmeridge-Fauna der an der helvetischen und ultrahelvetischen (Flysch-)Zonegrenze bei Großweil unweit des Kochelsees (Bayern) als Scherling auftretenden Kalkscholle.

Eine östliche Fortsetzung der ebenbesprochenen Arzbergkalke stellt der aus der Gegend ESE vom Roten Bühel über Loosbichl zum Feketerlehen in den untersten Abschnitt des Neuhausergrabens streichende weißliche bis hellgelblichgraue Kalk- und Mergelkalkzug dar [16]).

Als „roten Arzbergkalk" haben wir (1948, p. 177) in der Klippenzone — allerdings nur ganz gelegentlich — auftretende und dem Steinmühlkalk der Frankenfelser Decke ziemlich ähnliche Kalke bis Mergelkalke von wohl besond. Tithon- (eventuell aber auch Kimmeridge-)Alter bezeichnet, Kalke, von denen wir hier ein kleines mit den graugrünbunten Arzbergkalkschichten verbundenes und auf ein paar Meter Länge hin, unmittelbar am rechten Ybbsufer, zirka 50 m vom Wehr des Waidhofener Elektrizitätswerkes entblößt gewesenes Vorkommen (mit *Periphinctes sp.* und *Belemnites sp.)* erwähnen möchten (Trauth, 1948 l. c.), und ferner ein freilich bereits außerhalb unseres Kartebereiches gelegenes, doch wesentlich größeres, welches — mit Vilser-artigem Crinoidenkalk und grauem und weißem Jura- (wohl Arzberg-)Kalk verknüpft — im Erbstollen des Hinterholzer Bergbaues N von Ederlehen als eine Aufschuppungsklippe sichtbar gewesen ist (Petrascheck, 1926, p. 595—596, Abb. 187 und 188).

Recht seltene und räumlich sehr beschränkte Einschaltungen oder Hangendbegleiter der weißlichen bis hellbunten Arzbergkalke stellen die namentlich dem Tithon (respektive Obertithon) zugehörigen und von uns — zum Unterschied von den bereits neokomen (fleckenmergelartigen) „oberen" — als untere Arzberg-Mergel- und -Mergelschiefer" bezeichneten (Trauth, 1948, p. 170—173) rötlichen bis bräunlichen, grünlichen, bunten oder auch dunkel- bis hellgrauen und dabei gern feinsandig werdenden Lagen von solcher dünnschichtiger und schiefriger Gesteinsbeschaffenheit dar. Ihre Typuslokalität ist die zuerst von Neumayr (1886, p. 348) und dann von Jüssen (1890, p. 381 ff.) und Geyer (1909, p. 61 und 66) untersuchte Jura- und Neokom-Klippe (Neumayr'sche Klippe) am rechten Ybbsufer gegenüber dem Waidhofener Elektrizitätswerk und

[16]) Nächst dem Feketerlehen hat A. Legthaler, der ehemalige, hingeschiedene Fossiliensammler des Naturhistorischen Museums in Wien, die beiden von uns determinierten tithonischen Brachiopodenformen *Terebratula (Pygope) Euganeensis* Pict. und *T. (P.) cf. rectangularis* Pict. und eine kleine *Serpula sp.* aufgefunden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zwar ganz speziell das Ufergelände ca. 90—140 m NW-wärts vom Ybbs-Stauwehr des Elektrizitätswerkes entfernt. Diese relativ hellen, mittel- bis zum Teil grünlichgrauen und feinstsandigen Mergel und Mergelschiefer, welche einen *Perisphinctes* und mehrere für ihr tithones (bezüglich obertithones) Alter bezeichnende Aptychen und Belemniten *(Hibolites, Conobelus, Diploconus)* geliefert haben, werden dann hier gleich von den zumeist dunkleren und auch Hornsteinknollen und mehrere neokome Fossilarten zeigenden überlagert. Und ziemlich gleichartige, feinsandige und schmutzig-grünlich- bis gelblichgraue Mergel mit einem wohl auf älteres Tithon hindeutenden *Haploceras (Pseudolissoceras) rasile* (Opp.) *var. planiuscula* Zitt. haben sich ferner noch in Begleitung der hellen Arzbergkalke unweit des Roten Bühels gefunden (Trauth, 1948, p. 173).

Als ein nördlicher Ausläufer der oberjurassischen Mühlberg-Crinoidenkalke der Frankenfelser Decke (p. 96) in den pienidischen Raum hinein mögen die geringfügigen rosaroten und bunten, derartigen, den lichten typischen Arzbergkalken der Arzbergregion da und dort eingelagerten Gesteinslinsen und -putzen — wir wollen sie „Arzberg-Crinoidenkalke" heißen — anzusehen sein.

Die im Klippengebiet über den kimmeridgen und ältertithonen Ablagerungen zumeist folgenden und weitverbreiteten „tithonisch-neokomen Aptychenkalke weisen mit den im Bereiche der Frankenfelser Decke auftretenden eine derart weitgehende Übereinstimmung auf, daß das früher (p. 98) über die letzteren Gesagte, so ziemlich auch für die in der Klippenzone gilt, nur daß wir die relativ älteren und vorherrschend reinerkalkigen und weißlichen des tithonischen Alters hier statt „Oberalmer Schichten" nach ihrem schönen Vorkommen nächst Scheibbs „untere Blassenstein-Schichten" und die schon mehr mergeligen (Mergelkalke), und selbst mergelig-schiefrigen, hellgrauen bis lichtgelblichgrauen und der Berrias- und etwa auch noch der unteren Valendis-Stufe des Neokom entsprechenden anstatt „Schrambach-Schichten" (Bezeichnung ihrer kalkalpinen Äquivalente) da in der Klippenzone „obere Blassenstein-Schichten" geheißen haben.

Der Berrias-, zumal aber der Valendis- und Hauterive-Stufe haben wir dann die abgesehen von Aptychen besonders auch Ammoniten führenden Neokom-Mergel und -Fleckenmergel zuzuordnen, die wir zur Unterscheidung von den derartigen, gelegentlich in der Klippenzone erscheinenden Sedimenten tithonen Alters, unseren „unteren Arzbergmergelschiefern" (vgl. p. 107) und ferner zur Unterscheidung von den kalkalpinen Neokommergelschiefern — den relativ dunkelgrauen sandig-mergeligen „Roßfeldschichten", und den roten oder bunten „Anzenbach-Mergelschiefern" (diese S von Reichraming, vgl. Geyer, 1909, p. 66) — als „obere Arzbergschiefer" bezeichnet haben (Trauth, 1948, p. 171—173 und stratigr. Tabellen, Taf. I und II). Von solchen Vorkommen in der Waidhofener Region haben wir vor allem das unmittelbar auf die obertithonen „unteren Arzbergschiefer" folgende am rechten Ybbsufer gegenüber dem Waidhofener Elektrizitätswerk zu erwähnen (vgl. p. 107), nämlich fein- bis feinstsandige, schmutzigmittel- bis -dunkelgraue und grünlich-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

graue, relativ weiche Mergel und Mergelschiefer mit gelegentlich darin sichtbaren kleinen schwärzlichen oder bräunlichen Hornsteinknollen und mit einer Anzahl für die Unterkreise leitender Fossilien (der Gattungen *Pygope*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Hoplites*, *?Holcodiscus*, *Lamellaptychus* und *Belemites [Duvalia, Pseudobelus]*), ferner noch ein paar weniger markante Aufschlüsse N von Minichberg, WSW der Bahnstation Waidhofen, WNW des Roten Bühels und endlich wohl auch unterhalb der die Ybbs SW von Schütt übersetzenden Ybbsitzer Straßenbrücke (hier mit einem fragmentären *Desmoceras sp.*, vgl. Trauth, 1948, p. 173).

Wenn Paul (1898, p. 277; 1899, p. 283) einem ihm in einem anscheinend flyschartigen Sandstein am Südgehänge des Eckholzberges — das ist der mit der Kote 630 gipfelnde Höhenrücken zwischen den Gehöften Kl. Eck und Unterholz ca. 5½ km E von Waidhofen und ca. 2 km N von Steinmühl — geglückten Fund eines *Aptychus* als eine wichtige Stütze der von ihm vertretenen Ansicht wertete, daß ein großer Teil der Flyschgesteine unserer Klippenzone, also unseres „Klippenhüllflysches" mit den neokomen Aptychenkalken und -mergeln hier (das heißt mit unseren derartigen „Klippen") in richtiger stratigraphischer Wechsellagerung stände und demnach als ein ziemlich ausgedehnter „Neokomflysch" zu betrachten sei, so vermögen wir ebensowenig wie Geyer (1909, p. 68) dieser Meinung beizupflichten, sondern wollen an dem jüngeren hauptsächlich oberkreidischen Alter dieses Flysches — im Gegensatz zu den von ihm, sei es auch infolge der starken Gebirgspressungen, oft sozusagen konkordant umschlossenen älteren jurassischen oder neokomen Klippengesteinen — festhalten. Der von Paul am Eckholzberg angetroffene *Aptychus* entstammte offenbar nur einer relativ klastisch-terrigenen Entwicklung des Klippenneokoms, wie sie uns bereits aus dem Scheibbser Abschnitt der Klippenzone als „Scheibbsbach-Schichten bekannt geworden ist (Trauth, 1948, p. 170, Fußnote[35])).

Während Gault in der Waidhofener Klippenzone noch nicht festgestellt ist, haben wir ein typisches Cenoman-Vorkommen am Unterlauf des Hinterholzbaches ca. 700 m NNE von Steinmühl unmittelbar unter der durch ein (?Opponitzer) Rauhwackeband markierten Überschiebung der Frankenfelser Decke über die pienidische Zone beobachten können: einen grauen, sandigen, auch viele Grestener Kohlebrocken und außer *Orbitolina*-Näpfchen einige weißschalige Muschelreste und Ammonitenschalen *(Puzosia sp.*, *Turrilites sp.*, *Baculites sp.)* enthalten habenden Mergel und eine ihn an seiner Nordseite begleitende Konglomeratlage mit „exotischen" Geröllen (Quarzporphyr, Porphyrit, Granit, Quarzit), die sicherlich von einer weiter südlich gelegenen und jetzt unter den Kalkalpen verborgen liegenden „ultrapienidischen Schwelle" zugeliefert worden sind (Trauth, 1934, p. 7).

Der nun nächstjüngere und wohl dem Turon und Senon zugehörige oberkreidische „Klippenhüllflysch" besteht namentlich aus mittel- bis dunkelgrauen Kalksandsteinen, relativ grob- bis mittelkörnigen Sandsteinbänken mit Glimmerschüppchen, koh-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

liger Pflanzenspreu und hieroglyphenartigen Wülsten und ferner aus dunklen, feinsandigen Mergel- und Schiefertonen und — allerdings mehr zurücktretenden — blaugrauen, Chondriten zeigenden Mergeln, und nimmt faziell eine Art Mittelstellung zwischen der Oberkreide der eigentlichen (ultrahelvetischen) Flyschzone und dem Gosauflysch der Frankenfelser Decke ein. Als ein Anklingen an gewisse gelb- und buntscheckige, relativ feine Kalkbreccien an der Basis des Gosauflysches der Frankenfelser Decke (vgl. p. 99) hat Geyer (1907, p. 71; 1909, p. 72, 76, 84) einige derartige Bildungen im Klippenflyschterrain betrachtet, deren eine ein wenig SE des nördlich von Gstadt anstehenden Serpentins (vgl. p. 115) sichtbar gewesen ist. Bei einem anderen von ihm als solche gosauartige Breccie erwähnten Vorkommen, dem bei der Kote 636 nächst Ob.-Kranabet am Ostgehänge des Neuhausgrabens (Geyer, 1907, p. 71), dünkt uns hingegen eine Zugehörigkeit zu den ja auch zum Teil gelblich-brecciös entwickelten mitteljurassischen Neuhauser-Schichten nicht ausgeschlossen (vgl. p. 30, Fußnote). Gleich dem Klippenhüllflysch des Wiener Waldes („Seichtwasserkreide" K. Friedls) weist auch der der Waidhofener Region örtlich rote Ton- und Mergelschiefer-Lagen auf, und zwar anscheinend zumal an seiner Auflagerung auf die mesozoischen Klippensteine (Arzberggraben, Roter Bühel).

Einige Aufschlüsse eines feinkörnigen grünlichgrauen und eines sozusagen glasig-dichten, scharfsplitterig brechenden und dunkelgrünen Sandsteins — so NE von Ober-Raichen (N des Arzbergbaches), N von Machting und WNW von Ruderlehen im obersten Neuhausergraben — möchten wir für dem oberkreidischen Klippenhüllflysch eingefaltete Mulden von Glaukoniteozän halten. Nummulitenführende Konglomerat- und Breccienbildungen nach Art der bei Konradsheim auftretenden (Hartl, 1949) und grobkörnig-grünfleckige Nummulitensandsteine, wie sie bei Reinsberg *E* von Gresten in der Klippenzone gelegentlich vorkommen (Trauth, 1934, p. 8), haben wir im Waidhofener Gebiet nicht konstatieren können.

C. Vergleich der pienidischen und der kalkalpinen Schichtfolge

(Siehe bes. auch die stratigraphischen Tabellen in Trauth, 1921, p. 256—257 und in Trauth, 1948, Taf. I und Taf. II.)

Während wir seinerzeit (Trauth, 1921, p. 145; 1948, p. 158—160) unter der Vorstellung einer ziemlich weit auseinanderliegenden Beheimatung einerseits der als „südultrahelvetisch" betrachteten „pienidischen Klippenzone" nördlich des penninisch-unteralpinen (-grisoniden) Bereiches, also des sogenannten „Tauern"- und des „Wechsel-Semmeringfensters", und anderseits der „oberostalpinen Kalkalpen" (das heißt der Frankenfelser und höheren Decken) dagegen südlich des vorgenannten Fensterbereiches die Bedeutung der faziellen Unterschiede zwischen dem Klippen- und dem Kalkalpen-Mesozoikum, und zwar insbesondere dem Jura da und dort, wie wir heute zugeben wollen, sicherlich wesentlich überschätzt haben, glauben wir jetzt entschieden mehr Gewicht auf die vielfach wahrnehmbaren wechselseitigen Beziehun-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen, ja zum Teil vollen Übereinstimmungen der beiderlei Schichtfolgen legen zu müssen, die uns nun — im Gegensatz zu unserer früheren Ansicht — doch für eine schon ursprüngliche, von Kober schon seit jeher (1912 a, p. 371, 375—376; dann 1912 b, p. 72—77; ferner 1938, p. 103—105, 137; endlich 1947, p. 63—64) vertretene Nachbarschaft ihrer Heimaträume zu sprechen dünken und uns den deutlich litoralen bis neritischen Einschlag unserer Jurabildungen („subalpine Lias- und Jurafazies" Geyers, 1909, p. 59) einfach durch einen an der Nordseite der Kalkalpen zur Geltung gekommenen Küsten- oder Untiefesaum (eventuell auch Schwelle) erklären lassen.

In solchem Sinne seien nachstehend bei einem Vergleiche der Schichtserien unserer pienidischen Klippenzone und der ihr nächstbenachbarten kalkalpinen Frankenfelser Decke ihre Übereinstimmungen, respektive faziellen Differenzen aufgezeigt.

Was zunächst die Triasformation anlangt, so erkennen wir aus den in den litoralen, mitteljurassischen Neuhauser-Schichten enthaltenen Dolomitbrocken (p. 100) und auch aus größeren, durch die ev. liasische Eruption des Hinterholzer Porphyrites aus der Tiefe mitgebrachten Dolomitfragmenten (p. 100), daß damals — zur Lias- und Doggerzeit in der Klippenzone, wenn auch — infolge sonst weit fortgeschrittener Denudation — nur mehr örtlich ganz beschränkt der in der nahen Frankenfelser Decke dominierende Hauptdolomit noch vorhanden war. Und auch die uns in der letztgenannten Decke so geläufigen Kössener Schichten sind in der pienidischen Klippenzone, obzwar nicht in ihrem westniederösterreichischen Abschnitt, so doch in dem östlichen bei Wien (Ober-St. Veit, Lainzer Tiergarten) nachgewiesen.

Die in der Klippenzone herrschende Lias-Entwicklung, die der „Grestener Schichten", sehen wir in der Frankenfelser Decke allerdings nirgends durch die dafür so typischen basalen Arkosesandsteine und den schiefrig-tonigen und kohlenflözführenden Komplex vertreten, aber immerhin stellenweise durch feinere „grestenerartige" Sandsteine (so am Schnabelberg) und durch das den fossilhältigen „Grestener Kalken" ziemlich gut entsprechende Vorkommen eines dunklen, etwas mergeligen Kalkes mit *Gryphaea arcuata* Sow. bei Peistenau im Ybbstale (vgl. p. 93). Die da und dort in der Klippenzone als Begleiter der Grestener Schichten erscheinenden „Liasfleckenmergel" harmonieren faziell recht gut mit solchen der Kalkalpen (Frankenfelser Decke).

Während der Dogger-Zeit weicht die fazielle Ausbildung der beiden Regionen — der Frankenfelser- und der Klippenzone — entschieden stärker voneinander ab als während des Lias. Denn von den zwei prävalierenden Mitteljurafazies der Frankenfelser Decke — der Crinoidenkalk- und der Hornstein-Kieselkalkentwicklung — vermögen wir bloß ganz geringfügige Repräsentanten auch in der Klippenzone zu erwähnen: eine dem bathonischen Weißenhaus- oder dem callovischen Vilserkalk der Kalkalpen äquivalente, den kalkigmergeligen, ammonitenreichen „Zeller Schichten" (subalpinen Klausschichten) bei Zell nächst Waidhofen eingelagerte rote Crinoidenkalkbank („Zeller Crinoidenkalk", vgl. p. 105), und einen analogen Vilser-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

artigen Crinoidenkalk im Hinterholzer Erbstollen (N von Ederlehen, vgl. p. 105), und dann einen besonders dem Bathonien und eventuell noch dem Unter-Callovien entsprechenden hellrötlichgrauen Kiesel- und Hornsteinkalk in Ober-St. Veit (Wien XIII, vgl. Trauth, 1921, p. 174 und 1928 a, p. 67—70). Und anderseits sind von den in der Klippenzone vorherrschenden grauen, mergeligen Doggerschichten bloß ganz vereinzelte Ausläufer auch in der Frankenfelser Decke zu bemerken, ein zum Teil feinstsandiger Aalénienmergel mit mehreren *Phylloceras*- und *Harpoceras*-Arten im Höllgraben SSE von Ederlehen (W von Ybbsitz und also bereits außerhalb unseres Kartenareals, vgl. Trauth, 1921, p. 160—161) und ferner vielleicht noch (falls es sich dabei nicht etwa um ein Vorkommen in der Klippenzone selber handelt) ein feinstsandig-aschgrauer *Posidonia alpina*-Mergel mit einer Reihe Ammoniten des Bajocien und Bathonien (Dogger δ—ε; vgl. Trauth, 1921, p. 179—186).

Wenden wir uns nunmehr dem Malm zu, so ist es wohl kein Zufall, wenn die zwei besonders ansehnliche Faunen (etwas Oxford, namentlich aber Kimmeridge-Tithon) mit nicht wenigen gemeinsamen Arten geliefert habenden Ammonitenkalke der beiden Regionen — die hauptsächlich roten „Steinmühlkalke" des Arracher Steinbruchs bei Steinmühl in der Frankenfelser Decke und die vorwaltend weißlichen bis hellgrauen und untergeordnet auch lichtbunten pienidischen „Arzbergkalke" der Arzberggrabengegend SE von Waidhofen — kaum 3½ km weit auseinander und demnach in einer bemerkenswerten Nachbarschaft liegen [17]). Dazu kommt noch der Umstand, daß das Vorkommen von sogenanntem „roten Arzbergkalk" etwas NW des Waidhofener Elektrizitätswerkes und ein ebensolches, doch auch mit weißen und hellgrauen Kalkschichten verknüpftes, das eines etwas mergeligen Klippenkalkes im Hinterholzer Erbstollen N von Ederlehen auch lithologisch bestens mit dem kalkalpinen Steinmühlkalk harmoniert (vgl. p. 107 und 1948, p. 177).

Hingegen erweist sich die SE von Waidhofen auftretende oberjurassische Crinoidenkalkfazies der Frankenfelser Decke, die des „Mühlbergkalkes", in der Klippenzone bloß durch überaus geringfügige linsen- und putzenförmige Einlagerungen („Arzberger Crinoidenkalk") im ammonitenhältigen Arzbergkalk der Klippenzone repräsentiert (1948, p. 178 und 205), und anderseits die in der letztgenannten Zone (freilich nicht in der Waidhofener Region, indessen westlich davon) bei Konradsheim und bei Scheibbs so markante Entwicklung der brecciös-konglomeratischen Oberjurakalke („Konradsheimer Kalke") innerhalb der Frankenfelser

[17]) Welche natürlich ursprünglich — vor der wohl posteozänen Aufschiebung der Frankenfelser Decke auf die pienidische Klippenzone — eine doch entsprechend weniger enge gewesen ist. Daß die Ablagerung der Steinmühlkalke in einem schon tieferen Meeresraume als die der Arzbergkalke erfolgte, geht auch aus der Steinkernerhaltung ihrer Ammoniten gegenüber deren häufigen Schalenerhaltung in den Arzbergkalken hervor (vergl. Trauth, 1948, p. 175 und 184) und ferner aus dem Fehlen von feinsandigen, einen Flachmeercharakter aufweisenden Mergeleinlagerungen darin, wie wir sie hingegen anderseits in den oberjurassischen Arzbergkalken als „untere Arzberg-Mergel und -Mergelschiefer" (vergl. p. 107 und Trauth, 1948, p. 170 ff.) kennengelernt haben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Decke durch eine unweit von Obergrasberg (S von Waidhofen) aufgeschlossen gewesene und faziell analoge Kalkbank („kalkige Hinterriß-Breccie", vgl. p. 97 und ferner 1948, p. 166 und 192).

Weitgehende Übereinstimmung zwischen der Frankenfelser Decke und der Klippenzone besteht wieder hinsichtlich der stellenweise auch von radiolaritischen Hornsteinkalken begleiteten und nicht selten schwärzliche und graue Hornsteinknauern und -schnüre enthaltenden, weißlichen bis hellgrauen, tithonisch-neokomen Aptychenkalke und -mergel, respektive Mergelkalke — entsprechend den besonders tithonen „Oberalm"- und den unterneokomen (Berrias-Valendis) „Schrambach-Schichten" des Kalkalpengebietes und den tithonen „unteren" und den unterneokomen (auch Berrias-Valendis) „oberen Blassensteinschichten" der pienidischen Zone (vgl. Trauth, 1948, p. 162 ff und 184 ff. samt Tafel I und II). Die oberwähnten radiolaritischen Hornsteinkalke und typischen Radiolarite dieser Fazies, denen — zusammen mit den im pienidisch-kalkalpinen Grenzbereich vorkommenden grünen, basischen Eruptivgesteinen — Kober (1938, p. 103—105; 1947, p. 63—64) eine ganz besondere Bedeutung für den Erweis der zu den Kalkalpen schon ursprünglich nachbarlichen, sozusagen deren Stirn entsprechenden Position der Klippenzone beimißt, treten in der Waidhofener Region allerdings viel weniger hervor als etwa im östlichsten Abschnitte unserer Pieniden bei Wien („Rotenbergschichten" von Ober-St. Veit, Lainzer Tiergarten und Antonshöhe, vgl. Trauth, 1948, p. 163), und in der sich dann unmittelbar südlich anschließenden Kalkalpendecke.

Nicht zu übersehen sind fernerhin die habituellen Ähnlichkeiten zwischen den außer Aptychen auch Ammoniten führenden Neokommergeln bis -mergelschiefern (besonders Valendis-Hauterive-Stufe) der beiderlei Regionen, der bunten oder grauen feinstsandigen „oberen Arzberg-Mergelschiefer" der pienidischen Klippe gegenüber dem Waidhofener Elektrizitätswerk (p. 108 und Trauth, 1948, p. 171—173) und der grauen „Roßfeld"- und roten bis bunten „Anzenbach-Mergelschiefer" in den voralpinen Kalkalpen (p. 98 und Trauth, 1948, Tafel II).

Die dann fernerhin während der Oberkreidezeit bestehenden faziellen Beziehungen und Ablagerungsähnlichkeiten des kalkalpinen und des pienidischen Areals sind uns auch früher schon unter der — jetzt zugunsten bereits ursprünglicher Nachbarschaft der beiden Räume aufgegeben — Annahme einer postneokomen Herförderung unserer Kalkalpen von weiterher aus dem Süden (von jenseits eines „Wechsel-Fensters") wohlbegreiflich erschienen, da sich demgemäß damals zu Oberkreidebeginn die Frankenfelser Decke der parautochthonen Klippenzone stark genähert hätte, die erstere damals noch etwas südlich, die letztere nördlich der ultrapienidischen Schwelle gelegen (Trauth, 1928 b, p. 297 mit Fußnote [4]; 1934, p. 7—8). Von dieser aus sind ganz gleichartige „exotische" Gerölle (Granit, Quarzporphyrit, Serpentin, Gangquarz, Permquarzit usw.) an die in ihrem mergeligen Bindemittel auch *Orbitolina* enthaltenden beiderseitigen Cenoman-Konglomerate geliefert worden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der oberkreidische und faziell weitgehend der „Seichtwasserkreide" der Klippenzone bei Wien entsprechende „Klippenhüllflysch" des westlicheren Niederösterreichs erweist sich, zumal er stellenweise — zwar nicht in der Waidhofener Gegend, aber doch in der von Reinsberg (E von Gresten) — auch gleich der eigentlichen (ultrahelvetischen) Flyschzone relativ helle Kalksandsteine und Fucoiden- und Helminthoiden-Mergel zeigt (Trauth, 1934, p. 8), als ein richtiges Bindeglied zwischen eben dieser Flyschzone und dem ja auch durch Seichtmeercharakter gekennzeichneten „Gosauflysch" der Frankenfelser Decke (Leuchs, 1947, p. 171).

Eozänbildungen, wie sie bisher mancherorts in der Klippenzone festgestellt werden konnten (so grünlich-kieselige Glaukonitsandsteine W von Waidhofen, das Konglomerat bei Haid ENE von Konradsheim mit seinen zum Teil riesigen Granitblöcken [Hartl, 1949] und sandige Nummulitenkalke NE von Reinsberg [Trauth, 1934, p. 8]), sind im Bereich der nachbarlichen Frankenfelser Decke bislang allerdings nirgends beobachtet worden.

D. Flyschzone (Ultrahelvet).

In der unserer pienidischen Klippenzone (Klippen und Klippenhüllflysch) gegen N hin vorgelagerten und als Ultrahelvet anzusprechenden eigentlichen „Flyschzone" dominiert, wie schon Geyer (1909, p. 74—75 und 1911, p. 49—51) festgestellt hat, entschieden eine mit dem Inoceramen-Oberkreide-Flysch des Wienerwaldes bestens übereinstimmende Gesteinsserie, die eine vielfältigste Wechsellagerung von festen, hell- bis mittelgrauen (blaugrauen), kalkigzementierten Sandsteinen (Kalksandsteinen) mit ähnlichgefärbten, weicheren, dünnschichtigen Kalkmergel-, Mergel- und Mergelschiefer-Lagen darbietet, wobei die Schichtflächen, und zwar besonders die der Kalksandsteine häufig einen Überzug von Glimmerschüppchen und kohliger Pflanzenspreu und Fließwülste zeigen, während die Mergel- und Mergelschiefer namentlich Wurmkriechspuren — die sozusagen algen-ähnlichen Chondriten (*Chondrites furcatus* Brong. und *Ch. intricatus* Brong.) und die mäandrisch gewundenen Helminthoideen — und gelegentlich gleichwie die Kalksandsteine Inoceramen-Fragmentchen aufweisen.

Einen Nachweis des Vorhandenseins eines „Neokomflysches" im Sinne Pauls (1898, 1899) zu erbringen, ist mir in unserem Voralpengebiete hier ebensowenig wie Geyer (1909, p. 40, 50) gelungen.

Daß im Oberkreideflysch — wohl zumal an seiner Hangendgrenze (gegen das Eozän) — auch rote Schiefertone erscheinen können, haben wir NE von Raidlwies und S des Urltales (am Ostrande unseres Kartebereiches) konstatiert.

Der die Inoceramenkreide überlagernde und ihr konkordant in Mulden eingelagerte Eozänflysch wird gleich wie in der Flyschzone N von Ybbsitz (Trauth, 1928 b, p. 300) und in der des Wienerwaldes vornehmlich von grauen bis grünlichgrauen und teilweise relativ dunkelgrünen glaukonitischen Sandsteinen (Glaukoniteozän) repräsentiert, welche bei typischer Ausbildung feinkörnig oder sogar beinahe glasig und splittrig brechend erscheinen und

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

anderseits bei mehr untypischer Ausbildung als kaum oder schwach-glaukonitisch und zum Teil überdies etwas kalkig (gewissermaßen „indifferente", etwas glimmerige Sandsteine und Kalksandsteine, so in dem den Südsaum der Flysch- gegen die Klippenzone bildenden Muldenzug Krautberg—Waidhofen—Lürgl).

Was nun die Lagerung unserer Flyschzone betrifft, so zeigt sie, mögen uns auch örtlich variierende Fallwinkel Faltungen geringeren Ausmaßes verraten, doch im großen und ganzen eine relativ starke Südneigung, der offenbar auch eine recht steile und kurze nordvergente Aufschiebung der pienidischen Klippenzone auf sie entspricht, eine Tektonik, die wir durch unsere Profilzeichnung (p. 122) zu veranschaulichen versucht haben.

E. Quartär-Ablagerungen.

Als bescheidene Überreste einer früher jedenfalls viel weiter ausgebreiteten Talschotter-Ausfüllung aus der mittleren (Riss-) Diluvialzeit erscheinen gut verfestigte Hochterrassen-Schotter mit kalkalpinem Geschiebematerial an den Ybbstal-Gehängen und zwar als ein noch relativ ausgedehnt erhaltenes Vorkommen am linken Talhang über dem Bahnhof von Waidhofen (Geyer, 1911, p. 54) und ferner in zwei ganz geringfügigen, kaum bemerkbaren Aufschlüssen, der eine im Bereich der Posidonien-Doggermergel ein wenig oberhalb des Nordfußes des Fuchsbühels S von Waidhofen gelegen und der andere dem Hauptdolomit ca. 300 m SE-wärts der „Schütt" (ESE Gstadt) aufruhend.

Hingegen säumen die schwächer zementierten jungdiluvial- (Würm-) zeitlichen Niederterrassen-Schotter in weiter Ausdehnung den sich tief darein eingeschnitten habenden Ybbs-Fluß an beiden Uferseiten auf der ganzen Talstrecke Schütt—Gstadt—Waidhofen (Geyer, 1911, p. 55) und haben hier mit ihrer ebenen Oberfläche als die Hauptträger der Verkehrswege und des Feldbaues natürlich größte wirtschaftliche Bedeutung.

Schließlich sind noch die jüngsten, dem Alluvium zugehörigen Ablagerungen unseres Voralpenterrains zu erwähnen: die wie das Bett der Ybbs so auch die Böden ihrer Seitentäler hier — besonders die des Kleinen Ybbs-(Ybbsitzer-), des Waidhofen- und des Url-Baches — bedeckenden Schotter und der Verwitterungs- und Gekrieche-Schutt an den Berglehnen.

III. Betrachtungen über den Serpentin bei Gstadt und einige andere Eruptivgesteinsvorkommen des Voralpenbereiches.

Der nördlich von Gstadt am tieferen rechtsseitigen Ybbs-Talgehänge etwas SE des Gehöftes Loosbichl zutage tretende, bereits Ami Boué (1830) bekannt gewesene und dann von Geyer (1909, p. 84—85; 1911, p. 58) näher beschriebene Serpentinstock hebt sich in seiner nicht unbeträchtlichen Größe — mit einer Länge von ca. 300 m und einer maximalen Breite von ca. 130 m — durch seinen dürftigeren Vegetationswuchs ziemlich deutlich von seiner unmittelbaren Umgebung ab. Diese besteht gegen W, N und E aus Arkose-Sandsteinen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Grestener Schichten, die dem Serpentin hier aufgelagert erscheinen und so seine Zugehörigkeit zur pienidischen Klippenzone klar bekunden, und gegen S hin aus dem offenbar oberkreidischen Klippenhüllflysch.

Ist das mattgraugrüne Serpentingestein auch schon recht weitgehend zersetzt — noch mehr als ein paar kleinere, ihm aber ansonsten petrographisch bestens entsprechende und in der Klippenzone ähnlich situierte Serpentinfelsen und -blöcke des Pechgrabengebietes (besonders S des Feichtbichlerhäusls und seiner Umgebung, vergl. Lögters, 1937 b, p. 402 und Solomonica, 1933, p. 208—209) —, so hat es sich immerhin bei der von Th. Ohnesorge durchgeführten Dünnschliff-Untersuchung durch die gut wahrnehmbare Maschenstruktur unzweifelhaft als ein umgewandelter Peridotit erwiesen.

Obwohl uns die vorerwähnten, den Serpentinstock auf drei Seiten ummantelnden Grestener Arkosen, wie bei ihrer mineralogischen Zusammensetzung ja kaum zu verwundern, keine irgend sichere Andeutung eines Eruptivkontaktes haben bemerken lassen, so möchten wir doch ein Eindringen des einstigen Peridotitmagmas in die tiefliasischen Grestener Schichten, diese im wesentlichen relativ ältesten Ablagerungen der Waidhofener Klippenzone, für überaus wahrscheinlich halten, dies um so mehr, als in dem gegen ENE hin nahen Hinterholzer Bergbau ein ganz ähnlicher und im Jahre 1910 in 7—10 m Breite durchfahrener Serpentin ein 4 m von ihm entfernt gewesenes Steinkohlenflöz durch die Hitzewirkung zu einem Anthrazit veredelt gezeigt hat. Bekundet sich so der Serpentin (resp. sein ursprüngliches Peridotitmagma) als jünger denn Unterlias, so läßt sich anderseits aus dem Erscheinen seiner Abtragunsprodukte (eckiger bis rundlicher Serpentinbröckchen oder feinen, dunkelgrünen Serpentinschlamms) in den Klippenkalken des Mitteldogger („Zeller Schichten") und des Malm („Arzbergkalke" der Gemeinde Zell-Arzberg) ein späterliasisches bis frühmitteljurassisches Alter der Eruption erschließen (Trauth, 1928 b, p. 296 mit Fußnote [5]).

Noch jünger ist natürlich die auch Brocken des Serpentins zusammen mit dominierenden roten und gelblichen Jurakalken einschließende und von grobspätigen, weißen Kalzitadern durchschwärmte Kalkbreccie, welche Geyer (1909, p. 84; 1911, p. 58) etwas SE des Serpentinstockes und nahe der Ybbs im Bereiche des Klippenhüllflysches beobachtet und als eine gosauähnliche Basalbildung desselben gedeutet hat.

Wenn Lögters (1937 a, p. 102—104, 113—114 und 1937 b, p. 384, 402—403, 412 samt geolog. Karte) die in der Pechgraben-Region unweit S des Feichtbichlerhäusls genau an der Grenze seiner kalkalpinen Cenomanklippenzone (= Frankenfelser Decke) und seiner Flyschklippenzone (= pienidische Klippenzone) ausstreichende Aufschuppung, die auch die nahebei von Solomonica (1933, p. 208 bis 209) entdeckten kleineren Serpentin-Scherlingsblöcke und einen außer Serpentin auch Diabasporphyr, Melaphyr und Granit enthaltenden Konglomeratblock zutage gebracht hat, für eine eigene Baueinheit gegenüber ihren beiden Nachbarzonen und zwar für ein

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Äquivalent der im Allgäu und unter dem Rhätikon auftretenden „Aroser Schuppenzone" (= „rhätischen Decke" Steinmanns = „Simmen-Decke" p. p. der Schweizer Geologen) halten und solches auch hinsichtlich des Serpentinvorkommens bei Gstadt annehmen möchte, so wollen wir ihm dabei nicht folgen. Denn wie wir letzteres mit seiner Grestener-Arkose-Bedeckung mit vollster Gewißheit der dortigen pienidischen Klippenzone zuzurechnen haben, so ist wohl auch für den angeblichen „Aroser" Aufschuppungsstreifen des Pechgrabens ziemlich ungezwungen eine Zuweisung zur pienidischen Zone, oder, wie es Del-Negro (1940, p. 19 [226]) erwogen hat, eventuell eine Herleitung aus dem ultrapienidischen (rumunischen) Schwellenbereiche vertretbar.

Weitgehend groß ist auch die habituelle Ähnlichkeit unseres Serpentins mit dem von H. P. Cornelius und M. Cornelius-Furlani (1927) erörterten und von einem vorwaltend weißlichen (stellenweise durch Serpentinsubstanz graugrün bis grün verfärbten) wohl tithonen Oberjurakalk[18]) begleiteten Serpentinvorkommen bei Kilb in Niederösterreich, das vielleicht — so möchten wir denken — etwa gleichen Alters wie der Serpentin bei Gstadt ist, aber wahrscheinlich einen durch die alttertiäre Gebirgsbildung aus der Tiefe der ultrahelvetischen (eigentlichen) Flyschzone emporgepreßten Scherling darstellt (vgl. Trauth, 1936, p. 495).

Ganz wesentlich jünger als der Eruptionsherd, dem die eben besprochenen Serpentine (ehem. Peridotite) der westniederösterreichischen Flysch- und Klippenzone entstammten, ist jedenfalls der Magmabereich, welcher die verschiedenen basischen Feuerflußgesteine am Ostalpenrande nachbarlich des Wiener Beckens geliefert hat, die im Klippengebiete von Ober-St.-Veit und in der Seichtwasser-Oberkreide (Klippenhüllflysch) und auch im ultrahelvetischen Flysch (SW Mauer) der Wiener Umgebung zumeist gangförmig und ferner gelegentlich des Baues des Hochbehälters der Wiener Hochquellenleitung am Rande des Lainzer Tiergartens nächst Lainz in den Jahren 1934—1937 als jungtertiäres, zum Teil größtdimensioniertes Blockwerk angetroffen worden sind — einzelne stark pseudomorphosierte Wehrlit-((Diallag-) peridotit- und Gabbro-Vertreter, vor allem aber atlantische Ergußgesteine und Tuffe (daneben Tuffite) pikritischer und basaltischer Art (Köhler und Marchet, 1939). Wie in der ebenzitierten Veröffentlichung (1939, p. 138) — in Zusammenfassung des gesamten über all diese Wienerwald-Eruptiva vorliegenden Beobachtungsmaterials — hervorgehoben erscheint, wird man ihre Förderung am besten in die Zeit vom Alttertiär bis zum Altmiozän verlegen können. Der in der Tiefe verborgen gelegene Magmaherd dürfte sich von der Einwurzelung der Klippenzone bei der Antonshöhe nächst Mauer bis in den von dem Klippenmesozoicum und dessen Seichtwasserkreide überschobenen Flyschraum in der Steinhofgegend (Wien XIII) erstreckt haben (vgl. dazu auch p. 128, Fußnote).

---

[18]) Vergl. Trauth, 1948, p. 155.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

IV. Kennzeichnung der Tektonik des Waidhofener Voralpengebietes mit Bemerkungen über die seiner östlichen und westlichen Fortsetzung.

(Vergl. das Profil, p. 122.)

Wenn wir bei der Erörterung der tektonischen Verhältnisse des Waidhofener Voralpengebietes mit der nördlichsten und relativ tiefsten Baueinheit, der ultrahelvetischen Flyschzone, beginnen, so erweist sich dieselbe — abgesehen von ihrer internen, die Kreide- und Eozänschichten in relativ mäßige Wellungen gelegt habenden Faltung — von der ihr infolge der posteozänen alpinen Gebirgsbildung N-wärts angepreßten pienidischen Klippenzone offenbar nur ganz wenig an einer recht stark geneigten Bahn überschoben, wohl noch steiler als in der gegen Osten hin sich anschließenden Ybbsitzer Voralpenregion (vgl. Trauth, 1921, Prof.-Taf. III [I] und 1928 b, Geol. Profil), geschweige denn im östlichen Wienerwald, wo wir ja die etwa mit dem Antonshöhezug (W von Mauer) sozusagen unter den Kalkalpen (Kieselkalkserie = Frankenfelser Decke) eingewurzelte Klippenzone von Ober-St.-Veit und des Lainzer Tiergartens ca. 2—2½ km weit der Flyschzone (Schöpfl-Decke) aufgeschoben beobachten.

Uns nun der Tektonik der — bekanntlich nach ihrer Fortsetzung in den Karpathen die „pienidische" geheißenen — Klippenzone unserer Voralpen zuwendend, möchten wir zunächst bemerken, daß wir sie mit ihren weitgehend Litoral- bis Sublitoralcharakter zeigenden und auf oder nahe einem kristallinen (besonders granitischen) Untergrunddrücken (eben dem „pienidischen")[19]) abgelagerten Juraschichten, wie wir in unseren früheren einschlägigen Veröffentlichungen (vgl. besonders Trauth, 1921, p. 105—146; ferner 1928 b, p. 300; 1936, p. 496—499; 1948, p. 158—162) wiederholt und eingehend auseinandergesetzt haben, gleich den karpathischen Pieniden für eine in unmittelbarer Südnachbarschaft zur ultrahelvetischen (respektive beskidischen) Flyschzone sedimentierte (und also sozusagen „südultrahelvetische") Baueinheit halten — in gutem Einklang mit Petrascheck (1926), Tercier (1936), Del-Negro (1940, 1941), Götzinger (1944) und noch anderen Fachgenossen, jedoch im Gegensatz zu Kober, der sich unsere Klippenzone und sogar noch die innerhalb der Flyschzone auftretende „Hauptklippen"- oder „Schöpflklippenzone" Götzingers (1944) als unterste (eventuell noch unterostalpine) Deckenlamelle oder auch als Stirnteile der Kalkvoralpen vor der Oberkreidezeit nordwärts an den Ablagerungsraum des Flysches heran — respektive dann später in der Oberkreide- und Eozänzeit in den Flyschraum hinein — und darübergeschoben und dabei mit ihren Trümmern (Klippen) auch eingeschüttet, einsedimentiert und mit dem Flysch verfaltet denkt, so daß ihm unsere pienidische Klippenzone (und zudem auch die des oberwähnten Schöpflklippenzuges) gewissermaßen als eine „ostalpin-ultra-

[19]) „Zone des Buchdenkmal-Granits" bei R. Brinkmann, K. Grundlach usw. (1937, p. 446) und S von deren „Cetischem Rücken" gelegen, als welchen sie den Flyschzone-Untergrund bezeichnen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

helvetische Mischungszone" erscheint (Kober, 1926, p. 60; besonders 1938, p. 103—106 und 137; 1947, p. 63—64 und 68).

Die größere Starrheit der einem kristallinen Untergrund aufruhenden und des wesentlichen dem Lias bis Neokom zugehörigen Klippengesteine — ihren zumeist weicheren und plastischeren Hüllsedimenten (Cenoman und oberkreidischem bis eozänem Klippenhüllflysch) gegenüber — ist offensichtlich der Grund dafür, daß die ersteren bei der kräftigen Zusammendrückung und Stauung des pienidischen Klippenzoneraumes zwischen den in der postoberkretazischen und posteozänen Gebirgsbildungsphase nordwärts herandrängenden Kalkalpen und der ultrahelvetischen Flyschzone als zahlreiche enge Auffaltungen und als weiters daraus hervorgegangene und im einzelnen oft recht unregelmäßige und steile Schuppungen emporgepreßt wurden und stellenweise ihre jüngere Auflagerung durchrissen („durchspießten"); dies sind also die in ihrer jüngeren „Klippenflysch"-Umhüllung steckenden „pienidischen Klippen" (Trauth, 1908; 1928 b, p. 300, Prof.-Taf.).

Das heftige nordvergente Andrängen der Kalkalpen gegen unsere pienidische Klippenzone hat in nacheozäner Zeit letztlich noch zu einer weitgehenden (im N von Ybbsitz bis zur Urlbachregion gereicht und also hier von dem geschlossenen Ausstrich der Frankenfelser Decke [S von Ybbsitz] aus gerechnet mindestens 4 km betragen habenden) Vorförderung dieser untersten Kalkvoralpendecke (Oberostalpin) über die ganze Breite der pienidischen Klippenzone hier[20]) (bis hart an die Südgrenze der ultrahelvetischen Flyschzone) (Urltal) geführt, eine Überdeckung, die uns nach ihrer späteren erosiven Auflösung immerhin — und zwar gerade da zwischen Ybbsitzer- (Klein Ybbs-) und Urltal von Steinmühl (E Gstadt) an bis in die Gegend von Sonnleiten (ca. 6 km ENE von Ybbsitz) nahe dem Urlbachursprung hin — zahlreiche typisch die „Frankenfelser" Gesteinserie (Hauptdolomit bis konglomeratisches Cenoman) darbietende und hiedurch von den dem Untergrund entstammenden „pienidischen Aufpressungsklippen" bei deren Trias-Ermangeln und dem vorherrschend küstennahen („subalpinen") Charakter ihres Jura recht deutlich verschiedene „Deckschollenklippen" hinterlassen hat (Trauth, 1921, p. 145, 225 und Profiltafel III [I] und Karte Taf. IV [II]; ferner 1928 b, p. 301 samt Profil und Karte).

Die wie auf der großen „Frankenfelser Deckschollenklippe" von Mitter- und Nieder-Riegl (ca. 3 km NW Ybbsitz) selber so auch auf dem sie rings (unterlagernd) umgebenden Klippenflyschterrain, ferner analog auf dem Klippenflysch nahe den Hubberg- (Reithbauernmauer-) Deckenschollenklippen etwa 200 m SSW vom Gehöfte Hub (ca. 1½ km NNE Ybbsitz) und endlich

[20]) Daß die Weite der Überschiebung der Frankenfelser Decke über die Klippenzone durch die nacheozäne Gebirgsbildung in den westniederösterreichischen Voralpen aber eine noch bedeutendere gewesen, geht wohl deutlich daraus hervor, daß nach Beobachtungen in dem weiter östlich gelegenen Erlauftale zwischen Scheibbs und Neubruck eine recht beträchtliche Erstreckung der Klippenzone südwärts unter die kalkalpine Frankenfelser Decke hinein zu konstatieren ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stellenweise in der Talfurche des Urlbaches, und zwar zum Teil ganz unmittelbar an dem Bache (vgl. Trauth, 1928 b, p. 287 mit Fußnote [2]—[4] und p. 300) [21]) zahlreich ausgestreut herumliegenden und offenbar aus einst nahebei vorhandenen, sandig-mergeligen und Konglomeratbänke enthalten habenden Ablagerungen, wie wir sie übrigens am Urlbach da und dort noch beobachten können (vgl. p. 62, Fußnote), herausgewitterten „exotischen Gerölle, die wir seinerzeit zum Teil dem Eozän der Flyschzone (Trauth, 1928 b, p. 300) und dem Oberkreide-Eozän-(Klippenhülle-)flysch der pienidischen Klippenzone (1928 b, p. 287), zurechneten, respektive dann als Elemente dieser Klippenzone den Cenoman-(Gosauflysch-)Geröllen der Frankenfelser Decke artlich und zeitlich gleichsetzten (1934, p. 6), betrachten wir nunmehr — anknüpfend an Del-Negro 1940, p. 15 (222) und besonders p. 26 (233), Abb. 7 — heute hauptsächlich als eben dem Cenoman dieser Frankenfelser Decke zugehörig, das, soweit es nicht mehr deren Trias-, Jura- und Neokom-Schichten trangressiv aufgelagert erscheint, bei der posteozänen Vorschiebung der Decke örtlich auch (sozusagen wie ein Liegendschenkel) unter dieselbe hinabgeschleift worden und so unmittelbar auf den pienidischen Klippenhüllflysch zu liegen gekommen sein mag, eine Vorstellung, der wir auch in unserer Profilzeichnung (bei der in Punktlinien gehaltenen Rekonstruktion des die pienidische Klippenzone überfahrenden nördlichsten [gewissermaßen Stirn-] Teiles der Frankenfelser Decke) Ausdruck gegeben haben.

Immerhin dürften doch einzelne solcher durch exotische Geröllführung ausgezeichneter, mergelig-konglomeratischer Bildungen unserer pienidischen Klippenzone zuzuweisen sein, so vor allem das im Bett des unteren Hinterholzbaches ca. $^1/_2$ km NNE von Steinmühl unmittelbar unter dem Nordrand der großen dortigen Frankenfelser Deckenscholle aufgeschlossene Vorkommen, nachdem es ja neben den Schalen einiger typischen Cenomanfossilien auch Brocken von Hinterholzer (Grestener) Liaskohle enthalten hat (Trauth, 1928 b, p. 299, Fußnote [1]] und 1934, p. 7).

In ziemlich analoger Weise lassen sich wohl auch am besten, wie namentlich aus Del-Negros interessanten Darlegungen (besonders 1940, p. 4 [211]—19 [226] und 26 [233]—27 [234]; ferner 1941 p. 35—36) hervorgeht, die baulichen Verhältnisse in der Pechgraben-Region N von Groß-Raming a. d. Enns verstehen, wo die da von Lögters (1937 a und 1937 b) als „Flyschklippenzone" bezeichnete und nach ihrer Zusammensetzung (Buch-Denkmal-Granit mit auf-

[21]) Insbesondere nahe der Dom-(Tann-)mühl SE von St. Egydi; dann N von Höttlehen; ferner ganz am Urlbach ENE von Sollbach und SSW von Hirn; und schließlich — und zwar auch unmittelbar am Urlbach — mit fast 1 km W—E-Erstreckung in der Gegend NW und N von Zulehen und S von Urnbach (ca. $4^1/_2$ km NE von Ybbsitz). Wir haben diese durch zahlreiche, meist schön abgerollte und zum Teil sehr große „exotische" Gerölle (Granit, Quarzporphyr, Porphyrit, Serpentin, Qurzit, gelegentlich auch Arkosesandstein), welche oft deutlich in grauen tonig-sandigen Mergelschiefern liegen, ausgezeichneten Vorkommen ursprünglich (1928 b, p. 300, samt Geolog. Karte und Profil) dem Eozän der Flyschzone und dann später (1934, p. 7) dem oberkreidischen „pienidischen" Klippenhüllflysch zugewiesen, anstatt, wie es wohl zutreffend ist, dem Cenoman der Frankenfelser Deckschollen-Serie.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

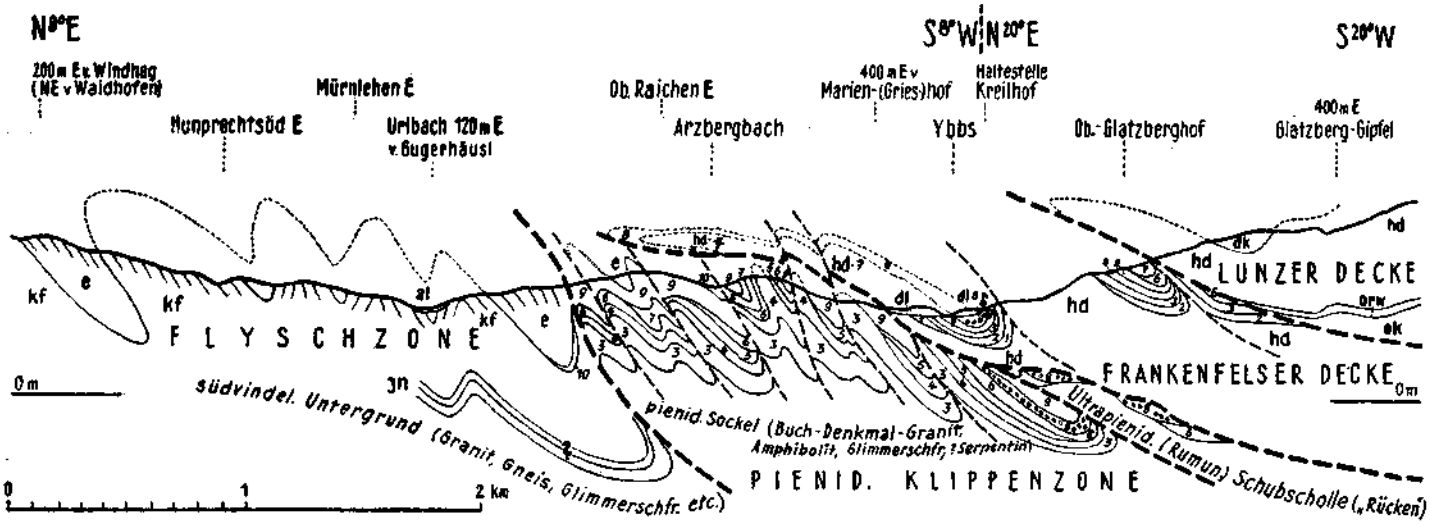
lagernden Grestener- und auch jüngeren „subalpinen" Juraschichten) völlig unserer „pienidischen Klippenzone" entsprechende Baueinheit von der sich südwärts anschließenden und durch echt kalkalpines Mesozoikum und Cenoman mit reichlichen exotischen Geröllen (besonders Porphyren, Glimmerschiefern, Quarziten und auch Graniten) gekennzeichneten „Cenomanklippenzone" Lögters', dem Homologen unseres zumal N von Ybbsitz erschlossenen „Frankenfelser Deckenschollenklippen"-Komplexes, nordvergent, wenn auch hier mit anscheinend nur mäßiger Schubweite, überfahren wird. Diese unsere Ansicht, daß die Klippen der „Cenomanklippenzone" Lögters' in der Pechgrabenregion nicht so, wie es Lögters (1937 b, p. 383 und 411) und ferner Del-Negro (1940, p. 16 [233] und 1941, p. 36) auch hinsichtlich unserer kalkalpinen (Frankenfelser) Klippen nördlich von Ybbsitz dachten, ihre Oberkreidehülle durchspießende Aufbrüche der ältermesozoischen Schichten seien, sondern des Wesentlichen Deckschollen, hat unlängst Aberer (1951, besonders p. 63—66) für die die pienidische („subalpine") Klippenzone begleitende Fortsetzung der Lögter'schen „Cenomanklippenzone" im Raume zwischen Neustift (Maria-Neustift) und der Südseite des Pechlerkogels (ca. 3½ km WSW von Konradsheim westlich von Waidhofen) bestätigen können. Doch möchten wir der von ihm vertretenen Meinung betreffs einer völligen Zugehörigkeit der hier von den Deckschollenklippen (Hauptdolomit bis Neokom) überlagerten Oberkreidebildungen (gemäß Aberer, 1951, p. 33—41 Mergel, glimmerreiche Sandsteine, Kalksandsteine und Konglomeratbänke [mit ortsfremdem, besonders Glimmerschiefer, Granite, Amphibolite und Quarzite darbietenden Geröllgut]) zum Cenoman ebendieser kalkalpinen Klippenserie nicht recht beistimmen, da wir hier die das Frankenfelser Cenoman der Ybbsitzer- und Pechgrabengegend so bezeichnenden Porphyrgesteinsgerölle vermissen und so diesen vorgenannten oberkretazischen Schichtkomplex im Liegenden der Neustifter „Cenomanklippen" wenigstens zum Teil als Cenoman und Oberkreideflysch der überschobenen pienidischen („subalpinen") Klippenzone[22]) erachten möchten.

Im östlichsten Teil der niederösterreichischen Kalkvoralpen ist als Repräsentant unserer „Frankenfelser Deckenschollenklippen" zweifellos die von Solomonica (1934, p. 90—93 und 108—113) als die „ostalpine" (das heißt oberostalpine) „Klippenzone" hier bezeichnete Randschuppenzone der der Frankenfelser Decke tektonisch äquivalenten Kaltenleutgebener Kieselkalkzone zu betrachten: dazu gehören u. a. die kleinen etwas Hauptdolomit und Rhät, besonders Liasfleckenmergel, dann tithonisch-neokome Mergelkalke und eine Hülle aus Cenoman und Gosau, respektive Gosauflysch aufweisenden kleinen Klippenschollen beim Roten Stadl (SW Mauer), nächst Sulz und beim Lindenhof (NNW von Heiligenkreuz).

---

[22]) Daß Aberer auch die Klippen dieser Zone in seinen Profilen (l. c., Taf. II) als von oben her dem oberkreidischen „Hüllflysch" eingefaltete Deckschollen und nicht als Aufbrüche aus dem Hüllflysch heraus gemäß unserer Deutung gezeichnet hat, entspricht der diesbezüglichen Anschauung seines Lehrers Prof. Kober.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Geologisches Profil durch das Voralpengebiet östlich bei Waidhofen a. d. Ybbs. Entworfen von F. Trauth.

Kalkalpen (Lunzer und Frankenfelser Decke): ok = Opponitzer Kalk; orw = Opponitzer Rauhwacke; hd = Hauptdolomit; dk = rhät. Dachstein-(Platten-)kalk. 1 = nor.-rhät. Grenzrauhwacke; 2 = Kössener Schichten; 3 = Lias; 4 = Dogger; 5 = Malm; 6 = tithon.-neokome Aptychenkalke und -mergel; 7 = Neokom (bes. Fleckenmergel); 8 = Cenoman (bes. Konglomerate mit „exotischen" Geröllen) und oberkreid. (Turon-Senon-) Gosauflysch (in der Frankenfelser Decke, bei der Haltestelle Kreilhof nächst der Ybbs eingezeichnet).

Ultrapienidische (= Rumunische) Schubscholle, einem zumal im Cenoman zwischen der kalkalpin. Frankenfelser und der pienid. Klippenzone in Erscheinung tretenden u. bes. Glimmerschiefer, Granit, Quarzporphyr, Porphyrit, Serpentin, noch andere basische Eruptiva (? Perm-) Quarzit u. vermutlich auch Grestener Arkose darbietenden „Rücken" entsprechend, der solche „exotische" Gerölle an die damaligen marinen Konglomeratbildungen seiner beiden Nachbarzonen nach S, resp. N hin geliefert und wohl auch — soweit er meerüberspült gewesen — solche (= 8) so wie von früher her etwa Aptychenschichten (= 6) selbst getragen hat und bei den nachfolgenden nordvergenten Deckenschüben in der Tiefe liegend von der Frankenfelser Decke überfahren worden ist.

Pienidische Klippenzone: 3, 4, 5, 6 u. 7 in analoger Bedeutung wie obig bei den „Kalkalpen"; 8 = Cenoman (Konglomerat mit „exotischen" Geröllen, an der Einzeichnungsstelle etwa der sog. „Cenoman-Klippenzone" H. Lögters' [1937] entsprechend); 9 oberkreid. Klippenhüllflysch, lokal mit hangenden roten Schiefertonen (= 10); e = Eozänflysch (Glaukoniteozän).

Flyschzone: jn = jurass.-neokome Liegendschichten der Flyschserie (bes. Aptychenkalke u. -mergel, nur vermutungsweise eingezeichnet); Kf = Kreideflysch (bes. oberkreid. Inoceramen-Schichten), lokal mit hangenden roten Schiefertonen (= 10); e = Eozänflysch (Glaukoniteozän).

Jugendliche (quartäre) Ablagerungen: dl = diluv. Niederterrasse (an d. Ybbs); al = Tal-Alluvium (an d. Url).

— — — Hauptüberschiebungen; — — — Schuppungsflächen.

Zur weiteren Erläuterung vgl. noch die Zeichenerklärung der Geolog. Karte (Taf. I).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach dieser Abschweifung in westlichere und östlichere Voralpengebiete wenden wir uns nun wieder dem zwischen Waidhofen und Steinmühl gelegenen zu.

Als Spender der „exotischen" Gerölle besonders an die Cenomankonglomerate der kalkalpinen Frankenfelser Decke nach S hin und auch — wenn auch weniger augenfällig — an die der pienidischen Klippenzone nach N hin kommt, wie unsere eigenen Untersuchungen in den westniederösterreichischen Voralpen (1934, p. 6—7) und die Lögters (1937a und b) in der Pechgrabenregion bei Groß-Raming und in den sich dann weiter S-wärts anschließenden, kalkalpinen Weyerer Bögen gelehrt haben, eine eben zwischen dem pienidischen und dem kalkalpinen Raume gelegene vornehmlich kristalline, über das Meer aufragende (zeit- und stellenweise aber wohl auch submarin gewordene) Schwelle (Rücken) in Betracht, die wir nach ihrer Lage gleich S der pienidischen Zone die „südultrapienidische" (1934, p. 7) und dann (1936, p. 498—499) nebenbei auch nach ihrer guten Erschließbarkeit in den Ybbstaler Alpen die „ivensische"[23]) nannten und Lögters (l. c.) — in Anknüpfung an Kockels Studie über „Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit" (1922) — als den „rumunischen Rücken"[24]) bezeichnet hat.

Gemäß den diesem Rücken geltenden Betrachtungen Del-Negros (1940, p. 13 [220]—19 [226] und p. 26 [233], Abb. 6) dürfte er seine uns durch die „exotischen" Cenomangerölle bekannt gewordenen Gesteine derart angeordnet gezeigt haben, daß sein der pienidischen Ablagerungsregion („Flyschgeosynklinale" der eben zitierten Abb. 6) zugewandter und sie beliefernder Nordhang vorwaltend Granite und sein zum kalkalpinen (Frankenfelser) Raum („oberostalpine Geosynkliale" bei Del-Negro l. c., Abb. 6) abdachender Südhang und seine Scheitelpartie zumal Porphyrarten (Quarzporphyre, Diabasporphyrite) und Glimmerschiefer, und beide Hänge wohl auch (vermutlich permische) Quarzite, Serpentine und den Rücken an das nordbenachbarte pienidische Sedimentationsgebiet anknüpfende Grestener Arkosandsteine (bezüglich der letzteren vgl. Trauth, 1934, p. 7, und Del-Negro, 1940, p. 16 [223]—18 [225] und 1941, p. 35—36)[25]) aufgewiesen haben.

---

[23]) Den Namen „ivensisch" lassen wir aber jetzt zugunsten des die regionalgeologische Stellung des Rückens in unseren Voralpen klarer ausdrückenden Wortes „südultrapienidisch" fallen.

[24]) Die Bezeichnung „rumunisch" ist von Kockel (1922, p. 155 und 162—163) für diesen Rücken im Hinblick darauf gewählt worden, daß er ihn als eine von der sog. „Mittelostalpin- und Arosaschuppen-Zone" (Rhätischen Decke Steinmanns) des West-Ostalpen-Grenzgebietes her nach ENE ziehende Trennungsscheide zwischen dem „Pennin-Unterostalpin"-(Falknis-Sulzfluh-)Sedimentationsraum im N (NNW) und dem „Oberostalpin"-(Kalkalpin-)Raum im S (SSE) ansah (Trauth, 1948, p. 162). Wir halten hinsichtlich seiner heutigen tektonischen Stellung seine Anknüpfung an die Kristallinkerne des Unterostalpins des Engadins und Graubündens für einfacher.

[25]) Daß wir solche Arkose-Komponenten nur ganz sporadisch unter den Cenoman-Geröllen der Frankenfelser Deckschollenklippen-Region N von Ybbsitz (Urlbachtal

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Was den jetzigen Zustand des „ultrapienidischen Rückens" betrifft, so dürfen wir wohl annehmen, daß er, von der postcenomanen und posteozänen alpinen Gebirgsbildung überwältigt, nun eine verborgen in der Tiefe unterhalb der Frankenfelser Decke liegende und dort die nachbarliche pienidische Klippenzone nordvergent überfahrende Schubscholle darstellt (vgl. unsere Profilzeichnung, p. 122).

Während, wie vorhin ausgeführt, in der Gegend N von Ybbsitz die der „pienidischen Klippenzone" aufruhenden „Frankenfelser Deckschollenklippen" zu bester Entfaltung kommen, haben wir sie in dem uns jetzt speziell beschäftigenden Kartenbereiche (Taf. I) — und zwar infolge eines diese Deckschollen größtenteils über das Erosionsniveau gebracht habenden Axialanstieges der Klippenzone von der Ybbsitzer gegen die Waidhofener Region hin — nur noch am Ostrand des Kartenareals durch zwei sehr kleine und isolierte Schöllchen feststellen können: das eine, aus der norisch-rhätischen Grenzrauhwacke und grauen Liasfleckenmergeln bestehend, am rechten Gehänge des unteren Hinterholz-Grabens ca. 900 m NNE von der Bahnhaltestelle Steinmühl; und das andere Schöllchen, welches namentlich Liasfleckenmergel und SW-wärts einfallenden, weißlichen Tithon-Neokom-Aptychenkalk darbietet, etwa 300 m ENE von Raidlwies nahe S des Urltales gelegen und als Westfortsetzung der ähnlich zusammengesetzten, doch auch Vilserkalk zeigenden Deckschollenklippe S bei Unterholz und ca. 1 km E von Raidlwies. Schließlich sei noch ganz kurz vermerkt, daß auch die uns bei Haberlehen und Steinmühl (E von Gstadt) entgegentretende Nordrandpartie der geschlossenen Frankenfelser Decke weiter NE-wärts außerhalb unseres Kartebereiches deutlichst den Charakter einer Deckschollenklippe annimmt.

Nachdem wir hiermit den fast über die ganze Breite der pienidischen Zone vorgefrachteten und nachträglich durch die Erosion in einzelne Deckschollenklippen aufgelösten Nordteil der Frankenfelser Decke eingehend behandelt haben, erübrigt es noch, deren geschlossen zutage liegenden südlicheren Bereich zu besprechen.

Derselbe erweist sich gegen N hin streckenweise — und zwar an der am Fuße des Buchenberges (S Waidhofen) gelegenen Überschiebung über die pienidische Klippenzone — von einem recht markanten (? Opponitzer) Rauhwackeband gesäumt und hauptsächlich

und dessen S-Gehänge) beobachten konnten, erklärt sich leicht durch deren große und rasche Verwitterbarkeit.

Für die vom oberörterten südultrapienidischen (rumunischen) Rücken aus, also von N her erfolgte Einstreuung der „exotischen" Gerölle in das Cenoman des weiter südlich (S der Pechgraben Gegend) gelegenen Kalkalpengebietes spricht vor allem auch die von Lögters (1937 a, p. 106—108 und 1937 b, p. 385—386) dafür geltend gemachte deutliche Größenabnahme der Gerölle in diesem Richtungssinn.

Schließlich sei hier auch noch auf die weitgehende petrographsiche Übereinstimmung des von der ultrapienidischen Schwelle stammenden cenomanen Geröllmaterials mit dem von Ampferer (1918, 1924) untersuchten aus den Gosauschichten noch südlicherer Kalkalpenbereiche hingewiesen, welches bes. von den in Werfener Schiefern steckenden dortigen Untergrundschollen herzuleiten ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in zwei offenbar unter dem Druck der die Frankenfelser Decke von S her überfahren habenden Lunzer Decke entstandene größere und weitanhaltende, nordvergente Schuppen gelegt, die in ihren Triasaufbrüchen namentlich Hauptdolomit und norisch-rhätische Grenzrauhwacken und in den ihr Hangendes bildenden Mulden eine Kössener Schichten bis Ober-Kreide umfassende Schichtserie zeigen. Der nördlichere und am Waidhofener Buchenberg besonders mächtige Trias-(Hauptdolomit-)Aufbruch wird westlich des Waidhofen-(*sive* See-)bachtales durch die am Nordhang des Schnabelberges (SW Waidhofen) gelegene „Schnabelbergmulde" (Geyer, 1907, p. 71) selbst wieder untergeteilt, wogegen er nach seiner am Buchenberg-Gipfel und -Gehänge ansehnlichen Entwicklung und nach seiner erosiven Unterbrechung im Ybbstal N Gstadt wohl jenseits des Ybbs-Knies hier in dem N von Haberlehen einsetzenden und sodann den unteren Hinterholzgraben (N von Steinmühl) querenden Hauptdolomitzug nur eine bescheidene Fortsetzung findet. Der bloß mäßig breit bleibende Hauptdolomit-Aufbruch der südlicheren der beiden vorerwähnten Hauptschuppen reicht von Mitterbuchen im Waidhofenbach-Tal über Saltl, Kreilhof und das Ybbstal S Gstadt zum Südgehänge des Ybbsitzer (Kl. Ybbs-) Tales S von Steinmühl.

Die die zwei eben besprochenen obertriadischen Schuppungsaufbrüche begleitenden Hangendmulden erscheinen — gemäß dem herrschenden Schubdeckenbauplan — nordüberschlagen und also mit ihren Faltungsachsen S-geneigt (vergl. das Profil, p. 122). Es sind dies die auch aus der Gegend bei Mitterbuchen im Waidhofenbach-Tale ungefähr ENE-wärts emporsteigende nördlichere Untergrasberg- und die südlichere Obergrasberg-Mulde, erstere über den Untergrasberg-Sattel (P. 591, S des Waidhofener Buchenberges) gegen die Bahnhaltestelle Kreilhof und dann unter der Überdeckung durch das Ybbstal-Quartär zur Rhät-Jura-Neokom-Region des unteren Hinterholz-Grabens und bei Steinmühl weiterziehend; und die andere, die Obergrasberg-Mulde, über Ob.-Grasberg, Ob.-Glatzberg, den Alm- und Mühlberg und Peistenau im Ybbs-Tal zum Schütterberg (S Steinmühl) und ferner über unseren Kartebereich hinaus zum Weiretzbach WSW von Ybbsitz laufend. In der Almberg- und Mühlberg-Gegend wird sie durch zwei sie da in SW—NE-Richtung durchschneidende Flexuren ein wenig aus ihrem generellen Streichen abgelenkt.

Die Ausfüllung der erörterten Muldenzüge der Frankenfelser Decke umfaßt — wenn wir von der sie auch gern (so N von Ob.-Grasberg und in einem langen von N Mitterbuchen über N Unt.-Grasberg bis nahebei dem „Gasthof zur Henne" SE von Waidhofen reichenden Zuge) begleitenden nor.-rhät. Grenzrauhwacke absehen — Kössener Schichten, Lias, Dogger, Malm, Neokom und an einigen, freilich räumlich recht beschränkten Stellen auch Oberkreide (und zwar insbesondere Gosauflysch, vergl. bes. p. 99).

Die lokale Verteilung der einzelnen Schichtglieder der Muldenausfüllungen erscheint bei ihrem vielfachen Aus- und dann wieder Einsetzen — wohl besonders infolge ihres verschiedenen, teils mehr starren, teils mehr plastischen Verhaltens den Gebirgspressungen gegenüber — als eine ziemlich unregelmäßige.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Und nun ganz am Schlusse dieses tektonischen Kapitels zur höchsten Baueinheit unseres Gebietes, zur Lunzer Decke, die in der Glatzberg-Region gerade noch ein wenig in den Kartenbereich hineinragt. Daß die Weite ihrer Überschiebung über die Frankenfelser Decke, deren Ausstrichlinie einerseits nach W zum Waidhofenbach-Tal hinabzieht und anderseits nach E hin gegen Peistenau ins Ybbs-Tal, eine sehr beträchtliche, sich noch eine ansehnliche Strecke südwärts ausdehnende ist, läßt sich zwar hier im Ybbs-Gebiet nicht unmittelbar ersehnen, aber doch wohl aus den geologischen Verhältnissen weiter im Osten, im Erlauf-Tale, erschließen, wo ja Jura- und Neokomschichten der Frankenfelser Decke im Urmannsau-Fenster (ESE Gaming) unter der Lunzer Decke zutage treten, und zwar ca. $4^1/_2$ km S des nahe von Peutenburg die Erlauf querenden N-Randes der Lunzer Decke.

V. Betrachtungen über die bisherigen Benennungen der pienidischen Klippenzone und ihre regional-geologische Stellung im Alpenbau und über die Tektonik der Alpen und Karpathen.

Je nach den voneinander abweichenden Ansichten, welche von den verschiedenen, sich mit unserer Klippenzone befaßt habenden Geologen über deren Heimatstellung im Ostalpenraume geäußert worden sind und sie, wie Kober (1938, p. 103) bemerkt, bereits allen Haupteinheiten des alpinen Deckensystems — vom Helvet, resp. bes. Ultrahelvet bis zum Oberostalpin — zugerechnet haben, ist auch die im Laufe der Jahre dafür gewählte Benennung eine überaus wechselnde gewesen.

Mit dem ihr von uns ursprünglich (Trauth, 1906, p. 310; 1909, p. 14) gegebenen Namen „ostalpine Klippenzone" verbanden wir die Vorstellung ihrer Anknüpfung an die von Sueß (1909, p. 170—174, 208, 217) als „lepontinisch" bezeichneten — dem Unterostalpin und Pennin (inkl. des Briançonnais) der Schweizer Nomenklatur entsprechenden — Decken der Westalpen (bes. im Hinblick auf die Préalpes-Zone der Freiburger Alpen und der Vierwaldstättersee-Klippen und auch auf die unter dem Rhätikon liegenden [Falknis, Sulzfluh] und die im Allgäu sichtbaren Klippen) und die Vorstellung ihrer weiteren Fortsetzung nach Osten hin in die innere (südliche) Klippenzone[26]) der West- und Nordkarpathen, also in die „pieninischen" und „subpieninischen Klippen" dortselbst im Sinne Uhligs (1907, p. 53).[27])

Wegen dieses unanzweifelbaren Zusammenhanges unserer voralpinen Klippenzone mit der ebenerwähnten der Karpathen haben wir sie in der einer eingehenden Erörterung ihrer regionalgeologischen Stellung geltenden Veröffentlichung 1921 (p. 106—107, 142—143,

[26]) Analog auch bei Haug, 1906, p. 366 mit Fußnote [3]] und Tabelle, p. 390.

[27]) Mit der gemäß obiger Darlegung von uns 1906 „ostalpine Klippenzone" geheißenen pienidischen Baueinheit der österreichischen Voralpen ist die von Solomonica (1934, p. 90) mit dem gleichen Namen belegte keineswegs identisch, da dieser Autor darunter die etwa unseren „Frankenfelser Deckschollenklippen" der Ybbsitzer Region entsprechende und demnach oberostalpine Randschuppenzone der „Kaltenleutgebener Kieselkalkzone" verstanden hat (vergl. 121).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

146 ff.) und auch in folgenden Jahren (1928 b, p. 285; 1934, p. 1, 7; 1936, p. 494, 496) als die „pienidische Klippenzone" der österreichischen Voralpen angesprochen [28]), eine Bezeichnung, die wir — bei der Annahme einer südultrahelvetischen Beheimatung der Zone — dann (Trauth, 1948, p. 158) in Anlehnung an Andrusov und Kober (1938, p. 103), und zwar zumal auch zur Vermeidung einer phonetisch leicht möglichen Verwechslung der Termini „Pieninisch" und „Penninisch" in „pienidische Klippenzone" umgewandelt haben, an welchem Ausdruck wir nunmehr endgültig festhalten möchten.

Die bislang nebenbei von uns (Trauth, 1921, p. 142—143, 254 bis 259) und auch von Aberer (1951, p. 42, 66) angewandte Benennung „subalpine Klippenzone" weist auf die sie nach Geyer (1909, p. 59) gut kennzeichnende (litorale bis neritisch-bathyale) „subalpine Lias- und Jurafazies" hin, der von Kockel (1922, p. 161) gebrauchte Name „Buchdenkmal-Zone" und der auch wiederholt im Schrifttum festgehaltene Name „Grestener Klippenzone" (Trauth, 1936, p. 494—496; 1948, p. 158), resp. „Grestener Klippendecke" (Kober, 1938, p. 137; Hartl, 1949, p. 31) auf die bes. typische Entwicklung der Zone in der Pechgraben-Region bei Groß-Raming (Buch-Denkmal) und bei Gresten und auf die sie daselbst vornehmlich charakterisierenden Grestener Schichten.

Der von Lögters (1937 a, p. 103—104, 113 und 1937 b, p. 384, 394, 411, 412) und ihm folgend auch von Aberer (1951, p. 25, 63) — zur Unterscheidung von der kalkalpinen „Cenomanklippenzone" (vergl. p. 121 dieser unserer Studie) — auf unsere pienidische Zone angewandte Terminus „Flyschklippenzone" erscheint kaum glücklich gewählt, da er ja eher auf die wohl aus der eigentlichen „ultrahelvetischen" Flyschzone parautochthon emporgeschuppte und von Salmannsdorf (Wien XVIII) gegen Hainfeld ziehende „Schöpfl"- oder „Haupt-Klippenzone" Götzingers (1944, p. 77) und Friedls (1930, p. 135 ff.) passen würde [29]).

„Randostalpin" geheißen ist die pienidische Klippenzone unserer östlichen Voralpen von Kraus (1936, p. 90—95, 106, 253—254, 290—300, 305) mit dem Subbriançonnais der französischen Alpen, den Préalpes (Chablais-Freiburger Alpen) und den Klippen der Schweiz (Vierwaldstättersee-Region [Graubünden ?]) und denen des Vorarlberg-Allgäu-Gebietes (Oberstdorf, Hindelang, Feuerstätterkopf- und Balderschwanger-Klippen Cornelius' [1926—1927, p. 207 ff.]) zu einer einheitlichen tektonischen und zugleich auch faziellen Zone zusammengefaßt worden, die sich Kraus in den Westalpen S des Ultradelphins-Ultrahelvets und N des Briançonnais (N-Seite der penninischen St. Bernhard-Decke) beheimatet und in den Ostalpen

[28]) Diese Benennung auch von Solomonica, 1933, p. 207, verwendet.

[29]) Diese „Schöpfl-Klippenzone" ist, wie bereits p. 118 erwähnt, von Kober — abweichend von Götzinger's und Friedl's Ansicht über dieselbe — gleich der „pienidischen Zone" als ev. oberostalpin und von S des Semmerings und Wechsels her an der Kalkalpenstirne voroberkreidisch in den Flyschraum hineingeschoben betrachtet worden (Kober, 1947, p. 51, 63, 68).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

S des ultrahelvetischen Flysches und unmittelbar N der Kalkalpen (Allgäuer und Frankenfelser Decke) wurzelnd denkt (vergl. Trauth, 1936, p. 495, Fußnote 29]), eine Vorstellung, welche ja auch mit der seinerzeit von C. Schmidt (1907, p. 70, 83, 85) bezüglich der Herkunft der Freiburger Alpen und der Vierwaldstättersee-Klippen vertretenen Meinung und mit den namentlich von Gignoux und Moret (1935), von Barbier (1948), von Richter-Bernburg (1951) und Schnittmann (1951) verfochtenen Ansichten hinsichtlich der Beheimatung der Annes- und der Sulens-Klippen, der Chablais, Freiburger Alpen und Vierwaldstättersee-Klippen und auch mit hier (p. 131 ff.) geäußerten Gedanken weitgehend harmoniert, mit einer Verknüpfung unserer „pienidischen Klippenzone" mit der nordpenninischen „Subbriançonnais-Zone" der Westalpen[30]) oder, was ja sozusagen auf dasselbe hinausläuft, mit einer „südultrahelvetischen Position" derselben, wie wir sie seit 1921 (l. c., p. 142—143) angenommen und verteidigt haben.

Als „unterostalpin" oder „grisonid" haben wir unsere den Nordrand der Kalkalpen begleitenden Klippen seinerzeit, da wir sie (1906, p. 310 und 1909, p. 14)[31]) den Freiburger Alpen, Schweizer und pieninischen Karpathen-Klippen gleichstellten und so „lepontinisch" hießen, ja gewiß des Wesentlichen betrachtet, eine Einordnung, die wir heute (gegenüber der südultrahelvetischen, resp. „subbriançonen) für sie nicht mehr aufrechthalten, aber doch noch für die vorerwähnten „Vorarlberger und Allgäuer Klippen" gemäß der ihnen von Cornelius (1926—1927) gegebenen Deutung (vergl. Trauth, 1921, p. 125—127 und 1936, p. 495).

Um nun schließlich noch die Ansicht Kobers über unsere „pienidische Klippenzone" anzuführen, so betrachtet er sie — zusammen mit Götzinger's (1944, p. 74—75) und Friedl's (1930, p. 128 ff.) „Hauptklippenzone", resp. „Schöpfldecke" — als „kalkalpine Klippendecke" und damit als den Randsaum der oberostalpinen Nordkalkalpen, welcher an der großen Unterostalpin-Oberostalpin-Rißstelle[32]), an der Südseite des supponierten „Wechsel-Semmering-Fensters" von dessen „Unterostalpin" losgespalten, dann mit den ganzen Nordkalkalpen und sozusagen als ihr Stirnteil voroberkrei-

[30]) Von Cornelius (1940, p. 275) allerdings als unwahrscheinlich abgelehnt.

[31]) „Grisonid" hat auch Del-Negro 1928 (l. c., p. 495—496) unsere pienidische Klippenzone genannt.

[32]) Diese Rißstelle ist nach Kober hier zur Mittelkreidezeit namentlich dadurch entstanden, daß die im Lias und Dogger noch vielfach terrigene (unter dem Einfluß der nachbarlichen unterostalpinen Sattelzone [Kulmination] gebildete) Seichtwassersedimente aufweisende pienidische Zone während des Malm-Neokom zu einer den Oberostalpinraum der Kalkalpen vom unterostalpinen Semmeringmesozoikum trennenden „Vortiefenzone" (des ersteren) mit Tiefseeradiolariten und basischen („grünen") Eruptivgesteinen geworden wäre, ein richtiges Äquivalent der durch gleichartige Radiolarite und Grüngesteine gekennzeichneten „rhätischen Decke" Steinmanns (sogenannte -Simmen-Decke der Schweizer Geologen) an der West-Ostalpengrenze (Kober, 1947, p. 63—64). Wenn Kober demgemäß der Ansicht ist, daß so auch die im Flysch- und Klippenzone-Bereiche bei Wien auftretenden basischen Eruptiva (vgl. p. 58) nicht relativ bodenständig und jugendlich seien, sondern der vorerwähnten oberjurassischen Klippenzone entstammten und ferner mit dieser von der Südseite des Semmering-Fensters herbeigeführt wären, können wir ihm keineswegs beipflichten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

disch über das ebengenannte Fensterareal und über die ferner zur Schubbahn werdende (jetzt in der Tiefe verborgen liegende) „penninisch-helvetische Übergangszone" hinweg bis zum ultrahelvetischen Flyschraum hin gefördert wurde. Und weiterhin seien, meinte Kober (1938), die Klippenserie-Gesteine während der Oberkreide- und wohl noch während der Eozänzeit in diesen Flyschmeerbereich eingeschoben, ja auch als Blockwerk eingeschüttet und demnach darin ein- und zusedimentiert worden. So erscheine der ultrahelvetische Klippenhüllflysch und die ganze „pienidische" Klippenzone hier gewissermaßen als eine „Misch- und Verbindungszone" ostalpiner Elemente (Klippengesteine) und (ultra-)helvetischer Elemente (Hüllflysch), eine Zone, die hierauf noch gefaltet und gepreßt oder selbst noch, wie im Wienerwald, posteozän dem nördlicher vorgelagerten ultrahelvetischen Flysch als „pienidische Klippendecke" aufgeschoben wurde (vergl. Kober, 1938, p. 99—106; 1947, p. 63; ferner Trauth, 1948, p. 160).

Der Standpunkt, den man betreffs der regionalgeologischen Stellung der pienidischen Klippenzone im Gesamtbau der Alpen einnimmt, hängt des Wesentlichen davon ab, in welchem Sinne — ob positiv oder negativ — man auf Grund des vorliegenden Beobachtungsmaterials die beiden Fragen nach einem Bestehen schon ursprünglicher Nachbarschaft der Sedimentationsräume von Nordkalkalpen (resp. Frankenfelser Decke) und Klippenzone und nach relativer Bodenständigkeit (Parautochthonie) der letzteren, d. h. ihrer Beheimatung südlich anschließend an den Bereich der ultrahelvetischen Flyschzone zu beantworten geneigt ist. Dabei ergeben sich je nach der Antworterteilung folgende vier Möglichkeiten:

I. Kalkalpen und Klippenzone schon primär benachbart und letztere nicht bodenständig.

II. Kalkalpen und Klippenzone nicht primär benachbart und letztere nicht bodenständig.

III. Kalkalpen und Klippenzone nicht primär benachbart und letztere relativ bodenständig.

IV. Kalkalpen und Klippenzone schon primär benachbart und letztere relativ bodenständig.

Wir wollen nun nachstehend diese viererlei Ansichten und die sich daraus für den Alpenbau ergebenden Konsequenzen einer kurzen Betrachtung unterziehen.

I. Die erste dieser vier Ansichten ist die von Kober seit jeher in ihren Grundzügen vertretene und nur allmählich ausgebaute (Kober, 1912a; 1912b; 1923; 1938; 1947). Darnach wären die oberostalpinen Kalkalpen mit der ihnen schon ursprünglich nordbenachbarten Klippenzone noch während der Unterkreide südlich des penninisch-unterostalpinen „Wechsel- und Semmeringzone"-Raumes (späteren „Fensters") gelegen gewesen, wobei die Klippenzone als relativ schwache „Vortiefe" der Kalkalpen damals (besonders in Oberjura und Unterkreide) diese von dem nächst nördlicheren Semmering-Unterostalpin schied. Erst in der Mittelkreidezeit begann dann die bis ins Eozän andauernde und, dadurch eine Unterschiebung seitens

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

des nördlicheren Vorlandes bewirkt habende, also „passiv" geschehene Vorwanderung des Oberostalpins mitsamt der sozusagen seine Stirn bildenden Klippenzone über das Wechsel- und Semmeringgebiet, respektive über das „Wechselfenster" und die sich zunächst darüber geschoben habende Semmering-Decke" und weiterhin nach Norden über die jetzt unter der Kalkalpendecke in der Tiefe verborgen liegende „helveto-penninische Übergangszone", den Verbindungsraum zwischen der „penninischen" Wechselregion und dem ultrahelvetischen, bezüglich helvetischen Flyschbereich (vgl. dazu bes. Kober 1947, p. 30, Taf. I, Prof. 1—5 und auch unsere dies ergänzende Darlegung auf p. 128, Fußnote [32]). So naturgemäß uns nun heute die von Kober vertretene Anknüpfung der pienidischen Klippenzone nördlich an die Kalkalpen (das heißt an deren Frankenfelser Decke) dünkt, so erblicken wir doch anderseits eine gegen eine Beheimatung der Klippenzone auch südlich von der Wechsel-Semmering-Region sprechende und von uns bereits früher einmal (Trauth, 1948, p. 160) hervorgehobene Schwierigkeit darin, daß es doch recht überraschend erscheinen muß, „wenn der litorale Grestener Kohlenschichtenzug und die sonstigen charakteristischen Seichtmeerablagerungen der ja relativ geringmächtigen, und also schwachen Pienidenserie im Verlaufe der beträchtlichen Wanderung an der Stirn der Kalkalpen nicht noch wesentlich mehr zerstückelt und unter deren erhaltene Front hineingeraten und an der Hauptbahnfläche unterhalb der Kalkalpendecken da früher, da später und damit verschieden weit zurückgeblieben wären, kein verhältnismäßig so einheitlicher Zug mehr bleibend, wie wir ihn noch jetzt am Nordrande des östlichen Kalkalpengebirges beobachten können".

II. Die zweite der erwähnten Deutungsmöglichkeiten des Nordalpenbaues, welche eine ursprüngliche unmittelbare Nachbarschaft der Kalkalpen und der Klippenzone, aber auch eine relative Bodenständigkeit der letzteren gleich südlich anschließend an den ultrahelvetischen Flyschraum ablehnen würde, möchte eine sich ebenso der vorhin gekennzeichneten Version I, wie der nachfolgend zu besprechenden Version III insofern fügende Ansicht darstellen, als auch ihr die Annahme einer Beheimatung der Kalkalpen südlich der Wechsel-Semmering-Region zukäme, sie würde sich aber der Version III doch näher verwandt erweisen, da sie die Heimat der pienidischen Klippenzone schon nordwärts des „Semmering-Wechsel-Bereiches" verlegte, allerdings nicht gleich südwärts der Flyschzone, sondern intermediär zwischen diese und die Wechselgegend — etwa in die Mitte der unter der Kalkalpenschubmasse verborgenen „helvetisch-penninischen Übergangszone" Kobers.

Die Einwände, welche sich gegen eine solche regionalgeologische Auffassung vorbringen lassen, bestehen darin, daß sie den auch uns plausibel dünkenden Zusammenhang des kalkalpinen und pienidischen Bereiches zerrisse, und ferner in dem — hier wohl etwas schwächer als bei der Version I geltenden — Bedenken, ob dabei der relative Zusammenhang der litoralen und seichtmeerischen Jurasedimente der Klippenzone unter dem Druck der über sie hinweg-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gegangenen oder sie vor sich hinschiebenden Kalkalpendecke in dem uns wahrnehmbaren Ausmaß hätte erhalten bleiben können.

III. Die dritte der Deutungen der regionalgeologischen Verhältnisse der Nordalpen, welche für die Kalkalpenzone Beheimatung südlich des unterostalpin-penninischen Raumes, also südlich des Tauern- und Wechsel-Semmering-Fensters und für die pienidische Klippenzone hingegen keine ursprüngliche Nachbarschaft zum Kalkalpengebiete, sondern relative Bodenständigkeit gleich S der ultrahelvetischen Flyschzone und somit „südultrahelvetische" Position angenommen hat, ist die in unseren früheren, diesen Regionen geltenden Veröffentlichungen (Trauth, 1921, p. 145; 1936, p. 488, 494—499, besonders 496; 1948, p. 158—159) festgehaltene. Demgemäß wären die im S von der (selbst wieder dem oberostalpinen Zentralalpenkristallin aufruhenden) Grauwackenzone unterlagerten Kalkalpen nachunterkretazisch nordwärts über den unterostalpin-penninischen Fensterbereich vorgeschoben worden, nördlich von welchem sich zunächst noch eine sich nach N hin bis zur Klippenzone ausdehnende und wenigstens teilweise (soweit sie noch nicht von der Kalkalpenschubmasse zugedeckt war) von einem flyschartigen Seichtmeer überzogene „helvetisch-penninische" (Kober, 1947, p. 30—32, Taf. I) und von uns (1948, p. 159) „ultrapienidische" genannte „Übergangszone" ausgedehnt hätte, die wir aber dann bereits in der Cenomanzeit als völlig kalkalpenüberdeckt betrachten müßten, da ein ultrapienidischer Grenzrücken schon damals sein „exotisches Geröllmaterial" den *Orbitolina concava* Lam. führenden Konglomeraten einerseits der kalkalpinen Frankenfelser Decke und anderseits der Klippenzone zulieferte.

Die hiermit erörterte und den „oberostalpinen" Raum der Kalkalpen als ursprünglich (bis einschließlich der Unterkreidezeit) von dem „pienidischen" relativ weit getrennt betrachtende regionalgeologische Deutung fußte — abgesehen von einem Festhalten an den vorerwähnten „penninisch-unterostalpinen" Fenstern — auf einer, wie wir heute zugeben wollen, Überschätzung der faziellen Unterschiede der pienidischen und der kalkalpinen (Frankenfelser) Schichtserie (zumal hinsichtlich der Juraformation), die Kober offenbar zutreffender primär aneinander reihte, allerdings beide von der Südseite des Wechsel-Semmering-Gebietes herleitend (entsprechend der p. 129 gekennzeichneten I. tektonischen Auffassung).

IV. Wir wenden uns nun der vierten der vorhin (p. 129) unterschiedenen Erklärungsweisen der regionalgeologischen, respektive -tektonischen Verhältnisse unseres Nordalpengebietes zu, welche, indem sie sowohl — anknüpfend an Kober — eine schon ursprüngliche Nachbarschaft von Klippenzone und Kalkalpenzone als auch — gemäß dem von uns seit langem vertretenen Standpunkt (Trauth, 1921, p. 145; 1936, p. 496; 1948, p. 158) — eine parautochthon-südultrahelvetische Position der ersteren annimmt, freilich mit dem Verlassen der von uns noch 1948 (l. c., p. 158) festgehaltenen und ebenzuvor (p. 131) dargelegten Vorstellung bezüglich der Beheimatung der Kalkalpen auch ein Verlassen der großzügigen ostalpinen Deckenlehre bedeutet, aber gleichwohl die faziellen und baulichen Beziehungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

unseres Voralpenbereiches nach allen Seiten hin — zu seinem Vor- und Rückland und in seinem Fortstreichen nach Westen und Osten hin — ungezwungen, und am natürlichsten verstehen läßt.

Wenn wir jetzt zu dieser sozusagen „konservativen" und mit den dem Ostalpenbau geltenden Ansichten verschiedener anderer Geologen — so mit denen von Geyer (1909), Kockel (1922), Kossmat (1926), Kraus (1936), Schwinner (1940, 1943) und Del-Negro (1940, 1941) — weitgehend harmonierenden Auffassung des Bauplanes unserer Voralpen gelangt sind, so haben zur Herbeiführung dieses unseres Meinungsumschwunges nicht am wenigsten die in neuerer Zeit durch eine Reihe Westalpenforscher — besonders Gignoux und Moret (1935), Tercier (1945), Barbier (1948), Müller-Deile (1948), Richter-Bernburg (1939, 1951) und Schnittmann (1951) — erzielten bedeutsamsten Erkenntnisse beigetragen, wornach die zum Teil auch deutlich an unsere österreichische (pienidische) Klippenzone faziell anklingenden[33]) „romanischen" Préalpes- oder Klippendecken der französischen und schweizerischen Alpen (Sulens- und Les Annes-Klippen östlich von Annecye, Chablais- und Freiburger Alpen, sogenannte „exotische" Klippen am Vierwaldstättersee, Grabser, Klippe westlich von Buchs) nicht, wie man fast allgemein angenommen hatte[34]), „unterostalpin-grisonider" Herkunft und also von der Südseite des penninischen Deckenraumes hergeschoben sind, sondern vielmehr eine der Ultrahelvet-(Ultradauphinois-)Zone alpeneinwärts nachbarliche Subbriançonnais- (das heißt nördlichst-penninische) Stellung im westalpinen Deckengebäude besitzen[35]).

Es würde demnach der „pienidischen Klippenzone" Österreichs eine ganz analoge regionalgeologische Stellung im Gesamtbau des Alpengebirges — südlich von der ultrahelvetischen Flyschzone — zukommen wie den westalpinen Préalpes: Denn, wenn wir unsere Pieniden als „süd-ultrahelvetisch erklärt (Trauth, 1921, p. 145; 1936, p. 496; 1948, p. 158), und dabei auch die Zustimmung Terciers (1936, p. 213) gefunden haben, so ist dies ja sozusagen identisch mit einer „Subbriançonnais"-Position; und eine Herbeiführung aus einem ostalpinen (unter-, respektive oberostalpinen) Raum weither von S — über einen relativ breiten

[33]) Es sei hier auf die seinerzeit von uns (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 1 [1908], p. 413 ff.) beschriebene und dunklen, ganz grestenerartigen Sinémurien- und Liasin-Kalken der Vierwaldstättersee-Klippen entstammende Fauna auch „mitteleuropäischen Gepräges" verwiesen, und ferner auf die von J. Oppenheimer (l. c., p. 486) hinsichtlich ihrer Fossilführung untersuchten Dogger- und Malm-Ablagerungen derselben Region, von denen namentlich die ersteren durch ihre zumeist feinstsandig-kalkig-mergelige Ausbildung (als sogenannter „*Cancellophycus*"-Dogger) und ihren Faunengehalt recht weitgehend an unseren pienidischen Mitteljura (Klippe von Ober-St.-Veit in Wien XIII., *Posidonia alpina*-Mergel des Waidhofener Klippengebietes) erinnern.

[34]) Fast mit alleiniger Ausnahme von C. Schmidt (1907, p. 70, 85), der stets die Einwurzelung dieser Préalpes-Decken zwischen dem Helvet (respektive Ultrahelvet) und Pennin in der Rhône-Rheintal-Narbe vertreten hat.

[35]) Die von Cornelius (1940, p. 275) gegen diese Eingliederung der Préalpes-Decken in das Briançonnais, respektive Subbriançonnais erhobenen Bedenken scheinen uns nicht allzuschwerwiegender Natur.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Pennin-Bereich hinweg trifft dann ebensowenig für die französischen und schweizerischen „Voralpen" zu wie für die österreichischen Pieniden[36]).

Was nun die Frage einer bereits primären Nachbarschaft unserer „pienidischen Klippenzone" zu der „ultrahelvetischen Flyschzone" betrifft, so sind für die Jura- und Unterkreidezeit nicht nur die in beiden Regionen bestens mit einander harmonierenden tithonen und neokomen Aptychenkalke und -mergel eine gute Stütze (vgl. Trauth, 1948, p. 156—157 und 162—170 mit Fußnote[35]]), sondern wohl auch der Umstand, daß die Flyschzone, wenn auch nicht unsere ultrahelvetische in Österreich, so doch die ihre kontinuierliche Fortsetzung bildende „beskidische" in den mährischen Karpathen ganz gleichartig wie in unserer Klippenzone entwickelte, fossilreiche Grestenerkalke und mitteljurassische *Posidonia alpina*-Mergel enthält, und zwar erstere bei Lukovecek nächst Freistadtl und letztere am Holy kopec bei Koritschan im Marsgebirge (vgl. Trauth, 1948, p. 160—161). Die spätere, ja übrigens niemals angezweifelte Nachbarlage wird durch das gelegentliche Auftreten der in der Flyschzone herrschenden hellen Schichten der Inoceramen-Oberkreide auch in der pienidischen Zone unmittelbar bei Reinsberg östlich von Gresten (Trauth, 1934, p. 8) und das von eozänen Glaukonitsandsteinen, wie sie in der Flyschzone recht verbreitet sind, an einigen Stellen des Klippenhüllflyschterrains östlich von Waidhofen betont.

Wenn wir es nun noch in aller Kürze versuchen, die einzelnen an der West-Ostalpen-Grenze von der Schweiz her nach Österreich und Südbayern übertretenden tektonischen Haupteinheiten bis gegen den Ostalpenrand weiterzuverfolgen, so gelangen wir auf Grund der in der vorliegenden Studie auseinandergesetzten Auffassung hinsichtlich des Verhältnisses von Klippenzone und Nordkalkalpen jetzt zu Anschauungen, die von der Deckenlehre, wie sie in den dem geologischen Alpenaufbau geltenden zusammenfassenden Veröffentlichungen von Kober, Staub und Cornelius vertreten wird, großenteils abweichen, hingegen weitgehend Anknüpfung an die diesbezüglichen Vorstellungen anderer Forscher — so namentlich von Kossmat, Klebelsberg, Kockel, Kraus, Schwinner und Del-Negro -- finden.

Über die Fortsetzung der helvetischen Zone und der ultrahelvetischen Flyschzone nach Osten herrscht so ziemlich allgemeine Übereinstimmung, so daß wir darüber keine weiteren Worte zu verlieren brauchen.

Was ferner die als „Subbriançonnais"-Äquivalent erkannte und in der Schweiz ostwärts bis zur Grabser Klippe (W von Buchs am

---

[36]) Als wir ganz zu Beginn unserer Untersuchungen über die „Klippenzone" des ober- und niederösterreichischen Voralpengebietes (Trauth, 1906, p. 310; 1908, p. 134; 1909, p. 14) dieselbe — auch in Einklang mit Haug (1906, p. 366, 380) — den „lepontinischen Decken" im Sinne E. Sueß (1909) zurechnen wollten, dachten wir bei ihr gleichwie bei den Schweizer Préalpes allerdings noch an eine solche Fernherschiebung, die wir dann später (1921, p. 145) zwar nicht mehr bei unserer „pienidischen Zone", aber wohl noch bei den „romanischen" Préalpes-Decken zutreffend erachteten, während wir sie heute auch bei diesen nicht mehr gelten sehen!

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Rhein) reichende Préalpes-Zone anlangt, so ist es wohl denkbar — wenngleich, wie wir zugeben müssen, noch ganz unerwiesen —, daß in der Tiefe verborgen zwischen den ultrahelvetischen (Wildflysch-) und den penninischen (Prätigau-) Flyschdecken östlich des Rheintales noch Spuren mesozoischer (besonders jurassischer) Gesteinsbildungen liegen, die eine Verknüpfung der Schweizer Préalpes-Klippen mit unserer im westlicheren Österreich zunächst wahrscheinlich durch die große Kalkalpenüberschiebung verdeckten, dann erstmalig im Gschliefgraben an der Nordseite des Traunsteins (SE Gmunden) zutage tretenden und weiterhin zwischen dem Pechgraben (N Groß-Raming) und Wien den Kalkalpenrand begleitenden „pienidischen Klippenzone", diesem Bauelemente von „südultrahelvetischer" (d. h. sozusagen auch „Subbriançonnais"-) Position, herstellen mögen.

Die nächstsüdlichere und -höhere Großbaueinheit der Westalpen, der penninische Deckenkomplex, kommt, nachdem er im Avers, Oberhalbstein und Prätigau an der West-Ostalpengrenze unter den noch weiter südlich, resp. an der West-Ostalpengrenze weiter östlich wurzelnden und so noch höheren dortigen Unterostalpin-(Grisonid-)Decken ostwärts untergetaucht war, unter diesen unterostalpinen, hier schuppenartig zerrissenen Decken und unter der zuhöchst liegenden oberostalpinen Schubmasse (Ötztaler- und Silvretta-Kristallin) im Unterengadiner Fenster zwischen Ardez und Prutz nochmals zutage und zwar zum Teil mit relativ älteren (triadisch-jurassischen) Schuppen, vornehmlich aber mit den jurassischen bis kretazischen Bündner Schiefern (zum Teil schistes lustrés) und mit kretazischem bis alttertiärem, penninischem Prätigauflysch. Letzterer erscheint übrigens auch noch ca. 30 km NW von Ardez und nur wenige km vom Westrande der oberostalpinen Silvrettadecke entfernt und von ihr überfahren im kleinen Gargellen-Fenster, wobei sich zwischen diesem Flysch und dem hangenden Silvretta-Kristallin auch wieder unterostalpine Schubschollen (Sulzfluhdecke, Aroser Schuppenzone) einstellen.

Nachdem wir die Nordkalkalpen im östlichen Oberösterreich und in Niederösterreich in primäre Nachbarschaft zur Klippenzone und damit offenbar zur Parautochthonie gelangen sehen, wird es uns nun unmöglich an ein Weiterziehen des penninischen und unterostalpinen Deckensystems unterhalb der oberostalpinen Zentralalpen ostwärts beträchtlich über das Unterengadiner Fenster hinaus bis in die Hohen Tauern und deren engere Umrahmung („Tauernfenster") oder gar bis in die Wechsel-Semmering-Region („Wechsel-Semmering-Fenster") zu denken [37]), ebensowenig, wie uns jetzt noch eine Verbindung der

[37]) Unter Hinweis auf die eingehende Erörterung des Problems der Tektonik der Hohen Tauern durch Del-Negro (1950, p. 207—229) möchten wir hier nur kurz bemerken, daß es uns — in weitgehender Übereinstimmung mit Kossmat (1926), Klebelsberg (1935), Kraus (1936), Schwinner (1943, p. 130—134) und zum Teil auch mit Del-Negro (1940, 1941, 1950) — gemäß dem derzeitigen Gesamtüberblick über den Alpenbau doch am wahrscheinlichsten dünkt, daß die Hohen Tauern einschließlich ihres Lungauriden-Rahmens kein wirkliches, durch eine einheitliche S-N-Bewegung des oberostalpinen Dachgebirges gebildetes und dann geöffnetes „Fenster" darstellen, sondern ein „Scherenfenster", entstanden durch Zuschübe seiner oberostalpinen Umgebung von verschiedenen Seiten her (von N, E, S und W).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Klippen-, bezüglich Flyschzone mit der Wechselgegend unterhalb der Kalkalpen durch eine pienidisch-, respektive ultrahelvetisch-penninische Übergangszone aufrechthaltbar dünkt.

Hingegen möchten wir für den uns zulezt im Unterengadiner- und Gargellen-Fenster sichtbar gewesenen penninischen (Bündnerschiefer- und Prätigauflysch-) Bereich ein — uns freilich nicht zu direkter Beobachtung gelangendes, da unter dem vorgeförderten Oberostalpin (besonders Tiroler Kalkalpen) erfolgendes — Auslaufen dieses Ablagerungs- und Deckenraumes an der Nordseite des ostalpinen Raumes in nordöstlicher Richtung annehmen, wie es ja ähnlich auch Kockel (1922, p. 162, Fig. 3) und Del-Negro (1928, p. 497, Fig. 1; 1940, Abb. 16 nach p. 25 [232]) getan haben.

Zu dem südlich des Penninicums sedimentierten Unterostalpin wollen wir in Einklang mit Cornelius die von ihm (1926—1927) eingehend behandelten und unterhalb der oberostalpinen Kalkalpendecke dem ultrahelvetischen Flysch aufgeschobenen „Allgäuer Klippen" (Feuerstätterkopf-, Balderschwang-, Oberstdorf-Klippen usw.) rechnen (vergl. auch Trauth, 1936, p. 495; 1948, p. 180—182), während wir dem älteren unterostalpinen Untergrund wohl gemäß den Darlegungen Kockels (1922, p. 155, 160) dessen „rumunischen Rücken" zuordnen können, der dann weiter nach ENE hin in unsere „ultrapienidische Schwelle" übergeht, die hier die schon ganz nachbarlich zueinander gewordene pienidische (südultrahelvetische) Klippenzone und die Nordrandzone der oberostalpinen Kalkalpen, das heißt die Frankenfelser Decke scheidet und deren Cenomankonglomeraten nach beiden Seiten „exotisches" Geröllmaterial zuliefert. Die Überschiebung der Klippenzone durch die Kalkalpen (Frankenfelser Decke) — bei völliger Zudeckung des ultrapienidischen Rückens — ist dann offenbar erst nach dem Eozän vor sich gegangen (Trauth, 1928 b, p. 300; 1934, p. 6).

Und gleichwie wir eben unserer jetzigen tektonischen Auffassung entsprechend eine Verknüpfung des östlichen Alpengebietes mit dem westlicheren versucht haben, so sei schließlich auch eine solche noch weiter nach Osten hin mit dem Karpathengebirge angedeutet:

Aus unserer ultrahelvetischen Flyschzone entwickelt sich da die „beskidische; und aus unserer noch ziemlich einheitlichen „pienidischen Klippenzone" — nach der Unterbrechung durch die Senke des Wiener Beckens NE von Podbranč — dadurch, daß sich deren innerer (südöstlicher) und bereits bei der Antonshöhe nächts Mauer (Wien) faziell unverkennbar angedeuteter, stark radiolarithältiger Teil über den äußeren (nordwestlicheren) und relativ fossilienreichen Teil in der Mittelkreide- (Nach-Aptien-) Zeit deckenartig vorgeschoben hat, die eben in zwei Teildecken — in die versteinerungsreiche „subpienidische" und in die „hornsteinkalkreiche" „(hoch-)pienidische" — gegliederte „Pienidische Klippenzone" der Karpathen, bei der es dann noch infolge einer späteren (besonders oberkreidischen) Verfaltung der beiden Teildecken zu dem mehrfachen reihigen Alternieren der beiderlei Klippenfazies gekommen ist (vgl. besonders Matejka et Andrusov, 1931, p. 26 ff., 122, 149; ferner Spengler, 1937, p. 24—30; und auch Trauth, 1921, p. 114, 131; 1928, p. 87).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Als Fortsetzung unseres „ultrapienidischen Rückens" (vgl. p. 22, 109 und 135) dürfen wir wohl Andrusovs „unité éxotique à granits verts" oder „zone tectonique (nappe) de la crête exotique à granits verts" deuten, deren Nachbarschaft zur Klippenzone einwärts (SE) von ihr, obgleich sie heute völlig verhüllt erscheint, doch aus den in den senonen „Upohlawer Konglomeraten der Klippenzone eingeschlossenen „exotischen" Blöcken und Geröllen erschlossen werden kann, und die demnach außer aus dem dominierenden Granit noch aus Orthogneis, Quarzporphyr, Permquarzit, rotem Werfener Schiefer, Melaphyr usw. besteht.

Nachdem wir in unserem Ostalpengebiete nun zu der Überzeugung des Bestehens eines schon primär-nachbarlichen Lageverhältnisses der pienidischen Klippenzone und der Kalkalpen gelangt sind, müssen wir dasselbe auch hinsichtlich der Karpathen annehmen und in solchem Sinne dem besonders wegen seiner mächtigen und hellen, mitteltriadischen Diploporen-(Wetterstein-)kalke und -dolomite unseren südlicheren und höheren Kalkalpen adäquaten Nordregion der Kleinen Karpathen — dem Vajarska-Wetterling- und dem Peterscheib-Osečnik-Zug und der Bila hora (Weißes Gebirge) —, und den sich dann weiter nordostwärts anschließenden Klenova-Vratne- (S von Brezova) und Nedzo-Gebirgsgruppen (bei Waag-Neustadtl, vergl. Uhlig, 1903, p. 754 [104] und Spengler 1937, p. 47) analog Parautochthonie zuerkennen, mag auch eine ihnen NW-wärts vorgelagert gewesene (etwa besonders der Frankenfelser- und Lunzer Decke entsprechende) Voralpenzone — infolge Wegerosion oder Jungtertiär- und Quartärverhüllung — nicht mehr wahrnehmbar sein. Der SE unter dieser echt „kalkalpinen Zone" der nördlichen Kleinen Karpathen sichtbare „subtatrische Zug Visoka—Geldek—Drin bei Losonc (nächst Smolenice) mag eine SE von der „kalkalpinen Zone" (Decke) wurzelnde und von ihr überfahrene und selber SE-vergent das sich dann anschließende Hochatricum (permischmesozoische Sedimentserie auf granitisch-kristallinem Kern), diese Fortsetzung der Semmering-Region und des Leithagebirges, überschoben habende Decke repräsentieren. Analoge Bauverhältnisse sind wir ferner auch bei den anderen „äußeren Kerngebirgen" der Karpathen (Inovec, Suchy, Mala Magura, Minčol, Fatrakrivan, Hohe Tatra) anzunehmen geneigt.

Der Bereich der von Matejka und Andrusov (1931) geschilderten und später noch von Spengler (1937) übersichtlich zusammengefaßten, weitausholenden und einheitlich nord- (respektive gebirgsauswärts-) vergenten Deckentektonik der Westkarpathen würde dann wohl erst für den innerhalb dieser äußeren Kerngebirgsreihe befindlichen und sozusagen die Nordostfortsetzung unserer Zentralalpenzone darstellenden Karpathenraum gelten, aber auch hier scheint uns eine Revision dieser modernen Deckenbauauffassung doch in der Hinsicht empfehlenswert, ob die so überraschend weitreichenden und dabei oft ganz erstaunlich dünnen Deckeneinheiten nicht etwa in kürzere und verschieden gerichtete Überschiebungen aufgelöst werden könnten — in teilweiser Rückkehr zu alten Uhlig'schen Vorstellungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(1903)[38]). Als eine besonders große mechanische Schwierigkeit in solchem Sinne dünkt uns die fern im Süden — am Nordrande der „Gemeriden" bei Brezno (ENE von Banska Bystrica-Neusohl) — „eingewurzelte" und trotz ihrer ja doch nur mäßigen Stärke bis zu den äußeren Kerngebirgen oder sogar darüber hinaus in ca. 60 km Erstreckung vorgeförderte „obere subtatrische" oder „Choč-dolomit-Decke" zu sein.

VI. Literaturverzeichnis.

1951. Aberer, F., Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 39—41 (1946—1948), p. 1—73 (Wien).

1918. Ampferer, O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., 96. Bd., p. 1—56 (Wien).

1924. —, Über Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. Jahrb. Geol. B.-Anst., Bd. 74 (1924), p. 117 ff. (Wien).

1948. Barbier, R., Les Zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. pour. serv. à l'explic. de la Carte géol. dét. de la France, p. I—XII u. p. 1—292 (Paris).

1830. Boué, A., Serpentin in kontaktmetamorphem Flysch bei Waidhofen. Journal de géologie, Vol. I (1830), p. 66 (Paris).

1937. Brinkmann, R., K. Grundlach, H. Lögters u. W. Richter, Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. Geol. Rundschau, Bd. XXVIII (1937), p. 438—447 (Stuttgart).

1926—1927. Cornelius, H. P., Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv (Abhandlungen), 4. Jahrg. (1926—1927), 1.—5. Heft, vgl. bes. p. 207 u. 210—211 (München).

1940. — Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 92 (1940), p. 271 ff. (Hannover).

1927. — u. M. Furlani-Cornelius, Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. Verh. Geol. B.-Anst., 1927, Nr. 10, p. 201—205 (Wien).

1928. Del-Negro, W., Zur Alpensynthese. Geol. Rundschau. Bd. XIX (1928), p. 493 (Stuttgart).

1940. — Klippenzone und Großtektonik der Ostalpen. (Zur Frage des Tauernfensters). Mitt. f. Erdkunde, herausgegeb. v. G. Lahner, 9. Jahrg., Nr. 1—3 (Jänner bis März 1940), p. 4 (211)—27 (234), (Linz a. d. Donau).

1941. — Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 93 (Jahrg. 1941), Heft 1, p. 34—40 (Berlin).

1950. — Geologie von Salzburg (Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck).

1930. Friedl, K., Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 24 (1930), p. 128—141 (Wien).

1907. Geyer, G., Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. Verh. Geol. R.-Anst., p. 55 (Wien).

1908. — Erläuterung zur Geologischen Karte usw., Blatt Gaming und Mariazell (Verlag Geol. R.-Anst., Wien).

1909 — Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. Geol. R.-Anst., Bd. 59 (1909), p. 29 ff. (Wien).

1911. Erläuterungen zur Geologischen Karte usw., Blatt Weyer, 60 pp. (p. 8—12 m. Literaturnachweisen!). (Verlag Geol. R.-Anst. Wien.)

1935. Gignoux, M. et L. Moret, Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises Ann. de Géographie, No. 244, XLIIIe année (15. Juillet 1934), p. 337—363 (Librairie Armand Colin, Paris).

[38]) Vgl. auch die zwischen F. X. Schaffer (Zentralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1938, Abt. B, No. 7, p. 225—228; l. c., 1940, Abt. B, No. 3, p. 87) und E. Spengler (l. c., 1939, Abt. B, No. 2, p. 63—68) diesbezüglich erfolgte Diskussion.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1944. Götzinger, G., Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. Ber. d. Reichsamt f. Bodenforschung, Jahrg. 1944, p. 73—80 (Wien).

1949. Hartl, H., Das Konglomerat von Konradsheim. Mitt. d. Geol.- u. Bergbaustudent. i. Wien, Jahrg. I (1949), Heft 3, p. 31—33 (Geol. Inst. d. Univ., Wien).

1906. Haug, E., Les Nappes de Charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1. et 2. Parties. Bull. de la Soc. géol. de France, 4. sér., tome VI, p. 366 (Paris).

1921. Heim, Alb., Geologie der Schweiz. Bd. II: Die Schweizer Alpen. (Verlag Tauchnitz, Leipzig.)

1890. Jüssen, E., Beiträge zur Kenntnis der Klausschichten in den Nordalpen. Jahrb. Geol. R.-Anst., Bd. XL, p. 381 ff. (Wien).

1935. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol (Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin).

1912 a. Kober, L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. math.-nat. Kl. d. kais. Ak. d. Wiss., Bd. LXXXVIII, p. 345—396 (Wien).

1912 b. — Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. V, p. 1 ff. (Wien).

1923. — Bau und Entstehung der Alpen (Verlag Borntraeger, Berlin).

1926. — Geologie der Landschaft um Wien (Verlag J. Springer, Wien).

1938. — Der geologische Aufbau Österreichs (Verlag J. Springer, Wien).

1947. — Wiener Landschaft (Wr. Geograph. Studien, herausgegeb. v. H. Leiter, Touristik-Verlag, Wien).

1922. Kockel, C. W., Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XV, p. 63 ff. (Wien).

1939. Köhler, A. und A. Marchet, Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien, Min. u. Petrogr. Mitt., Bd. 51 (1939), bes. p. 135 (Akad. Verlagsges. Leipzig).

1926. Kossmat, F., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Ak. d. Wiss., XXXVIII. Bd. (1926), No. II, p. 1—63 (Leipzig).

1936. Kraus, E., Der Abbau der Gebirge. I. Bd. Der alpine Bauplan (Verlag Borntraeger, Berlin).

1947. Leuchs, K., Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. Sitzungsber. d. Österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 3. u. 4 Heft, p. 167—180 Wien).

1937 a. Lögters H., Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen-Buchdenkmal). Mitt. aus d. Geol. Staatsinst. in Hamburg, Heft XVI (Hamburg).

1937 b. — Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. Jahrb. d. Oberösterr. Musealver., Bd. 87, p. 369 (Linz a. d. Donau).

1931. Matejka, A. et D. Andrusov, Aperçu de la Géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guides des excursion dans les Carpathes occidentales. II. Knihovna Stát. géol. Ust. Českoslov. Rep., Svazek 13 (Praha).

1948. Müller-Deile, G., Neue Ergebnisse aus der Grenzregion zwischen der Flyschzone und den nördlichen Kalkalpen. (Zusammenfassung.) Geol. Rundsch., Bd. 35, p. 76 (F. Enke-Verlag, Stuttgart).

1886. Neumayr, M., Juraablagerungen von Waidhofen an der Ybbs. Verh. Geol. R.-Anst. 1886, p. 348 (Wien).

1898. Paul, C. M., Aufnahmsbericht aus dem Flyschgebiete des Ybbstales in Niederösterreich. Verh. Geol. R.-Anst. 1898, p. 276 (Wien).

1899. — Die Wiener Sandsteine des Ybbstales in Niederösterreich. (Aufnahmsbericht.) Verh. Geol. R.-Anst. 1899, p. 282 (Wien).

1926. Petrascheck, W., Die Steinkohlen der Alpen. Zeitschr. d. Oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Ver., Jahrg. 1926, 8./9. Heft, p. 594—598, Kohlen der Grestener Schichten (Katowice).

1930. Richter, M., Der ostalpine Deckenbogen. Eine Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrb. Geol. B.-Anst., Bd. 80, p. 497 ff. (Wien).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1939. Richter, G., Das Grenzgebiet Alpen—Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3. Folge, Bd. 19 (1939), p. 47 (Göttingen).

1951. Richter-Bernburg, G., Die Grenze Westalpen—Ostalpen im tektonischen Bilde Europas. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 102 (Jahrg. 1950), 2. Teil, p. 181—188 (Hannover).

1907. Schmidt, C., Bild und Bau der Schweizer Alpen, bes. p. 70, 83, 85 (Basel).

1951. Schnittmann, F. X., Sind die Mittleren Freiburger Voralpen (Préalpes Médianes) unterostalpin? Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 102 (Jahrg. 1950), 2. Teil, p. 227—246 (Hannover).

1940. Schwinner, R., Zur Geschichte der Ostalpen-Tektonik. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 92. Bd. (1940), p. 263—270 (Berlin).

1943. — Die Zentralzone der Ostalpen. In. F. X. Schaffer, Geologie der Ostmark, p. 45—135 (Verlag F. Deuticke, Wien).

1933. Solomonica, P., Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmals. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. XXVI, p. 207 (Wien).

1934. — Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. XXVII, p. 1 ff. (Wien).

1937. Spengler, E., Der geologische Aufbau der Westkarpathen. Sammlung gemeinnütz. Vortr., herausgeg. v. Deutsch Ver. z. Verbr. gemeinn. Kenntn., p. 1—64 (Prag).

1924. Staub, R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F., 52. Liefrg., Bern).

1871. Stur, D., Geologie der Steiermark, p. 325—326 (Graz).

1909. Sueß, E., Das Antlitz der Erde, Bd. III.$_2$, p. 203—208 (Verlag F. Tempsky und G. Freytag, Wien-Leipzig).

1936. Tercier, J., Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, Nr. 1, p. 213 ff. (Bâle).

1945. — Le problème de l'origine des Préalpes. Bull. de la Soc. frib. des Sc. nat., Vol. 37, p. 252—267 (Fribourg).

1906. Trauth, F., Vorläufige Mitteilung über die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen. Akad. Anz. d. kais. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1906, Nr. XVIII, p. 308 ff. (Wien).

1908. — Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. I, p. 112 ff. (Wien).

1909. — Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Or., Bd. XXII, p. 1 ff. (Wien).

1919. — Die „Neuhauser Schichten", eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. Verh. geol. R.-Anst., p. 333—339 (Wien).

1921. — Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. XIV, p. 105 ff. (Wien).

1928 a. — Geologie der Klippenregion von Ober-St.-Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. XXI (1928), p. 35 (Wien).

1928 b. — Geologie der Umgebung von Ybbsitz. Beilage zu Dr. E. Meyer, Geschichte des Marktes Ybbsitz (2. Aufl., 1928), p. 283—308 (Verlag: Marktgemeinde Ybbsitz).

1934. Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anz. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. 1934, p. 8 (Wien).

1936. — Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XXIX (1936; F. E. Sueß-Festschrift), p. 473 ff. (Wien).

1938. — Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. Palaeontograph. Bd. LXXXVIII, Abt. A, p. 115—229 (p. 122 auch Hinweis auf die sonstigen einschlägigen Aptychen-Untersuchungen des Verfassers, bes. Laevaptychi 1931 und Punctaptychi 1935) (Stuttgart).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1948. — Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. Verh. Geol. B.-Anst. 1948, Heft 10—12, p. 145—218 (Wien).
1903. Uhlig, V., Bau und Bild der Karpathen (Aus: Bau und Bild Österreichs, Verlag Tempsky und Freytag, Wien und Leipzig).
1907. — Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVI, Abt. I, p. 1 (872) ff. (Wien).
1939. Weber, E., Alter und Deutung des Marmorvorkommens von Großweil bei Schlehdorf am Kochelsee. Zentralbl. f. Min. usw., 1939, Abt. B., p. 442 bis 451 (Stuttgart).

Buchbesprechungen

Cadisch, J., Geologie der Schweizer Alpen. Zweite Auflage. Verlag Wepf & Co., Basel 1953. 480 Seiten. S 275·—.

Übersichtliche Gliederung, präzise Formulierung der Grundbegriffe, gleichwertige Heranziehung stratigraphischer, petrographischer und tektonischer Ergebnisse sowie Mitberücksichtigung der spezifisch ostalpinen Erkenntnisse (O. Ampferer u. a.) kennzeichnen auch die zweite Auflage der Geologie der Schweizer Alpen von J. Cadisch. Es wurde ja bei uns immer wieder mit Bedauern festgestellt, daß die erste Auflage dieses vortrefflichen Buches (1934) längst vergriffen war.

Stratigraphie (vor allem die neueren Ergebnisse der Mikropaläontologie) und Petrographie (von E. Niggli junior bearbeitet) sind in der vorliegenden zweiten Auflage bedeutend erweitert dargestellt. Das hat eine gewisse Vergrößerung des Umfanges zur Folge, worunter aber die Lesbarkeit des Werkes durchaus nicht leidet. Denn der Verfasser und auch E. Niggli verstehen es, den handbuchartigen Charakter des Buches durch allgemein interessierende Zwischenkapitel lehrbuchartig zu gestalten.

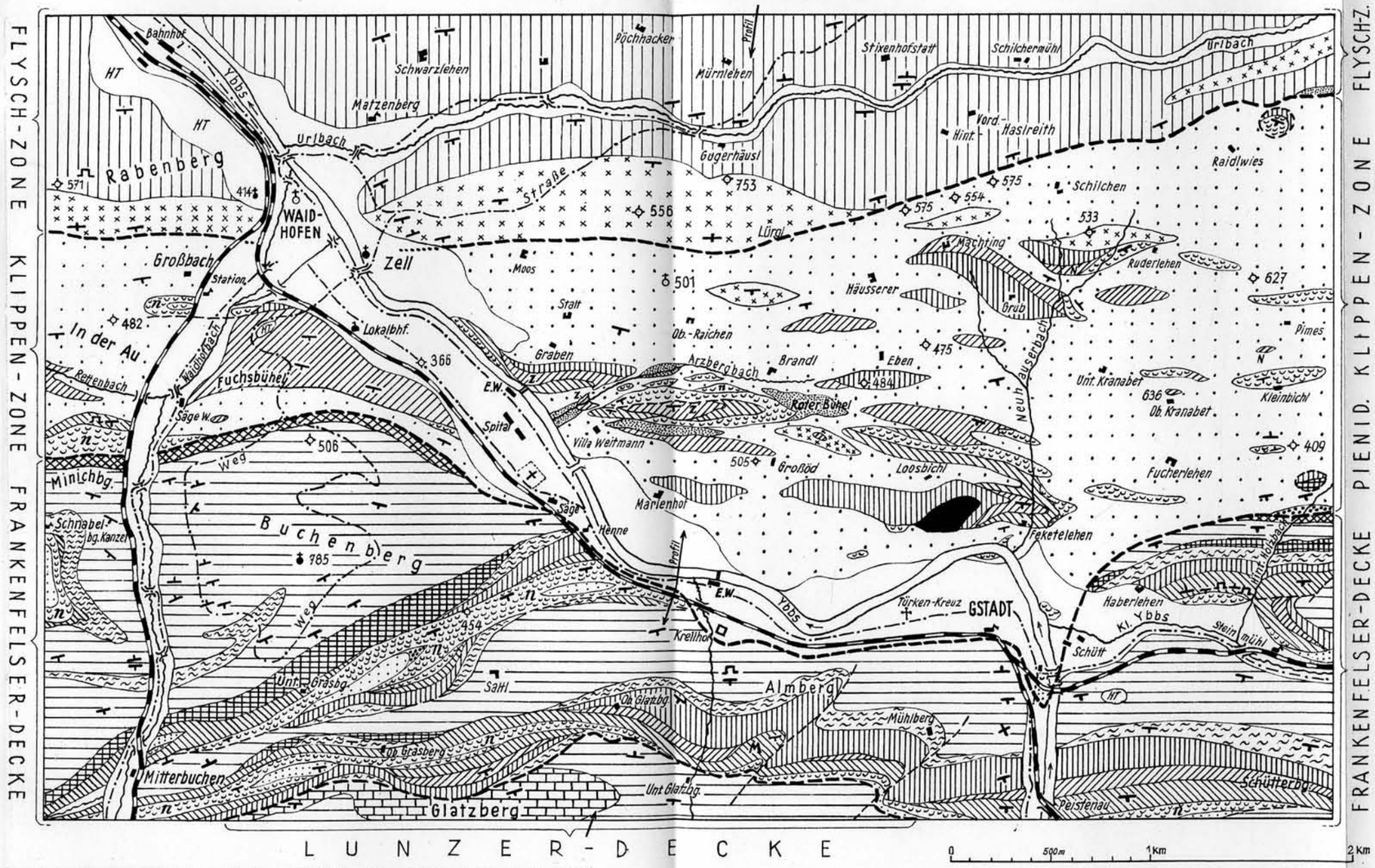
Die Grundlagen der alpinen Geologie mit den wichtigsten Theorien der Gebirgsbildung, faziellen und tektonischen Leitlinien, Diskussion der Schwierigkeiten bei hypothetischen Deckenverbindungen über erodierte Kulminationsgebiete, rein beschreibende und nicht genetische Fixierung des Begriffes Wurzelzone und Darstellung der Gebirgsbogen mit den tektonischen Störungen an den seitlich abbiegenden Bogenenden (Westalpenbogen — Ostalpenbogen) bilden den Auftakt.

Die Erläuterung des Begriffes Geosynklinale führt zur Besprechung der Auffassungen der verschiedenen geologisch-tektonischen Schulen mit Charakterisierung des Haugschen Dualismus einerseits (Geosynklinale im Gegensatz zu den epeirogenen Seichtwasserüberflutungen) und andererseits der mehr einheitlichen Auffassung jedes mächtigen Sedimentationsbeckens als „Geosynklinale", gleichgültig ob später ein Gebirge daraus wird oder nicht. J. Cadisch zeigt, daß die letztgenannte einheitliche Auffassung des Geosynklinalbegriffes sowohl auf dem extrem-alpingeologischen Wege (E. Argand), als auch auf dem Wege der kontinentalen Geologie (H. Stille) erreicht wurde. Die Ansichten von E. Argand (1916 und 1924) über die Bedeutung tektonischer Zyklen, Phasen der Gebirgsbildung, embryonaler Sedimentationsschwellen und sich daraus entwickelnder Deckenstirnen nehmen überhaupt einen führenden Platz im theoretischen Gebäude der Schweizer Alpengeologie ein und die Stillesche Nomenklatur ist aus Vollständigkeitsgründen auch noch mitangeführt. Die normale Abfolge eines Sedimentationszyklus wird nach P. Arbenz erläutert und am Beispiel der helvetischen Kreide besprochen, wobei interessante Detailergebnisse zur Sprache kommen (Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen Transgressions- und Regressionsbedingungen innerhalb der Glaukonithorizonte, welche als Trennungslagen dem viermaligen Auftreten der Urgonkalkfazies [Inundationsphase] zwischengeschaltet sind). Die Prinzipien der orogenen Sedimentfazies mit exakter Definition der Begriffe: Bündnerschiefer, Bündnerschieferflysch, Niesenflysch, Wildflysch und Flysch werden erläutert. Ein eigener Abschnitt behandelt die Herkunft der Kristallinblöcke im Wildflysch. Dabei kommt die fundamental wichtige, noch ungelöste Frage des zeitlichen Vorrückens der Decken im Schweizer Raum zur Zeit Oberkreide-Alttertiär zur Besprechung, deren Lösung auch für die Ostalpen von enormer Bedeutung wäre. Nimmt man mit W. Leupold an, daß die unterostalpine Deckenstirne schon zur Oberkreidezeit über den zusammengeschobenen Schweizer Pennindecken lag, so müßten die heute im Wildflysch sedimentär eingebetteten unterostalpinen Granitblöcke damals den breiten Sedimentationsbezirk des Prätigauschiefers (Oberkreide—Untereozän) bzw. des Niesenflysches als Gerölle durchwandert haben. Das ist aber wegen der Größe und kantigen Beschaffenheit des Blockmateriales (Transport infolge submariner Rut-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Geologische Karte des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a.d. Ybbs und Steinmühl bei Gstadt

Aufgenommen von **F. TRAUTH**



Zeichenerklärung

Quartär

- Tal-Alluvium u. diluv. Niederterrassenschotter (bes. an der Ybbs)
- HT — diluv. Hochterassenschotter

Ob. Kreide u. Alttertiär (Flyschbildung)

- Glaukonit-Eozän
- rote Schiefertone (wohl Oberkreide)
- Inoceramenkreide (Ob. Kreide) d. Flyschzone
- bes. Ob. Kreide-Klippenhüllflysch
- Gosauflysch der Kalkalpen (Ob.-Kreide)
- Mergel mit Geröllen v. Granit, Porphyr, Quarzit usw. (wohl Genoman-Kongl.)

Unt. Kreide

- n — Neokom-Mergel
- Tithon-Neok. Aptychenkalke u. Mergelkalke

Jura

- Malm (bes. Arzbergkalke d. Klippenzone u. Steinmühlkalke d. Kalkalpen)
- M — Mühlbergkalk (bes. Tithon) d. Kalkalpen
- Dogger (bes. Posidonienmergel d. Klippenzone u. Hornstein- u. Vilser-Kalke d. Kalkalpen)
- N — Neuhauser Schichten (höh. Dogger) d. Klippenzone
- Z — Zeller Schichten (subalp. Klauschichten = höh. Dogger) d. Klippenzone
- Lias (bes. Grestener Schichten d. Klippenzone u. Fleckenmergel d. Kalkalpen)

Trias d. Kalkalpen

- Kössener Schichten
- nor. rhät. Grenz-Rauhwacke
- rhät. Dachsteinkalk
- Hauptdolomit
- Opponitzer Rauhwacke
- Serpentin bei Gstadt

- Haupt-Überschiebungslinien
- Flexuren, Schuppungen

Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1954. — Österreichische Staatsdruckerei. 4600 54

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1954

Band/Volume: 1954

Autor(en)/Author(s): Trauth Friedrich

Artikel/Article: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a.d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen 89-140