Jb. Geol. B. A.	Bd. 107	S. 1—9	Wien, August 1964

Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus

Von Herwig Holzer *)

Jeder Bergwanderer, der einmal eine Durchquerung der östlichen Dachstein-Hochfläche, etwa von der Gjaidalm zur Brünner Hütte, unternommen hat, kann die Geländeschwierigkeiten ermessen, welche von den Autoren der „Geologischen Karte der Dachsteingruppe" (1954) überwunden werden mußten.

Das aus der Entfernung nahezu eben oder leicht wellig erscheinende Gelände „Am Stein" löst sich in der Nähe in einen meist latschenüberwachsenen Wechsel von Kluftgassen, Dolinen, Rücken und Karstwannen auf, in welchem die Orientierung, besonders aber die Übertragung geologischer Daten in die topographische Karte, überaus mühsam und ungenau, wenn nicht unmöglich ist.

O. Ganss (1938) konnte bei der geologischen Aufnahme des östlichen Dachsteinstockes gewisse Regelmäßigkeiten der Verkarstungserscheinungen feststellen, die sich in einer konstanten Richtung der Karrenspalten ausprägen. „Die Karrenbildung modelliert unter Umständen kaum sichtbare tektonische Strukturen mit kräftigen Linien heraus. Solange sie den Maßstab der Übersichtlichkeit noch nicht überschritten haben, dienen sie der Aufhellung tektonischer Linien, die im homogenen Gestein nur schwer zu finden wären. Wird der Maßstab der Übersichtlichkeit jedoch überschritten, dann ist es schwer, die Wüstenei einer Karrenlandschaft aufzulösen. Der Mensch taucht unter zwischen den Rinnen, Schloten, Dolinen und Türmen. Jeder Überblick schwindet in diesem Chaos, das aus einem wohlgeordneten System von tektonischen Linien hervorgegangen ist" (Ganss 1938, S. 592—593).

Auf der geologischen Karte der Dachsteingruppe wurde, um die prächtige Felszeichnung der Alpenvereinskarte nicht zu stören, nur ein kleiner Teil der im Dachsteinkalk des Plateaus auftretenden Brüche in der Karte mit roten Linien versehen (Erläuterungen 1954, S. 61). Sicherlich ist es kaum möglich, die zahllosen größeren oder kleineren Störungslinien mit der üblichen geologischen Kartierungstechnik aufzunehmen bzw. auf der Karte darzustellen, da man hier eben den Maßstab der Übersichtlichkeit überschreiten würde.

---

*) Anschrift des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

Bereits ein erstes Durchblättern der Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen im Raume der Dachsteinhochfläche zeigte, daß hier ein ideales Anwendungsgebiet der allgemein als „Photogeologie" bekannten geologischen Luftbildinterpretation vorliegt.

In loser Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Fridtjof BAUER vom Speläologischen Institut unternahm es der Verfasser, die Luftphotos der östlichen Dachsteinhochfläche geologisch auszuwerten. Einerseits sollte damit die Anwendbarkeit der Photogeologie im alpinen Raum herausgestellt werden, andererseits war eine Ergänzung der modernen geologischen Dachsteinkarte im Hinblick auf eine detaillierte Darstellung des Störungsnetzes zu erhoffen; eine Ergänzung, die vielleicht zu den laufenden Karstuntersuchungen des Speläologischen Institutes beitragen kann.

Während der Bearbeitung der Luftbilder des Dachsteingebietes durch den Verfasser erschien die Veröffentlichung von P. SCHMIDT-THOMÉ (1960) über den Ifengebirgsstock im Allgäu. Darin kommt zum Ausdruck, daß die exakte Untersuchung der vielfältigen tektonischen Kleinformen im Karst nur mit Hilfe von Luftbildern möglich war.

Unsere hiemit vorgelegte photogeologische Karte des östlichen Dachsteinplateaus ist das Ergebnis der Auswertung der Luftbilder

D 8159—8179, D 7510—7527, D 7451—7470, D 4885—4896,
C 7346—7363, C 13742—13759, C 14126—14147 und C 13730—13731,

Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme).

Die Karte deckt Ausschnitte der österreichischen Karte 1 : 25.000 Bl. 96/3 und 4 und 127/1 und 4, und umfaßt ein Gebiet von rund 160 km^2.

Der Photomaßstab der verwendeten Bildstreifen schwankt ungefähr zwischen 1 : 13.000 und 1 : 14.500; der mittlere durchschnittliche Maßstab der Bildstreifen beträgt rund 1 : 13.500. Die geologische Bildinterpretation erfolgte unter Verwendung eines WILD-Klappspiegel-Stereoskops. Die auf Ultraphanfolien gezeichneten Interpretationsstreifen wurden unter Zuhilfenahme einer Reihe von Paß- und Grundkontrollpunkten abschnittsweise phototechnisch verkleinert oder vergrößert und schließlich zu einer Originalzeichnung im Maßstab 1 : 13.500 zusammengefügt. Nach Verkleinerung der Manuskriptkarte führte Herr P. MUNDSPERGER die Reinzeichnung im Maßstab 1 : 25.000 aus.

Der Genauigkeitsgrad unserer Karte scheint für die geologische Darstellung des Kluftnetzes völlig ausreichend, hätte aber auch bei Verwendung photogrammetrischer Entzerrungsgeräte noch gesteigert werden können.

Erkundung von Störungen mit Hilfe von Luftbildern

Hierüber berichten zahlreiche Veröffentlichungen. Bereits 1928 untersucht J. L. RICH „Jointing in Limestone As Seen from the Air". Über die Erkennbarkeit und Deutung von Linearen im Luftbild wurde in der Folge so viel veröffentlicht, daß im englischen Sprachraum eine gewisse Verwirrung in der Nomenklatur solcher Erscheinungen entstand. L. H. LATTMAN (1958) schlägt folgende Definitionen vor, die wir auszugsweise anführen wollen:

„Photogeological fracture traces" sind natürliche Lineare, die sich in der Topographie (einschließlich geradlinig verlaufender Segmente des Entwässerungsnetzes), Vegetation und geradliniger Anordnung von Farbton-Unterschieden des Bodens ausprägen und die in erster Linie im Luftphoto in Erscheinung treten. Hieher gehören auch Störungen im anstehenden Fels, die mit Hilfe des Luftbildes kartiert werden können.

„Photogeological lineaments": auf natürliche Weise entstandene lineare Strukturen, die sich im wesentlichen in der oben geschilderten Weise im Luftbild erkennen lassen und die sich zumindest auf die Entfernung von einer Meile oder auch auf größere Länge verfolgen lassen.

Die „photogeological fracture traces" werden stereoskopisch auf den Luftphotos kartiert. Sie können kleinere Störungen oder Klüfte sein. Photogeologische Lineamente werden ebenso auf Luftbildern oder Bildmosaiken kartiert und weisen auf regionale Zerrüttungszonen oder tiefgreifende Störungslinien hin.

Im Sinne obiger Definitionen sind die allermeisten auf unserer Karte dargestellten Lineare als „photogeological fracture traces" aufzufassen.

Ein gutes Beispiel für „Lineamente" ist in der Arbeit von W. S. TWENHOFEL und C. L. SAINSBURY (1958) enthalten, welche mit Hilfe von Luftphotos ein Bruchsystem in Alaska auf eine Entfernung von 1600 Meilen verfolgen und kartieren konnten.

Der besondere praktische Wert des Luftbildes bei der Erkundung von Störungen geht u. a. aus den Arbeiten von BOLOGNINI und PISTOLESI (1963) bzw. MARCHESINI, PISTOLESI und BOLOGNINI (1963) hervor: in der ersten Veröffentlichung wurden teilweise mineralisierte Lineare im südlichen Marokko, in der zweiten Studie ein Störungsnetz in Italien zwecks Gewinnung von Naturdampf mit photogeologischen Methoden bearbeitet.

Klufttektonische Untersuchungen in den Ostalpen

Die Kenntnis der Verwerfungen gehört wegen ihrer Bedeutung für den Bergbau wohl zum ältesten Wissensgut der Geologie. H. HÖFER von HEIMHALT (1917) bezeichnet den „churfürstlich-sächsischen Bergmeister Balthasar Röszlern" [1]) als den Schöpfer der Lehre von den Verwerfungen. Aus neuerer Zeit soll hier nur auf die Untersuchungen von W. SALOMON (1911), H. CLOOS (1936) bis R. ADLER (1960) verwiesen werden.

Trotz der „Berge des Schrifttums, das die Klüfte in ihren Beziehungen zum Gebirgsbau und zum Gewässernetz erörtert" (J. STINI 1925) ist es im ostalpinen Raum diesbezüglich recht ruhig geblieben. Es ist das Verdienst STINIS, auf das Studium der Klüfte als gangbaren Weg zur Verfeinerung der Feldaufnahmen und für die Lösung theoretisch wie praktisch wichtiger geologischer Fragen hingewiesen zu haben.

Leider sind seither nur spärlich klufttektonische Untersuchungen veröffentlicht worden. Nach P. SCHMIDT-THOMÉ (1954) lohnen nur die Arbeiten aus den bayerischen Kalkalpen eine vergleichende Betrachtung.

---

[1]) „Speculum metallurgiae politissimum" oder „Hellpolierter Bergbau-Spiegel", Dresden 1700; Manuskript aus 1649.

Danach treten in den Nördlichen Kalkalpen Scherkluftsysteme auf, teils als Begleitklüfte streichender Störungen, teils als gekreuzte Systeme. Sie sind jünger als die Falten- und Deckenstrukturen und für die nördlichen Kalkalpen mit ihrem flachen, nordvergenten Deckenbau besonders bezeichnend.

Dachsteinmassiv

Die im Dachsteingebiet auftretenden Störungen waren bereits E. SUESS und F. HAUER (1857) bekannt, die zwei aufeinander senkrecht stehende WNW- bzw. NNE-Sprungsysteme kennen.

O. GANSS (1938) erkennt die an Klüftung gebundene Regelmäßigkeit der Verkarstungserscheinungen. Er beschreibt ein NW-verlaufendes Spaltensystem, welches syntektonisch mit Hirlatzkalk ausgefüllt wurde, während Ost—West-verlaufende, tertiär angelegte Spalten dem rezenten Verkarstungsvorgang als Angriffspunkt gedient haben. Beide Systeme werden als Zugspalten angesehen. Nach GANSS sind die Liasspalten ursprünglich ebenfalls in E—W-Richtung verlaufen und wurden erst durch eine rechtssinnige Drehung des Dachsteinmassivs während Überschiebungsvorgängen in die gegenwärtige Lage gebracht. Der heutige morphologische Bauplan des zentralen Dachsteinstockes ist nach GANSS (1939) einzig und allein durch eine im Jungtertiär angelegte Bruchtektonik begründet. Die Sprunghöhe der Brüche wird auf 5—10% der Gesamtmächtigkeit der triadischen Kalkplatte geschätzt.

In einer morphotektonischen Analyse der zentralen und westlichen Dachsteingruppe betont E. WILTHUM (1954) die an Störungen gebundene Anlage von Dolinen, Dolinengassen und Karstwannen. Verwerfungsspalten werden nach WILTHUM durchwegs von Augensteinvorkommen plombiert. Die Leitlinien des Reliefs und die Störungssysteme vereinigen sich zu einem gesetzmäßigen Netz; einer linearen Tektonik entspreche eine lineare Morphologie.

Zur photogeologischen Karte

a) Anstehendes

Das unsere Karte umfassende Gebiet wird fast zur Gänze aus Dachsteinkalk aufgebaut. Dieser erscheint im Luftbild recht einförmig. Leichte Unterschiede im Grauton können durch unbedeutende Feuchtigkeitsunterschiede bedingt sein. Die wenig ausgedehnten Vorkommen von Hirlatzkalk im Umkreis des Hirlatzkammes waren im Luftphoto nicht erkennbar.

Schichtköpfe und Schichtstufen zeichnen sich im allgemeinen sehr gut ab; sie konnten über den ganzen Ausschnitt unserer Karte verfolgt werden und wurden zeichnerisch durch eine zarte, parallelverlaufende Signatur dargestellt.

Dadurch kommen scheinbar gewisse Bereiche von geschichtetem bzw. ungeschichtetem Dachsteinkalk zum Ausdruck, die sich jedoch nicht scharf umgrenzen lassen. Im wesentlichen besteht unser Raum aus

geschichtetem Dachsteinkalk; jene Räume, die auf der Karte als ungeschichtet erscheinen, bestehen aber nicht aus Riffkalken. Vielmehr handelt es sich um Abschnitte, in welchen die Schichtung weniger deutlich entwickelt ist bzw. sich an den Luftbildern nicht ablesen läßt.

Die Streichrichtung ist überwiegend gut erkennbar. Die Pfeile der Karte zeigen die Fallrichtung an (meist flachere Einfallswinkel). Bemerkenswert ist hierbei bei einem Vergleich mit der geologischen Karte, daß die Luftbildanalyse stellenweise zwei sich kreuzende Streichrichtungen ergab. Hieraus ist zu schließen, daß zahlreiche, als Störungen eingetragene Lineare echte Verwerfungen sein müssen, längs welcher der Schichtverband eindeutig gestört und verworfen ist.

Die Karsthohlformen, wie Schwinden, Dolinen und Dolinengassen, sind in den Luftaufnahmen ausgezeichnet erkennbar. Bei der Interpretation wurden die Hohlformen ihrer natürlichen Größe entsprechend gezeichnet. Dies wurde auch bei der Übertragung auf den Maßstab 1 : 25.000 nach Möglichkeit eingehalten. Eine Fehlergrenze ist hierbei die Strichdicke der Endausfertigung, weshalb manche der kleinsten Schlucklöcher oder Schlote zeichnerisch nicht mehr darstellbar waren und deshalb ausgefallen sind.

Größere Karstwannen wurden mit stärkerer Umrandung dargestellt; wo der obere Rand der Hohlform durch die rezente Verwitterung zerstört wurde, ist dieser mit unterbrochenen Strichen angedeutet worden.

Manche der in unserer Karte als Striche erscheinenden Störungslinien lassen sich bei stereoskopischer Betrachtung in eine linear angeordnete Reihe von kleinsten Dolinen auflösen.

Einige Hohlformen haben eine aus Moränenschutt bestehende Füllung, was durch die entsprechende Punktsignatur angedeutet wurde.

Auf die besondere Häufung von Schwinden im Raum südöstlich des Däumelkogels sowie an einigen anderen Punkten der Karte soll verwiesen werden.

b) Lockermassen

In einem vegetationsfreien oder nur spärlich bewachsenen Gebiet wie dem unseren ist die kartenmäßige Darstellung von Lockergesteinen auf Grund der Luftbilder überaus genau ausführbar.

Die höchsten Flächenteile im dargestellten Abschnitt (z. B. Gjaidstein, Krippenstein, Speikberg, Wasenspitze, Miesberg) tragen eine Bedeckung von feinstückigem Kalkschutt, der sich im Luftbild recht deutlich von anderen Schuttmassen tieferer Regionen abzeichnet. Gelegentlich erscheint das anstehende Gestein und seine Struktur unter dieser Schuttdecke durchgepaust.

Auf der Karte wurden Gebiete dieser Art als „alte Landoberflächen, z. T. mit periglazialem Frostschutt" abgegrenzt. Sie sind im Luftphoto an einem gewissen samtartigen, etwas dünkleren Farbton erkennbar. (Es liegt nicht in unserer Absicht, hier in eine quartärgeologisch-morphologische Diskussion über Flächensysteme usw. einzutreten. Unsere Karte soll nur die im Luftbild beobachtbaren geologischen Verhältnisse darstellen.)

Moränenwälle sind vor allem im Westabschnitt, im Umkreis der Gletscherfelder zu sehen, wo sie sicher z. T. rezenten Alters sind. Moränen, Moränenschutt, Schuttfächer und Blockschutthalden lassen sich im Luftbild mit großer Deutlichkeit erkennen und kartieren.

c) Störungen

Das Hauptgewicht der photogeologischen Bearbeitungen lag auf dem Erfassen der Störungslinien. Die Karte zeigt eine in ihrer Intensität zwar schwankende, aber doch überwiegend starke Zerstückelung der Kalkplatte des Dachsteinstockes. Besonders eng ist das Störungsnetz im Nordosten der Karte.

Kontrollbegehungen im Gelände ergaben, daß es sich bei den dargestellten Störungen sowohl um Klüfte als auch um Verwerfungen handelt. Bedeutendere unter den zuletzt Genannten sind in der Natur als Zerrüttungszonen ausgebildet, entlang welcher es zur Ausbildung mylonitisierter Streifen und Reibungsbreccien gekommen war. Ohne Erfolg blieb der Versuch, im Felde den Versetzungsbetrag von größeren Störungen abzuschätzen. Die Gleichförmigkeit des Gesteins als auch die vom Verkarstungsprozeß stark überformten Spaltenränder verhinderten dies. Der größte Teil der dargestellten Brüche fällt steil ein; die Richtung des Einfallens war meist nicht klar erkennbar. In der Natur gelingt das stellenweise an kleineren Klüften, während man beim Versuch, einen Einfallswinkel in den schutterfüllten und latschenüberwachsenen Kluftgassen festzustellen, ohne Erfolg bleibt.

Unter den dargestellten Störungen verbergen sich ohne Zweifel auch solche verschiedenen Alters. Einerseits sind die mit Hirlatzkalk erfüllten, demnach präliassischen Spalten, die Ganss beschrieben hat, zu bedenken. Andererseits wird eine Reihe von Brüchen ganz jungen Bewegungen des Dachsteinmassives zuzuordnen sein. Nach Wilthum werden Verwerfungsspalten durchwegs von Augensteinvorkommen plombiert, deren Alter ins untere Miozän gestellt wird.

Uns erscheint jedoch eine gewisse Regelmäßigkeit des Störungsnetzes, die sich in einer diagonalen Anordnung ausprägt, für eine im wesentlichen gleichaltrige Anlage zu sprechen, die nach dem Befund Wilthums in die Zeit vor der Augensteinfüllung einzustufen ist.

Es war verlockend, unsere Störungen mit dem bekannten, ausgedehnten Höhlensystem der Dachsteinhöhlen versuchsweise in Beziehung zu bringen. Hierzu wurde der „Plan der Dachstein-Mammuthöhle", Forschungsstand 1962 (op. cit.) stark verkleinert. Es ergab sich, daß das System der Mammuthöhlen lagenmäßig an das Nordwestende jener langen Störungslinie fällt, die auf der Karte auf etwa 7·5 *km* Länge in NW—SE-Richtung diagonal vom Däumelkopf in die Gegend der Brünner Hütte durchzieht. Der Plan der Mammuthöhle zeigt eine deutliche NW—SE-Richtung des Höhlensystems (Westeingang—Dom der Vereinigung—Schnecke), welche mit der Richtung unserer bedeutendsten Störung übereinstimmt. Die NE—SW-Hauptrichtung des Höhlensystems (Minotaurusgang—Dom der Vereinigung—Arkadenkluft—Schmetterlingsgang) zeichnet sich in zahlreichen Störungen im Raum NE des Däumelkogels klar ab.

Die — im Großen gesehen — gute Übereinstimmung der Hauptrichtungen der Dachstein-Mammuthöhlen mit den obertags im Luftbild kartierbaren Störungslinien legt den Schluß nahe, daß die an der Oberfläche verfolgbaren Brüche wenigstens teilweise in die Tiefe setzen und nicht nur oberflächliche Zerbrechungserscheinungen darstellen. Sicher ist die Entstehung der Höhlen an das Vorhandensein störungsbedingter Lockerzonen gebunden. Der Teufenunterschied von den Höhlen zur Geländeoberfläche in diesem Raum liegt im Durchschnitt bei 200—300 *m*, was wir als Hinweis auf die Größenordnung einiger Brüche auffassen.

Die nachfolgenden drei Figuren in Abb. 1 sind einfache Richtungsrosen, die die Streichrichtung der Klüfte veranschaulichen sollen. Dargestellt wurden zahlreiche, der Originalzeichnung entnommene Brüche.

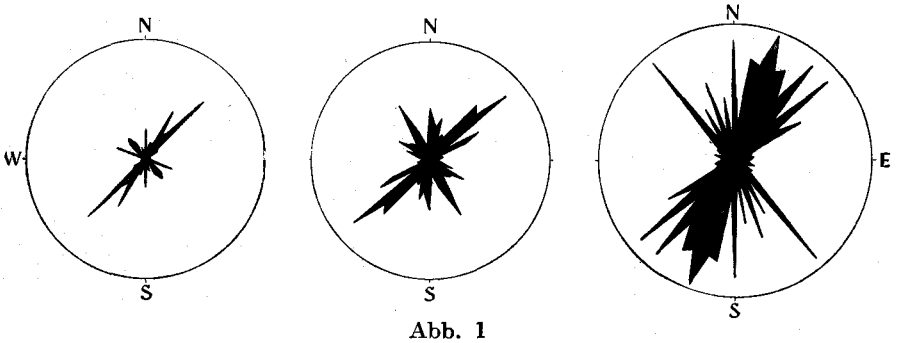


Abb. 1

Fig. 1 umfaßt den NW-Abschnitt unserer Karte im Gebiet Tiergartenhütte—Wiesberghaus—Hoher Ochsenkogel—Simonyhütte—Gjaidstein—Vorderer Hirlatz. Etwa 275 Klüfte wurden eingetragen.

Fig. 2 bringt den zentralen Kartenabschnitt zur Darstellung (Raum Däumelsee—Hirzkar Seelein—Schneeberg Seelein—Grafenberg Alm). Die Kluftrose umfaßt über 300 Störungen.

Fig. 3 zeigt den durch besonders starke Klüftung ausgezeichneten NE-Sektor (um die Bärenlackenalm—Hirzberg—Speikberg—Finitzsee—Neualpe—Plankenalm). Etwa 300 Klüfte sind dargestellt.

Kluftrose 1 und 2 stimmen mit einem deutlichen Maximum in der NE—SW-Richtung und einem etwas kleineren in NW—SE-Richtung gut überein.

In Kluftrose 3 liegt das Hauptmaximum der Störungen in NNE—SSW-Richtung, wozu neben einer betonten NW—SE-Störungsrichtung zahlreiche, um die N—S-Richtung pendelnde kleinere Brüche zum Ausdruck kommen.

Zusammenfassung

Die geologische Auswertung von Luftbildern des östlichen Dachsteinstockes führte zur kartenmäßigen Darstellung eines engen Störungsnetzes, welches mit anderen geologischen Aufnahmsmethoden nicht erfaßbar gewesen wäre. Die mosaikartige Zerlegung der Kalkplatte des östlichen Dachsteingebietes ist teilweise durch echte Verwerfer bedingt, was aus

dem an solchen Störungen stellenweise um 90° verworfenen Schichtstreichen hervorgeht. Karsthohlformen wie Dolinen, Schwinden usw., sind gut kartierbar. Die Abgrenzung von Lockermassen kann mit Hilfe des Luftbildes in großer Genauigkeit erfolgen. Schichtung und Schichtlage des Dachsteinkalkes ist in den meisten Fällen im Luftphoto deutlich ablesbar.

Literaturverzeichnis

a) Die Dachsteingruppe betreffend

BAUER, F. (1956): Die Karstuntersuchungen des Speläologischen Institutes. — Mitt. Höhlenkomm. Jg. 1955, H. 1, S. 1, Wien 1956.

BAUER, F. (1961): Der nacheiszeitliche Lösungsabtrag in den österreichischen Kalkhochalpen. — „Die Höhle" *12* (1961), Wien, 42.

GANSS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebiet. — Geol. R. *29* (1938), S. 584—593, Stuttgart.

GANSS, O. (1939): Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. — Jb. Zweigst. Wien R. A. f. Bodenf. *89* (1939), S. 355—376.

GANSS, O., KÜMEL, F. und SPENGLER, E. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe; mit geol. K. 1 : 25.000. — Wissenschaftl. Alpenvereinshefte, hg. v. D. u. Oe. A. V., H. 15, Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1954.

HOLZER, H. (1958, 1959): Bericht über photogeologische Arbeiten. — Verh. Geol. B. A. 1958, 1959, H. 3.

KRAUS, F. (1893): Karsterscheinungen am Dachsteinplateau. — „Gaea" *29* (1893), Leipzig, S. 325—331.

KREBS, N. (1926): Die Dachsteingruppe. — Bd. 2, Monographien z. Landeskunde, Wien 1926.

Plan der Dachstein-Mammuthöhle 1 : 1000. Gez. v. K. SCHNEIDER und H. TRIMMEL auf Grund einer Theodolitvermessung von B. WAGNER. — Arbeiten d. Gruppe f. Natur- u. Hochgebirgskunde u. alpine Karstforschung d. Sekt. Edelweiß d. ÖAV., Nr. 9, Wien 1962.

SUESS, E. und HAUER, F. (1857): Ein geologischer Querschnitt der Alpen von Passau bis Duino. — Sitzber. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse 1857.

WILTHUM, E. (1954): Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe — Mitt. Geogr. Ges. *96* (1954), Wien, S. 257—307.

WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die Augensteinschotterfelder der Nordalpen. — In: SCHAFFER, Geol. v. Österr. Deuticke Wien 1951.

b) Allgemeines

ADLER, H. (1957): Die Klüfte und Kleinstörungen in ihrer Bedeutung für die Morphologie. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. *11* Stuttgart 1957, S. 498—510.

ADLER, R., FENCHEL, W. und PILGER A. (1962): Clausthaler Tektonische Hefte. — H. 2 u. 3, Clausthal-Zellerfeld 1960 u. 1962.

BOLOGNINI, M. und PISTOLESI, A. (1963): A Study in Airphoto Linears of an Area in Southern Morocco Goulimine District. — EIRA (Ente Italiano Rilievi Aerofotogrammetrici) Chronicle VII, Firenze 1963, S. 30—46.

CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — Borntraeger, Berlin 1936.

HILL, M. L. (1947): Classification of Faults. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geols. *31* (1947), Tulsa.

HÖFER, H. v. (1917): Die Verwerfungen. — Braunschweig, Vieweg & Sohn 1917.

LATTMAN, L. H. (1958): Technique of Mapping Geologic Fracture Traces and Lineaments on Aerial Photographs. — Photogr. Engineering (hg. v. d. Amer. Soc. of Photogrammetry) *24* (1958), S. 568—576.

MARCHESINI, M., PISTOLESI, A. und BOLOGNINI, M. (1963): Fracture Patterns of the Natural Steam Area of Lardarello (Italy) from Airphotographs. — Arch. Intern. d. Photogrammetrie XIV (1963), Transact. of the Symposium on Photo Interpr. S. 524—532.

RICH, J. L. (1928): Jointing in Limestone as Seen from the Air. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geols. *12* (1928), S. 851—862, Tulsa.

SALOMON, W. (1911): Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen usw. — Z. d. D. Geol. Ges. LXIII (1911), S. 496—521.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1954): Klufttektonik und Großstrukturen in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. R. *42* (1954), H. 2, S. 172, Stuttgart.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). — „Erdkunde" *14*, Lfg. 3, Bonn 1960, S. 181—195.

STINI, J. (1925): Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmsgeologie. — Jb. Geol. B. A. *75* (1925), S. 97—127.

TWENHOFEL, W. S. und SAINSBURY, C. L. (1958): Fault Pattern in Southeastern Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer. vol. *69* (1958), S. 1431—1442.

PHOTOGEOLOGISCHE KARTE DES DACHSTEINPLATEAUS

H. HOLZER

DIE KARTE UMFASST AUSSCHNITTE DER OESTERR. KARTE 1:25.000 BLATT 96/3-4 UND 127/1-2

LEGENDE

- Störungen, Brüche und Verwerfungen
- Schichtköpfe und Schichtstufen
- Einfallen des Dachsteinkalkes
- Alte Landoberflächen, z.T. mit periglazialem Frostschutt
- Moränenwälle
- Moränen im Westteil der Karte rezent
- Moränenschutt
- Schuttfächer und -Felder
- Grober Blockschutt z.T. Bergsturzmaterial
- Schutt
- Schwinden, Schlucklöcher, Dolinen
- Eis- und Firnfelder
- Seen und Lacken
- Wasserläufe und trockene Gerinne

Ausgewertet wurden die Luftbildstreifen:
D 8159 - 8179, D 7510 - 7527, D 7451 - 7470
D 4885 - 4896, C 7346 - 7363, C 13742 - 13759
C 14126 - 14147, C 13730 - 13731 (ca. 120 Bilder)
(Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen)

1:25.000

0 1 2 km

Jb. Geol. B. A.	Bd. 107	S. 11—69	Wien, August 1964

Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich)

Von B. PLÖCHINGER *), mit Beiträgen von R. OBERHAUSER, H. STRADNER und G. WOLETZ

Mit 2 Tafeln und 9 Textabbildungen

Inhalt

Seite

Vorwort 12
Summary 12

I. Stratigraphie (mit Aufschlußbeschreibungen und stratigraphischer Tabelle)... 13
1. Die Gesteine der Kalkalpen (Bajuvarikum und Tirolikum) 14
2. Die Gesteine der Klippen-Buntmergel-Flyschfenster 27
A. Klippenserie 27
B. Buntmergelserie 30
C. Flyschserie 33
3. G. WOLETZ: Zur Schwermineralanalyse kretazischer Sandsteine..... 38

II. Tektonik (mit Aufschlußbeschreibungen)
1. Das NE der Wolfgangseestörung (Fensterstörung) gelegene Bajuvarikum und Schafberg-Tirolikum, zwischen dem Kalkalpenrand und St. Gilgen..... 42
2. Das SW der Wolfgangseestörung gelegene Osterhorn-Tirolikum, zwischen dem Kalkalpenrand und St. Gilgen 45
3. Das tektonische Fenster von St. Gilgen 49
4. Das SW der Wolfgangseestörung, zwischen Zwölferhorn und Bleckwand, gelegene Osterhorn-Tirolikum und die Aufschuppung wahrscheinlich bajuvarischer Mergel am südlichen Fensterrand..... 53
5. Das tektonische Fenster von Strobl..... 56
6. Der Sparber (Sparberhorn) und die Buntmergelaufschuppung E des Strobler Weißenbachtales, im Vorfeld der juvavischen Gamsfeldmasse 61

III. Zusammenfassung (mit tektonischer Übersichtsskizze) 63

*) Adresse des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofsky gasse 23.

Vorwort

Zwei Gesteine, die in meiner 1949 von Herrn Prof. L. KOBER approbierten Dissertation angeführt sind, erweckten Verdacht auf das Vorhandensein eines Flyschfensters bei Strobl: der flyschähnliche, quarzreiche Sandstein und der Glaukonit-(Öl-)Quarzit. Handstücke davon mahnten immer wieder, einmal gründlich Nachschau zu halten.

Herrn Dr. S. PREY, mit dem ich oft darüber sprechen konnte, verdanke ich viel. Seine und Herrn Dr. A. RUTTNERS Arbeiten über die Flyschfenster von Windischgarsten und Brettl gaben mir die Überzeugung, daß sich noch stichhaltige Anhaltspunkte finden könnten. Dazu kam, daß bei meiner im Auftrag der Bundesanstalt durchgeführten Kartierung im Fuschlseegebiet eine vom Kalkalpenrand, am Schober-W-Fuß, ausgehende, bedeutende Störung mit der Störung im fraglichen Gebiet verbunden werden konnte.

Dank der von Herrn Direktor KÜPPER gegebenen Zustimmung, die Neukartierung auf das Gebiet südlich des Wolfgangsees auszudehnen, war schließlich der erhoffte Erfolg zu verzeichnen. Die Erwartungen wurden insofern übertroffen, weil neben einer in das Senon reichenden Flyschserie eine außergewöhnlich interessante Klippenserie mit Gesteinen des Tithon und des hohen Neokom vorliegt, diese von senonen bis mitteleozänen Buntmergeln ummantelt wird und neben einem Klippen-Flyschfenster von Strobl noch ein solches von St. Gilgen vorhanden ist.

An dieser Stelle darf ich meinen tiefen Dank jenen Herren aussprechen, welche die Verleihung des Kardinal Innitzer-Preises für diese Arbeit ermöglicht haben.

Grundlegend waren am Nachweis der Fenster als Foraminiferenbearbeiter Herr Dr. R. OBERHAUSER und als Ersteller der Schwermineralanalysen Frau Dr. G. WOLETZ beteiligt. Auch Herr Dr. H. STRADNER lieferte durch die Untersuchung der Nannoflora wertvolle Altershinweise.

Herrn Dozent E. ZIRKL habe ich die Dünnschliffuntersuchung vor allem von Proben aus den Eruptivgesteinsvorkommen des Klippentithons zu verdanken. Den Herren Prof. ZAPFE, Prof. KAMPTNER und Prof. SIEBER schulde ich Dank für einige Fossilbestimmungen.

Für Sprengungen, die Herr Forstadjunkt W. AIGNER an einem Erdölvorkommen im Gaultflysch des Strobler Fensters für mich durchführen durfte, möchte ich auch an dieser Stelle Herrn Forstmeister Dipl.-Ing. R. BRUCKMOOSER sehr danken.

Das auf Blatt Thalgau (64/4) gelegene Gebiet wurde größtenteils im Maßstab 1 : 25.000, der Bereich zwischen Kalkalpenrand, Zwölferhorn und Strobler Weißenbachtal (Blätter Mondsee 65/3, St. Wolfgang 95/1 und Strobl 95/2) im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen. Die Kartierung der interessantesten Stellen der Fenster erfolgte in den Katastermaßstäben 1 : 2880 und 1 : 1440.

Summary

In the limestone-alps of Salzburg two tectonical windows in the region of Lake St. Wolfgang are mapped, situated resp. 5 and 12,5 *km* south of the northern rim of the limestone-alps. These windows contain Klippen- and Buntmergelseries as well as Flysch-rocks, the typical occurences of

which are situated in the foreland N of the limestone-alps. The larger window of Strobl on the southern shore of Lake St. Wolfgang is about 7,5 *km* long and 1,5 *km* wide, the smaller one of St. Gilgen lies along the southwestern shore of the same lake and is 1,5 *km* long and 0,5 *km* wide. As it is the case with the window of Windischgarsten in the limestone-alps of Upper Austria, these newly detected windows are situated along a major disturbance of SE—NW direction (Lake Wolfgang disturbance).

The axes of folding of the Schafberg region in the NE near St. Gilgen run diagonally to the direction of the disturbance mentioned. They are considered to be of pre-gosau origin. The Tirolikum SW of the disturbance (Osterhorn-Tirolikum) was thrusted towards NE in post-lutetian times; its facies differs from that of the Tirolikum in the NE of the disturbance (Schafberg-Tirolikum). As a result of this thrust in NE-direction a marginal syncline was formed in the Osterhorn-Tirolikum. Together with the underlying Bajuvarikum, the Flysch- and the Klippen-Buntmergel-Series were overthrusted upon the Schafberg-Tirolikum and the upper cretaceous (gosau) of St. Wolfgang. In the windows studied a sequence of sediments was found similar to those of the window of Brettl near the northern margin of the Lower Austrian limestone-alps, 120 *km* more to the ENE.

The following litho-series within the tectonic windows are established:

A. Klippenseries: „Flaser" limestone of tithonian age and radiolarites with rocks of volcanic origin (diabase, gabbro, serpentine, ophicalcite, effusive breccia, mottled marls of lower cretaceous age.

B. Buntmergelseries of the „Klippenhülle": clays, marly clays and marls of maastrichtian age and lower—middle eocene age.

C. Flyschseries: gaultflysch (dark slates, glauconitic quarzites, silicous marls, in one case containing an oilshow, glauconitic sandstones and conglomerates with quartzitic glauconitic matrix, soft sandstones of turonian-cenomanian age, flyschmarls of turonian-lower senonian age).

The age determinations of the neocomian and eocene marls were worked out by R. Oberhauser on the basis of foraminifera and by H. Stradner by means of nannofossils; sandstones were examined sedimentologically by G. Woletz. The post-eocene upthrust of the Gamsfeld-massif (Dachsteinnappe) in NNW-direction across the SE-trending Lake Wolfgang disturbance caused an uplift of the Sparber-massif (belonging to the Schafberg-Tirolikum) and the imbrication of the gosau deposits with red coloured eocene marls of the Klippenhülle; therefore here too a comparatively late en-masse upthrusting of large units of the Northern-limestone Alps is indicated.

I. Stratigraphie

(mit Aufschlußbeschreibungen und stratigraphischer Tabelle)

Bei Behandlung der Schichtglieder rücken neue Daten in den Vordergrund; eine umfassendere Darstellung gut bekannter Schichtglieder unterbleibt. Zur schnellen Information empfiehlt sich ein Blick auf die stratigraphische Tabelle Nr. 1, in der auch die Anordnung der tektonischen Einheiten berücksichtigt ist.

1. Die Gesteine der Kalkalpen (Bajuvarikum und Tirolikum) (B = Bajuvarikum, S = Schafberg-Tirolikum, O = Osterhorn-Tirolikum)

Werfener Schichten (S, O). Haselgebirge tritt mehrfach an der Basis des Osterhorn-Tirolikums, am gegen NE aufgeschuppten südlichen Flügel der Wolfgangseestörung auf, so im Bereich des St. Gilgener Fensters, am Mozartsteig, am Oppenauer Bach und im Graben SW Laim. Am Sparber N-Fuß ist es in einigen Wasserrissen des Lindeck aufgeschlossen. Es handelt sich um hellgrüne Haselgebirgstone mit ebenso hellgrünen, oft Hämatit-vererzten Sandsteinbröckchen und kleinen Partien schwärzlichgrauer oder auch bunter, glimmerreicher Werfener Schiefer.

Gipsreiches graues bis graugrünes Haselgebirge wurde nur E des Strobler Weißenbachtales, im Liegenden der zur juvavischen Gamsfeldmasse zu zählenden Gosaubasiskonglomerate des Fahrenberges gefunden.

Gutensteinerkalk (S, O) zeigt sich in seiner typischen dunklen, bitumenreichen und dünnbankigen Ausbildung am Schober N-Fuß, an der E-Seite des Feldberges, bei Elsenwang, N der Füßlmühle und am N-Rand des Ellmausteines. Er stellt das normale Liegende des Wettersteinkalkes dar, in den man ihn am Schober ziemlich unvermittelt, am Ellmaustein aber allmählich durch langsamen Pigmentverlust übergehen sieht. Außer einzelnen Gervillienabdrücken können keine Fossilfunde angeführt werden. Am Fahrweg NE der Drachenwand, K. 1104, liegt der Gutensteinerkalk in Form dünnplattiger Wurstelkalke vor. Zweifellos ebenso hydaspisch sind die dünnplattigen oolithischen Gutensteinerkalke am Ellmaustein, NE der Kote 988.

Wettersteinkalk und -dolomit (S, O). Aus dem meist körnigen Wettersteinkalk ist der Großteil des Schober und des Ellmausteins aufgebaut. Das im allgemeinen massige Gestein läßt aus größerer Entfernung an der Schober W-Seite eine grobe Bankung erkennen. Die Bezeichnung als anisischer Wettersteinkalk (Steinalmkalk) ergibt sich aus der zahlreich am Ellmaustein W-Fuß auftretenden oberanisischen Leitform *Diplopora annulata* Pia [1]). Einen ladinischen Wettersteinkalk vertreten vielleicht nur die kleinen Vorkommen am Feldberg und NW Elsenwang, weil sie unmittelbar vom Hauptdolomit überlagert erscheinen.

Ramsaudolomit ist im Fuschlseegebiet weit verbreitet. Die leichte, grusige Verwitterung dieses hellgrauen bis weißen Gesteines hat die bedeutende diluviale Ausräumung des Fuschlseetales sehr begünstigt.

Karnische Sandsteine und Mergel (S). Der in N—S-Richtung über den Eibensee streichende Lunzer Sandsteinzug wird in seinem Hangenden von Mergelschiefern begleitet. Die Mächtigkeit dieser karnischen Schichtglieder mag etwa 70 *m* betragen. Der Sandstein ist plattig, mergelig, graubraun, der Tonschiefer weich, sandig-glimmerig und bräunlichgrau. Die Schlämmproben erwiesen sich bisher als fossilleer.

Sehr wahrscheinlich besitzt auch der dünnbankige, dunkle Bitumendolomit karnisches Alter, der zwischen dem Ramsaudolomit und dem Hauptdolomit S des Gehöftes Bambichl bei Fuschl auftritt. Ansonsten ist das Karn des Osterhorn-Tirolikums längs der Elsenwang-Rehgraß-störung durchwegs ausgequetscht worden.

---

[1]) Bestimmung Prof. KAMPTNER.

Hauptdolomit (B, S, O). Während man dem größtenteils als Brecciendolomit entwickelten Gestein der bajuvarischen Rippe N der Drachenwand nur etwa 40 *m* Mächtigkeit geben kann, ist der Hauptdolomit im Schafberg- und im Osterhorn-Tirolikum rund 750 *m* mächtig. Das wie üblich kleinstückelig zerfallende, hellbräunlichgraue, gelegentlich auch dunkelgraue Gestein ist meist deutlich gebankt. Wie das Profil am Forstweg des Rannkogels erkennen läßt, stellen sich im höheren Hauptdolomitniveau 1 *dm* bis ½ *m* mächtige, bitumenreiche mergelige Zwischenlagen ein. Im Schafberg-Tirolikum konnten solche Zwischenlagen nicht beobachtet werden.

Plattenkalk (B, S, O). In der bajuvarischen Randzone N der Drachenwand ist das bräunlichgraue, dichte, gut gebankte Gestein nur in wenigen 10 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen, im Tirolikum hingegen ist es 100—120 *m* mächtig. In unserem Abschnitt des Osterhorn-Tirolikums läßt es sich am besten dort studieren, wo es SW der Tiefbrunnau, zwischen 960 und 1000 *m* SH von einem Forstweg gequert wird.

Der *dm*- bis *m*-gebankte, harte, scharfkantig brechende Plattenkalk geht durch Wechsellagerung aus den dunklen Kössener Mergelkalken hervor, ist dicht oder feinkörnig, hellbraun bis dunkelgrau. Zwischen seinen leicht knolligen Schichtflächen schalten sich *mm*- bis *cm*-starke, hellbraun verwitternde, tonige Mergel ein. Eine 4 *m* mächtige rötliche Lage führt Gastropoden und Brachiopoden und gegen das Hangende ist die Wechsellagerung *m*-mächtiger Megalodus-führender Kalklagen mit *dm*-mächtigen, grünlichen bis bräunlichen, dichten Mergellagen zu beobachten. Eine ½ *m* mächtige sedimentär-brecciöse Kalkbank schaltet sich schließlich trennend zwischen dem Plattenkalk und dem liegenden Hauptdolomit ein. Auch an anderen Stellen des Rannberges und des Schwarzenberges ist eine solche nur wenige *dm* mächtige sedimentäre Plattenkalkbasisbreccie zu sehen. Vielleicht ist sie als Anzeichen einer altkimmerischen Bodenunruhe zu werten, welche die schwankende Mächtigkeit des Hauptdolomites erklärt.

Im tiefsten Plattenkalkniveau findet sich am Rannkogel-Jagdsteig in 1050 *m* SH eine mehrere *dm* mächtige, beim Anschlagen stark bituminös riechende, körnige, hellbraune Kalklage, die wegen ihrer Fossilführung bemerkenswert ist. In ihr tritt ausschließlich und zahlreich die Gastropodenform *Worthenia*, nach der Bestimmung von Professor H. ZAPFE *Worthenia contabulata* COSTA, auf. Auch Bivalven (cf. *Myophoria* sp.) zeigen sich gelegentlich. Nachdem Formen der Gattung *Worthenia* in den Nördlichen Kalkalpen bisher nicht gefunden worden sind, mag die fossilreiche Lage als „Wortheniabank des Plattenkalkes", die das tiefste Plattenkalkniveau kennzeichnet, im Auge behalten werden. *Worthenia contabulata* ist eine Leitform der norischen Stufe (G. ROSENBERG 1959).

Am Sparber (Schafberg-Tirolikum) ist der gut gebankte, bräunlichgraue Plattenkalk an die 70 *m* mächtig. An seinem Übergang zum Kössener Mergelkalk ist er massiger, gelbgefleckt und grobspätig.

Kössener Schichten (S, O). Im Schafberg-Tirolikum, wo sie sich im Bereich der Obenauer Alm N St. Gilgen, am St. Wolfganger Schafberg und am Sparber N-Fuß finden, erweisen sie sich insofern als kalkreicher, als die dunklen Kössener Mergelkalkbänke keine oder nur andeutungsweise

weiche Mergelzwischenlagen aufweisen, während im Osterhorn-Tirolikum den meist dünnbankigen Mergelkalken bis über *m*-mächtige graue, weiche Mergel eingeschaltet sind.

Gut zugänglich und schön aufgeschlossen sind die etwa 200 *m* mächtigen Kössener Schichten im Steingraben E des Zwölferhornes und S des Pillsteins, W der Illingeralm (Osterhorn-Tirolikum). Hier liegt innerhalb der Kössener Mergel eine 50—60 *m* mächtig werdende Linse eines *m*-gebankten Lithodendronkalkes. Der seitliche Übergang in die Lumachellen-reichen Mergel erinnert an ein Bioherm, doch sind die zahlreichen Korallenstöcke durchwegs gerollt. Ähnlich mächtige Lithodendronkalkeinschaltungen zeigen sich in den Kössener Schichten an der NE-Seite des Hofwandwaldes.

Die fossilreichen Lagen in den Kössener Schichten des Steingrabens führen *Gervillia inflata* und *Pteria contorta*, jene an der Rannberghütte *Gervillia praecursor* QUENST., *Taeniodon* sp. und *Modiola minuta* GOLDF.

Am Rannberg gehen aus dem *Worthenia*-führenden Plattenkalk allmählich, durch Wechsellagerung, die dunklen, meist dünnbankigen Kössener Mergelkalke hervor. Sie sind am Steig zur Rannberg-Jagdhütte, in 1090 *m* SH, erfüllt von Muschelschalen: *Lima* ex aff. *praecursor* QUENST. und *Modiola* sp.

Enzesfelderkalk (O) ist in der bekannten, intensiv gelbbraunen bis rötlichbraunen, dichten und kieseligen Ausbildung, in meist nur wenige *m* Mächtigkeit, an der Basis der bunten Arietiten-führenden Knollenkalke entwickelt, so z. B. SW der Kloiberalm und am linken Ufer des oberen Steinbaches. Wahrscheinlich entspricht dieser Kalk dem von W. DEL NEGRO 1950, S. 46, beschriebenen, allerdings 1960 nicht mehr genannten grauen, gelben und rötlichen Kieselkalken des Unterlias. An der W-Seite des Vitzer Sparber (K. 755) findet er sich als *m*-mächtiger, gelb durchmischter Knollenkalk im unmittelbar Hangenden eines 2 *m* mächtigen Kössener Mergelkalkes und im Liegenden der bunten Adneterkalke. In den Dünnschliffen (60/467 und 60/470) beobachtete OBERHAUSER *Involutina liassica* (JONES), Lageniden-, Gastropoden- und Echinodermenreste.

Adneterkalk (O, S). Dieser im Lias Alpha bis zum Lias Gamma auftretende, schon oft beschriebene bunte Kalk ist in unserem Abschnitt vor allem im oberen Steingraben und an der S-Seite des Pillstein anzutreffen. Nahe der Steingrabenalm liegt er in nur 3 *m* Mächtigkeit zwischen einer Enzesfelderkalkbank im Liegenden und den grünlichgrauen Malmbasisradiolariten im Hangenden. Ein daraus entnommener Arietit belegt unterliassisches Alter.

Im Profil an der Pillstein S-Seite liegt ein 30 *m* mächtiger, Ammoniten-Belemniten-führender Adneter Knollenkalk über einem hellgrauen, mittelliassischen Hornsteinknollenkalk. Ein im Adneterkalk gefundener *Phymatoceras* cf. *bayani* (DUMORTIER) verweist auf Ober Toarcien. Die Probe 88, welche einer roten, sandigen Mergeleinschaltung dieses Kalkes entstammt, beinhaltet berippte Pseudoglandulinen, glatte Ostracoden, große kugelige Radiolarien, linsenförmige Problematika usw.

Vom knapp außerhalb des Kartenrandes gelegenen Adneterkalk am Steinbruch des Breitenberges nennt W. LEISCHNER (1960, S. 182) *Arnio-*

ceras HYATT und *Asteroceras* HYATT. Stellenweise angehäufte Echinodermenreste deuten auch dort einen faziellen Übergang des dichten Adneterkalkes in den Hirlatz-Crinoidenkalk an.

Eine untergeordnete Rolle spielt der Adneterkalk am Sparber (Schafberg-Tirolikum). Als etwa 15 *m* mächtige Gesteinsrippe ist er an seinem E-Hang fast allseitig von Hirlatz-Crinoidenkalk umgeben.

Hirlatz-, Crinoiden- und Brachiopodenkalk; heller Liaskalk (B, S, O). Bunter Hirlatz-Crinoidenkalk bildet, im N von Fleckenmergeln begleitet, den Felssockel der Ruine Wartenfels. Das etwa 40 *m* mächtige, massige und klüftige Gestein ist ein Baustein der bajuvarischen Einheit.

Für das Schafberg-Tirolikum sind die noch mächtigeren, hellen, massigen und wandbildenden Crinoidenkalke bezeichnend, wie sie z. B. am Aibenberg SW Scharfling dem Plattenkalk aufruhen. Entgegen älteren Aufzeichnungen konnte der Crinoidenkalk nirgends unmittelbar auf Hauptdolomit gefunden werden.

Ein dunkel- bis hellroter und gelblicher bis weißer, vielfach von roten Tonadern durchzogener Crinoidenkalk zeigt sich als wesentlicher Bestandteil unserer zum Schafberg-Tirolikum gehörenden Sparberschuppe. In ihm liegt S der Dürrengrabenalm die Fundstelle von Brachiopoden des Lias Beta (B. PLÖCHINGER 1948, S. 12). Das entspricht der von SPENGLER (1911) zitierten Fauna im Hirlatz-Brachiopodenkalk des St. Wolfganger Schafberges. Neben dem Hirlatz-Crinoidenkalk sind am Sparber die hellen Liaskalke weit verbreitet. Am Sparber und auch am SE-Ende der Wiese des Obenauer Gutes N St. Gilgen zeigen sich Übergänge vom Hirlatz-Crinoidenkalk zum Spongienkalk.

Zwischen dem Gehöft Maad und dem Ostfuß der Kote 1111 ist im Maadgraben, hangend der Kössener Schichten, ein grauer Crinoiden-Brachiopodenkalk anzutreffen. Das Gestein, das Brachiopoden der Gattungen *Rhynchonella* und *Spiriferina* führt, geht seitlich aus einem Liasfleckenmergel hervor.

Nächst der Kote 992 findet sich westlich vom Maadgraben ein heller, z. T. crinoidenspätiger Riffkalk, der zahlreiche gerollte Riffkorallen beinhaltet, derart von Liasfleckenmergeln und von Crinoiden-Brachiopodenkalk umgeben, daß man in ihm ein liassisches Gestein annehmen möchte. In der Karte ist er als Rhätriffkalk ausgeschieden.

Fleckenmergel, gefleckte Mergelkalke, Hornsteinknollen- bzw. Spongienkalke (B, S, O). Unterliassische Fleckenmergel und fleckige Mergelkalke sind im Osterhorn-Tirolikum im Schmiedhornprofil und am Maadgraben an die 50—60 *m* mächtig. Da wie dort stellen sie das normale Hangende der Kössener Schichten und das Liegende der bunten Liaskalke dar. Hornsteinknollenkalke bzw. Liasspongienkalke treten im Osterhorn-Tirolikum ähnlich den Fleckenmergeln im unmittelbar Hangenden der Kössener Schichten und liegend der bunten Liaskalke auf. An der Pillstein-Südseite fand sich in ihnen ein capricorner Ammonit mit 15 *cm* Durchmesser, der Lias Alpha wahrscheinlich macht.

Im Schafberg-Tirolikum kann man längs der Mondseer Straße auf weite Erstreckung eng gefaltete, *dm*-gebankte, hellgraue Hornsteinknollen- bzw. Spongienkalke studieren, die mit Fleckenmergeln wechsellagern. Auch am

Sparber findet der knollige, *dm*-gebankte unterliassische Spongienkalk weite Verbreitung. Er bildet die Klamm des unteren Weißenbachtales.

Bunte Mergelschiefer, dünnschichtige Kieselkalke, Kieselschiefer und Radiolarite (O). Die dünnschichtigen, z. T. hornsteinführenden und mit verschiedenfarbigen Mergelschiefern wechsellagernden Kieselkalke im Hangenden der Adneterkalke und im Liegenden der Oberalmer Schichten wurden von FUGGER (1907) „Jurassische Hornsteinschichten" genannt. F. TRAUTH (1948, S. 185) vergleicht diese kieseligen Ablagerungen im Liegenden der Oberalmer Schichten mit den vom Oxford in das Untertithon reichenden Rotenbergschichten der subalpinen Pienidischen Klippenzone und schlägt für sie die Bezeichnung „ältere Ruhpoldinger- oder Radiolaritschichten" vor. Schließlich untersucht M. SCHLAGER (1956, S. 208) im Tauglgebiet diese verschiedenfarbigen, dünnschichtigen, kieseligen Kalke mit ihren Mergelschiefer- und Radiolaritlagen und nennt sie wegen ihrer Breccieneinschaltungen „Tauglbodenschichten" (vgl. W. DEL NEGRO 1960, S. 13). Ihr untermalmisches Alter wird durch den Fund eines *Ataxioceras* sp. belegt (M. SCHLAGER 1956, S. 41).

Diesen Radiolarit- oder Tauglbodenschichten äquivalent sind im Bereich SW der Tiefbrunnau die eng gefalteten, *cm*- bis *dm*-gebankten, hellgrauen bis bunten, dichten und körnigen, kieseligen Mergel und Mergelkalke, die gegen das Hangende von *dm*-mächtigen Lagen schaligbrechender, dunkelgrauer kieseliger Mergel mit dünnen, feinglimmerig-sandigen Mergelschieferzwischenlagen abgelöst werden. Die dunkelgrauen, kieseligen Mergel sind manganhaltig, weil sie auf den Schichtflächen und an den Klüften spiegelnde Manganüberzüge zeigen.

Im Hangendniveau der Serie liegen zwischen 900 und 1100 *m* SH ± kieselige Mergelkalke, bzw. Kieselkalke mit bis *dm*-mächtigen Hornsteinlagen. Dünnschichtig-schieferige Gesteine kann man als „Kieselschiefer" bezeichnen. Mit Ausnahme der hornsteinführenden Ablagerungen zeigt sich der Kieselsäuregehalt ziemlich gleichmäßig verteilt. Er ist auf die kieselschaligen Mikroorganismen zurückzuführen. Geringfügige Breccieneinschaltungen möchte ich im Sinne von M. SCHLAGER (1960, S. 13) mit der Heraushebung an der S-Seite der Osterhorngruppe in Zusammenhang bringen. Die Malmtransgression mit der sich die jungkimmerische Phase anzeigt, dürfte eben schon mit dem Untermalm einsetzen. So ist es auch verständlich, wenn hier, wie durchwegs in unserem Abschnitt des Osterhorn-Tirolikums, an der Basis der Oberalmer Schichten keine Transgressionskonglomerate mehr auftreten. In der südlichen Osterhorngruppe, wo die Basiskonglomerate der Oberalmer Schichten eine große Rolle spielen und bis 70 *m* mächtig werden, fehlen die kieseligen Ablagerungen des tiefen Malm. Genaue sedimentpetrographische Untersuchungen könnten Aufklärung schaffen, ob in der Serie der kieseligen Ablagerungen des tiefen Malm, bzw. in den breccienführenden Tauglbodenschichten ein den Oberalmer Basiskonglomeraten äquivalentes Sediment vorliegt.

Schlämmproben, die den weicheren sandigen Mergelschieferzwischenlagen entstammen, lieferten leider keinen brauchbaren Mikrofossilinhalt. Ein indirekter Altersnachweis ergibt sich aber im Maadgraben, E des Gehöftes Maad, wo die gleichen graugrünen, braungrauen oder rötlichen kieseligen Mergel im Liegenden der tithonen Flaserkalke auftreten

und eine Einstufung als Kimmeridge nahe legen. Das steht in gutem Einklang mit der fossilbelegten Alterseinstufung der Tauglbodenschichten.

Das Profil durch den Pillstein (Taf. 1, Prof. 6) quert an die 20—30 *m* mächtige, graue bis bunte, plattige Mergel, die im Hangenden der 10 *m* mächtigen Adneterkalke ihren Platz finden. Über etwa 20 *m* mächtigen Oberalmer Schichten folgen abermals bunte kieselige Mergelschiefer mit ähnlicher Mächtigkeit wie die liegenden. Zweifellos handelt es sich um die „unteren und die oberen bunten Kieselschichten", wie sie M. SCHLAGER (1961, A 62—64) vom Mühlstein beschrieben hat.

Am SE-Fuß des Zwölferhornes ruhen 30 *m* mächtige Radiolarite wenige Meter mächtigen Adneterkalken auf und werden von den hornsteinführenden Mergelkalken der Oberalmer Schichten überlagert. Gute Aufschlüsse liegen am linken Ufer des Steingrabens, wenige 10 *m* W der Brücke. Der wechselnd graue, grünlichgraue, braune und rötliche Radiolarit ist *cm*- bis *dm*-geschichtet. In den Fugen der glattflächigen Schichten schalten sich *mm*-starke, weiche Tonmergel und auch Mergelschiefer ein, die ein leichtes Abheben der Lagen ermöglichen. Calziterfüllte feine Haarrisse durchsetzen das Gestein senkrecht zur Schichtung. Die in den Radiolariten an die kieselschaligen Mikroorganismen, vorwiegend Radiolarien, gebundene Kieselsäure konzentriert sich gegen das Hangende in zunehmendem Maße zu Hornsteinlagen innerhalb etwas mächtigerer und kalkreicherer Mergelbänke. Es ist der Übergang zu den Oberalmer Schichten.

Im Dünnschliff zeigt der sehr dichte und harte Radiolarit eine durch das Sedimentationsgefüge gekennzeichnete Feinschichtung, in die Muskowitschüppchen eingeregelt sind. Die gleichmäßig verteilte, meist umkristallisierte kieselschalige Mikrofauna ist in eine äußerst feinkörnige kryptokristalline mergelige Grundmasse eingebettet. Herr Professor KIESLINGER, welcher dieses Gestein entgegenkommenderweise nach den technischen Eigenschaften prüfte, gibt eine ähnliche Dünnschliffbeschreibung. Nach seinem Befund zeichnet sich das Gestein durch seine auffallend große Härte und Sprödigkeit aus. Druckfestigkeitsproben, die an 3 Würfeln mit 5 *cm* Seitenlänge durchgeführt worden sind, ergeben senkrecht zur Schieferung die Werte 2874 und 2094 kg/cm^2, parallel zur Schieferung 2617 kg/cm^2, wobei die niedrigere Zahl durch das Aufgehen einer feinen Kluft zustande kam.

Tithonflaserkalk (O) tritt als rot geflammter, grau und gelb durchmischter Mergelkalk im Maadgraben, S der Tiefbrunnau, auf, u. zw. im Hangenden der bunten Mergelschiefer, Kieselkalke und Radiolarite und im Liegenden der Oberalmer Schichten. Das *dm*-gebankte Gestein führt *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) und *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.) TRAUTH. Auch am Osthang des Faistenauer Schafberges unterlagern die bunten Tithonflaserkalke die gipfelbauenden Oberalmer Schichten.

Oberalmer Schichten (O, S) stellen den bekannten, mehrere 100 *m* mächtigen Hauptbaustein der Osterhorngruppe dar. In der westlichen Osterhorngruppe sind diese hornsteinreichen Oberalmer Mergelkalke mit ihren massigen, körnigen bis feinbrecciösen Barmsteinkalkzwischenlagen von M. SCHLAGER lithostratigraphisch gegliedert worden. Am Nordrand der Osterhorngruppe zeigt sich dadurch ein Fazieswechsel an, daß die hornsteinreichen Mergelkalke vielfach von einem hornsteinarmen, koralligenen

Kalk abgelöst werden, so zwischen Troiferberg und Dürrengrabenalm. Es sind hell- bis dunkelgraue, hellbraun oder rötlich durchmischte, feinkörnig-oolithische oder auch spätige Kalke, deren Bänke von wenige *dm* bis zu mehreren *m* mächtig werden und in deren Schichtfugen graue, bisher fossilleere Mergelschiefer liegen, ähnlich wie bei den Oberalmer Mergelkalken. Die an sich leicht mit Plattenkalken zu verwechselnden Kalke sind vielfach flaserig und zeigen fast immer Tonsuturen. Durch diese stehen sie in Beziehung zu den lichten Malm- und Suturenkalken der Frankenfelser Decke Niederösterreichs (A. RUTTNER 1955, G. ROSENBERG 1961 usw.). Die meist schon im Handstück erkennbare Wechselfarbigkeit, vor allem zwischen grau und braun, ermöglicht wohl die schnellste Identifizierung. Man kann sie vielleicht am einfachsten als „wechselfarbige Oberalmerkalke" typisieren.

Mit älteren Autoren die Bezeichnung „Rettenbachkalk" zu verwenden, dürfte vor allem deshalb nicht geeignet sein, weil darunter verschiedenaltrige Ablagerungen verstanden werden (F. TRAUTH 1948, H. ZAPFE 1949).

Die Verbreitung dieser gewiß dem Kimmeridge zugehörenden wechselfarbigen Oberalmerkalke am N-Rand des Osterhorn-Tirolikums macht es wahrscheinlich, daß sich in ihnen ein Fazieswechsel zur Plassenkalkentwicklung im Schafberg-Tirolikum anzeigt. Daß im Liegenden der Kalke noch etwa bis 50 *m* mächtige dünnschichtige hornsteinführende Mergelkalke der Oberalmer Schichten auftreten, stört diese Vorstellung deshalb nicht, weil auch an der Basis des Plassenkalkes gelegentlich kleine Partien solcher hornsteinführender Mergelkalke zu beobachten sind, so z. B. an den Steinklüften bei St. Gilgen, NE Gehöft Pöllach, am Bürglstein und am Sparber.

Die Annahme einer vermittelnden Stellung der wechselfarbigen Oberalmerkalke zum Plassenkalk wird von den mikrofaziellen Studien LEISCHNERS dadurch unterstützt, daß er die deutlichen Aufarbeitungs- und Fließstrukturen, oder die dunklen, zusammengespülten Schlammbröckchen auch an den Basisschichten der tithonen Riffkalke (Plassenkalk) sieht. Sie sprechen nach LEISCHNER (1959, S. 852) für ein seichtes, stärker bewegtes Meer.

NW St. Gilgen, an den Aufschlüssen der Straßenkehre S Gehöft Wittingau und an der Basis des Plassenkalkes am Sparber, sind auch noch NW der Wolfgangseestörung, also im Schafberg-Tirolikum, die wechselfarbigen Oberalmerkalke vertreten.

Die körnigen, luckigen und hellen Barmsteinkalke zeigen sich innerhalb der hornsteinreichen Oberalmer Mergelkalke an der S-Flanke der Hirschbergsynklinale. Sie bilden dort, am Schmiedhorn und am Kehlegg, im oberen Drittel der an die 600 *m* mächtigen Oberalmer Schichten eine etwa bis 70 *m* mächtige Einschaltung.

Plassenkalk (S). Dieser reinweiße oder leicht gefärbte, häufig rot durchaderte Riffkalk zeigt sich in unserem Bereich am Sparber, am Bürglstein und an den Drei Brüdern (E. SPENGLER 1911, B. PLÖCHINGER 1948, W. LEISCHNER 1960). Bezeichnend sind sein massig-klotziges Aussehen und die krümelig-körnige Verwitterungsoberfläche. An der Brustwand des Sparber ist er stellenweise reich an Hydrozoen (Ellipsactinien), jedoch

nicht so fossilerfüllt, wie der am W-Fuß des Jainzen liegende große Plassenkalkblock, den ROSENBERG gesprächsweise mit einem Cipitkalk verglichen hat.

An der Basis des Plassenkalkes finden sich an der N-Seite der Brustwand Blöcke eines hellbraunen spätigen und kieseligen Kalkes, der *mm*-große grüne Tongerölle aufweist. Am Rabingstock ist im Liegenden des Plassenkalkes ein solcher hellbrauner, kieseliger Kalk mit graugrünen Tonsuturen zu erkennen, der als tiefer malmische Ablagerung dem wechselfarbigen Oberalmerkalk im nördlichen Randbereich der Osterhorngruppe vergleichbar ist. Wahrscheinlich liegt in ihm der von W. LEISCHNER (1960, S. 192) im Dünnschliff erkannte Globigerinenhorizont des tieferen Malm.

Schrambachschichten (O) bilden die unterneokome Füllung der zwischen Filbling im N und Lidaun, Schmiedhorn und Kahlegg im S gelegenen Hirschbergsynklinale und auch jene der südlich von Zinkenbach ausstreichenden Kühleiten-Hundsleitensynklinale. Wie im Bereich der Typuslokalität bei Hallein, so ist auch hier ihre maximale Mächtigkeit mit etwa 120 *m* anzugeben. Der tiefste Anteil der Schrambachmergel zeigt dickere, etwa ½ *m* mächtige, kalkreichere Mergelkalkbänke, welche die Handelsbezeichnung „Portlandzement" verdienen, während der Großteil in Form *dm*-mächtiger, dichter Mergel und sandiger Mergelschiefer ausgebildet ist und als Romanzement zu werten ist. Die Färbung der Schrambachschichten ist hier durchwegs hell- bis grünlichgrau.

Sandige Neokommergel (B) sind als härtere, schiefrig-plattige oder auch weichere Sedimente am S-Rand des Strobler Fensters, zwischen dem Vorderleitengut, der Vorderleitenhütte und der Fumerguthütte verbreitet. Sie scheinen aber auch an der Waidacherhütte fensterartig durch tirolische Gesteine durchzuspießen.

Die Lagerung und die eigenartige Fazies machen die Zugehörigkeit dieser Mergel zum Bajuvarikum wahrscheinlich. Sollte sich der auf Grund der Mikrofauna ergebende Verdacht bewahrheiten, daß es sich um eine barreme Ablagerung handelt, dann wäre das ein zusätzlicher Hinweis hiefür, weil aus dem Tirolikum keine Barrememergel bekannt sind. Außerdem ist die reiche Mikrofauna und insbesondere das zahlreiche Auftreten der Epistominen dem tirolischen Neokom fremd.

Die aus den grauen Neokommergeln am Weg zur Vorderleitenhütte, in 800 *m* SH, entnommene Probe 10 führt lediglich Radiolarien, linsenförmige Problematica und verschiedene Arten der Gattung *Lenticulina;* in gleicher Weise die Probe 13 aus den weichen, grauen und sandigen Neokommergeln N der Vorderleitenhütte und die Probe 30 aus den in 820 *m* SH, SE der Fumerguthütte, anstehenden, grauen, sandigen Mergeln. Außerdem sind *Saracenaria* sp., *Dentalina* sp. und Aptychenreste aus der letztgenannten Probe anzuführen.

Die in den Neokommergeln 120 *m* S der Vorderleitenhütte aufgesammelte Probe 42 enthält nach dem Befund OBERHAUSERS *Lenticulina* ex gr. *wisselmanni* BETTENSTAEDT (1 ×), *Lenticulina* sp. (glatt) (nicht selten), Epistominen (nicht selten), Dentalinen (selten), sehr viele verschiedenartige Radiolarien, linsenförmige Problematica, Crinoidenstielglieder und Muschelgrus. Einen ähnlichen Fossilinhalt zeigt die Probe 33 vom S-Rand der zur Fumer-

guthütte gehörenden Wiese (760 *m* SH). In ihr kommt außerdem *Saracenaria* sp. vor.

Aus den fensterartig auftretenden Neokommergeln E der Hundsleitenhütte kommen die Proben 23, 23 a und 74. Die Probe 23 aus den weichen, grauen Mergeln S der Waidacherhütte (820 *m* SH) führt skulpturierte Epistominen und Lenticulinen, die ebenso S der Waidacherhütte, in 920 *m* SH aus grünlichgrauen fettigen Mergelschiefern entnommene Probe 23 a, daneben skulpturierte Ostracoden und die Probe 74 aus den steil SSW-fallenden, hellgrauen bis grünlichen Mergelschiefern am Bachgraben 400 *m* SSE Vitz am Berg neben zahlreich auftretenden linsenförmigen Problematica und Aptychenresten die Form *Epistomina caracolla* (ROEMER).

Die an diesem Bachgraben entnommenen Proben 74 und 75 beinhalten nach STRADNER *Coccolithus pelagicus* und englumige Formen der Gattung *Nannoconus*, z. B. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, vereinzelt auch *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), eine Form, die in dieser Vergesellschaftung für das oberste Tithon und die tiefere Unterkreide bezeichnend ist.

Auch im St. Gilgener Bereich treten die weichen Neokommergel mit dem gleichen Nannofloreninhalt auf: In den in 600 *m* SH unter dem Hauptdolomit der Weißwand einfallenden grauen Mergeln (Probe 93) und in den vorwiegend stark sandigen Mergeln, welche in 765 *m* SH am Brückerl der Markierung 2/3 den Oberalmerschichten eingeklemmt vorzufinden sind (Probe 80). Auch die Neokommergel der Gamswandalm führen die linsenförmigen Problematika, glatte Lenticulinen und Spirillinen. Sollte es sich um bajuvarische Mergel handeln, müßte ihr Auftreten in ähnlicher Weise erklärt werden, wie E der Hundsleitenhütte.

Das östlichste Vorkommen der weichen, mikrofossilreichen Neokommergel des Bajuvarikums breitet sich an der Straßer Hölbingalm, SE der Nestlerscharte aus. Es befindet sich W der Alm die einzige bisher bekannte Stelle, wo auch das stratigraphisch Liegende aufgeschlossen ist. Die weichen, sandigen Mergel werden unterlagert von einer über *m*-mächtigen, hellen, quarzreichen Sandsteinbank, von etwa 10 *m* mächtigen grauen Mergelschiefern und schließlich von einem mächtigeren Paket gebankter, z. T. gefleckter, kieseliger Mergelkalke. Letztere dürften bereits oberjurassisches Alter vertreten.

Apt- und Cenomanmergel (B). In der Zeit vom 13. bis 24. Juni 1953 lösten sich nach den Aufzeichnungen der Forstverwaltung Mondsee (Forstmeister Dipl.-Ing. Kotschy) an der Nordseite der Schatzwand, Kote 1269, im Schutzwaldgebiet der Abteilung 20, Felsmassen, welche auf die darunter liegenden Wirtschaftswaldabteilungen 19 und 17 stürzten und zu einer Rutschung Anlaß gaben [1]). An der Unterkante der Abrißstelle im Wettersteinkalk, finden sich zwischen 890 und 920 *m* SH unter die Kalkmasse einfallende, verschieferte Kreidemergel. Ihr artenreicher Mikrofossilinhalt weist auf höhere Unterkreide, möglicherweise Apt, hin. Liegend treten in 850 *m* SH ebenso steil S-fallende sandige, graue Mergel auf. Die Schuttüberdeckung entblößt sie nur spurenweise. Nach der Bestimmung von

[1]) Diesen Absturz habe ich früher irrtümlich mit dem von G. GÖTZINGER und H. ZAPFE 1939 beschriebenen großen Bergrutsch in Verbindung gebracht, der im Jahre 1939 in den Abteilungen 22 und 23 der Forstverwaltung Mondsee beobachtet wurde.

OBERHAUSER enthalten sie Globigerinen vom *cretacea*-Typ, *Clavulinoides gaultinus* MOROZOWA, *Spiroplectammina* sp. sp. und *Globotruncana appenninica* RENZ, eine Vergesellschaftung cenomanen Alters.

Apt bis Alb ist im Bajuvarikum durch die Proben 122 a und 122 b gesichert, die im Graben 100 *m* SE vom Hotel Kreuzstein, am Schafberg N-Fuß, aus ½ *m* mächtigen, weichen sandigen, z. T. leicht rötlich verfärbten Mergelschieferzwischenlagen innerhalb ebenso mächtiger dichter Mergelbänke genommen worden sind. OBERHAUSER bestimmte daraus folgende Foraminiferen: *Vaginulina robusta* CHAPMAN (selten), *Lenticulina* ex gr. *ouachensis* SIGAL (häufig), *Lenticulina eichenbergi* B. u. B. (nicht selten), *Gavelinella* ex gr. *intermedia* (BERTHELIN) (häufig), *Conorotalites bartensteini* ex gr. *aptiensis* (BETTENSTAEDT) (nicht selten), *Epistomina colomi* SIGAL (nicht selten), *Gyroidinoides* aff. *gracillina* DAM (selten), *Marssonella oxycona* REUSS (häufig), *Tritaxia pyramidata* REUSS (häufig), *Gaudryina filiformis* BERTHELIN (häufig), *Gaudryinella mendrisiensis* GANDOLFI (selten).

Während E. SPENGLER (1911) diese Mergel in seiner Schafbergarbeit nicht anführt, dürften sie mit den Neokommergeln ident sein, die WIMMER (1936) bei Scharfling gefunden hat.

Cenomankonglomerat (B). Im St. Gilgener Klippen-Flyschfenster werden knapp südlich der Kreuzung Mozartweg—Diebsbach, zwischen 755 und 760 *m* SH, die Ablagerungen des Gaultflysches von einem rund 5 *m* mächtigen Grobkonglomerat überlagert (Abb. 4 b). Die gut gerundeten und bis über kopfgroßen Komponenten sind ein wenig abgeflacht, so daß man aus ihrer Lagerung die sanft S-fallende Stellung des Konglomerates ableiten kann.

Als Komponenten sind rötliche Quarzporphyrgerölle, Gerölle aus Diabas, Quarz, Quarzit, verschiedenen Kalken und Mergelkalken anzuführen, welche von einem hellbraunen, kalkigen Bindemittel zusammengehalten werden. Die zahlreichen Quarzporphyrgerölle weisen darauf hin, daß hier ein Konglomerat des Randcenoman[1]) (Cenoman des Bajuvarikums) und nicht etwa Flyschcenoman vorliegt.

Gosauablagerungen. Das fast 300 *m* lange, NNW-streichende, an *Radiolites* sp. reiche Rudistenriff vom SE-Fuß des Plombergstein-Plassenkalkmassives stellt zweifellos eine Basisbildung der untergosauischen Mergel dar, die um St. Gilgen verbreitet sind. Vom Plassenriffkalk wird der Rudistenkalk nur von wenige *m* mächtigen, steilgestellten, möglicherweise unterkretazischen Mergeln getrennt. Auch am Ostrand des Plombergsteines, W Gehöft Plomberg, ist ein kleines Rudistenkalkvorkommen dem Plassenkalk unmittelbar benachbart.

An der Markierung 18 N der H. St. Billroth sieht man in 660 *m* SH einen schiefrig-plattigen, hellbraunen Bitumen-Mergelkalk mit verkohlten Pflanzenresten auf den Schichtflächen und mit kleinen Muscheln. In diesem Gosau-Bitumenkalk hat man, wie SPENGLER (1911, S. 251) berichtet, wenige Schritte S des Plomberggutes ein 54 *cm* mächtiges, durch bituminöse Mergelzwischenlagen verunreinigtes Flöz bergmännisch abgebaut.

---

[1]) Das entspricht auch der Vorstellung, die Herr Professor W. DEL NEGRO gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion geäußert hat.

Das etwa 30 *m* mächtige Gestein scheint mit seinem sanften, 30—35°igen SSW-Fallen dem Plassenkalk NE Gehöft Blomberg normal aufzuruhen.

Gegen das Hangende folgt ein ebenso mächtiges Paket grauer, mittelkörniger kalkiger Sandsteine und schließlich eine über 100 *m* mächtige Serie fossilreicher Rudisten-, Korallen- und Mollusken-führender, dunkelgrauer, weicher und sandiger Mergel und härterer Sandmergel der Unteren Gosau. An diesen längs der Straße St. Gilgen—Mondsee gut aufgeschlossenen Gosauablagerungen zeigt sich 50 *m* NE der H. St. Billroth ein wenige *m* mächtiges Paket dunkler Mergelkalklagen mit zahlreichen gerollten Rudisten. Nach O. KÜHN (1947, S. 187) handelt es sich um *Hippurites oppeli* DOUV. s. s. In den weichen Mergelschiefern, die sich zwischen den ½ *m* mächtigen Mergelkalkbänken einschalten, findet sich nach O. KÜHN neben einer reichen Kleinfauna die Koralle *Stenosmilia tenuicosta*. Besonders an der Basis der Hippuriten-führenden Mergelkalke sind die weichen Mergel von feinästeligen Korallen erfüllt.

Auch im Liegenden des Hippuritenriffes, das SE St. Wolfgang auf weite Erstreckung die Uferböschung des Wolfgangsees bildet, zeigen sich, z. B. zwischen der Liegewiese und dem Parkplatz H. u. G. Unterberger, die an feinästeligen Korallen erfüllten Gosaumergel; eine regionale Erscheinung, die zweifellos Beachtung verdient.

Die S Billroth den dunklen Mergelkalken entnommene Probe 76 enthält folgende Flachwasserfauna der tieferen Gosau: *Quinqueloculina gosae* REUSS, *Spiroloculina cretacea* REUSS, glatte und skulpturierte Ostrakoden, darunter glatte Bairdiiden. Auch die von H. STRADNER bearbeitete Nannoflora dieser Probe ist für die tiefere Oberkreide charakteristisch: *Rhabdolithus turris-eiffeli* DEFLANDRE, *Zygolithus diplogrammus* DEFLANDRE, sowie *Zygrhablithus intercisus* DEFLANDRE. Letztgenannte Art tritt ab Turon auf.

Auch die Untersuchung der Probe 77, die zwischen der H. St. Billroth und der Straßengabelung N davon eingeholt wurde, besagt, daß es sich bei den fossilreichen Mergeln von St. Gilgen um Flachwasserablagerungen der tieferen Gosau handelt. Sie führt Milioliden, glatte und skulpturierte Ostracoden, weitlumige Nannoconiden, *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE u. RIEDEL, Kleinschnecken usw. Die Probe 91 aus den mit Sandsteinen wechsellagernden, weichen, grauen Sandmergeln nächst der Eisengasse 1 erbrachte auch *Triplasia murchisoni* REUSS (?) (selten) und *Spiroplectammina* (1×).

Wie das bereits 1948 bekanntgemachte Hippuritenriff der Häuslwand im Strobler Weißenbachtal, so gehören wahrscheinlich auch das S Weißenbach gelegene, etwa 80 *m* hohe und 30 *m* mächtige Hippuritenriff des Theresiensteines und das am N-Fuß des Sparber, S der Schießstätte (K. 599) neu aufgefundene Hippuritenriff in das Ober Santon. In gleicher Weise zu den Gosauablagerungen des Wolfgangseetales zu stellen sind die im Moosbachgraben, zwischen Mühlpoint (565 *m* SH) und Mahdhäusl (615 *m* SH), gut aufgeschlossenen Mergel. Es handelt sich um stark verfaltete, WNW-streichende, *dm*-gebankte, graue bis rötliche, Inoceramen-führende dichte Mergel mit roten, weicheren Mergelschieferzwischenlagen (Proben 118, 143), die gegen das Hangende, gegen S, von vielfach dunkel gefleckten, hellgrauen bis bläulichen, sowie gelblichen bis bräunlichen Mergeln (Pro-

ben 116, 144, 117) abgelöst werden. Die bunten Sedimente erwiesen sich auf Grund des Mikrofossilinhaltes als tiefes Senon, wohl Coniac bis tiefes Santon, die grauen Sedimente als höheres Campan bis Maastricht.

Die Proben 118 und 143 aus den mittelsteil SSW-fallenden, *dm*-gebankten, weicheren bunten Mergelschiefern in 580 *m* SH führen *Globotruncana schneegansi* (SIGAL) (häufig), *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* GANDOLFI (häufig), *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI (nicht selten), *Globotruncana concavata* (BROTZEN) (1 ×), *Stensiöina exculpta* REUSS (selten), Epistominen, Lenticulinen usw. Damit ist zu ersehen, daß auch die Untere Gosau die Fazies der Nierentaler Schichten aufweisen kann.

Die Proben 116 und 144 aus den steil NNE-fallenden, hellgrauen sandigen Mergelschiefern in 590 *m* SH, die man aus faziellen Gründen eher für eine tiefere Gosauablagerung halten möchte, beinhaltet nach OBERHAUSER folgende Mikrofossilien des höheren Campan-Maastricht: *Globotruncana arca* (CUSHMAN) (häufig), *Globotruncana stuarti* (LAP.) (selten), *Stensiöina pommerana* BROTZEN (selten), die Probe 117 daneben *Reussella szajnochae* (GRZYB.) (selten) und Flyschsandschaler (selten).

Von E der Brücke in Weißenbach streichen bunte schiefrige Globotruncanenmergel des Maastricht (Nierentaler Schichten) in das Hangende des Hippuritenkalkes vom Theresienstein und der Häuslwand. Die an der Markierungsabzweigung SE Weißenbach daraus genommene Probe 18 führt *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) (1 ×), *Globotruncana stuarti* (LAP.) (selten), *Globotruncana arca* (CUSHMAN) (häufig), *Globotruncana* div. sp.

E des Strobler Weißenbachtales zeigt sich eine interessante Verschuppung tiefsenoner Gosaumergel mit untereozänen Buntmergeln (Abb. 9, Profil a, b). Im Profil a wird die im Unkelbachgraben erfaßte Situation veranschaulicht. Die zur Sparberserie gehörenden Gosauablagerungen werden in 720 *m* SH von dunkelgrauen Mergeln tektonisch überlagert, in welchen zerrissene, *dm*-mächtige kieselige Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Glimmerreiche Schichtflächen mit Lebensspuren verschiedener Art verleihen dem Gestein ein flyschähnliches Aussehen.

Die mikropaläontologische Untersuchung der in bestimmten Abständen genommenen Proben 126, 128, 130 und 132 erbrachte nach OBERHAUSER folgende tiefsenone, am ehesten in das Coniacien zu stellende, das hohe Turon aber nicht sicher ausschließbare, Mikrofauna: *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI (häufig), *Globotruncana schneegansi* SIGAL (häufig), *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI (häufig), *Stensiöina exculpta* (REUSS) (häufig), *Stensiöina* sp. sp., *Planularia complanata* (REUSS) (selten), *Gümbelina* sp. sp., Epistominen.

Unter dieses am oberen Unkelbachgraben anstehende, tiefsenone, graue Mergelpaket fallen bunte eozäne Mergel der Buntmergel-Klippenhülle. Sie sind in dünnen Lagen auch den tiefsenonen Ablagerungen tektonisch eingeschaltet.

Das Profil, das weiter im N, vom Weißenbachtal gegen den Fahrenberg, gelegt worden ist, bestätigt die am Unkelbach gewonnene Einsicht. Über dem obersantonen Hippuritenriff der Häuslwand und den Mergeln der Oberen Gosau, die durch eine Ostrakoden-reiche Flachwasserfauna gekennzeichnet ist (Probe 142), folgen bis 650 *m* SH steil ESE-fallende Mergel des tieferen Senon (Probe 141), dann, eingeschuppt, in etwa 10 *m* Mächtigkeit,

bunte Mergelschiefer des Unter Eozän (Probe 140) und schließlich, von 660 *m* SH bis 740 *m* SH, ein etwa 120 *m* mächtiges Paket wiederum tiefsenoner Ablagerungen (Probe 134, 136—139).

Mit basalem Haselgebirge ist schließlich in 740—750 *m* SH das zur Gamsfeldmasse gehörende grobe Gosaugrundkonglomerat des Fahrenberges auf die mit bunten alttertiären Mergeln verschuppten tiefsenonen Gosaumergel aufgeschoben (Abb. 9).

Die tiefsenonen, wahrscheinlich in das Coniac zu stellenden Ablagerungen umfassen vom Liegenden zum Hangenden grünlichgraue, schalig brechende oder auch weiche, dunkelbraungraue Mergel mit bis ½ *m* mächtigen, härteren Mergel- und Sandsteinzwischenlagen, deren Schichtflächen Rippelmarken und Lebensspuren zeigen und einen Kohlehäcksel- und Glimmerbelag aufweisen. In den saiger gestellten, dunkelgrauen bis fast schwarzen Mergeln (Probe 137) liegen in 710 *m* SH bis zu 2 *dm* dicke, brotleibförmige Sandsteinkonkretionen. Die steil SSW-fallenden, dunklen Mergel zwischen 690 und 700 *m* SH (Proben 138, 139) sind glänzend, schiefrig oder sandigplattig, die Mergel zwischen 650 und 660 *m* SH hellgrau, ungeschichtet und weich (Probe 141). Das tiefe Senon, wahrscheinlich Coniac (hohes Turon nicht sicher ausschließbar) belegt R. OBERHAUSER mit folgenden, den Proben 141, 137—139, 134 b entstammenden Foraminiferen: *Globotruncana schneegansi* SIGAL (häufig), *Globotruncana* ex gr. *angusticarinata* GANDOLFI (häufig), *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI (häufig), Stensiöinen und Epistominen.

In den behandelten tiefsenonen Ablagerungen befindet sich u. a. die Fundstelle von *Barroisiceras haberfellneri hemitissotiformis* (B. PLÖCHINGER 1955), eine Subspezies, die Herr General COLLIGNON, Paris, nach brieflicher Mitteilung mit der madagassischen Coniacienform *Barroisiceras onilayense* BASSE (1947) vergleicht. Die Abweichungen in bezug auf Größe, Skulptur und Lobenlinie sind geringfügig.

Nach ihrer Lagerung an der Basis des tirolischen Wettersteinkalkes am Nordrand der Kalkalpen erwecken einige Gosauvorkommen den Verdacht der bajuvarischen Einheit anzugehören. Es sind die in den Gräben des Plomberg-NE-Hanges aufgeschlossenen Mergel und Sandsteine. Ein Wasserriß, der sich zirka 200 *m* SSW des Hotels Plomberg, südlich der Markierung 12, befindet, zeigt in 565 *m* SH steil SSW-fallende, hellgraue, dunkel gefleckte, dünnbankige Mergel und hangend grünlichgraue, sandige, stark verwalzte Mergelschiefer. Die Probe 155 aus den grünlichgrauen Mergelschiefern enthält eine reiche Fauna des Oberen Coniac bis tiefen Santon: *Globotruncana concavata* (BROTZEN) (selten), *Globotruncana* der *lapparenti*-Gruppe (großwüchsig und massenhaft) usw.

Wie aus den in 600 *m* SH gelegenen Aufschlüssen des Klausbaches und des in diesen mündenden Saugrabens hervorgeht, sind am Nordrand der Kalkalpen auch Gosauablagerungen des hohen Campan-Maastricht vertreten. Aus den Proben 150 und 151, die den schalig brechenden, graugrünen, dunkel gefleckten, weichen Mergeln des Saugrabenaufschlusses entnommen worden sind, bestimmte OBERHAUSER folgende für höheres Campan-Maastricht sprechende Mikrofauna: *Globotruncana fornicata* (PLUMMER) (selten), *Globotruncana* ex gr. *arca* (CUSHMAN) (selten), *Pseudotextularia elegans* RZEHAK (selten), Gublerinen (selten) und Radiolarien

(selten). Aus den bunten, verwalzten Mergelschiefern, 30—40 *m* liegend der Entnahmestelle der Proben 150 und 151 kommt die Probe 152, welche *Globotruncana arca* (CUSHMAN) (nicht selten), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER) (häufig), Rugoglobigerinen (selten), Gümbelinen (häufig), *Hormosina* (nicht selten), *Nodellum* (selten) usw. führt, was ebenso für Oberes Campan-Maastricht spricht.

Die „Randgosau" dürfte sich bis in die Gegend von Salzburg fortsetzen, wo sie S. PREY (1959, S. A. 63) unterhalb des Nocksteinzuges gefunden hat.

2. Die Gesteine der Klippen-Buntmergel-Flyschfenster

A. Klippenserie (Tithon, Hohe Unterkreide)

Tithonflaserkalk und Tithonradiolarit. Das tiefste Schichtglied der Klippenserie stellt der Tithonflaserkalk, ein rot-grün-geflammter, *dm*-gebankter und gelegentlich hornsteinführender Kalk dar. Bei Vitz am Berg, wo er in 60 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen ist, wird er von einem bis 10 *m* mächtigen, dunkelroten, stark klüftigen Radiolarit mit dünnen Flaserkalkzwischenlagen und dieser von einem bis etwa 10 *m* mächtigen Eruptivgesteinslager überdeckt.

Auch an der Klippe E der Fumerguthütte, am W-Rand der Waldparzelle des Leitner-Mühlpointbauern, ist die normale stratigraphische Übereinanderlagerung von Tithonflaserkalk, Radiolarit mit Flaserkalklagen und Eruptivum zu studieren. Am S-Rand der etwa 30 *m* langen Klippe zeigen sich auch hangend des Eruptivgesteinskörpers noch wenige *dm*-starke Tithonflaserkalklagen. Ein daraus entnommener *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) [1]) belegt nicht nur die tithone Altersstellung des Flaserkalkes, sondern auch des Eruptivgesteines. In der gleichen Tithonflaserkalklage befinden sich bis nußgroße gerundete Diabaseinschlüsse.

Eruptiva und Begleitgesteine. Das 1869 von F. PAUL bekanntgemachte Gabbrovorkommen von Vitz am Berg wurde von F. PAUL, C. JOHN (1899) und von E. v. MOJSISOVICS (1905) in die Oberkreide (Gosau), zuletzt von W. LEISCHNER (1960, S. 188) in das Permoskyth (Haselgebirge) gestellt. Die Neuaufnahme bestätigt aber meine 1948 (S. 13) geäußerte Auffassung. Das Eruptivgestein von Vitz am Berg ist gegen den Abschluß der tithonen Sedimentation gefördert worden (Abb. 7, S. 57).

JOHN (1899, S. 253) erkannte schon, daß sich zum Gabbro von Vitz am Berg ein durchwegs gleichartig ausgebildeter Diabas gesellt und daß die Analyse desselben fast vollständig mit der Analyse des Gabbros übereinstimmt. JOHN (S. 254) schließt daraus, daß das Magma einerseits als Gabbro mit einem diallagartigen Augit und andererseits feinkörnig als Diabas mit gewöhnlichem Augit erstarrt ist.

Der grobkörnige Gabbro (Schliff Nr. 60/489 und 60/498) nimmt, wie die Neuuntersuchungen am Vorkommen von Vitz am Berg ergeben, nur eine sehr untergeordnete Stellung ein. Das Eruptivgesteinslager besteht

[1]) Die Überprüfung der Bestimmung verdanke ich Herrn Hofrat TRAUTH.

im wesentlichen aus ± feinkörnigem Diabas (Schliff Nr. 60/505), Serpentin und einer polygenen Eruptivgesteinsbreccie (Schliff Nr. 60/506).

E. ZIRKL kommt durch seine Dünnschliffuntersuchung zu folgendem Ergebnis:

Schliff Nr. 60/498: Uralitgabbro; Diallag CAZ 35° nachweisbar, Plagioklas fast vollkommen umgewandelt.

Schliff Nr. 60/489: Uralitgabbro; wie bei Schliff Nr. 498, nur reicher an Plagioklas und mit größeren serpentinisierten bzw. chloritisierten Partien.

Schliff Nr. 60/505: Doleritisierter Uralitdiabas, fast nur aus Hornblende, Chlorit, Plagioklas und Erz (Ilmenit).

Schliff Nr. 60/506: Polygene Breccie, möglicherweise Eruptivbreccie, aus Geröllen von Serpentin, Ophicalzit, Diabas, entglastem Gesteinsglas („Glasbasalt"). Die Serpentingerölle sind von Karbonatadern durchzogen und auch die glasige Grundmasse, in der idiomorphe Feldspate liegen, zeigt Netzsprünge.

Größere Eruptivgesteinsvorkommen liegen am N-Fuß der Bleckwand, zwischen der Fumerguthütte und der Kote 691, auf der Waldparzelle des Leitner-Mühlpointbauern (siehe Abb. 8).

Am westlichsten Vorkommen dieser Parzelle befindet sich im Hangendniveau tithoner Flaserkalke ein Eruptivgesteinslager, das vor allem aus einem bis 3 *m* mächtigen, ± feinkörnigen Diabas (Schliff Nr. 60-499) besteht (Abb. 1). Daß auch dieses Ergußgestein etwas von grobkörnigem Gabbro begleitet wird, dafür spricht ein ausgewitterter Gabbroblock (Schliff Nr. 60-491), der wenige Meter unter dem Diabas anzutreffen ist.

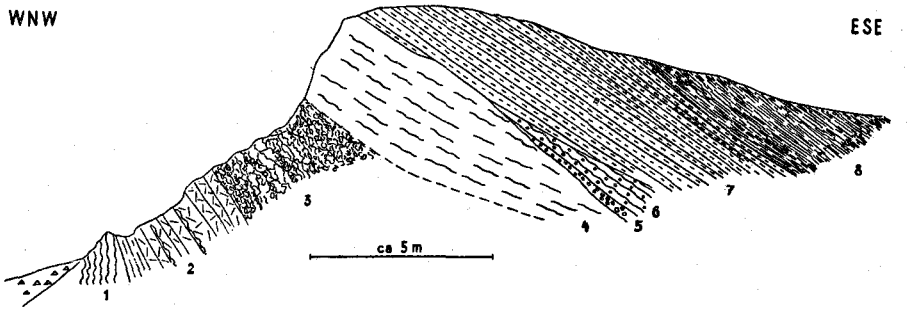


Abb. 1: Aufschluß der Klippenserie in der Leitner-Mühlpointbauer-Parzelle (Ostteil des Klippen-Flyschfensters von Strobl)

1 — bunter Tithonflaserkalk (Schliff 60/490),
2 — roter Radiolarit mit dünnen Flaserkalklagen,
3 — roter Serpentin und schalig-kugelig zerfallende Ergußgesteinsbreccie mit glasiger Grundmasse und porphyrischen Einsprenglingen (Schliffe 60/494 u. 495),
4 — etwa bis 3 *m* mächtiger, fein- bis mittelkörniger Diabas mit Gabbrokörpern (Schliff 60/499),
5 — mittelgrobes Konglomerat aus Diabasgeröllen,
6 — roter Tithonflaserkalk mit bis nußgroßen, gerundeten Diabaseinschlüssen und mit *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ),
7 — hellgrünlichgraue, z. T. etwas rötliche, dünnschichtig-schiefrige Fleckenmergel der hohen Unterkreide (Schliff 60/501, Schlämmprobe Nr. 24),
8 — bunte, feinblättrige Tonschiefer mit dünnen Quarzit- und Sandsteinlagen des Mitteleozän (Schlämmproben 25 und 26).

Im Liegenden des Diabases tritt, zusammen mit Serpentin, ein schalig-kugelig zerfallendes, schiefriges Gestein (Schliffe Nr. 60/494 und 60/495) auf, das eine glasige Grundmasse besitzt und nach der Dünnschliffuntersuchung von E. ZIRKL teils als Serpentin, teils als Gesteinsglas anzusprechen ist und möglicherweise ein verkieselter Serpentin ist.

Im südlichen Teil dieser Klippe wird das Eruptivgesteinslager von einer nur *dm*-starken monomikten konglomeratischen Lage aus bis nußgroßen, kantengerundeten Diabaseinschlüssen und von einer wenige *dm* mächtigen bunten Tithonflaserkalklage überlagert, in der sich regellos bis nußgroße Diabasgerölle einsedimentiert finden. Wie schon früher erwähnt, belegt ein *Punctaptychus*, der sich auf der Schichtfläche einer solchen geröllführenden Lage fand, das tithone Alter. Der vulkanische Erguß erfolgte demnach submarin im Tithon.

E. ZIRKL beschreibt die Dünnschliffe des obgenannten Eruptivgesteinvorkommens wie folgt:

Schliff Nr. 60/491: Gabbro; Plagioklas (Labrador), Augit (Diallag), etwas Erz.

Schliff Nr. 60/499: Diabas; reich an Plagioklas (wahrscheinlich Olivinführend), arm an Augit, viel Erz (Ilmenit); Intersertalstruktur.

Schliff Nr. 60/494: Serpentin; Chromit, Augitpseudomorphosen, Picotit.

Zwischen dem Steinachhäuslweg in 750 *m* SH, SW Kote 691 und der in 800 *m* SH gelegenen Lauberhütte des Mühlpointbauern (Anna Leitner, Strobl Nr. 5), W der Quellfassung der Stroblerquelle, findet sich am Ostrand der Parzelle 188 ein an die 50 *m* langer und 15—20 *m* breiter Eruptivgesteinskörper.

Durch einen sanft ansteigenden Rücken gekennzeichnet, streicht er NNW—SSE. Die Aufschlüsse zeigen an, daß es sich um eine Durchmischung von Diabas (Schliffe Nr. 60/504, 60/485, 60/492), einer umgewandelten Eruptivgesteinsbreccie (Schliff Nr. 62/25), einer Ophicalzitbreccie (Schliffe Nr. 62/30, 62/31, 62/32) und um Serpentin handelt. Auch der grobkristalline, z. T. serpentinisierte Gabbro ist in Lesestücken zu finden (Schliffe Nr. 62/33, 62/27, 62/26, 62/28, 62/29).

Die Dünnschliffe aus diesem Eruptivgesteinvorkommen lassen nach E. ZIRKL folgende Diagnose zu:

Schliff Nr. 60/504 (755 *m* SH): Uralitdiabas, feinkörnig; fast nur aus Uralit, plagioklasreich.

Schliff Nr. 60/485, 60/492 (760 *m* SH): Uralitdiabas, stark umgewandelt; mit deutlicher Intersertalstruktur.

Schliff Nr. 60/30, 62/31 (780 *m* SH): Ophicalcitbreccie, vollkommen karbonatisiert.

Schliff Nr. 62/33 (780 *m* SH): Uralitgabbro; Uralit, Plagioklas.

Schliff Nr. 62/25 (790 *m* SH): Uralitgabbro, umgewandelt; Uralit, sekundär Karbonat.

Schliff Nr. 62/27 (790 *m* SH): Gabbro; Uralit, Magnetit, Chlorit, bläuliche Hornblende.

Schliff Nr. 62/32 (790 *m* SH): Ophicalcit; Uralit, Picotit, sek. Karbonat.

Schliff Nr. 62/28 (800 *m* SH): Gabbro, teilweise serpentinisiert; Diallag, Serpentin, Chlorit.

Schliff Nr. 62/29 (800 *m* SH) a. d. Lauberhütte: Uralitgabbro; Uralit, Plagioklas.

Ein weiterer, nur etwa 10—15 *m* langer Eruptivgesteinskörper mit ähnlicher Gesteinsvergesellschaftung befindet sich auf der Parzelle des Mühlpointbauern, am Weg zwischen der Lauberhütte und dem Klippengesteinszug am Ostrand der Rutschung.

Überblickend kommt man zur Auffassung, daß die Eruptivgesteine einem aus der Tiefe emporgedrungenen basischen Schmelzfluß entsprechen, der im Zuge des Temperaturgefälles eine unterschiedliche Körnung bekam. Der gewiß weitflächige Erguß erfolgte, wie aus dem normalen Verband mit den an Radiolarien-reichen, Aptychen-führenden roten Sedimenten hervorgeht, submarin, im landferneren Geosynklinalmeer des Tithons. Vielleicht besteht in Anlehnung an die Vorstellung von E. WENK (1949) eine Beziehung zwischen diesem subaquatischen Erguß und dem Reichtum an kieselschaligen Mikroorganismen.

Fleckenmergel der hohen Unterkreide. Das normale Hangende der tithonen Klippengesteine bilden, wie die Aufschlüsse bei Vitz am Berg und E der Fumerguthütte zeigen, schiefrig-plattige, hell- bis grünlichgraue, z. T. auch rötlich verfärbte Fleckenmergel. Neben *cm*-breiten Flecken beobachtet man feinästelige Fucoiden-ähnliche Formen. Trotz eifriger Suche konnte in ihnen nur ein Schalenfragment gefunden werden.

Eine unterkretazische Altersstellung dieses Gesteines ist durch die Lagerung und die Fazies anzunehmen. Sichergestellt ist sie durch das von H. STRADNER untersuchte Nannoplankton: Sehr viele Coccolithen (Placolithen) ex gr. *Coccolithus pelagicus* und *Discolithus embergeri* NOEL.

Das wahrscheinlich gaultische Alter ergibt sich aus einer kleinwüchsigen Flyschsandschalerfauna, die OBERHAUSER im Schlämmrückstand der Probe 24 fand. Sie wurde den graugrünen, dunkel gefleckten Mergeln im Hangenden des von tithonen Flaserkalken begleiteten Eruptivums, am W-Rand der Mühlpointbauerparzelle, entnommen und beinhaltet *Ammodiscus* sp. (selten), *Dendrophrya* sp. (selten), *Glomospira* sp. (häufig), *Recurvoides* sp. (häufig), *Placentammina* sp. (selten), *Trochammina* sp. (selten).

Anläßlich einer mit Herrn Direktor KÜPPER und Herrn Direktor MAHEL durchgeführten Exkursion konnte Letztgenannter die Mergelschiefer mit gaultischen Mergelschiefern der karpatischen Klippen vergleichen.

B. Buntmergelserie (Senon-Mitteleozän)

Hangend der gaultischen Fleckenmergel breiten sich östlich der Klippengesteinsrippe von Vitz am Berg die weichen Sedimente der Buntmergelserie aus. Auf fast 2 *km* Erstreckung sind sie zwischen Gschwendt und WH Landauer als bunte, schiefrige, z. T. sehr sandige Maastrichtmergel gut aufgeschlossen.

Drei Punkte können für ihre Zugehörigkeit zur Buntmergel-Klippenhülle angeführt werden: 1. die schon genannte Umhüllung der Klippe von Vitz am Berg, 2. fand sich bei einem Grabenaushub im Grundstück des Hauses Gschwendt 137 (Parzelle 166/3) auf den Maastrichtmergeln ein ½ *m* großer Ölquarzitblock, der, wie überall, wo Gaultflysch in die tektonische Unterlage der Buntmergelserie hineingewalzt ist, von dunkelgrauen, gaultischen Tonmergeln begleitet wird, 3. sind auch im St. Gilgener Fenster

faziell ähnliche Mergel mit gleicher Mikrofauna des Maastricht enthalten und 4. besteht eine mikrofaunistische Beziehung zu den von S. PREY bearbeiteten Buntmergeln.

Der Straßenaushub entlang der südlichen Straßenseite zwischen WH Landauer und Gschwendt erlaubte eine genaue Lokalisierung der systematisch entnommenen Proben 53—73 (siehe Abb. 7). Schiefrig-sandige und z. T. auch griffelig brechende, rote Mergel, Tonmergel und Tone zeigen zwischen 195 und 225 *m* W vom WH Landauer eine Einschaltung weicherer, graubrauner und grünlichgrauer Mergel. Auch zwischen 465 und 475 *m* W Landauer sind den bunten Mergeln mürbe, hellgraue und sehr sandige Mergel eingeschaltet.

Die Proben 53—55 enthalten *Reussela szajnochae* (GRZYB.) (1 ×), *Aragonia ouezzanensis* (REY.) (selten), Eponides-artige Rotaliiden, Valvuliniden, Flyschsandschaler der Gattungen *Bathysiphon*, *Ammodiscus*, *Placentammina*, *Nodellum*, *Hormosina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochamminoides*, *Cribrostomoides* usw., die Proben 56—59 *Reussella szajnochae* (GRZYB.) (1 ×), daneben häufig Eponides-artige Rotaliiden, darunter *Eponides* (?) *spinea* (CUSHMAN) und Flyschsandschaler, die Proben 60—64 *Bolivinoides* ex gr. *draco* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS (1 ×), ein- und doppelkielige Globotruncanen, massenhaft Flyschsandschaler, wobei vor allem *Gribrostomoides trinitatensis* (CUSHM. u. JARVIS) auffällt.

Eine planktonische Zone innerhalb der außerordentlich faunenreichen, vorwiegend Flyschsandschaler-führenden Serie, wird durch die Proben 66 und 67 aufgezeigt. Sie führen eine reiche Planktonfauna des Maastricht mit *Globotruncana stuarti* (LAP.) (häufig), *Globotruncana* ex gr. *arca* (CUSHM.) (häufig), *Aragonia ouezzanensis* REY (selten), *Pseudotextularia elegans* RZEHAK (selten), Gümbelinen und Flyschsandschaler. Die Proben 68—73 beinhalten wieder reichlich Flyschsandschaler, *Globotruncana arca* (CUSHMAN) (1 ×), *Globotruncana stuarti* (LAP.) (1 ×), *Eponides*-artige Formen [z. B. *Eponides* (?) *spinea* (CUSHMAN)], *Aragonia ouezzanensis* REY (selten) und *Reussella szajnochae* (GRZYB.) (selten).

Das Maastricht wird in den behandelten Proben 53—70, 72 und 73 durch Leitformen wie Globotruncanen, Aragonien, Pseudotextularien, *Bolivina* und *Bolivinoides* belegt, die in anderen Proben gegenüber den Flyschsandschalern und den *Eponides*-artigen Rotaliiden stark zurücktreten oder auch ganz fehlen.

In den Proben 53—60, 62—70, 72, 73 und 95 konnte H. STRADNER folgende Arten nachweisen: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Arkhangelskiella parca* STRADNER, *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Micula staurophora* (GARDET) STRADNER, *Rhabdulithus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI, *Zygrhablithus intercisus* DEFLANDRE. Das Vorkommen von *Arkhangelskiella cymbiformis* spricht für den Bereich Obercampan bis Maastricht.

Die Probe 71 enthält eine typisch eozäne Nannoflora mit Discoastriden, u. zw.: *Discoaster barbadiensis* TAN SIN MOK, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL und *Discoaster minus* DEFLANDRE. Weiters sind enthalten *Coccolithus placomorphus* KAMPTNER, *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN und *Coccolithus eopelagicus* BRAMLETTE & RIEDEL. Es sind hier folglich bunte Eozänmergel den butnen Maastrichtmergeln eingeschuppt worden.

Ein größeres Verbreitungsgebiet alttertiärer Buntmergel im Strobler Fenster befindet sich N der Fumerguthütte, auf der Leitner-Mühlpointbauerparzelle. Rote, glänzende Tonschiefer mit einzelnen dunkelgrauen oder bräunlichen Mergelschieferzwischenlagen und einzelnen *cm*-starken Sandsteinlagen und vielfach glaukonitischen, dünnen Quarzitlagen und -linsen umhüllen hier — scheinbar transgressiv — die tithonen und gaultischen Klippengesteine.

Die Proben 25 und 26 zeigen nach OBERHAUSER folgende alttertiäre Mikrofauna: Globigerinen vom *bulloides*-Typ (häufig), *Glomospira* sp. (selten), *Ammodiscus* sp. (selten), *Recurvoides* sp. (selten), *Trochammina* sp. (häufig), *Placentammina* sp. (selten), *Dendrophrya* sp. (selten). Es sind durchwegs kleinwüchsige Flyschsandschaler.

Verschuppt mit den an der Basis der überschobenen Gamsfeldmasse auftretenden tiefsenonen Gosauablagerungen, treten die alttertiären Buntmergel des Klippen-Flyschfensters E der Sparberschuppe wieder zutage. Das zeigen die Profile E des Strobler Weißenbachtales (Abb. 9). Auch hier sind es intensiv ziegelrote, glänzende Ton- und Mergelschiefer alttertiären, eozänen Alters.

Die gelegentlich im Bachbett des Unkelbaches freiliegenden bunten Mergel (Probe 181) weisen neben einer eozänen Globigerinen- und Globotruncanenfauna folgende mitteleozäne Nannoflora auf: *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster colleti* (PAREJAS) BERSIER, *Discoaster binodosus* MARTINI, *Coccolithus eopelagicus* BRAMLETTE & RIEDEL, *Coccolithus gammation* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE. Die am linken Ufer des Unkelbaches, zwischen 730 und 770 *m* SH aufgeschlossenen, nur etwa ½ *m* mächtigen Alttertiäreinschaltungen innerhalb der tiefsenonen Gosaumergel führen in den Proben 125 und 128 massenhaft Globigerinen vom *bulloides*-Typ, Truncorotalien, darunter *Truncorotalia aragonensis* TUTTALL (häufig), eine mitteleozäne Mikrofauna.

E des an der Weißenbacher Forststraße aufgeschlossenen Hippuritenriffes der Häuslwand sind in den grauen, tiefsenonen Ablagerungen in etwa 10 *m* Mächtigkeit ebenso die bunten Alttertiärmergel eingeschuppt. Die Probe 140 daraus beinhaltet *Truncorotalia velascoensis* (CUSHMAN), Globigerinen und Truncorotalien. Sie belegen untereozänes Alter.

Auch im Klippen-Flyschfenster von St. Gilgen sind die Buntmergel des Maastricht und des Alttertiärs vertreten. Ersteren gehören die am Brückerl über den Laimgraben (Markierung 1), S Haus Nr. 36, in 630 *m* SH aufgeschlossenen bunten schiefrigen, rot-grün gefleckten Mergel zu. In der Probe 95 beinhalten sie *Reussella szajnochae* (GRZYB.) (2×), *Globotruncana fornicata* (PLUMMER) (2×) und häufig Flyschsandschaler (!). Zu den alttertiären Buntmergeln gehören die grauen, graubraunen und roten Tone und Tonmergel, die in 670 *m* SH dort anzutreffen sind, wo der genannte Graben von der Brücke der Markierung 1 zum Zwölferhorn gequert wird (siehe Abb. 6). Aus den steil S 15° E-fallenden, grauen, z. T. roten Tonmergeln stammt die Probe 81. Sie führt nach OBERHAUSER folgende Foraminiferen des tiefen Mitteleozän und eines aufgearbeiteten Maastricht: *Hantkenina* ex gr. *mexicana* CUSHMAN (1×), *Truncorotalia aragonensis* NUTTALL (selten), weitere Globigerinen und Truncorotalien (häufig), stark

skulpturierte Uvigerinen, Spiroplectamminen, *Pseudotextularia varians* RZEHAK (1 ×). Auch eine reiche, typische Nannoflora des Eozäns, welche jener der Probe 71 vergleichbar ist, findet sich nach STRADNER: *Discoaster barbadiensis* TAN SIN MOK, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster mirus* DEFLANDRE, *Discoaster martini* STRADNER, *Discoaster trinus* STRADNER, *Discoaster quinarius* (ETTR.), *Discoaster nonaradiatus* KLUMPP, *Discoaster colleti* PAREJAS, *Coccolithus gammation* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Coccolithus placomorphus* KAMPTNER, *Coccolithus crassus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Coccolithus eopelagicus* BRAMLETTE & RIEDEL. Diese Nannoflora entspricht weitgehend der aus der Arragon-Formation von Mexico beschriebenen Nannoflora. Da bei den Proben 71 und 81 die Leitformen des Untereozän (*Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL und *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) DEFLANDRE fehlen, nimmt STRADNER eher ein mitteleozänes als ein untereozänes Alter an. Es besteht folglich eine weitgehende Übereinstimmung mit der aus den Foraminiferen abgeleiteten Altersbestimmung.

In den grauen, z. T. bunten Tonmergeln, aus welchen die Probe 81 entnommen wurde, sind zahlreiche bis eigroße Gerölle enthalten. Unter 52 Geröllen fanden sich 15 Diabas-, 9 Gabbro-, 12 Serpentin-Ophicazit- und 21 ? neokome Mergelgerölle. Es sind offenbar durchwegs transgressiv aufgearbeitete Klippengesteine.

Die etwa 10 *m* hangend der Probe 81 entnommenen Proben 100 und 101 weisen grobsandige und großwüchsige Flyschsandschaler auf, deren Faunencharakter etwas anders ist, als bei den Maastrichtproben bei Gschwendt. Es sind Dendrophryen, Trochammonoiden, Placentamminen, Ammodiscen usw.

C. Flyschserie (Neokom-Senon)

Neokom- und Gaultflysch. Die Beteiligung von Neokomflysch mag lediglich aus Mergel-, Sandstein- und Breccienblöcken hervorgehen, die sich im Bereich der Flyschfenster vor allem dort finden, wo sie mit den zahlreicheren Gaultflyschblöcken zusammen aus ihrer tektonischen Buntmergelunterlage herausgewittert sind. Von hier wurden sie natürlich in weiterem Umkreis quartär verschleppt. Vor allem die widerstandsfähigen quarzitischen Ablagerungen des Gault sind dafür prädestiniert. Als Vertreter des Neokom kann man Blöcke aus grauem, klüftigem Mergel oder Mergelkalk, sowie Blöcke aus hellgrauem, verschiedenkörnigem, aber gut sortiertem Sandstein und einer exoticareichen Feinbreccie betrachten. Letztere lassen sich schwer von Gaultbreccien unterscheiden (vgl. S. PREY 1951, S. 147). Die Abtrennung des Unterkreideflysches, die A. ABERER und E. BRAUMÜLLER (1958) am N-Saum der Salzburger Flyschzone mit Hilfe zahlreicher Fossilien gelungen ist, läßt auch hier noch Fossilfunde erhoffen.

Zu den Gaultablagerungen des Flysches zählen die Glaukonitquarzite, die glaukonitführenden Sandsteine, die exotikareichen Breccien mit ihrem glaukonitisch-quarzitischem Bindemittel und die dunklen, z. T. mergeligen Tonschiefer.

Die petrographische Beschaffenheit des Glaukonitquarzites und des Sandsteines entspricht ganz jener vom Raume Rogatsboden, wo die gleichen

Gesteine nach den eingehenden Studien von S. PREY (1957, S. 322) in den Gault gestellt werden konnten. Da wie dort gesellen sich zu den Quarziten und Sandsteinen dunkle, oft fast schwarze, gelegentlich aber auch graugrüne Tonschiefer, die einen spärlichen Inhalt sandschaliger Foraminiferen aufweisen. Auch der Übergang von dem einen zum anderen Sediment ist zu beobachten.

Dunkelgraue bis grünliche Breccienblöcke (Wildflysch), deren kalkalpine oder exotische Komponenten in einem glaukonitisch-quarzitischen Bindemittel liegen, beinhalten dichte, helle, dunkle und bunte Kalke, Crinoidenkalk, Mergelkalke, Mergel, grünlichgraue, graue, schwarze und rötliche Tonschiefer, Gneise, Phyllit, Porphyr, Diabas, Serpentin und Quarz. Im Dünnschliff lassen sich Feldspat, Glimmer und Glaukonit erkennen. Somit gleicht auch der Habitus unserer Breccien ganz den von S. PREY (1951, S. 143—145) beschriebenen Breccien des Gaultflysches im Gebiet W von Kirchdorf an der Krems. Einzelne Blöcke eines fein- bis mittelkörnigen, an Phyllitschüppchen reichen Sandsteines erinnern an die Tristelbreccie, andere, aus hellem arkoseartigem Grobsandstein an den Vorarlberger Saluier.

Die Ölquarzit-, Mergel-, Sandstein- und Breccienblöcke dürften vorwiegend *dm* bis ½ *m* mächtigen Lagen entstammen. Dunkle, schiefrige Tone, die man gelegentlich aus dem quarzitischen Sandstein hervorgehen sieht, sind an ihren feinglimmerigen, seidig glänzenden Schichtflächen in verschiedener Art gewellt.

Als stratigraphisch tiefe und harte Flyschgesteine sind die Quarzit-, Sandstein- und Breccienblöcke in ihre tektonische Unterlage, die Buntmergel der Klippenhülle, hineingewalzt worden, Erwähnenswert erscheinen dabei jene Aufschlüsse, wo auch noch Reste der begleitenden dunklen Tone vorhanden sind, so am Bachgraben N Ht. Holz oder an der Markierung 1 zum Zwölferhorn, 15 *m* SE der Brücke SW Kote 657. Im ersten Fall liegt die Gaultflyschscholle auf senonen Buntmergeln, im zweiten auf mitteleozänen Buntmergeln.

Größere Verbreitung findet der Gaultflysch im Bereich der in 540—560 *m* SH gelegenen Wiesen, S WH Landauer, im tektonisch Hangenden der Buntmergel. Am SE-Ausstrich des Strobler Fensters unter die Gamsfeldmasse treten die Gaultablagerungen auch noch SE der Nestlerscharte und im Strobler Weißenbachtal auf. So trifft man sie an einem gegen SE zum Weißenbach abfließenden Bach NW der Vockneralm, zwischen 740 und 760 *m* SH und am Weißenbach selbst.

Hier, am Weißenbach, sind die Sedimente des Gaultflysches 400 *m* WSW WH Waldheimat, das sind rund 150 *m* WSW der Brücke, über welche der Fahrweg zur Unterberger Alm führt, in etwa 15 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen. Es sind steil ENE-fallende schwarze Tonschiefer mit ebenso schwarzen, über metermächtigen, calzitdurchklüfteten, zerrissenen und linsenförmig gestreckten Kalklagen und mit ebenso verwalzten, bis zu mehreren *dm* mächtigen kieseligen Mergel- und Sandsteinlagen. Eine solche steil ENE-fallende, bis 0·8 *m* mächtige, harte, kieselig-mergelige Sandsteinlinse (Quarzit) führt in bis über nußgroßen, unregelmäßig angeordneten Hohlräumen ein dunkelbraunes, zähflüssiges Erdöl. Vor allem im unteren Teil der in den schwarzen Tonschiefern eingeschalteten Sandsteinlinse hat

sich das Öl in vielen solchen Nestern erhalten. Sie sind an calzitverheilte Klüfte gebunden. Wo sie von jüngeren Klüften gequert werden, breitet sich das Öl entlang der Flächen dieser Klüfte aus. Im Calzit der Kluftfüllungen ist an den Öleinschlüssen ein intergranularer Ölfilm zu beobachten.

Den ersten Anhaltspunkt für das Vorkommen von Erdöl gaben ölige Flecken am angeschlagenen Gestein; erst nach Sprengungen sah man das Öl aus den Hohlräumen tropfen.

Am St. Gilgener Fenster ist das zumeist verriebene Flyschgestein nur am S-Rand des Fensters in guten Aufschlüssen erhalten geblieben, u. zw. im Graben bei Laim und am Mozartsteig (Abb. 4 a, b).

In 670 *m* SH schließt der Graben bei Laim im tektonisch Hangenden der mitteleozänen Buntmergel und im tektonisch Liegenden des tirolischen Haselgebirges ein etwa 10 *m* mächtiges Paket steil SW-fallender, dunkelgrauer bis schwarzer oder auch grünlichgrauer Tonschiefer auf, die mit dünnen exotikareichen Breccienbänken wechsellagern. Die kleinwüchsigen Sandschaler der Probe 85 entsprechen vollkommen jenen der Probe 99 vom Laimer Graben und auch die Probe 98 aus dem stahlgrauen bis schwarzen Tonschiefer vom Aufschluß Eisengasse 15 (Abb. 5), weist eine ähnliche Sandschalerfauna auf. H. Stradner führt aus der Probe 85 *Lithastrinus* sp. an.

Aus dem Verband mit den dunklen Tonschiefern herausgelöst, zeigen sich im Bachbett bis über meterlange Blöcke eines exotikareichen Konglomerates mit quarzitisch-glaukonitischem Bindemittel.

Weiters legt der bei der Kote 599 in den Oppenauer Bach mündende Diebsbach nahe jener Stelle eine etwa 6 *m* mächtige Gaultflyschserie frei, wo er in 750 *m* SH vom Mozartsteig gequert wird. Es sind die wenige Meter N unter dem Mozartsteig-Brückerl aufgeschlossenen grünlichgrauen, dunkel gefleckten und dunkelgrauen bis schwarzen Tone, die mit *dm*-mächtigen, ± quarzitischen dunklen, harten Mergeln wechsellagern. Die daraus entnommene Probe 99 führt eine kleinwüchsige Flyschsandschalerfauna, die nach Oberhauser für tiefere Kreide bzw. Gault sprechen könnte.

Knapp unter dem Brückerl ruhen den Mergeln metergroße Ölquarzitblöcke und Konglomeratblöcke des Gaultflysch auf. In 756 *m* SH, knapp oberhalb des Brückerls, werden die Gaultablagerungen vom groben Transgressionskonglomerat des Randcenomans tektonisch überlagert.

Mürbsandstein (Cenoman-Turon). Als sehr wesentlicher Bestandteil des Strobler Flyschfensters ist der Mürbsandstein des Flysches anzusehen (Abb. 8, S. 59). Das kompakte, fein- bis mittelkörnige, hellgraue Gestein besteht vor allem aus Quarz, Feldspat und Glimmer. Auch die Pflanzenhäcksel bilden einen bezeichnenden, wenn auch untergeordneten Bestandteil. Im etwa 30 *m* mächtigen, grob gebankten Gestein zeigen sich *cm*-starke Lagen eines feinkörnigen, Glimmer- und Pflanzenhäcksel-reichen, sandigen Mergelschiefers oder auch Tonmergels.

Die schönsten Mürbsandsteinaufschlüsse liegen SE der Fumerguthütte, am S-Rand der Leitner-Mühlpointbauerparzelle und S der zur Bleckwandhütte führenden Markierung 34, zwischen 700 und 800 *m* SH. In Richtung zur Bleckwandhütte sind die Sandsteine aber bis 900 *m* SH aufgeschlossen.

Tabelle 1: Stratigraphische Tabelle,

Formation		Flyschzone Oberösterreich (S. Prey 1957)	Bajuvarikum am Kalkalpennordrand	Schafberg — Tirolikum (NE der Wolfgangseestörung)	
				Schafberggruppe bis Schober	Sparber (Sparberschuppe)
ALT-TER-TIÄR		Mürbsandstein-führende Oberkreide, Bunte Schiefer, Zementmergelserie, Bunte Schiefer, Reiselsberger Sandstein, Bunte Schiefer			
KREIDE	o		vorw. grünlichgraue, gefleckte, sandige Mergel (Coniac-Maastricht), bunte sandige Mergel (Cenoman)		Nierentaler Schichten (Maastricht), graue Mergel u. Sandst. (? Campan)
				Hippuritenriffe des Coniac-Santon, Bitumenkalk, graue Mergel u. Sandst. (Coniac)	
	u	Gaultflysch Neokomflysch	graue Sandsteine mit z. T. bunten, weichen Mergelzwischenlagen (Apt-Alb)		
JURA	o			Plassenkalk	
				bunte, kieselige Mergel, Radiolarit u. Konglomerat der Malmbasis	wechselfarbiger Oberalmerkalk
	m				
	u		bunter Crinoidenkalk, Fleckenmergel	roter Mittelliaskalk, Hierlatz-, Crinoiden-, Brachiopodenkalk, lichter Liaskalk, Liasspongienkalk	
				Liasfleckenmergel	
TRIAS	o		Plattenkalk, Hauptdolomit	Kössener Schichten, Plattenkalk, Hauptdolomit	
				Carditaschichten, Sandstein, Dolomit, Roggenstein, Opponitzerkalk	
	m			Ramsaudolomit, Wettersteinkalk, Gutensteinerkalk	
	u				Werfener Schichten (hellgrüner Haselgebirgston, bunte Werfener Schiefer)
Perm					

nach den tektonischen Einheiten gegliedert N—S

	Fenster von St. Gilgen und Strobl „Wolfgangseefenster“		Bajuvarikum am S-Rand der Klippen-Flyschfenster	Osterhorn-Tirolikum = Osterhorngruppe (SW der Wolfgangseestörung)
	Klippen- und Buntmergelserie	Flyschserie		
Buntmergelserie	bunte unter- u. mitteleozäne Tone, Tonmergel u. Mergel			
Buntmergelserie	bunte Tone, Tonmergel u. Mergel des Maastricht	bunte Mergelschiefer des tiefen Senon, Mürbsandstein des Cenoman-Turon (Reiselsberger Sandstein)	Cenoman: graue Mergel u. Grobkonglomerat mit . Quarzporphyrgeröllen	
Klippenserie	hellgrünlichgraue, z. T. rötliche, dunkel gefleckte Mergelschiefer der hohen Unterkreide	Glaukonit- (Öl-) Quarzite, Sandsteine, Breccien; dunkle Tonschiefer mit sandig-mergelig-kieseligen Zwischenlagen (+Erdöl)- „Gaultflysch“ (hohe Unterkreide). Neokomflyschblöcke	sandige Neokommergel u. kalkreicher Sandstein, kieselige Mergelkalke	Schrambachmergel
Klippenserie	Diabas mit Gabbrokörpern, Serpentin, Ophicalzit, Erguß-gesteinsbreccie, Radiolarit, Tithonflaserkalk			Tithonflaserkalk, Oberalmer Schichten (Mergel- u. Kalkfazies), bunte Mergelschiefer, Kieselkalke, Kieselschiefer, Radiolarite
				Fleckenmergel, Adneterkalk, Enzesfelderkalk, Fleckenmergel u. Hornsteinknollenkalk
				Kössener Schichten, hangend mit Lithodendronkalkeinschaltungen, Plattenkalk mit basaler Wortheniabank Hauptdolomit
				Ramsaudolomit, Wettersteinkalk (vorw. anisischer Steinalmkalk), Gutensteinerkalk und Basisschichten
				Werfener Schichten (hellgrünes Haselgebirge, bunte Werfener Schiefer)

Am Vorkommen S der Leitnerparzelle ist zu sehen, wie die geschlossene Sandsteindecke gegen ihre nördliche Begrenzung in Blockwerk zerfällt und die Buntmergelunterlage zu einer beträchtlichen Rutschung Anlaß gibt. Am Vorkommen S der Bleckwand läßt sich der Übergang der cenomanturonen Flyschsandsteine in die hangenden bunten Mergelschiefer des Turon—tiefes Senon erkennen.

Im Bereich des St. Gilgener Klippen-Flyschfensters ist als einziger bemerkenswerter Flyschsandsteinaufschluß jener beim Haus Eisengasse Nr. 15 zu nennen. Es ist ein etwa 5 *m* mächtiger, hell- bis dunkelgrauer Mürbsandstein, der am rechten Ufer des Oppenauerbaches von einer 0·7 *m* mächtigen Mergelkalkbank überlagert wird. Die Vergesellschaftung mit zum Gault gehörenden Ablagerungen mag als Anzeichen dafür dienen, daß es sich nicht um die Mürbsandstein-führende Oberkreide, sondern um das tiefere, cenoman-turone Mürbsandsteinniveau des Flysches (Reiselsberger Sandstein) handelt.

Die von G. Woletz durchgeführte Schwermineraluntersuchung von den Mürbsandsteinen unserer Flyschfenster kann deshalb die Zugehörigkeit zum Flysch bestätigen, weil altersgleiche Äquivalente der Reiselsberger Sandsteine im kalkalpinen Raum nicht vorhanden sind. Die oberkretazischen Mürbsandsteine des Vorlandflysches sind auf dem Wege der Schwermineralanalyse nicht von den Gosausandsteinen zu unterscheiden.

Bunte Schiefer (Turon—tiefes Senon). Es sind glattflächig-splittrige Ton- und Mergelschiefer, die einen raschen, von Zentimeter zu Zentimeter beobachtbaren Farbwechsel zwischen grünlichgrau und violett mitmachen und mit dünnen Sandkalken wechsellagern. Man trifft sie S der Markierung 34 zur Bleckwandhütte, in 810 *m* SH, im Hangendniveau der cenoman-turonen Flyschsandsteine. Die ihnen entnommene Probe Nr. 2 führt nach Oberhauser eine Mikrofauna, die jener des Piesenkopfkalkes im Vorarlberger Flyschprofil entspricht: Mehrere Arten der Gattung *Dendrophrya* und andere Flyschsandschaler. Es ist eine Mikrofauna, die für das Turon—tiefe Senon im Hangenden des Reiselsberger Sandsteines kennzeichnend ist.

Petrographisch und mikrofaunistisch besteht auch eine weitgehende Übereinstimmung mit den von S. Prey (1951, S. 142, 143) beschriebenen bunten Schiefern, wie sie im Hangenden der Mürbsandsteine im Bereich des Perneckerkogels, W Kirchdorf an der Krems (OÖ.) auftreten. Prey hat sie in das Turon gestellt.

Nur in sehr geringem Maße sind die bunten Mergelschiefer des Flysches im St. Gilgener Fenster vertreten, u. zw. zusammen mit dem Flyschsandstein im Aufschluß der Eisengasse Nr. 15, am linken Ufer des Oppenauerbaches. Die *cm*- bis *dm*-mächtigen bunten Mergelschieferzwischenlagen lieferten in der Probe 109 eine kleinwüchsige Flyschsandschalerfauna.

3. Zur Schwermineralanalyse der kretazischen Sandsteinproben

Von Gerda Woletz

Aus den verschiedenen tektonischen Einheiten des Raumes um den Wolfgangsee wurden einzelne kretazische Sandsteinlagen bemustert und aus diesen Gesteinsproben die Schwerminerale isoliert. In den Textabbildungen von B. Plöchinger sind die Stationsnummern eingezeichnet.

Unter den gleichen Nummern sind die analysierten Proben in den Tabellen 2 und 3 zu finden.

Nach den Ergebnissen der Schwermineralanalyse lassen sich im untersuchten Gebiet zwei mit deutlich verschiedenem Detritus belieferte Sedimentationsräume unterscheiden:

a) einerseits die Sedimente des kalkalpinen Raumes, in deren feinklastischem Material die Minerale aus basischen Eruptivgesteinen (Chromit) überwiegen,

b) andererseits die Sedimente der Flyschzone, die am nördlichen Kalkalpenrand und in den Fenstern westlich St. Gilgen und südlich Strobl bemustert worden sind. Die Schwerminerale dieser Sandsteine (in der Hauptsache Granat, Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit) sind von metamorphen Gesteinen und von sauren Eruptivgesteinen abzuleiten.

Wichtig ist jedoch, zu vermerken, daß die Unterscheidung der beiden genannten Sedimentationsräume mit Hilfe der Schwermineralanalyse nur für die Kreideablagerungen vor dem Untercampan gilt; vom Untercampan aufwärts sind in beiden Ablagerungsräumen, sowohl im Flyschtrog wie im kalkalpinen Raum Sande mit gleichartigem Schwermineralinhalt abgesetzt worden. In der höheren Oberkreide erlaubt also die Schwermineralanalyse keine eindeutige Aussage (WOLETZ 1963).

Erläuterungen zu den Tabellen 2 und 3

SM = Schwermineralmenge in der Kornfraktion 0·05—0·1 *mm*

.	sehr wenig Schwerminerale	unter 1%
..	wenig Schwerminerale	zirka 1— 3%
+	mäßig viel Schwerminerale	zirka 3— 6%
++	viel Schwerminerale	zirka 6—10%
××	sehr viel Schwerminerale	über 10%

Op = opake Körner
BC = Biotit und Chlorit
Gl = Glaukonit
dM = übrige durchsichtige Minerale

zusammen 100%

Cr = Chromit
Gr = Granat
Sp = Spinell
Ru = Rutil
At = Anatas
Zi = Zirkon
Tu = Turmalin
Ap = Apatit
Br = Brookit
Ti = Titanit
Mo = Monazit
Ep = Epidot
St = Staurolith
Di = Disthen
Cd = Chloritoid
Ho = Hornblende

„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100%
(Anordnung der Minerale nach ihren optischen Eigenschaften)

Innerhalb der Zahlenreihen bedeutet + weniger als 1%.
Wenn nur sehr wenig „übrige durchsichtige Minerale" in der Probe zu finden waren und daher nur weniger als 100 Körner gezählt werden konnten, ist das Vorhandensein einzelner Minerale mit ++ (viel), + (weniger) und . (sehr wenige Körner) angedeutet.

Tabelle 2: Schwermineralanalysen von Sandsteinen aus der kalkalpinen Kreide

Stations-nummer	Analysen-nummer	Lokalität	SM	zusammen 100 %				„übrige durchsichtige Minerale" = dM. zusammen 100 %															
				Op	BC	Gl	dM	Cr	Gr	Sp	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	Mo	Ep	St	Di	Cd	Ho
164	4708	N Drachenwand (Kote 1140)	..	22	1		77	93	2		2		2	+	+							+	+
171	4710	Mondseer-Straße bei St. Gilgen	..	50	1		49	90	1		+		6	+	1								+
106	4200	N St. Gilgen, W Haltestelle Billroth	++	90	1		9	85			2		11	2									
—	4012	E St. Wolfgang	+	60	4		36	89					6	1	3		+						
176	4711	N Campingplatz, St. Wolfgang	..	36	2		64	92	2	+	+		5							+			
30	4013	E Vorderleitenwiese, 820 *m* SH	..	95	+		4	++	+				.		.				+				
135	4203	E-Seite des Weißenbachtales, 730 *m* SH, S Strobl	××	48	+		51	92	5				+	+	1		+					+	+
136	4204	Weißenbachtal, 720 *m* SH, ESE Häuselwand, S Strobl	××	77	2		21	76	23														1
133	4340	Unkelbachgraben, S Strobl	××	17	+		82	95	1		+		2	+	+							+	
127	4339	Unkelbachgraben, S Strobl	++	53	1		46	93	4		+		2	+	+								
168	4709	Strasser Hölbingalm, S Strobl.....	.	69	1		30	++	+		.		+	.									

Tabelle 3: Schwermineralanalysen von Flyschsandsteinen

Stations-nummer	Analysen-nummer	Lokalität	SM	zusammen 100 %				„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100 %														
				Op	BC	Gl	dM	Cr	Gr	Sp	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	Mo	Ep	St	Di	Cd	Ho
		Flysch oder höhere Gosau am nördlichen Kalkalpenrand:																				
157	4706	Klausgraben unter der Kapelle, 520 *m* SH	..	44	2	+	53		66		8		6	2	7	+				8	2	+	
159	4707	N Drachenwand, bei Gehöft „Wald"	..	22	8		70		92		4		+		1					2		+	
		Flysch aus den Fenstern:																					
110	4201	St. Gilgen, bei Eisenstraße 15, linkes Bachufer	+	37	26		37		47		11		19	4	19								
111	4202	St. Gilgen, bei Eisenstraße 15, linkes Bachufer	+	30	28		42		74		12		5	2	6	1							
94	4198	Graben bei Laim 36, 635 *m* SH, SW St. Gilgen	++	30	18	10	42		5		8	+	84	2									
102	4199	Graben bei Laim, 760 *m* SH, 15 *m* S Brücke, SW St. Gilgen	+	26	4	2	68	+	5		9	2	75	4	+	2		2					
3	4011	N Bleckwand, 800 *m* SH, an der Markierung 34	++	54	7		39		57		6		11	6	20								
14	4010	S Mittelleitengut, Gschwend	+	28	23		49		34		5	2	19	12	26	1				1			
1 a	4009	N Bleckwand, 810 *m* SH, S Markierung 34	..	36	13		51	1	64		9	1	11	4	10								

In der Tabelle 2 sind die Analysenergebnisse zusammengefaßt, in denen der hohe Chromitgehalt eindeutig die Zugehörigkeit der Sandsteine zum Ablagerungsraum der Kalkalpen anzeigt. Es handelt sich um Sandsteine aus dem Neokom und aus der tieferen Gosau.

Die Tabelle 3 bringt eine Zusammenstellung der Analysen von Gesteinen nördlich des Kalkalpenrandes und aus den beiden Flyschfenstern von St. Gilgen und Strobl. Sie werden im Feld einerseits als sicherer Flysch, andererseits als Flysch-verdächtig bezeichnet. Ihr Schwermineralinhalt erlaubt jedenfalls den Vergleich mit sicheren Flyschgesteinen aus anderen Gebieten der Flyschzone in Österreich.

II. Tektonik

(mit Aufschlußbeschreibungen)

1. Das NE der Wolfgangseestörung (Fensterstörung) gelegene Bajuvarikum und Schafberg-Tirolikum, zwischen Flyschrand und St. Gilgen

An der tirolischen Wettersteinkalkmasse der Schatzwand, Kote 1269, sind durch den Bergsturz im Jahre 1953 interessante Aufschlüsse in der bajuvarischen Unterlage entstanden. Man kann unter dem überschobenen Tirolikum folgende überkippte, S-fallende Gesteinsserie des Bajuvarikums sehen: Graue, z. T. bunte, sandige Mergel des Cenoman in 850 *m* SH, darüber, in 890—920 *m* SH, verschieferte Aptmergel und auch noch eine *m*-mächtige Lage bunten Liaskalkes. Zweifellos begünstigten solche Mergel die N des Schober beobachtbaren Rutschungen aus den Jahren 1818 und 1939 [1]).

Während die Aptmergel in Aufschlüssen 100 *m* SW Hotel Kreuzstein ihre östliche Fortsetzung finden, zeigt sich der bunte Lias-Crinoidenkalk des Bajuvarikums W davon, im morphologisch deutlich abgesetzten Felssockel der Ruine Wartenfels, am schönsten entwickelt. Nach G. Geyer gehört er zur überkippten S-Flanke der Synklinale von Unterholz.

Am N-Fuß der Drachenwand beobachtet man ferner zwischen dem steil S-fallenden Flysch und dem steil gegen N aufgeschobenen Wettersteinkalk der Drachenwand eine 1 *km* lange, in sich verschuppte bajuvarische Gesteinsrippe, die aus Hauptdolomit und Plattenkalk aufgebaut ist. Eine kleine Partie steil SE-fallender, graubrauner Kalksandsteine N der Kote 1140 gehört zur bajuvarischen Oberkreide.

Den schönsten Hinweis, daß auch über das Bajuvarikum Gosauablagerungen greifen, geben die Aufschlüsse SW Hotel Plomberg, im Saugraben und im Klausbachgraben. Die Erosion hat hier im tektonisch Liegenden des tirolischen Wettersteinkalkes steil SSW-fallende Ablagerungen des Ober Coniac—tiefes Santon und des Ober Campan—Maastricht freigelegt.

Mit steil S-fallenden Gutensteinerkalken an der Basis ruht die tirolische Wettersteinkalkmasse des Schober dem Gestein der bajuvarischen Decke

---

[1]) Die jüngere Rutschung wurde von G. Götzinger und H. Zapfe (1939) beschrieben.

auf (Tafel 1, Profil 2). Blickt man vom westlichen Fuschlseetal zum Schober W-Abfall, so erkennt man auch seine S-fallende grobe Bankung. Die SW des Gipfels in 1000 *m* SH ersichtlichen Felstürme haben aber mit dem S-fallenden Wettersteinkalk nichts mehr zu tun. Sie bestehen aus einer groben tektonischen Breccie mit Kalk- und Dolomitkomponenten des benachbarten Gesteines. Mit dieser Breccie wird der NW-Ausstrich der Wolfgangseestörung markiert.

Durch das starke „Vorwärtsdrängen des Schober-Drachenwandgebietes" (DEL NEGRO 1950, S. 130) vollzieht sich entlang der Wolfgangseestörung eine am Flysch-Kalkalpenrand deutlich ersichtliche Blattverschiebung. Der NE-Störungsflügel zeigt sich gegenüber dem SW-Flügel auf etwa 150 *m* gegen NW verstellt. Dadurch, daß der Wettersteinkalk des Schober mit dem stratigraphisch höheren Wettersteindolomit W davon Kontakt findet, kann eine Heraushebung des SW-Flügels angenommen werden.

S der obgenannten tektonischen Breccie ist am Schober SW-Fuß durch die Blattverschiebung eine an die 2 *km* lange und rund 300 *m* breite Schuppe herausgebildet worden, deren Zugehörigkeit zum Osterhorn-Tirolikum aus der Streichrichtung der Gesteine und der Heraushebung gegenüber der Schober-Drachenwandmasse hervorgeht. Diese Deutung der parallel zur Wolfgangseestörung verlaufenden Schuppe wird dadurch unterstützt, daß an ihrer SW-Begrenzung, im Graben NW der Füßlmühle, bei 780 *m* SH, Haselgebirgston zutage tritt.

Entlang des Oppenauerbaches ist die Bedeutung der ziemlich geradlinig gegen SE verlaufenden Wolfgangseestörung besonders gut zu erkennen. Das an der NE-Seite der Störung gelegene Gebirge schwenkt gegen E von der E—W-Streichrichtung im Schober-Drachenwandgebiet in die N—S-Richtung ein. Die Drehung vollzog sich im Uhrzeigersinn. Am SW-Flügel der Störung behält das Gebirge die der Störung parallellaufende NW—SE-Streichrichtung bei.

Die E Gehöft Plomberg bei St. Gilgen scheinbar normal dem Plassenkalk aufruhenden, sanft S-fallenden Bitumenkalke an der Basis der Wolfgangseegosau, die Verbreitung und Lagerung der Gosauablagerungen in der Wolfgangseemulde überhaupt, lassen auf eine vorgosauische Anlage jener Querstellung des Störungs-NE-Flügels schließen. Die Wolfgangseestörung, die als Gleitschiene diente, war folglich bereits vorgosauisch ausgebildet worden. Eine im Untergrund verankerte alte Struktur, welche die Bewegungen der kalkalpinen Überdeckung seit langem beeinflußt, mag Ursache der Herausbildung der Wolfgangseestörung sein. H. KÜPPER (1960, S. 16) zählt sie zu jenen NW-Elementen im Raum der Nördlichen Kalkalpen, die sich im Vergleich zu den Decken- oder Stockwerksgrenzen durch ihre Langlebigkeit unterscheiden.

Wahrscheinlich ist es während des nordwärts drängenden Faltenwurfes zur Stauung und Querstellung längs der Wolfgangseestörung gekommen; eine Stauung, die man vielleicht auf die Ausdehnung des Materials während des Faltenwurfes zurückführen kann, wie sie A. TOLLMANN (1962, S. 244) für den E—W-Schub im Ostalpenbau im allgemeinen als mitverantwortlich hält.

Erst im St. Gilgener Gebiet und S von Strobl wird, wie später gezeigt werden soll, auch die große nachgosauische Bedeutung der Wolfgangseestörung offenbar.

Auf dem sanft E-fallenden Hauptdolomit der Höllkar SE-Flanke liegen als normales Hangendes steil E-fallende Plattenkalke, darüber Kössener Schichten und schließlich, im Kern der N—S-streichenden Synklinale, welche SPENGLER (1911) St. Gilgener Synklinale nannte, liassische Spongienkalke. Dieses formbare Gestein weist eine intensive Faltung mit N—S-streichenden Achsen auf. An der gegen N aushebenden Synklinale sind die obertriadischen Ablagerungen durch vorwiegend im Streichen verlaufende Störungen zerhackt.

Über den obertriadischen Gesteinen der W-Flanke der St. Gilgener Synklinale liegt diskordant der ebenso N—S-streichende Plassenkalkzug der „Drei Brüder" (Plombergstein, Mitterstein und Obenauer Stein). Der 2 *km* lange und wenige 100 *m* breite Riffkalk ruht an seinem W-Rand auf 1 *km* Länge dem Hauptdolomit und an seinem nördlichen Ostrand dem Dachsteinkalk und den Kössener Schichten auf. Die tektonisch etwas abgesetzte Plassenkalkpartie NE Gehöft Blomberg, auf der, wie schon erwähnt, W der Mühle scheinbar transgressiv die Gosau-Bitumenkalke liegen, zeigt auch noch eine Crinoidenkalkunterlage.

Eine Einbeziehung der Gosausedimente in den Querbau der N—S-streichenden Plassenkalkmasse der „Drei Brüder", wie sie die SPENGLERsche Karte vor Augen führt, ist nicht vorhanden. Das aber unterstreicht umso mehr die Richtigkeit der Auffassung SPENGLERS, daß der Faltenbau im Schafberggebiet vorgosauisch herausgebildet worden ist.

Die Lagerung des Plassenkalkes kann man sich durch die Annahme einer „Plassenkalkdeckscholle" oder einer „Plassenkalktransgression" über ein gefaltetes Relief erklären. Für eine weit verfrachtete Deckscholle einer höheren Einheit fehlen stichhaltige Hinweise, doch sind solche für die Deutung einer tektonisch etwas verstellten, aber transgressiven Masse wohl gegeben. So bemerkt man z. B. am S-Rand des Plombergsteines, an der Markierung 17, E Pöllach, in 630 *m* SH graue, *dm*-gebankte Oberalmer Schichten mit brotkrustenförmigen Hornsteinauswitterungen, welche unter den Plassenkalk einfallen. Sie sind jenen anzugliedern, die S des Gehöftes Wittingau eindeutig transgressiv dem Hauptdolomit aufruhen. Der Hauptdolomit aber entspricht der Lagerung nach dem Hauptdolomitsockel des Plassenkalkriffes.

Die Bruchumgrenzung und Zerhackung des Plassenriffkalkes mag auf ähnliche Bewegungen zurückzuführen sein, wie jene, welchen die Oberalmer Schichten des Osterhorn-Tirolikums gegenüber dem Liegendstockwerk ausgesetzt waren. Es würden zur Erklärung aber vielleicht sogar die jugendlichen Verstellungen genügen, die der starre Riffkalk gegenüber seiner Unterlage durchgeführt hat.

Für die transgressive Stellung des Plassenkalkes sprechen auch die Verhältnisse am Falkenstein. Der am N-Ufer des Wolfgangsees gelegene tithone Riffkalkklotz zeigt sich durch kieselige Ablagerungen der Malmbasis und durch konglomeratische Einschaltungen mit den liegenden Flecken-

mergeln und Plattenkalken transgressiv verbunden. Daß auch der Plassenkalk des Falkensteins noch nachgosauisch etwas verstellt wurde, geht an seinem SE-Ende aus der Gosauunterlagerung hervor.

E. SPENGLER verläßt 1956 (S. 29) seine Auffassung von 1911, in der er sich der Deutung von E. HAUG (1908) anschloß, welcher die Plassenkalkmassen des Schafberggebietes für Deckschollen angesehen hatte. Wie ich am Sparber (1948, S. 26), so hielt dann auch SPENGLER die ursprüngliche Transgression des tithonen Plassenkalkes für die wahrscheinlichere Erklärung. Beide stützten sich dabei auf die in der Osterhorngruppe gewonnene Überzeugung, daß die Oberalmer Schichten transgressiv obertriadisch-liassischen Ablagerungen aufruhen. Allerdings sollte man allgemein von der transgressiven Stellung des „Malm", nicht des „Tithon" sprechen.

W. LEISCHNER stellt sich 1960 nochmals auf die Seite der HAUGschen Vorstellung und sieht in den Plassenkalkschollen des Wolfgangseegebietes Deckschollen einer höheren Decke. Die bis in die Mikrofazies vergleichbare Übereinstimmung des Plassenkalkes vom Wolfgangseegebiet mit dem Plassenkalk der Hallstätter Schollen im Ischl—Ausseer-Bereich, das vermeintliche Auftreten basaler Werfener Schichten und die tektonische Stellung lassen ihn die Plassenkalke am Wolfgangsee für Reste einer einst auch hier verbreiteten Hallstätter Decke betrachten. So findet man auf LEISCHNERS Karte (1960, Tafel I) z. B. den Plassenkalkzug der „Drei Brüder" als Deckscholle verzeichnet, die mit Werfener Schichten breit umrahmenden Gosauablagerungen aufruht.

Durch die Neuaufnahme kann aber weder das Auftreten von Werfener Schichten an der Basis des Plassenkalkes noch das Vorhandensein der um das ganze Plassenkalkvorkommen greifenden Gosauablagerungen bestätigt werden. Die quartären Tone und die ebenso quartär umgelagerten, dem Flyschfenster entstammenden Ölquarzite und Glaukonitsandsteine haben hier wie an mehreren anderen Orten W. LEISCHNER (1960, S. 187) sichtlich dazu verleitet, Werfener Schichten der Hallstätter Decke anzunehmen. Vorher dürften die gleichen Quarzite und Sandsteine E. SPENGLER (1911, S. 254) dazu bewogen haben, an den „Drei Brüdern" eine Umrahmung von Gosauablagerungen mit einer allerdings „ungewöhnlichen Ausbildung" zu sehen.

2. Das SW der Wolfgangseestörung gelegene Osterhorn-Tirolikum, zwischen dem Kalkalpenrand und St. Gilgen

Mit E. SPENGLER (1911, S. 208, 1956, S. 28) und THURNER (1954, S. 49, 1962, S. 379) ist die fazielle und tektonische Verschiedenartigkeit der Schafberggruppe und der Osterhorngruppe zu betonen. Dem Jura der Osterhorngruppe, bestehend vor allem aus Adneterkalk, Fleckenmergel, kieseligen Ablagerungen des Tiefen Malm und mächtigen Oberalmer Schichten stehen in der Schafberggruppe der Spongienkalk, der Hirlatzkalk und der Plassenkalk gegenüber. In bezug auf die Tektonik erkennt man in der Schafberggruppe eine viel lebhaftere Faltung als in der vorwiegend flach gelagerten Osterhorngruppe.

Bei der Gegenüberstellung der beiden Gebirgszüge hält SPENGLER an der Auffassung fest, daß die von Hof ausgehende, über den Filbling N-Hang zur Tiefbrunnau und von hier zur Nestlerscharte (= Neßnerscharte) streichende „Filbling-Neßnerschartenstörung" die bedeutendste unter den von DEL NEGRO (1950, S. 131) beschriebenen vier Schubflächen im Raume zwischen Faistenau und Fuschlsee ist und somit als Grenzlinie zwischen der Osterhorngruppe und der Schafberggruppe angesehen werden kann.

WIMMER (1937) glaubt in Anlehnung an E. HAUG (1912) hier eine Überschiebung der Schafberggruppe über die Osterhorngruppe annehmen zu müssen. SPENGLER (1913) hat die Auffassung von HAUG, R. OSBERGER auch jene von WIMMER widerlegt. Keineswegs fallen die Oberalmer Schichten nach NE unter die älteren Gesteine ein.

Die genannte Trennung der beiden Gebirgszüge bezieht sich hier an der Filblingstörung aber nur auf den Jura, denn SPENGLER (1956, S. 28) sieht an ihr „das Hangende (Jura) auf seinem normalen Liegenden (Trias)" gegen NE bewegt, ähnlich den von W. VORTISCH (1944) beschriebenen Bewegungen im Inneren der Osterhorngruppe.

Wenn SPENGLER die Bewegungsweite mit 3 *km* berechnet und diese für seine Ausglättung mitverwertet, so tut er das eben nur für den Jura und nicht für die Trias. Aber auch damit geht die Rechnung nicht auf, weil doch die Liassedimente, sowohl in der Osterhorngruppe wie auch in der Schafberggruppe, stratigraphisch eng mit der Triasunterlage verknüpft sind und sich gerade zwischen ihnen ein beachtlicher Faziesunterschied abzeichnet.

Schon auf Grund dieser Überlegungen wird man auf das Vorhandensein einer anderen wichtigen Störung hingewiesen, welche die Funktion einer Trennung zwischen Schafberggruppe und Osterhorngruppe übernimmt, eine Überschiebung, die nicht auf der eigenen stratigraphischen Unterlage erfolgt, wie an der Filbling-Neßnerschartenstörung.

Die Neukartierung überzeugt, daß die vom Schober W-Fuß ausgehende, entlang des S-Ufers des Wolfgangsees zur Nestlerscharte streichende Wolfgangseestörung als Grenze zwischen dem Tirolikum der Osterhorngruppe (Osterhorn-Tirolikum) und dem Tirolikum der Schafberggruppe (Schafberg-Tirolikum) gewertet werden kann. Sie stellt eine altangelegte Linie dar, welche die wesensverschiedenen Baupläne der zwei Gebirgsgruppen trennt und die durch eine junge, kilometerweite NE-vergente Überschiebung ihres S-Flügels jene Voraussetzung schafft, welche für die Erklärung der faziellen Unterschiede zwischen den beiden erforderlich ist.

A. THURNER (1954, S. 49, 1962, S. 379) sieht auf Grund der abweichenden Baustile zu beiden Seiten der Linie Ischl—St. Gilgen—Fuschl in der Schafberggruppe die Lunzerdecke und in der Osterhorngruppe seine Staufendecke [1]) vertreten. Die Neuergebnisse scheinen auf den ersten Blick dafür

---

[1]) Die Staufendecke von THURNER entspricht nicht der Staufen-Höllengebirgsdecke SPENGLERS, denn THURNER zählt das Höllengebirge zur Lunzerdecke. Entgegen dem HAHNschen Sinn setzt THURNER nur seine Staufendecke dem Tirolikum gleich.

zu sprechen: Das Schafberg-Tirolikum paßt faziell gut zur Lunzerdecke und in der vom Fuschler Gebiet über St. Gilgen streichenden Wolfgangseestörung zeigt sich das Osterhorn-Tirolikum postmitteleozän gegen NE dem Schafberg-Tirolikum überschoben. Vorerst mögen die Bezeichnungen „Schafberg-Tirolikum" und „Osterhorn-Tirolikum" die Teilung des Tirolikums zur Genüge zum Ausdruck bringen.

Die Bedeutung der „Filblingstörung" und der übrigen als Übergleitungen eines höheren stratigraphischen Stockwerkes über ein tieferes Stockwerk zu deutenden Störungen hat man aus den Schichtreduktionen abgeleitet, die zwischen dem Hauptdolomit und den Oberalmer Schichten zu beobachten sind. Man wird dabei auch die durch Erosion entstandene Schichtreduktion zu berücksichtigen haben, die im Dogger ein teilweise bis zur Obertrias freigelegtes Relief geschaffen hat. Diese an den tiefen Malm und die Transgressionsfläche des Malm gebundenen Linien sind auf der geologischen Karte verzeichnet.

An die Stelle der mächtigen Transgressionskonglomerate der Oberalmer Schichten, wie sie an der S-Seite der Osterhorngruppe verbreitet sind, treten in unserem Abschnitt die mergelig-kieseligen Sedimente des tiefen Malm. Gerade diese Ablagerungen zeigen sich prädestiniert zu den gewiß kilometerweiten, schichtparallelen und vielleicht bereits synsedimentären Bewegungen. Anzeichen dafür sind auch noch innerhalb der Oberalmer Schichten vorhanden. Die Riffkalkaufwölbung in der südlichen Osterhorngruppe mag diese nordvergenten Gleitungen verursacht haben. W. Vortisch gibt hiefür umfangreiches Belegmaterial aus der Inneren Osterhorngruppe.

Die Auflagerung der Oberalmer Schichten auf den verschiedenen tieferen Schichtgliedern, wie sie uns die Filblingstörung zeigt, ist vor allem die Folge einer solchen Übergleitung des Hangendstockwerkes; das kann man dem schrittweisen Auskeilen der kieseligen tiefmalmischen Ablagerungen, der Kössener Schichten und der Plattenkalke im Liegenden der Oberalmer Schichten des Filbling SE-Endes entnehmen. Nur einzelne Reste von Enzesfelder- und Adneterkalk sind im Mittelabschnitt des Filbling N-Hanges in etwa 1100 *m* SH zwischen dem Hauptdolomitsockel und den übergleitenden Oberalmer Schichten erhalten geblieben.

Am östlichen Filblinghang fallen an einer Querstörung die Plattenkalke unter den aufgeschuppten Hauptdolomit des Sonnberg W-Endes ein. Eine ähnliche Querstörung findet man in SSW-Richtung über die Kote 1070 des Sonnberges streichen. Auch an ihr grenzt Plattenkalk an Hauptdolomit. Allem Anschein nach setzt diese Störung gegen S in das Schafbachtal fort.

Die über den Hirschkogel zum Wald WH streichenden neokomen Schrambachschichten bilden die Füllung der Hirschbergsynklinale, der Randsynklinale des Osterhorn-Tirolikums S des Fuschlsees. Die in ihrer Längsachse verlaufenden Parallelstörungen hat R. Osberger (1952, S. 792) unter der Bezeichnung „Hirschberglinie" zusammengefaßt. Das Neokom hebt W der Tiefbrunnau an der Kurzmühle aus, während die Juramulde in südlicher (!) Richtung zum Faistenauer Schafberg weiter-

streicht. Der aus Oberalmer Schichten aufgebauten Gipfelpartie des Berges kann man den engen, vielfach ausgequetschten Faltenwurf gut ablesen (Abb. 2).

Abb. 2: Der Faistenauer Schafberg (1558 *m*).

R. OSBERGER (1952, S. 792) hält die Filbling- und die Lidaunstörung für Ausbisse ein und derselben, ursprünglich horizontalen Überschiebung. Bei Annahme einer im Sinne von E. SPENGLER (1956) 3 *km* weiten NE-Überschiebung an der Filblingstörung könnte man tatsächlich das über die eigene stratigraphische Unterlage gleitende malmische Stockwerk mit OSBERGER als Schubmasse bezeichnen. Andererseits ist es offensichtlich, daß man bei der Lidaunstörung mit einer bedeutend kleineren Gleitbewegung auskommt.

Nur am Lidaun NE-Hang kommt eine beachtlichere Störung zum Ausdruck. Die in nördlicher Richtung einschwenkenden Plattenkalke und Kössener Schichten finden NE des Gipfels mit Gosaukonglomeraten anormalen Kontakt, die hier in die Hirschbergmulde miteingefaltet sind. Von E des Gipfels bis zum Schmiedbachtal, N Klaushof, verläuft die Störung zwischen den Kössener Schichten und den mergelig-kieseligen Ablagerungen des Tiefen Malm. Letztere sind im weiteren Verlauf der Lidaunstörung mächtig entwickelt. An der SW-Seite des Schmiedhornes und des Faistenauer Schafberges erfassen die Profile auch die liegenden Adneterkalke, die Liasfleckenmergel und die Kössener Schichten. Auffallenderweise sind es bei Maad, an der Schafberg W-Seite, verschiedene liassische Schichtglieder, welche die Basis der gleichbleibend an die 100 *m* mächtigen mergelig-kieseligen Sedimente des Tiefen Malm bilden.

Die von Elsenwang über Perfall gegen SE streichende und dann in östlicher Richtung gegen Rehgraß abbiegende Elsenwang—Rehgraß-Störung wird durchwegs durch die unmittelbare Auflagerung des Hauptdolomites auf Wettersteinkalk und -dolomit angezeigt. Man hat sich diese Störung mit OSBERGER (1952) und DEL NEGRO (1950, S. 74) als eine Schuppenfläche vorzustellen, die durch Ausquetschungen gekennzeichnet ist. Diese Linie zieht durch Perfall an der S-Seite des Bambichl vorbei und vereinigt sich N des Sonnberges mit der Fuschltalstörung.

Diese vom Fuschltal ausgehende Störung tritt im Ellmaubachtal, wo sie den WNW-streichenden Ramsaudolomit des Bambichl und Holler im S von den NW-streichenden Schuppen des Ellmaustein im N trennt, deutlich in Erscheinung. Sie führt über Ellmau zur Hochlackenalm und zum Rand des St. Gilgener Fensters.

Der langgestreckte, SE-streichende Rücken des Ellmaustein liegt am N-Rand des Osterhorn-Tirolikums und wird somit im N von der ebenso SE-streichenden Wolfgangseestörung begrenzt. W. Del Negro (1950, S. 79) erkannte bereits, daß am N-Rand des Ellmaustein eine Überschiebung vorliegt, die auf tiefe Horizonte, Muschelkalk und Haselgebirge, zurückgreift. Im weiteren Verlauf der Wolfgangseestörung fällt die gegen SE fortschreitende Reduktion der basalen Schichtglieder ihres SW-Flügels auf, welche die Bedeutung als Überschiebungslinie zu unterstreichen vermag. Gegen das E-Ende des Ellmausteinzuges, S der Mühlbachau, verliert sich der Wettersteinkalk und -dolomit und nur eine ½ *km* lange Gutensteinerkalkschuppe bleibt erhalten. In Form eines hausgroßen Erosionsreliktes ist der Gutensteinerkalk auch noch am NW-Rand des St. Gilgener Fensters vorzufinden; dann aber bildet nur mehr Hauptdolomit mit etwas basalem Haselgebirge den Rand des Osterhorn-Tirolikums, bis schließlich auch er bei Zinkenbach auskeilt.

3. Das tektonische Fenster von St. Gilgen (Abb. 3—6)

Die Karte zeigt dieses 1½ *km* lange und bis ½ *km* breite Fenster als eine Kerbe in Form eines spitzwinkeligen Dreieckes, das die Erosion aus dem N-Rand des Osterhorn-Tirolikums herausgerissen hat.

Eindeutig geht hervor, daß das Fenster an den SW-Flügel der vom Flyschrand am Schober W-Fuß ausgehenden, über das Oppenauertal zum Wolfgangsee und von hier zur Nestlerscharte streichenden Wolfgangseestörung gebunden ist. Längs dieser SE-streichenden Störung wurde mit dem Osterhorn-Tirolikum die tektonische Unterlage, die Klippen-Flyschgesteine, auf das Schafberg-Tirolikum aufgeschuppt.

Der Quartärerosion ist es letzten Endes zu verdanken, daß sie durch die kerbenförmige Abdeckung des Tirolikums die Öffnung des Fensters von St. Gilgen bewerkstelligt hat, das man nach seiner Entstehung auch Schuppungs- oder Überschiebungsfenster nennen könnte.

Innerhalb der herauserodierten Fensterkerbe sind es aber auch nur besonders begünstigte Stellen, an welchen die Aufklärung der Tektonik innerhalb des Fensters möglich ist: Die Bachrisse, an welchen die Quartärbedeckung entfernt ist, wie am klammartig verengten Teil des Oppenauerbachtales oder in den höher gelegenen Aufrissen des Diebsbaches und des Baches bei Laim.

Am Oppenauerbach (Abb. 4 a) wird ersichtlich, wie der SW-Flügel der Wolfgangseestörung mit den herausgehobenen, tiefer triadischen Gesteinen auf die gegen SSW-herabgebeugten oberjurassischen Gesteine des NE-Flügels aufgeschuppt wurde. Steilgestellte Gutensteinerkalke mit basalem Haselgebirge und Resten der Klippen-Flyschunterlage finden mit ebenso steilgestellten Oberalmer Schichten anormalen Kontakt. Der an der Straße, kaum 100 *m* nördlich davon, steil E-fallende Oberalmer Kalk des Schafberg-Tirolikums zeigt an der Störung eine deutliche Schleppung.

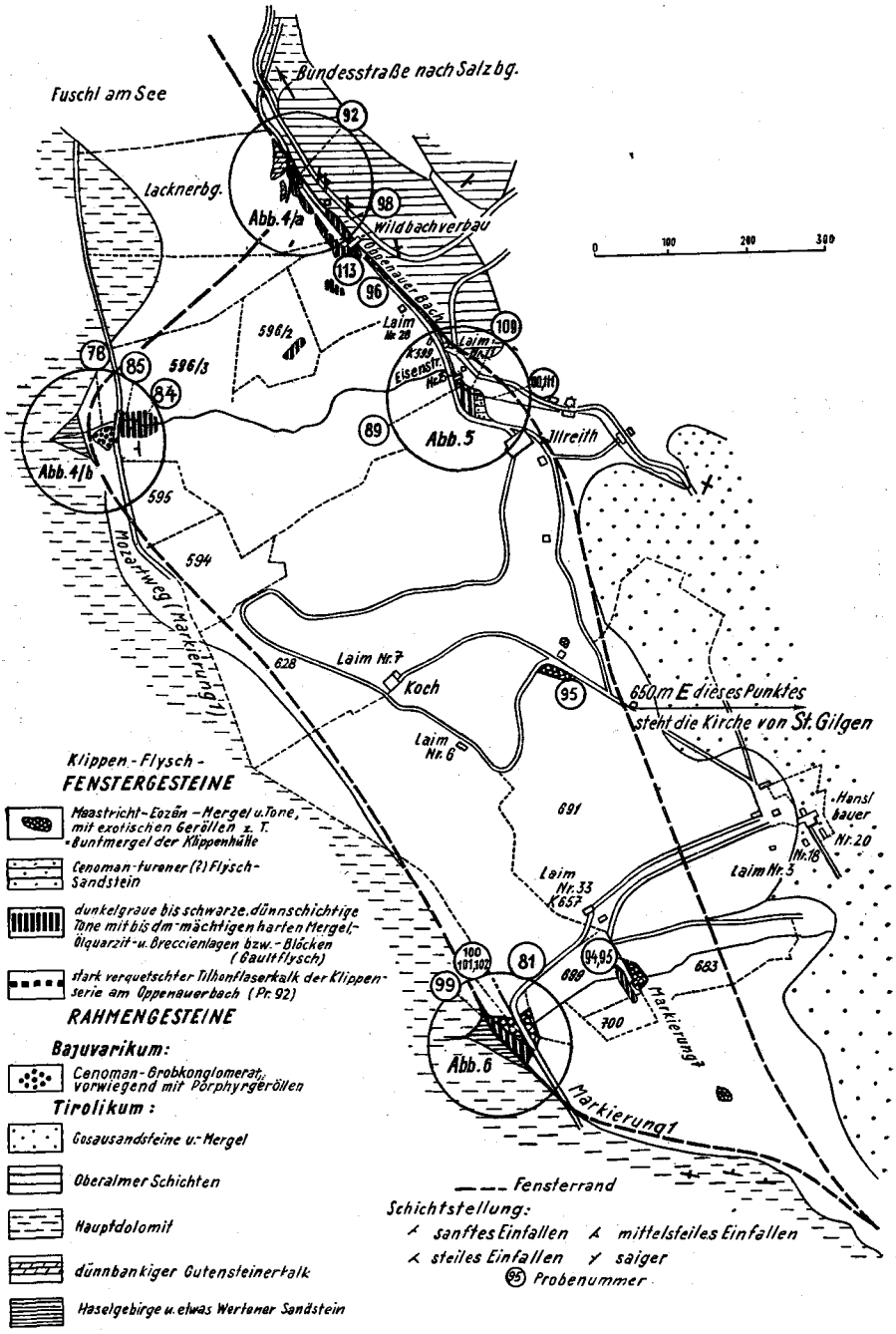


Abb. 3: Das Fenster von St. Gilgen.

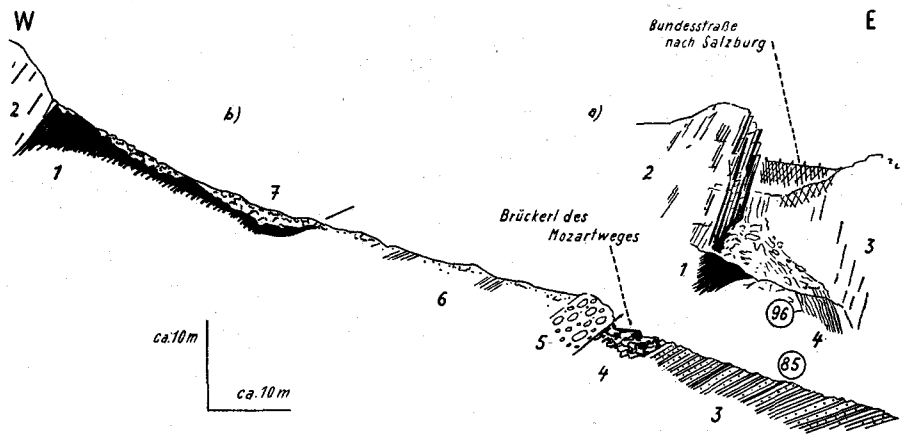


Abb. 4:

a) Der Aufschluß im Graben des Oppenauerbaches, nächst der Bundesstraße.
1 — hellstahlgraues Haselgebirge,
2 — Gutensteinerkalk,
3 — Oberalmer Schichten,
4 — verwalztes Klippentithon.

b) Die Aufschlüsse am Mozartsteig (Diebsbachgraben).
1 — Haselgebirgston und bunte Werfener Schiefer,
2 — Hauptdolomit,
3 — 10—20° SW bis NW-fallende, grünlichgraue bis graue, z. T. dunkel gefleckte Tonschiefer mit bis *dm*-mächtigen, harten, mergelig-quarzitischen Zwischenlagen (-Gaultflysch),
4 — bis 3 *m* lange, *m*-mächtige Ölquarzitblöcke (-Gaultflysch),
5 — Cenomanes Grobkonglomerat (Randcenoman),
6 — verrutschte fossilleere, graue Sandmergel und dünnschichtige Quarzite (? Cenoman),
7 — Blockwerk aus Dolomit, Dolomitbreccie, Rauhwacke.

Zu den am Oppenauerbach aufgeschlossenen Resten der Klippen-Flyschserie gehören die am S-Ufer aufzufindenden schwarzen und grauen Tone des Gaultflysches und die im Bachbett ersichtlichen, zu Schlieren verwalzten bunten tonigen Kalke des Klippentithons. Auch sie stehen fast saiger.

Der zweite Fensteraufschluß am Oppenauerbach befindet sich nächst des Hauses Eisenstraße Nr. 16 (Abb. 5). Hier werden die dunklen, dem Gaultflysch zuzurechnenden Tonmergel mit ihren zerrissenen Ölquarzitlagen auch noch von den glimmerreichen, in das Cenoman-Turon gestellten Flyschsandsteinen und geringmächtigen turon-tiefsenonen, bunten Flyschmergeln begleitet. An den zwei besprochenen Aufschlüssen zeigen sich die Fenstergesteine am weitesten gegen NE emporgeschürft. Besser erhalten sind die Fenstergesteine am südlichen Fensterrand, in den Aufschlüssen am Mozartsteig und im Graben bei Laim.

Unter jener Stelle, an der in 755 *m* SH der Mozartweg den Diebsbach quert, sind sanft SW- bis NW-fallende dunkle Tone mit kieseligen Mergelzwischenlagen und hangende Glaukonitquarzit- und Breccienblöcke des Gaultflysches zu sehen. Sie fallen unter die Grobkonglomerate des Rand-

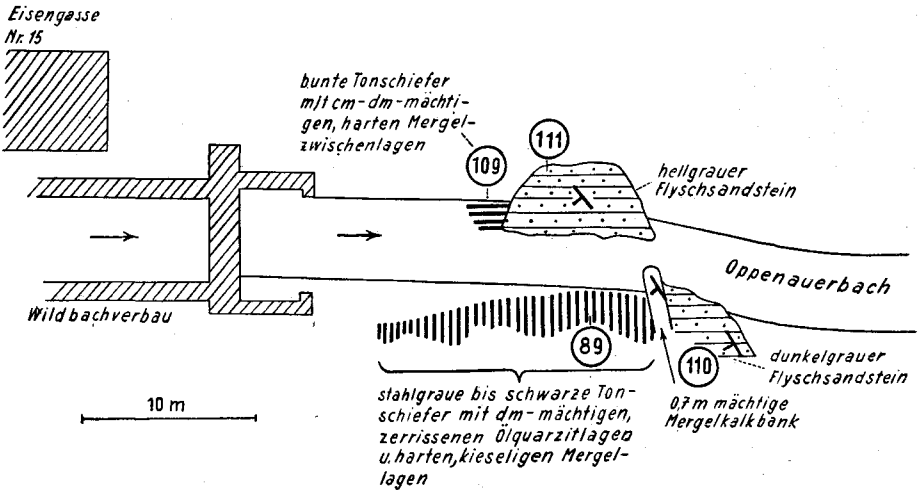


Abb. 5: Die Aufschlüsse im Graben des Oppenauerbaches, nächst Haus Eisengasse 15.

cenoman der bajuvarischen Einheit ein, das mit seinen bezeichnenden, bis über kopfgroßen Quarzporphyrgeröllen unmittelbar oberhalb des Mozartsteigbrückerls, also etwa in 755—760 *m* SH, in rund 5 *m* Mächtigkeit ansteht (Abb. 4 b). Auch die hangenden, verrutschten, sandigen Mergel und dünnschichtigen Quarzite dürften dem Randcenoman zugehören. 20—30 *m* höher zeigen sich unter dem Schutt etwas Haselgebirge und bunte Werfener Schiefer die Basissedimente des mächtig überlagernden Hauptdolomites der tirolischen Einheit.

Die Gosauablagerungen, welche im E-Teil der Eisengasse die Flyschgesteine unterlagern, bezeugen, daß die Überschiebung längs der Wolfgangseestörung nachgosauisch erfolgte. Den Nachweis, daß es sich dabei um eine postmitteleozäne Bewegung handelt, erbringen erst die Aufschlüsse im SE-Teil des St. Gilgener Fensters.

Die Buntmergel der Klippenhülle sind, wie schon im stratigraphischen Teil geschildert, im Graben bei Laim, S St. Gilgen, durch die rot-grün gefleckten Mergelschiefer des Maastricht, sowie durch die grauen, graubraunen und roten Tone und Tonmergel des Mitteleozäns vertreten. Sowohl den Maastrichtmergeln am Brückerl der Markierung 1, in 630 *m* SH, als auch den Mitteleozänsedimenten am Brückerl der Markierung 12, in 670 *m* SH, sind kleine Partien gaultischer Flyschablagerungen eingeschuppt.

Besonders instruktiv sind die Aufschlüsse im oberen Teil des Grabens, nahe dem Überschiebungskontakt des Osterhorn-Tirolikums (Abb. 6). Steil SW-fallende, bunte mitteleozäne Tone und Mergel der Buntmergelserie sind hier tektonisch von den gaultischen Flyschablagerungen, dunklen Tonschiefern mit exotikareichen Feinbreccienlagen, überlagert. Eine mittelgrobe Breccie mit glaukonitisch-quarzitischem Bindemittel findet sich in Form einzelner Blöcke. Teile des Gaultflysches sind bei der Überschiebung des Flysches in die liegenden Buntmergel eingewalzt worden.

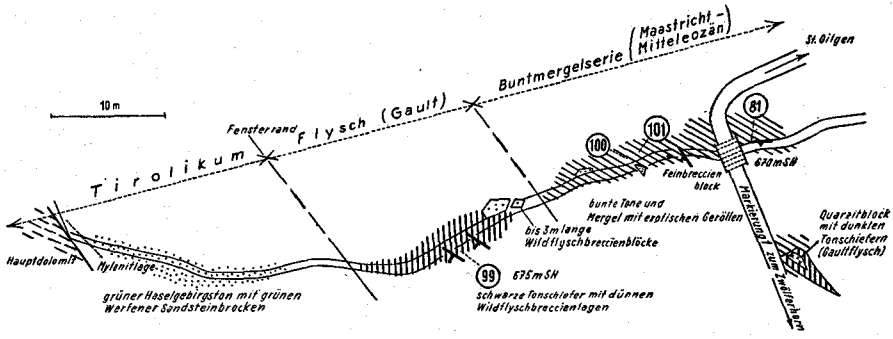


Abb. 6: Die Aufschlüsse im Graben bei Laim, WSW St. Gilgen.

Es ist der erste Aufschluß, der erkennen läßt, daß sich zwischen der Klippen-Buntmergelserie und dem Osterhorn-Tirolikum der Flysch als selbständige Einheit einschaltet. Wie am Mozartsteig, so markiert auch hier das grüne Haselgebirge die Überschiebung des Tirolikums über den Flysch.

4. Das SW der Wolfgangseestörung, zwischen Zwölferhorn und Bleckwand, gelegene Osterhorn-Tirolikum und die Aufschuppung wahrscheinlich bajuvarischer Mergel am südlichen Fensterrand

Wie südlich des Fuschlsees, so ist auch zwischen dem Zwölferhorn und der Bleckwand im Osterhorn-Tirolikum eine Randsynklinale ausgebildet. Für uns ist sie deshalb von großem Interesse, weil ihr nördlicher Flügel entlang der Wolfgangseestörung den Gosauablagerungen der Wolfgangseemulde aufgeschoben ist und sich an der gegen SE zunehmenden Schichtreduktion der überschobenen Masse eine entsprechend flachere und weitere Überschiebung ableiten läßt.

Am Ellmausteinzug keilen, wie schon gesagt, die tieferen triadischen Schichtglieder, das sind die Werfener Schichten, die Gutensteinerkalke, die Wettersteinkalke und -dolomite aus und auf der Strecke vom St. Gilgener Fenster bis Zinkenbach taucht auch der Hauptdolomit unter. SE Zinkenbach ist am Vitzer Sparber nur mehr ein kleiner Rest davon vorhanden. Bis zum N-Fuß der Bleckwand bilden die Oberalmer Schichten allein den SW-Flügel der Störung. Erst an der E-Seite der Bleckwand werden sie wieder von Kössener Schichten unterlagert.

Wie an der westlichen Randsynklinale des Osterhorn-Tirolikums, so weist auch die östliche Randsynklinale, die Kühleiten-Hundsleitensynklinale eine fast vollkommene Reduktion der mergelig-kieseligen Ablagerungen des Tiefen Malm und eine weitgehende Reduktion der obertriadischen und liassischen Kalke auf. Da wie dort sind dafür Übergleitungen des Hangendstockwerkes verantwortlich zu machen, die an die bewegungsfreudigen Sedimente des Tiefen Malm gebunden sind.

Im Profil durch das Zwölferhorn (Taf. 1, Profil 6) fallen die tiefsenonen Gosaumergel der Wolfgangseemulde unter die aufgeschuppten Buntmergel der Klippenhülle und diese unter den tirolischen Hauptdolomit der Weiß-

wand ein. Ein kleiner zwischengeschalteter Span neokomer Mergel, der im Graben E der Weißwand aufgeschlossen ist, mag dem Bajuvarikum zugehören. Fazies und Lagerung entsprechen den mikrofossilbelegten Neokommergeln am Strobler Fenster.

Während W der Gamswandalm über dem Hauptdolomit Kössener Schichten auftreten, schließt der Gunzenbach in 720 *m* SH 3—4 *m* mächtige, zu Glanzschiefer verwalzte Liasmergel und eine *m*-mächtige, sanft SSW-fallende bunte Crinoidenkalkbank unmittelbar hangend des Hauptdolomites auf. Die darüber folgenden Oberalmer Schichten formen eine NW—SE-streichende Mulde, deren Achse durch die Verebnung der Kühleiten streicht und die nach Querung des Steingrabens bis über die Hundsleiten eine Neokomfüllung aufweist; es ist unsere Kühleiten-Hundsleitensynklinale.

Dem engen Faltenwurf am S-Flügel der Synklinale ist die Emporwölbung des 1522 *m* hohen Zwölferhornes zuzuschreiben. An seinem Gipfel schart sich offenbar eine ältere E—W-Struktur mit der jüngeren NW—SE-Struktur unserer Kühleiten-Hundsleitensynklinale. Im N-fallenden Gestein quert man gegen S, im Profil Pillstein—Illinger Sattel, die stratigraphisch absteigende Serie, u. zw. die bunten Schiefer des Tiefen Malm, den oberliassischen Adneterkalk, den unterliassischen Hornsteinknollenkalk und die Kössener Schichten mit ihren Lithodendronkalklinsen.

Ähnlich wie S des Zwölferhornes, so wird auch am gegen SW umbiegenden Verlauf des mittleren Steingrabens eine Tektonik deutlich, die quer zu unserer NW—SE-streichenden Kühleiten-Hundsleitensynklinale verläuft. So erkennt man im Lahngraben, im quergestellten, NW-fallenden Gestein, eine Verschuppung von Kössener Schichten mit buntem Liaskalk. N des Hofwandwaldes, am rechten Bachufer, sieht man in den Kössener Schichten eine große Falte mit sanft NE-fallender Achse. Erst an der Fahrbachalm wird diese Struktur von der SE-streichenden Südrandstörung der von hier weg überkippten Kühleiten—Hundsleiten-Synklinale abgeschnitten.

Der weitere Verlauf der Synklinale ist durch die quartärbedeckten NW-streichenden Talungen zwischen der Fahrbachalm, der Meindlalm, der Dürrengrabenalm und der Hundsleiten vorgezeichnet. Hier sind an der Sauwaldalm, SW der Höllergrabenmündung, an der Dürrengrabenalm und an der Hundsleiten Schrambachmergel als Muldenfüllung erhalten geblieben.

Die S-Flanke der Kühleiten-Hundsleitensynklinale ist, wie schon erwähnt, von der Fahrbachalm gegen SW überkippt und stark gestört. Das geht aus der Situation im Gschaidgraben, W der Kloiberalm, im Höllergraben und an der Kote 792 im Packlgraben hervor. Im Bachriß NW der Dürrengrabenalm ist die Überkippung auf fast 300 *m* durch die Lagerung der Oberalmer Schichten über den Schrambachmergeln ersichtlich. Die Synklinale weist am überkippten S-Rand parallel zum Streichen verlaufende Falten und Störungen auf. Es ist die Störungszone, die auch T. GATTINGER (1960, A 33) beobachtet und bis zur Bleckwand verfolgt hat.

W der Kloiberalm zeigt sich an ihr eine intensive Verfaltung und Verschuppung kieseliger Mergel mit bunten Liaskalken. Etwas gegen NE versetzt, finden die überkippten Gesteine des südlichen Muldenflügels an der Rotwandalm ihre Fortsetzung gegen SE.

Als steil WSW-fallende Fläche ist die Pracklgrabenstörung an der Brücke des Zinkenbach-Fahrweges über den Pracklgraben und an der Kote 792 des Pracklgrabens ersichtlich. Invers einfallende Kössener Schichten und bunte Liaskalke, die in einem von SSW kommenden Seitengraben aufgeschlossen sind, werden an ihr von den gefalteten Oberalmer Schichten abgesetzt.

Am SE-Ende der Kühleiten-Hundsleitensynklinale und zwischen dem Strobler Klippen-Flyschfenster und dem Tirolikum treten graue sandige Mergel des Höheren Neokom (Barreme?) auf, deren Lagerung und deren für tirolisches Neokom unbekannte Ausbildung und Mikrofossilführung für die Zugehörigkeit zum Bajuvarikum sprechen. Es ist fast sicher, daß sich mit dieser Ablagerung die bajuvarische Einheit am Bau des Strobler Fensterrahmens beteiligt. Die Neokommergel ruhen den Ablagerungen der Klippen-Flyschserie auf und werden selbst von den Oberalmer Schichten des Osterhorn-Tirolikums überlagert. Das zeigen sehr deutlich die Aufschlüsse in den Wasserrissen am N-Fuß der Bleckwand, SE der Vorderleitenhütte.

W der Fumerguthütte liegen kleine Jurakalkschollen des Osterhorn-Tirolikums auf diesen sicherlich bajuvarischen Neokommergeln und etwa ½ *km* ESE der Fumerguthütte überlagert, umgekehrt, ein kleiner Erosionsrest der gleichen Neokommergel die eozänen Buntmergel des Strobler Klippen-Flyschfensters.

An der tirolischen Kühleiten—Hundsleitensynklinale sind im Bachgraben 300 *m* W des Vitzer Sparber (Kote 755) braungraue sandige Neokommergel aufgeschlossen, die selbst noch lagerungsmäßig mit jenen am Strobler Fensterrand vollkommen übereinstimmen. Sie sind über das Wiesengelände der Waidacherhütte etwa 1 *km* weit gegen SE zu verfolgen. Nur eine 100—300 *m* breite Schuppe aus Oberalmer Schichten, die zum N-Flügel der genannten Synklinale gehört, trennt sie von den Vorkommen am Fensterrand. Es liegt hier folglich allem Anschein nach ein Fenster dieser sicherlich bajuvarischen Neokommergel innerhalb des Osterhorn-Tirolikums vor, das man mit Hilfe einer Amputation der gegen NE aufgeschuppten Synklinale erklären kann.

Lägen die sandigen Mergel inmitten der Schrambachmergel der überkippten Synklinale, würde man sie trotz ihrer Eigenart für ein Äquivalent der Roßfeldschichten halten. Sie grenzen aber an ihrem gesamten N-Rand bis zu ihrem östlichsten Aufschluß in 950 *m* SH, knapp W der Markierung zur Bleckwand, sowie an ihrem SE-Rand nur an die Oberalmer Schichten. Der Kontakt mit diesen ist durchwegs gestört.

Die schon genannte, NW-streichende tirolische Gesteinsrippe zwischen den beiden, dem Bajuvarikum zugeteilten Neokomvorkommen, zeigt sich parallel zur Wolfgangseestörung staffelig gegen NE abgebrochen. Die nördlichste abgesunkene und etwas gegen W versetzte Scholle formt den Vitzer Sparber (755 *m*). Seine steil SW-fallende Serie besteht aus stark reduziertem Hauptdolomit, etwas Kössener Schichten, buntem Lias und Oberalmer Kalken.

Der markante Einschnitt der Nestlerscharte, zwischen Sparberhorn und Bleckwand, kennzeichnet den SW-Ausstrich der Wolfgangseestörung gegen das Strobler Weißenbachtal.

Eine wahrscheinlich bajuvarische Scholle schaltet sich SE der Nestler Scharte, E der Straße Hölbingalm, zwischen der Sparberscholle und dem Osterhorn-Tirolikum ein. Ihr Hangendes bilden die gleichen sandigen Neokommergel, wie sie vor allem durch die Aufschlüsse S der Vorderleitenhütte bekannt wurden.

Am eindrucksvollen Abbruch der Bleckwand, dem SW-Flügel der Wolfgangseestörung (Osterhorn-Tirolikum) bilden rhätische Kalke und Fleckenmergel die Basis. Zwischen ihnen und den hangenden Oberalmer Schichten liegt SPENGLERS SE-Ausstrich der „Filbling-Neßnerschartenstörung". Diese Übergleitung des malmischen Hangendstockwerkes über die eigenen Sockelgesteine wird zwischen dem Bleckwand N-Fuß und Zinkenbach von der Wolfgangseestörung abgeschnitten.

5. Das tektonische Fenster von Strobl (Abb. 7 und 8)

Zwischen der Bleckwand und dem Mahdhäusl befindet sich im größenteils von Schutt, Blockwerk und Bergsturzmaterial bedeckten Waldgelände der Kernpunkt unserer Betrachtungen, das Klippen-Flyschfenster von Strobl.

Wie das St. Gilgener Fenster, so ist auch das Strobler Fenster an die vom Schober W-Fuß ausgehende und bis zum Strobler Weißenbachtal reichende Wolfgangseestörung geknüpft. An der Nestlerscharte, zwischen Bleckwand und Sparber, ist es morphologisch stark akzentuiert.

Durch die lappenförmig gegen NE vorspringenden, gewiß bajuvarischen Neokommergel zwischen der Vorderleitenhütte und dem Vorderleitengut wird das Klippen-Flyschfenster von Strobl in zwei Aufschlußbereiche unterteilt. Der W-Teil liegt zwischen Gschwendt, Vitz am Berg, WH Landauer und dem Vorderleitengut, in 580 bis 660 *m* SH, während der größere E-Teil zwischen der Fumerguthütte und der Nestlerscharte zu suchen ist.

Mit dem an der Nestlerscharte in nur wenige *m* Mächtigkeit zutage tretenden, steilgestellten bunten Flaserkalk des Klippentithons hat man noch nicht den letzten Fensteraufschluß an der Wolfgangseestörung erreicht. Er liegt SE der Scharte, wo sich am Ausstrich der Störung im Bereich des Strobler Weißenbachtales ebenso steilgestellte Gaultflyschablagerungen finden.

Sieht man folglich das NW-Ende bei Zinkenbach und das SE-Ende am Strobler Weißenbach, so erreicht das Fenster von Strobl eine Länge von 7½ *km*. Die Entfernung vom N-Rand der Kalkalpen beträgt am NW-Ende 8 *km*, am SE-Ende rund 12½ *km*.

a) Der W-Teil des Fensters von Strobl (Abb. 7) ist am besten von Gschwendt aus, an dem auf der Skizze vermerkten Treibweg zu studieren. Er verläuft entlang eines SW-streichenden, etwa 20 *m* hohen bewaldeten Rückens und quert dabei die N des Gehöftes Vitz am Berg (Kote 652) gelegene, SW-fallende und überkippte Klippengesteinsserie.

Von W kommend, führt der Weg vom stratigraphisch Liegenden zum stratigraphisch Hangenden. Ein etwa 60 *m* mächtiger, roter oder auch grünlich durchmischter Tithonflaserkalk mit vereinzelten rötlichbraunen Hornsteinen wird von an die 10 *m* mächtigen bunten Tithonradiolariten abgelöst, welche noch *cm*- bis *dm*-mächtige bunte Mergelschiefer und Flaserkalkzwischenlagen zeigen.

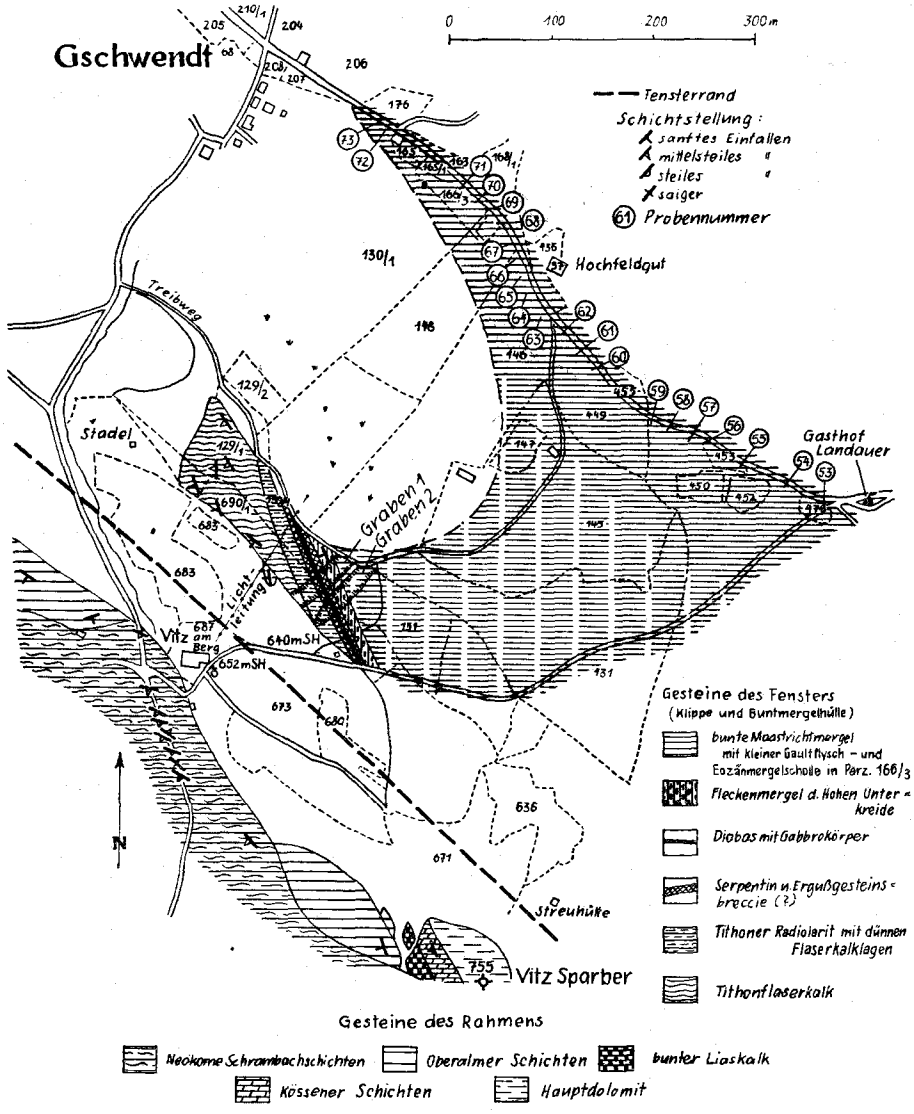


Abb. 7: Der Westteil des Fensters von Strobl.

Knapp S der Stelle, wo die Lichtleitung vom Gehöft Vitz am Berg den Treibweg quert, ist als normales Hangendes der Radiolarite ein etwa 5 *m* mächtiges Eruptivgesteinslager zu sehen. Es ist ein ± feinkörniger Diabas mit Gabbrokörpern, der von rotem Serpentin und einer polygenen Eruptivgesteinsbreccie begleitet wird. Der Graben 1 zeigt im tektonisch Liegenden, stratigraphisch Hangenden des nur wenige *m* mächtigen Eruptivgesteines, sanft WSW-fallende graugrüne, z. T. zart rot durchmischte, schiefrige Fleckenmergel der Hohen Unterkreide.

Nach den vorliegenden Beobachtungen können wir mit Sicherheit annehmen, daß es in der Vortiefe des tithonen Geosynklinalmeeres zur Förderung grüner Gesteine gekommen ist. Vielleicht wirft dieser Nachweis auch etwas Licht auf die Altersfrage anderer Vorkommen basischer Eruptiva im Grenzbereich zwischen Flysch und Kalkalpen.

Die im Hangendniveau der Tithonflaserkalke liegenden basischen Eruptiva des Strobler Fensters geben jedenfalls eindeutig L. Kober (1947, S. 64) recht, welcher die grünen Gesteine und die Radiolarite als typische Gesteine der Vortiefenzone der Kalkalpen sieht und welcher die basischen Ergüsse an die Rißstelle tektonischer Großeinheiten legt.

Die im Strobler Fenster transgressiv auf den tithonen Klippengesteinen liegenden Fleckenmergel der Hohen Unterkreide sprechen für eine im Neokom erfolgte Heraushebung im Zuge einer voraustrischen Phase [1]). Sie zeigen den Abschluß der geosynklinalen Sedimentation im Ablagerungsraum der Klippen vor der austrischen Orogenese an.

Durchwegs fällt die überkippte, tithon-unterkretazische Klippengesteinsserie von Vitz am Berg unter die faziell vollkommen abweichenden tithon-neokomen Gesteine des tirolischen Rahmens ein.

Am Weg zwischen WH Landauer und Vitz am Berg finden sich immer wieder Hinweise für das Auftreten der Buntmergelhülle und der darin tektonisch eingestreuten unterkretazischen Gesteine der Flyschdecke. Es sind vorwiegend Blöcke des gaultischen Glaukonitquarzites und -sandsteines und der fein- bis mittelkörnigen Gaultbreccien mit ihrem quarzitisch-glaukonitischen Bindemittel.

Die Probenserie aus einem 2 *km* langen Grabenaushub zwischen Gschwendt und WH Landauer erbrachte den Nachweis, daß es sich bei den Ablagerungen der Buntmergelserie um Mergel, Tonmergel und Tone des Maastricht handelt, die faziell den Maastricht-Buntmergeln des St. Gilgener Fensters entsprechen und auch reich an Flyschsandschalern sind. Beim Grabenbau nächst des Hauses Gschwendt Nr. 137 zeigte sich eine kleine, in die Buntmergel eingeschuppte Gaultflyschscholle.

b) Der Ostteil des Fensters von Strobl (Abb. 8) liegt zwischen der Fumerguthütte (SE der Vorderleitenhütte) und der Nestlerscharte (Kote 977). Die wichtigsten Aufschlüsse erreicht man über den Steinhäuslweg, der etwa 2 *km* WSW der Strobler Kirche von der Bundesstraße Salzburg—Bad Ischl abzweigt und an der Kote 691 vorbei gegen SW führt.

Am Ostrand einer Rutschung kommt man in etwa 820 *m* SH zu einem 100 *m* langen, 40 *m* breiten und 10 *m* hohen, SSW-streichenden Rücken, der eine Klippenserie aufschließt, die jener von Vitz am Berg sehr ähnlich ist. Auch hier liegt im Hangendniveau tithoner Flaserkalke ein 5 *m* mächtiges Eruptivgesteinslager und bilden Fleckenmergel der Hohen Unterkreide das Hangendschichtglied der Klippe (Abb. 1).

Im N-Teil des Aufschlusses sieht man die grünlichgrauen, selten gelblich bis rötlich gefärbten, schiefrigen Fleckenmergel in etwa 10 *m* Mächtigkeit unmittelbar dem Eruptivgestein aufruhen, während sich im S-Teil

[1]) Vielleicht handelt es sich um die gleiche neokome Phase, die in der Blockschüttung der Oberen Roßfeldschichten den Vormarsch der Hallstätter Decke anzeigt (W. Del Negro 1950, S. 50, W. Medwenitsch 1958, S. 148, B. Plöchinger 1955, S. 119).

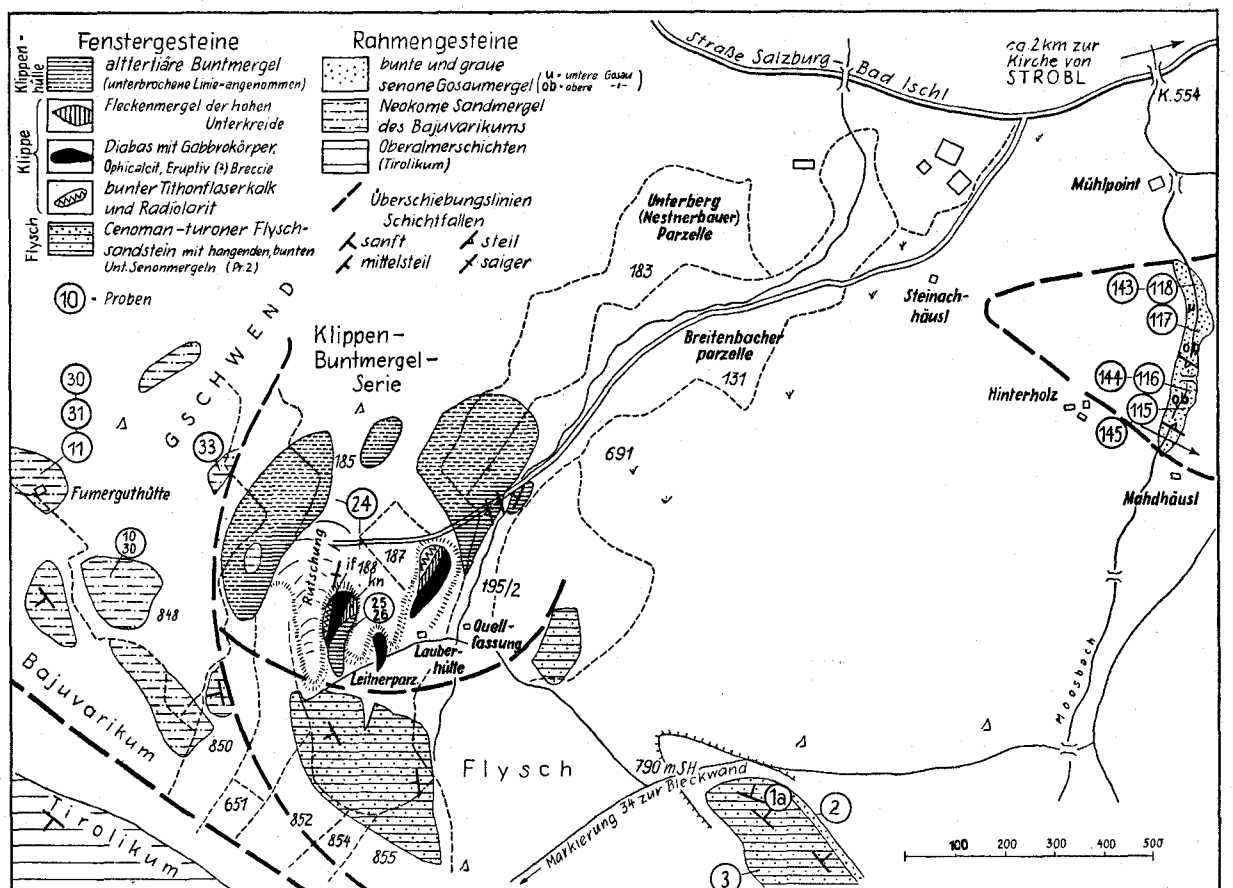


Abb. 8: Der Ostteil des Fensters von Strobl.

noch eine *m*-mächtige fossilbelegte Tithonflaserkalklage, welche bis nußgroße, gerundete Diabaseinschlüsse erkennen läßt, dazwischen einschaltet.

Dem vorwiegend aus Diabas bestehenden Eruptivgesteinsvorkommen am W-Rand der Leitner-Mühlpointbauerparzelle lassen sich auf der gleichen Waldparzelle noch weitere größere Vorkommen gleicher Art angliedern. Zusammen mit dem Vorkommen bei Vitz am Berg stellen sie gewiß nur einen kleinen Teil des ursprünglich wahrscheinlich weit ausgebreiteten submarinen, tithonen Ergusses dar.

Mitteleozäne Sedimente der Buntmergelserie, rote schiefrige Tonmergel mit dünnen Quarzit- und Sandsteinzwischenlagen, umhüllen die Klippen-Eruptivgesteine der Mühlpointbauerparzelle. Ihre Auflagerung auf den Fleckenmergeln der Hohen Unterkreide, am W-Rand der Parzelle, läßt vermuten, daß die Buntmergelserie das normale Hangende der Klippenserie bildet.

Die Klippen- und Hüllgesteine zusammen nehmen im E-Teil des Strobler Fensters ein fast kreisrundes Areal mit 700 *m* Durchmesser ein. Ihre südliche Begrenzung ist durch die Überlagerung des turon-cenomanen Mürbsandsteines des Flysches vorgezeichnet. Während die S der Mühlpointbauerparzelle anstehenden Sandsteine mittelsteil gegen WSW einfallen, weisen die in über 800 *m* SH gelegenen Sandsteine ein sanftes NW-Fallen auf. Stratigraphisch verbunden sind ihnen bunte Mergelschiefer, die eine bezeichnende turon-tiefsenone sandschalige Mikrofauna des Flysches aufweist. Es ist das höchste Schichtglied des Flysches, das hier nach den Abscherungen der Kalkalpenüberschiebung übrig geblieben ist. Die Zementmergelserie und die Mürbsandstein-führende Oberkreide fehlen.

Die Flyschsandsteine fallen unter die sandigen Neokommergel ein, deren Lagerung zwischen dem Klippen-Flyschfenster und den tirolischen Oberalmer Schichten für die Zugehörigkeit zum Bajuvarikum spricht.

Wie im W-Teil des Strobler Fensters, so sind auch im E-Teil desselben zahlreiche Blöcke verstreut, die vorwiegend dem Gaultflysch zugehören: Glaukonitquarzite, Glaukonitsandsteine und Breccien, die ein quarzitisch-glaukonitisches Bindemittel aufweisen. Untergeordnet sind auch Mergel-, Mergelkalk-, Sandstein- und Feinbreccienblöcke zu finden, die neokomes Alter haben dürften. N Gehöft Mt. Holz sind am linken Ufer des Moosbaches 2 *m* mächtige, 60° WNW-fallende schwarze gaultische Tonschiefer mit einer 0·3 *m* mächtigen zerrissenen Ölquarzitbank aufgeschlossen. Die Gaultflyschscholle liegt auf Buntmergeln des Maastricht, ähnlich der Scholle bei Gschwendt Nr. 137.

Nirgends konnten unterkretazische Flyschablagerungen im Verband mit turoncenomanen Flyschsandsteinen gefunden werden. Sie sind beim Übergleiten des Flysches über die Klippen-Buntmergelserie der Abscherung zum Opfer gefallen. Wie sehr gerade die Gaultschiefer solche Abscherungsvorgänge begünstigen, haben A. Aberer und E. Braumüller (1956) bei Behandlung der Flyschzone N Salzburg aufzeigen können.

c) Am SE-Ausstrich der Wolfgangseestörung, vor dem Eintauchen der Wolfgangseestörung unter die Gamsfeldmasse, treten im Bereich des Strobler Weißenbachtales nochmals Gesteine des Gaultflysches zutage, u. zw. im Bachbett NW der Vockneralm, zwischen 740 und 760 *m* SH und unmittelbar am Weißenbach, 400 *m* WSW WH Waldheimat (S. 34).

Das steile ENE-Fallen dieser Flyschgesteine, wie auch das ENE-Fallen der gewiß bajuvarischen Jura-Neokomscholle W der Straßer Hölbingalm, ist offenbar durch eine Drehbewegung hervorgerufen worden, welche die Sparberschuppe beim posteozänen NNW-Schub der Gamsfeldmasse durchgeführt hat. Daß dieser Schub dem postmitteleozänen NNE-Schub des Osterhorn-Tirolikums nachfolgte, geht aus der Tatsache hervor, daß die Wolfgangseestörung E des Strobler Weißenbachtales unter die Überschiebungsfläche der Gamsfeldmasse eintaucht.

Das Erdölvorkommen im aufgepreßten, steil NNE-fallenden Gaultflysch knapp vor dem Untertauchen der Fensterstörung unter die Gamsfeldmasse, mag mit jener scherenförmigen Einengung in Beziehung stehen. Sollte das Öl aus einer den Flysch unterlagernden tektonischen Einheit eingewandert sein, dann könnte man diese wohl am einfachsten durch eine Bohrung im Bereich Straßeralm-Sulzaustube im oberen Weißenbachtal, also 1·75—2·25 *km* SSW der Erdölfundstelle, erreichen.

6. Der Sparber (Sparberhorn) und die Buntmergelaufschuppung E des Strobler Weißenbachtales, im Vorfeld der juvavischen Gamsfeldmasse (Abb. 9)

Die etwa 1200 *m* mächtige Serie des hornförmig emporragenden Wahrzeichens von Strobl umfaßt Haselgebirge, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, eine wechselvolle Liasserie mit hellen Kalken, Spongienkalk, Hirlatzkalk, Adneterkalk und den gipfelbauenden Plassenkalk.

Mit den anderen Plassenkalkvorkommen des Schafberggebietes hat zuletzt W. Leischner (1960, S. 197) auch den Plassenkalk des Sparber als Deckscholle der Hallstätter Decke betrachtet. Hier wird, wie auf Seite 44 begründet, die diskordante Auflagerung des Plassenkalkes und seiner liegenden wechselfarbigen Oberalmerkalke über die triadisch-liassischen Sockelgesteine auf die transgressive Stellung des Malm zurückgeführt (vgl. B. Plöchinger 1948, S. 26, E. Spengler 1956, S. 29). Die Diskordanz geht daraus hervor, daß sich an der N-Seite des Berges zwischen den Malmkalken und dem Hauptdolomit der Plattenkalk und die Kössener Schichten einschalten, während an der S-Seite die Malmkalke verschiedenen liassischen Ablagerungen aufruhen.

Die Schichtfolge der Sparber N-Seite läßt sich am einfachsten an einem von den Langerhäusern S Strobl ausgehenden und zur Brustwand führenden Holzweg studieren. Der sanft ESE-fallende Plattenkalk wird von korallenführenden Kössener Mergelkalken abgelöst. Am zuletzt WSW-gerichteten Weg finden sich im Grenzbereich zwischen den Kössener Schichten und dem Plassenkalk Spuren eines sedimentär-brecciösen Malmkalkes.

Die Ausbildung der Liasserie, aber auch der Plassenkalk lassen die fazielle Zugehörigkeit des Sparber zur Schafberggruppe erkennen. Die durch die Nestlerscharte streichende Wolfgangseestörung stellt auch hier die Trennungslinie zwischen dem Osterhorn-Tirolikum und dem Schafberg-Tirolikum dar. Die längs der Wolfgangseestörung stattgefundene NE-vergente Überschiebung hat die zwei faziesverschiedenen Einheiten in unmittelbare Nachbarschaft gebracht.

Ziemlich gleichzeitig mit dieser Bewegung des südlichen Störungsflügels wurde allem Anschein nach die Sparberserie von der Gamsfeldüberschiebung erfaßt, in Richtung gegen den Uhrzeigersinn verdreht und auf die Gosau des Wolfgangseetales aufgeschuppt. Die Drehbewegung hat eine NNW-gerichtete Stirne geschaffen. Das ergibt sich aus dem steilen NNW-Fallen des Hauptdolomites und des Plattenkalkes, vor allem aber aus einer *m*-mächtigen, steilgestellten Plattenkalkbank am N-Rand des Hauptdolomitsockels. Gegen die Nestlerscharte „stirnt" der Plassenkalk mit steilem WNW-Fallen.

Daß die Sparberschuppe mit basalem Haselgebirge den Gesteinen des Strobler Fensters und den am Moosbachgraben darin eingefalteten Gosauablagerungen aufruht, geht aus den Aufschlüssen in den Gräben S Lindeck hervor. E Lindeck liegt eine größere, morphologisch deutlich hervortretende Plassenkalkscholle auf Gosausandsteinen. Ein bei der Aufschuppung der Sparberserie mitgeschobener hausgroßer Hippuritenkalkklotz dürfte, wie die Hippuritenkalke E der Brustwand, als Basisbildung der über die Sparberserie transgredierenden Gosau zu werten sein.

Hangend der am Ausgang des Strobler Weißenbachtales anstehenden Hippuritenriffe der Häuslwand und des Theresiensteines liegen die vorwiegend bunten Maastrichtmergel (Inoceramenmergel der Gosau). Über ihnen folgen tektonisch tiefsenone, wahrscheinlich in das Coniac zu stellende Gosauablagerungen besonderer Fazies.

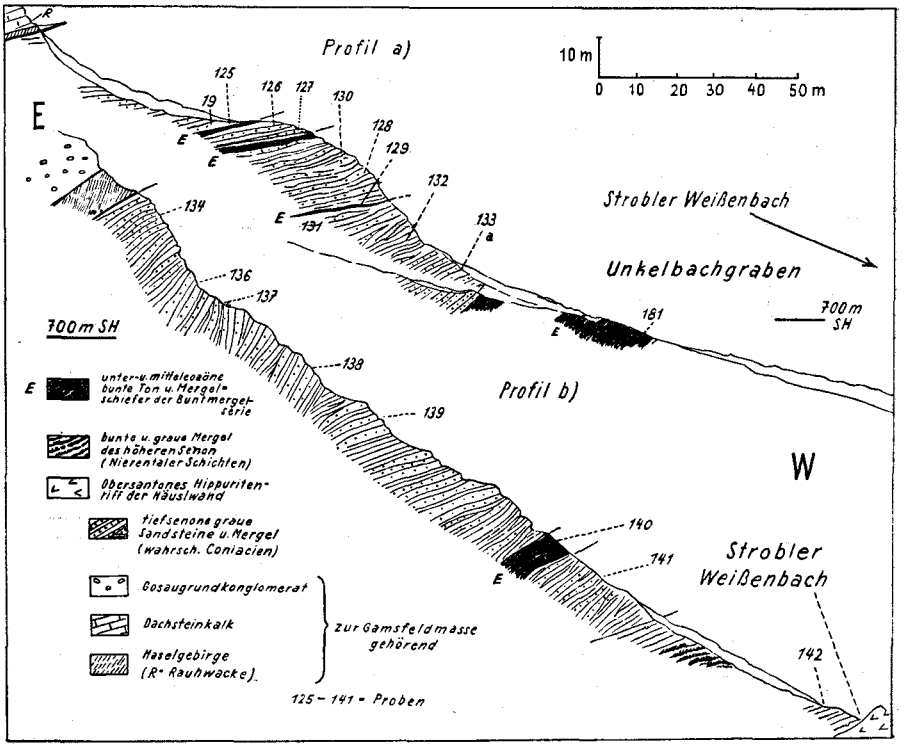


Abb. 9: Die Buntmergelaufschuppung E des Strobler Weißenbachtales.

Im Profil E der Häuslwand kann man nahe der Basis der aus untersenonen Ablagerungen bestehenden, etwa 400 *m* mächtigen Gosauschuppe die Einschuppung bunter eozäner Mergel erkennen (Abb. 9, Profil b). Erst über dieser mächtigen untersenonen Gosauserie folgt ab 750 *m* SH die jung mit basalem Haselgebirge überschobene Gosau der Gamsfeldmasse, grobe Basiskonglomerate mit hangenden Ammoniten-führenden Sandsteinen der tieferen Gosau.

Die unter der Gamsfeldgosau gelegene Gosauschuppe ist wegen der mit ihnen emporgeschuppten untereozänen Buntmergel von großer Bedeutung. Es sind nämlich die gleichen bunten Mergel wie sie W des Sparber, im Strobler Klippen-Flyschfenster, als Buntmergel der Klippenhülle auftreten. Die dort in breiter Front unter den Sparber eintauchenden Buntmergel treten E des Sparber wieder zutage. Der posteozäne Aufschub der Gamsfeldmasse hat folglich nicht nur die Sparberschuppe etwas verschleppt und verdreht, sondern auch die Buntmergel seiner tektonischen Unterlage mit emporgeschürft.

Am besten studieren läßt sich die Aufschuppung der eozänen Buntmergel im Unkelbachgraben, der 3 *km* S der Ortschaft Weißenbach in den Strobler Weißenbach mündet (Abb. 9, Profil a). Man kann dort insofern von einem Phänomen sprechen, als sich zwischen 730 und 770 *m* SH mehrere, nur wenige *dm* mächtige Mergelschieferlagen des Eozäns innerhalb der grauen untersenonen Ablagerungen finden.

Der Aufschub der Gamsfeldmasse hat die zwei wesensfremden, altersverschiedenen Ablagerungen derart durchmischt und geglättet, daß man nur mit Hilfe der Mikropaläontologie die tektonische Wechsellagerung aufzuklären imstande ist.

Das Profil endet mit dunkelgrauen, hellgrünen bis rötlichen Tonschiefern der Werfener Schichten und einer rostbraunen Rauhwacke, die *m*-mächtig im Liegenden des Dachsteinkalkes der Gamsfeldmasse anzutreffen sind.

III. Zusammenfassung

(siehe dazu die tektonische Skizze, Tafel 2 und die stratigraphische Tabelle, Seite 36 und 37)

Zieht man auf der Karte eine Gerade vom Flysch-Kalkalpenrand N Fuschl bis ins Strobler Weißenbachtal, 4 *km* S von Strobl, so hat man im großen den Verlauf der NW-(gegen 320°)streichenden Wolfgangseestörung. Zwischen den genannten Punkten verläuft sie durch das Tal des Oppenauerbaches nach St. Gilgen, dann entlang des Wolfgangsee-S-Ufers über Zinkenbach zur Nestlerscharte.

Die Bedeutung dieser Störung kommt vor allem dadurch zum Ausdruck, daß sie das Tirolikum der Osterhorngruppe (Osterhorn-Tirolikum) im SW vom faziell der Lunzer Decke vergleichbaren Tirolikum der Schafberggruppe (Schafberg-Tirolikum) im NE trennt. An ihr vollzog sich vorwiegend vorgosauisch ein NW-gerichteter Querschub, dem die N—S-streichenden Falten nördlich der Störung zuzuschreiben sind. Auch eine

am Flysch-Kalkalpenrand beobachtbare Blattverschiebung und die Herausbildung einer groben tektonischen Breccie am Schober sind unter anderem auf sie zurückzuführen.

Dem quergestellten Gebirge steht die NW-streichende Gosaumulde des Wolfgangsees und die ebenso NW-streichende junge Faltenstruktur im nördlichen Randgebiet des Osterhorn-Tirolikums gegenüber. Erst südlich dieser Randsynklinale tritt, wie insbesondere am Faistenauer Schafberg und am Zwölferhorn zu erkennen ist, wieder die Quertektonik deutlich in Erscheinung. Der NE-Flügel der Randsynklinale ist gleichzeitig SW-Flügel der Wolfgangseestörung. Dieser Störungsflügel ist dem Schafberg-Tirolikum und den Gosauablagerungen der Wolfgangseemulde jung aufgeschoben und überbrückt jenen Raum, mit dem der Faziesgegensatz zwischen Osterhorn- und Schafberg-Tirolikum erklärt wird.

Am SW-Flügel der Wolfgangseestörung (Osterhorn-Tirolikum) zeigt sich eine gegen SE zunehmende tektonische Reduktion erst mitteltriadischer, dann auch obertriadischer Ablagerungen. Sie läßt auf ein in dieser Richtung allmählich flacheres Einfallen der Störung und auch auf eine größere Überschiebungsweite schließen.

Von dieser jungen NE-vergenten Überschiebung auf die Schafbergeinheit wurde aber nicht nur das Osterhorn-Tirolikum erfaßt, sondern auch seine tektonische Unterlage — das Bajuvarikum, der Flysch und die Klippen- und Buntmergelserie.

5 bis 12·5 *km* S des Kalkalpenrandes trifft man hier Gesteine, die im Voralpenraum ihre typische Verbreitung haben und bei St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee als Fenster zutage treten. Dabei kann man wie beim Flyschfenster von Brettl (am N-Rand der niederösterreichischen Kalkalpen) von einem „Doppelfenster" sprechen, weil der Flysch unter den Kalkalpen und die Klippen-Buntmergelserie unter dem Flysch liegt. Mit dem Flyschfenster von Windischgarsten zeigt sich dadurch eine noch augenfälligere Analogie, als da wie dort die Fenster an NW-streichende Störungen geknüpft sind, an welchen es zur jungen Aufschuppung der Fenstergesteine gekommen ist.

Das $1\frac{1}{2}$ *km* lange und bis $\frac{1}{2}$ *km* breite Fenster von St. Gilgen ist durch eine Erosionskerbe im aufgeschuppten Osterhorn-Tirolikum entstanden. Nahe des mehrfach durch Werfener Schichten markierten Überschiebungskontaktes liegen die besten Aufschlüsse.

Stark verwalzte Reste bunter tithoner Klippenkalke sind am NW-Ende des Fensters, zwischen den steilgestellten Oberalmer Schichten des Schafberg-Tirolikums und dem mit basalem Haselgebirge gegen NE aufgeschobenen, ebenso steilgestellten Gutensteinerkalk des Osterhorn-Tirolikums erhalten geblieben. Weiter verbreitet sind die in das Maastricht und in das Mitteleozän zu stellenden Buntmergel der Klippenhülle und die tektonisch überlagernde Flyschserie, zu der Gesteine des Gaultflysches (dunkle Tone und Tonmergel, Glaukonitquarzite und -sandsteine, Breccien mit quarzitisch-glaukonitischem Bindemittel), die cenoman-turonen Mürbsandsteine und bunte, mit Sandsteinen wechsellagernde Senonmergel gehören.

Der bajuvarischen Einheit kann man ein quarzporphyrreiches Grobkonglomerat (Randcenoman) zuteilen, das sich, begleitet von fossil-

leeren sandigen Mergeln, zwischen dem Flysch und dem Tirolikum einschaltet. Ebenso bajuvarisch dürften die sandigen Neokommergel sein, die S St. Gilgen den tirolischen Hauptdolomit unterlagern. Es sind die gleichen mikrofossilreichen Mergel, wie sie in ähnlicher Position am Rande des Strobler Fensters weite Verbreitung finden.

Die mitteleozänen Buntmergel der Klippenhülle, welche den Gosauablagerungen des Wolfgangseetales tektonisch aufruhen, besagen, daß die Aufschuppung bzw. Überschiebung des Osterhorn-Tirolikums und dessen tektonischer Unterlage postmitteleozän erfolgt ist und daß daher auch der ganze en block-Vorschub der Kalkalpen über die Gesteine des Vorlandes in postmitteleozäner Zeit stattgefunden hat.

Das Fenster von Strobl liegt S des Wolfgangsee-Ostendes und erstreckt sich von Zinkenbach-Gschwendt über die Nestlerscharte bis zum Strobler Weißenbachtal. Es ist 7½ *km* lang und bis 1½ *km* breit. Wie im St. Gilgener Fenster, so sind auch hier die Klippen-Flyschgesteine mit den tektonisch hangenden bajuvarischen und tirolischen Gesteinen auf die Gosau des Wolfgangseetales postmitteleozän aufgeschoben worden.

Zu den tektonisch tiefsten Ablagerungen gehören die Gesteine der Klippenserie: bis 60 *m* mächtige bunte Tithonflaserkalke und -radiolarite, etwa 5 *m* mächtige Eruptivgesteinslager mit Diabas, Gabbro, Serpentin, Ophicalzit u. a. im tithonen Hangendniveau und wenige *m* mächtige, vorwiegend grünlichgraue, dunkel gefleckte Mergelschiefer der Hohen Unterkreide.

Während die tithonen Klippengesteine auf die Sedimentation in einer geosynklinalen Vortiefe und auf den abschließenden Erguß von grünen Gesteinen hinweisen, zeigt die Schichtlücke zwischen den tithonen Ablagerungen und den hangenden gaultischen Fleckenmergeln eine im Neokom erfolgte, voraustrische Heraushebung an. Nach der geosynklinalen Sedimentation der gaultischen Fleckenmergel setzt der Umbruch der austrischen Phase ein.

Scheinbar transgressiv werden die Klippengesteine von den Mergeln, Tonmergeln und Tonen der Buntmergelserie umhüllt, deren Zuweisung in das Maastricht-Dan und in das Unter- bis Mitteleozän durch eine reiche und charakteristische Mikrofauna ermöglicht ist.

Als nächsthöhere tektonische Einheit folgt auch im Strobler Fenster der Flysch. Somit wird an den Fenstern vom Wolfgangsee aufgezeigt, daß die tektonische Situation, nämlich Flysch über Klippen- und Buntmergelserie, jener in der Grestener Klippenzone, im Fenster von Brettl und im Nordwesten des Grünauer Halbfensters entspricht. Will man die Buntmergel im Sinne von S. Prey (1960) als Teil des Helvetikums sehen, dann kann man diesem auch die Klippen zuzählen.

Anstehender Gaultflysch konnte nur dort angenommen werden, wo die Glaukonit-(Öl-)Quarzite, die Glaukonitsandsteine oder die durch quarzitisch-glaukonitisches Bindemittel gekennzeichneten Breccien mit den gaultischen dunklen Tonschiefern zusammen auftreten. Mehrmals sieht man die Gaultflyschschollen in die tektonische Buntmergelunterlage eingewalzt. Weniger verschliffen als jene tiefsten Schichtglieder des Flysches sind die cenomanturonen Mürbsandsteine des Flysches. Man trifft sie in schönen Aufschlüssen unmittelbar am kalkalpinen Fensterrand. Bunte Mergelschiefer im Hangen-

den der Sandsteine führen eine typische turon-untersenone Mikrofauna des Flysches.

Das Bajuvarikum dürfte durch die etwa 200 *m* mächtigen, grauen, sandigen Neokommergel vertreten werden, die sich am Strobler Fenster zwischen die Klippen-Flyschgesteine und die tirolische Serie der Bleckwand auf rund 1½ *km* Länge einschalten. An der Kühleiten-Hundsleiten-Synklinale, welche anscheinend bei der Aufschuppung längs der Wolfgangseestörung an ihrem SE-Ende etwas gekappt wurde, spießen sie etwa 300 *m* S der genannten Zone fensterartig durch das Osterhorn-Tirolikum. Ihre Mikrofauna spricht für höheres Neokom (Barreme?).

Gegen ESE taucht das Strobler Fenster in über 1 *km* Breite unter die Sparberschuppe ein. Diese gehört nach der Ausbildung ihrer Gesteine und nach ihrer Lage nördlich der Wolfgangseestörung zum Schafberg-Tirolikum. Die NNE-vergente Überschiebung des Osterhorn-Tirolikums erklärt die Nachbarschaft der faziesverschiedenen Schubmassen. Die Sparberschuppe wurde bei dem etwa 4 *km* weiten nachgosauischen Vormarsch der östlich benachbarten juvavischen Gamsfeldmasse etwas gegen NW mitgeschleppt und entgegen dem Uhrzeigersinn in die N—S-Richtung gedreht. Dieser Bewegung ist es gewiß auch zuzuschreiben, wenn am SE-Ausstrich der Wolfgangseestörung Gaultflysch in steil NNE-fallender Schichtstellung auftritt. Es dürfte auch kein Zufall sein, daß gerade in diesem scherenförmig aufgepreßten Flyschvorkommen, knapp vor dem Untertauchen unter die Gamsfeldmasse, eine erdölführende kieselig-mergelige Sandsteinlinse (Quarzit) innerhalb der schwarzen Tonschiefer zu finden ist.

Durch die über dem SE-Ausstrich der Wolfgangseestörung liegende und folglich nachträglich bewegte Gamsfeldmasse, kam es im Hangenden der Sparberserie, E des Strobler Weißenbachtales, zur Aufschuppung eozäner Buntmergel der Klippenhülle. Sie läßt erkennen, daß die am E-Rand des Strobler Fensters unter den Sparber eintauchende Buntmergelserie an dessen E-Seite wieder zutage tritt. Über den zur Sparberschuppe gehörenden, höher senonen Gosauablagerungen liegt ein bis 400 *m* mächtiges Schuppenpaket tiefsenoner Gosaumergel und -sandsteine. Im Basisbereich zeigen sich die aufgeschuppten und teilweise zu nur ½ *m* mächtigen Lagen ausgewalzten untereozänen Buntmergel.

Die diskordante Auflagerung des Plassenkalkes am Sparber, an den Drei Brüdern usw. wird vor allem vermittels der „Malmtransgression" erklärt. Dabei wird auf die Verhältnisse in der südlichen Osterhorngruppe Bezug genommen, wo mächtige Transgressionskonglomerate auf einem weitgehend erodierten Untergrund liegen. Gegen N treten im Osterhorn-Tirolikum offenbar bunte Mergelschiefer, dünnschichtige Kieselkalke und Radiolarite des Tiefen Malm an die Stelle der Konglomerate: Sedimente, die in besonderer Weise geeignet waren, Übergleitungen des malmischen Hangendstockwerkes über die kompakteren Liegendgesteine zu ermöglichen.

Überall in unserem Abschnitt des Osterhorn-Tirolikums sieht man an der Basis des Malm eine ± weitgehende Reduktion, die teils der transgressiven Stellung des Malm, teils den genannten Übergleitungen des malmischen Hangendstockwerkes zuzuschreiben sind. Zu „Störungen"

solcher Art zählen die „Filbling-" und die „Lidaunstörung" an den Flanken der NW—SE-streichenden Synklinalen. Die Filblingstörung hat man früher für die Trennungslinie zwischen Schafberg- und Osterhorngruppe gehalten. Als Übergleitungsfläche eines oberjurassischen Stockwerkes über normale Sockelgesteine hätte man mit ihr aber nicht den faziellen Gegensatz zwischen dem Lias des Schafberg-Tirolikums und des Osterhorn-Tirolikums erklären können.

Literatur

Aberer, A. u. Braumüller, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *49*, 1956.

Brinkmann, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosauschichten der östlichen Nordalpen. — Sitzber. Ak. d. W., math.-nat. Kl., *27*, Wien 1934.

Brinkmann, R.: Über Fenster von Flysch in den Nordöstlichen Kalkalpen. — Sitzber. Preuß. Ak. d. W., 1936, Berlin 1936.

Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. — Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.

Del Negro, W.: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. Salzburg. — Geol. B. A., Wien 1960.

Fugger, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte, SW-Gruppe, Nr. 18, Hallein—Berchtesgaden. — Geol. R. A., Wien 1907.

Gattinger, T.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen in der Osterhorngruppe auf Blatt St. Wolfgang (95). — Verh. Geol. B. A., H. 3, 1960.

Götzinger, G. u. Zapfe, H.: Der große Bergrutsch am Schober N-Hang. — Verh. Reichsst. f. Bodenforschg., 1939, H. 9—10.

Götzinger, G.: Drumlins und Oser im Traungletschergebiet. — Anz. Ak. d. W., math.-nat. Kl., 76, Wien 1939.

Haug, E.: Sur les nappes de charriage du Salzkammergut. — Compts. rendus del' Academie des Sciences, Paris 1908.

Janoschek, R., Küpper, H. u. Zirkl, E.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *47*, Wien 1954.

John, C.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. — Jb. Geol. R. A., *49*, H. 2, Wien 1899.

Kober, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. — Sitzber. Ak. d. W., math.-nat. Kl., *88*, Wien 1912.

Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Verlag Springer, Wien 1938.

Kober, L.: Wiener Landschaft. — Touristik-Verlag, Wien 1947.

Kühn, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Öst. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Abt. I, *156*, H. 3, 4, Wien 1947.

Küpper, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, Wien 1960.

Küpper, H., Papp, A. u. Zirkl, E. J.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B. A., *94*, 1949/51, Wien 1951.

Lebling, Cl.: Beobachtungen an der Querstörung Abtenau—Strobl im Salzkammergut. — Anz. Ak. d. W., math.-nat. Kl., *57*, Wien 1920.

Lechner, J.: Morphologische Untersuchungen im Osterhorngebiet der Salzburger Kalkalpen. — Mitt. Geogr. Ges., München, *36*, 1942/43.

Leischner, W.: Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes (Schafberg, Sparber und nördliche Osterhorngruppe) in den Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, Wien 1960.

Leischner, W.: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Pal. Abh. *112*, 1, Stuttgart 1961.

Leischner, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — Sitzber. Öst. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Abt. I, *168*, H. 8, 9, Wien 1959.

MACHATSCHEK, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. — Ostalpine Formenstudien, Verl. Leyden, Berlin 1922.

MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, 1957, Wien 1958.

MOJSISOVICS, E. v.: Erläuterungen zur Geologischen Karte Nr. 19, Ischl—Hallstatt. — Wien 1905.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B. A., *106*, Wien 1963, H. 1.

OSBERGER, R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. — Sitzber. Öst. Ak. d. W., math.-nat. Kl., Abt. I, *161*, H. 9, 10, Wien 1952.

PAUL, F. in TSCHERMAK, G.: Die Porphyrgesteine Österreichs. — Wien 1869.

PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — Jb. Geol. B. A., *93*, H. 1 u. 2, S. 1—35, 1948, Wien 1949.

PLÖCHINGER, B.: Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburgischen Kalkalpen (vorläufige Mitteilung). — Verh. Geol. B. A., Wien 1961.

PLÖCHINGER, B.: Aufnahmsberichte 1957—1961. — Verh. Geol. B. A. 1958 — 1962.

PLÖCHINGER, B.: Geologischer Führer für Strobl am Wolfgangsee, Salzburg. — Gemeindeamt Strobl, 1962.

PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (OÖ.). — Jb. Geol. B. A., *94*, 1949—1951 (Festband).

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

PREY, S.: Gedanken über Flysch- und Klippenzonen in Österreich anläßlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B. A., Wien 1960.

PREY, S., RUTTNER, A. u. WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs (vorläufige Mitteilung). — Verh. Geol. B. A., H. 2, Wien 1959.

ROSENBEG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., *102*, Wien 1959.

ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). — Jb. Geol. B. A., *104*, Wien 1961.

RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., H. 2, 1960.

SCHLAGER, M.: Geologische Studien im Tauglboden. Vortrag. — Mitt. nat. Arb. Gem., *7*, Salzburg 1956.

SCHLAGER, M.: Bericht 1960 über geologische Arbeiten auf Blatt Straßwalchen (64). — Verh. Geol. B. A., H. 3, 1961.

SPENGLER, E.: Die Schafberggruppe. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *4*, Wien 1911.

SPENGLER, E.: Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergut. — Zentralbl. f. Min. usw., 1911.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 1956, *99*, H. 1, Wien 1956.

SUESS, E. u. MOJSISOVICS, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — Jb. Geol. R. A., *18*, Wien 1886.

TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost—West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, 1961, Wien 1962.

THURNER, A.: Die Stauffen-Höllengebirgsdecke. — Zsch. Deutsche Geol. Ges., 1953, *105*, 1. Tl., Hannover 1954.

TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 1948.

TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges., *1*, Wien 1909.

VORTISCH, W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe, II. (Kendelbach). — N. Jb. f. Min. usw., Mh. 1949 B, Stuttgart 1949.

VORTISCH, W.: Einiges über die Juraformation von Salzburg. — N. Jb. f. Geol., Mh. 1956, Stuttgart 1956.

WEINBERGER, L.: Überblick über die Eiszeit im Lande Salzburg und in den angrenzenden Teilen Oberösterreichs. — Salzburg 1955 (Salzburger Heimatatlas).

WENK, E.: Die Assoziation mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. — Experientia v. 15. 7. 1949, Verl. Birkhäuser, Basel.

WICHE, K.: Spätglaziale Eisrandbildungen am Wolfgangsee (Salzkammergut). — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, *93* (Sonderbd.), Graz 1963.

WIMMER, R.: Geologische Beobachtungen am N-Schenkel des Schafberges. — Verh. Geol. B. A. 1936.

WIMMER, R.: Beitrag zum Aufbau der Landschaft rings um den Fuschlsee. — Verh. Geol. R. A., 1937.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., *106*, Wien 1963.

ZAPFE, H.: Fossilfunde im „Rettenbachkalk" bei Ischl, Oberösterreich. — Ak. Anz., *13*, Wien 1949, S. 251.

ZIRKL, E.: Petrographische Arbeiten über basische Gesteine in der Flyschzone und Klippenzone auf den Blättern 55, 57, 69, 70, 71. — Verh. Geol. B. A., Wien 1957, S. 108.

Geologische Karten:

Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Ischl—Hallstatt, Z. 15, K. IX. (E. v. MOJSISOVICS u. A. BITTNER), Wien 1905.

Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Gmunden—Schafberg, Z. 14, K. IX. (D. ABEL u. G. GEYER), Wien 1922.

GEOLOGISCHE KARTE

ZU DEN TEKTONISCHEN FENSTERN VON

St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee

neu aufgenommen von
B. PLÖCHINGER
mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen
1957 - 1963

1 : 25.000
0 1 2 3 km

15° 20' östl. v. Greenwich

47°45'

Prof. 1 Prof. 2 Prof. 3 Prof. 4 Prof. 5 Prof. 6 Prof. 7 Prof. 8 Prof. 9 Prof. 10 Prof. 11 Prof. 12

FUSCHLSEE MONDSEE ABER-WOLFGANGSEE

FAISTENAU FUSCH ST. GILGEN ST. WOLFGANG STROBL

Schober Schatzwand Feldberg Eisenwang Hinterberg Fuschl Ellmau Ellmauerbach Ellmaustein Bambüchl Holler Plomberg Griesberg Ebenseekopf Hölikar Wöllernh. Albenberg Scharfling Egl 3 Valli A. Krotten See Kösselkopf Buchberg Brunnwinkl Saurüssel Färberg Hochlacken A. Kühlleiten Lärm Weißwand Jochwand Falkenstein Brennkogel Ferlenhorn Rannberg Mitterhatz Wüldersberg Kühleitenh. Jochwand A. Saustall A. Faistenauer Schafberg Zwölferhorn Eifer Kg. Steingraben A. Stöbl A. Hocheben A. Kolber A. Hofwand A. Gschaid A. Hölbrinn A. Zinkenbach Schwand Reith Stockach Forstbub Gschwendt Adam A. Grillengut Weißenbach Blinklingmoos Lindeck Rabingstock Brushwand-K. Bleckwand Sparber Scharten A. Straßer Höhing A. Vokner A. Pürgler A. Kapler A. Unterberger A. Schwarzenbach Pürgl Tschirgant-Gr. Achs

Mühlbach Plomberg Ellmaubach Teufelbauer Schafberg Wüldersberg Plombergstein Steinklüfte Tf St. Gilgen Zwölferhorn Pittstein Wolfgangsee Prackigraben Vitzer Sparber Landauer Bleckwand Eben b. Ixer Kg. Ascher Alm

LEGENDE:

1. GESTEINE DER KALKALPEN

- Werfener Schichten
- Gutensteinerkalk
- Ramsaudolomit (a auf der Karte, b im Profil)
- Wettersteinkalk
- Lunzer Sandsteine u. Schiefer
- Hauptdolomit
- Plattenkalk u. Dachsteinkalk
- obertriad. Hallstätterkalk (SSE Strobl)
- Kösztener Schichten mit Lithodendronkalkeinschaltungen (L)
- Hierlatz-, Crinoiden-, Brachiopodenkalk u. heller Liaskalk
- Enzesfelderkalk (le) Adneterkalk (la)
- Liasfleckenmergel, Hornsteinknollen- bzw. Liasspongienkalk
- bunte Mergelschiefer, dünnschicht. Kieselkalke u. Radiolarite des tiefen Malm
- Tithonflaserkalk (tf) Tithonmergel (tm)
- hornsteinführ. Mergelkalk der Oberalmer Schichten
- wechselfarbige Kalke der Oberalmer Schichten u. Barmsteinkalk
- Plassenkalk (Pk)
- Schrambachmergel sandige Neokommergel (ns)
- sandige Neokommergel des Bajuvarikums
- Apt (A) und Cenomanmergel (C) des Bajuvarikums
- Cenomankonglomerat des Bajuvarikums (Rondcenoman)
- Rudistenriffe
- Gosaukonglomerat
- graue Gosaumergel und -Sandsteine
- Gosaubitumenkalk
- bunte Gosaumergel (Nierentaler Fazies)
- Gosau am Kalkalpenrand (Randgosau)
- Tektonische Breccie am Schober W-Hang

2. GESTEINE DER KLIPPEN-BUNTMERGEL-FLYSCHFENSTER UND DER FLYSCHZONE

a) Klippen-Buntmergelserie

- Tithonflaserkalk u. roter Radiolarit m. dünnen Flaserkalklagen
- Eruptivgesteine (E)
- vorw. hellgrünlichgraue, dunkelgefleckte Mergelschiefer d. hohen Unterkreide
- Buntmergel des Senon (sb) " " Eozän (eb)

b) Flysch

- anstehender Gaultflysch, Erdölvorkommen
- Mürbsandstein des Cenoman-Turon (Reiselsberger Sandstein)
- bunte Flyschmergel (Senon)
- Mürbsandsteinführende Oberkreide der Flyschzone

Quartär

- Drumlin, Moräne, Terrassenschotter u.-Sande
- Bergsturzmaterial, Blockwerk, Gehängeschutt
- Blöcke aus Neokom-u. Gaultflysch
- Alluviale Ablagerungen i. a.
- Schuttfächer
- Rutschung

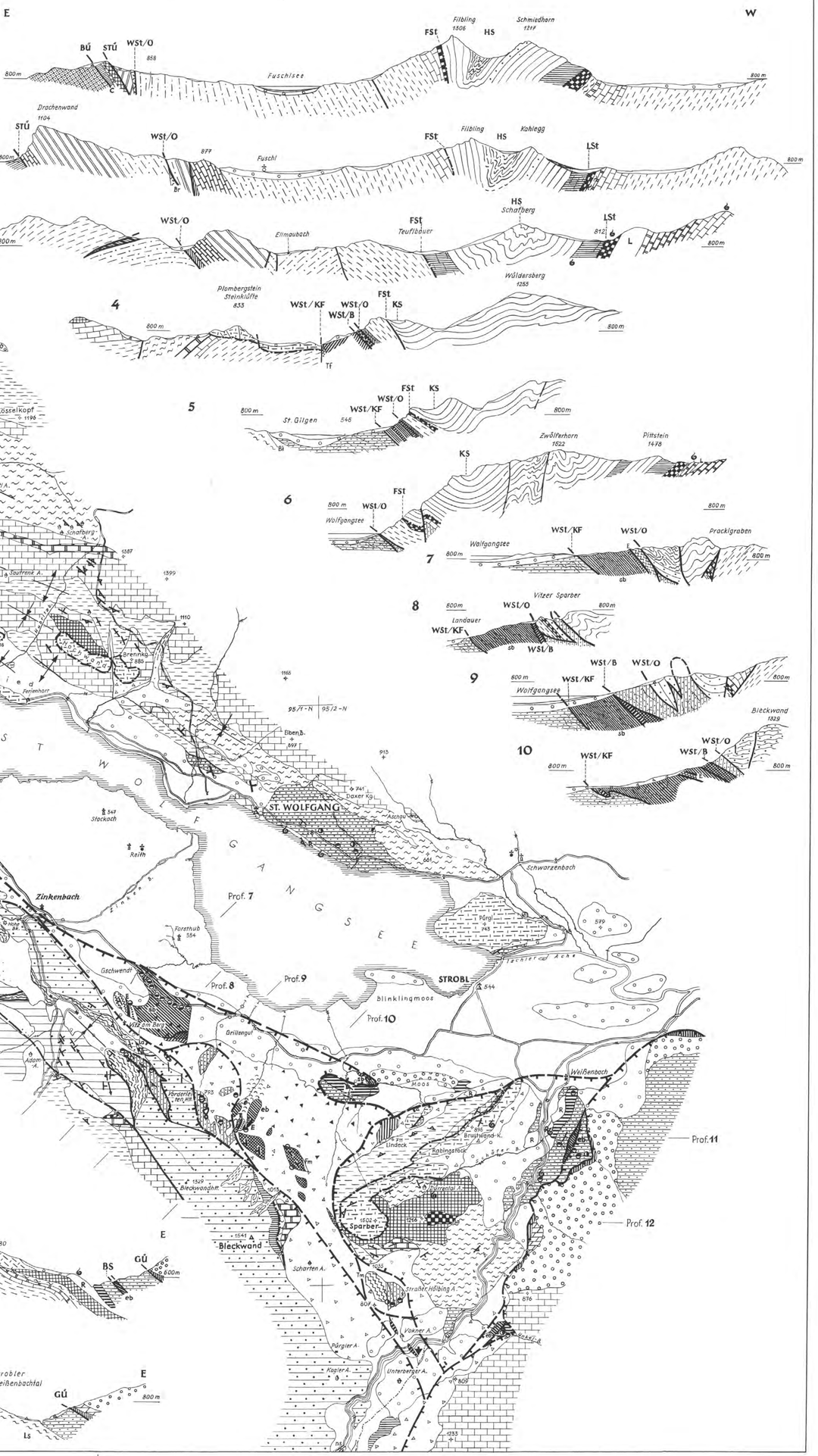
- Überschiebungen und Aufschuppungen
- Störungen, die vorw. an die Transgressionsfläche des Malm gebunden sind
- Sonstige bedeutendere Störungen
- Synklinalzonen
- Antiklinalzonen
- Faltenachsen

FALLZEICHEN:
0-29° 30-59° 60-89° horizontal saiger

- Megafossil-Fundstellen
- Schlämmproben mit Mikrofauna
- Proben mit Nannoflora
- Proben mit Schwermineralien

NUR IN DEN PROFILEN

BÜ	Überschiebung des Bajuvarikums über die Flyschzone
STÜ	" " Schafberg-Tirolikums über das Bajuvarikum
OTÜ	" " Osternhorn-Tirolikums über die Flyschzone
GÜ	" der Gamsfeldmasse
	Überschiebungen bzw. Aufschuppungen
WSt/FK	" der Klippen-Flyschgesteine an der Wolfgangseestörung
WSt/B	" des Bajuvarikums " " "
WSt/O	" des Osternorn-Tirolikums " " "
SpS	Aufschuppung des Sparber
BS	" der Buntmergel E des Strobler Weißenbachtales
FSt	„ Filblingstörung "
LSt	„ Lidaunstörung "
HS	Hirschleitensynklinale
KS	Kühleiten-Hundsleitensynklinale



ÜBERSICHTSSKIZZE

ZU DEN

tektonischen

FENSTERN

VON

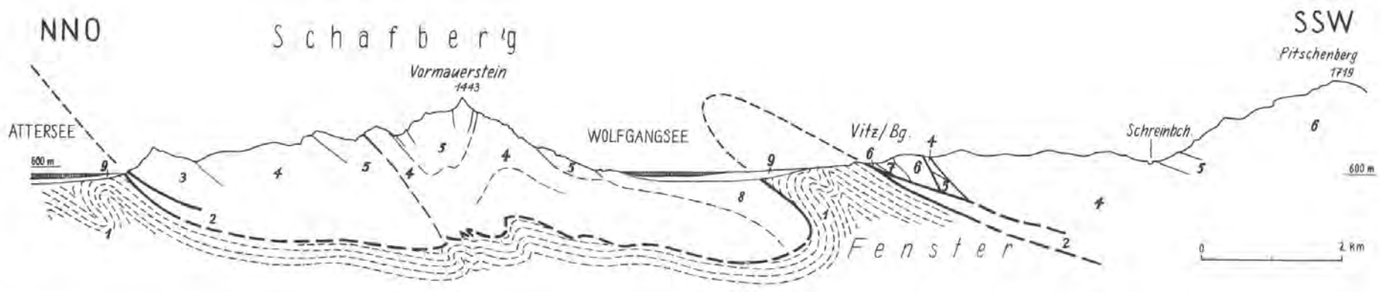
St. Gilgen u. Strobl
am Wolfgangsee

VON

B. PLÖCHINGER

BÜ – Überschiebung des Bajuvarikums über den Flysch des Vorlandes
StÜ – " " Schafberg-Tirolikums über das Bajuvarikum
OtÜ – " " Osterhorn-Tirolikums über den Flysch des Vorlandes
GÜ – " der juvavischen Gamsfeldmasse
WSt/FK – " bzw. Aufschuppung der Klippen-Buntmergel-Flyschgesteine an der Wolfgangseestörung
WSt/B – " " " des Bajuvarikums " "
WSt/O – " " " des Osterhorn-Tirolikums " "
SpS – Aufschuppung des Sparbers
BS – " der Buntmergel, E des Strobler Weißenbachtales

--- Übergleitungen an der Transgressionsfläche des malmischen Hangendstockwerkes
— Störungen i. allg.
Synklinalen
Antiklinalen
Flyschzone und Klippen-Buntmergel-Flyschserien in den Fenstern
B Bajuvarikum
Gosauablagerungen



1 Gesteine des Vorlandflysches und des Klippen-Buntmergel-Flyschfensters
2 Unterkreide des Bajuvarikums
3 Mitteltrias
4 Obertrias
5 Unterjura
6 Mittel-u. Oberjura
7 Unterkreide
} des Tirolikums
8 Gosauablagerungen
9 quartäre Ablagerungen

Jb. Geol. B. A.	Bd. 107	S. 71—159	Wien, August 1964

Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich)

Von Heinz A. KOLLMANN *)

Mit Beiträgen von A. PAPP und G. WOLETZ

Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen

Summary

A geological description is presented of an area, situated in the Northern Limestone Alps of Styria, east and west of the small place Gams. The area is to be considered as a basin, filled by Upper Cretaceous and lowermost Tertiary, tectonically strongly influenced by subsequent movements; it is called the Gosau-basin of Gams.

The area was well known already to the classics of geology, f. i. A. E. REUSS 1854, on account of rich fossil sites; the last geological map was published by E. SPENGLER (1926) and O. AMPFERER (1933) upper cretaceous stratigraphy was summarized by R. BRINKMANN 1934 and O. KÜHN 1947, microstratigraphy was initiated by C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT 1956. The following bases on detailed mapping and microfaunal investigations of the Gosau beds, whereas the surrounding deeper mesozoics are treated as frame only.

The Gosau beds — formerly considered as Upper Cretaceous — could be subdivided into faunal zones as follows: "concavata"zone (Coniacien ?—Santonian), Campanian I—III, Maastrichtian I—IV, Paleocene I—III. For this stratigraphic subdivision molluscs and foraminifera were used, especially Globotruncanas, Globigerinas and Globorotalias. The faunal zones are compared with those of other areas.

The investigation of the heavy-mineral content yielded an important clue: so far pre-campanian Upper Cretaceous detrital sediments are known as debris deriving from eruptive rocks, characterized by chromite; post campanian detritic material derives from metamorphic rocks, characterized by associations with prevailing garnet. In the Gams area it was possible to establish the age of this important change in detritic material on the basis of a detailed section to coincide with the beginning of upper campanian.

Large foraminifera in various levels of the Upper Cretaceous and lower Paleogene were examined by A. PAPP. The presence of Rotaliidae ornamented by pillars (f. i. *Storsella* and *Smoutina*) occuring together with planktonic forams *(Globigerina compressa, Gl. trinidadensis)* indicate a position near the boundary Cretaceous/Paleogene, very probable to be considered as Danian. The occurrence of Orbitoides and Lepidorbitoides in sediments containing *Globorotalia velascoensis* is being interpreted as redeposition of the large foraminifera mentioned. Layers with *Discocyclina* (*D. seunesi* with an advanced nepiontic stage) are taken as upper Paleocene, lower Ilerdien respectively.

The Gosau beds of Gams are sedimented upon the Unterberg nappe which is in this part of the Northern Limestone Alps the northern part of the Ötscher nappe. They are overthrusted by the Göller nappe. The Göller nappe is still overlayn by parts of a Hallstatt

*) Anschrift des Verfassers: Naturhistorisches Museum, Wien I, Burgring 7

nappe. At its western boundary the Gosau is tectonically in contact with the Groß-Reifling block (Groß-Reiflinger Scholle), the later being related facially to the Lunz nappe (Lunzer Decke). In the western part of the Gams basin the trend of the strike is generally NW—SE, in the eastern part E—W. Between these two parts soft shales and cellular dolomites from the lower triassic bottom of the Unterberg nappe are squeezed out and overthrusted over the Jurassic and Upper Cretaceous in southeastern and eastern direction. The overthrust movements are accompanied generally by fault structures.

Zusammenfassung

Das Gosaubecken von Gams liegt im steirischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen. Die Gosauschichten wurden mit Mollusken und Foraminiferen, hier vor allem Globotruncanen, Globigerinen und Globorotalien, in folgende Faunenzonen untergliedert: Eine „concavata"-Zone (Coniac ?—Santon), Campan I—III, Maastricht I—IV, Dan, Paleozän I—III. Diese Faunenzonen wurden mit solchen aus anderen Gebieten verglichen.

Tektonisch liegt das Becken von Gams der Unterbergdecke auf und ist von der Göllerdecke im S überschoben. Im W besteht zwischen den Gosauschichten und der, der Lunzer Decke faziell äquivalenten, Groß-Reiflinger Scholle ein tektonischer Kontakt. Die Gosauschichten des Westteiles des Beckens von Gams streichen NW—SE, im Ostteil dagegen E—W. Dazwischen liegt eine „Aufbruchszone", an der Alttrias aus dem Untergrund ausgepreßt, und gegen E bzw. SE jüngeren Schichten aufgeschoben wurde. Die Bruchstrukturen sind zumeist mit den Überschiebungen entstanden.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Summary, Zusammenfassung 71, 72

I. Einleitung und Problemstellung 74

II. Stratigraphie 75

A. Die Gesteine der Rahmenzone 75
1. Werfener Schichten 75
2. Saalfeldener Rauhwacke 76
3. Gutensteiner Dolomit 76
4. Wettersteindolomit 76
5. Schwarze Dolomite 76
6. Aonschiefer 76
7. Halobienschiefer 77
8. Opponitzer Schichten 77
a) Schwarze Dolomite 77
b) Kalksandstein mit Mergellagen 77
c) „Cidarisdolomite" 78
9. Lunzer Schichten 78
10. Hallstätter Kalk 78
11. Hauptdolomit 79
12. Dachsteinkalk 79
13. Hierlatzkalk 79
14. Weißer Klauskalk 80
15. Bunte Jurakalke 80
16. Oberalmer Schichten 80
17. Massige Kalke 80
18. Plassenkalk 81
19. „Fleckenmergel" 81

Seite

B. Gosauschichten ... 81
1. Basisbildungen ... 82
a) Konglomerate und Sandstein ... 82
b) Oolithe des Grimpenbaches ... 83
2. „concavata"-Zone ... 83
a) Kohleführende Mergel ... 83
b) Sande und Sandsteine ... 85
c) Tonmergel und mergelige Sande im höchsten Abschnitt der „concavata"-Zone ... 89
3. Tieferer Mergelkomplex (Campan I und tieferes Campan II) ... 93
a) Campan I (Untercampan) ... 94
b) Tieferes Campan II (Unteres Obercampan) ... 95
4. Konglomerate am Südrand der Gamser Gosau ... 97
5. Nierentaler Schichten s. l. und ihre Äquivalente ... 97
a) Höheres Campan II (Oberes Obercampan) ... 98
(1) Mergel ... 98
(2) Kalke ... 99
b) Campan III ... 101
c) Maastricht I ... 102
d) Maastricht II ... 104
e) Maastricht III ... 105
f) Maastricht IV ... 107
g) Dan ... 108
h) Paleozän I ... 110
i) Paleozän II ... 111
j) Paleozän III a (tiefster Teil) ... 112
6. Der Breccien-Sandsteinkomplex (= Paleozän III a, mittlerer Teil) ... 113
7. Tonmergelserie des Paleozän ... 117
a) Paleozän III a (höchster Teil) ... 117
b) Paleozän III b ... 117

C. Das Vorkommen von Großforaminiferen in der Gams von A. Papp ... 118

D. Die Schwermineralverteilung in den Gosauschichten von Gams von G. Woletz 125

E. Ablagerungen des Quartär ... 130

III. Die Schwefelquelle der Noth und die Krausgrotte ... 131
1. Die Schwefelquelle ... 131
2. Die Krausgrotte ... 132

IV. Tektonik

A. Tektonische Detailbeschreibung ... 132
1. Vorgosauische Tektonik im Raum von Gams ... 132
a) Die Scholle des Bergsteins ... 132
b) Die Schollen von Untertrias nördlich des Bergsteins ... 133
2. Syngosauische Bewegungen ... 133
3. Nachgosauische Verfaltung und Überschiebungen ... 135
a) Der Westteil ... 135
(1) Nordrahmen ... 135
(2) Gosauschichten ... 135
(3) Kontakt der Gosauschichten mit der Groß-Reiflinger Scholle ... 136
b) Der Aufbruch von Alttrias östlich der Noth ... 137
c) Der Ostteil ... 138
(1) Nordrahmen ... 138
(2) Gosauschichten ... 138
d) Südrahmen ... 138
(1) Die Schuppenzone im E der Gamser Gosau ... 139
(2) Die Untercampan-Aufschiebung im Gamsforst ... 140
(3) Die Buchbergschuppe ... 141
4. Bruchstrukturen ... 143
a) Bruchsysteme im Gamser Becken ... 143
b) Die regionale Verbreitung der Bruchstrukturen ... 145

Seite

B. Die regional-tektonische Stellung des Beckens von Gams 145
1. Ötscherdecke 145
2. Hallstätter Deckschollen und Hochalpine „Decke" 148
3. Groß-Reiflinger Scholle 150

V. Profile 151

VI. Literaturverzeichnis 153

I. Einleitung und Problemstellung

Das Gosaubecken von Gams wurde in den Jahren 1961—1963 neu geologisch kartiert. In den ersten beiden Jahren wurden die Aufnahmen im Rahmen einer Dissertation des Geologischen Institutes der Universität Wien durchgeführt. Im Sommer 1963 konnten dazu ergänzende Begehungen als auswärtiger Mitarbeiter der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt gemacht werden.

Das Gosaubecken von Gams liegt im nordsteirischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen in dem Gebiet, das Enns und Salza vor ihrem Zusammenfluß einschließen. Es erstreckt sich von der Enns an etwa 15 *km* gegen E und umfaßt im großen und ganzen das Gamsbachtal und dessen Einzugsgebiet und den Mittellauf des Grimpenbaches. Die ältere Rahmenzone wurde nur soweit berücksichtigt, als es zum Verständnis des Bauplanes der Gosaumulde nötig ist. Im Laufe der Arbeit wurden einige interessante Probleme angeschnitten, wie beispielsweise die stratigraphische Gliederung und die fazielle Entwicklung des Karn im Rauchkoglgraben und die tektonische Stellung der Hallstätter Kalke des Bergsteins, so daß auch diese Gebiete in die Kartierung einbezogen wurden.

In der bisher vorliegenden Kartierung des Gosaubeckens von Gams im Maßstab 1 : 75.000 auf den Kartenblättern Admont—Hieflau von O. Ampferer und Eisenerz—Wildalpen—Aflenz von E. Spengler sind die Gosauschichten einheitlich in oranger Farbe mit sehr schematischen Übersignaturen ausgeführt. Die wichtige Arbeit von C. A. Wicher und F. Bettenstaedt (1956) brachte dagegen das Grundschema einer mikropaläontologischen Gliederung der Gosauschichten. Diese Zonengliederung wurde erweitert, und die einzelnen paläontologisch definierten Abschnitte nach Möglichkeit geologisch auskartiert. Die Gliederung stützt sich auf Makrofossilien und vor allem auf Foraminiferen, da diese nahezu in allen Schlämmproben enthalten sind und in dem erfaßten Zeitabschnitt kurzlebige Arten ausbilden, die für die Stratigraphie von großer Bedeutung sind. Die Makrofossilien, die dagegen nur in einigen Horizonten auftreten, sind wichtige Fixpunkte für die Gliederung mit Mikrofossilien.

Als topographische Kartenunterlage dienten die Blätter Eisenerz—Wildalpen und Admont—Hieflau der alten Landesaufnahme im Maßstab 1 : 25.000, die auf 1 : 10.000 vergrößert wurden. Da sich diese Karten bei der Geländeaufnahme als viel zu ungenau herausstellten, wurde die Kartierung auf Luftbildern durchgeführt. Dabei erwies sich die Arbeit mit dem Taschenstereoskop auch im Gelände als äußerst vorteilhaft, da die Ein-

zeichnung von Probenpunkten auf den Luftbildern bei stereoskopischer Betrachtung mit größter Genauigkeit möglich ist. Die so erhaltene Aufschlußkarte wurde später am Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen mit Hilfe eines Luftbildumzeichners der Fa. LEITZ auf die vergrößerte Karte der alten Landesaufnahme übertragen. Dabei wurden auch Geländedetails, wie Straßen, Bäche und Häuser, die auf diesen Karten nicht zu finden waren, ergänzt, und unrichtige Einzeichnungen abgeändert.

An dieser Stelle möchte ich allen Damen und Herren, die meine Arbeit unterstützten, meinen aufrichtigen Dank aussprechen. Herrn Direktor Prof. Dr. H. KÜPPER danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit, sowie für deren Drucklegung, außerdem für zahlreiche fachliche Aussprachen am Schreibtisch und im Gelände, nicht zuletzt auch für die Möglichkeit, die abschließenden Begehungen im Sommer 1963 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt durchführen zu können. Meinen Lehrern an der Universität, insbesondere Herrn Prof. Dr. E. CLAR und Herrn Prof. Dr. O. KÜHN, danke ich für mein interessantes Dissertationsthema, die wertvollen Hinweise und die Diskussionen, die ich mit ihnen über dieses Gebiet führen konnte. Mein besonderer Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. H. ZAPFE und Herrn Dr. F. BACHMAYER von der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums, die meine Arbeiten stets mit Rat und Tat unterstützten. Herrn M. BEAUVAIS, Herrn Doz. Dr. E. FLÜGEL, meinem Vater, Dr. K. KOLLMANN und Herrn Prof. Dr. A. PAPP danke ich herzlich für die Bestimmung von Fossilien. Herrn Prof. Dr. A. PAPP danke ich überdies herzlich für seinen Beitrag über die Großforaminiferen des Beckens von Gams. Frau Dr. G. WOLETZ gebührt mein aufrichtiger Dank für die Durchführung zahlreicher Schwermineralanalysen. Den Herren Dr. K. GOHRBANDT, Prof. Dr. W MEDWENITSCH, Dr. R. OBERHAUSER, Prof. G. ROSENBERG und Doz. Dr. A. TOLLMANN danke ich für wichtige Hinweise. Allen Genannten und meinen Kollegen an der Universität danke ich darüber hinaus für wertvolle Aussprachen, bei denen so manches Problem seiner Lösung nähergeführt wurde.

II. Stratigraphie

A. Die Gesteine der Rahmenzone

1. Werfener Schichten

Größere Vorkommen dieser Schichten treten in dem großen Aufbruch östlich der Noth, nördlich des Bergsteins und des Wiedenbergs auf. Kleinere Ausbisse davon waren westlich Kempel, südlich des Bischofbauern, am Bergstein und nördlich des Silbereisenkogels zu finden.

Es handelt sich um eine oftmalige Wechsellagerung violetter und grüner Tonschiefer, die stark glimmerige Schichtflächen aufweisen. Vereinzelt sind auch kalkige Partien zu beobachten. Die Werfener Schichten östlich des Sulzbachers, im N des Bergsteins zeigen eine schwache Blei-Zink-Vererzung an Schichtflächen und Klüften. Nördlich des Wiedenberges waren einige kleinere Schollen von Amphibolit zu finden.

Der Serie der Werfener Schichten gehören auch die kleinen Vorkommen von schmutziggelbem Gips mit grünen Tonschlieren an. Derartige Gesteine konnten westlich des Sattelbauern und südlich des Gehöftes Fluch aufgefunden werden.

Die Werfener Schichten im von mir kartierten Gebiet lieferten keine Fossilien; A. BITTNER (1886) fand jedoch im Salzatal, in der Nordfortsetzung der Aufbruchzone östlich der Noth

Myophoria costata ZENK.

Dies ist eine Leitform des Campil, des höheren Abschnittes der Werfener Schichten.

2. Saalfeldener Rauhwacken (Unteres Anis?)

Über Werfener Schichten treten in der großen Aufbruchszone östlich der Noth und in den beiden Alttriasvorkommen nördlich des Bergsteins und des Wiedenbergs in großer Mächtigkeit Rauhwacken auf. Auch knapp unterhalb des Bergsteingipfels war ein Block dieses Gesteines zu finden. Das Auftreten von Rauhwacken ist im Gelände zumeist schon an zahlreichen Dolinen erkenntlich.

Die Rauhwacken sind immer gelb angewittert, haben aber im frischen Zustand ein schwarzes bis graubraunes Aussehen. Sie enthalten zahlreiche Hohlräume, wodurch das Gestein ein schwammiges Aussehen bekommt. Häufig sind zahlreiche Stückchen von Werfener Schichten oder dunkelgrauen Dolomiten unregelmäßig eingelagert, die Durchmesser bis zu 8 *cm* haben. In den Hangendpartien treten auch mehrmals geringmächtige Lagen stark brecciöser Dolomite auf.

Auf Grund dieses Schichtbestandes scheint die Deutung, die J. PIA (1923) für die Entstehung der Rauhwacke gab, auch zuzutreffen. Nach J. PIA wäre dieses Gestein eine tektonische Bildung, die bei Bewegungen an der Diskontinuitätsfläche zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit entstanden ist. Eine Alterseinstufung erübrigt sich allerdings dann.

3. Gutensteiner Dolomit (Unteres Anis)

Dieses Gestein ist in den Untertriasschollen nördlich des Bergsteins und im Aufbruch östlich der Noth zu beobachten. Die Rauhwacken gehen durch Einlagerung immer mächtigerer brecciöser Dolomitlagen im Hangenden allmählich in Gutensteiner Dolomit über. Dieser ist zumeist schwarz und von zahlreichen weißen Calcitadern durchzogen. In der östlichen Scholle beim Bergstein konnten in den Calcitgängen auch einige Fluoritkristalle gefunden werden. Fossilien treten im Gutensteiner Dolomit von Gams nicht auf. In der Literatur wird das Alter des Gesteines zumeist mit Unteranis angegeben (D. STUR 1871, G. ARTHABER 1906).

4. Wettersteindolomit (Ladin)

Die im S der Gamser Gosau aufgeschobenen Schuppen bestehen zu einem großen Teil aus Wettersteindolomit. Ein kleiner Rest dieses Gesteins ist auch nördlich der Hartl Alm am Nordrand zu finden.

Die Dolomite sind zumeist weiß bis hellgrau und zerfallen in feinsten Grus. Sie bilden dadurch ein sehr auffallendes Oberflächenrelief.

Ein direkter Altersnachweis der Gesteine war nicht möglich. Die meisten Vorkommen zeigen jedoch eine Überlagerung durch sicher karnische Schichten.

5. Schwarze Dolomite (unterstes Karn?)

Im Hangenden der weißen Wettersteindolomite treten im Rauchkogelgraben schwarze, gut gebankte, stark bituminös riechende Dolomite auf. Die Mächtigkeit beträgt etwa 5—10 *m*. Ob die Dolomite dem Ladin oder bereits dem Karn zuzurechnen sind, kann nicht entschieden werden.

6. „Aonschiefer" (Unteres Karn)

Den dunklen Dolomiten liegen zirka 20 *m* mächtige dünnplattige schwarze Kalkschiefer auf, die wegen ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Stellung im Profil schon von E. SPENGLER (1922) als „Aonschiefer" bezeichnet wurden. Fossil wurde bis jetzt keines darin gefunden. Auch am Ostrand der Groß-Reiflinger Scholle beim Uibergang und westlich Gams auftretende schwarzgraue Kalkschiefer wurden als „Aonschiefer" ausgeschieden.

„Aonschiefer" werden in das unterste Karn eingestuft. *Trachyceras aonoides* tritt hier allerdings nicht auf.

7. Halobienschiefer (Unteres Karn)

Im Rauchkogelgraben liegen über den Aonschiefern bis zirka 200 *m* mächtige Halobienschiefer. Es sind dies schwarze Tonschiefer mit muscheligem Bruch. Vereinzelt sind schwarze, nur wenige Zentimeter mächtige Kalklagen mit zahlreichen Crinoidensplittern eingelagert.

Im Streichen zeigen die Halobienschiefer starke Mächtigkeitsunterschiede. E. SPENGLER (1922) beschrieb daher die Umgebung des Buchberges als Deckscholle mit einer Anschoppung von Halobienschiefern im Bereich des Rauchkoglgrabens. Da aber ähnliche starke Mächtigkeitsunterschiede auch von anderen Stellen der Ostalpen beschrieben wurden, an denen sicher keine Anschoppung vorliegt, deutet E. SPENGLER später (1925) die Anreicherung unterkarnischer Tonschiefer als Ablagerungen auf der Riffoberfläche des Wettersteindolomites. Während sich in den Mulden mächtige Tonmergelserien ablagern konnten, blieben die Erhebungen unbedeckt. Damit können wohl die Mächtigkeitsunterschiede am besten erklärt werden. Unwahrscheinlich ist dagegen die Annahme von E. SPENGLER, daß die Wettersteinkalkriffe während des Karn weiterwuchsen. Es ist vielmehr anzunehmen, daß die Riffe durch die Zufuhr terrestrischen Materials mit Beginn des Karn abstarben.

In den Halobienschiefern ist sehr häufig die unterkarnische Leitform

Halobia rugosa GÜMBEL

zu finden, daneben auch große Mengen von Halobienbrut. An der Basis treten verhältnismäßig häufig schlecht erhaltene kleine evolute Ammoniten auf, die aber keinerlei Skulptur aufweisen. Sie erinnern an

Monophyllites sp.

8. Opponitzer Schichten (Tuval)

Unter diesem Sammelbegriff ist eine Serie zusammengefaßt, die über den Halobienschiefern einsetzt. Sie enthält vom Liegenden zum Hangenden

a) schwarze Dolomite
b) Kalksandstein mit Mergellagen
c) „Cidarisdolomite"

a) Schwarze Dolomite

Über den Halobienschiefern des Rauchkoglgrabens liegen 10—30 *m* mächtige schwarze Dolomite, die gegen N und S schnell auskeilen. Sie sind äußerst dünnbankig. Besonders an der Basis kommen vereinzelt Partien vor, die eine Abspaltung in nur wenige Millimeter dicke Platten zeigen. Beim Anschlagen riecht der Dolomit stark bituminös. Das Vorkommen ähnlicher Gesteine an der Basis der Opponitzer Schichten wurde bis jetzt meines Wissens nicht beschrieben.

b) Kalksandstein mit Mergellagen (oberes Karn—Tuval)

Diese Gesteine sind zumeist graubraun angewittert, im frischen Zustand aber dunkelgrau bis schwarz. Die Kalksandsteine sind äußerst dicht und führen vereinzelt Hornsteinknollen. Auf den Schichtflächen treten kohlige Pflanzenreste auf. Die Mergel sind weich und vollkommen sandfrei. Zwei Mergellagen lieferten Ostracodenfaunen, zu denen K. KOLLMANN Stellung nahm:

Probe 1605 enthält:

hh*Tomiella* sp.
h *Cyprididae* glatt, div. sp.
s *Darwinulina* sp.

Diskussion: Sehr individuenreiche, artenarme Fauna, die auf extreme Salinitätsverhältnisse, wohl lokale ? brackische Beeinflussung hinweist. Die Faunengemeinschaft erinnert an ähnliche Biozönosen der ladinischen Partnachmergel, Arlbergschichten und Kössener Schichten des Tirolikums.

Stratigraphie: Aus dieser Fauna sind keine stratigraphischen Schlüsse zu ziehen.

Eine weitaus reichhaltigere Fauna lieferte ein Aufschluß, der etwas höher im Profil liegt:

5 *Bairdia* sp.
6 *Cytherella* oder *Cavellina* sp. (hauptsächlich Bruchstücke)
3 *Cytherelloidea raibliana* (GÜMBEL)

2 *Paracytheridea*-ähnliche Form (gen. et. sp. indet.)
1 *Progonocytheridarum* gen. et sp. indet. mit Grübchenskulptur
5 *Cyprididae* ? glatt
8 *Tomiella* sp. klein (Kümmerform der in Probe 1605 vorkommenden Form ?)

Diskussion: Gegenüber der Probe 1605 treten die auf abweichende Salinität hinweisenden Formen (*Tomiella* sp. und glatte Cyprididae) an Häufigkeit zurück und sind kleinwüchsig. Die übrige Fauna ist rein marin.

Stratigraphie: Für oberkarnisches Alter (tuvalisches Alter) spricht *Cytherelloidea raibliana*, die im Typprofil von Raibl an der Grenze zwischen den Raibler Schiefern und den Torer Kalken vorkommt. „*Progonocytheridarum* gen. et sp. indet." wurde von K. KOLLMANN häufig in den tuvalischen Kreuzbergschichten am Fuße des Kreuzkofels (bei Petraces-Südtirol) festgestellt.

Die Mergellagen lieferten außerdem die kleinwüchsigen Gastropoden
Actaeonina alpina KLIPSTEIN
Coelostylina conica MÜNSTER

Beide Formen sind aus den Südalpen bekannt. Während *Actaeonina alpina* nach C. DIENER (1926) bis jetzt nur in karnischen Schichten aufgefunden wurde, wurde *Coelostylina conica* aus dem Ladin und Karn beschrieben. Die Einstufung in das Obere Karn mit Ostracoden stimmt mit den stratigraphischen Aussagen der Makrofossilien überein, die an anderen Lokalitäten in den Opponitzer Schichten gefunden wurden.

c) „Cidarisdolomite"

Diese Gesteine schließen im Rauchkoglgraben an die dunklen Kalksandsteine nach oben hin an. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 20—30 *m*. Es sind zumeist dunkelbraune, manchmal auch schwarzgraue Dolomite, die fast vollständig aus Crinoidensplittern und Seeigelstacheln bestehen. Diese sind an der gelb angewitterten Außenseite gut herausgewittert. Bestimmbare Fossilien konnten nicht gefunden werden.

9. Lunzer Schichten (Karn im allgemeinen)

Zwischen den Dolomiten der mittleren Schuppe der Schuppenzone im SE-Teil der Hinteren Gams sind Rollstücke eines dunkelgrauen, stark glimmerigen Sandsteins in Verband mit schwarzen Tonen zu finden. Auf Grund des Aussehens und ihrer stratigraphischen Stellung im Profil wurden diese Gesteine als Lunzer Schichten ausgeschieden.

10. Der Hallstätter Kalk des Bergsteins (Karn)

Am Bergstein, südlich Gams treten rote und weiße harte Kalke auf, die dem Aussehen nach eine große Ähnlichkeit mit den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes zeigen. Eine Niveaubeständigkeit der roten und weißen Partien konnte nicht festgestellt werden.

Insgesamt treten sechs Schollen unterschiedlicher Größe dieses Gesteines auf. Die größte davon, die nördlich unterhalb des Bergstein-Gipfels liegt, zeigt eine Längserstreckung von etwa 900 *m*. Bestimmbare Fossilien konnten nur in dieser Scholle gefunden werden. Östlich des Bergstein-Gipfels (Aufschluß 1412) tritt eine Lumachelle auf, die massenhaft

Halobia transversa GEMMELARO

enthält. Diese Art wird von G. GEMMELARO (1882) aus den karnischen Kalken des Monte Irione in Sizilien angeführt. In einem Aufschluß, nördlich des Bergsteingipfels, fand ich

Halobia aff. *landlensis* KITTL
Halobienbrut (massenhaft)

Halobia landlensis wurde von E. KITTL (1912) von den Hallstätter Kalken des Bergsteins beschrieben. E. KITTL führt weiters von hier an:

Halobia lenticularis GEMM.
Halobia styriaca MOJS.
Halobia arthaberi KITTL
Halobia cf. *austriaca* MOJS.
Halobia bittneri KITTL
Halobia cf. *tropitum* KITTL
Halobia cf. *parasicula* KITTL
Halobia miesenbachensis KITTL
Halobia disperseinsecta KITTL
Posidonia praealpina KITTL

Diese Arten sind teilweise unterkarnisch und teilweise oberkarnisch. Mit Cephalopoden konnte von A. BITTNER allein das Obere Karn nachgewiesen werden. Er führte folgende Arten aus den Hallstätter Kalken des Bergsteins an:

Tropites sp.
Sagenites cf. *eximius* MOJS.
Trachyceras div. sp.
Arcestes div. sp.

Nach E. v. MOJSISOVICS, dem A. BITTNER diese Faunen vorlegte, gehören diese dem subbullatus-Niveau des Karn an.

Da aus dem Hallstätter Kalk des Bergsteins Unter- und Oberkarn beschrieben sind, ist dieses Gestein den Halobienschiefern und Opponitzer Schichten der Einheit, der es aufliegt, stratigraphisch äquivalent. Die Deckschollennatur ist daher vollkommen gesichert.

11. Hauptdolomit (Nor)

Der Hauptdolomit ist in der Rahmenzone der Gamser Gosau sehr weit verbreitet. Im N tritt er unter den Dachsteinkalken des Akogls und an der, der Groß-Reiflinger Scholle angehörenden Steinwand auf. An der Südseite überlagert er die karnischen Schichten des Rauchkoglgrabens und bildet die Mittagskogln, den Goßkogl und den östlichen Teil des Bergsteins.

Über den Cidarisdolomiten ist der Hauptdolomit braungrau oder mittelgrau. Gegen das Hangende zu wird er hellgrau und ebenso wie der Wettersteindolomit stark brecciös. Im Hangenden nimmt der Ca-Gehalt des Hauptdolomits stark zu. Er ist hier zumeist weiß oder rosa, und zeigt bereits große Ähnlichkeit mit dem Dachsteinkalk. Durch eine weitere Zunahme des Ca-Gehaltes geht der Hauptdolomit in Dachsteinkalk über. Dies ist nördlich des Bergsteins und am Akogl zu beobachten. Der Übergang am Bergstein erfolgt im Streichen.

12. Dachsteinkalk (Obernor—Rhät)

Dieses Gestein ist am Nordrand am Anerlbauerkogls, am Akogl und in einer schmalen Lamelle an der Nordwestbegrenzung, am Südrand am Wiedenberg und in der Schuppenzone im SE des Kartierungsgebietes in der mittleren Schuppe entwickelt.

Von den kalkigen Dolomiten unterscheidet es sich durch eine größere Zähigkeit und durch die Farbe. Im Liegenden sind die Kalke zumeist graubraun. Gegen das Hangende werden sie gelbbraun oder rötlichbraun. Am Akogl sind in den Hangendpartien auch vereinzelt von Calcit auskristallisierte Korallen zu finden. Die Kalke sind hier zumeist dünnbankig und zeigen vereinzelt dünne Lagen grüner Mergel. Diese waren vollkommen fossilfrei. Aus „mergelknolligen Kalken" des Dachsteinkalkes des Anerlbauerkogls beschrieb aber A. BITTNER (1885) eine kleine Fauna, die folgende Formen enthält:

Spirigerina austriaca SUESS
Terebratula gregaria SUESS
Plicatula intusstriata EMMR.
Lima sp.
Pecten cf. *acuteauritus* SCHAFH.

Auf Grund dieser Fauna können die Dachsteinkalke in das Rhät eingestuft werden. Da sie aber aus dem höchsten Anteil des Dachsteinkalkes stammt, ist es durchaus möglich, daß ein Teil dieses Gesteines auch obernorisches Alter aufweist.

13. Hierlatzkalk (Lias)

Der Hierlatzkalk ist die tiefste jurassische Ablagerung. Dieses auffallende Gestein tritt am Anerlbauerkogl über Dachsteinkalk und östlich des Bergsteins über Hauptdolomit auf. An der Westseite des Bergsteins liegen kleine Linsen den Dachsteinkalken auf. Die lithologische Ausbildung ist überall gleich. In einer roten oder rotbraunen Grundmasse tritt ausschließlich Crinoiden-Häcksel auf.

Die Mächtigkeit schwankt sehr stark. Dies wurde schon von G. GEYER (1884) im Toten Gebirge beobachtet und als Sedimentation auf eine bereits erodierte Dachsteinkalk-Oberfläche erklärt. A. TOLLMANN (1960) wies darauf hin, daß der Hierlatzkalk eine

Flachwasserablagerung ist, die auf hochaufragende Stellen im liassischen Dachsteinkalkrelief sedimentiert wurde.

Andere Fossilien als Crinoidensplitter treten in den Hierlatzkalken von Gams nicht auf. Das Alter wird ansonsten mit unterem bis mittlerem Lias angegeben.

14. Weißer Klauskalk (Dogger)

Das Gestein tritt in einigen Linsen über dem Hierlatzkalk des Anerlbauerkogls auf. Zum Teil liegt es auch direkt über dem Dachsteinkalk.

Die Kalke sind weiß bis hellgelb und bestehen fast vollständig aus

Posidonia alpina GRAS.

Weiße Kalke mit dieser Muschel wurden von A. OPPEL (1863) aus den ansonsten roten Klauskalken verschiedener Lokalitäten beschrieben (Hallstatt, Füssen). Wir mir Herr Prof. G. ROSENBERG mitteilte, werden weiße Kalke mit *Posidonia alpina* daher als „Weißer Klauskalk" bezeichnet.

Ich konnte die Posidonien aus Gams mit der von F. WÄHNER (1903) in Adneth aufgesammelten *Posidonia bronni* VOLTZ vergleichen. Der Unterschied zwischen den Formen besteht darin, daß *P. alpina* einen weit nach vorne gerückten Wirbel besitzt und daher stark asymmetrisch ist, *P. bronni* jedoch nahezu vollkommen zweiseitig symmetrische Klappen besitzt.

Posidonia alpina ist eine Leitform für den Dogger. Die geringmächtigen Weißen Klauskalke sind daher die einzigen Gesteine aus der Umgebung von Gams, die sicher in den Dogger einzustufen sind.

15. Bunte Jurakalke (Dogger—Malm)

Am Anerlbauerkogl liegen über dem Weißen Klauskalk und den Hierlatzkalken, bei deren Fehlen aber auch direkt über dem Dachsteinkalk gut gebankte, bunte Kalke. Hornstein tritt nur ganz vereinzelt auf. Fossilien konnten keine gefunden werden.

16. Oberalmer Schichten (Malm)

Oberalmer Schichten liegen am Nordrahmen der Gamser Gosau den Dachsteinkalken des Akogls und den bunten Kalken des Anerlbauerkogls auf. Die Plassenkalke, die die Gosauschichten im N der Hinteren Gams begrenzen, werden von Oberalmer Schichten unterlagert.

Es sind dies graubraune, manchmal auch rötlich gefärbte, gut gebankte grobkörnige Kalke, die zumeist zahlreiche Hornsteinknollen führen.

Die Oberalmer Schichten sind zumeist sehr schlecht aufgeschlossen. Der Waldboden ist dann übersät mit dunkelrot angewitterten kantigen Hornsteinen. Bei noch stärkerer Verwitterung werden die Hornsteine gelbbraun und sehr porös, und zerfallen schließlich.

In der südlichen Rahmenzone der Gamser Gosau sind über den Dachsteinkalken und Hierlatzkalken häufig Zonen mit Hornsteinen zu finden. Aus Analogiegründen wurden diese Zonen auf der Karte auch als Oberalmer Schichten ausgeschieden. Selbstverständlich kann nicht mit Sicherheit behauptet werden, daß es sich hier wirklich um das Verwitterungsprodukt dieses Gesteines handelt.

Das eine, nur zirka 5 *m* mächtige Vorkommen, liegt nordöstlich des Bergsteins über Hierlatzkalk, und wird überlagert von „Fleckenmergel". Die andere Zone mit starker Hornsteinführung, die wesentlich mächtiger ist, liegt den Dachsteinkalken und Linsen von Hierlatzkalk westlich des Bergsteins auf.

A. BITTNER (1890) führte den Fund von Perisphincten aus den Oberalmer Schichten der Umgebung von Gams an. Das Alter der Oberalmer Schichten wird von F. BACHMAYER (in O. KÜHN 1960) mit Malm angegeben.

17. Massige Kalke (Malm)

Im gut erschlossenen Profil der Noth liegen über den Oberalmer Schichten noch massige, braune oder graue Kalke von geringer Mächtigkeit.

18. Plassenkalk (Tithon—Neokom)

Im N der Hinteren Gams liegen über den Oberalmer Schichten dichte Kalke, die zumeist vollkommen weiß sind. Nur an der Basis ist eine hellbraune Färbung zu beobachten. An der Grenze gegen die Gosauschichten treten häufig brecciöse Lagen mit rosa Bindemittel auf. Im Bereich des Arzbergs führt der Plassenkalk an der Trennfuge gegen die überlagernden Gosaukalke eine reiche Siderit-Vererzung. Die zahlreichen Pingen in diesem Gebiet weisen ebenso wie der Name des Berges darauf hin, daß die Erze früher abgebaut wurden.

Schon von A. BITTNER wurde der Kalk mit dem des Plassen bei Hallstatt verglichen, da er darin einige Nerineen fand. Ich konnte stark auskristallisierte unbestimmbare Korallen und einige Hydrozoen finden, die Herr Doz. Dr. E. FLÜGEL bestimmte:

Ellipsactinia caprense CANAVARI
Ellipsactinia ellipsoida STEINMANN

Bei diesen Formen handelt es sich wahrscheinlich um ökologische Formtypen. Ihr bisheriges Vorkommen wird von Doz. E. FLÜGEL aus dem Tithon-Hauterive-Barreme von Slovenien, Kroatien, Serbien und Montenegro, und aus dem Tithon von Stramberg, Ernstbrunn, Mittelitalien und Capri angegeben. Die Plassenkalke von Gams können daher in das Tithon-Neokom eingestuft werden.

19. „Fleckenmergel" (Unterkreide ?)

Über den Hierlatzkalken und den hornsteinreichen Schichten östlich des Bergsteingipfels liegen in großer Mächtigkeit schwarzgraue Sandsteine und sandige Mergel. Obwohl derartige sandige Sedimente für Fleckenmergel uncharakteristisch sind, wurden sie von O. AMPFERER auf der Karte als Fleckenmergel ausgeschieden. Eine Einstufung der Gesteine muß aber offen bleiben, da weder Makrofossilien gefunden wurden noch in Schlämmproben Mikrofossilien enthalten waren. Vermutlich handelt es sich hier um Gesteine der Unterkreide.

B. Gosauschichten

Die Gosauschichten umfassen Ablagerungen der Oberkreide und des Alttertiärs. Von R. BRINKMANN (1934, 1935) und O. KÜHN (1947) war ihr gesamter Schichtumfang in die Oberkreide gestellt worden. Erst in den letzten Jahren gelang der zusätzliche Nachweis von Alttertiär mit Hilfe von planktonischen Foraminiferen und Großforaminiferen.

Die hier wiedergegebene Zonengliederung der Gosauschichten von Gams wurde bereits von H. A. KOLLMANN (1963) beschrieben. Dabei wurde versucht, diese auf andere Gosaubecken zu übertragen. Geringfügige Änderungen gegenüber dieser früheren Arbeit sind auf neue Fossilfunde und erst jetzt zur Verfügung stehende Literatur zurückzuführen. Bei einer derartigen Gliederung kann naturgemäß nur ein verhältnismäßig enger Raum erfaßt werden. Ökologisch bedingte Veränderungen in den Faunen können daher nicht immer ausgeschaltet werden; es handelt sich daher nur um eine örtliche Unterteilung der auf der ganzen Welt aufgefundenen stratigraphischen Großeinheiten. Für die Zonen wurden Symbole eingeführt. Diese sind nur teilweise den von anderen Autoren in anderen Tertiär-Kreideprofilen verwendeten Symbolen gleichwertig. Auf deren gegenseitige Beziehungen wird bei Besprechung der einzelnen Zonen im Text hingewiesen.

Die Schichtfolge umfaßt folgende Abschnitte: Basisablagerungen unbekannter Altersstellung, Schichten mit Globotruncana concavata, die zu einer „concavata-Zone" zusammengefaßt werden. Darüber folgt der Tiefere Mergelkomplex mit Schichten des Untercampans und des tieferen Obercampans. Die darüber einsetzenden Nierentaler Schichten s. l. reichen bis in das untere Paleozän III hinauf. Die höchsten Ablagerungen werden vom „Breccien-Sandsteinkomplex" und darüberfolgenden Tonmergeln gebildet. Die Gliederung der Kreideablagerungen wurde mit Globotruncanen durchgeführt, die des Alttertiärs mit Globigerinen und Globorotalien.

1. Basisbildungen

a) Konglomerate und Sandstein

Die tiefsten Ablagerungen der Gosau liegen im Westteil des Beckens den Trias- und Jurakalken des Akogls, des Anerlbauerkogls und des Bischofbauerkogls auf. An der Basis der Gosauschichten sind nur ganz vereinzelt „Grundkonglomerate" aufgeschlossen. Diese enthalten größtenteils aufgearbeitetes Material der näheren Umgebung und des Untergrundes, daneben aber auch gut gerundete dunkelgrüne Quarzporphyrgerölle, die in der Literatur zumeist als Exotische Gerölle bezeichnet sind. Am Weg Gamsbauer—Akoglbauer treten, zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk eingesenkt, Konglomerate mit rotem Bindemittel auf. Weiters finden sich Konglomerate westlich und südwestlich des Bischofbauerkogls. Diese bestehen größtenteils aus aufgearbeiteten Oberalmer Schichten, die ja ihr normales Liegendes bilden, vereinzelt treten auch Exotische Gerölle auf. Das Bindemittel ist hier grau.

Am Nordrand der Hinteren Gams treten an einigen Stellen bunte Konglomerate auf, die mit den Basisbildungen im Westteil des Beckens parallelisiert werden. Ihre Mächtigkeit beträgt im Grimpenbach zirka 70 *m*, im Bach nördlich Kote 686 etwa 60—70 *m* (siehe Detailprofil). Dieser Konglomerat-Zug setzt sich gegen W bis in den Ostlauf des Baches nördlich Bachbauer fort, wo er unter den überlagernden Mergeln des Campan verschwindet. Ansonsten fehlen Basisschichten an der Nordseite der Hinteren Gams entweder primär, oder sie stehen nach der Absenkung der Gosauschichten am Plassenkalk nicht mehr an der Oberfläche an.

Im Bach nördlich Kote 686 bestehen die Geröllkomponenten zum allergrößten Teil aus Plassenkalk, Oberalmer Schichten und isolierten Hornsteinen. Im Bach nördlich Bachbauer sind die Gerölle häufig mit Limonitkrusten überzogen. Im Aufschluß 171 (Bach nördlich Bachbauer) liegen in Taschen des Konglomerates und darüber rote weiche Mergel mit Geröllen, die eine Aufarbeitung der tieferen Schichten anzeigen. Die Konglomerate sind daher bei einem früheren Vorstoß entstanden als die Mergel. Außerdem zeigen die Konglomerate ein anderes Einfallen als die darauf liegenden Campan-Mergel und ragen zum Teil mit ihren Schichtköpfen in die Hangendschichten. Für eine Parallelisierung mit den Basisschichten im W sprechen aber vor allem die schwarzen Sande und Sandsteine mit Exotischen Geröllen und zahlreichen Makrofossilsplittern, darunter einer *Actaeonella* sp., die nur 25 *m* südlich des anstehenden Konglomerates an einem Bruch an die Oberfläche gebracht werden (Aufschlüsse 335 a, 336 a,

336 b). Ähnliche Gesteine treten sonst in Gams nie im Obercampan auf; sie zeigen starke Kreuzschichtung und sind auch auf Grund ihrer Fossilführung als Sedimente des Flachwassers zu erkennen, während die Mergel des Campan Ablagerungen tieferer Regionen sind.

Einen guten Einblick in eine andere Entwicklung der Basisbildungen gewährt auch ein von C. PETERS (1852) veröffentlichtes Stollenprofil eines alten Bergbaues beim Gallerbauern, das dieser von einem Bergverweser aus Vordernberg bekommen hatte. Danach wurde zirka 9,5 *m* vor dem Anfahren der Kalke des Akogls ein großes „Alpen-Kalk"-Geröll im Sandstein gefunden, sonst aber keinerlei gröbere Sedimente. Die tiefsten Ablagerungen wären hier zirka 40 *m* mächtige Sandsteine. Bei der Obertagkartierung konnte ich zumeist nur Blöcke von mittel- bis dunkelgrauem porösem Sandstein auffinden. Fossilien konnten keine gefunden werden und sind auch nicht in der Literatur angegeben.

b) Oolithe des Grimpenbaches

Bei der Bergstation der Holzseilbahn am Grimpenbach ist der Boden mit zahlreichen Rollstücken eines braunroten Oolithes übersät. Dieser Eisen-Oolith liegt dem Plassenkalk auf. Da weniger als 1 *km* östlich davon die Siderite des Arzberges in den höchsten Partien des Plassenkalkes auftreten, ist die Bildung der Eisen-Oolithe durch Ausfällung der dort, und in anderen, jetzt nicht mehr vorhandenen Vorkommen gleicher Stellung gelösten Eisenminerale wahrscheinlich. Die Vererzung des Plassenkalkes müßte dann noch vor Ablagerung der Gosauschichten stattgefunden haben. Da es sich aber bei den Oolithen um ein isoliertes Vorkommen handelt, läßt sich das Alter nicht angeben. Möglicherweise besteht aber eine altersmäßige Verbindung mit den teilweise stark limonitischen Konglomeraten im Bach nördlich Bachbauer, die dort ebenfalls dem Plassenkalk aufliegen.

2. „concavata"-Zone

a) Kohleführende Mergel

Aus dem Hangenden der Sandsteine gibt C. PETERS ein 13—25 *cm* starkes Kohleflöz an. Darüber folgen graue Mergel bis zum Stollenmund (siehe Gesamtprofil). Die zahlreichen Schürfe, die sich, genau im Streichen aneinandergereiht, vom Gamsbauer bis oberhalb des Forsthauses dahinziehen, wurden nach diesem Flöz angelegt. Die zwei Einbaue, die zirka 200 *m* westlich des Noth-Ausganges liegen, wurden erst nach dem zweiten Weltkrieg angelegt, um dort das zirka 25 *cm* mächtige Braunkohleflöz zu gewinnen. Auch die alten Bergbaue im Haspelgraben liegen in der gleichen Flözzone [1]).

---

[1]) Die Geschichte des Bergbaues von Gams geht bis in das 15. Jahrhundert zurück. Am Akogl-Westhang und im Haspelgraben besaß das Stift Admont Schürfe nach Gagat, der früher häufig als Schmuckstein verwendet wurde und in Gams hauptsächlich in den Hangend- und Liegendpartien des Flözes auftritt. Gagat bildete sich aus Triftholz, das beim Inkohlungsprozeß mit bituminösen Stoffen durchtränkt wurde. W. FREH (1956) gibt einen Überblick der Geschichte des Gagatbergbaues in den Ostalpen. Der Bergbau von Gams scheint demnach 1414 erstmalig in den Urkunden des Stiftes Admont auf. Der Abbau endete 1559, wahrscheinlich wegen Absatzschwierigkeiten.

Die Mergel im Hangenden des Kohleflözes sind sandig und von grauer bis braungrauer Farbe; sie enthalten neben kohligen Pflanzenresten auch zahlreiche Molluskenschalen. Im Stollen beim Gallerbauern betrug die Mächtigkeit der Mergel nach C. PETERS zirka 75 *m*. Ich selbst fand diese Mergel nur an drei Stellen anstehend (westlich Gamsbauer und am Weg Gamsbauer—Akoglbauer in den Aufschlüssen 1540, 1544, 1545). Weiter östlich sind die Mergel vollständig von Vegetation und Hangschutt überdeckt. Wie aus den Profilen durch den Straßenanriß ersichtlich ist, fehlen sie in den Aufschlüssen 6 und 7 westlich der Noth. Zwischen Gallerbauer und dieser Gruppe von Aufschlüssen müssen daher die Mergel auskeilen oder sich mit den Sandsteinen der Basis verzahnen. Beides ist bei so seichten Bildungen, wie sie Sandstein und Mergel sicher sind, durchaus möglich, aber wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zu entscheiden. Auf die Bildungstiefe wird später noch eingegangen.

Aufschluß 1545, am Weg Gamsbauer—Akoglbauer lieferte eine reiche Foraminiferenfauna. An Hauptdolomit tektonisch angepreßt und stark verruschelt treten hier sandige, braungraue Mergel mit folgender Fauna auf:

Tritaxia tricarinata (REUSS)
Dorothia pupoides (d'ORB.)
Marssonella oxycona (REUSS)
Clavulina angularis (d'ORB.)
Robulus sp.
Globotruncana angusticarinata GAND.
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana coronata (BOLLI)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Schon im vorigen Jahrhundert waren von den Bearbeitern der Gamser Gosau am Akogl große Faunen aufgesammelt worden. C. PETERS (1852) und A. E. REUSS (1854) beschrieben Faunen von der Halde beim Gallerbauer und D. STUR (1871) von einer Halde beim Gamsbauer. Bei der Neuaufnahme lieferte Aufschluß 1540 an der Straße Gamsbauer—Akoglbauer eine Fauna mit:

Chlamys (Pseudamussium) exilis (REUSS)
Purpuroidea reussi HOERNES
Glauconia (Glauconia) kefersteini (MÜNSTER)
Glauconia (Gymnentome) renauxiana (d'ORB.)
Procerithium (Rhabdocolpus) provinciale (d'ORB.)
Pyrazus (Pyrazus) hoeninghausi (GOLDF.)
Pyrazus (Echinobathra) simonyi (ZEK.)
Clava (Semivertagus) tenuisulca (REUSS)
Ampullina (Pseudamaura) bulbiformis (SOW)
Amaurellina (Amaurellina) exaltata (GOLDF.)

Von K. KOLLMANN wurden außerdem folgende Ostracoden bestimmt:

Cytherella div. sp.
Schuleridea ? sp.
div. Ostrac. indet. (glatte Formen)

Auf einer Halde südlich des Gallerbauern (Punkt 1571) liegen neben vielen Kohlestückchen

Phyllosmilia aegiale FELIX
Glauconia (Glauconia) kefersteini (MÜNSTER)
Glauconia (Gymnentome) renauxiana (d'ORB.)

Sowohl Makro- als auch Mikrofossilien zeigen einen vollmarinen Ablagerungsraum an. Chlamys tritt nur im durchlichteten Bereich auf. Das Verbreitungsmaximum liegt in Tiefen um 30 *m*. Ebenso kommen Korallen fast nur in Tiefen bis zu 40 *m* vor. Die angeführte Fauna spricht daher für vollmarine Ablagerungen mit Tiefen bis zu 40 *m*.

Stratigraphie: Wie schon früher (H. A. KOLLMANN, 1963) festgestellt, ist es nicht möglich, die Foraminiferen-Fauna in eine der Unterstufen der Oberkreide einzuordnen, da spezielle Leitformen des Coniac, Santon oder Campan fehlen. Da der tiefere Profilabschnitt im Becken von Gams jedoch reichlich *Globotruncana concavata* enthält, wurde eine concavata-Zone eingeführt. Entsprechend den Angaben von F. DALBIEZ (1955), I. de KLASZ (1956) und H. BOLLI (1957) setzt diese Form und damit die nach ihr benannte Zone im obersten Coniac ein. Nach F. T. BARR (1962) ist diese Form jedoch in der Oberkreide der Isle of Wight, England, nur auf das Coniac beschränkt. Sie tritt dort in den Zonen des Micraster *cor-testudinarium* und im tieferen Abschnitt der Zone des *Micraster coranguinum* auf. Da aber auch *Globotruncana coronata*, die im übrigen Tethysbereich bis in das Untercampan hinaufreicht, auf der Isle of Wight im gleichen Bereich aussetzt, ist das frühzeitige Verschwinden der Form dort wahrscheinlich ökologisch bedingt.

Die Zone endet mit dem ersten Einsetzen der einkieligen Globotruncanen, das an der Grenze Santon—Campan erfolgt. Ein gemeinsames Auftreten von Globotruncana concavata und einkieligen Formen konnte in Gams außerdem nicht beobachtet werden, wurde jedoch in der bayerischen Oberkreide von I. de KLASZ (1956) und D. HERM (1962) festgestellt.

Eine genauere Einstufung der Mollusken ist bei dem jetzigen Stand der Kenntnisse nicht möglich. Einerseits sind einige Formen bis jetzt nur aus Gams angeführt, andererseits ist die stratigraphische Reichweite vieler Gastropoden und Bivalven unbekannt.

b) Sande und Sandsteine im Hangenden der kohleführenden Mergel

Über den kohleführenden Schichten der Vorderen Gams setzen wieder dunkelgraue Sande und Sandsteine mit Lagen von groben Exotischen Geröllen ein. Diese Schichten führen reichlich Makrofossilien, und wurden daher im vorigen Jahrhundert von den Geologen immer wieder beschrieben und untergliedert (A. MORLOT, 1850; C. PETERS, 1852; A. E. REUSS, 1854; D. STUR, 1871; A. REDTENBACHER, 1874). Der Gesteinszug setzt nördlich Gams ein, und streicht, zuerst an der Nordseite des Gamsbaches, gegen SE, wo er im ehemaligen Steinbruch von Gams abgebaut wurde. Dann überquert er den Gamsbach und ist zusammenhängend noch bis zum Westende der Noth zu verfolgen. Südlich der Noth ist der Gesteinskomplex durch NW—SE-streichende Brüche mehrmals versetzt, ist aber noch weiter gegen E bis zum Auf-

bruch von Alttrias vorhanden. Auch zwischen dem Dachsteinkalk des Akogls und der Alttrias östlich der Noth sind Sandsteine mit Actaeonellen eingeklemmt, die höchstwahrscheinlich auch diesem Gesteinskomplex zuzurechnen sind. Ein weiteres kleines Vorkommen von petrographisch gleichen Sandsteinen konnte nördlich Kohlhuber, zwischen Werfener Schichten und Plassenkalk eingepreßt, aufgefunden werden. Die normale Mächtigkeit der Sande und Sandsteine beträgt 350—400 *m*.

Foraminiferen lieferten nur wenige Proben, die aus Mergellagen innerhalb der Sandsteine entnommen wurden. Aufschluß 1296 enthält dunkelgraue, stark sandige Mergel mit:

Sandschaler
Robulus sp.
Globotruncana angusticarinata GAND.
Globotruncana ex aff. *concavata* (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana coronata (BOLLI)

Im Hangenden der Kohle treten östlich der Noth in großer Mächtigkeit Schichten mit Korallen, Bivalven und Gastropoden auf (siehe Detailprofil durch den Aufschluß 6). Die Schichtfolge besteht dort vom Liegenden zum Hangenden aus:

0·25 *m* weiche Braunkohle
40 *m* Sandstein und dunkelgrauer grobkörniger Sand mit *Actaeonella (Trochactaeon) lamarcki* SOW.
3 *m* Riffkörper mit Rudisten:
Hippurites (Vaccinites) sulcatus DEFR.
Hippurites (Vaccinites) gosaviensis DOUV.
6 *m* dunkelgrauer Sandstein mit *Actaeonella (T.) lamarcki*
0·9 *m* dunkelgrauer grobkörniger Sand mit *Actaeonella (T.) lamarcki* und vereinzelten Exemplaren von *Nerinea (Simploptyxis) pailletteana* d'ORB. und der ästigen Koralle *Cladocora tenuis* REUSS
1 *m* dunkelgrauer Sand mit zahlreichen Stücken von *Nerinea (S.) pailletteana* d'ORB. und wenigen kleinwüchsigen Exemplaren von *Actaeonella (T.) lamarcki*
32 *m* dunkelgrauer Sand und Sandstein mit *Actaeonella (T.) lamarcki*
0·5 *m* sandiger Mergel mit der Koralle *Elephantaria lindstroemi* OPPENH.
3·5 *m* dunkelgrauer Sandstein
2 *m* Riffkörper mit *Hippurites (V.) sulcatus*
Grauer Sandstein

Zwei getrennte Züge von Hippuritenkalk sind bis auf die Nordseite des Gamsbaches zu verfolgen. Auch im Haspelgraben, dem Ost-Seitenbach des Sulzbachgrabens, sind zwei übereinanderliegende Linsen von Kalken mit

Hippurites (Vaccinites) sulcatus DEFR.
Radiolites sp.

zu beobachten (Aufschlüsse 1450, 1452). Das von G. POKORNY (1959) und U. WILLE (1963) angeführte Vorkommen von *Hippurites exaratus* ZITTEL in Gams kann nicht bestätigt werden.

Das Profil östlich der Noth ist für die Erforschung der Ökologie der Lebensräume von Hippuriten, Nerineen und Actaeonellen von großer Bedeutung, und wurde daher schon mehrfach in der Literatur erwähnt (C. PETERS, 1852; A. E. REUSS, 1854; H. ZAPFE, 1937; L. TIEDT, 1958; G. POKORNY, 1959).

Sowohl Hippuriten als auch Actaeonellen und Nerineen sind Bewohner des Seichtwassers. Dies ist aus der Dickschaligkeit, und an dem häufigen Befall von Bohralgen und Bohrschwämmen, wie sie in rezenten Meeren nur in geringen Wassertiefen auftreten, zu schließen (F. SCHREMMER, 1954). Auch die regellose Einbettung der Nerineen und Actaeonellen weist auf Ablagerung im Strandbereich hin.

Die Actaeonellen werden von F. STOLICZKA (1865) und G. POKORNY (1959) als Bewohner des Brackwassers bezeichnet, da sie zumeist in der Nähe von Kohleflözen auftreten. Auch H. ZAPFE (1937) nimmt für die Actaeonellenschichten der Noth Entstehung im Brackwasser an, da derartige Massenvorkommen einzelner Arten für diesen Ablagerungsbereich sehr charakteristisch sind. Das schon von F. STOLICZKA erwähnte gemeinsame Vorkommen dieser Gastropoden-Gattung mit Korallen beweist aber, daß sie auch teilweise in den vollmarinen Bereich hineingehen. Gleiche Verhältnisse zeigt auch die 0·9 *m* mächtige Lage des Profils östlich der Noth, wo *Actaeonella lamarcki* zusammen mit *Cladocora tenuis* und *Nerinea pailletteana* zu finden ist. Es muß sich hier um eine Salinitätszunahme gegenüber dem Liegenden handeln. Ebenso konnten R. OBERHAUSER und K. KOLLMANN (in B. PLÖCHINGER, 1961) in Schichten mit Actaeonellen der kohleführenden Serie der Grünbacher Gosau Mikrofaunen feststellen, die auf küstennahe, aber vollmarine Lebensräume schließen lassen. Hippuriten kommen in Bereichen stärkerer Salinität vor (H. ZAPFE, 1937; U. WILLE, 1963). Sie wurden bisher niemals zusammen mit Actaeonellen gefunden. Das dreimalige Einsetzen von Hippuriten-Riffen, die immer wieder von Sanden und Sandsteinen mit Actaeonellen abgelöst werden, zeigt daher eine dreimalige Zu- und Abnahme der Salinität zur Zeit der Ablagerung an. Wesentlich unempfindlicher gegen einen Wechsel im Salzgehalt scheint dagegen Nerinea pailletteana zu sein, die einerseits in Gams zusammen mit Actaeonellen, andererseits in Grünbach auch gemeinsam mit Hippuriten auftritt (J. CZJZEK, 1851). Allerdings scheint der Lebensraum der Nerineen atypisch für den der Actaeonellen zu sein, da letztere in diesem Bereich wesentlich kleiner als in den Schichten sind, in denen sie allein auftreten. Das Lebensoptimum der Nerineen muß daher auch bei stärkerer Salinität liegen als das der Actaeonellen.

Auch am Akogl-Abhang konnten in der Sandsteinzone zahlreiche Fossilien gefunden werden. Durch den Bau einer neuen Straße wurden dort einige neue Aufschlüsse geschaffen:

Punkt 1671 lieferte braungraue, stark bituminöse Kalke mit Pflanzenresten. Aufschluß 1673, der etwa 50 *m* östlich davon liegt, führt

Hippurites (Vaccinites) sulcatus DÉFR.

Punkt 1672 (S Gallerbauer) enthält die Mollusken

Nerinea (Simploptyxis) pailletteana d'ORB.
Turbonilla (Turbonilla ?) nov. sp.

Ampullina (Pseudamaura) bulbiformis (SOW.)
Actaeonella (Actaeonella) laevis (SOW.)
Actaeonella (Trochactaeon) cf. crisminensis CHOFFAT
Pterotrigonia scabra LAM.

Aufschluß 1668 (S Gallerbauer) enthält neben stark abgerollten Coralla von

Heliastraea lepida REUSS

zahlreiche Exemplare von

Actaeonella (Trochactaeon) lamarcki SOW.
Actaeonella (Trochactaeon) goldfussi d'ORB.

Neben einigen Aufschlüssen, die vor allem Actaeonellen lieferten, führt Punkt 1284 eine reiche Fauna:

Heliastraea lilli REUSS
Diploctenium lunatum BRUG.
Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus MÜNSTER
Nerinea (Simploptyxis) buchi (KEFERST.)
Nerinea (Simploptyxis) ampla (MÜNSTER)
Actaeonella (Actaeonella) laevis (SOW.)
Actaeonella (Actaeonella) caucasica ZEK. (= *A. uchauxiensis* COSSM.)
Actaeonella (Trochactaeon) sanctae crucis FUTTERER
Actaeonella (Trachactaeon) nov. sp.

Ebenfalls aus dieser Zone stammt wahrscheinlich eine kleine Korallenfauna aus der Sammlung des Palaeontologischen Instituts der Universität. Sie umfaßt nach M. BEAUVAIS, dem ich sie vorlegen konnte:

Diploctenium sp.
Actinastraea sp.
Aulosmilia arcuata de FROM.
Phyllosmilia tegiale FELIX

Stratigraphie: Die in diesem Schichtkomplex nur selten auftretenden Foraminiferenfaunen zeigen gegenüber dem Liegenden keine nennenswerten Veränderungen. Sie sind ebenfalls in die concavata-Zone einzustufen. Unter den Mollusken gelten die Hippuriten als gute Leitformen für die Oberkreide. Die Vergesellschaftung von *Hippurites (V.) sulcatus* und *Hippurites (V.) gosaviensis* ist nach A. TOUCAS (1903) und O. KÜHN (1947) charakteristisch für das höhere Hippuriten-Niveau der Gosauschichten, wie es u. a. auch im Nefgraben, St. Wolfgang, Brandenberg und Grünbach auftritt. Nach H. DOUVILLE (1897) entspricht *Hippurites (V.) sulcatus* von diesen Lokalitäten morphologisch dem des französischen Obersanton. *Hippurites inaequicostatus* wird von A. TOUCAS (1903) aus den oberen „Nefgrabenschichten" angegeben, wo die Form gemeinsam mit *H. boehmi, H. sulcatus, H. tirolicus* und *H. oppeli* auftritt. Da diese Art dort in den Mergeln und Tonmergeln über dem Riff mit *H. sulcatus* auftritt, wurde sie in das Untercampan gestellt. In Gams wird aber der Horizont, in dem *Hippurites inaequicostatus* auftritt, noch von fossilbelegten Schichten des Obersanton überlagert. Die Reichweite dieser Form ist daher nach unten hin bis in das Ober-Santon zu erweitern.

c) Tonmergel und mergelige Sande im höchsten Abschnitt der concavata-Zone

Über den Sanden und Sandsteinen der Vorderen Gams liegen sandige Tonmergel und tonige Sande von großer Mächtigkeit. Dieser lithologische Komplex, der stark tektonisch zerlegt ist, reicht hier fast bis an den Südrand der Gamser Gosau. Er wird dort nur mehr von Konglomeraten des Campan überlagert. Im Ostteil des Beckens fehlen diese Schichten.

Die lithologische Ausbildung ist ziemlich eintönig (siehe Gesamtprofil). An der Basis treten dunkel- bis mittelgraue Tonmergel mit zahlreichen Makrofossilien auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 250 und 300 *m*. Darüber folgen 200—300 *m* schwarzgraue Sande mit geringmächtigen Lagen und Schmitzen von dunkelgrauen Tonmergeln. Darüber treten wieder schwarzgraue und dunkelgraue stark feinsandige und glimmerige Tonmergel auf. Eine Mächtigkeitsangabe dieser Schichten ist aus dem kartierten Gebiet wegen der weiträumigen Quartärbedeckung nicht möglich.

Die Mikrofaunen sind zumeist sehr individuenarm. Neben planktonischen Foraminiferen treten zahlreiche Sandschaler auf.

Aufschluß 1, im Gamsbach bei der ehemaligen Gerberei von Gams, liegt unmittelbar im Hangenden der Sandsteine der tieferen Serie. Dieser Aufschluß enthält:

Gaudryina rugosa d'ORB.
Marssonella oxycona (REUSS)
Dorothia pupoides (d'ORB.)
Robulus sp. sp.
Globorotalites sp.
Globotruncana angusticarinata GAND.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana coronata (BOLLI)

Punkt 1465 (östlich Langridler) enthält eine gut erhaltene charakteristische Mikrofauna der concavata-Zone und zahlreiche stratigraphisch wichtige Makrofossilien:

Tritaxia tricarinata (REUSS)
Gaudryina rugosa d'ORB.
Marssonella oxycona (REUSS)
Marssonella turris (d'ORB.)
Dorothia pupoides (d'ORB.)
Nodosaria sp.
Frondicularia sp.
Globotruncana angusticarinata GAND.
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana coronata (BOLLI)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Haplaraea diversicostata OPPENH.
Cyclina primaeva ZITT.
Cyprina sp.

Cardium gosaviense ZITT.
Arca sp.
Arca trigonula ZITT.
Mytilus striatissimus REUSS
Avicula sp.
Inoceramus (Cordiceramus) cordiformis cordiformis SOW.
Inoceramus (Cordiceramus) mülleri PETR.
Pecten laevis NILSS.
Pecten sp.
Janira quadricostata BUCH
Scaphites sp.
Tissotia (Hemitissotia) ewaldi BUCH
Barroisiceras (Barroisiceras) haberfellneri HAUER
Bruchstücke eines kleinen evoluten Ammoniten
Epiaster sp.

Auch in den grauen weichen Tonmergeln, die östlich und westlich der Straße über den Radstattkogl anstehen, treten in großer Häufigkeit Makrofossilien auf. Nahezu in allen Aufschlüssen ist hier die kleine Form

Cyclolites discoides GOLDF.

zu finden. Dazu kommt noch vereinzelt

Cyclolites scutellum REUSS

Aufschluß 1952 (an der Straße über den Radstattkogl) lieferte:

Anatina royana d'ORB.
Pecten (Chlamys) exilis REUSS
Ostraea cf. *conirostris* MÜNSTER
Exogyra sp.
Eriptycha decurtata (SOW.)
Turritella (Haustator) rigida SOW.
Turritella (Haustator) cf. *fttoniana* MÜNSTER
Tissotia (Hemitissotia) ewaldi BUCH
Baculites sp. indet.

Andere Aufschlüsse im Bereich des Radstattkogls lieferten folgende Faunen:

1904 (Bach S Pekenbauer):
Tellina cf. *stoliczkai* ZITT.

Aufschluß 1931 (Graben E Radstatt):
Panopaea frequens ZITT.
Panopaea sp.
Corbula angustata SOW.
Arcopagia semiradiata MATH.
Tapes fragilis MATH.
Cardium cf. *ottoi* GEIN.
Nucula redempta ZITT.
Limopsis calvus SOW.

Aufschluß 1979:
Tympanotonos (Exechocirsus) cf. *reticosus* (SOW.)
Limopsis calvus SOW.

In den Mergeln des Baches SE Radstattkogl treten in großer Häufigkeit
Cyclolites discoides GOLDF.
Plicatula aspera SOW.
auf. Im Bachbett, aber nicht anstehend, konnten außerdem zwei Exemplare von
Placosmilia cuneiformis REUSS
gefunden werden. In den gleichen Bereich gehören auch die Kalkmergel, die nördlich und südwestlich des Bauernhofes Thatenau, westlich des Radstattkogls, anstehen.

Aufschluß 1854 lieferte:
Tympanotonos (Exechocirsos) reticosus (SOW.)
Turritella (Haustator) rigida SOW.
Modiola sp.

Aufschluß 1876 führt:
Cypricardia testacea ZITT.
Cucullaea chiemiensis GÜMB.
Terebralia (Terebraliopsis) articulata ZEK.

In den Sammlungen des Geologischen und des Paläontologischen Institutes der Universität Wien konnten außerdem folgende Aufsammlungen aus Gams gefunden werden, die höchstwahrscheinlich aus dem gleichen Horizont stammen:
Panopaea frequens ZITT.
Cyrena solitaria ZITT.
Isocardia planidorsata ZITT.
Modiola cf. *flagellifera* FORB.
Modiola nov. sp.
Inoceramus (Sphenoceramus) sp.
Gryphaea cf. *vesicularis* LAM.
Nerinea sp.
Proscala cingulata SOW.
Volutoderma (Volutoderma) nov. sp.
Volutoderma (Rostellana) semiplicata (GOLDF.)
Fusus (Buccinofusus) granulatus (SOW.)
Fusus? *loricatus* (ZEK.)
Turritella (Haustator) columna d'ORB.
Tympanotonos (Exechocirsus) reticosus (SOW.)
Turritella (Peyrotia) nov. sp.
Turritella (Turritella) hagenoviana MÜNSTER
3 stark verdrückte Seeigel konnten nicht näher bestimmt werden.

Bereits C. PETERS (1852) und A. E. REUSS (1854) hatten auf den großen Reichtum von Fossilien in dem tieferen Abschnitt der Tonmergel hingewiesen. F. HAUER beschrieb von hier den *Barroisiceras (B.) haberfellneri*. D. STUR (1871) führte neben zahlreichen Gastropoden und Bivalven weitere Ammoniten von den Lokalitäten „Steinwand", „Radstatt" und „Auberg" an, die nach der lithologischen und topographischen Beschreibung alle der Serie mit den dunkelgrauen Tonmergeln angehören. Eine genauere Lage der Fundpunkte ist aber nicht angegeben. R. BRINKMANN (1935)

erwähnte ebenfalls eine reiche Ammonitenfauna von Gams, die anscheinend in den Tonmergeln der Vorderen Gams aufgefunden wurde. Er führt aus der Gamser Gosau weitere 6 Arten an:

Tetragonites postremus REDT.
Scaphites geinitzii d'ORB.
Turrilites binodosus HAUER
Peroniceras subtricarinatum d'ORB.
Mortoniceras orbignanum GEIN.
Muniericeras gosauicum HAUER

In den sandigen Schichten, die über den Tonmergeln folgen, treten keine Makrofossilien auf. Die Foraminiferenfauna enthält hier bereits vereinzelt *Globotruncana fornicata*, eine Form, die im Campan ihre Hauptverbreitung hat. *Globotruncana angusticarinata* tritt stark zurück.

Aufschluß 156 (Sulzbachgraben, SSE Langrieler) enthält die Foraminiferen:

Gaudryina cretacea (KARRER)
Marssonella oxycona (REUSS)
Valvoreussella bronni (REUSS)
Robulus sp.
Frondicularia striatula REUSS
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana coronata (BOLLI)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana cf. *thalmanni* GAND.

Auch die Tonmergel im Hangenden des Sandhorizontes gehören der concavata-Zone an. *Globotruncana fornicata* ist hier bereits häufiger. Daneben treten kleine Formen auf, die eine nahe Verwandtschaft zu *Globotruncana coronata* zeigen, und anscheinend zu *Globotruncana thalmanni* überleiten.

Stratigraphie: Die Mikrofauna des fossilreichen Liegendanteils zeigt gegenüber tieferen Horizonten keine Veränderung. Zweikielige Globotruncanen, unter ihnen *G. concavata*, beherrschen das Faunenbild. Erst in den höheren Abschnitten bestehen engere Anklänge an das Campan. Die in der Makrofauna nicht allzu seltenen Ammoniten sind für eine Feinstratigraphie nicht zu gebrauchen. Besonders für *Barroisiceras (B.) haberfellneri* HAUER, der von zahlreichen Autoren (A. de GROSSOUVRE, 1894; F. ROMAN, 1938; R. BRINKMANN, 1935; B. PLÖCHINGER, 1955; R. REYMENT, 1958; u. a.) als Leitform für das Coniac angesehen wird, ist die Reichweite wahrscheinlich zu erweitern (H. A. KOLLMANN, 1963). Dafür spricht:

1. An der Typlokalität von *Barroisiceras (B.) haberfellneri*, die sich in Gams befindet, tritt diese Form gemeinsam mit Inoceramen des Obersanton, und über Rudisten des Obersanton auf.
2. Im Bereich des Hippuritenriffes von St. Wolfgang tritt *B. (B.) haberfellneri* zusammen mit der obersantonen Form *Hippurites (Vaccinites) sulcatus* DEFR. auf. Nach einer mündlichen Mitteilung

von Herrn Dr. R. OBERHAUSER konnte dieser Ammonit dort allerdings auch mit Faunen des Coniac gemeinsam beobachtet werden. Nach B. PLÖCHINGER (1961) befindet sich auch in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt ein Exemplar aus dem Becken der Neuen Welt, in dem ansonsten keine älteren Sedimente als solche des Obersanton nachgewiesen werden konnten.

3. Von K. V. PETKOVIC, D. PEJOVIC, M. PASIC (1958) wird die Reichweite in Jugoslawien mit Coniac bis Oberes Maastricht angegeben.
4. Die von A. de GROSSOUVRE (1894) aus dem französischen Coniac beschriebenen Stücke von *B. haberfellneri* sind nicht mit den alpinen Typexemplaren ident. Sie wurden von E. BASSE (1947) unter *Barroisiceras (Reesideoceras) gallicum* neu beschrieben. Dank dem liebenswürdigen Entgegenkommen von Herrn M. BEAUVAIS von der Sorbonne, Paris, konnte ich zwei Originale von A. de GROSSOUVRE (1894; p. 51, pl. I, fig. 1; pl. 2, fig. 1) mit meinen Stücken vergleichen. Im Gegensatz zu den Stücken aus Frankreich ist der Windungsquerschnitt nicht so stark seitlich aufgebläht. Die Rippen sind kräftig und scharf und teilen sich an der Seitenmitte. Dies ist bei den Exemplaren von A. de GROSSOUVRE nicht der Fall. Ebenso fehlt dort der gezähnte Kiel, der bei den Formen aus der Gosau kräftig entwickelt ist. Nabelknoten treten bei beiden Formenkreisen auf.

Ein Vergleich der reichen Gastropoden-Fauna und der meisten Bivalven mit Angaben von anderen Lokalitäten der Ostalpen für stratigraphische Zwecke ist leider nicht möglich, da Fossilien aus den Gosaubecken nur in den seltensten Fällen horizontiert aufgesammelt wurden. Als Ortsangabe nur den Bachlauf anzugeben, in dem der Fundpunkt liegt, genügt heute nicht mehr für eine stratigraphische Auswertung. Verhältnismäßig gut bekannt sind aber die Reichweiten der Inoceramen. Nach O. SEITZ (1961) besitzt *Cordiceramus cordiformis* eine Reichweite von Mittel- bis Obersanton, *Cordiceramus mülleri* tritt im Obersanton auf, wobei aber Untercampan nicht vollkommen ausgeschlossen werden kann.

Nach Hippuriten, Inoceramen und Foraminiferen ist daher das Alter der Tonmergel und Sande mit Obersanton anzugeben.

3. Tieferer Mergelkomplex (Campan I und tieferes Campan II)

Der Tiefere Mergelkomplex umfaßt Schichten des Untercampan und den Anteil am Obercampan, der stratigraphisch tiefer als die Konglomerate des Südrandes (siehe unten) einzustufen ist. Ein durchlaufendes Profil des tieferen Abschnittes ist nicht zu bekommen, da die Mergel größtenteils von Moräne überdeckt sind, und nur an wenigen Punkten darunter hervortreten. Dagegen ist der Hangendabschnitt im Bach östlich Kohlhuber sehr gut zu erfassen, da dort eine zusammenhängende Schichtfolge aufgeschlossen ist. In der Vorderen Gams ist der Tiefere Mergelkomplex einzig allein durch Aufschluß 1507 westlich des Sulzbachers vertreten, wo eine Fauna des Untercampan nachgewiesen werden konnte. Dieser Rest zeigt, daß die Mergel ursprünglich auch hier weiter verbreitet waren, aber noch vor Ablagerung der Konglomerate größtenteils abgetragen wurden.

a) Campan I (Untercampan)

Die lithologische Ausbildung variiert stark. Die tiefsten Partien sind in den Punkten 445 und 446 (nördlich Kandlbauer) aufgeschlossen. Hier treten dunkle blaugraue Mergel mit Sandsteinlagen auf. Die Mergel führen vereinzelt Sandsteinsplitter und Fukoiden. Die roten Mergel im Aufschluß Nr. 454 zeigen bereits eine Fauna des höchsten Campan I, ebenso die blaugrauen sandigen Tonmergel und Sandsteine mit Exotischen Geröllen im Aufschluß 453.

Nördlich des Gamsbaches setzt das Bachprofil östlich Kohlhuber im Aufschluß 577 mit dem obersten Campan I ein. Ebenso wie im S treten hier rote, daneben aber auch hellgraue Mergel, mit kantigen Stücken von Plassenkalk auf. Das höchste Campan I enthält wiederum blaugraue Tonmergel mit Exotischen Geröllen.

In der folgenden Tabelle sollen die Faunen vom Aufschluß 446 (S Kandlbauer) und vom Punkt 454 (unterhalb der Straße östlich des Kandlbauern) miteinander verglichen werden. Während die Fauna im Aufschluß 446 noch starke Anklänge an das Santon aufweist, treten im Aufschluß 454 bereits Globotruncanen auf, die im Campan II ihre Hauptverbreitung besitzen. Es sind dies *Globotruncana caliciformis, G. bollii* und *G. flexuosa.*

Name	Nr. 446	Nr. 454
Gaudryina rugosa d'ORB.	×	
Marssonella oxycona (REUSS)	×	
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN	×	×
Globotruncana coronata (BOLLI)	×	×
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)	×	×
Globotruncana fornicata PLUMMER	×	×
Globotruncana thalmanni GAND.	×	×
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)	×	×
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.	×	×
Globotruncana bollii GAND.		×
Globotruncana lapparenti ssp.		×
Globotruncana caliciformis (de LAPP.)		×
Globotruncana flexuosa v. d. SLUIS		×

Stratigraphie: Im Gegensatz zu den Becken von Gosau und Grünbach konnte in Gams marines Untercampan nachgewiesen werden. In Grünbach entspricht die „Kohleführende Serie" ungefähr dem Campan I (B. PLÖCHINGER, 1961, 1963), im Becken von Gosau ungefähr die „Verarmungszone" nach K. KÜPPER (1955).

Das marine Campan I der Gosauschichten ist durch die Vergesellschaftung von *Globotruncana coronata, G. elevata, G. elevata stuartiformis* und *G. fornicata* charakterisiert. Mit dem Untercampan setzen die einkieligen Formen *Globotruncana elevata* und *G. elevata stuartiformis* ein. *G. concavata* kann in den Proben aus dem Untercampan des Beckens von Gams nicht nachgewiesen werden. Aus dem Campan wurde diese Form

bisher nur aus Bayern beschrieben (I. de KLASZ, 1956; D. HERM, 1962). Ansonsten gleicht mein Campan I ungefähr der Zone A von D. HERM. Die Grenze Zone A—Zone B (Untercampan—Obercampan) legt D. HERM etwas tiefer, mit dem Einsetzen von *Globotruncana fornicata*. Sie ist aber wahrscheinlich durch einen ökologischen Umschwung gegeben, da *G. fornicata*, die ansonsten bereits im Obersanton auftritt, erst hier einsetzt. D. HERM läßt auch *Globotruncana arca* an dieser Grenze beginnen, doch handelt es sich wahrscheinlich um eine dorsal gewölbte Unterart der *G. lapparenti*, die aber an der Ventralseite im Gegensatz zur typischen *G. arca* vollkommen flach ist. *Globotruncana arca* setzt im Becken von Gams erst höher ein. Das Erlöschen von *G. coronata* wird aber auf der ganzen Welt aus dem mittleren Campan angegeben. Es scheint daher auch stratigraphischen Aussagewert zu besitzen (J. SIGAL, 1952; F. DALBIEZ, 1955; I. de KLASZ, 1956; D. HERM, 1962). Ich stelle daher Campan-Faunen mit *Globotruncana coronata* in das Untercampan (Campan I), und solche, bei denen diese Form fehlt, in das Obercampan. Andere faunistische Merkmale des Campan II werden in den nächsten Kapiteln besprochen. Eine Fauna, wie sie Aufschluß 454 lieferte, wäre bei D. HERM bereits in das unterste Obercampan zu stellen.

In Trinidad entspricht dem Campan I die „Zone der *Globotruncana stuarti*" von H. BOLLI (1957), in der dort ebenso wie in Europa die elevata-stuarti-Gruppe einsetzt. Ob hier allerdings die typische *Globotruncana stuarti* schon auftritt, kann den Angaben von H. BOLLI nicht entnommen werden.

b) Tiefers Campan II (Unteres Obercampan)

Das Campan II setzt mit mittelgrauen, mehr oder weniger sandigen Mergeln ein, die manchmal Exotische Gerölle führen. Im Hangendbereich treten häufig kohlige Einlagerungen und Sandsteinbänke auf. Südlich des Gamsbaches gehören dem unteren Campan II die Aufschlüsse 362 und 363 westlich Kandlbauer, und die Aufschlüsse 1010, 1011, 1012, 1026, 1027 südlich Fluch an. Nördlich des Gamsbaches steht das Campan II des Tieferen Mergelkomplexes nur im Bach östlich Kohlhuber an.

Ziemlich an der Basis des Campan II liegt Aufschluß 580, im Bach östlich Kohlhuber. Hier treten dunkelgraue stark sandige Mergel auf. Sie enthalten folgende Fauna:

Gaudryina rugosa d'ORB.
Marssonella oxycona (REUSS)
Dorothia pupoides (d'ORB.)
Dentalina sp.
Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI)
Stensiöina pommerana BROTZEN
Rugoglobigerina rugosa rugosa (PLUMMER)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Globotruncana thalmanni GAND.
Globotruncana elevata andori de K.
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.

Globotruncana lapparenti ssp.
Globotruncana caliciformis (d'ORB.)
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana ventricosa ventricosa WHITE

Zu den höchsten Proben im Bachprofil östlich Kohlhuber zählt 545 e. Besonders auffallend ist hier das erstmalige Auftreten von *Globotruncana arca* und *G. rosetta pembergeri*. Besonders *G. arca* ist später im Maastricht sehr häufig.

Von großer Bedeutung ist Aufschluß 1507 vom Fahrweg westlich des Sulzbachers. Hier liegen über den oberen Tonmergeln der concavata-Zone mittelgraue, etwas sandige Mergel des unteren Obercampan. Nur wenige Meter darüber setzen die bunten Konglomerate des Südrandes der Gamser Gosau ein. Es ist dies der einzige Punkt der vorderen Gams, an dem zwischen der concavata-Zone und den Konglomeraten noch Mergel des Campan auftreten, Die Fauna enthält:

Gaudryina cretacea KARRER
Marssonella oxycona (REUSS)
Marssonella turris (d'ORB.)
Dorothia sp.
Valvoreussella bronni (REUSS)
Lenticulina sp.
Robulus sp.
Stensiöina pommerana BROTZEN
Rugoglobigerina rugosa rugosa (PLUMMER)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana ventricosa WHITE
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP und KÜPPER

Die altersmäßige Begrenzung der Konglomerate nach unten hin erlauben auch einige Proben in der Hinteren Gams. Allerdings sind gerade hier die Konglomerate nur selten aufgeschlossen. Dagegen sind die bunten Mergelkalke und die weißen spätigen Kalke, die weiter im E die Gosaukonglomerate an mehreren Stellen überlagern, auch hier zu beobachten. Die Mergel fallen teilweise darunter ein, zum Teil scheint der Kontakt zwischen beiden Serien auch tektonischer Natur zu sein. Auch an den Punkten 1381 und 1382 treten Mergel unter den Konglomeraten hervor. Die Faunen sind aber sehr schlecht erhalten. Einzig allein an Hand einiger unbestimmbarer einkieliger Globotruncanen ist ein höheres Alter als Santon festzustellen.

Stratigraphie: Das tiefere Campan II ist durch die Vergesellschaftung von *Globotruncana fornicata, G. caliciformis, G. flexuosa, G. bollii, G. arca* charakterisiert. Im Gegensatz zum höheren Campan II fehlen hier *Globotruncana rosetta* und *G. stuarti* vollkommen.

In den Gosauschichten wurden gleiche Faunen von A. PAPP und K. KÜPPER (1953), D. HERM (1962; = Zone B), K. KÜPPER (1955; = „Tieferes Campanien" des Beckens von Gosau), R. OBERHAUSER in B. PLÖCHINGER

(tieferer Abschnitt der Inoceramenmergel im Becken von Grünbach—Neue Welt), und H. A. KOLLMANN (1963) in das Obercampan gestellt. Ein Großteil der hier angeführten Globotruncanen wurde von V. SACAL und A. DEBOURLE (1957) aus dem Campanien der Aquitaine beschrieben. Im amerikanischen Raum entspricht nach H. BOLLI (1957) die Zone der *Globotruncana lapparenti tricarinata* dem Obercampan.

4. Konglomerate am Südrand der Gamser Gosau

Die Konglomerate am Südrand treten in zwei Zonen verschiedener Ausbildung auf. Die eine liegt den Wettersteindolomiten der Rabenmauer (Kote 1127) auf, oder ist diesen vorgelagert. Im Aufschluß 1028 treten stark verkittete gerundete Dolomitblöcke mit Durchmessern bis zu 30 *cm* auf. Gegen S werden die Konglomerate zumeist durch gering mächtig rote Dolomit-Breccien ersetzt, bei denen das Bindemittel die grobklastische Komponente stark überwiegt.

Die andere Zone von Konglomeraten liegt den Dachsteinkalken der Goß auf, und setzt sich am Südrand der Gamser Gosau bis an deren Westbegrenzung fort. Die Gerölle bestehen zum allergrößten Teil aus Dachsteinkalk. Daneben treten Hallstätter Kalk, härtere Sandsteine aus den „Fleckenmergeln" und Herlatzkalk in den Vordergrund. Dolomitgerölle fehlen im E fast vollständig. Gegen W nimmt der Anteil an kalkigem Dolomit stark zu. Deswegen nahm auch W. FRANK (1914) für das westliche Gamser Becken Muldenbau an. Die Basisschichten sollten im S auf Hauptdolomit abgelagert, und später überkippt worden sein. Wenn es auch schwer ist, wegen des oftmaligen Fazieswechsels innerhalb der Gosauschichten diese Ansicht allein auf Grund feldgeologischer Untersuchungen zu widerlegen, sprechen doch die paläontologischen Ergebnisse eindeutig dagegen.

Stratigraphie: Die Einstufung der Konglomerate im S der Gamser Gosau ist nicht schwierig, da sowohl im Hangenden, als auch im Liegenden Fossilien vorhanden sind, die eine stratigraphische Zuordnung erlauben. Wie schon im vorigen Abschnitt ausgeführt wurde, sind die Mergel im Liegenden in das Untere Obercampan einzustufen. Das Hangende der Konglomerate besteht aus schmutziggelben Kalken und roten und grauen Mergelkalken. Da diese Gesteine eine stratigraphisch äquivalente Ausbildung der Nierentaler Schichten sind, werden sie zusammen mit diesen auch im nächsten Kapitel behandelt. Jetzt sei nur vorausgeschickt, daß in einigen Schliffen Foraminiferen des Campan bestimmt werden konnten.

5. Nierentaler Schichten s. l. und ihre Äquivalente

Über den Konglomeraten im N der Hinteren Gams, oder auch direkt über Plassenkalk, setzen rote, graue und grüngraue Mergel ein, die auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung schon von W. FRANK (1914) und R. BRINKMANN (1935) als Nierentaler Schichten bezeichnet wurden. Mit dieser neuerlichen Transgression wurde die größte Tiefe des Gosaumeeres erreicht. Stratigraphisch enthalten die Mergel einen Bereich vom oberen Obercampan bis in das Paleozän, ohne eine charakteristische Sedimentations-

änderung zu zeigen. Faunistisch kann die Serie jedoch mehrfach untergliedert werden.

In einer früheren Arbeit (H. A. KOLLMANN, 1963) wurden diese Schichten unter der Feldbezeichnung „Höherer Mergelkomplex" angeführt, da die Nierentaler Schichten der Typlokalität einen stratigraphischen Umfang vom oberen Obercampan bis zum höchsten Maastricht besitzen (B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER, 1957; D. HERM, 1962). Alttertiär ist im Nierental nicht vorhanden. Da es aber sinnlos wäre, die wenigen Meter von Alttertiär, die über dem Maastricht-Anteil in Gams in völlig gleicher Ausbildung folgen, mit einem eigenen Namen zu versehen, soll das ganze Schichtpaket unter dem Begriff „Nierentaler Schichten s. l." zusammengefaßt werden. Es wäre dies ein litho-fazieller Begriff, der allerdings im Sinne von C. W. GÜMBEL (1861) auf den oberen Abschnitt der „Oberen Gosau" beschränkt werden muß. Nach den Erfordernissen in den einzelnen Gosaubecken kann er daher innerhalb des Abschnittes zwischen Oberem Obercampan und dem Einsetzen der Zwieselalmschichten verwendet werden. Demgegenüber stehen die „Nierentaler Schichten s. str.", die entsprechend ihrer Typlokalität ein Alter zwischen oberem Obercampan und oberem Maastricht haben.

In dem Bachprofil nördlich Kote 686 ist eine Schichtfolge vom Obercampan bis in das Dan aufgeschlossen (siehe Detailprofil). Es ist dies das einzige ungestörte Profil dieses stratigraphischen Bereiches im Becken von Gams. Über dem Dan folgt dort eine Schichtlücke. Nur östlich der Grafen Alm setzt sich die Mergelsedimentation bis in das obere Paleozän fort. Darüber folgt ein Komplex von Breccien, Sandsteinen und Mergeln.

a) Höheres Campan II

(1) Mergel

Die Nierentaler Schichten setzen im Becken von Gams sehr hoch im Obercampan ein. Die Mächtigkeit dieser Zone ist sehr verschieden. Sie beträgt im Bach nördlich Kote 686 zwischen den Aufschlüssen 336 c und 339 nur 20 *m*, westlich der Hafner Alm dagegen etwa 70 *m*. Der weitaus größere Teil des Campan II wurde bereits vor der Transgression der Nierentaler Schichten abgelagert und schon früher besprochen.

Im Bachprofil nördlich Kote 686 liegen über den Konglomeraten 3 *m* rote harte Kalkmergel und darüber zirka 17 *m* grüngraue harte Mergel mit zahlreichen Fukoiden und Inoceramensplittern. Die Faunen sind, ebenso wie im tieferen Campan II durch die Vergesellschaftung *Globotruncana caliciformis—G. bollii—G. flexuosa—G. fornicata* charakterisiert. Dazu kommen noch *G. stuarti* und *G. rosetta rosetta*. Zum Unterschied zu den vorher beschriebenen Campan-Mergeln treten nur ganz wenige Sandschaler auf. Aufschluß 338, an der Basis der Mergel im Bach nördlich Kote 686, ergab neben einer schlecht erhaltenen Foraminiferenfauna einen Brachiopoden und einen Inoceramus:

Rhynchonella cf. *compressa* LAM.
Inoceramus regularis d'ORB.

Die Fauna im Aufschluß 336 enthält alle für das obere Campan II typischen Foraminiferen. Neben Globotruncanen treten hier auch Neoflabellinen und Pseudotextularien auf:

Gaudryina cretacea (KARRER)
Neoflabellina numismalis WEDEK.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana fornicata PLUMM.
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.
Globotruncana bollii GAND.
Globotruncana lapparenti ssp. (dorsal gewölbt)
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP und KÜPPER
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Globotruncana stuarti (d'ORB.)
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Pseudotextularia elegans RZEHAK

Diese Fauna zeigt bereits Anklänge an das Untermaastricht. Neben *Globotruncana stuarti* sind *G. falsostuarti* und *G. arca* bereits häufiger. Die Dorsalseite von *G. fornicata* ist stärker gewölbt und der Maastrichtform *G. contusa* sehr ähnlich. *G. lapparenti* ist selten und großwüchsig.

Eine interessante Fauna erwähnt C. A. WICHER (1956) vom Grimpenbach (die Proben B 8 und 28—37/54). Neben ein- und doppelkieligen Globotruncanen treten hier auf:

Stensiöina pommerana BROTZEN
Bolivina incrassata REUSS
Bolivinoides draco miliaris HILTERM. und KOCH
Bolivinoides decorata decorata JONES
Loxostomum limonense CUSHM.
Pleurostomella subnodosa gigantea WHITE

Stratigraphie: Mit dem obersten Campan II treten erstmals *Globotruncana stuarti* und *G. rosetta rosetta* auf. Dieser Abschnitt wurde bisher nicht vom tieferen Obercampan abgetrennt, kann aber wohl in allen Gosaubecken unterschieden werden. Mit Hilfe der Bolivinen kann das obere Campan II nach C. A. WICHER (1953, 1956) dem oberen Abschnitt der Zone der *Belemnitella mucronata* gleichgesetzt werden. Für diese Einstufung spricht auch *Inoceramus regularis*, der im Aufschluß 338 gefunden wurde.

(2) Kalke

An dieser Stelle sollen die roten und grauen Mergelkalke und die schmutzigelben bis braunen Kalke besprochen werden, die die Konglomerate und feinkörnigen Dolomitbreccien im S der Gamser Gosau überlagern und auch am Nordrand im Bereich des Grimpenbaches in großer Mächtigkeit auftreten. In Dünnschliffen konnten Foraminiferen des Obercampans nachgewiesen werden. Da die Konglomerate an der Basis einen Vorstoß des Gosaumeeres anzeigen, ein solcher im Obercampan aber nur vor dem Einsetzen der Nierentaler Schichten erfolgte, müssen die Kalke und Kalkmergel mit dem unteren Abschnitt dieser Serie parallelisiert werden.

Für die gegenseitige Vertretung des Kalkes und den Campan-Anteil der Nierentaler Schichten spricht auch, daß die Mergel im Grimpenbach erst über den Kalken, und zwar im tiefsten Maastricht einsetzen.

Die Mächtigkeit der Kalke schwankt stark. Am Nordhang der Rabenmauer beträgt sie nur 1—2 *m*. Südlich dieses Dolomit-Zuges sind die Mergelkalke zirka 150—200 *m* stark. Doch ist hier eine Vervielfachung der Mächtigkeit durch Brüche durchaus möglich, da darüber noch eine höhere Schuppe von Dolomit und Dachsteinkalk liegt. Außerdem wird die Mächtigkeit der Mergelkalke in deren E-Fortsetzung wieder auf wenige Meter reduziert.

Am besten aufgeschlossen ist das Profil durch die Kalkserie im Rauchkoglgraben, südlich des Gehöftes Wückl. Aufschluß 98 zeigt eine heftige tektonische Durchmischung der Kalke und Konglomerate. Zirka 30 *m* bachaufwärts ist dann eine vollständige Serie in normaler Lagerung zu beobachten. Vom Liegenden zum Hangenden treten hier auf:

Buntes Gosaukonglomerat (Aufschluß 220)
zirka 5 *m* mittelgrauer harter Kalkmergel (Aufschluß 1007)
zirka 30 *m* rote, gut gebankte Mergelkalke und Kalke (Aufschlüsse 222, 1359, 1082)
zirka 10 *m* schmutzigweiße und gelbe spätige Kalke (Hangendabschnitt von Aufschluß 222, Aufschluß 224)

Weiter im W tritt eine ähnliche Kalkentwicklung in den Aufschlüssen 1008, 1009, 1013, 1014 auf. Der Kalk ist an diesen Punkten auch schmutziggelb bis weiß und enthält zahlreiche schwarze, gut gerundete Exotische Gerölle.

An Makrofossilien lieferten die Kalke und Mergelkalke:

Im Aufschluß 98 (südlich Wückl):
Hippurites (Vaccinites) ex aff. *gosaviensis* Douv.

Im Graben westlich der Rabenmauer tritt verhältnismäßig häufig
Inoceramus regularis d'Orb.
auf. W. Frank (1914) führte von hier außerdem
Trigonia limbata Lam.
an. Von mehreren Punkten wurden am geologischen Institut der Universität Dünnschliffe angefertigt, die zum Teil eine genauere Einstufung der Kalke erlauben.

Aufschluß 1030 b (südlich Reiter) liegt an der Basis der Mergelkalkserie. Hier stehen rote Mergelkalke an, die zahlreiche kantige Dolomitstückchen eingelagert haben. Sie enthalten eine Fauna mit:

Marssonella sp.
Stensiöina cf. *pommerana* Brotzen
Robulus sp.
Rugoglobigerina rugosa (Plummer)
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau)
Globotruncana ex aff. *fornicata* Plummer
Globotruncana arca (Cushm.)
Globotruncana sp. (einkielig)

Der helle schmutzigweiße und gelbe Kalk im Hangenden der roten Mergelkalke im Aufschluß 222 zeigt schon im Handstück große Ähnlichkeit mit dem Untersberger Marmor. Auch das Schliffbild ist ganz gleich. Es läßt erkennen, daß das Gestein vollständig aus kleinen kantigen Kalk-

stückchen organischen Ursprungs aufgebaut ist (Biomikrit). Zumeist treten Splitter von Molluskenschalen auf. Die Foraminiferenfauna ist sehr spärlich. Aufschluß 1030 g (südlich Steiner) zeigt beispielsweise:

div. Sandschaler
Stensiöina sp.
Robulus sp.
Rugoglobigerina ex aff. *rugosa* (PLUMMER)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Eine gleiche Ausbildung wie die eben beschriebenen Kalke zeigen auch die Gosausedimente, die in großer Mächtigkeit den Trias- und Jurakalken des Bergsteins und des Wiedenbergs aufliegen. Nördlich des Wiedenbergs treten an einer Stelle an der Basis der Gosauablagerungen zirka 2 *m* mächtige Konglomerate auf. Sie sind aber nicht weiter zu verfolgen. Im Hangenden der schmutziggelben Kalke liegen zwei große Gesteinsklötze mit zahlreichen Splittern von Rudisten. Der eine bildet den Bergsteingipfel, der andere liegt am Kamm zwischen Bergstein und Wiedenberg. Leider konnte kein einziger vollständiger Rudist gefunden werden, dessen Bestimmung möglich gewesen wäre. Die Tatsache, daß nur unregelmäßig im Gestein steckende Splitter auftreten, spricht für eine postmortale Umlagerung der Bivalven.

Schliffe aus den Basisablagerungen der Gosau im Grimpenbach führten keine Fauna. Es sind dies dichte Calcilutite.

Stratigraphie: Die Foraminiferenfauna enthält eine für das Obercampan charakteristische Vergesellschaftung ein- und zweikieliger Globotruncanen. Auch *Inoceramus regularis* und *Trigonia limbata* sind in das Obercampan einzustufen, da sie nach K. ZITTEL (1864) zusammen mit *Belemnitella mucronata* auftreten. Der in den Kalken von Aufschluß 98 auftretende *Hippurites (V.) gosaviensis* muß dagegen umgelagert sein, da er nach O. KÜHN (1947) nur im Obersanton vorkommt.

Die Serie von Kalken wurde bereits von W. FRANK (1914) nach Bivalven in das Obercampan eingestuft. Obwohl E. SPENGLER die Arbeit gekannt hat (sie wird 1922 öfters zitiert), deutet er die roten Kalke südlich des Gehöftes Wückl zu Hallstätter Kalken um (E. SPENGLER, 1925). Diese unrichtige Einstufung wurde später in der regional-tektonischen Literatur öfters übernommen (A. THURNER, 1951; E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1962).

b) Campan III

Diese Zone konnte im Becken von Gams nur im Bachprofil nördlich Kote 686 beobachtet werden. Sie hat dort eine Mächtigkeit von zirka 1 *m*. Daß sie ansonsten nicht gefunden wurde, liegt wohl an der geringen Mächtigkeit und den mangelnden Aufschlußverhältnissen, nicht an ihrem primären Fehlen. Lithologisch ist diese Zone nicht vom Campan II zu unterscheiden. Die Sedimentation der graugrünen Mergel setzt sich vom Campan II über das Campan III bis in das Maastricht fort.

Aufschluß 335 a (im Bach nördlich Kote 686) lieferte die für diese Zone charakteristische Fauna:

Marssonella oxycona (REUSS)
Frondicularia alcis MORROW

Reusella szajnochae GRZ.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.
Globotruncana lapparenti ssp. (dorsal gewölbt)
Globotruncana caliciformis (d'ORB.)
Globotruncana flexuosa v. d. SLUIS
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana ventricosa WHITE
Globotruncana stuarti (de LAPP.)
Globotruncana calcarata CUSHM.

Stratigraphie: Das Campan III (= Zone C von D. HERM) deckt sich mit dem vertikalen Verbreitungsbereich von *Globotruncana calcarata*. Das Campan-Alter dieser Form wurde in letzter Zeit mehrfach angezweifelt. Ihr Vorkommen in einem sehr eng begrenzten Zeitraum wurde bereits von M. P. WHITE (1928) aus der Papagallos-Stufe von Tampico beschrieben. *G. calcarata* tritt dort in den allerhöchsten Zonen dieser Stufe auf. Unmittelbar darüber, an der Basis des Mendez, setzen *Globotruncana contusa*, *Bolivinoides draco draco* und *Bolivina incrassata* ein. *Bolivina incrassata* ist eine Leitform des Untermaastricht. Dadurch kann ein Maastricht-Alter für *G. contusa* und ein vormaastrichtes Alter für *G. calcarata* nachgewiesen werden. Sowohl in Gams, als auch in den Becken von Gosau (K. KÜPPER, 1956) und in Reichenhall (D. HERM, 1962), wo wir eine gleichbleibende fazielle Ausbildung vom Obercampan bis in das Maastricht haben, setzt *G. contusa* ebenso wie in Tampico sofort mit dem Verschwinden von *G. calcarata* ein. Ein gleichzeitiges Auftreten von *G. contusa* und *G. calcarata* konnte nicht festgestellt werden. Einzig allein C. A. WICHER (1956) gab aus einer Probe aus Gams, die er von K. GUNDLACH erhalten hatte (Fundort nicht bekannt) neben *G. calcarata*

Reussella szajnochae GRZYB.
Globotruncana contusa CUSHM.

an. Dadurch glaubte er, zumindest einen Teil der Zone der *Globotruncana calcarata* in das Maastricht stellen zu können. *Reussella szajnochae* ist jedoch bereits im Obercampan zu finden. *G. contusa* könnte im höchsten Campan leicht mit *G. caliciformis* und *G. fornicata* verwechselt werden, deren Dorsalseiten hier stark gewölbt, und damit contusa-ähnlich sind. Ein weiterer Hinweis, daß das Maastricht erst über dem calcarata-Horizont einsetzt, wurde von C. A. WICHER (1956) selbst geliefert. Im Grimpenbach beschrieb er nämlich das Einsetzen einer Fauna mit Bolivinen und Bolivinoides-Arten des Maastricht über der Zone mit *Globotruncana calcarata*. Diese Fauna gleicht der von M. P. WHITE angeführten.

c) Maastricht I

Das Maastricht wurde von H. A. KOLLMANN (1963) in vier Zonen untergliedert. Diese Gliederung soll hier näher ausgeführt werden.

In Gams ist die vertikale Verbreitung des Maastricht I nicht sehr groß. Im Profil nördlich Kote 686 beträgt sie 85 *m* (zwischen den Aufschlüssen 329 und 334), südlich des Gehöftes Hart zirka 90 *m*. Lithologisch umfaßt die Serie grüngraue und rotbraune sandige Mergel.

Im Aufschluß 334 a (Bach nördlich Kote 686), an der Basis des Maastricht I, tritt eine Fauna auf, die noch zahlreiche Elemente des Obercampan enthält. Damit soll die Fauna vom Aufschluß 330 (Bach nördlich Kote 686) verglichen werden, die bereits in einem höheren Abschnitt des Maastricht I eingestuft werden muß. Diese Fauna enthält quantitativ gesehen fast nur Foraminiferen aus der Verwandtschaft der *Globotruncana stuarti*. Die folgende Tabelle zeigt die Verteilung der Faunen in den beiden Proben:

Name	Nr. 334 a	Nr. 330
Rugoglobigerina rugosa rugosa BOLLI		×
Reussella szajnochae GRZYB.		×
Stensiöina pommerana BROTZEN		×
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)	×	
Globotruncana lapparenti ssp.	×	
Globotruncana fornicata PLUMMER	×	
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.	×	×
Globotruncana bollii (GAND.)	×	
Globotruncana caliciformis (d'ORB.)	×	×
Globotruncana flexuosa v. d. SLUIS	×	
Globotruncana ventricosa WHITE		×
Globotruncana arca (CUSHM.)	×	×
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP u. KÜPPER.	×	×
Globotruncana rosetta rosetta (CARS.)	×	×
Globotruncana stuarti (de LAPP.)	×	×
Globotruncana contusa (CUSHM.)	×	×
Globotruncana citae GAND.		×
Globotruncana gansseri BOLLI	×	×
Globotruncana gagnebini TILEV		×
Pseudotextularia elegans RZEHAK	×	×
Pseudotextularia intermedia de KLASZ		×
Ventilabrella eggeri CUSHM.		×

An Ostracoden lieferte Aufschluß 330 nach K. KOLLMANN:

Cytherella sp.
Cythereis semiplicata (REUSS)
„*Monoceratina*" aff. *pedata* MARSSON

In einem Profil nordöstlich des Gehöftes Hart tritt in Proben gleicher Stellung (53, 54) außerdem vereinzelt auf:

Globotruncana stuarti conica WHITE

Mikropaläontologisch kann das Maastricht I daher folgendermaßen beschrieben werden: An der Basis tritt *Globotruncana contusa* erstmals auf. Sie bildet in dieser Zone nur kleine Formen. Auch *Globotruncana? citae* setzt an der Basis ein. Vereinzelt kann auch *G. gagnebini* beobachtet werden. Fast $^2/_3$ der Faunen besteht aus Formen der *Globotruncana elevata-G. stuarti*-Reihe, die im Maastricht ihre Hauptverbreitung hat. Auch *G. arca* ist häufig. *G. gansseri* tritt ebenfalls im Maastricht erstmals auf.

Einige Formen, die im Obercampan häufig vorkommen, werden im tieferen Maastricht I äußerst selten, und überschreiten die Grenze zum Maastricht II nicht. *Globotruncana bollii* und *G. flexuosa* konnten im Maastricht I zuletzt gefunden werden. *G. fornicata* und *G. caliciformis* reichen, wenn auch vereinzelt bis an die Grenze gegen das Maastricht II. Auch die *Globotruncana lapparenti*-Gruppe, die das Faunenbild seit dem Turon beherrscht, erlischt im oberen Maastricht I. Die letzten Vertreter der dorsal gewölbten Subspezies von *G. lapparenti* haben wir im Bachprofil nördlich Kote 686 im Aufschluß 331. *G. lapparenti bulloides* geht nicht über die Profilhöhe im Aufschluß 332 hinaus.

Das Verschwinden dieser Arten erfolgte also nicht gleichzeitig. Eine Änderung in der Sedimentation der Mergel kann nicht festgestellt werden, da das Verhältnis von Plankton zu Benthos nach wie vor gleich bleibt. Planktonische Foraminiferen überwiegen andere bei weitem. Ein Erlöschen der Arten aus ökologischen Gründen erscheint daher unwahrscheinlich; wir haben es mit einem biologisch begründeten Aussterben von Arten in dieser Zone zu tun.

Von anderen Gattungen ist *Pseudotextularia elegans*, die bereits im oberen Campan auftrat, im Maastricht I ziemlich häufig. Ebenfalls in dieser Zone spaltet sich *Pseudotextularia intermedia* von *P. elegans* ab. *P. intermedia* tritt im Bachprofil nördlich Kote 686 erstmals im Aufschluß 334 auf. Sie leitete zu *P. varians* über, die in Gams erstmals im Maastricht II zusammen mit *Globotruncana mayaroensis* zu beobachten ist.

Verhältnismäßig häufig ist im Maastricht I *Stensiöina pommerana*. Sie reicht, wenn auch morphologisch von den Formen des Campan etwas differenziert, bis an die Obergrenze des Maastricht I hinauf (die Kante zwischen Dorsal- und Ventralseite, ist bei höher im Profil auftretenden Formen stark gerundet).

Stratigraphie: Aus der norddeutschen und holländischen Oberkreide wurde *Stensiöina pommerana* von H. Hiltermann und J. Hofker aus einem Bereich vom Obercampan bis in das Untermaastricht angegeben. Einige Bolivinen, die C. A. Wicher (1956) anführte, erlauben ebenfalls eine Korrelierung mit den kretazischen Ablagerungen Nordeuropas. Dieser Vergleich wird aber erst im folgenden Kapitel behandelt, da Maastricht I und II im Sinne von H. A. Kollmann (1963) dem Maastricht I von C. A. Wicher entsprechen. Weiters zeigt das Maastricht I enge Beziehungen zur Zone D von D. Herm und zum Untermaastricht von Israel, wie es Z. Reiss (1962) definierte. Auch aus Frankreich wird das Einsetzen der *Globotruncana contusa* von der Untergrenze des Maastricht angegeben (V. Sacal und A. Debourle, 1957, u. a.). In der Oberkreide von Trinidad setzen die dem Maastricht äquivalenten Schichten wohl nicht im oberen Abschnitt der Zone der *Globotruncana lapparenti tricarinata* ein, wie H. Bolli angibt, sondern mit der Zone der Globotruncana gansseri, in der neben der Zonenleitform auch *Globotruncana contusa* einsetzt.

d) Maastricht II

Die Sedimente des Maastricht II sind zumeist dunkelgraue sandige Mergel. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt im Profil nördlich Kote 686 etwa 80 *m*.

Probe 329, an der Basis des Maastricht II, im Bach nördlich Kote 686 enthält in mittelgrauen schwach sandigen Mergeln eine Foraminiferenfauna mit:

Globotruncana elevata stuartiformis DALB.
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana stuarti (d'ORB.)
Globotruncana citae BOLLI
Globotruncana contusa (CUSHM.)
Globotruncana gansseri BOLLI
Globotruncana stuarti conica WHITE
Globotruncana mayaroensis BOLLI
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia varians RZEHAK
Ventilabrella eggeri CUSHM.

C. A. WICHER (1956) führt aus seinem Maastricht I eine Fauna an, die neben Globotruncanen und Pseudotextularien folgende Arten führt:

Bolivina incrassata REUSS
Bolivina incrassata gigantea WICHER
Bolivinoides draco draco (MARSSON)

Auf Grund der Faunen kann das Maastricht II folgendermaßen charakterisiert werden: An der Basis des Maastricht II setzt *Globotruncana mayaroensis* ein. *Globotruncana arca*, die bis in das höchste Maastricht I auf beiden Seiten stark gewölbt war, wird im Laufe des Maastricht II ventral immer mehr abgeflacht. Nicht mehr anzutreffen sind die Arten *Globotruncana fornicata*, *G. bollii*, *G. flexuosa*, *G. caliciformis* und die *G. lapparenti*-Gruppe. Gleichzeitig mit *Globotruncana mayaroensis* setzt *Pseudotextularia varians* ein, die bis an die Oberkante des Maastricht reicht. *Globotruncana gansseri* reicht bis in die Hangendschichten des Maastricht II (Probe 326 im Bach nördlich Kote 686).

Stratigraphie: Nach den von C. A. WICHER aus Gams angeführten Bolivinen entsprechen Maastricht I und Maastricht II den Zonen der *Belemnella lanceolata*, der *Belemnella lanceolata sumensis* und der *Belemnitella junior*, also dem Untermaastricht und dem unteren Obermaastricht. Das Maastricht II ist außerdem der Zone E von D. HERM aus dem Becken von Reichenhall gleichzusetzen. In Trinidad entspricht es dem tiefsten Abschnitt der *Globotruncana mayaroensis*-Zone, der auch noch Maastricht III und Maastricht IV angehören.

e) Maastricht III

Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Bach nördlich Kote 686 zirka 80 *m*. Im Liegenden treten etwa 20 *m* mittelgraue sandige Mergel, in gleicher Ausbildung wie im Maastricht II auf. Der Hangendanteil wird von hellgrauen, harten, sandfreien Mergeln aufgebaut. Die gleiche Schichtfolge konnte auch in den Bächen nördlich des Gehöftes Stangl und westlich der Hafner Alm festgestellt werden.

Im Maastricht III (und ebenso im Maastricht IV) treten keine neuen Globotruncanen-Arten auf. An der Basis (im Bach nördlich Kote 686 im

Aufschluß 325) sind plötzlich neben normalwüchsigen Formen auch „Riesenformen" von *Globotruncana contusa* zu beobachten. Diese Art ist im höchsten Maastricht oft doppelt so groß wie in tieferen Profilabschnitten. Andere Arten sind an der Basis noch durchaus normalwüchsig.

Aufschluß 325 zeigt folgende Fauna:

Globotruncana elevata elevata BROTZEN
Globotruncana elevata stuartiformis DALB.
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Globotruncana stuarti (de LAPP.)
Globotruncana citae GAND.
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Globotruncana contusa (CUSHM.) (Normalwüchsige und übergroße Formen)
Globotruncana stuarti conica WHITE
Globotruncana mayaroensis BOLLI
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia varians RZEHAK
Ventilabrella eggeri CUSHM.

Erst im Aufschluß 321 im Bach nördlich Kote 686, zeigen neben *Globotruncana contusa* auch *G. stuarti conica*, *G. rosetta rosetta* und *G. mayaroensis* erhebliche Größenzunahmen. Auch die kleinen Exemplare der *Globotruncana contusa* sind nicht mehr anzutreffen. Die Größenzunahme der übrigen Formen der *G. stuarti*-Gruppe ist minimal, *G. arca* zeigt überhaupt keine. In einzelnen Proben konnten auch Riesenformen von *Rugoglobigerina rugosa* festgestellt werden.

Stratigraphie: Der Riesenwuchs von Globotruncanen im oberen Maastricht wurde erstmals von M. B. CITA (1956) aus der italienischen Oberkreide erwähnt. C. A. WICHER (1956) beschrieb derartige Formen aus den Gosauschichten von Gams, D. HERM (1962) von der Gosau des Lattengebirges. D. HERM deutet diese starke Vergrößerung der Globotruncanen als Typolyse im Sinne von O. H. SCHINDEWOLF. Für einen derartigen Vorgang fehlen aber die „Merkmale des Niederganges, der Entartung und Lockerung der im Typus verkörperten Formgebundenheit", wie sie O. H. SCHINDEWOLF fordert. Auch fällt in diesem Zusammenhang auf, daß aus der amerikanischen Oberkreide die Tendenz zur Größenzunahme der Globotruncanen im höheren Maastricht nicht bekannt gemacht wurde. Da aber eine genetisch bedingte Größenzunahme bei allen Individuen einer Art auftreten müßte, erscheint in diesem Fall eine Typolyse sehr zweifelhaft. Auch muß eine Größenzunahme nicht unbedingt als Entartung betrachtet werden. Es ist auch möglich, daß sie die Reaktion auf äußerst günstige Lebensbedingungen ist. Diese herrschten sicher im oberen Maastricht im Gosaumeer für Globotruncanen. Nicht zufällig besteht das Plankton, das nahezu 100% der Fauna ausmacht, in dieser Zone fast nur aus Angehörigen dieser Gattung.

Das Maastricht III entspricht dem unteren Maastricht II von C. A. WICHER. Ebenso gleicht es dem tieferen Abschnitt der Zone F von D. HERM.

f) Maastricht IV

Im Bach nördlich Kote 686 beträgt die Mächtigkeit zirka 15—20 *m*, an der Straße Gams—Krautgraben, SE des Bachbauern, zirka 20 *m* (Aufschlüsse 639, 644, 389). Weiters konnte diese Zone im Bach westlich „Hart" (129 d) gefunden werden. Die Mächtigkeit ist überall sehr gering. Lithologisch besteht das Maastricht IV aus hellgrauen, harten Mergeln, die dem Mergel des höheren Maastricht III vollkommen gleichen.

Im Aufschluß 316 (Bach nördlich Kote 686) konnte folgende Fauna festgestellt werden:

Gaudryina rugosa (d'ORB.)
Rugoglobigerina sp.
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana stuarti (de LAPP.)
Globotruncana contusa (CUSHM.)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia varians RZEHAK

Im Aufschluß 129 d, konnte außerdem festgestellt werden:

Globotruncana elevata stuartiformis DALB.
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)

und vereinzelt

Globotruncana mayaroensis BOLLI

Die Zone zeigt keine neuen Globotruncanen-Arten. Sie stellt vielmehr den Beginn des Erlöschens dieser Gattung dar. *Globotruncana mayaroensis* und *G. rosetta rosetta*, die im Maastricht III sehr häufig sind, fehlen zumeist vollständig oder treten nur ganz selten auf. Von den „Riesenformen" ist nur *Globotruncana contusa* nach wie vor häufig. Sie zeigt einen großen Durchmesser und ist dorsal weniger gewölbt als in tieferen Horizonten. Auch die *G. stuarti*-Gruppe und *G. arca* sind verhältnismäßig zahlreich vertreten. *G. arca* ist in dieser Zone ventral vollkommen abgeflacht. Besonders auffallend ist der hohe Prozentsatz von Sandschalern an der Fauna gegenüber dem Maastricht III. Nach B. PLÖCHINGER (1963) und R. OBERHAUSER (1963) sind ähnliche sandschalerreiche Faunen auch im obersten Maastricht von Grünbach festzustellen („Flyschsandschaler"-Zone). Auch aus dem Faunenverteilungsdiagramm von D. HERM (1962) kann die Zunahme der Sandschaler an der Maastricht-Obergrenze abgelesen werden.

Dieser Wechsel in der Faunenzusammensetzung zeigt wohl einen Wechsel in der Ökologie an, da Sandschaler in der Regel extreme Bedingungen aushalten, und bei einem ökologisch bedingten Zurücktreten der verhältnismäßig stenöken Planktonfauna stärker in den Vordergrund rücken. Eine Sedimentationsänderung als Grund dafür anzunehmen ist unwahrscheinlich, da die Mergelsedimentation aus dem Maastricht II unverändert weitergeht. Am ehesten wäre als Grund für die Schwerpunktverlagerung in der Fauna ein Einbruch kühleren Meerwassers zu denken. Die Globotruncanen haben sich nämlich als wärmeliebende Formen erwiesen, die in den Ablagerungen des warmen Tethysmeeres sehr häufig sind, aber nur in Ausnahmsfällen in der borealen Kreide zu finden sind. Durch Kaltwassereinfluß wäre daher der Anteil der Globotruncanen an der Fauna zurückgedrängt worden.

Stratigraphie: C. A. WICHER (1956) setzte sein Maastricht II (= Maastricht III und IV) der Zone der *Belemnella casimirovensis* gleich. Er begründete dies damit, daß *Bolivina incrassata gigantea*, die in Nordeuropa nicht über das untere Obermaastricht hinausgeht, auch im Maastricht II von Gams nicht mehr zu finden ist. Ein derartiger „indirekter" Altersbeweis von Schichten verschiedener fazieller Ausbildung muß aber mit äußerster Vorsicht aufgenommen werden. Weiters setzt C. A. WICHER (1953 und 1956) sein Maastricht II dem stratigraphischen Umfang der *casimirovensis*-Zone und der *Pseudotextularien*-Zone von Schweden, Norwegen und Schleswig-Holstein altersmäßig gleich. Erst in neuerer Zeit wurde von H. HILTERMANN (1960) das Auftreten von *Pseudotextularia varians* (nicht *P. elegans*, wie H. HILTERMANN anführt) auf das allerhöchste Obermaastricht eingeengt. Die Pseudotextularien-Zone würde daher ungefähr dem Maastricht IV entsprechen.

Die beiden Zonen zeigen auch weitgehende faunistische Übereinstimmung. In der Pseudotextularienzone treten nämlich Maastricht-Globotruncanen auf, die vorher in den borealen Bereich nicht eingedrungen waren. So wurde von J. C. TROELSEN (1955) aus Kjölli-Gaard (Dänemark) die Riesenform einer *Globotruncana contusa* beschrieben. W. BERGGREN (1962 a und b) und J. HOFKER (1962) fanden ebenfalls in den höheren Partien des „Weißen Kalkes" von Dänemark eine große Anzahl von Globotruncanen. J. HOFKER (1956) führt aus den Bohrungen Maasbühl und Oldenbüttel *Globotruncana stuarti*, *G. citae* und *G. intermedia* an. Dies bedeutet, daß im obersten Maastricht wärmeres Wasser, und mit ihm Globotruncanen und Pseudotextularien in das Boreal eindrang (C. A. WICHER, 1953 und 1956; J. HOFKER, 1956). Andererseits ist aber, wie bereits erwähnt, ein Einfluß kälteren Wassers auf die Faunen des Obermaastricht innerhalb der Gosauschichten wahrscheinlich. Es könnte daher ein wechselseitiger Wasseraustausch zwischen Boreal und Tethys vorhanden gewesen sein, der die Faunen Nordeuropas und des alpinen Raumes aneinander anglich.

g) Dan

Das Dan im Becken von Gams besteht aus rotbraunen sandigen Mergeln, die zum Teil grün gefleckt sind. Im Gamsgraben östlich der Grafenalm sind in den Hangendteil des Dan in die roten Mergel zahlreiche gerundete Mergelstücke eingelagert. Diese grauen Mergel enthalten eine Foraminiferenfauna des Maastricht. Die Mergelkonglomerate werden noch von Breccien überlagert, die fast vollständig aus triassischen und jurassischen Kalken bestehen, aber auch noch vereinzelt graue Mergelstücke enthalten. Großforaminiferen aus diesen Breccien sind nach Herrn Prof. A. PAPP

Storrsella sp.
? Smoutina sp.

Die Mergel des Dan weisen ganz verschiedene Mächtigkeiten auf. Südlich des Bachbauern, an der Straße Gams—Krautgraben fehlt diese Stufe überhaupt, Im Bach nördlich Kote 686 ist sie 7 *m* mächtig (siehe Detailprofil), im Bach westlich Hart 10—15 *m*, nordwestlich der Grafenalm etwa 13 *m*.

Die Anreicherung von Mergelgeröllen und das Auskeilen des mergelig entwickelten Dan und Unter-Paleozän gegen W sind leicht in Zusammenhang zu bringen. Allein die Annahme eines, wenn auch noch so geringfügigen Reliefs an der Oberkante der Maastricht-Mergel könnte beide Beobachtungsergebnisse erklären: In den Mulden hätten sich die jüngeren Schichten abgelagert, von den Rücken wären Mergel des Maastricht abgetragen worden, die dann in die jüngeren Ablagerungen eingeschüttet wurden.

Dort, wo das Dan ohne Schichtlücke über den Mergeln des Maastricht liegt, treten plötzlich in großer Anzahl kleine Globigerinen auf. Daneben sind aber noch Globotruncanen zu finden. Der Prozentsatz an benthonischen Foraminiferen ist ebenso wie im Maastricht IV ziemlich hoch.

Aufschluß 67, im Bach nördlich Kote 686, führt eine Fauna mit:

Gaudryina div. sp.
Dorothia pupa (Reuss)
Dentalina sp.
Neoflabellina semireticulata (Cushm. und Jarvis)
Bulimina div. sp.
Rotalia sp.
Globogerina triloculinoides Plummer
Globigerina pseudobulloides Plummer
Globigerina trinidadensis (Bolli)
Globigerina compressa Plummer
Globotruncana arca (Cushm.)
Globotruncana falsostuarti Sigal
Entosolenia sp.

Stratigraphie: Das Vorkommen von Globotruncanen im Dan und auch in höheren Horizonten wurde bereits von C. A. Wicher (1956) festgestellt, und deren Reichweite bis in das Untereozän angegeben. Mit dieser Ansicht stand C. A. Wicher ziemlich allein da. K. Küpper (1956) bemerkte, daß die Gattung Globotruncana mit dem Einsetzen der Globigerinen vollständig aus dem Faunenbild verschwindet. Gleichlautende Feststellungen sind u. a. bei M. B. Cita (1956), H. Bolli, A. R. Loeblich und H. Tappan (1957), und W. Hay, M. Lys, W. Berggren, H. Bolli und M. B. Cita (1960, sämtliche Arbeiten erschienen im 5. Band des Report über den 21. Geologenkongreß in Kopenhagen).

Die Ansicht von C. A. Wicher, daß Globotruncanen bis in das Eozän auftreten, kann nicht voll unterstützt werden, da die zahlreichen Globotrucanen, die in Mergellagen des Breccien-Sandsteinkomplexes zu finden sind, sicher umgelagert sind. Wenn man jedoch die Fauna der Dan-Mergel näher untersucht, so fällt auf, daß darin keine einzige Riesenform einer Globotruncana zu finden ist. *Globotruncana contusa*, *Globotruncana mayaroensis*, deren Verbreitungsbereich ja zu allererst einer Abtragung und Umlagerung ausgesetzt hätte sein müssen, fehlen in diesen Schichten vollkommen. Dagegen treten die Formen *Globotruncana arca* und *G. falsostuarti* auf, die auch im obersten Maastricht keinerlei Größenwachstum zeigen. Die Vermutung liegt daher nahe, daß die kleinwüchsigen, nicht so hoch spezialisierten Formen die Maastricht—Dan-Grenze überschreiten, und noch vereinzelt bis zur Paleozän-Grenze vorkommen. Die großwüchsigen

Globotruncanen werden dagegen mit dem Auftreten der Globigerinen sofort aus den Faunen verdrängt.

Eine Korrelation der tethyschen Ablagerungen mit dem Dan Dänemarks ist schwierig, da die Sedimente beider Zonen unter ganz verschiedenen Bedingungen gebildet wurden. Da jedoch im Dan der Typlokalität und der Tethys u. a. *Globigerina daubjergensis* BRÖNNIM. auftritt, wird im südeuropäischen und amerikanischen Raum der vertikale Verbreitungsbereich dieser Art als Dan bezeichnet. An der Untergrenze dieser Stufe treten in Dänemark und im Tethysbereich ähnliche Faunen auf. An der Obergrenze des Dan besteht aber nach W. BERGGREN (1960) im dänischen Raum eine Schichtlücke. Darüber tritt *G. daubjergensis* zwar auch auf, ist aber wahrscheinlich umgelagert. Die gesamte vertikale Reichweite kann daher in Dänemark nicht erfaßt werden, das Dan der Typlokalität ist wahrscheinlich nur der untere Teil davon (K. GOHRBANDT, 1963; H. A. KOLLMANN, 1963). Dies läßt sich auch mit anderen Foraminiferen nachweisen: J. C. TROELSEN (1957) und W. BERGGREN (1962) beschrieben aus Stevns Klint und Faxe *Globigerina pseudobulloides*, *G. triloculinoides*, *G. linaperta*, *G. hornibrooki*, *G. stainforthi*, *G. compressa*, *G. daubjergensis*. Keine Form spricht hier für die Einstufung in jüngere Zonen als die der *Globigerina trinidadensis* im Tethysbereich. Da außerdem im Dan von Dänemark bei gleich fortlaufender Sedimentation höhere Entwicklungsstufen von *Globigerina pseudobulloides* fehlen, ist ein jüngerer Anteil als die *G. trinidadensis*-Zone nicht nachgewiesen. *G. uncinata*, das Zonenleitfossil für die nächsthöhere Zone des Tethysbereiches, das sich aus *Globigerina pseudobulloides* abspaltete, konnte nicht gefunden werden. Die Zone der *Globorotalia uncinata* wird daher nicht, wie bei H. BOLLI und M. B. CITA (1960) und W. HAY (1960) zum Dan gestellt. Auch nach der Korrelation alttertiärer Schichten Amerikas und Europas von A. LOEBLICH und H. TAPPAN (1957) entspricht der Verbreitungsbereich nur ungekielter Globorotalien und Globigerinen dem Dan und Mont (beides zusammen ergibt das „untere Paleozän" von A. LOEBLICH und H. TAPPAN). Im Ostalpenraum sind das Dan Ia von Gams (C. A. WICHER, 1956) und die Zone A nach A. v. HILLEBRANDT (1962 a) dem Dan gleichzusetzen.

h) Paleozän I

Diese Zone ist nur in geringer Mächtigkeit im Bach nördlich Hart und im Gamsbach östlich der Grafenalm anzutreffen. Sie besteht aus graugestreiften, roten, sandigen Mergeln. Auch in dieser Zone tritt ein Horizont mit Geröllen von Mergeln des Maastricht auf.

Mikropaläontologisch kann die Zone durch die Vergesellschaftung von *Globorotalia uncinata* und *Globigerina trinidadensis* charakterisiert werden. Globotruncanen treten nicht mehr auf.

Im Aufschluß 26 a (östlich der Grafenalm) tritt folgende Fauna auf:

Haplophragmoides coronata CUSHM.
Marssonella sp.
Dorothia pupoides (REUSS)
Cornuspira sp.
Neoflabellina jarvisi (CUSHM.)
Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina trinidadensis (BOLLI)
Globorotalia uncinata BOLLI

Im Aufschluß 127 (Bach westlich Hart) tritt noch auf:
Globigerina compressa PLUMMER

Stratigraphie: Das Paleozän I entspricht dem Dan I b von C. A. WICHER (1956) und der Zone B von A. v. HILLEBRANDT (1962 a). Im amerikanischen Raum entspricht dieser Zone die uncinata-Zone Trinidads von H. BOLLI (1957) und der obere Abschnitt der „compressa-daubjergensis-Zone" vom Gulf and Atlantic Coastal Plain nach A. LOEBLICH und H. TAPPAN (1957), der mit dem Montien der europäischen Alttertiärgliederung verglichen werden kann. Zu einem völlig anderen Ergebnis kam allerdings J. HOFKER (1961, 1962), der die Typlokalität des Montien untersuchte. Während er aus dem Liegenden der Serie, dem Poudingue de Malogne, eine eindeutige Fauna des Dan beschrieb, führte er aus dem darüber liegenden Tuffeau de Ciply eine Planktonfauna an, die nach der amerikanischen Literatur in die pseudomenardii-Zone des höheren Paleozän gestellt werden müßte. J. HOFKER gibt daraus *Globigerina triloculinoides* und reichlich *Globorotalia ehrenbergi*, *G. pusilla laevigata* und *G. pseudomenardii* an. W. BERGGREN (1962) und K. GOHRBANDT (1963) wiesen jedoch darauf hin, daß die von J. HOFKER als Globorotalien bezeichneten Formen anderen Gattungen angehören. Allerdings sind diese Formen sehr schlecht erhalten und nicht näher zu identifizieren. Die Beziehungen des Mont zu den Planktonzonen sind daher noch nicht befriedigend geklärt. Da jedoch aus dem Poudingue de Malogne Faunen des Dan beschrieben wurden, dürfte der noch über dem Tuffeau de Ciply liegende Stratotypus des Mont, der Calcaire de Mons, nicht mehr dem Dan angehören, sondern bereits einer höheren Zone.

i) Paleozän II

Das Paleozän II konnte nur in einer schmalen Zone östlich der Grafenalm gefunden werden. Im Gamsbach besteht die Zone aus hellgrauen Mergeln. Dort kann eine Mächtigkeit von etwa 10 *m* konstruiert werden. Nach F. BETTENSTAEDT (in C. A. WICHER, 1956) setzt sich die Sedimentation der rotbraunen Mergel aus dem liegenden Dan I bis 2 *m* über die Basis des Paleozän II fort. Dann setzt erst der graue Mergel ein.

Mikropaläontologisch kann die Zone durch das Auftreten gekielter Globorotalien von den tieferen Zonen abgetrennt werden. Charakteristisch für die tieferen Ablagerungen des Paleozän II ist die Fauna im Aufschluß 24:

Haplophragmoides coronata CUSHM.
Marssonella sp.
Dorothia pupoides (REUSS)
Dentalina sp.
Robulus sp.
Neoflabellina jarvisi (CUSHM.)
Globigerina pseudobulloides PLUMMER
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina trinidadensis (BOLLI)
Globorotalia uncinata BOLLI
Globorotalia angulata angulata (WHITE)

In den stratigraphisch höheren Aufschlüssen sind *Globigerina trinidadensis* und *G. compressa* und *Globorotalia uncinata* nicht mehr zu beobachten. Aufschluß 19, der etwas höher im Profil liegt als Probe 24, zeigt an Vertretern der Globigerinidae und Globorotaliidae:

Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina pseudobulloides PLUMMER
Globorotalia angulata angulata (WHITE)
Globorotalia angulata abundocamerata BOLLI

Stratigraphie: Das Paleozän II entspricht dem Dan II von C. A. WICHER. Diese Schichten wurden nach Arbeiten von M. GLAESSNER (1936), N. SUBBOTINA (1936) und M. KELLER (1939) in das Dan eingestuft. Von diesen Forschern wurde aus dem Kaukasus das gemeinsame Vorkommen von *Echinocorys sulcatus* d'ORB. und *Globorotalia velascoensis* (CUSHM.) beschrieben. Die Beschränkung von *Echinocorys sulcatus* auf das Dan wird aber angezweifelt (A. PAPP, 1959).

Nach den Angaben von A. LOEBLICH und H. TAPPAN (1957) entspricht das Paleozän II dem Thanetien. In der Gliederung von H. BOLLI ist es der Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* von Trinidad gleichzusetzen. Das Zonenleitfossil tritt aber in den Proben aus Gams nicht auf.

Auch das Thanet kann noch nicht ganz sicher der Paleozängliederung mit Planktonforaminiferen zugeordnet werden, da die „Thanet beds" von England nur aus den höchsten Schichten Plankton lieferten, und zwar Formen der pusilla-Zone und der pseudomenardii-Zone (J. HAYNES, 1956 fide K. GOHRBANDT, 1963). Der tiefere Teil wird daher wohl auch der pusilla-Zone (= Paleozän II) entsprechen.

Ein Vergleich mit der Zonengliederung von A. v. HILLEBRANDT (1962 a) aus dem Lattengebirge ist in diesem Bereich schwer möglich. Seine Verbreitungstabelle zeigt, daß dort *Globorotalia velascoensis* angeblich früher einsetzt als *G. angulata*. Das ist gerade die umgekehrte Abfolge als in anderen Ablagerungen aus dem Tethysbereich (H. BOLLI, 1957; A. LOEBLICH und H. TAPPAN, 1957; H. BOLLI und M. B. CITA, 1960; K. GOHRBANDT, 1963). Die Zone C aus dem Alttertiär von Reichenhall müßte daher höher einzuordnen sein, als es A. v. HILLEBRANDT tut. Wenn man die Faunen mit den Verbreitungstabellen von H. BOLLI (1957) vergleicht, würde man die Zone C in die untere *Globorotalia pseudomenardii*-Zone stellen, und nicht in den tieferen Teil der *Globorotalia pusilla pusilla*-Zone. Die Zone D kann dagegen wie angegeben mit dem höheren Teil der *G. pusilla pusilla*-Zone parallelisiert werden, und entspricht dem oberen Teil des Paleozän II von Gams. Darüber würde dann stratigraphisch die Zone C folgen. Der untere Teil des Paleozän II wurde anscheinend bei Reichenhall nicht angetroffen. Wahrscheinlich ist die von anderen Alttertiärprofilen abweichende Aufeinanderfolge der Faunenzonen auf tektonische Dislokation zurückzuführen.

j) Paleozän III a (tiefster Teil)

Der hangendste Abschnitt der Nierentaler Schichten s. l. wird von 1½ *m* grauen Mergeln gebildet. Auch diese Zone tritt nur östlich der Grafenalm auf einem kurzen Abschnitt im Gamsbach auf.

Aufschluß 1753 enthält die Fauna:

Aragonia sp.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina sp. sp.
Globorotalia angulata angulata (WHITE)
Globorotalia cf. *velascoensis* CUSHM.
Globorotalia occlusa LOEBL. und TAPPAN
Globorotalia aequa CUSHM. und RENZ
Globorotalia pseudomenardii BOLLI

Stratigraphie: Unter Paleozän III a (= unteres Paleozän III nach H. A. KOLLMANN, 1963) werden hier die Zonen der *Globorotalia pseudomenardii* und der *G. velascoensis* von H. BOLLI (1957) zusammengefaßt, da eine Trennung beider Anteile im über den Nierentaler Schichten folgenden Breccien-Sandsteinkomplex nicht möglich ist.

Der Anteil des Paleozän III a in den Nierentaler Schichten konnte erst in letzter Zeit ergänzend zu H. A. KOLLMANN (1963) festgestellt werden. Äquivalente Faunen aus den Alpen konnte nur A. v. HILLEBRANDT (1962 a) im Becken von Reichenhall und Salzburg feststellen (Zonen E und F). Nach H. BOLLI (1957) entspricht dieser Anteil am Paleozän III a faunistisch der Zone der *Globorotalia pseudomenardii*.

6. Der Breccien-Sandsteinkomplex (= Paleozän III a, mittlerer Teil)

Die Mächtigkeit beträgt im W der Hinteren Gams etwa 440 *m* (die Mächtigkeit der Serie in den Bächen nördlich und südlich Kote 686 zusammengerechnet). Gegen E nimmt sie langsam ab. Westlich der Grafenalm sind nur mehr 200 *m* vorhanden. Etwa 400 *m* westlich der Achmayeralm verschwindet der gesamte Gesteinskomplex unter dem Schutt, und taucht erst wieder im westlichen Seitenbach des Grimpenbaches in geringer Mächtigkeit auf. Der Großteil ist hier von Süden her überschoben. Östlich des Grimpenbaches konnten Gesteine des Breccien-Sandsteinkomplexes nicht mehr gefunden werden.

Lithologisch besteht der Großteil des Schichtkomplexes aus Breccien und Sandstein mit vereinzelten Mergellagen und ist daher den Zwieselalmschichten, die O. KÜHN (1930) aus dem Becken von Gosau beschrieb, lithologisch vollkommen gleich. Zwischen Breccie und Sandstein bestehen durch allmähliche Veränderung der Korngröße zahlreiche Übergänge. Der Durchmesser der einzelnen Komponenten kann bis zu 70 *cm* betragen. Das grobklastische Material besteht zumeist aus Phyllit, Quarz, Kalken und Lithothamnienresten. In den gröberen Lagen kommen auch aufgearbeitete Blöcke von älterem Gosausandstein und Gosaumergeln vor. Die Mergellagen sind zumeist aufgeschlämmte und später wieder abgesetzte Maastrichtmergel.

Für die Mergel und Phyllite kann kein weiter Transport angenommen werden. Als Bezugsgebiet für die Phyllite wird im allgemeinen das oberostalpine Paläozoikum angesehen, wie wir es heute noch in der Grauwacken-

zone vorliegen haben. Den einzigen konkreten Hinweis, aus welcher Serie diese Gesteine stammen könnten, gibt W. FRANK (1914). Nach F. HERITSCH, dem er die Phyllite vorlegte, sind diese ein „typisches Gestein aus der Nähe der graphitführenden Serie der Grauwackenzone". Einen viel weiteren Transport lassen jedoch die gut gerundeten Quarzgerölle vermuten, die selten größer als 1 *cm* sind. W. FRANK und F. HERITSCH nahmen als deren Bezugsgebiet Konglomeratlagen in Gesteinen der Grauwackenzone an. Gegen das Hangende ist ein Wechsel in der Sedimentation zu beobachten. Während in den tieferen Teilen des Breccien-Sandsteinkomplexes die Verteilung gröberer und feinerer Lagen unregelmäßig ist, tritt hier eine schön ausgebildete Gradierung auf. Diese ist besonders typisch im Bach südlich Kote 686 aufgeschlossen. Die Gradierung äußert sich in der ständigen Wiederholung einer Sedimentfolge, die vom Hangenden zum Liegenden eine Zunahme in der Korngröße zeigt. Innerhalb eines Zyklus kommen vor:

a) dunkelgraue, stark sandige Mergel
b) sandige, etwas hellere Mergel
c) hellgraue, mergelige Sande
d) grauer Sandstein
e) feinkörnige Breccie

Die Mächtigkeit der Zyklen schwankt zwischen 10 und 70 *cm*. Zwischen den einzelnen Lagen bestehen Übergänge.

Die gleich ausgebildeten Zwieselalmschichten wurden auf Grund der Kalkalgen und des Vorkommens von Pflanzenresten als Ablagerungen der Flachsee gedeutet, in die durch Flüsse grobklastisches Material eingeschüttet wurde (O. KÜHN, 1947). Dies wäre grundsätzlich möglich. Die verschiedenen Größen der Komponenten könnten dann mit einem klimabedingten Wechsel in der Transportkraft der Flüsse in Zusammenhang gebracht werden. Doch sprechen auch einige Argumente dagegen: Es fehlen im Breccien-Sandsteinkomplex Sedimentstrukturen, die ansonsten bei der Einschüttung von Material durch Flüsse im Seichtwasser auftreten. Kreuzschichtung ist nicht zu beobachten. Die Schichten liegen vollkommen parallel. Auch treten die Großforaminiferen, die sicher nicht durch Flüsse herangebracht wurden, nur in den Breccien auf. Mollusken, die sonst im seichten Bereich sehr häufig sind, fehlen vollkommen. Ferner werden gerade gradierte Sedimente in vielen Fällen als Bildungen größerer Wassertiefen bezeichnet, in die von Beckenrändern unverfestigtes Material eingleitet. Komponenten verschiedener Korngröße und verschiedenen spezifischen Gewichtes werden dabei nicht gleichzeitig abgelagert, sondern in einer Abfolge, die mit dem gröberen Material beginnt und mit dem feinsten endet (Ph. KUENEN, 1950). Dabei machen natürlich auch die Fossilien die Korngrößentrennung mit. Während in den groben Lagen Großforaminiferen und Lithothamnien auftreten, führen die feinsten Lagen nur vereinzelt kleinwüchsige Globigerinen und Globorotalien. Das Vorkommen der seichtwasserbewohnenden Großforaminiferen kann daher mit Eingleitung erklärt werden. Auf jeden Fall muß jedoch eine gleichzeitige Hebung des Hinterlandes angenommen werden (E. SPENGLER, 1927; O. KÜHN, 1947).

Die Faunen des Breccien-Sandsteinkomplexes sind nicht sehr reich. Viele Mergellagen haben eindeutig umgelagerte Faunen. Im Bach nördlich Kote 686 erlaubt nur Probe 686 eine feinstratigraphische Einstufung.

In Phyllitbreccien eingelagert, tritt hier eine Lage von blaugrauen, stark sandigen Mergeln auf:

Sandschaler
Robulus sp.
Neoflabellina sp.
Globorotalites sp.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina pseudobulloides PLUMMER
Globorotalia velascoensis velascoensis CUSHM.

An umgelagerten Globotruncanen treten in dieser Probe auf:

Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana contusa (CUSHM.)
Globotruncana stuarti conica WHITE

Im tieferen Abschnitt des Breccien-Sandsteinkomplexes sind ansonsten keine Planktonfaunen des Alttertiärs zu finden. Aufschluß 398 (bei der Abzweigung der Forststraße zur Stuzbaueralm) enthält reichlich Großforaminiferen, die Herr Prof. A. PAPP als

Discocyclina seunesi DOUV.

bestimmte (S. 121, 122). Zahlreiche Aufschlüsse im Breccien-Sandsteinkomplex enthalten auch umgelagerte, hoch spezialisierte Orbitoiden des oberen Maastricht. Da diese Orbitoiden im Becken von Gams in Schichten des Maastricht nicht gefunden werden konnten, muß es sich hier um Formen handeln, die aus einem anderen Sedimentationsraum eingeschüttet wurden. Von Herrn Prof. A. PAPP wurden beschrieben:

Im Aufschluß 595, östlich des Grabens E Kohlhuber:

Lepidorbitoides socialis pustulata DOUV.

Vom Aufschluß 480, SW des Bachbauern:

Orbitoides apiculata tenuistriata DOUV.

Im höheren Abschnitt des Breccien-Sandsteinkomplexes konnte ich an mehreren Stellen Nummuliten finden. Aufschluß 103, im Bach südlich Kote 686 enthält nach Herrn Prof. A. PAPP folgende Formen:

Nummulites solitarius DE LA HARPE
Nummulites subplanulatus HANTKEN und MADARASZ
Nummulites globulosus SCHAUB
Nummulites exilis DOUVILLE

Eine Planktonfauna ist im Bach südlich Kote 686 (E-Lauf) erst im Aufschluß 106 zu finden. In grauen Mergeln treten dort auf:

Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina soldadoensis BRONNIMANN
Globorotalia occlusa LOEBLICH und TAPPAN
Globorotalia aequa CUSHM. und RENZ

Stratigraphie: Die Stellung der Untergrenze des Breccien-Sandsteinkomplexes konnte gegenüber H. A. KOLLMANN (1963) jetzt eindeutig

festgelegt werden. Durch die neuen Funde von Foraminiferen des Paleozän III a im höchsten Abschnitt der Nierentaler Schichten s. l. muß die Grenze zwischen diesen Mergeln und dem Breccien-Sandsteinkomplex in das Paleozän III a hinaufrücken. Der Breccien-Sandsteinkomplex umfaßt daher den oberen Abschnitt der Zone der *Globorotalia pseudomenardii* und den Großteil der Zone der *Globorotalia velascoensis* nach H. Bolli. Wie groß allerdings der Anteil der *G. pseudomenardii*-Zone und der der *G. velascoensis*-Zone ist, kann wegen des fast vollständigen Fehlens der Faunen im unteren Abschnitt nicht festgestellt werden. Die Nummuliten sind nach Mitteilung von Herrn Prof. A. Papp eindeutig Formen des Ilerdien (= oberstes Paleozän nach L. Hottinger und H. Schaub). Dieses setzt nach K. Gohrbandt (1963) im oberen Abschnitt der Zone der *Globorotalia velascoensis* ein. Der Breccien-Sandsteinkomplex entspricht außerdem dem Großteil der „velascoensis-acuta-spiralis-Subzone", dem oberen Abschnitt der „angulata-Zone" nach A. Loeblich und H. Tappan (1957). Diese Subzone wird dem Sparnacien der europäischen Alttertiärgliederung gleichgesetzt.

Nach der von K. Küpper (1956) angegebenen Fauna wäre es möglich, daß die Fazies der Zwieselalmschichten im Becken von Gosau tiefer einsetzt als in Gams. Die angegebenen Faunen sprechen am ehesten für eine Einstufung in die Zone der *Globorotalia pusilla pusilla*, die dem Paleozän II entspricht, doch ist Paleozän III nicht sicher auszuschließen. Es wird daher der für die gleich aussehenden Schichten im Becken von Gams der allgemeine Name „Breccien-Sandsteinkomplex" verwendet. Die Einführung eines Lokalnamens wäre sinnlos, solange die Einstufung der Zwieselalmschichten nicht vollständig geklärt ist.

C. A. Wicher (1956) stufte den Breccien-Sandsteinkomplex in das gesamte Paleozän ein. Er begründete dies mit dem Fund eines allerdings unbestimmbaren Nummuliten, mit Discocyclinen, und einer Fauna von Kleinforaminiferen, die hauptsächlich wegen ihres Häufigkeitsmaximums und wegen des Evolutionsstadiums einiger Formen (z. B. Aragonia) in diese Stufe zu stellen wären. Im Becken von Reichenhall entsprechen dem Paleozän III a die Zonen C, E, F von A. v. Hillebrandt (1962 a). Die Zone C ist wahrscheinlich größtenteils dem höchsten Abschnitt, der noch in den Nierentaler Schichten s. l. enthalten ist, gleichzusetzen. Für die Zonen E, F nahm A. v. Hillebrandt im Becken von Gams eine Schichtlücke an, „da das obere Paleozän (A. v. Hillebrandt meint hier die Zone der *Globorotalia rex*) auf die Zone D transgrediert". Dazu wäre zu sagen, daß über der Zone D (= Paleozän II) keine Transgression erfolgte und wahrscheinlich auch keine Schichtlücke besteht, und daß der dem untersten Paleozän III a aufliegende Breccien-Sandsteinkomplex zwar schon einem Teil des oberen Paleozän entspricht, aber nicht der Zone der *Globorotalia rex* (= Zone G nach A. v. Hillebrandt); er enthält die Zonen C, E, F. Außerdem kommen im Becken von Gams nicht die ersten Nummuliten in der Zone der *Globorotalia rex* vor, sondern eindeutig darunter. Das Illerdien ist daher keinesfalls nur der Zone der *Globorotalia rex* gleichzusetzen, sondern entspricht, wie auch aus planktonischen Begleitfaunen ersichtlich ist, dem oberen Teil der Zone der *Globorotalia velascoensis* und der Zone der *Globorotalia rex*.

7. Tonmergelserie des Paleozän

Im Hangenden des Breccien-Sandsteinkomplexes treten bis zum Südrand der Gosau von Gams zumeist grüngraue, stark glimmerige Tonmergel mit vereinzelten Sandsteinlagen auf. Die wahre Mächtigkeit ist nicht zu erfassen, da diese Serie meist weit vom S her überschoben ist, und eine weiträumige Moränenbedeckung aufweist. Eine Vervielfachung der Mächtigkeit durch Brüche ist durchaus möglich, aber nicht feststellbar. Die Hauptverbreitung liegt südlich des Gamsbaches in der Hinteren Gams, wo die Tonmergel unter Sedimente des Campan und unter den Wettersteindolomit hineinstreichen.

Die Faunen der Tonmergelserie des Alttertiärs sind nicht sehr reich und zumeist äußerst kleinwüchsig. Ihre Lebensbedingungen waren daher sicher nicht optimal. Sandschaler fehlen vollkommen.

a) Paleozän III a (höchster Teil)

Im Bach südlich Kote 686 ist das Einsetzen der Tonmergelsedimentation mit Planktonfossilien genau zu erfassen. Während Aufschluß 106 noch typischer Breccien-Sandsteinkomplex ist, überwiegen im Punkt 107 bereits die graugrünen Tonmergel. Aufschluß 107 zeigt eine Fauna, die gegenüber der des Breccien-Sandsteinkomplexes keine Änderung aufweist:

Globigerina triloculinoides Plummer
Globorotalia aequa Cushm. und Renz
Globorotalia occlusa Loebl. und Tappan

Auch Aufschluß 108 zeigt eine vollkommen gleiche Fauna. Hier sind nur mehr ganz vereinzelt dünne Sandsteinbänke in die grünen Mergel eingeschaltet.

Stratigraphie: Der Anteil des Paleozän III a an der Tonmergelserie ist zirka 20 *m* mächtig. Die Beziehungen dieser Zone zu gleichaltrigen Ablagerungen anderer Gebiete wurden bereits im vergangenen Kapitel behandelt. Erst im Hangenden folgen Schichten, die unter Paleozän III b zusammengefaßt werden.

b) Paleozän III b

Der nächsthöhere Aufschluß, der eine Fauna lieferte, ist Punkt 112. Dieser liegt etwa 20 *m* vom Aufschluß 108 entfernt und zeigt eine auffallende Änderung im Faunencharakter. Formen des Paleozän III b treten auf:

Globigerina triloculinoides Plummer
Globorotalia aequa Cushm. und Renz
Globorotalia rex Martin
Globorotalia formosa gracilis Bolli

Die gleiche Fauna lieferte im Bach südlich Kote 686 noch Aufschluß 113. Die übrigen Punkte in dem Bachprofil waren fossilfrei. Auch in anderen Profilen konnte eine gleiche Abfolge festgestellt werden. Nur Aufschluß 57, die höchste Probe des Rauchkoglgrabens fällt aus der Reihe. Sie enthält die Fauna:

Dorothia sp.
Dentalina sp.
Aragonia ouzzanensis REY
Entosolenia sp.
Pullenia coryelli WHITE
Nodosarella sp.
Gyroidinoides sp.
Osangularia florealis (WHITE)

Eine genaue altersmäßige Einstufung dieser Fauna ist nicht möglich. Da jedoch nur wenige Meter darunter im Aufschluß 96 typisches Paleozän III b ansteht, wird wohl auch diese Fauna dem höchsten Paleozän angehören. Stratigraphisch höhere Faunen wurden in den Gosauschichten von Gams bisher nicht gefunden.

Stratigraphie: Das Paleozän III b ist durch das Auftreten von *Globorotalia rex* charakterisiert, und wird daher mit der Zone der *Globorotalia rex* von H. BOLLI (1957) parallelisiert. Diese Zone wurde von H. BOLLI, A. LOEBLICH und H. TAPPAN (1957), K. GOHRBANDT (1963), H. A. KOLLMANN (1963), u. a. bereits in das Untereozän gestellt und dem Cuisien gleichgesetzt. Auch C. A. WICHER (1956) stufte die höchsten Schichten des Beckens von Gams auf Grund des Vorkommens von *Aragonia aragonensis* und *Aragonia applinae* in das Untereozän ein. Nach den neueren Arbeiten von A. v. HILLEBRANDT (1962 a und b) muß jedoch auch die Zone der *Globorotalia rex* noch zum Ilerdien gerechnet werden, da im Becken von Tremp (Spanien) und im Mont Perdu-Gebiet typische Planktonfaunen dieser Zone mit Großforaminiferen des Ilerdien auftreten. Eine Umlagerung der Großforaminiferen ist nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. A. v. HILLEBRANDT auszuschließen. Erst die darüberliegenden Faunen entsprechen der marinen Phase des Cuis.

C. Das Vorkommen von Großforaminiferen in der Gams

Von A. PAPP

Vorwort

Bei Kartierungsarbeiten konnte Herr Dr. H. A. KOLLMANN in verschiedenen Schichtbereichen Großforaminiferen aufsammeln, deren Bearbeitung vom Verfasser gerne übernommen wurde, weil sich auch hier die Möglichkeit bot, das Vorkommen von Großforaminiferen und jenes planktonischer Foraminiferen zu kontrollieren. Wie vom Verfasser (zuletzt PAPP 1962, S. 286) mehrfach hervorgehoben wurde, können die in der Randfazies lebenden Großforaminiferen in jüngere Sedimente umgelagert werden. Trotzdem bleibt der stratigraphische Wert von Großforaminiferen bestehen. Es wird nur eine richtige Beurteilung des Vorkommens vorauszusetzen sein. Der methodische Wert der Vorkommen im Becken von Gams lag in dem Umstand, daß Großforaminiferen der Kreide und des Paläogens auftreten. Da die Erhaltung eine artliche Determination zuließ, schien eine genauere Beschreibung vertretbar.

Vorkommen

Im Profil des Beckens von Gams sind die tiefsten Schichten mit Großforaminiferen in einem dunklen organogenen Kalk entwickelt. Dieser besteht vorwiegend aus Kleinorganismen und Bruchstücken größerer Formen. Häufig sind Querschnitte durch Milioliden zu beobachten, am charakteristischesten sind pfeilertragende Rotaliiden der Gattungen *Storrsella* und ? *Smoutina*, Fragmente von Orbitoiden können sporadisch beobachtet werden.

Über den genannten Schichten finden sich Kalkarenite mit relativ vielen organogenen Komponenten. *Orbitoides*, *Lepidorbitoides* und *Pseudosiderolithes* sind relativ häufig.

Darüber treten Bänke von Sandsteinen mit Discocyclinen auf, die einem Mittelbereich der als „Paleozän III a" bezeichneten Serie angehören.

Der jüngste bzw. oberste Bereich von „Paleozän III a" führt Nummuliten in relativ guter Erhaltung. Eine Übersicht der Vorkommen von Großforaminiferen möge auf Abb. 1 gegeben werden.

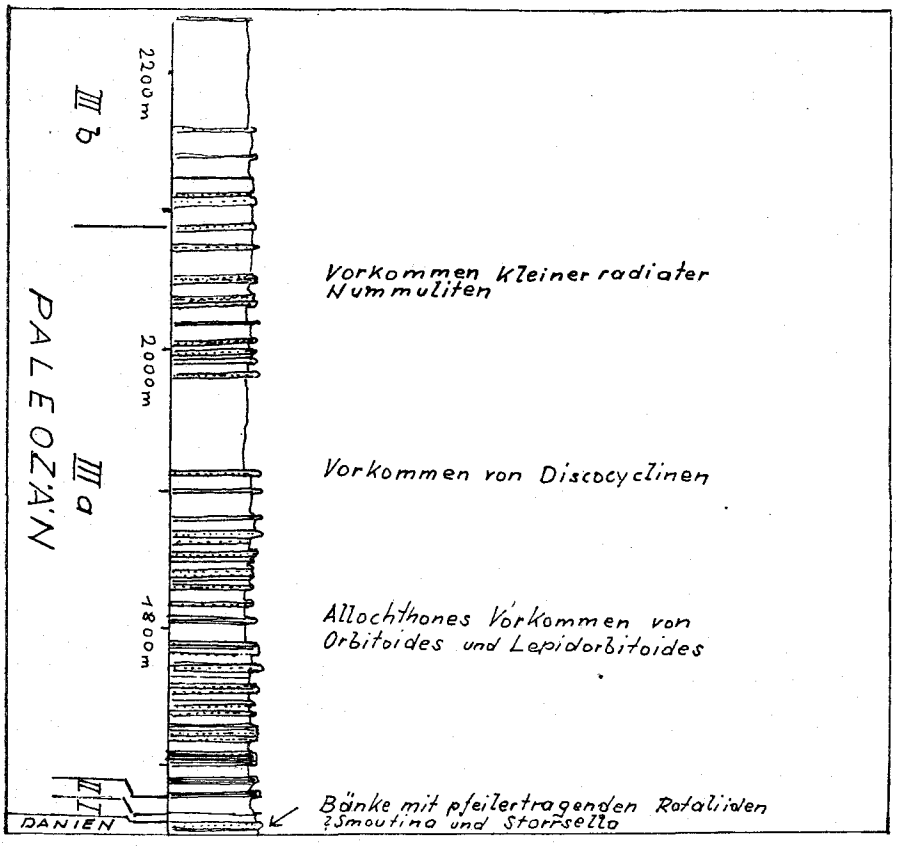


Abb. 1:
Übersicht des Vorkommens von Großforaminiferen in der Gams bei Hieflau

Beschreibung der Arten

Genus: Orbitoides d'Orbigny 1847

Orbitoides apiculata tenuistriata Vredenburg

1908 *O. media* var *tenuistriata* Vredenburg S. 198
1956 *O. apiculata tenuistriata* Papp, S. 139, Abb. 1, Fig. 10, 11

Typische Exemplare dieser für den jüngeren Teil des Maastrichts bezeichnenden Foraminiferen liegen von Station 480 vor. Die Embryonalkammern sind groß und zeigen im Nepiont bis zu 16 Auxilliarkammern (Abb. 2, Fig. 1).

Daneben treten Exemplare mit kleineren Embryonalkammern auf, deren Nepiont nur 8 Auxilliarkammern zeigt. Derartige Exemplare nähern sich dem primitiveren *Orbitoides media megaloformis* Papp & Küpper (Abb. 2, Fig. 2).

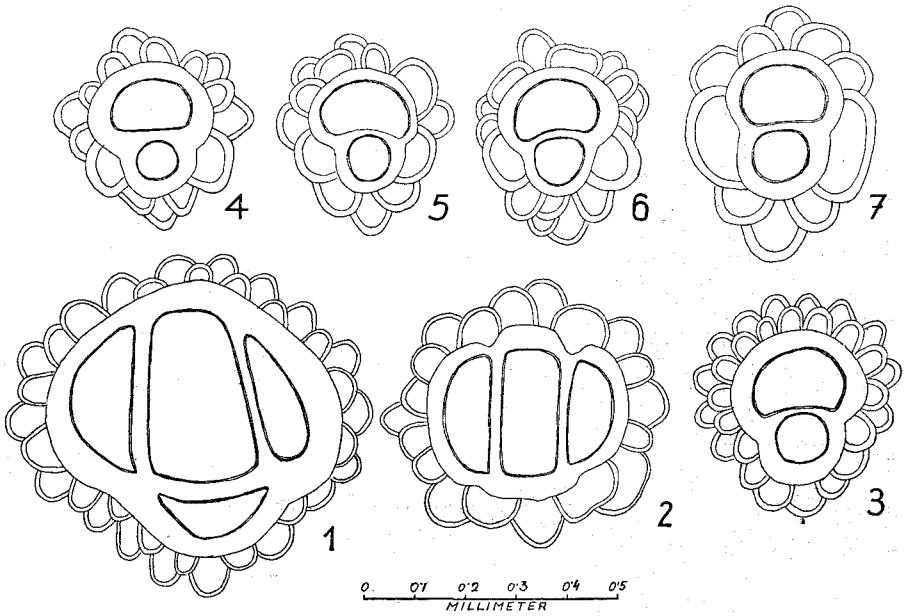


Abb. 2:

Fig. 1: Orbitoides apiculata tenuistriata Vredenburg
Embryonalkammern mit Nepiont, Station 480, umgelagert in das Paleozän

Fig. 2: Embryonalkammern und Nepiont einer Form ähnlich dem O. media megaloformis Papp & Küpper, Station 480, umgelagert in das Paleozän

Fig. 3: Lepidorbitoides socialis pustulata Douville
Embryonalkammern und Nepoint mit 2 Haupt-Auxilliarkammern und 10 Nebenauxilliarkammern am Deuteroconch. Station 595, umgelagert in das Paleozän

Fig. 4—7: Embryonalkammern und Nepiont von Exemplaren mit Spangenbildung am Deuteroconch. Fig. 7 zeigt ein Exemplar mit extrem vergrößerten Hauptauxilliarkammern

Genus: Lepidorbitoides SILVESTRI 1907

Lepidorbitoides socialis pustulata DOUVILLE

1921 *L. socialis* var. *pustulata* DOUVILLE, S. 223, Taf. 8, Fig. 1 und Abb. 26
1954 *L. socialis pustulata* PAPP, S. 89, Taf. 1, Fig. 3 und Taf. 2, Fig. 3

Von Station 595 liegen typische Exemplare vor, die einen hochentwickelten Nepiont mit 2 Hauptauxilliarkammern und 10 gleich großen Nebenauxilliarkammern haben (Abb. 2, Fig. 3). Bei der größeren Zahl von Exemplaren treten jedoch Spangenbildungen auf, wobei die Zahl der Auxilliarkammern geringer ist, die Haupt- und Nebenauxilliarkammern sind aber größer. Sie können den Raum von 2 Kammern einnehmen (Abb. 2, Fig. 4 bis 6). Derartige Spangenbildungen wurden von PAPP 1954 bei Materialien aus der Fruska Gora beschrieben. Sie charakterisieren ein Endstadium oder Abbaustadium im obersten Maastricht.

Extreme Verhältnisse treten bei einem Exemplar auf Abb. 2, Fig. 7, wo die Hauptauxilliarkammern den Protoconch und Deuteroconch weitgehend übergreifen und den Raum von 3 bis 4 normalen Kammern einnehmen. Derartige extreme Bildungen wurden im Nepiont von *Lepidorbitoides* noch nicht beobachtet. Das Verhältnis von Exemplaren mit normalem Nepiont zu solchen mit Spangenbildungen verhält sich wie 1 : 4.

Pfeilertragende Rotaliiden:

Genus: *Storrsella* DROOGER 1960

In einem Bereich über den letzten Orbitoiden und vor dem Auftreten der ersten Nummuliten sind Pfeilertragende Rotaliiden die charakteristischesten Großforaminiferen. Sie sind in der Gams ebenso wie im Becken von Grünbach sehr charakteristisch in Gesteinsschliffen zu beobachten (vgl. PAPP 1961, S. 417, Abb. 13, Fig. 5, 6). Für derartige Organismen wurde früher der Begriff „*Miscellanea*" verwendet. Da diese Formen bisher nur in Schliffen angetroffen wurden, wird von einer spezifischen Bestimmung abgesehen. Die abgebildeten Exemplare zeigen senkrechte Schnitte durch eine nur schwach trochoid aufgerollte Form, die in dem Bereich Dan—älteres Paleozän in den Ostalpen relativ häufig anzutreffen ist (vgl. Abb. 3, Fig. 1, 2). Ihre Zugehörigkeit zu *Storrsella* ist sehr wahrscheinlich.

Genus: ? *Smoutina* DROOGER 1960

Neben den genannten Formen sind Schnitte durch stark trochoid gewundene Gehäuse häufig, die sich in ihrem Bauplan an die von DROOGER 1960 als *Smoutina* zusammengefaßten Arten angliedern lassen (Abb. 3, Fig. 3).

Genus: Discocyclina GÜMBEL 1870

Discocyclina seunesi DOUVILLE

1922 *D. seunesi* DOUVILLE S. 64
1953 *D. seunesi* SCHWEIGHAUSER S. 46—47, Taf. 8, Fig. 5, 7, 8, Abb. 12, 39

Zahlreiche kleine Discocyclinen liegen aus einer Probe von der Abzweigung der neuen Forststraße aus dem Krautgraben vor. Die Embryonal-

kammern werden von einem Ring eckiger Auxilliarkammern umgeben, wobei nur in der Region des Protoconchs die Hauptauxilliarkammern etwas größer sind (vgl. auch PAPP 1959). *D. seunesi* dürfte im höheren Anteil des unteren Paleozäns (Thanetien) durch primitivere Formen mit weniger Kammern im Nepiont vertreten sein. Vorliegende Form scheint für das Ilerdien typisch (Abb. 3, Fig. 4—6).

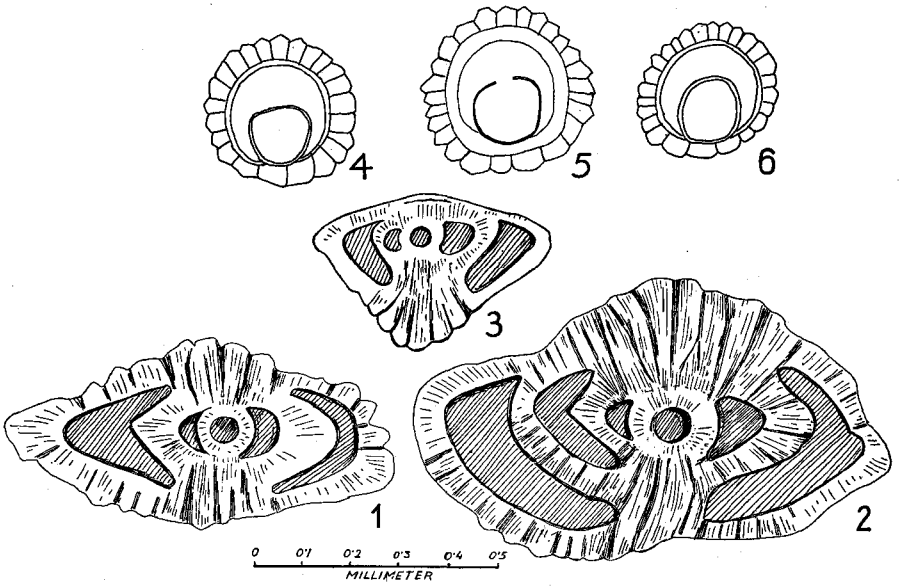


Abb. 3:

Fig. 1—2: Senkrechte Schnitte von Storrsella sp.
Gams, Bereich des Danien

Fig. 3: Senkrechter Schnitt von ? Smoutina sp.
Gams, Bereich des Danien

Fig. 4—6: Discocyclina seunesi DOUVILLE
Embryonalkammern und Nepiont
Gams, Krautgraben, unteres Ilerdien

Genus: Nummulites LAMARCK 1801

Das Vorkommen von Nummuliten wurde bereits von WICHER 1956 in der Gams beobachtet. Reicheres Material konnte in den obersten Bänken der als „Paleozän III a" bezeichneten Serie gefunden werden. Für die Bearbeitung wurde die von SCHAUB 1951 entwickelte Methodik angewendet. Hier ist auch das ältere Schrifttum angegeben. Die gesamte Fauna zeigt nur kleine Arten, die für den untersten Nummulitenbereich kennzeichnend sind.

Nummulites solitarius DE LA HARPE

Sehr kleine Gehäuse von 1·2 bis 1·5 *mm* Durchmesser mit sehr kleiner Embryonalkammer (M = 0·09 *mm*) mit relativ dickem Spiralstrang dürften der genannten Art zurechenbar sein (Abb. 4, Fig. 1).

Nummulites subplanulatus HANTKEN & MADARASZ

Sehr kleine Gehäuse. Charakteristisch erscheint der relativ weite Schritt der Spirale, der dünne Spiralstrang und die kleinen Embryonalkammern, M = 1·25 *mm* (Abb. 4, Fig. 2).

Nummulites globulus LEYMERIE

Gehäuse von 2·0 *mm* Durchmesser zeigen relativ deutlich den engen Schritt der Spirale, die schmalen hohen Kammern und die kleinen Embryonalkammern (M = 0·15 *mm*) Abb. 4, Fig. 3. Exemplare, die dem *N. globulus* sehr nahestehen, könnten zu *N. pernotus* gerechnet werden.

Nummulites exilis H. DOUVILLE

Größere Formen mit einem Durchmesser von 3 bis 4 *mm* mit sehr dünnem Spiralstrang, weitem Schritt der Spirale und relativ größerer Embryonalkammer (M = 0·2 *mm*) werden zu *N. exilis* gerechnet (Abb. 4, Fig. 4, 5).

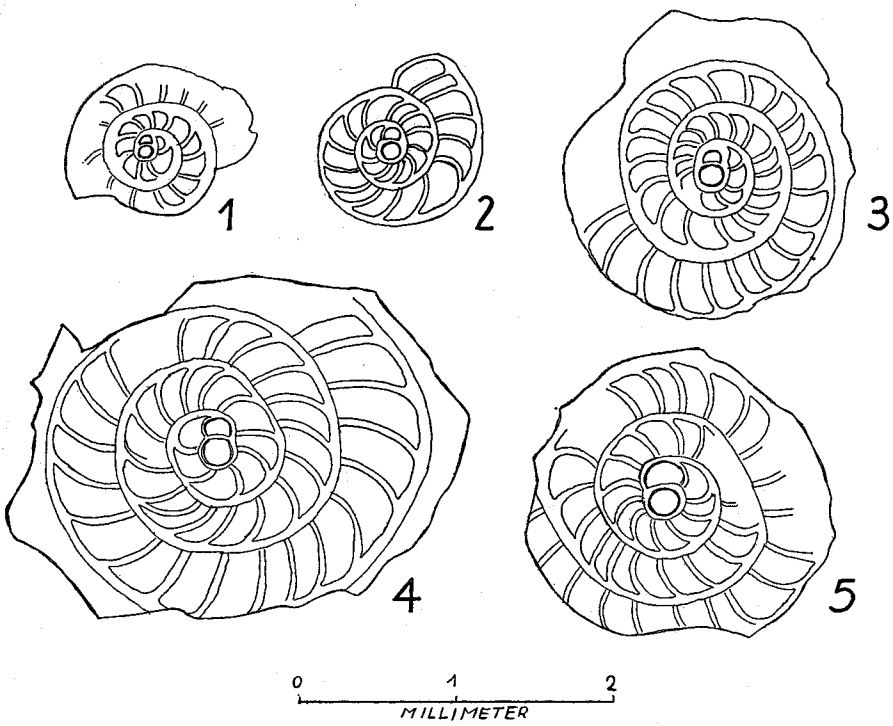


Abb. 4:
Senkrechte Schnitte von Nummuliten aus dem unteren Ilerdien (= oberes Paleozän) der Gams bei Hieflau

Fig. 1: Nummulites solitarius DE LA HARPE
Fig. 2: Nummulites subplanulatus HANTKEN & MADARASZ
Fig. 3: Nummulites globulus LEYMERIE
Fig. 4, 5: Nummulites exilis DOUVILLE

Vergleiche mit den Planktonfaunen und stratigraphische Ergebnisse

Das Vorkommen pfeilertragender Rotaliidae zeigt Planktonfaunen mit *Globigerina compressa; G. trinidadensis* und *G. pseudobulloides*. Es handelt sich hier zweifellos um einen Bereich, der an der Wende Mesozoikum—Tertiär liegt. Es dürfte sich um den Globigerinenbereich der Tethys handeln, der trotz verschiedener Diskussionen in irgendeiner Form dem Dan vergleichbar bleibt. Es wird in diesem Rahmen darauf verzichtet, den Problemkreis „Äquivalente des Dan" neuerlich aufzurollen. Dies würde den Rahmen einer lokalen Analyse weit überschreiten.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* im Hangenden. Es liegt in einem Niveau, in welchem bereits *Globorotalia velascoensis* auftritt. Es ist, trotz guter Erhaltung der Orbitoiden und ihrem nicht seltenen Vorkommen, mit Umlagerungen zu rechnen. Die genannten Großforaminiferen erlöschen mit dem obersten Maastricht. Ein Vorkommen kretazischer Großforaminiferen im Bereich von *G. velascoensis* ist nur in Schichten möglich, die auch andere Anzeichen von Umlagerungen (wie gradierte Schichtung) erkennen lassen.

Das Vorkommen von Discocyclinen zeigt, da es sich um Formen von *D. seunesi* mit hochentwickeltem Nepiont handelt, bereits eine Altersseinstufung im oberen Paleozän bzw. unteren Ilerdien an.

Die Nummuliten gehören durchwegs in das untere Ilerdien, welches verschiedentlich als Oberes Paleozän bezeichnet wird. Die beste Vergleichsmöglichkeit bietet noch immer das Profil der großen Schlieren (Schaub 1951 und Hottinger & Schaub 1960). Die genannten Nummuliten haben ihr Vorkommen im unteren Bereich zwischen 400 und 800 *m* Schichthöhe des großen Schlieren und würden als unteres Ilerdien (früher Paleozän und unterstes Ypresien) zu bezeichnen sein. Planktonische Foraminiferen mit *Globorotalia aequa* bezeichnen ebenfalls ein hohes Niveau im Paleozän. Es besteht größte Übereinstimmung mit dem Erstauftreten von Nummuliten im Helveticum des Oichtentales Zone E (Gohrbandt 1963).

Diese Ergebnisse zeigen, daß die stratigraphische Aussage von Großforaminiferen in vielen Fällen wertvolle Hinweise geben kann, daß man aber in machen Fällen mit Umlagerungen rechnen muß, die bei mangelnder Sachkenntnis zu schwerwiegenden Irrtümern führen können.

Schrifttum

Drooger, C. W., 1960: Some early rotaloid Foraminifera I und II. — Koninkl. Nederl. Aka. Wetensch. Ser. B, *63*, Amsterdam.

Gohrbandt, K. u. Mitarb., 1963: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — Mitt. Geol. Ges. *56*, Heft 1, Wien.

Hottinger, L. & Schaub, H., 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. — Eclogae Geol. Helv. *53*, Basel.

Kollmann, H., 1963: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *13*, Wien.

Oberhauser, R., 1963: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B. A. *106*, Wien.

Plöchinger, B. u. Mitarb., 1961: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A. *104*, Wien.

Papp, A., 1954: Über das Vorkommen von Orbitoiden im Maastricht der Fruska Gora (Jugoslavien). — Ann. Géol. Peninsule Balkanique *22*, Beograd.

PAPP, A., 1956: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., H. 2, Wien.

PAPP, A., 1962: Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. Geol. B. A., H. 2, Wien.

SCHAUB, H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. — Schweiz. Pal. Abh. *68*, Basel.

SCHWEIGHAUSER, J., 1953: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (Norditalien). — Schweiz. Pal. Abh., Basel.

Die hier nicht aufgeführte Spezialliteratur über Nummulites vgl. SCHAUB 1951, Discocyclina vgl. SCHWEIGHAUSER 1953, Orbitoides und Lepidorbitoides PAPP 1954, 1956.

D. Die Schwermineralverteilung in den Gosauschichten von Gams

Von G. WOLETZ

Die klastischen Sedimente von einzelnen Gosauvorkommen in den Nördlichen Kalkalpen waren in den letzten Jahren Gegenstand mineralogischer Untersuchungen. Bei diesen Untersuchungen wurde die Aufeinanderfolge zweier unterscheidbarer Sandeinschüttungen in den ostalpinen Ablagerungsraum entdeckt: vor dem Obercampan sind Sande abgelagert worden, die die Aufarbeitungsprodukte von basischen Eruptivgesteinen (mit Chromit als häufigstem Schwermineral) mit sich führten; vom Obercampan aufwärts läßt die mineralogische Zusammensetzung des Detritus auf eine Abstammung aus metamorphen Gesteinen schließen (Granat ist vorherrschend unter den Schwermineralen).

Die ersten systematischen Untersuchungen sind an den Gosausedimenten im Gebiet von Unterlaussa gemacht worden. Hier und in einzelnen anderen Gosauvorkommen sind die beiden unterschiedlich zusammengesetzen Sedimente durch eine Schichtlücke voneinander getrennt. Erstmals ist es im Gosaubecken von Gams gelungen, die beiden Sandsteinkomplexe nahezu in lückenloser Aufeinanderfolge zu finden.

Im Graben östlich Kohlhuber, einem nördlichen Seitenbach des Gamsgrabens N „Bierschenke" und in dessen westlichem Seitenbach hat H. A. KOLLMANN eine Schichtfolge von Untercampan (587, 588) bis Obercampan (590, 591, 542) festgestellt. Durch die parallel laufenden mikropaläontologischen und mineralogischen Bearbeitungen dieses Profils wurde die Obergrenze des Chromit-führenden Detritus, bzw. die Unterkante des Granatführenden Detritus festgestellt: die schon während des Santon herrschende Zusammensetzung der Schwermineralfraktion bleibt mit den hohen Chromit-Zahlen noch im Untercampan erhalten, das Alter ist durch das Auftreten einkieliger Globotruncanen gemeinsam mit *Globotruncana coronata* belegt. Zu Beginn des Obercampan, gleichzeitig mit dem Erlöschen von *Globotruncana coronata* ist der Chromitgehalt stark zurückgegangen, während der Granatgehalt sehr beträchtlich wird.

Diese Grenze markiert also das Aufhören einer Sandlieferung aus basischem Gesteinsmaterial und das Beginnen einer Lieferung aus einem Gebiet mit metamorphen Gesteinen, welches vorher nicht im Einzugsbereich des Absatzraumes gelegen war.

Erläuterungen zur Tabelle 1

SM = Schwermineralmenge in der Korngrößengruppe 0·05—0·10 *mm*

.	sehr wenig Schwerminerale ..	unter 1%
..	wenig Schwerminerale	zirka 1— 3%
+	mäßig viel Schwerminerale ..	zirka 3— 6%
++	viel Schwerminerale	zirka 6—10%
××	sehr viel Schwerminerale	über 10%

Op = opake Körner
BC = Biotit+Chlorit
Ba = Baryt
dM = übrige durchsichtige Minerale

zusammen 100%

Cr = Chromit
Gr = Granat
Ru = Rutil
At = Anatas
Zi = Zirkon
Tu = Turmalin
Ap = Apatit
Br = Brookit
Ti = Titanit
EZ = Epidot+Zoisit
St = Staurolith
Di = Disthen
Cd = Chloritoid
Ho = Hornblende

„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100% (Reihenfolge der Minerale nach deren optischen Eigenschaften)

Innerhalb der Zahlenreihen bedeutet + weniger als 1%

Tabelle 1

Stations-nummer	Lokalität	Analysen-nummer	Schwerminerale (d > 2,8) aus der Korngrößengruppe 0,05—0,10 mm																	
			SM	zusammen 100%				„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100%												
				Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	Ho
	a) Sandsteine des Paleozän III [1]																			
210	Grafenalm (liegt im E außerhalb der Kartenskizze)	3918	++	33	18		49		74	2		1	3	18			1			1	
1236	Graben N Rabenmauer	4426	+	41	1		58		51	13	+	2	10	1		+	10	11		1	
954	SE Stangl	4425	+	34	1		65		66	6	1	3	2	4		+		17			
86	Rauchkoglgraben, S Stangl	3895	××	41	+		58		65	9	+	3	7	2		+		12	+	1	
94	Rauchkoglgraben, SW Wückl	3896	+	39	7		54		57	10		4	10	10				6	2	1	
97	Rauchkoglgraben, SW Wückl	3897	++	33	1		66		75	3	+	3	4	1				12	1	+	
110	S Kote 686	3903	+	32	4		64		65	4		4	7	9		1	3	5		2	

[1]) Dieser Schichtkomplex wurde früher als Eozän bezeichnet, nach dem letzten Stand der Arbeiten von H. A. KOLLMANN ist er jedoch dem obersten Paleozän zuzuordnen.

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Stations-nummer	Lokalität	Analysen-nummer	Schwerminerale (d > 2,8) aus der Korngrößengruppe 0,05—0,10 mm																	
			SM	zusammen 100%				„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100%												
				Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	Ho
	b) Sandsteine des Paleozän I—III a:																			
209	Grafenalm	3917	+	32	4		64		63	3		5	8	18				1		2	
206	NE Grafenalm	3916	++	23	59		18		38	2		5	14	30			2	9			
27	E Grafenalm	3730	++	37			63		50	7		14	11	1		1	2	13	+	+	
28	E Grafenalm (liegen im E außer-	3731	++	44			56		53	6	+	18	7	1		+	3	9		2	
33	E Grafenalm halb der Karten-	3733	++	39	4		57		59	2		+	9	12	+	+	3	11	+	1	
20	E Grafenalm skizze)	3728	++	37			63		61	4		6	4	6			1	18			
21	E Grafenalm	3729	++	37			63		52	5		6	10	6			+	20	+		
32	NE Grafenalm	3732	++	55	3		42		33	12		10	7	1	+		20	16		+	
36	Happelgraben, E Hart	3886	+	31	8		61		64	2		3	5	16	+		2	3		4	
38	Happelgraben, E Hart	3887	++	48	+		51		50	5		3	10	2	1		6	21		2	
121	Bach W Hart	3904	+	23	2		75		61	5	1	7	7	8		1	2	7		1	
124	Bach W Hart	3905	+	18	3		79		72	3	+	3	3	4		+	+	12	1	+	
125	Bach W Hart	3906	..	23	3		74		73	5		4	3	4		1		8	+	1	
107	Graben S Kote 686	3902	××	26	3		71	+	68	3		3	6	3			+	16	+	+	
106	Graben S Kote 686	3901	+	18	11	59	12		56	5		10	4	10		2	4	9			
104	Graben S Kote 686	3900	××	24	11		65		66			+	6	9			2	14	2		
102	Graben S Kote 686	3899	+	26	5		69		67	2		4	2	8			+	16			
99	Gamsbach S Kote 686	3898	+	38	4		58		49	8	+	2	16	+	+		+	20	2	+	
61	bei Kote 686	3889	..	30	2		68	+	51	7	+	4	24	1	+	+	+	9	+	+	
62	Graben N Kote 686	3890	++	33	4		63		75	4	+	4	5				+	11			
63	Graben N Kote 686	3891	..	26	6		68		72	1	1	4	9	1		1		9		2	
64a	Graben N Kote 686	3892	++	40	2		58		63	6		3	10		+	+	1	15	1	+	
64b	Graben N Kote 686	3893	..	56	22		22	3	38	14		10	3	8				19	3	2	
183	N Bachbauer	3912	+	44	8		48		79	1		2	2	5			+		+	10	
183a	N Bachbauer	3913	+	38	1		61		70	3		12	9	1		1	3			+	
617	Hang N Bachbauer, SH 745 *m*	4423	+	47	+		52		65	4	+	12	5	1		1	11				
594	Graben E Kohlhuber	4422	..	47	1		52		33	5	1	2	3	2		+	52		+	+	
624	Graben E Kohlhuber	4424	+	57	6		37	1	61	6	4	13	4	2		2	2			5	
473	SW Bachbauer	4416	+	65	3		32		43	8		9	7	3		1	24			5	+
359	W Kandlbauer	4415	++	63	2		35		49	2		10	6	3			26			4	
358	W Kandlbauer	4414	++	60	3		37	1	57	4		3	3	5		+	23		+	3	

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Stations-nummer	Lokalität	Analysen-nummer	Schwerminerale (d > 2,8) aus der Korngrößengruppe 0,05—0,10 mm																	
			SM	zusammen 100%				„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zusammen 100%												
				Op	BC	Ba	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	Br	Ti	EZ	St	Di	Cd	Ho
	c) Sandsteine des Dan:																				
39	Happelgraben, E Hart	3888	..	45	4		51	2	58	9		8	12	6		1	3			1	
	d) Sandsteine des Maastricht:																				
197	E Hafneralm	3914	+	47	4		49	1	47	8	+	16	16	3		1	4			3	
205	NE Hafneralm	3915	+	38	5		57		41	10		6	16	5		1	20			+	
	e) Sandsteine des Obercampan:																				
542	Graben E Kohlhuber	4417	+	60	2		38		53	12	+	4	8	8	+		+		1	12	
591	Westlicher Seitenbach des Grabens E Kohlhuber	4421	+	70	2		28	+	61	2	1	4	5	5	+	1	8		+	11	
590	Westlicher Seitenbach des Grabens E Kohlhuber	4420	++	56	4		40	12	51	5		8	2	6			8			6	2
	f) Sandsteine des Untercampan:																				
588	Westlicher Seitenbach des Grabens E Kohlhuber	4419	..	46	2		52	79	13			1	1	+		1				2	2
587	Westlicher Seitenbach des Grabens E Kohlhuber	4418	+	29	2		69	77	6	1		2	6	3		1	2			1	+
	g) Sandsteine des Santon:																				
244	Ostende der Noth-Klamm	4412	+	21	1		78	86		+		4	8	1		+					
249	Westende der Noth-Klamm	4413	++	12	3		85	80	4			6	7	1						1	+
134	Sulzbachgraben, Nähe Mündung in den Gamsbach	3907	.	13	1		86	92	+	+		1	4	2							
140	Sulzbachgraben	3908	..	27	+		72	93	+			3	2	1		+					
155	Sulzbachgraben, NW Sulzbacher	3910	..	11	3		86	83	+	+		7	7	2		+					
160	Sulzbachgraben, NW Sulzbacher	3911	++	21	+		78	88	2	1		7	2								
1326	S Bischofbauerkogl	4427	..	73	4		23	38	2	4	1	4	39	11		1					
1336	S Bischofbauerkogl	4428	..	54	2		44	81				12	6	+							

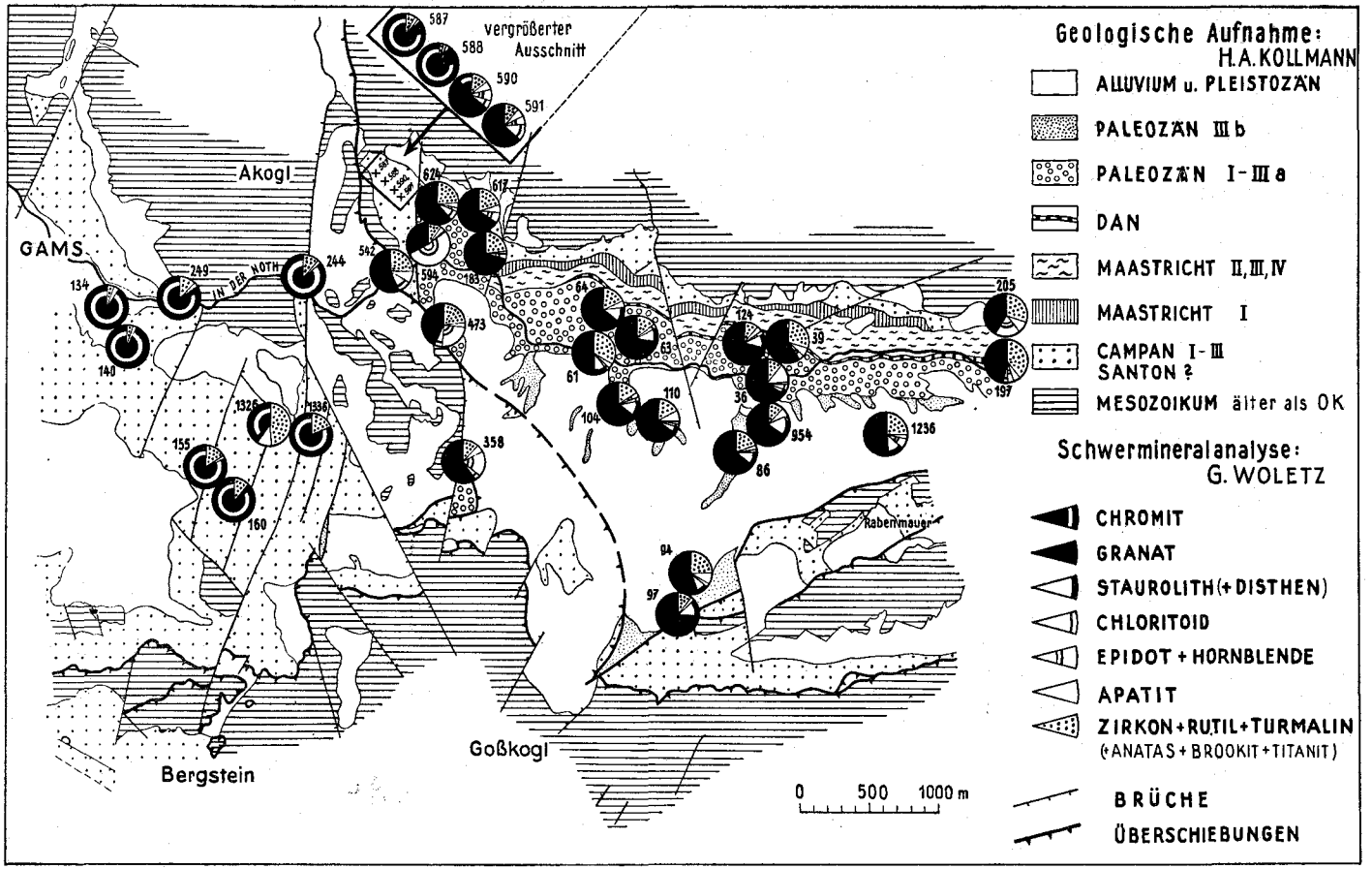

vergrößerter Ausschnitt
Akogl
GAMS
IM DER NOTH
Bergstein
Goßkogl
Rabenmauer
0 500 1000 m
Geologische Aufnahme:
H.A. KOLLMANN
ALLUVIUM u. PLEISTOZÄN
PALEOZÄN III b
PALEOZÄN I-III a
DAN
MAASTRICHT II, III, IV
MAASTRICHT I
CAMPAN I-III
SANTON ?
MESOZOIKUM älter als OK
Schwermineralanalyse:
G. WOLETZ
CHROMIT
GRANAT
STAUROLITH (+ DISTHEN)
CHLORITOID
EPIDOT + HORNBLENDE
APATIT
ZIRKON + RUTIL + TURMALIN
(+ ANATAS + BROOKIT + TITANIT)
BRÜCHE
ÜBERSCHIEBUNGEN

Abb. 5

Die Analysenergebnisse in der Tabelle 1 vermitteln einerseits einen Eindruck von der Gleichmäßigkeit der Detritus-Zusammensetzung innerhalb jedes einzelnen Schüttungsbereiches, andererseits ist die deutliche mineralogische Unterscheidung der beiden Schüttungsbereiche voneinander augenfällig.

Im Grenzbereich der beiden Sandsteinkomplexe ist innerhalb von wenigen Metern im Profil (siehe auch den vergrößerten Ausschnitt in Abb. 5) der Umschlag von einer Chromit-reichen Schwermineralgesellschaft zu einer Granat-reichen Assoziation zu verfolgen. Nachher zeigen sich während des Obercampan, Maastricht, Dan bis ins höchste Paleozän keine auffallenden Veränderungen im Schwermineralinhalt. Wohl kommt während des Paleozän zusätzlich zu den vorher beobachteten Mineralen noch der Staurolith hinzu, es ist aber noch nicht zu entscheiden, ob das Auftreten von Staurolith als ein stratigraphisches Merkmal gedeutet werden kann.

E. Ablagerungen des Quartär

Das Gebiet hat im W Anteil am Terrassensystem des Ennstales. Im Ostabschnitt des Beckens von Gams sind die Gosauschichten größtenteils von Moränen überdeckt. Die relative altersmäßige Zuordnung von Moränen und Terrassen ist nur mit Vorbehalt möglich, da im Gelände erkennbare Zusammenhänge zwischen den glazialen und den fluviatilen Erscheinungen nicht beobachtet werden können. Von den älteren zu den jüngeren Sedimenten liegt hier folgende Abfolge vor:

a) Moränen mit Material aus den Kalkalpen. Diese treten am Südrand der Gamser Gosau weit verbreitet auf. Sie erreichen Höhen bis zu 900 *m*.

b) Seetone im Liegenden der Gorzer-Steinerterrasse. Diese gelben, gebänderten Tone mit horizontaler Lagerung treten nördlich, und in geringerer Verbreitung im Graben westlich der höchsten Ennsterrasse auf. Zwei kleinere Vorkommen liegen am Radstattkogl und westlich davon. An der Basis treten zumeist gröbere Geröllagen auf. Da die Seetone westlich und nördlich der Gorzer-Steinerterrasse nach E und W, bzw. gegen N und S auskeilen, handelt es sich wahrscheinlich um eine mit diesem Material ausgefüllte Rinne. Ebenso wie die beiden kleineren Vorkommen stellt dieses einen Rest alter Seeablagerungen dar, die aber größtenteils erodiert wurden. Die Bänderung entstand durch die Zufuhr von Material verschiedener Körnigkeit mit der verschieden starken Abschmelzung der Gletscher. Da ihre Entstehung zumeist am Gletscherrand erfolgt (R. v. KLEBELSBERG, 1949), kann ein direkter Zusammenhang zwischen den ältesten Moränen und den Seetonen angenommen werden. Da diese die Moränen noch teilweise überlagern, muß ihre Bildung in einem späten Stadium der Vereisung eingesetzt haben, vielleicht auch erst mit dem Rückzug des Gletschers.

c) Gorzer-Steinerterrasse und ein Rest gleicher Stellung am Steinberg. Die größte Seehöhe beträgt 760 *m*. Das Material kommt aus den Kalkalpen, aus der Grauwackenzone und aus den Niederen Tauern (Amphibolite, Paragneise). Die Terrasse ist im Ennstal an die höhere Moräne angelagert und liegt nicht darunter, wie A. PENCK (1909) erwähnt. Im W und NW werden die Seetone und Gosauschichten überlagert. Die Abgrenzung der Schotter gegen die Gosauschichten und die Seetone ist durch das Auftreten von Quellen an diesen Stauhorizonten leicht möglich. Unter anderem liegt die Gemeindequelle von Gams an diesem Horizont.

Die Gorzer-Steinerterrasse wurde bereits von A. BÖHM (1885) und A. PENCK (1909) erkannt. Nach A. PENCK handelt es sich hier um Bildungen, die den Älteren Deckenschottern äquivalent sind. Da diese Schotter aber an ältere Moränen angelagert sind, muß wohl ein geringeres Alter angenommen werden.

d) Rote Lehme südwestlich des Radstattkogls. Im Tal südwestlich des Radstattkogls und oberhalb der Straße Gams—Landl treten bis unter die Basisschichten der Seetone rote, zähe Lehme auf. Ihre Stellung ist fraglich, doch scheinen sie unter den höheren Quartärablagerungen durchzuziehen, da sie sowohl westlich als auch östlich davon zu finden sind. Ihre Bildung ist unbekannt, doch sind derartige Ablagerungen aus den Zwischeneiszeiten bekannt.

e) Seetone beim Gehöft Reitter. Unterhalb der Schotter beim Gehöft Reitter südlich Gams treten graue Tone mit blaugrauen Sandlagen auf.

f) Arberberger-Terrasse. Diesem Terrassensystem sind die Schotterkörper östlich von Mooslandl, die kleinen Reste südlich des Steinberges und beim Reitter-Bauern südlich Gams zuzuordnen. Die größte Seehöhe beträgt 650 *m*. Obwohl ein scharfer Rand gegen das Ennstal zu auftritt, ist die Oberfläche der Terrasse stark erodiert; die Terrasse steigt verhältnismäßig steil gegen E an. Schon A. PENCK (1909) beobachtete das steile Nordfallen der Schotterlagen dieser Terrasse bei Mooslandl und deutete es als Geröllschüttung in einen See. Da der Geröllbestand nur Gesteine der näheren Umgebung erkennen läßt (Gosausandstein, Trias- und Jura-Gesteine aus den Nördlichen Kalkalpen), kann es sich nur um Einschüttungen eines lokalen Gletschers handeln. Erst mit den höheren Abschnitten der Arberberger-Terrasse, die keine Schrägschichtung mehr aufweisen, treten wieder Gerölle aus dem Kristallin der Niederen Tauern und der Grauwackenzone auf.

g) Tiefere Moränen des Gamstales. Diese sind in die höheren Moränen und die Gosauschichten etwa 50 *m* tief eingeschnitten. An der Steilstufe, die die höhere Moräne von der tieferen trennt, sind häufig Gosauschichten freigelegt. Nördlich des Gamsbachtales blieben nur die kleinen Moränenkörper östlich des Bauernhofes Hart und beim Gamsbauern von der Abtragung verschont.
Möglicherweise handelt es sich bei dieser Moräne um die der Arberberger-Terrasse zeitlich entsprechende Bildung, aus der die Gerölle des tieferen, schräg geschichteten Anteiles stammen.

h) Niederterrassen im Enns- und Gamsbachtal. Die jüngsten Terrassen der Enns und des Gamsbaches zeigen eine weite Verbreitung. Ihre größte Höhe liegt im Ennstal etwa 80 *m* über dem Flußspiegel, im Gamsbach zirka 30 *m*. Der Geröllbestand zeigt im Ennstal wieder Komponenten aus den Kalkalpen, der Grauwackenzone und den Niederen Tauern. Im Gamsbachtal sind naturgemäß nur Gerölle aus den Kalkalpen zu beobachten. Im Ennstal ist diese Terrasse an die Arberberger angelagert. Nach A. PENCK handelt es sich hier um Ablagerungen der Würm-Eiszeit.

i) Verebnungsfläche im Gamstal. Im Gamsbachtal östlich der Noth ist an der Südseite des Baches eine Verebnungsfläche zu beobachten. Sie liegt ebenso wie die Terrasse des Gamsbaches östlich der Noth etwa 30 *m* über dem Talboden, kann also vielleicht mit dieser parallelisiert werden. Jedenfalls handelt es sich in beiden Fällen um das Talniveau, in das der Gamsbach sein heutiges Bett grub.

j) Tiefste Ennsterrassen. Oberhalb der Eisenbahnhaltestelle Landl kann etwa 65 *m* oberhalb der Enns ein Terrassenniveau beobachtet werden, das niedriger als die Niederterrasse bei Mooslandl ist. Dieses Niveau ist auch westlich der Enns sehr weit verbreitet. Da Terrassenbildung nach A. PENCK immer mit Perioden starker Vergletscherung einhergeht, müßte diese niederste Terrasse einem zweiten, durch ein Interstadial abgesetzten Hochstand des Ennsgletschers entsprechen, oder noch jünger sein. Während dieses Interstadials und nach Bildung der tiefsten Terrasse übte die Enns vor allem eine erodierende Wirkung aus.

III. Die Schwefelquelle der Noth und die Krausgrotte

1. Die Schwefelquelle

Unterhalb des westlichen Straßentunnels der Noth tritt im Bachbett eine warme schwefelhaltige Quelle aus. Um diese Quelle ist daher nach Berichten der Einheimischen der Gamsbach im Winter nie zugefroren. Im Bach selbst ist ansonsten nur das Aufsteigen von Gasblasen zu bemerken. F. v. HAUER (1885) ließ das Wasser analysieren. Dieser Analyse ist neben H_2S folgende Ionenverteilung zu entnehmen:

Ca^+, Na^+, K^+, Mg^+, SO_4^{--}, Cl^-, CO_3^{--}

Gewichtsprozente können nicht angegeben werden, da das Thermalwasser vom Bachwasser nicht getrennt werden kann.

2. Die Krausgrotte

Etwa 100 *m* über der Schwefelquelle der Noth liegt am Nordabhang des Anerlbauerkogls in Hierlatzkalk der Eingang in die Krausgrotte. Nach F. v. HAUER (1885), der die Höhle vermessen ließ, beträgt die Seehöhe des Einganges 615·8 *m*. Die Länge der Höhle beträgt 170 *m*, der tiefste Punkt 595·6 *m*.

Während beim Mundloch nur Tropfstein aus Calciumcarbonat zu beobachten ist, bestehen die Wände des tieferen Teiles der Höhle aus weißem, feinkristallinem Gips. Nach F. v. HAUER ist der Gips in einer Höhe zwischen 600 und 606 *m* zu beobachten. Stellenweise überzieht er die Wände nur ganz dünn. Dort, wo die Wände nicht von Gips überzogen sind, können muschelförmige Auswaschungsflächen beobachtet werden. Schon F. v. HAUER erwähnte, daß diese aber nicht glatt sind, sondern eine rauhe Oberfläche besitzen. Er schreibt dazu: „Sie machen den Eindruck, als wären sie durch Anätzung entstanden, und erinnern einigermaßen an die Decke in den ausgelaugten Kammern der Solwerke."

Die Entstehung der Grotte hängt wahrscheinlich mit der warmen Schwefelquelle der Noth zusammen. Das Wasser zirkulierte in dem klüftigen Dachsteinkalk, höhlte diesen aus und wandelte das Calciumcarbonat in Gips um. Bei der Aushöhlung entstanden auch die rauhen Flächen im Dachsteinkalk.

Ein Aufspießen des Gipses aus den Werfener Schiefern der Basis erscheint unwahrscheinlich, da die Gipse der Höhle fast vollständig rein sind, die der Werfener Schichten dagegen zumeist von Tonschlieren durchsetzt sind. Auch müßte eine derartig große Störungszone, die man braucht, um die Gipse aus der Tiefe heraufzubringen, auch an der Oberfläche bemerkbar sein.

IV. Tektonik

A. Tektonische Detailbeschreibung

1. Vorgosauische Tektonik im Raum von Gams

a) Die Schollen des Bergsteins

Die einzigen Zeugen vorgosauischer Überschiebungsbewegungen sind die Schollen von Hallstätter Kalk und Alttrias des Bergsteins, die Reste einer Hallstätter Decke darstellen. Sie liegen dem Hauptdolomit und dem Dachsteinkalk der Ötscherdecke auf (siehe Profile 7 und 8). Hallstätter Kalk tritt in einer großen Scholle nördlich des Bergsteingipfels, in zwei kleineren Vorkommen östlich davon, und in drei Schollen am Osthang des Wiedenberges auf. Werfener Schichten und Saalfeldener Rauhwacke sind nur in zwei kleinen Aufschlüssen nordwestlich des Sattels zwischen Wiedenberg und Bergstein zu finden. Über den Schollen und ihrem Untergrund liegen die mächtigen Gosaukalke, die den Bergsteingipfel aufbauen. Die Gesteine in Hallstätter Fazies wurden daher vorgosauisch herantransportiert. Da mit Sicherheit anzunehmen ist, daß die Überschiebung in einer geschlossenen Decke erfolgte und nicht in einzelnen isolierten Schollen, ist mit einer länger andauernden Abtragungsperiode nach dem Deckeneinschub zu rechnen. Dabei wurde die Hallstätter Decke bis auf die heute erhaltenen Schollen erodiert. Da die Überschiebung des Iuvavikums nach E. SPENGLER (1952) vor dem Coniac erfolgte, stand für die Abtragung ein Zeitraum zwischen Coniac und Obercampan, in dem die Gosaukalke gebildet wurden, zur Verfügung.

b) Die Schollen von Untertrias nördlich des Bergsteins

Nördlich des Bergsteins, nahe dem Südrand der Gamser Gosau, treten unter den Gosauschichten an Brüchen Schollen hervor, die fast vollständig aus Alttrias bestehen, und zwar östlich des Sulzbachers und beim Steiner (Profil 6). Östlich des Sulzbachers treten Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhwacke und Gutensteiner Dolomit auf, beim Steiner kommt noch etwas Dachsteinkalk dazu. Die Gesteine sind äußerst stark tektonisch deformiert. Jedes der Vorkommen zeigt eine normale Auflagerung von Gosauschichten. Im Gegensatz zu der Aufbruchszone östlich der Noth, deren nachgosauische Entstehung an Hand einiger, später näher zu beschreibender Strukturen wahrscheinlich gemacht wird, mußte die Trias nördlich des Bergsteins daher bereits vorgosauisch freigelegen sein. Die tektonische Stellung dieser Schollen ist nicht ganz geklärt. Von E. KRISTAN und A. TOLLMANN (1962) und O. AMPFERER (1931) wird angenommen, daß sie aus der nördlichen Fortsetzung der vorgosauisch eingeschobenen Hallstätter Decke des Bergsteins stammen. Nach O. AMPFERER soll diese nahezu den ganzen Untergrund der Gamser Gosau einnehmen. Es scheint jedoch wahrscheinlicher, daß es sich hier um bereits vorgosauisch freigelegte alttriadische Gesteine aus dem Untergrund der Ötscherdecke handelt, die analog den Verhältnissen an der Gesäuse-Nordstirn, mit Gosauschichten verfaltet wurden.

2. Syngosauische Bewegungen

Bewegungen während der Ablagerung der Gosauschichten sind an Transgressionen, Regressionen und Wechsel in der lithologischen Ausbildung der Gesteine zu erkennen. Nach O. KÜHN (1947) handelt es sich in der höheren Oberkreide hauptsächlich um Bewegungen kleineren Ausmaßes, die zumeist nur auf enge Gebiete beschränkt sind.

Der Transgression der Gosau von Gams im Santon ? folgte die Ablagerung grobklastischen Materials. Dies zeigt, daß noch nach der Wasserüberflutung weite Räume der Umgebung des heutigen Beckens freilagen. Die Wasserbedeckung war nicht hoch, da nur Flachwasserformen, wie Actaeonellen, Nerineen und Hippuriten in diesen Schichten vorkommen. Die darüberliegenden Tonmergel und Sande des Santon, die sehr unterschiedliche Mächtigkeit zeigen, sind ebenfalls Ablagerungen des seichten Bereiches. Da jedoch grobkörnigere Gesteine hier nicht zu finden sind, werden Aufragungen des Untergrundes über den Meeresspiegel im Raum um das heutige Becken von Gams zu dieser Zeit bereits sehr selten sein, oder überhaupt nicht mehr auftreten. Eine weitere Tiefenzunahme erfolgte im Campan, in dem die Mergelsedimentation überwiegt. Auch der Prozentsatz an planktonischen Foraminiferen nimmt ständig zu.

Eine tektonische Bewegungsphase, die den Ablagerungsraum der Gosauschichten aber selbst nicht betraf, ist wohl an der Wende Unter—Obercampan anzunehmen, an der die Schwermineralspektren sämtlicher Gosaubecken den Übergang von der Chromit-Vormacht zur Granat-Vormacht zeigen (siehe den Beitrag von G. WOLETZ). Während der Chromit aus ultrabasischen Gesteinen stammt, kann der Granat nur aus kristallinen Schiefern bezogen worden sein. Es ist allerdings heute noch nicht geklärt, aus welchen geologischen Zonen die Einschüttung in das Gosaumeer erfolgte.

Im Obercampan ist mit einer weitgehenden Regression zu rechnen, während der im Westteil des Gamser Beckens fast das ganze tiefere Campan bis auf die Tonmergel des Santon abgetragen wurde. Wenn man für die Mächtigkeit des Tieferen Mergelkomplexes im Ostteil und im Westteil gleiche Werte annimmt, bedeutet dies eine Abtragung von mindestens 200 *m*. Auch im Ostteil des Beckens von Gams wurde der Tiefere Mergelkomplex teilweise wegerodiert. Die im Bach nördlich Kote 686 auftretenden Konglomerate und Sandsteine, die zu den tiefsten Ablagerungen der Gosauschichten gestellt werden, sind diskordant von den Mergeln der Nierentaler Schichten s. l. überlagert (siehe Detailprofil des Bachbettes N Kote 686). Da in den Basisschichten heute ein flaches bis mittelsteiles Einfallen gegen E oder W zu beobachten ist, in den Mergeln darüber ein steiles S-Fallen, muß zwischen Santon ? und Obercampan eine tektonische Bewegung im Becken von Gams wirksam gewesen sein, die die tieferen Gesteine vor Ablagerung der Nierentaler Schichten auffaltete. Bei Rückkippung der Mergel des Höheren Mergelkomplexes auf die Horizontale und der Basisschichten um gleiche Beträge mit Hilfe des Schmidtschen Netzes ergeben sich für die Konglomerate und Sandsteine im Liegenden die Gefügewerte, die bei der syngosauischen Bewegung entstanden sind:

93/24 (Aufschluß 340) wird zu 30/66
294/43 (Aufschluß 171) wird zu 320/85.

Die Werte zeigen ein steiles Einfallen gegen ENE und NW an.

Mit den höher im Obercampan einsetzenden Nierentaler Schichten, an deren Basis am Südrand des Beckens Konglomerate mit nur kalkalpinen Geröllen auftreten (Profile 6 bis 10), werden im Laufe des Maastricht und des Paleozän die größten Tiefen des Gosaumeeres erreicht.

Der darüber folgende Breccien-Sandsteinkomplex zeigt wiederum eine Bewegungsphase an, bei der dem Gosaumeer neue Abtragsgebiete erschlossen wurden. Die Gefügedaten der Gosauschichten selbst zeigen keine Änderung gegenüber tieferen Ablagerungen. Die Phyllite, die im Breccien-Sandsteinkomplex in großer Menge auftreten, stammen aus dem ostalpinen Paläozoikum. Das Auftreten von Breccien mit Phylliten wurde auch in anderen Gosaubecken in gleicher oder ähnlicher Position beobachtet. Von E. Spengler (1927) und O. Kühn (1947) wurde die Einschüttung dieser Gesteine mit der laramischen Phase in Zusammenhang gebracht. Allerdings darf nicht vergessen werden, daß E. Spengler und O. Kühn von der Voraussetzung ausgehen, daß die Zwieselalmschichten und der Breccien-Sandsteinkomplex in das Dan einzustufen seien, die laramische Phase daher unmittelbar an der Kreide—Tertiär-Grenze wirksam war. Doch bereits H. Stille (1924) wies darauf hin, daß die laramische Phase ebenso wie jede andere gebirgsbildende Phase eine Summe von Teilbewegungen umfaßt, die sich um die Kreide—Tertiär-Grenze gruppieren. Selbst die Laramide-Revolution Nordamerikas, die die Rocky mountains auffaltete, weist mehrere Teilphasen auf. Die im Paleozän III wirksame tektonische Bewegung wird daher noch zu der laramischen Phase gerechnet.

Die Tonmergel des Paleozän III b lassen kein Zeichen eines Bewegungsvorganges erkennen.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten der Gamser Gosau beträgt 2290 *m*. Davon sind im Westteil heute nur noch 1150 *m* zu beobachten. Alle höheren Ablagerungen als die Konglomerate des Obercampan wurden dort erodiert oder fehlen primär. Im Ostteil der Gamser Gosau sind dagegen nur Ablagerungen ab dem oberen Untercampan mit Sicherheit nachzuweisen. Ihre Mächtigkeit beträgt 1140 *m*. Inwieweit tiefere Sedimente darunter liegen, kann aus einer Obertagskartierung nicht erkannt werden.

3. Nachgosauische Verfaltung und Überschiebungen

Den nachgosauischen Bewegungsphasen kommt erhöhte Bedeutung zu, da sie erst die heutige Gestalt des Gosaubeckens von Gams prägten. Zur übersichtlicheren Darstellung wird das Becken und sein Rahmen in folgende vier Abschnitte gegliedert:

a) Der Westteil, der westlich der Aufbruchzone liegt.
b) Der Mittelteil, der aus der Aufbruchzone von Alttrias östlich der Noth besteht.
c) Der Ostteil, der östlich der Aufbruchzone liegt.
d) Der Südrahmen, der als geschlossene Einheit die Abschnitte a—c begrenzt.

Diese Gliederung erscheint am günstigsten, da die beiden Abschnitte des Gosaubeckens westlich und östlich der Aufbruchzone sowohl verschiedene tektonische als auch stratigraphische Ausbildungen zeigen. Beide Teilbecken und die trennende Aufbruchzone werden gemeinsam von der südlichen Rahmenzone überschoben.

a) Der Westteil

(1) Der Nordrahmen

Der Nordrahmen enthält folgende Schichtfolge: Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Oberalmer Schichten. Er wird vom Akogl, vom Anerlbauerkogl und vom Bischofbauerkogl gebildet. Die Darstellung erfolgt in den Profilen 1 bis 5.

Die Gesteine streichen durchwegs NW—SE und fallen mit 60° gegen SW ein. Nur an der Nordgrenze des kartierten Gebietes verflacht sich das Einfallen.

(2) Die Gosauschichten

Die Gosauschichten des Westteiles liegen den Oberalmer Schichten des Rahmens auf. Die Schichtfolge enthält an der Basis Konglomerate und Sandstein unbekannter Stellung, darüber kohleführende Mergel, Sandstein mit Hippuriten des Obersanton, Tonmergel, Sande mit Tonlagen und Tonschmitzen, Tonmergel der concavata-Zone. Im Hangenden treten Konglomerate des Obercampan auf.

Die tektonische Deformation der Gosauschichten ist im Westteil des Gamser Beckens sehr stark. Störungen, Ruschelzonen und Klüftungen sind fast in jedem Aufschluß zu beobachten. Meßbares Schichtungs-s ist daher verhältnismäßig selten. Wie die Gesteine der Unterlage fallen die Gosauschichten zumeist mit 60° bis 80° gegen SW ein. Dadurch ist

das nachgosauische Alter der Auffaltung der Basis gesichert. Westlich des Pekenbauern, mit Annäherung an die Groß-Reiflinger Scholle, schlägt das Einfallen in südöstliche Richtung um. Die Gosauschichten fallen hier von dieser tektonischen Einheit weg gegen das Becken zu ein. Erst östlich Mooslandl kann wieder generelles SW-Einfallen gemessen werden, wie es auch in den von S aufgeschobenen Serien des älteren Mesozoikums auftritt.

Die Einfaltung der Gosau in die älteren Gesteine des Rahmens kann hier nicht sehr stark sein. Dadurch war es möglich, daß die beiden Schollen von Untertrias im S (östlich des Sulzbachers und südlich des Steiner-Hofes, Profil 6) durch Brüche an die Oberfläche gebracht wurden, deren Sprunghöhen nicht mehr als 200 *m* betragen. Jedenfalls muß die Einmuldung viel schwächer sein als im Ostteil der Gamser Gosau, da stratigraphisch wesentlich tiefere Sedimente von der Erosion erfaßt wurden als dort. Vorausgesetzt, daß die ursprüngliche Mächtigkeit der höheren Ablagerungen im Ost- und Westteil des Beckens gleich war, müßten im Westteil nachgosauisch 1140 *m* Mergel und Sandstein abgetragen worden sein.

(3) Kontakt der Gosauschichten mit der Groß-Reiflinger Scholle.

Die Groß-Reiflinger Scholle begrenzt die Gamser Gosau im W. Von der obertriadischen Schichtfolge dieser tektonischen Einheit konnten in dem unmittelbar an die Gosau anschließenden Abschnitt nur Aonschiefer und Hauptdolomit gefunden werden.

Die Grenze zwischen Groß-Reiflinger Scholle und Ötscherdecke ist eine durch Brüche überarbeitete Überschiebung. Das Bild ist fast überall gleich: Zwischen der Hauptmasse der Gosauschichten von Gams und dem Hauptdolomit der Scholle liegt ein schmaler Streifen von Dachsteinkalk und Gosau. Nördlich von Gams streicht die Grenze genau N—S. Zwischen der schmalen Zone von Dachsteinkalk und dem Hauptdolomit liegen hier Konglomerate und graue sandige Mergel mit Makrofossilien. Die Dachsteinkalke sind bis zum Gamsbach zu verfolgen. Westlich Gams biegt die Grenze gegen SW um. Westlich des Bauernhofes Reitter setzt wieder ein schmaler Zug von Dachsteinkalk ein, der sich, mit einer kurzen Unterbrechung bis zu der großen NNE—SSW-Störung beim Gehöft Thatenau verfolgen läßt. Dieser Dachsteinkalk ist zumeist eng an die Gesteine der Groß-Reiflinger Scholle angepreßt. Westlich des Reitter ist wenig, stark ausgewalztes Gosau-Konglomerat an dieser Störungsfläche eingeklemmt, an der Steinwand, nördlich Thatenau treten harte, fossilreiche Kalkmergel auf (Aufschluß 1838). Von der NNW—SSW-Störung versetzt, setzen sich Dachsteinkalk und Gosaumergel oberhalb der Niederterrassen der Enns fort. Der Dachsteinkalk keilt hier nach zirka 120 *m* aus. Nördlich des Gehöftes Spaner schneiden die Gosauschichten an einem NW—SE verlaufenden Bruch ab, der die Dolomite der Steinwand etwa 60 *m* nach unten versetzt.

Da in der Groß-Reiflinger Scholle der Hauptdolomit nicht stratigraphisch von Dachsteinkalk überlagert ist, muß dieser aus dem Untergrund der Gosauschichten stammen. Dieser wurde samt den basalen Ablagerungen

der Oberkreide (Konglomerate, Mergel) mit dem Rand der Groß-Reiflinger Scholle verschuppt. Auf die regionale Bedeutung dieser Beobachtung soll später eingegangen werden.

b) Der Aufbruch von Alttrias östlich der Noth

In der älteren Literatur wird als Aufbruch eine komplizierte Zone großer Störungen bezeichnet, in der basale Schichtglieder an die Oberfläche gepreßt werden (A. BITTNER, 1888). Die Verhältnisse östlich der Nòth entsprechen vollkommen dieser Definition (siehe die Profile 3 bis 7). Deshalb soll dieser alte, aber sehr anschauliche Begriff hier verwendet werden.

Die Zone wird von Werfener Schiefer, Saalfeldener Rauhwacke und Gutensteiner Dolomit aufgebaut. Sie ist von den Gosauschichten und ihrer Unterlage im W durch einen weit zu verfolgenden Querbruch getrennt, der vom Salzatal über den Reiteralmsattel, den Osteingang der Noth, bis in die Dolomite des Südrandes der Gamser Gosau verläuft.

Gegen E ist die Alttrias Gesteinen der Gosau und der Rahmenzone aufgeschoben. Die Grenze verläuft im von mir kartierten Gebiet über die Reiteralm (Profil 3), nördlich und östlich Kohlhuber (Profil 5), wo die Aufschiebung auf Plassenkalk und Campanmergel erfolgt, bis über den Gamsbach gegen S. Hier werden Schichten des Alttertiärs überfahren (Profile 6, 7). Die Überschiebungsfläche fällt hier mit etwa 50° gegen SW ein. Weiter im S wird die Überschiebung der Alttrias durch einen steilstehenden Bruch abgelöst, der diese Gesteine gegen Campanmergel versetzt. Im N der Reiteralm sind nach der geologischen Karte von O. AMPFERER Gesteine der Alttrias auf Dachsteinkalk überschoben. Die Breite der Aufbruchzone beträgt bei der Reiteralm etwa 200 *m*, nimmt gegen S zu und ist im Bereich des Gamsbaches am größten. Sie beträgt hier etwa 900 *m*, wird aber gegen S wieder schmäler. Die Interntektonik ist äußerst kompliziert. Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhwacke und Gutensteiner Dolomit sind wirr verfaltet und zerbrochen. Die Aufschlußverhältnisse sind aber so schlecht, daß eine befriedigende Auflösung nicht möglich ist. Ein generelles Einfallen ist nicht festzustellen. Bevorzugt werden aber Fallwerte von 40 bis 80° von S bis W. Da die Zone von Alttrias allseitig von jüngeren Schichten umgeben ist, muß es sich hier um einen Horst handeln, der aus tieferen Stockwerken aufgedrungen ist. Dieser Vorgang und die Überschiebung gegen E erfolgt sicher nachgosauisch, da überall Gosauschichten in den Bau einbezogen sind. Einerseits wurden Gosauschichten überschoben, andererseits sind stark deformierte Sandsteine mit *Actaeonella goldfussi* zwischen Werfener Schichten und Dachsteinkalk am Eingang der Noth eingeklemmt (Profil 5), und Sandstein zwischen Plassenkalk und Alttrias nördlich des Gehöftes Kohlhuber eingeschuppt.

Die Aufbruchzone östlich der Noth wurde bereits von A. BITTNER (1886) erkannt, und auch ihre Fortsetzung gegen N in das Salzatal beschrieben. Nach O. AMPFERER (1931) nimmt ihre Breite gegen N stark ab. Er deutet das Vorkommen von Alttrias in diesem Bereich aber als vorgosauische Auflagerung einer juvavischen Decke auf die Ötscherdecke. Von W. FRANK (1914) und R. BRINKMANN (1935) wurde dagegen das Aufbrechen und die Überschiebung des Alttriaskörpers gegen E beschrieben.

c) Der Ostteil

(1) Der Nordrahmen

Bei der Kartierung des Nordrahmens wurden nur die höchsten Schichtglieder erfaßt. Es sind dies Oberalmer Schichten und Plassenkalk. Von diesen Gesteinen werden der Hüttstein, der Wolfstein, der Beilstein, der Torstein und der N-Abfall des Arzberges aufgebaut (siehe die Profile 3 bis 14).

Unmittelbar östlich angrenzend an die Aufbruchzone ist der Plassenkalk nur sehr gering mächtig und fällt gegen W ein (Profil 4). Er tritt hier in zwei voneinander getrennten Zügen auf: Einer kleineren Zone im N, und dem Sporn, der östlich vom Kohlhuber-Hof bis in das Gamsbachtal reicht. Unter dem nördlichen Zug treten Oberalmer Schichten hervor, die zuerst ebenfalls ein Einfallen gegen W aufweisen, das aber in östliche Richtung umschwenkt. Die den Ostflügel überlagernden Plassenkalke nehmen schnell an Mächtigkeit zu. Das Streichen biegt von der N—S-Richtung in die E—W-Richtung um. Das Einfallen kann hier mit 40 bis 50° gegen S angegeben werden.

Offensichtlich keilt das Plassenkalkriff, das sich fast über den ganzen Nordrand des Ostteils der Gamser Gosau dahinzieht, im westlichen Teil dieses Abschnittes aus. In diesen Abschnitt wölbte sich Plassenkalk und Oberalmer Schichten östlich der Aufbruchzone zu einer Antiklinale auf. Über den Oberalmer Schichten des Westteiles des Kartierungsgebietes ist Plassenkalk nicht mehr zu finden.

(2) Die Gosauschichten

Die Gosauserie im östlichen Gamser Becken umfaßt fragliche Schichten des Santon, den tieferen Mergelkomplex, mit einer Reichweite von Untercampan bis unteres Obercampan, die Nierentaler Schichten s. l. (Oberes Obercampan bis unteres Paleozän III a), Kalke des Obercampan, den Breccien-Sandsteinkomplex (mittleres Paleozän III a) und die Tonmergel des oberen Paleozän III a und III b. Die Lagerung ist der des Rahmens nahezu vollkommen angepaßt. Im W des Abschnittes liegen dem Ostflügel der Antiklinale von Plassenkalk und Oberalmer Schichten ebenfalls ostfallende Sandsteine und Mergel des tieferen Mergelkomplexes auf. (Allerdings wurde der Ostteil der Antiklinale später durch einen ungefähr im Scheitel verlaufenden Bruch abgesenkt.) Östlich davon ist wieder generelles S-Fallen von 40 bis 50° zu beobachten. Von dieser generellen Richtung treten Abweichungen bis zu 15° gegen SW oder SE auf. Gegen die Überschiebung durch Campan-Schichten im SW des Ostteils der Gamser Gosau ist außerdem eine Anpassung an das Streichen des Überschiebungsrandes festzustellen. Es tritt hier ein Einfallen von etwa 50 bis 60° gegen W oder SW auf.

d) Der Südrahmen

Der Südrahmen der Gamser Gosau kann folgendermaßen untergliedert werden:

(1) Die Schuppenzone im E (tiefste Schuppe und Schwarzkoglschuppe)
(2) Die Campan-Überschiebung des Gamsforstes
(3) Die Buchbergschuppe

Die Buchbergschuppe wird von den beiden übrigen Schuppen getrennt behandelt, da sie eine weitaus größere Erstreckung zeigt als diese, und auch für den Bauplan des Beckens von Gams von größerer Bedeutung ist. Auch die Überschiebung der Campan-Mergel des Gamsforstes auf jüngere Schichten wird hier behandelt, da die Mergel mit der Überschiebung der Buchbergschuppe gegen N verfrachtet wurden.

(1) Die Schuppenzone im E der Gamser Gosau

Im E des kartierten Gebietes liegen an der Südbegrenzung der Gamser Gosau drei tektonische Schuppen der Göllerdecke übereinander (siehe Profil 9 bis 11). Die Neukartierung ergab gegenüber E. SPENGLER (1926) eine Erweiterung der Schichtfolgen und eine andere Abgrenzung der einzelnen Schuppen. Damit muß auch die Benennung der einzelnen Schuppen durch A. THURNER (1951) eine Revision erfahren. Die tiefste Schuppe, von A. THURNER als Aibelmauerschuppe bezeichnet, reduziert sich auf das Gebiet der Rabenmauer. Die Aibelmauer, nach der A. THURNER die tiefste Schuppe benennt, gehört zusammen mit dem Schwarzkogl zur selben Schuppe. Eine Aibelmauerschuppe ist daher nicht vorhanden. Der Name Schwarzkoglschuppe wird für die mittlere Schuppe beibehalten. Die Buchbergschuppe wird im bisherigen Umfang verwendet.

Die tiefste Schuppe, deren einzige markante Erhebung die Rabenmauer ist, kann von dem großen, NNW—SSE-verlaufenden Bruch, der vom Wolfstein im N quer durch die Gamser Gosau verläuft bis südlich der Grafenalm verfolgt werden. Ihre seitliche Erstreckung beträgt daher etwa 2·3 *km*. Diese Schuppe liegt in einer flachen Überschiebung den Tonmergeln des Paleozän III b auf. Die Schichtfolge besteht aus Wettersteindolomit, schmutziggelben Kalken und roten und grauen Mergelkalken des Obercampan. Diese Gesteine blieben auf den Dolomiten der Rabenmauer nur mehr in kleinen Resten, die an Brüchen eingesenkt sind, erhalten. Auch an der Basis wurden Schollen von Gosaukalk mitgeschleppt, die aus invers gelagerten Kalken des Campan und Maastricht-Mergeln bestehen (östlich Wückl in den Aufschlüssen 1048, 1049, 1054 und südlich der Grafenalm im Aufschluß 1744).

Die Überschiebungsfläche der Schuppe fällt mit 20—25° gegen S ein (Aufschluß 1241). Gosau und Dolomit zeigen starke Verbiegungen. Während im N Nordfallen von 30 bis 35° zu beobachten ist (Aufschluß 1030), fallen die Mergelkalke im südlichen Abschnitt mit etwa 70° unter die Gesteine der nächsthöheren Einheit ein. Westlich der kleinen Alm, die im N des Schwarzkogelgipfels liegt, keilen die Kalkmergel, die über dem Wettersteindolomit liegen, bis auf einen wenige Meter mächtigen Streifen aus. Auch die Mächtigkeit der Dolomite der Basis nimmt rasch ab. Der letzte Ausläufer der tektonischen Schuppe liegt südlich der Grafenalm und besteht nur mehr aus Kalken des Campan und Maastricht-Mergeln. Durch zwei NW—SE verlaufende Staffelbrüche wurden diese Gesteine aus dem Hangenden der Schuppe etwa 150 *m* nach unten versetzt. Wettersteindolomit fehlt hier an der Basis.

Die höhere tektonische Einheit, die mit A. THURNER Schwarzkoglschuppe genannt wird, führt im Liegenden wieder Wettersteindolomit, darüber folgt Lunzer Sandstein, gering mächtiger Hauptdolomit und geschichteter Dachsteinkalk. Der Dachsteinkalk wird im südlich anschließen-

den Graben von geringmächtigen Gosaukonglomeraten überlagert. Westlich des Arzberges und nördlich des Schwarzkogls wurden an der Basis größere Körper von Dachsteinkalk mitgeschleppt. Die Gesteine fallen mit 30—40° gegen S ein. Im W wird die Schuppe ebenfalls durch den NNW—SSE-Bruch versetzt, bis zu dem auch die tiefere Schuppe zu verfolgen ist. Westlich dieses Bruches tritt nur mehr Dachsteinkalk und stark mylonitisierter Hauptdolomit von geringer Mächtigkeit auf. Da hier sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieser Gesteine Gosaukonglomerate auftreten, ist eine Verschuppung mit den Gosauschichten, die das Hangendste der tektonischen Einheit bilden, anzunehmen. Dabei wurde eine Scholle von Dachsteinkalk und Hauptdolomit abgeschert und den Konglomeraten aufgeschoben.

Dem eigentlichen Körper der Schwarzkoglschuppe sind zwei kleine Deckschollen von Wettersteindolomit südlich des großen Torsteins vorgelagert. Die westliche liegt dem Plassenkalk auf. Die östliche Deckscholle liegt auf Gosau bei der Hartlalm. Die Wettersteindolomite liegen hier grauen Mergelkalken des Campan auf. Sie sind im W an einem NNW—SSE-Bruch, im E an einem NNE—SSW-Bruch in den Plassenkalk, der die Unterlage der Gosauschichten bildet, eingesenkt. Auf die Bedeutung dieser Schollen soll noch im Kapitel über die regional-tektonische Stellung des Beckens von Gams eingegangen werden.

Die Buchbergschuppe wird später getrennt behandelt.

(2) Die Untercampan-Aufschiebung im Gamsforst

Mit der Überschiebung der Buchbergschuppe auf die Gosauschichten von Gams wurden die Gosaukonglomerate des Obercampan, und teilweise auch deren Mergelunterlage vom Untergrund losgerissen und kurze Strecken mittransportiert. Nördlich des Wiedenberges und des Bergsteins sind derartige Aufschiebungen wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zu beobachten. Auch besteht hier zwischen den Tonmergeln des Santon und den Konglomeraten an und für sich eine Diskordanz. Im Bereich des südlichen Gamsforst, bei den Bauernhöfen Kandlbauer, Pichler und Fluch konnte aber eine Überschiebung von Konglomeraten und Mergeln des Campan auf Tonmergel und Breccien des Alttertiärs festgestellt werden. Die Überschiebungsweite beträgt einige 100 *m* (siehe die Profile 7 und 8).

Die Überschiebung konnte an folgenden Punkten fixiert werden: Zwischen den Aufschlüssen 444 und 445 liegt nur ein Abstand von zirka 20 *m*. Aufschluß 444 enthält Tonmergel des Paleozän III b, Punkt 445 lieferte eine Fauna des Untercampan. Die Paleozänschichten fallen unter die Mergel des Campan ein. Auch an den wenigen Aufschlüssen von Alttertiär, die unter der Moräne hervortreten, konnte ein Einfallen unter die vermutliche Überschiebungslinie festgestellt werden. Die Tonmergel fallen mit etwa 60° gegen SW ein. Südlich des Gehöftes Fluch ist die Auflagerung von Konglomeraten auf Paleozän III b direkt zu beobachten. In einem kleinen Graben stehen hier die typischen Paleozän-Tonmergel an, nordwestlich und südöstlich davon treten Konglomerate des Obercampan auf. Da die Tonmergel unter die Campanschichten einfallen, muß diese Struktur als tektonisches Halbfenster angesehen werden. Ein weiterer Beweis für die tektonische Natur des Kontaktes ist durch das Auftreten von Gipsen im Aufschluß 1002

gegeben. Diese wurden an der Basis der Konglomerate aus dem SW herantransportiert. Möglicherweise bestand daher ein ursprünglicher Zusammenhang zwischen diesem kleinen Vorkommen und der Untertrias des großen Queraufbruches.

Ein weiteres eindrucksvolles Zeichen für die Überschiebung des Campan ist das kleine Fenster paleozäner Breccien, Sandsteine und Mergel, das innerhalb der Campanschichten westlich des Kandlbauern liegt. Im W wird dieses Fenster durch einen steil westfallenden Bruch begrenzt, der Gosau und Alttrias gegeneinander versetzt. Im S werden die stark verfalteten paleozänen Schichten von Konglomeraten des Obercampan überlagert. Am Nordrahmen des Fensters liegen beim Bauernhaus westlich des Kandlbauern dunkelgraue Campanmergel den Sandsteinen des Paleozän auf.

Dadurch erscheint die Überschiebung campaner Mergel auf Schichten des Alttertiärs hinreichend gesichert. Die zeitliche Abfolge dieses Vorganges läßt sich etwa so rekonstruieren: Nach dem Aufdringen der Untertrias wurden Konglomerate und Mergel des Campan gegen NW vorgeschoben und teilweise der Untertrias aufgelagert. Mit dem weiteren NNE-Vorstoß wurden die Campanmergel samt der Untertrias den Schichten des Alttertiärs aufgeschoben. Gleichzeitig bildet sich auch eine steile Bruch- oder Aufschiebungslinie zwischen Mergeln und Untertrias aus, an der die Werfener Schichten, die Rauhwacken und der Gutensteiner Dolomit noch weiter emporgehoben wurden. Anschließend wurden die Konglomerate größtenteils erodiert. Nur noch die 200—300 *m* breite Zone an der Überschiebungslinie der höheren Einheit blieb erhalten.

Überschiebungen innerhalb der Gosauschichten wurden auch von E. Spengler im Becken von Gosau beobachtet. Derartige Vorgänge können nur durch die Abscherung einzelner Partien der Gosauschichten durch höhere tektonische Einheiten erfolgen, die dann gemeinsam verfrachtet werden.

(3) Die Buchbergschuppe

Die höchste Schuppe des Südrandes der Gamser Gosau, die Buchbergschuppe, setzt sich bis an die Westgrenze des kartierten Gebietes fort, und geht noch etwas darüber gegen W hinaus. Sie bildeten die Hauptmasse der Göllerdecke in unserem Raum.

Ihre Schichtfolge besteht aus:

Wettersteindolomit
einem mächtigen Karn mit Aonschiefern, Halobienschiefern, Opponitzer Schichten
Hauptdolomit
„Kalkiger Hauptdolomit“
Dachsteinkalk
Hierlatzkalk
Oberalmer Schichten
„Fleckenmergel“

Die Berge dieser Einheit sind von W gegen E der Wiedenberg, der Bergstein, der Goßkogl, der Buchberg, und der Silbereisenkogl (Profile 7 bis 11).

Im W der Buchbergschuppe herrscht flacher Muldenbau mit NW—SE-Achsen vor. Die westlichste Mulde ist die des Bergsteins und des Wiedenberges, deren Basis im N von Hauptdolomit und Dachsteinkalk mit aufgelagerten Oberalmer Schichten gebildet wird. Die Dachsteinkalke der Unterlage gehen nordwestlich des Bergsteins im Streichen in kalkigen Hauptdolomit über (Profile 7 und 8). Die Basis des südlichen Flügels bilden die Dachsteinkalke des Wiedenberges. In dieser Mulde liegen die Reste von Untertrias und Hallstätter Kalk und die schmutziggelben Gosaukalke und Hippuritenkalke, die den Bergsteingipfel bilden. Östlich des Bergsteins liegt eine flache Doppelmulde mit „Fleckenmergeln" vor (Profil 8). Die Achsen streichen auch hier NW—SE. Sowohl im W als auch im E ist die Mulde durch jüngere Brüche begrenzt. Östlich davon folgen die Hauptdolomite des Goßkogls, in denen keine Verfaltung festzustellen ist (Profil 8). Diese Dolomite werden durch die mächtige Serie des Karn unterlagert (Profil 9). Innerhalb dieser Gesteine geht das NW—SE-Streichen, das den ganzen Westteil der Einheit beherrscht, in ein EW-Streichen über. Während im W der Zone karnischer Gesteine noch ein W-Fallen von zirka 50° auftritt, ist gegen E zu ein Umbiegen in flaches S-Fallen von 20 bis 30° zu beobachten. Sicherlich wird das Umschwenken durch die mächtige tonige Entwicklung des Karn, das gegen E und W schnell wieder schmäler wird, ermöglicht. Im östlichen Bereich treten fast nur Wettersteindolomit und Hauptdolomit auf, das Karn fehlt hier zumeist überhaupt.

Im NW—SE-streichenden W-Teil ist die Buchbergschuppe den Gosauschichten in nordöstlicher Richtung aufgeschoben. Das Streichen der Faltenachsen liegt normal zur Bewegungsrichtung. Bei dieser Aufschiebung wurde die Mächtigkeit der Gesteine an der Stirn der Schuppe oft stark reduziert (nordöstlich und nordwestlich des Bergsteins). Eine Reduktion der Mächtigkeit wird aber sicher teilweise durch die Überlagerung der Überschiebungslinie von jüngeren Brüchen vorgetäuscht. So fällt im Graben südlich des Sulzbachers das Konglomerat stellenweise unter einem Winkel von 80 bis 90° unter den Hauptdolomit ein. An der Basis des Goßkogls sind aber wesentlich flachere Überschiebungsbahnen zu beobachten (40—60°). Östlich des Kempel waren im Liegenden der Dolomite noch zwei Schollen von Dachsteinkalk zu finden, die aus dem S mittransportiert wurden. Es handelt sich hier vielleicht um Bestandteile des ursprünglichen Südrandes der Gosauschichten, von dem auch die Konglomerate ihren großen Gehalt an Dachsteinkalkgeröllen bezogen haben.

Im E fällt die Überschiebungsfläche gegen die tiefere Einheit steil gegen S (Profile 9 bis 10). An der Basis wurden mehrere große Blöcke von Dachsteinkalk mitgeschleppt, die wahrscheinlich von der ursprünglichen Unterlage der Konglomerate losgerissen wurden. Diese Blöcke sind extrem in kleine und kleinste Körper zerschert. Westlich der verfallenen Leitenbaueralm konnten an der Überschiebungslinie auch zahlreiche Rollstücke von Werfener Schiefer gefunden werden. Das Auftreten von Untertrias in diesem Bereich wurde bereits von E. Spengler (1925) aus dem Raum von Hinter Wildalpen beschrieben und stellt eine Aufquetschung tieferer Schichten an der Schuppengrenze dar.

4. Die Bruchstrukturen

a) Bruchsysteme im Gamser Becken

Das Bruchsystem der Gosau von Gams zeigt eine Vergitterung von zwei Hauptrichtungen: Die eine streicht NNW—SSE bis NW—SE, die andere NNE—SSW. Untergeordnet ist auch die NE—SW-Richtung zu beobachten. Eine Ausnahme bildet nur das N—S-System des Aufbruches östlich der Noth. Dieses ist jedoch älter als die übrigen Richtungen, da es mit der Auffaltung entstanden ist. Die übrigen Bruchrichtungen konnten erst nach, oder in den letzten Phasen der Auffaltung entstehen, da sie bereits den ganzen Faltenbau durchschneiden.

E. Spengler (1949) war der Ansicht, daß die Bruchtektonik eine Folgeerscheinung jungtertiärer Hebungen ist, die erst nach den Auffaltungsphasen im kalkalpinen Raum erfolgten. Das mag teilweise sicher stimmen, doch müssen wir annehmen, daß in den meisten Fällen die Bruchtektonik durch die Auffaltung ausgelöst wurde.

Durch die Bruchtektonik wurde das gesamte Gebiet um Gams in rhombenförmige Grundkörper zerlegt. Wenn man die Bewegungsrichtungen in der Symmetrieachse des stumpfen Winkels zwischen beiden Scharen annimmt, so stimmt diese Richtung mit der vermutlichen Richtung der Kraft überein, die die Auffaltung bewirkte. Diese verlief SW—NE.

Die Sprunghöhen der Brüche im Westteil des Gamser Beckens sind nicht sehr groß, wie aus den Versetzungen der einheitlich SW fallenden Schichten hervorgeht. Sie betragen etwa 150—200 *m*. Besonders markant tritt im Gelände die unterschiedliche Höhe der Hangendgrenze des Basissandsteins auf, wodurch die Absenkungen der einzelnen Schollen nachweisbar waren (Profil 5, 6). Am Nordrand konnten diese Brüche zumeist nicht in den älteren mesozoischen Rahmen hinein verfolgt werden. Gegen S zu verhalten sie sich verschieden. Ein Teil schneidet an dem NW—SE-Verwerfer ab, der die große Scholle von Untertrias beim Sulzbacher an die Oberfläche brachte. Der Bruch, der östlich dieser Scholle verläuft, versetzt im S den Hallstätter Kalk des Bergsteins und dessen Unterlage, und streicht gegen N in den großen NNW—SSE-Verwerfer hinein, der die Fortsetzung der NS-Störung östlich der Noth bildet. Auch einige kleinere Brüche, die im S in den Gosauschichten verlaufen, schneiden an dieser großen Störung ab.

Der Bergstein wurde durch die Bruchtektonik erst auf seine heutige Form gebracht (Profile 7 und 8). Der Südwestflügel der Synklinale wurde an zwei Brüchen abgesenkt, wobei Hallstätter Kalk und Werfener Schiefer an die Oberfläche kamen. Südwestlich des Gipfels, der von der höchsten Scholle gebildet wird, sind die Basis des Hallstätter Kalkes und die Basis der Buchbergschuppe an dem schon vorher erwähnten NNE—SSW-Bruch gegen E abgesenkt. Östlich des Bergsteins folgt die Synklinale mit Fleckenmergel, die in ihrer Westgrenze an einem Bruch geringfügig gehoben, im E aber tief an einem NNW—SSE-Bruch in die Hauptdolomite des Goßkogls eingesenkt ist (Profil 8).

Der Goßkogl zeigt eine Vergitterung der bekannten Störungslinien. Diese Störungen wirken oft bis in die Gosau-Unterlage der Schuppe hinein. Durch die verschiedenen Absenkungstendenzen an den Brüchen erhielt

die Grenze der tektonischen Einheit gegen ihre Unterlage ein stark gelappes Aussehen. Gosaukonglomerate aus dem Liegenden wurden durch Hebungen und Verstellungen südlich der Gehöfte Kempel und Kandlbauer bis zu mehrere 100 *m* in den Dolomitkörper des Goßkogls gehoben. Am Nordabhang dieses Berges wurden die Opponitzer Schichten aus einer Höhe von 1200 *m* durch mehrere Brüche auf eine Höhe von 900 *m* gebracht.

Im östlichen Teil der Gamser Gosau herrschen wieder die NNE—SSW- und NNW—SSE-Richtungen vor. Daneben ist hier auch die NE—SW-Richtung zu beobachten, die wohl beim Aufschub der Schuppen der Göllerdecke entstanden ist. Außerdem sind die Gosauschichten an der Grenze gegen den Plassenkalk meist versetzt (Profile 5 bis 13). Eine sicher normale Auflagerung kann nur im Bach nördlich Bachbauer festgestellt werden. Die Ortung der Brüche in diesem Bereich war zumeist nicht schwierig, da sich derartige Strukturen in den starren, wenig plastischen Plassenkalken gut abzeichnen. Auch in den Gosauablagerungen konnte das Zusammentreffen von Schichten verschiedener Altersstellung im Streichen oft beobachtet werden. Östlich des Kohlhuber-Hofes liegen Schichten des Campan und des Breccien-Sandsteinkomplexes unmittelbar nebeneinander (Profil 6). Die paleozänen Schichten schneiden im E wieder an Campanmergeln ab. Wir können daher eine Einsenkung der Paleozängesteine um mindestens 300 *m* feststellen. Die Verstellung östlich des Bachbauern hat wesentlich geringeres Ausmaß. Hier werden Maastrichtmergel gegen Schichten des Breccien-Sandsteinkomplexes versetzt. Eine tiefgreifende Struktur bildet dagegen der NNW—SSE-Bruch, der im N Oberalmer Schichten bis an den Südrand des Plassenkalkes vorspringen läßt. Dieser Bruch durchschneidet das ganze Gosaubecken, versetzt sämtliche Gosauschichten und schneidet im S die Schuppenzone der Hinteren Gams gegen W ab. Weiter im E treten nur mehr Brüche mit geringeren Sprunghöhen auf. Neben den weitverbreiteten NNE—SSW-verlaufenden Brüchen (E Hartlalm, W Arzberg) scheinen auch die in der Schuppenzone des Südrandes vorkommende NW—SE-Richtung (W Hartlalm und E Radstattmayeralm) und ENE—WSW-Brüche auf (N Hart, E und W Achmayeralm).

Die Schuppen des Südrandes haben ihr eigenes Bruchsystem. Die Schuppengrenzen streichen WSW—ENE. Die hier vorherrschenden Bruchrichtungen NW—SE und NNE—SSW liegen symmetrisch zu der wahrscheinlichen Überschiebungsrichtung, die SSE—NNW verläuft. In die Dolomite der Basisschuppe sind an diesen Systemen bunte Gosaukalke eingesenkt. Eine überaus intensive Deformation durch Brüche zeigt die höhere tektonische Einheit, die Schwarzkoglschuppe. Die Brüche konnten hier an Hand des Luftbildes im Gelände festgehalten werden. Dadurch war ersichtlich, daß die Platte von Dachsteinkalk, die den Schwarzkoglkamm bildet, auf allen Seiten von Brüchen begrenzt ist. In den Dolomiten des Liegenden und den Konglomeraten, die den Kalken aufliegen, konnten die Störungen, nicht weiter verfolgt werden. Ebenso war es unmöglich, in den Wettersteindolomiten des Silbereisenkogls Bruchstrukturen festzustellen. Diese Gesteine zeigen eine derart intensive tektonische Zertrümmerung in kleinste Bereiche, daß größere Störungszonen in der Morphologie nicht erkennbar sind.

b) Die regionale Verbreitung der Bruchstrukturen

Die Bruchrichtungen konnten auch im weiteren Umkreis dieses Gebietes in den geologischen Karten von O. AMPFERER und E. SPENGLER wiedergefunden werden (siehe tektonische Kartenskizze). So zeigt etwa ein großer Teil der Bäche und Flüsse einen Verlauf, der diesen Richtungen entspricht. Die Enns, die im Gesäuse noch ein E—W-angeordnetes Längstal bildet, verläuft von Hieflau an in einem Tal, das NNE—SSW streicht. Das entspricht der Richtung, die im Gamser Becken am weitesten verbreitet ist. Vom Schwabeltal an verläuft die Enns NNW—SSE. Diese Richtung ist in den Ostalpen sehr häufig. Im engeren Raum von Gams ist der Unterlauf des Gamsbaches, der Radmerbach bei Hieflau und das Schwabeltal ebenfalls in dieser Richtung angelegt. Auch unter den großen Querstrukturen der Ostalpen ist diese Richtung zu finden: Sowohl die Weyerer Struktur, als auch die Radmer-Störung und die Lavanttaler Störungszone sind gleich angeordnet. Trotzdem ist ein direkter Zusammenhang zwischen der Weyerer Struktur, und den beiden anderen Störungen nicht in allen Abschnitten zu beobachten, wie vielfach angenommen wird (J. STINY, 1931; u. a.). Die Masse der Gesäuseberge unterbricht die Verbindung auf einige Kilometer. In der Salza kann streckenweise ein Talverlauf von NNE gegen SSW festgestellt werden.

Durch diesen Vergleich von Bruchrichtungen und Talverläufen kann möglicherweise eine Erklärung für die Quertalbildung der Enns unterhalb des Gesäuses gefunden werden.

B. Die regional-tektonische Stellung des Beckens von Gams

Die Gosau von Gams liegt innerhalb der Ötscherdecke (siehe tektonische Kartenskizze). Nur im W zeigt die Gosau einen direkten Kontakt mit der Groß-Reiflinger Scholle. Die kleinen Schollen von Untertrias und Hallstätter Kalk des Bergsteins stellen die Reste einer Hallstätter Decke dar.

1. Ötscherdecke

Die Ötscherdecke zeigt bei Gams eine Untergliederung in zwei Teildecken: Die Unterbergdecke und die darauf nachgosauisch überschobene Göllerdecke. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten verläuft am Südrand der Gamser Gosau, biegt östlich des Arzberges nach N um, bildet den Keil von Wettersteindolomit nördlich des Torsteins und setzt sich in die Neuhauser Überschiebung (E. SPENGLER, 1928) fort. Die Gosau von Gams gehört daher dem Verband der Unterbergdecke an.

Die Unterbergdecke samt den auflagernden Gosauschichten zeigt im Westteil des kartierten Gebietes NW—SE-Streichen, während im E der Aufbruchzone östlich der Noth ein Übergang in E—W-Streichen zu beobachten ist. Während also im W eine Verfaltung schräg zum alpinen Streichen erfolgte, ist der Ostteil in der alpinen Streichrichtung angeordnet, die auf einen S—N-Schub zurückzuführen ist. Der Aufbruch von Alttrias östlich der Noth liegt gerade an der Kreuzung zwischen den verschiedenen

Bewegungsvergenzen. Diese sind sicher nachgosauisch entstanden, da die Gosauschichten mit dem Untergrund, völlig konform gelagert sind. Die Entstehung des Aufbruches ist daher am ehesten durch das Zusammentreffen der beiden verschieden gerichteten Bewegungen in der Unterbergdecke zu erklären. Dadurch müssen nämlich an der Basis dieser tektonischen Einheit enorme Spannungen entstanden sein, die schließlich zu einem Aufreißen quer zum Streichen führten. So konnte stärker plastisches Material, wie Werfener Schichten, vermischt mit Saalfeldener Rauhwacke und Schollen von Gutensteiner Kalk an der Oberfläche ausgepreßt werden. Gleichartige Erscheinungen, allerdings im kleineren Maßstab, wurden von E. CLAR (1961) aus Altenmarkt beschrieben. Dort spießt, durch einen Triebwasserstollen für das Kraftwerk Altenmarkt aufgeschlossen, Haselgebirge in den Hauptdolomit ein und markiert eine junge Aufschuppung gegen SE.

Damit ergeben sich gewisse Parallelen mit der großen Weyerer Querstruktur, deren südlichste Ausläufer nahe an die Gosau von Gams herankommen (G. ROSENBERG, 1957, 1960). Der Grundbauplan ist in beiden Fällen gleich: Es besteht ein Zusammenschub quer zum alpinen Streichen, der sich durch die Einbeziehung und Überfahrung von Gosauschichten als nachkretazisch erwiesen hat. Während aber die Bewegungen an der Weyerer Struktur westvergent sind, wurde der Westteil der Gamser Gosau gegen NE bewegt. Die von O. AMPFERER (1931) beschriebene Eingliederung dieses Abschnittes der Ötscherdecke in die mächtigen Faltenbögen von Weyer ist also nicht vorhanden.

Die Unterbergdecke schneidet westlich Gams samt ihrer Auflagerung von Gosauschichten an der Groß-Reiflinger Scholle ab (siehe S. 136). Auf Grund des regionalen Bildes und der tektonischen Details, wie Einfallen der Gosauschichten von der Scholle weg und Aufschuppung des Untergrundes der Unterbergdecke (S. 136), ist es wahrscheinlich, daß diese Einheit der Groß-Reiflinger Scholle auf weite Strecken aufgeschoben war. Diese Annahme wird durch eine andere Beobachtung unterstützt: E. SPENGLER (1959) nimmt durch den NW—SE verlaufenden, heute von Moränen erfüllten Buchauer Sattel eine Bruchfläche an, die die Haller Mauern und die Gesäuseberge voneinander trennt. Dieser Bruch setzt sich weiter in den Westrand der Groß-Reiflinger Scholle fort. Da die Haller Mauern eine nordvergente Stirn aufweisen, die Gesäuseberge dagegen im W flach gelagert sind, nimmt E. SPENGLER an, daß die Gesäuseberge um 8 *km* weiter nach N verfrachtet sind als die Haller Mauern. Diese Entfernung entspricht ungefähr der N—S-Erstreckung der Groß-Reiflinger Scholle an ihrem Westrand. Ebenso entspräche dieser Abstand der heutigen Breite der Unterbergdecke an ihrem Abschneiden. Eine ursprüngliche Fortsetzung der Unterbergdecke bis zur Buchauer Linie ist daher wahrscheinlich. In der weiteren Fortsetzung gegen W müßte der der Unterbergdecke äquivalente Abschnitt noch im ursprünglichen Verband in den der Gesäusedecke entsprechenden tektonischen Einheiten liegen.

Bei dem über der Groß-Reiflinger Scholle liegenden Abschnitt der Unterbergdecke muß es sich um den Stirnteil der Ötscherdecke mit stark reduzierten Gesteinmächtigkeiten gehandelt haben, der mit der Hebung erodiert wurde. Analog dazu hat die Unterbergdecke bei Gams eine Schichtfolge,

bei der Mitteltrias fast vollkommen fehlt. Fast nur Gesteine der Obertrias und des Jura, daneben auch stark ausgewalzte Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhwacke und wenig Gutensteiner Dolomit treten auf. Auch für die tektonische Reduktion und Auswalzung bietet der Teil der Unterbergdecke, der heute östlich der Groß-Reiflinger Scholle liegt, mehrere Beweise: Die Einfaltung der Gosauschichten im Westteil des Beckens von Gams schräg zum alpinen Streichen (S. 135, 136), die Aufbruchzone, das Aufdringen der Schwefelquelle der Noth. Auch das Auftauchen von Alttrias unter den Gosauschichten des Westteiles setzt eine bereits vorgosauisch vollzogene Ausdünnung und Abtragung der Hangendschichten der Unterbergdecke bis auf die tiefsten Schichtglieder voraus. Die Zone von Werfener Schichten mit Gipslagen, Saalfeldener Rauhwacken und Gutensteiner Kalk des Südabschnittes der Gamser Gosau setzt sich, nur durch das Terrassensystem von Landl unterbrochen, in die Alttrias des Gesäusenordrandes fort. Auch hier sind diese Gesteine mit Gosauschichten verschuppt oder werden von diesen überlagert. Teilweise sind auf den Werfener Schichten noch Exotische Gerölle der Gosau zu finden (O. AMPFERER, 1931).

Die Abgrenzung der Göllerdecke gegen die Unterbergdecke unterscheidet sich etwas von der, die E. SPENGLER (1922) gibt. E. SPENGLER stellte fest, daß der schmale Keil von Wettersteindolomit, der beim Torstein, nördlich der Gamser Gosau, zwischen Plassenkalk und Dachsteinkalk liegt, die westliche Fortsetzung des breiten Abbrenner Dolomitgebietes bildet, das nördlich der Salza die Stirn der Göllerdecke markiert. Eine weitere Folgerung von E. SPENGLER war, daß der Plassenkalk nördlich des Gamser Beckens einer höheren tektonischen (juvavischen) Einheit angehört, und hier über der Grenze zwischen Unterberg- und Göllerdecke transgressiv liegt. Diese Deckscholle läge im E über dem Wettersteindolomit der von E. SPENGLER zur Göllerdecke gestellt wurde und im W über den Oberalmer Schichten, die der Unterbergdecke angehören sollen. Nun bilden aber Dachsteinkalk, Oberalmer Schichten und Plassenkalk eine vollkommen normale Schichtfolge. Wie die Kartierung östlich der Reiteralm ergab, besteht zwischen Oberalmer Schichten und Plassenkalk keine tektonische Fuge.

Das Auftreten des Wettersteindolomites beim Torstein muß daher anders erklärt werden: Die Göllerdecke setzt sich von E her mit dem gleichen Schichtbestand über die Salza fort. Es treten hier auf: Wettersteindolomit, zum Teil mächtig entwickeltes Karn, Hauptdolomit und darüber Dachsteinkalk. Die Quererstreckung der Decke wird aber durch eine intensive Verschuppung südlich des Gamser Beckens stark vermindert. Die tieferen Schuppen liegen, ebenso wie der Wettersteindolomit nördlich des Torsteins, in der streichenden Fortsetzung der Abbrenner Dolomitzone. Es ist daher naheliegend, den Keil als eingesenkten Überschiebungsrest der Göllerdecke zu deuten, der auf einem nachgosauischen Relief von Dachsteinkalk, Plassenkalk und Oberalmer Schichten der Unterbergdecke zur Ablagerung kam. Als weitere Verbindung der Hauptmasse der Schuppe mit dem vorgelagerten Überschiebungsrest müssen auch die kleinen Schollen von Wettersteindolomit nördlich der Hartlalm aufgefaßt werden (S. 140). Die beiden tieferen Schuppen keilen nach wenigen Kilometern aus. Nur die höchste Schuppe der Göllerdecke, die auch gleichzeitig deren Hauptmasse bildet, überlagert die Gosau von Gams im S. Östlich der Enns, im

Gebiet von Mooslandl, sind Alttrias und Gosau vom Dachsteinkalk des Wiedenberges überschoben. Westlich der Enns treten die gleichen Serien unter dem Peternkogl hervor, der am Ostende der Gesäuseberge liegt. Faziell besteht zwischen Wiedenberg und Peternkogl kein Unterschied. Es ist daher naheligend, Wiedenberg und Peternkogl zur gleichen tektonischen Einheit zu stellen. Die Gesäusedecke ist daher die westliche Fortsetzung von Göllerdecke und Hochalpiner Decke. Auch hier sind wieder Verbiegungen innerhalb der Decke zu beobachten. Das NW—SE-Streichen, das südlich des Gamser Beckens vorherrscht, geht über die E—W-Richtung des Wandaukogls in NE—SW-Streichen über, das in den Gesäusebergen vorherrscht. Von der Enns an steigt senkrecht auf dieses Streichen das gesamte Schichtpaket der Gesäuseberge gegen NW an und bildet so die mächtigen Gipfel dieses Gebirgsstockes.

2. Hallstätter Deckschollen und Hochalpine „Decke"

Die aufgeschuppte Göllerdecke wird im S von der Gußwerk—Admonter Linie, der Westfortsetzung der Puchberg—Mariazeller Linie begrenzt. Diese wurde bereits von A. Bittner (1887 und 1888) als wichtige tektonische Linie erkannt. Sie stellt nach A. Bittner einen Aufbruch dar, eine komplizierte Zone großer Störungen, die das „Kalkhochgebirge vom Vorgebirge scheidet". Die Überschiebungsweite ist umstritten. Während L. Kober (1912) und nach ihm A. Thurner (1951) und E. Kristan und A. Tollmann (1962) eine durchlaufende Fernüberschiebung der höchsten kalkalpinen Einheit gegen N annahmen, wurde von E. Spengler immer wieder die geringe Überschiebungsweite der Hochalpinen Decke L. Kobers über die tieferen Einheiten betont. Diese Aufschiebung geht nach E. Spengler östlich Gams in einen vertikal stehenden Bruch über, der sich in den Hieflauer Bruch und in die Gesäusestörung fortsetzt. Ein Faziesunterschied zwischen den Zonen nördlich und südlich der Puchberg—Mariazeller Linie kann westlich des Siebenseetales bei Wildalpen nicht festgestellt werden. Eine Trennung von Ötscherdecke und Hochalpiner Decke wird daher von E. Spengler für diesen Raum abgelehnt.

E. Kristan und A. Tollmann nehmen an, daß die tirolische Ötscherdecke im Raum zwischen Wiener Becken und Gesäuse-Westrand von einer Decke überlagert wird, in der Hallstätter Fazies und Hochalpine Fazies noch in ursprünglichem Zusammenhang auftreten, und nicht auf verschiedene Einheiten aufgeteilt sind. Diese tektonische Einheit ist stellenweise von höheren Schollen überlagert: Den Hüpflinger Schollen im Gesäuse und der Schneebergdecke im E. Im östlichen Teil der „Mürzalpendecke", wie diese hochalpine Großeinheit von E. Kristan und A. Tollmann genannt wird, ist die Hallstätter Fazies nahezu über die ganze Breite der Schubmasse zu beobachten und setzt schräg zu ihrem Streichen nördlich der Gollrader Bucht aus. E. Kristan und A. Tollmann nehmen an, daß sich die Hallstätter Fazies von hier an gegen W auch im N der Hochalpinen Fazies befand. Als Beweis dafür werden „einige wenige in Hallstätter Fazies entwickelte isolierte Stirnteile der Mürzalpendecke" angesehen, die der jetzigen Stirn vorgelagert sind. Damit sind die Schollen bei Mariazell und bei Gams gemeint. Dies ist nicht sehr viel: Die Hallstätter Kalke nördlich des Tribein bei Mariazell (= Rasinger Hallstätter Kalkschuppe

nach A. HAUSER, 1942) sind nicht fossilbelegt. Ihr enger Kontakt mit Gosauschichten und die lithologische Ausbildung (rote Kalke mit Lehmlassen) läßt ähnliche Verhältnisse wie im Gamsforst vermuten. Wie ich bei der Kartierung feststellen konnte, ist der rote Kalk S und SW Wückl (Lokalität Luckenbauer bei E. SPENGLER und E. KRISTAN und A. TOLLMANN) kein Hallstätter Kalk, wie E. SPENGLER (1925) annahm, sondern Gosaukalk (S. 99—101). Das einzige gesicherte Vorkommen von Hallstätter Kalk ist daher das des Bergsteins südlich von Gams.

Die Einwurzelung der Hallstätter Kalke zwischen den Gesteinen nördlich und südlich des Schwabeltales, südlich des Bergsteins, wie sie E. KRISTAN und A. TOLLMANN annehmen, ist schwierig. Wie bereits A. THURNER (1951) seine Puchberglinie, legen die beiden Autoren die Puchberg—Mariazeller Linie südlich Hinter Wildalpen durch den Oberlauf des Schwabeltales, dessen NW—SE verlaufenden Unterlauf, und lassen sie in die Gesäuse-Überschiebung hineinstreichen. O. AMPFERER (1931) und E. SPENGLER (1959) ließen dagegen diese tektonische Linie vom Oberlauf des Schwabeltales an in den Hieflauer Bruch einmünden. Das untere Schwabeltal ist nach O. AMPFERER eine tiefe Einbiegung im Dachsteinkalk und keine tektonische Grenze. Sowohl im N als auch im S tritt gut gebankter Dachsteinkalk auf, das Vorkommen von Untertrias und Gosauschichten wird von O. AMPFERER als tektonische Auflagerung bezeichnet. Da dieser Teil aber vollkommen in einer Bruchhauptrichtung angelegt ist, muß auch hier eine Störungszone angenommen werden. Die Feststellung von E. KRISTAN und A. TOLLMANN, daß Deckengrenzen oft durch spätere Brüche überlagert sind, ist aber kein Argument für das Vorhandensein von Deckengrenzen.

Die fazielle Ausbildung der Gesteine nördlich und südlich der Puchberg—Mariazeller Linie, sowohl im Sinne von E. SPENGLER, als auch von E. KRISTAN und A. TOLLMANN ist bei Gams sehr ähnlich. Es treten auf: Wettersteindolomit, zum Teil auch Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Das Karn zeigt im N Aonschiefer, Reingrabener Schiefer mit einzelnen Lagen echinodermenreicher Gesteine von ähnlicher Ausbildung wie der Wandaukalk, darüber Opponitzer Schichten mit einer mächtigen Entwicklung von Cidaritendolomiten. Diese Gesteine keilen jedoch seitlich auf kurze Distanz weitgehend aus. Im S gehen Wettersteindolomit und Hauptdolomit zumeist ineinander über. Nur an wenigen Stellen können Schichten des Karn gefunden werden. Besonders auffallend ist die Übereinstimmung der karnischen Schichtfolge des Rauchkoglgrabens mit der der Wandau nördlich Hieflau. Neben den Wandaukalken treten hier schwarze Tonmergel auf (D. STUR, 1871). E. SPENGLER (1920, 1922) führte von einigen Stellen südlich der Puchberg—Mariazeller Linie „Carditaschichten" an. In den Gesteinen über den „Carditaschichten" konnte E. SPENGLER keinerlei Anklänge an Hallstätter Fazies finden. Außerdem waren hier nur Faunen des Nor zu finden. Eine ursprüngliche Stellung der karnischen Kalke des Bergsteins zwischen den beiden Ausbildungen des Karn nördlich und südlich der Puchberg—Mariazeller Linie ist daher unwahrscheinlich. Wir müssen, wie dies bereits E. SPENGLER (1922) vorschlug, in diesem Gebiet den Ablagerungsraum der Hallstätter Fazies im S des heutigen Kalkalpensüdrandes annehmen. Damit soll selbst-

verständlich keine Aussage über die Stellung der Hallstätter Decken des Salzkammergutes gemacht werden. Die Anschauung von O. AMPFERER und E. SPENGLER, daß die Puchberg—Mariazeller Linie in ihrem West-Auslaufen keine Deckengrenze, sondern ein Bruch zwischen faziell gleichartigen Ausbildungen im N und im S ist, muß daher bevorzugt werden. Die Schubmasse der Gesäuseberge und der Südabschnitt der Ötscherdecke samt der südlich anschließenden Ost-Fortsetzung der Hochalpinen Decke sind nicht tektonisch zu trennen.

3. Groß-Reiflinger Scholle

Die Unterlage der Ötscherdecke wird nördlich und nordwestlich von Gams von der Groß-Reiflinger Scholle gebildet. Die Aufschuppung des Dachsteinkalkes der Unterbergdecke an deren Westrand zeigt, daß wir es hier nicht mit einer faziellen Vertretung dieser Gesteine durch den Hauptdolomit zu tun haben, der ja die Groß-Reiflinger Scholle größtenteils aufbaut. Ebenso wie die Lunzer Decke zeigt die Groß-Reiflinger Scholle über der Untertrias Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, kohleführende Lunzer Schichten und eine mächtige Hauptdolomitentwicklung. Darüber hinaus treten im Karn Aonschiefer auf, die in den Nördlichen Kalkalpen auf den Südabschnitt der Lunzer Decke und auf die Ötscherdecke beschränkt sind. Im Gegensatz zu O. AMPFERER (1931), der die Groß-Reiflinger Scholle im S der Gesäuseberge einwurzeln ließ, ist daher eine ursprüngliche Verbindung mit der Lunzer Decke wahrscheinlicher (F. TRAUTH, 1936; H. BRANDAUER, 1955; E. SPENGLER, 1959).

Die Groß-Reiflinger Scholle wurde von der Ötscherdecke überschoben und an den Rändern damit verschuppt. Durch den Nachweis von in den Schuppenbau einbezogener Gosau bei Gams (S. 136, 137) ist entgegen der Ansicht von O. AMPFERER (1931) ein nachgosauisches Alter dieser Überschiebung erwiesen, wie es von G. ROSENBERG (1957) für die N—Überschiebung der Groß-Reiflinger Scholle abgeleitet wurde. Dieses nachgosauische Alter wurde von F. TRAUTH (1936) und A. RUTTNER (1948) auch für die Aufschiebung der Ötscherdecke auf den Hauptkörper der Lunzer Decke erkannt. Trotz gleichaltriger Bewegungen zeigt die Groß-Reiflinger Scholle gegenüber der Lunzer Decke tektonische Eigenständigkeit. Während die Lunzer Decke in regelmäßige Falten gelegt ist, deren Bewegungsvergenz abweichend von den übrigen alpinen Schubbewegungen von SW über W und NW bis N dreht, zeigt die Groß-Reiflinger Scholle mehr das Verhalten eines starren Körpers. Sie liegt diskordant über den Faltensträngen der Weyerer Struktur. Von E. SPENGLER (1959) wurde versucht, die ursprüngliche Lage der Groß-Reiflinger Scholle innerhalb der Lunzer Decke zu rekonstruieren. Da die Lunzer (und Reichraminger) Decke um die Groß-Reiflinger Scholle herum eine andere Entwicklung der Mitteltrias aufweisen als diese, muß sie aus einem weiter südlich gelegenen Abschnitt der Lunzer Decke herausgerissen und gegen N geschoben worden sein. Dieser Teil der Lunzer Decke liegt aber jetzt unter der Ötscherdecke. Während die Mitteltrias östlich und nördlich der Scholle nur in Wettersteinkalk ausgebildet ist, und im W, wo die Ötscherdecke weiter zurücktritt, der Wettersteinkalk bereits teilweise von Reiflinger Kalk ersetzt ist, scheint in der gleichen Zone innerhalb der Groß-Reiflinger

Scholle nur Reiflinger Kalk auf. Nach E. SPENGLER (1959) ist daher die Groß-Reiflinger Scholle etwa 11 *km* der übrigen Lunzer Decke aufgeschoben. Ihre heutige Form verdankt sie aber erst der Bruchtektonik, die die wahrscheinlich schon beim Vorschub gebildeten Grenzen wieder aufleben ließ und diesen tektonischen Körper unter dem Verband der Ötscherdecke heraushob.

V. Die Profile

Profil 1 verläuft nördlich Gams von NE gegen SW. Es zeigt die Einschuppung von Gosauschichten, samt ihrer ursprünglichen Dachsteinkalkunterlage an der Störungszone im E der Groß-Reiflinger Scholle. Die Gosauschichten enthalten im Liegenden Konglomerate, darüber Sandstein und Mergel.

Profil 2 verläuft nördlich Gams NE—SW, biegt aber südlich der Ortschaft gegen NW um. Der Dachsteinkalk des Akogls ist von Oberalmer Schichten überlagert, darüber folgen Gosauschichten mit Sandsteinen, kohleführenden Mergeln und Tonmergeln. Die Gosauschichten samt ihrer älteren Unterlage fallen am Akogl gegen SW ein. Südlich Gams dreht das Einfallen gegen SE um. Die Tonmergel fallen in diesem Abschnitt von der Groß-Reiflinger Scholle weg, gegen das Becken zu, ein. An der Grenze dieser tektonischen Einheit gegen die Gosauschichten ist wieder die schmale Schuppe von Dachsteinkalk zu beobachten.

Profil 3 liegt parallel zu Profil 2. Östlich der Straße über den Radstattkogl biegt die Profillinie aus der NE—SW-Richtung gegen NW—SE um. Unter dem westlichen Ausläufer des Plassenkalkes treten Oberalmer Schichten hervor, die an der Basis verfaltet sind. Diese werden hier nur wenig von der Alttrias der Aufbruchszone östlich der Noth überschoben, die unter dem Hauptdolomit des Akogls hervortritt. Der Dolomit wird in normaler Folge von Dachsteinkalk und Oberalmer Schichten überlagert. Auf diesen liegen Sandsteine und kohleführende Mergel des Santon. Südlich des Gamsbaches werden die Gosauschichten von den Niederterrassenschottern des Gamsbaches verdeckt.

Profil 4 verläuft NE—SW. Der nördliche Teil des Profiles zeigt die Auffaltung der Oberalmer Schichten und des hier nur mehr gering mächtigen Plassenkalkes vor seinem Auskeilen. In dem eingebrochenen Kern der Antiklinale liegen Schichten des Untercampan. Dem westlichsten Ausläufer des Plassenkalkes ist Untertrias aufgeschoben, die der Basis der Akoglmasse angehört. Den Gesteinen des Akogls liegen Sandsteine mit Hippuriten des Santon und geringmächtigen Kohlelagen auf. Die Mergel, in die die Kohle weiter im E eingelagert sind, fehlen hier. Überlagert werden die Sandsteine von den Tonmergeln und tonigen Sanden des Obersanton. Diese Schichten werden südlich des Pekenbauern von einem NE—SW-Bruch versetzt. Südlich dieses Bruches schlägt das SW-Fallen, das an der Basis der Gosauschichten herrscht, in flaches NW-Fallen um, biegt aber vor Erreichen des Südrandes wieder gegen SW um. Bei Mooslandl durchschneidet das Profil das Terrassensystem der Enns. Die höheren Terrassenniveaus gehören dem Arberberger-System, die tieferen den Niederterrassen der Enns an.

Profil 5 verläuft zuerst N—S, biegt aber vor der Aufschiebung der Untertrias auf Gosauschichten gegen SW um. Über dem Plassenkalk des Nordrahmens liegen Breccien und Sandsteine des Paleozän, die an einem Bruch abgesenkt sind. Im S sind die Paleozänschichten gegen Campanmergel versetzt. Diese Mergel sind gegen den kleinen Zug von Plassenkalk, der den Westflügel der kleinen Antiklinale östlich der Noth bildet, etwas abgesenkt. Der Plassenkalk wird von den Werfener Schichten, Rauhwacken und Gutensteiner Dolomiten des Untertriasaufbruches überlagert. Zwischen die Kalke des Anerlbauerkogels, des Südostausläufers des Akogls, und die Untertrias sind Sandsteine eingeschuppt. Den Gesteinen des Anerlbauerkogls, der von Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Oberalmer Schichten aufgebaut ist, lagern wieder Gosauschichten auf. Das Liegende bilden Sandsteine mit Rudisten des Obersanton, darüber liegen sandige Tonmergel. Diese werden von einem Bruch abgeschnitten. Die Tiefscholle zeigt eine Schichtfolge von Tonmergeln und mergeligen Sanden. Im S werden die Gosauschichten von der höheren Moräne des Gamstales überlagert, die in ihrem Hangenden gebänderte Seetone

und die höchsten Terrassenschotter des Ennstales trägt. Südlich dieser Terrasse treten die Gosauschichten wieder hervor, werden aber gegen das Ennstal zu von der tieferliegenden Arberbergerterrasse und den Niederterrassen überdeckt.

Profil 6 verläuft im E—W-streichenden Anteil der Gosau von Gams von N nach S. Vor Erreichen der NW—SE verlaufenden Aufschiebungslinie der Untertrias biegt es gegen SW um. Das Profil zeigt im Liegenden Plassenkalke mit einer Auflagerung von Campan-Mergeln. Diese sind von dem südlich folgenden Breccien-Sandsteinkomplex durch einen Bruch getrennt. Die Schichten des Paleozän sind von der Untertrias der Aufbruchzone überfahren. Gegen die Untertrias durch einen Bruch versetzt, folgen im S die mehrfach von Störungen durchsetzten Schichten des Santon. Im südwestlichen Abschnitt treten unter den Gosauschichten Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhwacke, und Gutensteiner Dolomit hervor, die aber wieder von Tonmergeln und Konglomeraten der Oberkreide überlagert werden.

Profil 7 zeigt im N die Auflagerung von Konglomeraten auf die Plassenkalke. Darüber folgen Mergel des Maastricht und Dan, der Breccien-Sandsteinkomplex und Tonmergel des Paleozän III. Den Hangendschichten sind Mergel des Campan aufgeschoben. Unter den Mergeln treten im Südabschnitt der Gamser Gosau wieder Sandsteine und Breccien des Paleozän hervor, die wahrscheinlich durch einen Bruch emporgehoben wurden. Im W werden diese wieder von einem Bruch begrenzt, an dem Untertrias emporgehoben wurde. Die Werfener Schichten, Rauhwacken und dunklen Dolomite werden wiederum von Konglomeraten überlagert, von deren Basis auch die Campan-Mergel stammen, die auf Paleozän aufgeschoben sind. Die weitere Fortsetzung des Profils zeigt von Brüchen begrenzte randliche Ausläufer des Goßkogl-Dolomites, die auf Konglomerate aufgeschoben sind. Das Profil durch den Bergstein zeigt die Auflagerung von Hallstätterkalk auf Hauptdolomit. Die Unterlage bildet hier eine Mulde. Der Westteil der Bergstein-Mulde, an deren Basis der Hauptdolomit im Streichen in Dachsteinkalk übergeht, führt Schollen von Hallstätter Kalk und Untertrias. Dieser Abschnitt ist durch Brüche mehrfach gestört.

Profil 8. Über den Plassenkalken des Nordrahmens der Hinteren Gams liegen Konglomerate, die wahrscheinlich dem Santon angehören. Darüber liegt eine Sedimentfolge, die Schichten vom Obercampan bis in das oberste Paleozän umfaßt. Im S der Gosaumulde sind Mergel und Mergelkalke des Campan etwas gegen NE verfrachtet. Darüber liegen die mächtigen Dolomite des Goßkogls, in die gegen den Bergstein zu eine flache Mulde von Fleckenmergeln eingesenkt ist. Beim Bergstein kann wieder der Muldenbau beobachtet werden. An der Basis wird gegen SW der Hauptdolomit von Dachsteinkalk ersetzt. Dem Hauptdolomit und dem Dachsteinkalk ist der Hallstätter Kalk aufgeschoben. Darüber liegen die hellgelben Campan-Kalke und Rudisten-Kalke. Die Gosau und deren Unterlage sind durch Störungen mehrfach versetzt.

Profil 9 verläuft N—S, und biegt beim Silbereisenkogl gegen SW um. Der Nordabschnitt zeigt die Absenkung der Mergel des Höheren Mergelkomplexes an einem Randbruch des Beckens. Die an der Oberfläche aufgeschlossene Schichtfolge reicht hier vom Obercampan bis in das Paleozän III b.

Die Tonmergel des Paleozän III b sind im S von den verschuppten Konglomeraten und Dachsteinkalken der Schwarzkoglschuppe überfahren. Diese wiederum ist von den Wettersteindolomiten der Buchbergschuppe überschoben. Dabei werden an der Basis Werfener Schichten und Schollen von Dachsteinkalk mitgeführt. Die Buchbergschuppe zeigt über dem Wettersteindolomit eine mächtige Entwicklung des Karn. Darüber liegt Hauptdolomit.

Profil 10 verläuft von N gegen S. Der Nordrahmen der Gosau zeigt wieder die Absenkung der Gosauschichten am Plassenkalk. Auf die Gosauschichten sind im S die drei Schuppen der Göllerdecke aufgeschoben. Die Basis der tiefsten Schuppe, der Schuppe der Rabenmauer, besteht aus Wettersteindolomit. Dieser ist von Mergelkalken des Campan überlagert. Die darüber folgende Schwarzkoglschuppe zeigt in diesem Profil eine Schichtfolge von Hauptdolomit und Dachsteinkalk, denen Gosaukonglomerate aufgelagert sind. Die Basis der im S folgenden Buchbergschuppe besteht aus Wettersteindolomit.

Profil 11 zeigt ebenso wie die vorhergehenden Profile die Anlagerung der Gosauschichten an den Plassenkalk im N und die Überschiebung der Göllerdecke im S. Die tiefste Schuppe wird wieder von Wettersteindolomit und Campankalken aufgebaut, die Schwarzkoglschuppe enthält eine Schichtfolge von Wettersteindolomit, Lunzer Schichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Gosaukonglomeraten. Diese Schuppe wird im S vom Wettersteindolomit der Buchbergschuppe überlagert.

Profil 12 zeigt die Anlagerung von Maastricht II an den Plassenkalk, darüber baut sich eine Schichtfolge bis zum Paleozän III b auf. Die Gosauschichten sind im S von den Dolomiten der Schwarzkoglschuppe überschoben. An der Basis dieser tektonischen Schuppe wurden Kalke und Mergelkalke des Obercampan mitgeschleift und den übrigen Gosauschichten aufgeschoben.

Profil 13. Dieses N—S-Profil zeigt die Anlagerung von Kalken des Campan an den Plassenkalk des Becken-Nordrandes. Diese Kalke ersetzen hier die Mergel des Obercampan faziell. Andere Gesteine der Oberkreide oder des Alttertiärs sind in diesem Profil nicht zu beobachten. Von S werden die Gosaukalke vom Wettersteindolomit der Schwarzkoglschuppe überfahren. Überschiebungsreste treten hier auch am Nordrand des Beckens auf.

Profil 14 zeigt die Verhältnisse im Grimpenbach. Über dem Plassenkalk liegen bunte Konglomerate, darüber Kalke des Obercampan, eine geringmächtige Zone von Mergeln der gleichen Stufe und Mergel des Maastricht. Die Mergel sind geringfügig verfaltet. Sie werden tektonisch durch Kalke des Campan und die Wettersteindolomite der Ameismauer überlagert.

VI. Literaturverzeichnis

Allard, P. L., Cuvillier, J., usw.: Les Foraminifères et le Crétacé Superieur Français. — 84. Congrès des Sociétés savantes. Section des sciences, p. 591—660. Paris, 1959.

Ampferer, O.: Geologische Untersuchungen über die Exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denschr. Österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. Bd. 96, p. 1—56, 81 Textfig. Wien, 1919.

Ampferer, O.: Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. — Jahrb. Geol. B. A. p. 117—131. Wien, 1921.

Ampferer, O.: Aufnahmsbericht über Blatt „Admont—Hieflau". — Verh. Geol. B. A. p. 15—17, Wien, 1926.

Ampferer, O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. — Jahrb. Geol. B. A. Bd. 81, Heft 1 und 2, p. 237—304. Wien 1931.

Ampferer, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich im Maßstab 1 : 75.000, Blatt „Admont und Hieflau". — Wien, 1933.

Arthaber, G.: Die Alpine Trias des Mediterrangebietes. — Aus Lethaea geognostica II. Teil: Mesozoikum, Bd. 1. Stuttgart, 1906.

Barr, F. T.: Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the Isle of Wight, England. — Palaeontology Bd. 4, Teil 4, p. 552—580, pl. 69—72. London, 1961.

Bartenstein, H.: Globotruncana calcarata Cushm., Foraminifère caractéristique du Campanien. — C. R. Soc. Geol. France, p. 224—246, 1 Textfig. Paris, 1948.

Basse, E.: Les peuplements Malgaches de Barroisiceras. Révision du genre Barroisiceras de Gross. — Ann. Paléont. p. 97—178. Paris, 1946—1947.

Berggren, W. A.: Biostratigraphy, Planktonic Foraminifera and the Cretaceous-Tertiary Boundary in Denmark and Southern Sweden. — Rep. of the twenty-first Session, Norden. d. Intern. Geol. Congr. Teil 5, p. 181—192. Copenhagen, 1960.

Berggren, W. A.: Some Planktonic Foraminifera from the Maestrichtian and Type Danian Stages of Southern Scandinavia. — Act. Univ. Stockh. Stockholm Contributions in Geology Bd. 9/1, p. 1—106, pl. I—XIV. Stockholm, 1962.

Bettenstaedt, F. und Wicher, C. A.: Stratigraphic Correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the Aid of Microfossils. — Proc. 4. World Petr. Congress. Section I/D, p. 493—516. Rom, 1955.

Bittner, A.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Groß-Reifling a. d. Enns. — Verh. Geol. R. A. p. 260—262. Wien, 1881.

Bittner, A.: Aus den Ennstaler Kalkalpen. — Verh. Geol. R. A. p. 143—146. Wien, 1885.

Bittner, A.: Ein neues Vorkommen nerineenführender Kalke in Nordsteiermark. — Verh. Geol. R. A. p. 300—301. Wien, 1887.

Bittner, A.: Aus dem Gebiet der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab. — Verh. Geol. R. A. p. 89—98. Wien, 1887.

BITTNER, A.: Aus der Umgebung von Wildalpe und Lunz. — Verh. Geol. R. A. p. 71—80. Wien, 1888.

BITTNER, A.: Aus dem Gebiet des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. — Verh. Geol. R. A. p. 299—309. Wien, 1890.

BÖHM, A.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. — Jahrb. Geol. R. A. Bd. 35, p. 429—610, 2 Tafeln. Wien, 1885.

BOLLI, H. M.: The Genus Globotruncana in Trinidad. — Journ. Paleont. Bd. 25, Nr. 2, p. 187—199, 1 Textfig. pl. 34—35. Tulsa (Okl.), 1951.

BOLLI, H. M.: The Genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretacaous of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 51—60, Textfig. 10, pl. 12—14. Washington, 1957.

BOLLI, H. M.: The Genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 61—82, Textfig. 11—13, pl. 15—20. Washington, 1957.

BOLLI, H. M. und CITA, M. B.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda Section, Northern Italy. — Rep. of the twenty-first Session, Norden d. Intern. Geol. Congr. p. 150—161, Copenhagen, 1960.

BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R., TAPPAN, H.: Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 3—50, Textfig. 1—9, pl. 1—11. Washington, 1957.

BOUÉ, A.: Sur les environs de Hieflau et de Gams. — Mem. geol. et paléont. p. 224. Paris, 1832.

BRANDAUER, H.: Die „Schubmasse" im Raume von St. Gallen. — Verh. Geol. B. A. Heft 4, p. 264—267. Wien, 1955.

BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den Nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Preuß, Akad. Wiss. phys.-mathem. Kl. 27, p. 3—8. Berlin, 1934 a.

BRINKMANN, R.: Über Gosau und vorgosauische Gebirgsbildung in den Alpen. — Geol. Rundschau 25, p. 141—142. Berlin, 1934 b.

BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. — Mitt. Geol. Staatsinst. H. 15, p. 1—14. Hamburg, 1935 a.

BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Abt. I, Bd. 144, Heft 3/4, p. 1—5, 4 Textfig. Wien, 1935 b.

BRINKMANN, R.: Gosaubecken der östlichen Nordalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 72, p. 58. Wien, 1935 c.

BRÖNNIMANN, P.: Note on Planktonic Foraminifera from Danian Localities of Jutland, Denmark. — Eclogae Geol. Helv. Bd. 45 (Jahrg. 1952), Nr. 2, p. 339—341. Basel, 1953.

BRÖNNIMANN, P. und BROWN, N. K.: Taxonomy of the Globotruncanidae. — Eclogae Geol. Helv. Bd. 48, Nr. 2, p. 503—561. Basel, 1955.

BROTZEN, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — Sver. geol. Undersökning. Arsb. 30, Nr. 3, Ser. C, Nr. 396, p. 1—206, 14 pl. Stockholm, 1936.

CITA, M. B.: The Cretaceous-Eocene Boundary in Italy. — Proc. 4. World Petr. Congress. Section I/D. Rom, 1956.

CLAR, E.: Geologisches vom Ennskraftwerk Altenmarkt. — Österr. Wasserwirtschaft, Jahrg. 13, Heft 5/6, p. 117—123. Wien, 1961.

CUSHMAN, J. A.: An Outline of Reclassification of the Foraminifera. — Contr. Cushm. Lab. Foram. Res. 3 (1), p. 1—105. Sharon, 1927.

CUSHMAN, J. A.: Foraminifera. Their Classification and Economic Use. — Harvard Univ. Press, p. 1—605, pl. 1—55. Cambridge, Massachusetts, 1950.

CZJZEK, J.: Die Kohle in den Kreideablagerungen bei Grünbach. — Jahrb. Geol. R. A. Jahrg. 2/2, p. 107—123. Wien, 1851.

DALBIEZ, F.: The Genus Globotruncana in Tunesia. — Micropaleontology Bd. 1, Nr. 2, p. 161—171, Textfig. 1—10, pl. 1—2. New York, 1955.

DAVIDSON, Th.: British Fossil Brachiopoda. — 1. Bd. Teil 2, p. 1—117, pl. I—XII. London, 1852—1855.

DIENER, C.: Glossophora triadica in: Fossilium Catalogus I, Animalia, pars 34, p. 1—242. Berlin, 1926.

FELIX, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten II. — Palaeontographica 54, p. 251—343, pl. 25 und 26. Stuttgart, 1908.

FISCHER, P.: Manuel de Conchyliologie. — P. 1—1369, 1138 Textfig. 23 pl. Paris 1880—1887.

FRANK, W.: Übersicht über die Geologie des Gamser Gosaubeckens. — Mitt. Natw. Ver. Stmk. Bd. 50, Jahrg. 1913, p. 22—39. Graz,1914.

FREH, W.: Alte Gagatbergbaue in den nördlichen Ostalpen. — Min. Mitt. Joanneum, Heft 1, p. 1—14, 4 Abb. Graz, 1956.

GANDOLFI, R.: The Genus Globotruncana in Northeastern Colombia. — Bull. Am. Paleont. Bd. 36, Nr. 155, p. 1—118, 12 Textfig. und 8 pl. Ithaca, 1955.

GANSS, O. und KNIPSCHEER, H. C. G.: Das Alter der Nierentaler Schichten und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. — Neues Jahrb. Geol. Pal. Abh. Bd. 99, p. 361—378, pl. 23—24. Stuttgart, 1954.

GARTNER, S. und HAY, W.: Planctonic Foraminifera from the Type Ilerdian. — Eclogae Geol. Helv. Bd. 55, Nr. 2, p. 553—572, 2 Textfig. und 1 pl. Basel, 1962.

GEMMELARO, G. G.: Sul Trias della regione occidentale della Sicilia. — Atti R. Accad. Lincei, 1881—1882, Ser. 3, Mem. classe Sc. Fisiche, Matem. e Nat. Bd. 12, p. 451 bis 474, pl. I—V. Rom, 1882.

GERTH, H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten von Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. — Neues Jahrb. Geol. Pal. Abh. 112/2, p. 119—142. Stuttgart, 1961.

GEYER, G.: Jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. — Jahrb. Geol. R. A. Bd. 34, p. 335—366. Wien, 1884.

GLAESSNER, M.: Die dänische Stufe im Gosaubecken. — Anz. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. 67, p. 7—9. Wien, 1930.

GLAESSNER, M.: Planktonforaminifera aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. — Stud. Mikropal. 1 (1), p. 27—52, pl. 1—2. Moskau, 1937.

GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil. Mit Beiträgen von A. PAPP und H. STRADNER. — Mitt. Geol. Ges. Bd. 56, p. 1—116, 7 Textfig. 1 Tab., 11 pl. Wien, 1963.

GRAHAM, J. J.: Campanian Foraminifera from the Stanford University Campus California. — Stanf. Univ. Publ. Geol. Sc. Bd. 8., Nr. 1, p. 1—106, pl. 1—8. Stanford, 1963.

GROSSOUVRE, A. de: Recherches sur la Craie Supérieure, Teil 2: Les Ammonites de la Craie Supérieure. — Mém. carte géologique France, p. 1—264, pl. 1—39. Paris, 1894.

GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — p. 1—950, pl. I—XLII. Gotha, 1861.

HAGN, H.: Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. p. 16—30. Stuttgart, 1955.

HAGN, H.: Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 1957/4, p. 1—37. Wien, 1957.

HAUER, F.: Über die Cephalopoden der Gosauschichten. — Beitr. zur Palaeontographie v. Österr., Bd. 1, p. 7—14, pl. I—III. Wien, 1858.

HAUER, F.: Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Bd. 53, p. 1—9, pl. I. Wien, 1866.

HAUER, F.: Die Gypsbildung in der Krausgrotte bei Gams. — Verh. Geol. R. A., p. 21—24. Wien, 1885.

HAUSER, L.: Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. — Neues Jahrb. Min., etc. Abt. B, Beilagenband 86, p. 35—98, pl. 9—10. Stuttgart, 1942.

HAY, W.: The Cretaceous-Tertiary Boundary in the Tampico Embayment, Mexico. — Rep. of the twenty-first Session, Norden d. Intern. Geol. Concr. Teil 5, p. 70—77. Copenhagen, 1960.

HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. — Graz, 1921.

HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. — Bayer. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. Abh., Neue Folge, Heft 104, p. 1—119. München, 1962.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. Abh., Neue Folge, Heft 108, p. 1—182, pl. I—XV. München, 1962 a.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Mont Perdu-Gebiet (Spanische Zentralpyrenäen). — Eclogae Geol. Helv., Bd. 55/2, p. 295—315, 3 Textfig., 6 pl. Basel, 1962 b

HILTERMANN, H.: Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jahrb., Bd. 67, p. 47—66, 5 Textfig., 1 Tab. Hannover, 1952.

HILTERMANN, H.: Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. — Paläont. Zeitschr., Bd. 30, Sonderh., p. 19—32, 6 Textfig. Stuttgart, 1956.

HILTERMANN, H. und KOCH, W.: Oberkreide-Biostratigraphie mittels Foraminiferen. — Rep. Intern. Geol. Congr. 21. Session, Norden, Teil 6: Pre-Quaternary Mikropaleont., p. 69—76. Copenhagen, 1960.

HÖRNES, M.: Über einige neue Gastropoden aus den östlichen Alpen. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Bd. 10, p. 173—178, 3 pl. Wien, 1855.

HOFKER, J.: Die Globotruncanen von NW-Deutschland und Holland. — Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Abh. 103/3, p. 312—340. Stuttgart, 1956.

HOFKER, J.: Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland. — Geol. Jahrb. Beih. 27, p. 1—464, 495 Textfig. Hannover, 1957.

HOFKER, J.: Planktonic Foraminifera of the Danian of Danmark. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res. 11 (3), p. 73—86, 5 Textfig. Ithaca, N. Y., 1960 a.

HOFKER, J.: The Foraminifera of the lower boundary of the Danish Danian. — Medd. Danske Geol. Forening, 14/3, p. 212—242, 47 Textfig. Kopenhagen, 1960 b.

HOFKER, J.: Les Foraminifères planctoniques du Montien de la localité-type. — Rev. Micropaléont. 4 (1), p. 53—57, 2 Textfig., 1 Tab. Paris, 1961.

HOFKER, J.: Correlation of the Tuff Chalk of Maestricht (Type Maestrichtian) with the Danske Kalk of Denmark (Type Danian), the Stratigraphic Position of the Type Montian, and the Planktonic Foraminiferal Faunal Break. — Journ. Paleont. Bd. 36, Nr. 5, p. 1051—1089, 28 Textfig. Tulsa, 1962.

HOTTINGER, L. und SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Eclogae Geol. Helv., Bd. 53/1, p. 453—479. Basel, 1960.

JIROVA, D.: The Genus Globotruncana in Upper Turonian and Emscherian of Bohemia. — Univ. Carolina, Geologica, Bd. 2/3, p. 239—255, pl. I—III. Prag, 1956.

KITTL, E.: Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. — Ann. Naturhist. Mus. Bd. 9, p. 143—277, pl. IV—XII. Wien, 1894.

KITTL, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. — Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. I, Teil 1: Paläontologie, 2. Bd., p. 1—229, pl. I—X. Budapest, 1912.

KLASZ, I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayrischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geologica Bavarica Nr. 17, p. 223—245, Texttaf. 4—7. München, 1953.

KLASZ, I. de: Stratigraphie der helvetischen Zone. In: Geologie des Blattes Bergen von O. GANSS. — Geologica Bavarica 26, p. 42—71. München, 1956.

KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — 1. Bd., p. 1—403, 55 Abb. Wien, 1948.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., 88. Bd., p. 345—396. Wien, 1912.

KOLLMANN, H. A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams/Steiermark. — Diss. Phil. Geol. Inst. Wien, 1963.

KOLLMANN, H. A.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 13, Jahrg. 1962, p. 189—212, Tab. 1—3. Wien, 1963.

KRISTAN-TOLLMANN, E. und TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., Abt. I, 171. Bd., 1. und 2. Heft, p. 7—39. Wien, 1962.

KUENEN, Ph.: Marine Geology. — Verl. Wiley und Sons, p. 1—568. New York, 1950.

KÜHN, O.: Die Echinodermen der Gosauformation. — Ann. Naturhist. Mus., 34, p. 177—189. Wien, 1925.

KÜHN, O.: Das Danien der Äußeren Klippenzone bei Wien. — Geol. und Paläont. Abh., Neue Folge, Bd. 17/5, p. 495—576, 18 Textfig. und 2 pl. Wien, 1930.

KÜHN, O.: Fossilium Catalogus I: Animalia, Teil 54: Rudistae, p. 1—200. Berlin, 1932.

KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, 156. Bd., Heft 3 und 4, p. 181—200. Wien, 1947.

KÜHN, O.: Neue Untersuchungen über die Dänische Stufe in Österreich. — Rep. of the twenty-first Session, Norden d. Intern Geol. Congr., Teil 5, p. 162—169. Copenhagen, 1960.

KÜHN, O.: Lexique Stratigraphique International. — Bd. 1, Europa, Fasc. 8: Österreich. Paris, 1962.

KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — Jahrb. Geol. B. A., 99. Bd., p. 273—320, pl. X und XI. Wien, 1956.

KUTASSY, A.: Glossophora triadica II. — Fossilium Catalogus I: Animalia, Teil 81, p. 1—477. Neubrandenburg, 1940.

LOEBLICH, A. und TAPPAN, H.: Planktonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 173—198, Textfig. 27—28, pl. 40—64. Washington, 1957.

LYS, M.: La limite Crétacé-Tertiaire et l'Eocène inférieur dans le Bassin de Majunga (Madagascar). — Rep. of the twenty-first Session, Norden d. Intern. Geol. Congr., Teil 5, p. 120—130. Copenhagen, 1960.

MORLOT, A. v.: Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. — Jahrb. Geol. R. A. Bd. 1, p. 99—124. Wien, 1850.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 106, p. 1—88, 2 Textfig., 1 Tab., 1 Karte. Wien, 1963.

OPPEL, A.: Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. — Zeitschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 15, p. 188—217. Berlin, 1863.

d'ORBIGNY, A.: Paléontologie Francaise. — Terr. Crétacés, Bd. 2: Gastropoda; p. 1—456, pl. 1—236. Paris, 1842.

PAPP, A.: Handbuch der stratigraphischen Geologie: Tertiär: 1. Teil: Grundzüge regionaler Stratigraphie, p. 1—411, 89 Textfig. und 63 Tab. Stuttgart, 1959.

PAPP, A. und KÜPPER, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). I. Über Globotruncanen südlich Pemberger bei Klein St. Paul. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, 162. Bd., Heft 1—2, p. 31—48, pl. 1—2. Wien, 1953.

PENCK, A. und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd.: Die Eiszeiten in den Nördlichen Ostalpen, von A. PENCK. — Verl. Tauchnitz, p. 1—393, 56 Textfig., 11 pl., 8 Karten. Leipzig, 1909.

PETERS, K.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten in den Alpen. — Abh. Geol. R. A., p. 1—10. Wien, 1852.

PETKOVIČ, K. V., PEJOVIČ, D., PAŠIČ, M.: Le developpement biostratigraphique et la disposition paléogéographique des Facies du Crétacé supérieur sur le territoire de la Yougoslavie. — Bull. Akad. Serb. des Sci., Bd. 21, math.-natw. Kl., Neue Serie Nr. 6, p. 1—47. Belgrad, 1958.

PETRASCHECK, W.: Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. 56, Heft 1, p. 155—168, 3 Textfig. Wien, 1906.

PIA, J.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 132, p. 35—79. Wien, 1923.

PLÖCHINGER, B.: Eine neue Subspezies des Barroisiceras haberfellneri HAUER aus dem Oberconiac der Gosau Salzburgs. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, 164. Bd., 4. und 5. Heft, p. 203—206. Wien, 1955.

PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 104, p. 359—441, 19 Textfig., 1 Karte. Wien, 1961.

PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 55, 1962, p. 55—60, 2 pl. Wien, 1963.

PLÖCHINGER, B. und OBERHAUSER, R.: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 100, p. 67—79, 2 Textfig. Wien, 1957.

POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, 168. Bd., 10. Heft, p. 945—978, 2 pl., 1 Textfig. Wien, 1959.

REDTENBACHER, A.: Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. — Abh. Geol. R. A., Bd. 5, p. 91—140, pl. XXII—XXX. Wien, 1873.

REDTENBACHER, A.: Über die Lagerungsverhältnisse der Gosaugebilde in der Gams bei Hieflau. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. 1, p. 1—6. Wien, 1874.

REISS, Z.: Stratigraphy of Phosphate Deposits in Israel. — Geol. Surv. of Israel, Bull. 34, p. 1—23. Jerusalem, 1962.

REUSS, A. E.: Die Versteinerungen der Böhmischen Kreideformation. — p. 1—148, 51 pl. Stuttgart, 1845—46.

REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 7. Bd. Wien, 1854.

REYMENT, A.: Neubeschreibung der Redtenbacher'schen Ammonitenoriginale aus den Gosauschichten. — Stockholm Contributions in Geology, Bd. 2, p. 31—50, pl. 1—12. Stockholm, 1958—1959.

ROMAN, F.: Les Ammonites Jurassiques et Crétacées. — p. 1—554, pl. 1—53. Paris, 1938.

ROMAN, F. und MAZERAN, P.: Monographie Paléontologique de la faune du Turon du bassin d'Uchaux et de ses dépandances. — Arch. Mus. d'Hist. Nat. de Lyon, Bd. 12, Mem. 2, p. 1—138, 35 Textfig., 11 pl. Lyon, 1920.

ROSENBERG, G.: Die Kalkalpen: Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und nutzbare Gesteine. — In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, p. 11—29. Wien, 1954.

ROSENBERG, G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., p. 213—234. Wien, 1957.

ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jahrb. Geol. B. A., 102. Bd., p. 477—479, pl. XVI—XVIII. Wien, 1959.

ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B. A., Heft 1, p. 95—103. Wien, 1960.

RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 43, Jahrg. 1948, p. 99—128, 6 Textfig., 1 pl. Wien 1949.

RUTTNER, A. und WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 48, Jahrg. 1955, p. 221—256, 2 pl., 4 Tab. Wien, 1956.

SACAL, V. und DEBOURLE, A.: Foraminiféres d'Aquitaine II. — Mèm. Soc. Geol. France (Neue Serie), Nr. 78, p. 1—88, pl. 1—32. Paris, 1957.

SCHINDEWOLF, O. H.: Grundfragen der Paläontologie. — Verl. E. Schweizerbart, p. 1—505, 332 Abb. Stuttgart, 1950.

SCHREMMER, F.: Bohrschwammspuren in Actaeonellen aus der nordalpinen Gosau. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 163. Bd., 4. und 5. Heft, p. 297—300, 1 pl. Wien, 1954.

SEDGWICK, A. und MURCHISON, R.: A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. — Transact. Geol. Soc. London, 2. Ser., Bd. 3/2, p. 301—420, 5 pl. London, 1832.

SEITZ, O.: Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. — Geol. Jahrb. Beih., Bd. 46, p. 1—186, 39 Textfig., 15 pl. Hannover, 1961.

SIGAL, J.: Apercu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. — 19. Congr. Géol. Intern., 1. Ser.: Algérie, Nr. 26, p. 1—45, 46 Textfig., 1 Tab. Algier, 1952.

SORNAY, J.: Lexique Stratigraphique International. — Bd. 1, Fasc. 4 a, VI: Crétacé. Paris, 1957.

SPENGLER, E.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. B. A., p. 49—60. Wien, 1920.

SPENGLER, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 72, p. 155—180. Wien, 1922.

SPENGLER, E.: Aufnahmsbericht über die Blätter „Eisenerz—Wildalpen" und „Schneeberg—St. Ägyd". — Verh. Geol. B. A., p. 17—21. Wien, 1925.

SPENGLER, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 75, p. 273—300. Wien, 1925.

SPENGLER, E.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Maßstab 1:75.000. Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. — Wien, 1926.

SPENGLER, E.: Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Zentralbl. Min. Geol. Pal. Abt. B, p. 138—148. Berlin, 1927.

SPENGLER, E.: Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 81, p. 487—530. Wien, 1931.

SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, p. 302—413. Wien, 1951.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, III. Teil. — Jahrb. Geol. B. A., 102. Bd., Heft 2, p. 193—312, 5 Textfig., 1 Karte. Wien, 1959.

STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Verl. Borntraeger, p. I—VII u. 1—443, 14 Textfig. Berlin, 1924.

Stiny, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B. A., p. 220—230, 3 Textfig. Wien, 1931.

Stoliczka, F.: Über eine der Kreideformation angehörige Süßwasserbildung in den nordöstlichen Alpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., 37, 1859, p. 482—496, pl. I. Wien, 1860.

Stoliczka, F.: Eine Revision der Gastropoden in den Gosauschichten der Ostalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 52, p. 1—120, pl. I. Wien, 1865.

Stur, D.: Geologie der Steiermark. — Graz, 1871.

Thurner, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, Bd. 160, 8. u. 9. Heft, p. 639—672. Wien, 1951.

Thurner, A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., Bd. 84, p. 187—197, 4 Textfig., 2 pl. Graz, 1954.

Tiedt, L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 167, p. 483—517. Wien, 1958.

Tollmann, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 103, p. 37—131, 4 Textfig., Pl. II—V. Wien, 1960.

Tollmann, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 103, p. 133—203, pl. VI—XXI, 2 Textfig. Wien, 1960.

Tollmann, A.: Die Rolle des Ost—West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 54, p. 229—247. Wien, 1962.

Toucas, M. A.: Note sur le Sénonien et en particulier sur l'age des couches a Hippurites. — Bull. Soc. Geol. France, 3. Ser., Bd. 19, p.506 —552, 14 Textfig. Paris, 1891.

Toucas, M. A.: Etudes sur la classification et l'evolution des Hippurites. — Mém. Soc. Géol. France, Pal., Bd. 11—12, Mém. 30, 1. Lieferung (p. 1—64, pl. 1—7), Paris, 1903; 2. Lieferung (p. 65—128, pl. 7—17), Paris, 1904.

Trauth, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 29, Jahrg. 1936, p. 473—573, 1 Karte. Wien, 1937.

Troelsen, J. C.: Some Planktonic Foraminifera of the Type Danian and their Stratigraphic Importance.—U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 125—131, pl. 30. Washington, 1957.

Wähner, F.: Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. — Exkursionen in Österreich, 9. Intern. Geol. Kongr., Teil IV, p. 1—20. Wien, 1903.

Weigel, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 87, p. 11—40, pl. 2. Wien, 1937.

White, M. B.: Some index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico, Part 2. — Journ. Pal., Bd. 2, Nr. 4, p. 280—317, pl. 38—42. Sharon, 1928.

Wicher, C. A.: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jahrb., Bd. 68, p. 1—26. Hannover, 1953.

Wicher, C. A. mit einem Beitrag von F. Bettenstaedt: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Paläont. Zeitschr., Bd. 30, p. 87—136, 7 Textfig., pl. 12 und 13. Stuttgart, 1956.

Wille, U.: Zur Altersstellung zweier Rudistenriffe in der Gosau der südlichen Osterhorngruppe. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. p. 154—163, 2 Textfig. Wien, 1963.

Woletz, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — Verh. Geol. B. A., Heft III, p. 151—152. Wien, 1954.

Woletz, G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. — Verh. Geol. B. A., p. 267—273. Wien, 1955.

Woletz, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 106, p. 89—119, 4 Textfig., 18 Tab., 1 pl. Wien, 1963.

Yanshin, A. L.: Stratigraphic Position of the Danian Stage and the Problem of the Cretaceous-Paleogene Boundary. — Rep. of the twenty-first Session, Norden, d. Intern. Geol. Congr., Teil 5, p. 210—215. Copenhagen, 1960.

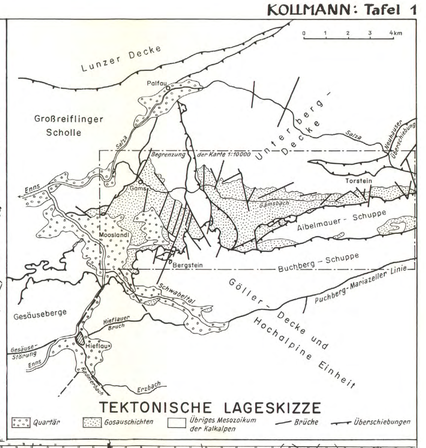
Zapfe, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. — Verh. Zool.-Bot. Ges., Bd. 86—87, p. 73—124, pl. 1—10. Wien, 1937.

Zekeli, F.: Die Gasteropoden der Gosaugebilde. — Abh. Geol. R. A., Bd. 1, p. 1—124, pl. 1—XXIV. Wien, 1852.

Zittel, K.: Die Bivalven der Gosaugebilde. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Bd. 24, p. 1—72, pl. 1—10; Bd. 25, p. 73—198, pl. 11—27. Wien, 1864. 1865.

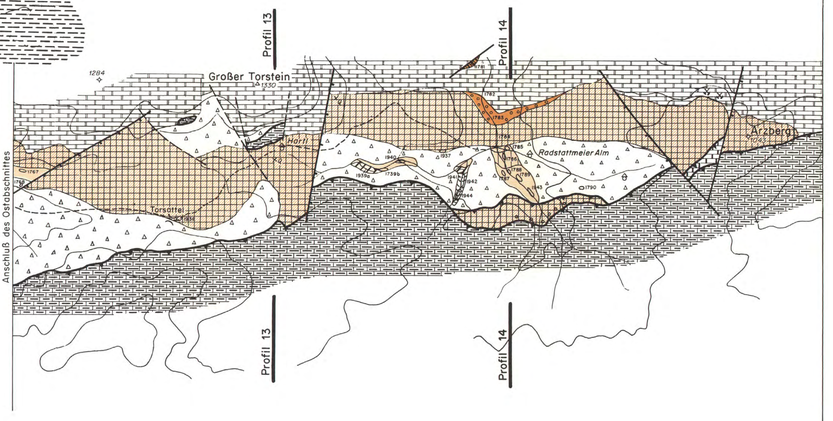
GEOLOGISCHE KARTE DES GOSAUBECKENS VON GAMS UND SEINER UMRAHMUNG

Unter Benützung der älteren Aufnahmen von
E. Spengler (1926) und O. Ampferer (1933),
aufgenommen von H.A. KOLLMANN in den Jahren 1961–1963



TEKTONISCHE LAGESKIZZE

Anschluß des Ostabschnittes



Anschluß des Ostabschnittes siehe unten

- Junge Bedeckung
- Bergsturz
- Hangschutt
- Schwemmkegel
- Talalluvionen
- Tiefste Ennsterrassen
- Verebnungsfläche im Gamstal
- Niederterrassenschotter
- Tiefere Moräne
- Arberberger-Terrasse
- Seeton beim Gehöft Reitter
- Rote Lehme
- Gorzer-Steiner-Terrasse
- Ältere Seetone
- Hohe Moräne

QUARTÄR

- Tonmergel — Paleozän IIIb
- Tonmergel — höchstes Paleozän IIIa
- Breccien-Sandsteinkomplex — mittleres Paleozän IIIa
- Mergel — Paleozän II u. tiefstes Paleozän IIIa
- Mergel — Dan und Paleozän I
- Mergel — Maastricht II, III, IV
- Mergel — Maastricht I
- Mergel — Campan III
- Hangendmergel
- Hippuritenkalk
- Kalk — Campan II
- Konglomerat
- Liegendmergel
- Mergel — Campan I

Nierentaler Schichten s.l. (Paleozän, Dan; Maastricht; Campan; Oberkreide; KREIDE)
Tieferer Mergelkomplex (Oberkreide; KREIDE)
Paleozän, Pälbogen, TERTIÄR

- Tonmergel
- Sandige Tone
- Sandstein
- Hippuritenkalk
- Mergel mit Kohle
- Konglomerat — Concavata-Zone (Santon?, Oberkreide, KREIDE)
- Oolith des Grimpenbaches
- Plassenkalk
- „Fleckenmergel"
- Massige Kalke
- Oberalmer Schichten — Malm
- Bunte Jurakalke
- Weißer Klauskalk — Dogger
- Hierlatzkalk — Lias
- ? — JURA

- Dachsteinkalk
- Hauptdolomit — Nor-Rhät
- Hallstätter Kalk
- Cidarisdolomit
- Kalksandstein m. Tonmergellagen und Lunzer Schichten i.a. — Opponitzer Schichten — Karn
- Dolomit
- Halobienschiefer — Ladin
- Aonschiefer — Anis
- Dunkle Dolomite
- Wettersteindolomit
- Gutensteiner Dolomit
- Saalfeldener Rauhwacke — Skyth
- Werfener Schiefer a) mit Gips b) ohne Gips

TRIAS

- Pingen und verfallene Bergwerke
- Bergbauhalden
- Doline
- Quellen
- Brüche
- Überschiebungen

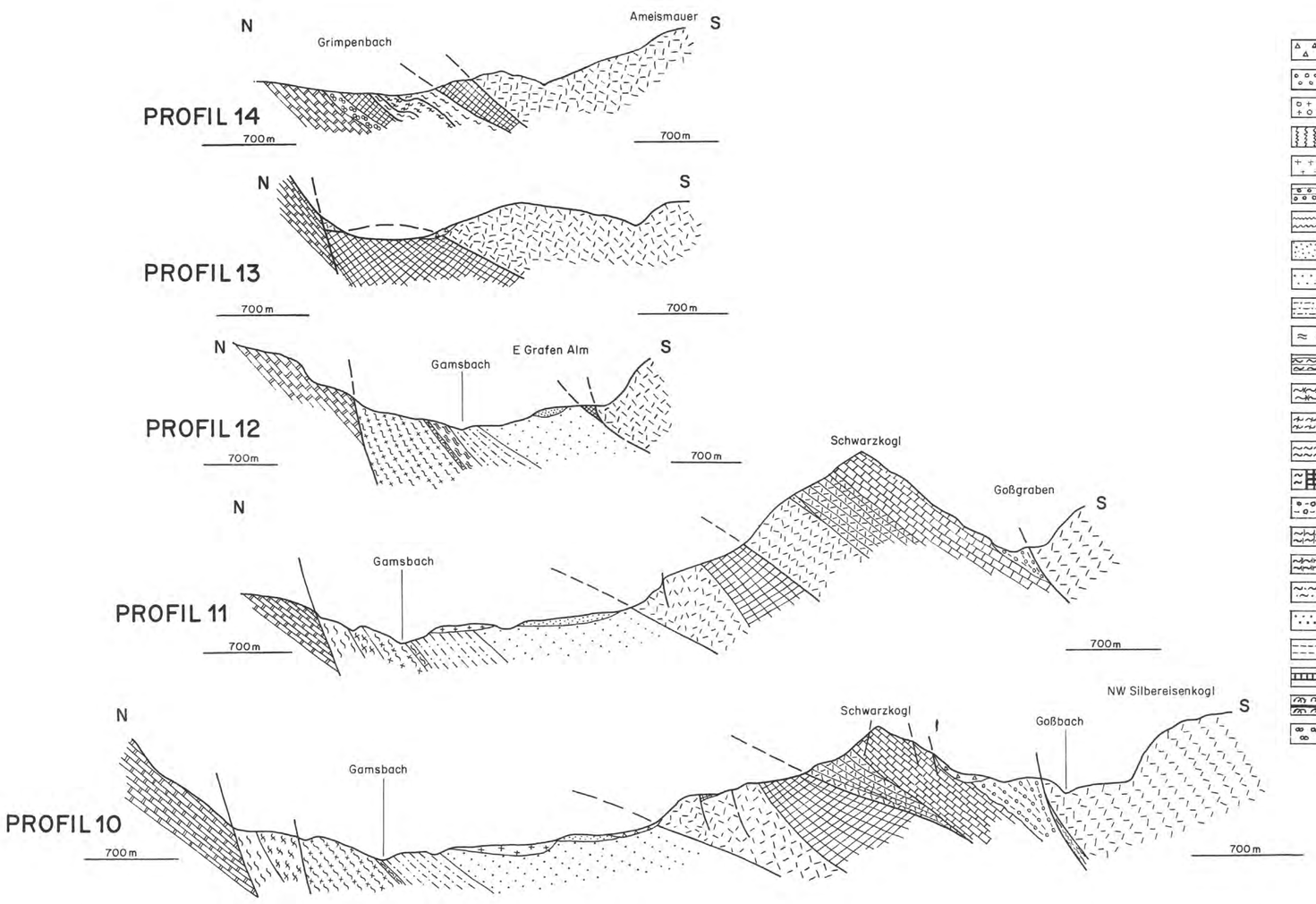
Topographische Grundlage:
Alte Österreichische Landesaufnahme 1:25 000,
Bl. Admont – Hieflau und Eisenerz – Wildalpe,
ergänzt nach Luftbildern.

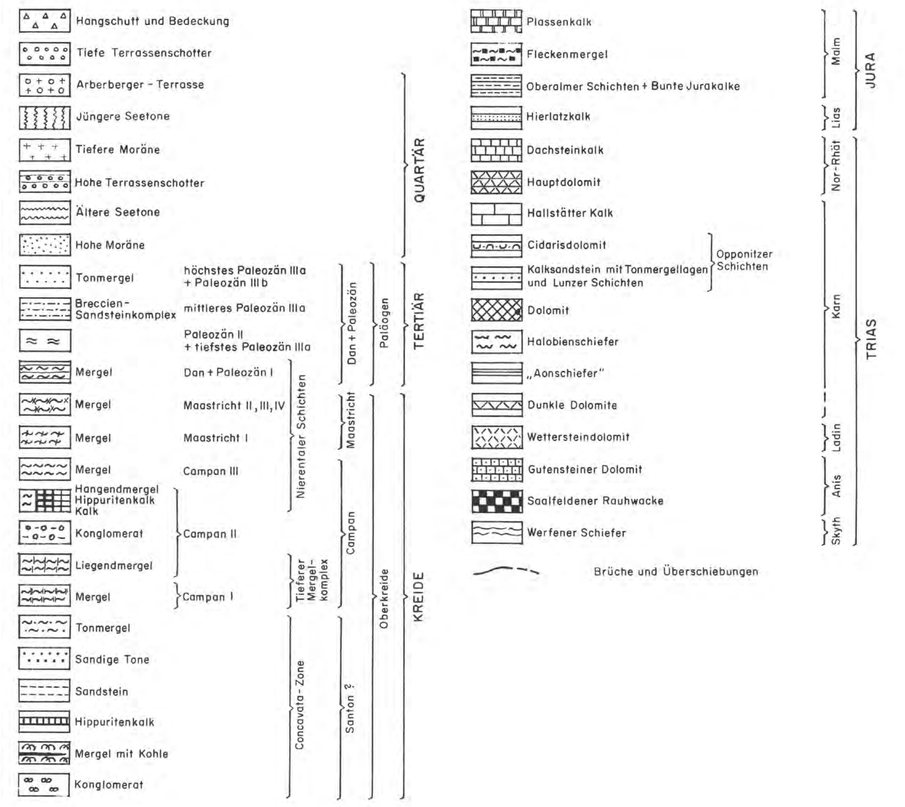
Maßstab 1:10 000

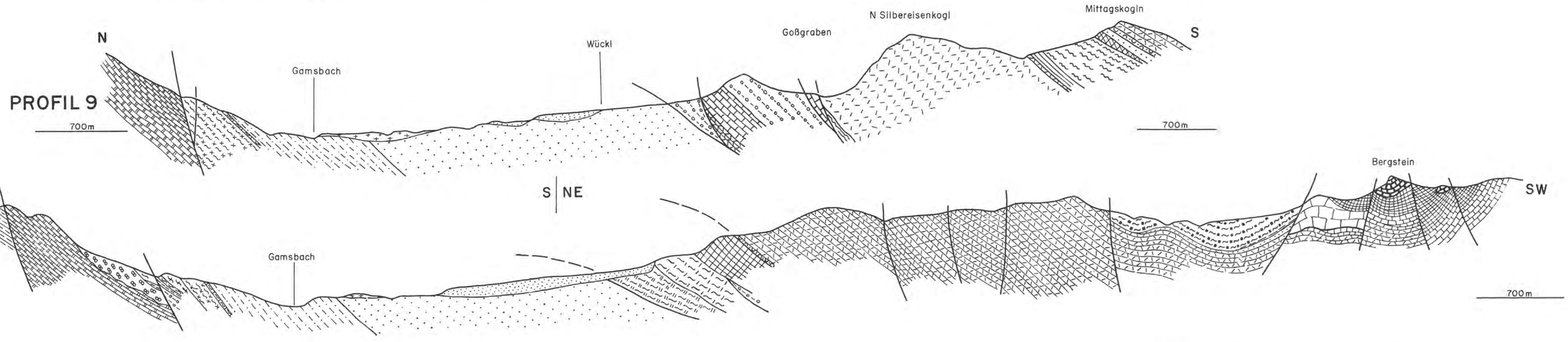
0 500 1000m

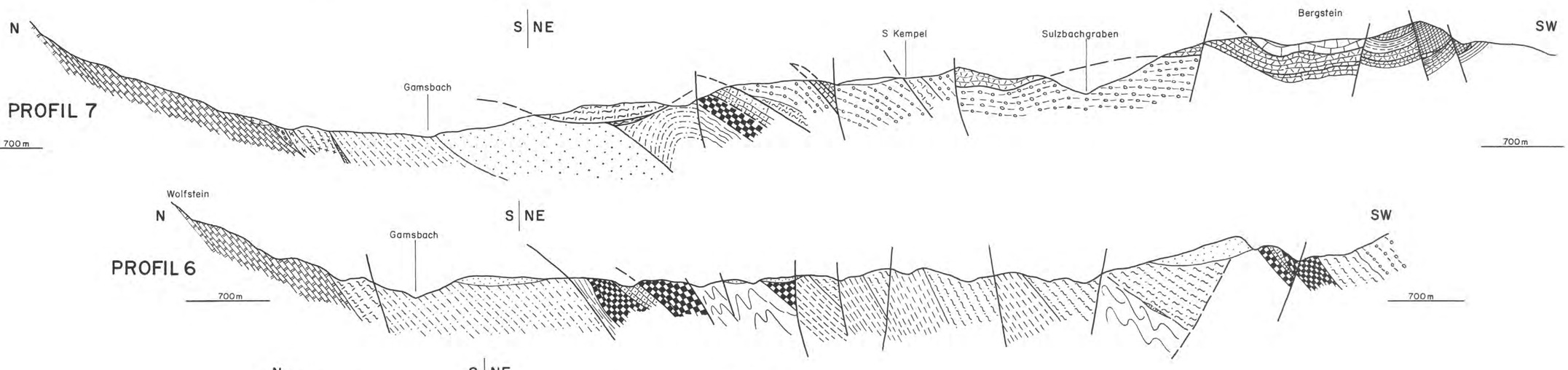
E. SLAMA

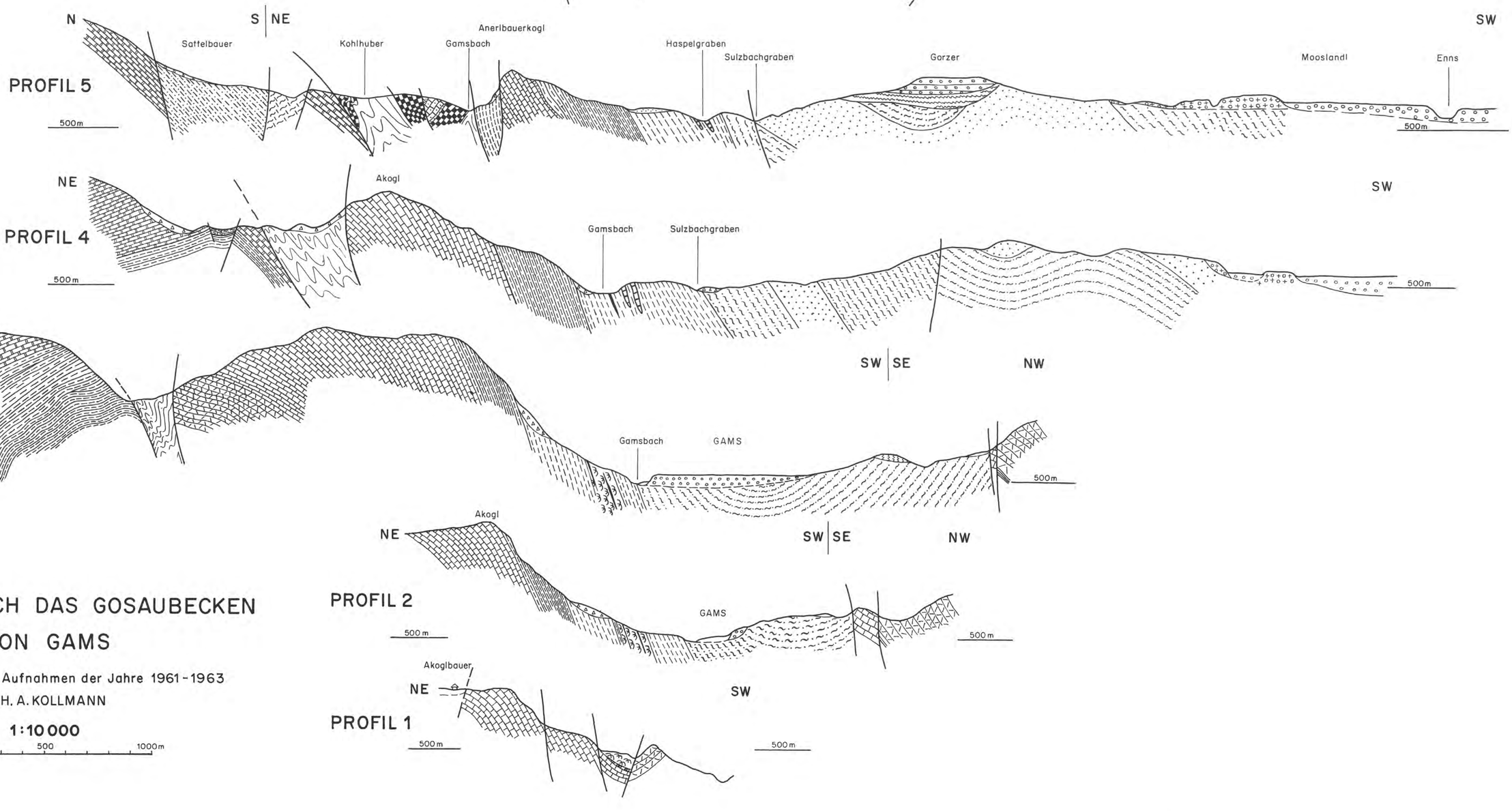
Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 107. Band, 1964











PROFILE DURCH DAS GOSAUBECKEN VON GAMS

Gezeichnet nach den Aufnahmen der Jahre 1961-1963
von H. A. KOLLMANN

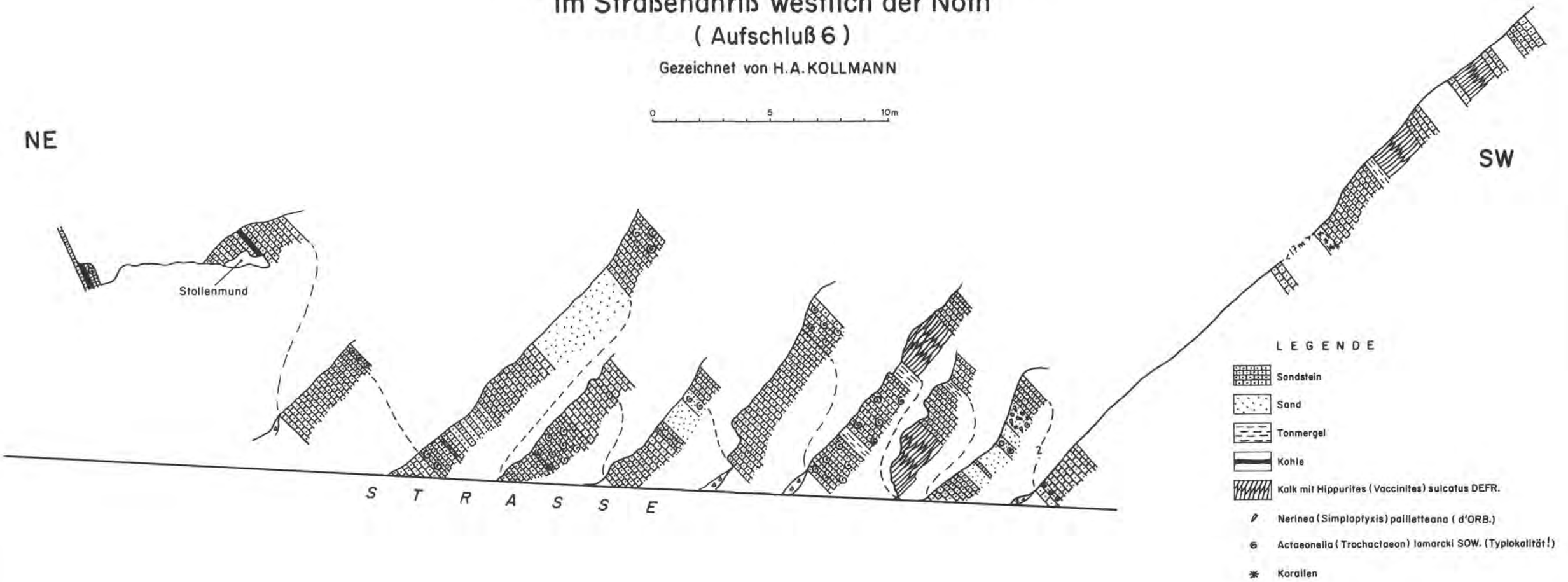
1:10000

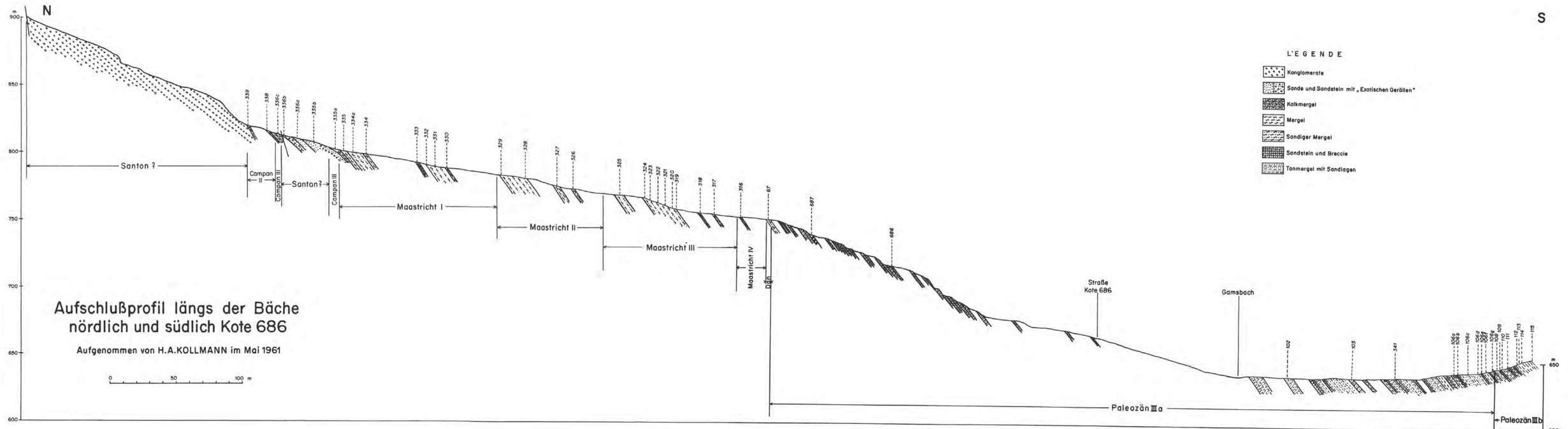
0 500 1000m

Profile durch die tieferen Gosauschichten im Straßenanriß westlich der Noth

(Aufschluß 6)

Gezeichnet von H.A. KOLLMANN




N
S
m
900
850
800
750
700
650
600
Santon ?
Campan II
Campan III
Santon ?
Campan III
Maastricht I
Maastricht II
Maastricht III
Maastricht IV
Dän
Paleozän IIIa
Paleozän IIIb
Straße Kote 686
Gamsbach
L'EGENDE
Konglomerate
Sande und Sandstein mit „Exotischen Geröllen"
Kalkmergel
Mergel
Sandiger Mergel
Sandstein und Breccie
Tonmergel mit Sandlagen
Aufschlußprofil längs der Bäche nördlich und südlich Kote 686
Aufgenommen von H.A.KOLLMANN im Mai 1961
0
50
100 m

Jb. Geol. B. A.	Bd. 107	S. 161—214	Wien, August 1964

Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee

Von Werner JANOSCHEK *)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 4 Tafeln

Inhaltsverzeichnis

Seite

Zusammenfassung ... 162
Summary ... 163
I. Einleitung ... 163
II. Historischer Überblick ... 164
III. Stratigraphie ... 165
1. Flysch ... 165
Allgemeines ... 165
Neokom ... 166
Gault ... 167
Serie mit Reiselsberger Sandstein ... 169
Obere Bunte Mergel ... 171
Zementmergelserie ... 173
Oberste Bunte Schiefer ... 175
Mürbsandsteinführende Oberkreide ... 176
2. Helvetikum ... 178
Allgemeines ... 178
Unterkreide ... 179
Oberkreide ... 179
Cenoman bis tiefstes Turon ... 179
Höheres Turon bis Coniac (? Santon) ... 180
? Coniac bis Santon ... 181
Untercampan ... 182
Obercampan ... 183
Untermaastricht ... 184
Obermaastricht ... 185
Alttertiär ... 186
Zusammenfassung ... 187
IV. Aufschluß- und Profilbeschreibung ... 188
1. Die helvetische Zone des oberen Aurachtales, des Auracher Weidensbaches und der Alexenau ... 188
2. Der Flysch zwischen Kalkalpen und Helvetikum ... 192
3. Die Flyschzone N des Helvetikums ... 197

*) Anschrift des Verfassers: Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

Seite

V. Tektonische Übersicht 200

VI. Nördliche Kalkalpen 201

VII. Junge Bedeckung 204

1. Moränen 204
Traunseegebiet 205
Atterseegebiet 207
N-Rand des Höllengebirges 208

2. Bergsturzmassen, Rutschungen, Hangschutt, Alluvionen 208

VIII. Schwermineralanalysen (von G. NIEDERMAYR) 209

IX. Literaturverzeichnis 210

Zusammenfassung

Drei tektonische Einheiten sind am Aufbau des untersuchten Gebietes beteiligt: Als tiefste das Helvetikum, darüber der Flysch und zu oberst die Nördlichen Kalkalpen, die hier seit J. v. PIA (1912) in eine tiefere Langbathscholle und eine höhere Höllengebirgsscholle unterteilt werden.

Flysch und Helvetikum wurden stratigraphisch gegliedert, wobei sich zeigte, daß in beiden Einheiten eine vollständige, faziell aber stark unterschiedliche Schichtfolge von der Unterkreide bis ins Maastricht vorliegt; im Helvetikum wurde auch Alttertiär nachgewiesen.

Im Helvetikum dienten vor allem die Globotruncanen als Grundlage der chronologischen Gliederung, während im Flysch die einzelnen Serien faziell verglichen werden mußten, da meist nur ärmliche Sandschalerfaunen vorlagen. Durch die enge Verfaltung und Verschuppung der beiden Serien, sowie durch die schlechten Aufschlußverhältnisse ist nirgends ein Normalprofil erhalten; ein solches wurde durch Kombination aus verschiedenen Detailprofilen und Einzelaufschlüssen zusammengestellt. An die stratigraphischen Ergebnisse wurde ein Abschnitt mit Aufschluß- und Profilbeschreibungen angefügt.

Der tektonische Baustil ist durch einen engen, mehr oder weniger isoklinalen und E—W-streichenden Falten- und Schuppenbau gekennzeichnet; eine N—S-gerichtete Querstörung wurde im Bereich des Alexenauer Baches festgestellt. Die Fensternatur des Helvetikums konnte auch hier eindeutig gezeigt werden: Es ist vom jeweils tiefsten erhaltenen Schichtglied der Flyschzone umrahmt.

Der auf der Karte dargestellte Streifen der Nördlichen Kalkalpen wurde, ergänzt durch eigene Begehungen, im wesentlichen von J. v. PIA (1912) und G. GEYER (1922) übernommen.

Die ziemlich reichlich vorhandenen Moränen wurden gegliedert, wobei sich zeigte, daß nur hochgelegene Moränenreste am Grasberg älter als Würm sind, alles übrige Moränenmaterial entstammt der Würmzeit und wurde durch drei Gletscher geliefert: den Hauptast des Traungletschers (Traunseebereich), den Attersee-Traungletscher (Atterseebereich) und durch Lokalgletscher des Höllengebirges (Oberes Aurachtal). Eine gut erhaltene Moränenlandschaft befindet sich am W-Ufer des Traunsees, vor allem im Bereich des Vichtauer Zungenbeckens S Altmünster.

Summary

The area investigated consists of three tectonical units: the deepest, called Helveticum, is superimposed by Flysch; hereupon rest tectonically the Limestone Alps; in our area the latter were subdivided by J. v. PIA (1912) into a deeper Langbatblock and a higher Höllengebirgsblock.

Helveticum and Flysch consist of a complete section, ranging from Lower Cretaceous up to Maestrichtian; they differ widely in facies; in the Helveticum also Paleogene elements are found.

Chronological subdivision of the Helveticum is based on the study of Globotruncana's; on account of but poorly developed associations of arenaceous forams in the Flysch the comparison of the series could be based here on faciological evidence only. Due to foliation and imbrication and due to relatively poor exposures nowhere a regular, undisturbed standard section could be observed. It was obtained by combining various smaller sectional units.

Tectonics are governed by E—W-trending, narrow isoclinal folds, partly strongly imbricated; locally a N—S crossfault was established. The Helveticum occures tectonically as a window structure: invariably it is surrounded by the deepest Flysch members.

The adjoining sections of the Limestone Alps are presented with but minor own additional observations mainly after PIA (1912).

Observations regarding various phases of quarternary glaciation are added.

I. Einleitung

Das Kartierungsgebiet ist im Westen, Süden und Osten durch Attersee, Kalkalpen und Traunsee natürlich begrenzt, als Nordgrenze wurde die Linie (von W nach E) über den Höhenzug Gahberg, Schloßberg, Alpenberg, Hongar und von hier über das Aurachtal zum Gipfel des Gmundner Berges und nach Altmünster angenommen.

Eine Hauptaufgabe dieser Arbeit war es, zwischen den gut untersuchten Flyschgebieten bei Kirchdorf an der Krems (S. PREY 1950) und im Almtal (S. PREY 1953) im E und im Raum N Salzburg (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1958) im W, eine Verbindung herzustellen und die, im wesentlichen von S. PREY (1950) aufgestellte Flyschgliederung in diesem Zwischengebiet kartenmäßig festzuhalten. Dazu war es auch notwendig, durch mikropaläontologische Untersuchungen zu versuchen, die einzelnen Schichtglieder altersmäßig einzustufen, was aber im Flysch wegen seiner bekannten Fossilarmut auf erhebliche Schwierigkeiten stieß. Es gelang nur in den bunten Schieferhorizonten im Zusammenhang mit der Serie mit Reiselsberger Sandstein einige ergänzende Detailergebnisse zu erzielen.

In den helvetischen Aufbruchszonen konnte durch ein dichtes Probennetz eine gut belegte Schichtfolge aufgestellt und der tektonische Baustil erfaßt werden. Da brauchbare Aufschlüsse aber fast ausschließlich in den Gräben zu finden waren und die dazwischen liegenden flachen Wald- und Wiesenhänge von einer dicken Verwitterungsschicht bedeckt sind, mußte von einer Auskartierung der einzelnen Schichtglieder im Helvetikum Abstand genommen werden.

Die vorliegende Arbeit wurde unter der Leitung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. CLAR, als Dissertation am geologischen Institut der Universität Wien in den Jahren 1960—1963 durchgeführt. Für die wertvollen Ratschläge und das vollste Verständnis für die während der Arbeit auftauchenden Probleme bin ich ihm zu aufrichtigem Dank verpflichtet. Herr Prof. Dr. A. PAPP übernahm in liebenswürdiger Weise nicht nur die Bestimmung der aufgefundenen Großforaminiferen, sondern gab mir auch in vielen Diskussionen wertvolle Anregungen und Hinweise, die zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Den Herrn Dr. E. BRAUMÜLLER, Dr. R. OBERHAUSER, Dr. S. PREY und Dr. F. WEBER sei für ihre wertvolle Hilfe im Gelände anläßlich zweier Exkursionen sowie für ihre vielen Ratschläge bei der Ausarbeitung gedankt. In Gesprächen mit Herrn Dr. H. KOLLMANN und Frl. cand. paläont. U. WILLE konnten viele Anregungen für die Bestimmung der Foraminiferen gewonnen werden. Herr cand. petrogr. G. NIEDERMAYR hat sich in dankenswerter Weise bereit erklärt, einige Proben sedimentpetrographisch zu bearbeiten und wird in einem eigenen Kapitel darüber berichten.

Nicht zuletzt gebührt mein aufrichtiger Dank meinem Vater, Dir. Dr. R. JANOSCHEK, der mir nicht nur als erster den Weg zur Geologie gewiesen hat, sondern der es mir auch, neben unzähligen praktischen Hinweisen, ermöglicht hat, die von der Rohoel-Gewinnungs A. G. gewonnenen Ergebnisse (N-Grenze der Flyschzone, einige Flachbohrungen im Aurachtal und E Neukirchen) hier zu verwerten.

II. Historischer Überblick

Der zwischen Salzach und Enns liegende Teil der Flyschzone, von L. KOBER (1938) als mittlere Flyschzone bezeichnet, wurde bis zu der grundlegenden Arbeit von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) nicht gegliedert.

Die bunten Mergel des Helvetikums (z. B. Aurachtal, Ohlsdorf, Gschliefgraben) wurden bei D. STUR (1891) als „Nierentaler Schichten" bezeichnet, Vorkommen mit Nummuliten allgemein als „Nummuliteneozän" abgegliedert, und beide zusammen wurden als normale stratigraphische Auflagerung auf den, meist als Muntigler Flysch bezeichneten, Sedimenten der Flyschzone aufgefaßt.

Von E. FUGGER (1903, p. 325) werden die „röthlichen Mergelkalke, weissen Kalksteine und dunklen Mergel" (des Helvetikums) nicht vom Flysch abgetrennt. („Alle diese Gebilde aber gehören zweifellos dem Muntigler Flysch an.") Das Eozänvorkommen im oberen Aurachtal war E. FUGGER lediglich durch Mitteilungen der Bevölkerung bekannt. Die Flyschbreccie vom Kollmannsberg wird von E. FUGGER (1901) als Anzeichen eines nahen kristallinen Rückens aufgefaßt.

Für die Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Gmunden und Schafberg (1922) nimmt O. ABEL in den Jahren 1914 bis 1917 unter anderem den Flyschanteil des Kartenblattes auf, stützt sich aber hauptsächlich auf die Ergebnisse von E. FUGGER. Die gesamte Flyschzone samt Helvetikum wird einheitlich als Kreideflysch ausgeschieden.

G. GEYER (1917) glaubt im Profil des Sulzberges bei Traunkirchen einen sedimentären Übergang der kalkalpinen Cenomanbreccie in den Flysch und somit eine transgressive Auflagerung der Flyschzone auf die Kalkalpen zu erkennen. Die Überschiebungslinie zwischen Flyschzone und Kalkalpen sei hier unterbrochen und die nicht weit davon entfernte Breccie am Kollmannsberg deute auf Nähe des kristallinen Untergrundes hin. W. DEL NEGRO (1933) zeigt jedoch, daß es sich bei den Konglomeraten, Kalken und Mergeln des Sulzberges und in der Gegend der Großen Alm um Gosau handelt, daß diese von der Flyschzone scharf getrennt sind und daß nirgends ein Übergang oder eine Transgression vorliegt.

Nachdem J. TERCIER (1936) und F. TRAUTH (1937) nach Schweizer Muster eine helvetische Zone von einer ultrahelvetischen, tektonisch höheren Flyschzone unterschieden hatten, wurden die bereits bekannten Vorkommen von bunten Mergeln (z. B. Mattsee, Gschliefgraben) der tieferen, helvetischen Zone zugeordnet. K. GÖTZINGER (1937) bearbeitet die Helvetikumsvorkommen von Mattsee, vom Gschliefgraben und von Ohlsdorf—Oberweis N Gmunden. Er erwähnt aber auch das Vorkommen von bunten Mergeln im oberen Aurachtal.

M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) geben die erste moderne, zusammenfassende Darstellung der Flyschzone zwischen Bergen in Oberbayern und der Enns. Sie übertragen die in Bayern gebräuchliche Flyschgliederung auf Österreich; das Helvetikum wird als eigene, nördlich beheimatete Einheit aufgefaßt und alle Vorkommen am S-Rand und mitten in der Flyschzone werden eindeutig als Fenster angesprochen.

E. KRAUS (1944) spricht sich jedoch gegen die Fensternatur aus: Es handle sich bei den Vorkommen von helvetischen Mergeln in der Flyschzone um ein mehrfaches Übergreifen der helvetischen Ablagerungsbedingungen in den ultrahelvetischen Sedimentationsraum, eine Meinung, an der auch noch E. SPENGLER (1951, p. 405) festhält.

S. PREY (1950) gibt dann eine grundlegende Revision der von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) aufgestellten Flysch- und Helvetikumstratigraphie, die bis heute Gültigkeit hat. Auch S. PREY deutet das Helvetikum als eigene, vom Flysch überfahrene, tektonische Einheit.

Einige geologische Details aus dem unmittelbaren Arbeitsgebiet wurden in neuerer Zeit von G. GÖTZINGER (1949, 1951) und von J. SCHADLER (1949, 1950) in kurzen Berichten bekannt gemacht.

III. Stratigraphie

1. Flysch

Allgemeines

Die Sedimente der Flyschzone sind vor allem durch ihre rhythmische Ausbildung und durch ihre Fossilarmut gekennzeichnet. Nach H. WIESENEDER (1962 a, b) spricht die deutliche Vertikalsortierung für eine Ablagerung aus polydispersen Suspensionen, wobei für Kahlenberger und Altlengbacher Schichten (Äquivalente der Zementmergelserie und der Mürbsandsteinführenden Oberkreide) die Entstehung aus Trübeströmen am wahrscheinlichsten ist. Die Fossilarmut ist primär und wird auf die Trübung des Wassers zurückgeführt.

Eine Schichtfolge aufzustellen, ist wegen der Fossilarmut, wegen einer gewissen Gleichförmigkeit der Sedimente und einer meist komplizierten Falten- und Schuppentektonik schwierig. Die einzelnen Schichtglieder sind zwar in ihrer typischen Ausbildung wohl definiert, aber vielfach durch lithologische Übergänge miteinander verbunden. Durch die meist schlechten Aufschlußverhältnisse sowie durch tektonische Vorgänge können verschieden große Teile aus dem Idealprofil verborgenbleiben. Die Festlegung der Grenze zwischen den einzelnen Schichtgliedern wird dadurch wesentlich erschwert. Eine Erleichterung bieten jedoch die verschiedenen „Lebensspuren" und „Fließmarken", wobei vor allem die Ausgüsse letzterer nur an Schichtunterseiten erhalten sein können (siehe bereits E. Fugger & C. Kastner 1885, zit. n. S. Prey 1950, p. 137), sowie die Korngrößensortierung in Sandsteinbänken (Gradierte Schichtung). Für alle diese Erscheinungen wird die von H. Küpper (1962) vorgeschlagene Nomenklatur verwendet. Durch die systematische Beobachtung sedimentärer Marken ist es möglich, in gut aufgeschlossenen Profilen etwaige verkehrte Serien (z. B. Graben S der Weidensbacher Holzstube) oder mehrmalige isoklinale Verfaltung (Gräben S der Wesenaurach) als solche zu erkennen.

Zur Charakterisierung der Schichtglieder der Flyschzone können nicht einzelne Gesteinstypen herangezogen werden, sondern es müssen ganze Komplexe zusammengefaßt werden. So ist es z. B. nicht möglich, einen Reiselsberger Sandstein im Handstück von gewissen Sandsteinen der Mürbsandsteinführenden Oberkreide zu unterscheiden; ebenso treten graue, feinsandige, harte Mergel in fast allen Schichtgliedern des Flysches auf (vgl. S. Prey 1950, p. 159 f.).

An Makrofossilien konnten nur ein Bruchstück eines Inoceramen in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide und einige Aptychen im Neokom gefunden werden. Die Mikrofauna ist meist sehr arten- und individuenarm und schlecht erhalten. Stratigraphisch wertvolle Formen fehlen fast gänzlich, vereinzelte Globotruncanen (vor allem in den Oberen Bunten Mergeln und in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide) geben zwar Oberkreidealter an, sollen jedoch nicht für feinstratigraphische Aussagen verwendet werden, da mit Umlagerungen gerechnet werden muß. Das Faunenbild ist in beschränktem Maß für fazielle Vergleiche der einzelnen Schichtglieder geeignet. Die Ergebnisse der Schwermineral-Analyse fügen sich gut in die aus den Lagerungsverhältnissen und aus den Faunen aufgestellte Schichtfolge ein (siehe Kap. VIII).

Faziesänderungen im Flyschtrog in N—S-Richtung konnten nicht festgestellt werden. Es liegen jedoch Mächtigkeitsunterschiede in der Zementmergelserie und der Mürbsandsteinführenden Oberkreide vor. Während die Zementmergelserie im S mächtig entwickelt ist, ist die Mürbsandsteinführende Oberkreide im N mächtig und fehlt im S zur Gänze. Vielleicht kann diese Erscheinung mit einer N-Verlagerung der Beckenachse des Flyschtroges erklärt werden.

Neokom

Im Gebiet S der Weidensbacher Holzstube ist am S-Rand der Helvetikumsantiklinale, in der in W-Richtung sich spaltenden Aufbruchszone in größerer Menge Neokom beteiligt, das hier zusammen mit dem Flysch-

gault das E-Ende des eingeschuppten Keils von Zementmergelserie umrahmt (siehe Abschnitt IV/2, Taf. 2, Profil 9, Abb. 1).

Das Neokom besteht in der Hauptsache aus 5 bis 50 *cm* mächtigen Bänken von dichten, hellgrauen bis gelblichgrauen, feinstkörnigen Kalken bis Mergelkalken mit schattenartigen, dunkleren Schlieren und erinnert stark an Fleckenkalke des kalkalpinen Neokoms. Stellenweise treten etwas mergeligere Partien auf, reine Mergellagen fehlen jedoch. Vereinzelt sind 1—3 *cm* mächtige, grobkörnige, harte, quarzreiche Sandsteinlagen eingeschaltet, im Dünnschliff sind Fossilbruchstücke (wahrscheinlich Aptychen) zu erkennen. Im Aufschluß 244 (Graben S der Weidensbacher Holzstube) konnten an einer Schichtfläche etwa 10 2—5 *mm* große, sehr schlecht erhaltene Aptychen *(Lamellaptychus* sp.*)* gefunden werden, die mit einiger Sicherheit Neokom belegen. Im großen Böschungsaufschluß (Nr. 336) der Forststraße von Kote 919 *m* in den Weidensbach handelt es sich um stärker tektonisch beanspruchtes Neokom [1]), wahrscheinlich verschuppt mit Flyschgault.

Die von den meisten Autoren beschriebenen Breccien (M. Richter & G. Müller-Deile 1940, p. 417; S. Prey 1950, p. 146/147; F. Aberer & E. Braumüller 1958, p. 17 ff.) konnten in diesem Gebiet nicht beobachtet werden.

Gault

Das Gault ist in typischer Ausbildung stets durch schwarze bis dunkelgraue und dunkelgrüne Schiefer mit zirka 10 *cm* bis 1 *m* mächtigen Bänken harter Einschaltungen vertreten. Diese Einschaltungen bestehen entweder aus dunkelgrauen, harten, meist etwas kieselig gebundenen und rissig verwitternden Sandsteinen oder aus den typischen dunkelgrünen bis schwarzen, sehr zähen, feinkörnigen, im Bruch fettglänzenden Glaukonitquarziten (= „Ölquarzit"). In den Sandsteinen und Quarziten konnten sehr oft Fließmarken und gradierte Schichtung festgestellt werden.

In Schlämmproben konnten nur Pyritkügelchen, seltener Pyritstengel und andere Pyritkonkretionen beobachtet werden (vgl. S. Prey 1957, p. 322). Die exakte Alterseinstufung des Gaultflysches ist auch in diesem Gebiet nicht gelungen. Die ganze Serie wird auf Grund der Stellung zwischen Neokom und Cenoman (Serie mit Reiselsberger Sandstein) in das Gault gestellt, die lithologischen Grenzen müssen sich jedoch nicht mit den Stufengrenzen decken (vgl. S. Prey 1950, p. 147; F. Aberer & E. Braumüller 1958, p. 18).

Infolge der geringen Widerstandskraft gegen die Verwitterung und der großen Rutschtendenz konnte nirgends ein Aufschluß mit meßbarem Schichteinfallen gefunden werden. Das Gault ist stets stark tektonisch beansprucht und tritt fast immer als Begleiter des Helvetikums auf.

Aussagen über die Mächtigkeit des Neokoms und des Gaults können nicht gemacht werden. Die starke tektonische Beanspruchung dieser Serien als Gleitteppich bei der Überschiebung über das Helvetikum hat die ursprüngliche Mächtigkeit vollkommen unkenntlich gemacht.

---

[1]) Letztere Mitteilung verdanke ich Herrn Dr. S. Prey, der mir seine Ende des Sommers 1962 anläßlich einer Exkursion gewonnenen Erkenntnisse freundlicherweise zur Verfügung stellte. Es konnte dadurch das Neokomvorkommen im Vergleich zur Dissertationskarte wesentlich erweitert werden.

Das von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, p. 418) beschriebene Obergault im Alexenauer Bach und im Graben S der Weidensbacher Holzstube wird von mir anders gedeutet. Im Alexenauer Bach liegt ein tektonisch reduziertes Profil vom Helvetikum bis zur Mürbsandsteinführenden Oberkreide vor, in dem das Gault in oben beschriebener Ausbildung nur geringmächtig ist. Es folgt, etwa 10 *m* mächtig, die Serie mit Reiselsberger Sandstein und dann die Zementmergelserie in typischer Ausbildung. Darüber folgen Oberste Bunte Schiefer (Probe 316) und Mürbsandsteinführende Oberkreide. Es liegen also keine Anhaltspunkte für eine Deutung im Sinne der beiden genannten Autoren vor. Das S der Weidensbacher Holzstube beschriebene Obergault scheint Teile des Neokoms, des Gaults, der Serie mit Reiselsberger Sandstein und der Zementmergelserie zu umfassen. Die Ortsangabe ist leider so ungenau, daß eine genaue Wiederauffindung des beschriebenen Profilteiles nicht möglich war.

Es ist also nicht zweckmäßig, einen anders ausgebildeten Obergaultanteil vom Gault abzutrennen; es gibt zwar stellenweise etwas mergelig-kalkigere, hellere Partien, wie z. B. im Holzerhäuselgraben (Probe 339), die aber lokal sehr begrenzt und zu selten sind, um sie stratigraphisch erfassen zu können. Auch in Probe 339 ist außer einem fraglichen *Reophax* sp. keine Mikrofauna enthalten.

Ein besonderes und in der Literatur bereits lange bekanntes Problem bieten die Flyschbreccien am Kollmannsberg. Es handelt sich dabei um dunkelgraue bis grünlichgraue, sehr grobe Breccien mit Glimmerschiefer-, Quarzit-, bunten Kalk- und Phyllitgeröllen, auch Grüngesteine wurden beobachtet. Eine genaue makroskopische und mikroskopische Beschreibung gibt G. MÜLLER-DEILE (1940, p. 349). Dieses Vorkommen wurde im Aufschluß 341 am S-Hang des Kollmannsberges gefunden, wo der neue „Güterweg Kollmannsberg" den kleinen Graben SE des Gehöftes Bemel überquert. Am Güterweg stehen bunte Mergel des Helvetikums an (Probe 342), und als Lesesteine finden sich schwarze Gaultschiefer und einige große Blöcke der Breccie. Eine ganz ähnliche, etwa 1 *m* mächtige Breccienbank findet sich im Graben S der Weidenbacher Holzstube (Aufschluß 352), unmittelbar S des Helvetikums (Probe 207), wieder in schwarzen Gaultschiefern. Ganz in der Nähe finden sich auch in einer kleinen Rutschung in schwarzen Gaultschiefern einige rote Tonsteine, die nach S. PREY (1950) auch im Gault vorkommen können.

In der älteren Literatur wird diese Breccie (vor 1940 war nur jene vom Kollmannsberg bekannt) als Anzeichen einer nahen autochthonen Kristallinschwelle gedeutet (E. FUGGER 1901) oder als Äquivalent der Gosautransgressionsbreccie aufgefaßt (G. GEYER 1917). W. DEL NEGRO (1933) zählt sie zur Grestener Klippenzone und L. KOBER (1938) vergleicht sie mit Gesteinen der inneren Klippenzone des Wienerwaldes. M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) und G. MÜLLER-DEILE (1940) stellen diese Breccie auf Grund fraglicher Nummulitenfunde (allerdings nicht in den Breccien vom Kollmannsberg und vom Graben S der Weidensbacher Holzstube) ins Eozän (Dürrnbachbreccie) und fassen sie als nördliche Randfazies zu den eozänen Unternoggschichten, bzw. zum Greifensteiner Sandstein auf. S. PREY (1950) zeigt aber, daß es in der oberösterreichischen und salzburgischen Flyschzone kein Eozän gibt. Die Serien, die von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) als Greifensteiner Sandstein bezeichnet wurden,

nennt S. PREY nun Mürbsandsteinführende Oberkreide und stellt sie als hangendstes Schichtglied der Flyschzone in die oberste Oberkreide. Ähnliche Breccien, die auch stets zusammen mit Gaultschiefern vorkommen, werden an die Basis des Flyschgaults gestellt.

Es ist nun sehr schwer, aus einem Aufschluß und einem Vorkommen von nicht weit transportierten Rollstücken (weiter transportierte Gerölle ähnlicher Breccien wurden im Bachschutt des Auracher und Weyregger Weidensbaches sowie der Aurach beobachtet) fundierte Aussagen über die Stellung dieser Breccien zu machen. In unserem Gebiet hat es jedoch durchaus den Anschein, als ob diese Breccien als sedimentäre Einschaltungen in den Gaultschiefern (vgl. S. PREY 1950, F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1958) aufgefaßt werden könnten.

Die von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) sowie G. MÜLLER-DEILE (1940) angegebenen Funde von Diabasen und bunten Hornsteinen (Scherlinge des Untergrundes) konnten trotz eifrigen Suchens nicht wiederholt werden.

Serie mit Reiselsberger Sandstein

Über dem Gault folgt die Serie mit Reiselsberger Sandstein. Es sind dies meist bis 10 *m* mächtige Bänke eines unreinen, mittel- bis grobkörnigen pflanzenhäckselführenden, quarz- und glimmerreichen Sandsteins, der im frischen Zustand mittelgrau und hart, im verwitterten Zustand graubraun bis fast gelblich und sehr mürb ist. Sehr häufig ist gradierte Schichtung festzustellen, auch Fließmarken treten nicht selten auf. Zwischen diesen Sandsteinbänken liegen oft 1—5 *cm* mächtige, weiche, oft grünliche Tonmergel- bis Tonschieferzwischenlagen.

Diese maximal 50 *m* mächtig werdenden reinen Sandsteinkomplexe wechsellagern allem Anschein nach sedimentär mit einer Mergel-Sandstein-Folge. In dieser Serie findet man mittel- bis hellgraue, feinkörnige und nicht zu harte Mergel mit einzelnen Fukoiden, maximal 5 *m* mächtig, weiters 1—3 *m* mächtige Sandsteinbänke von oben beschriebenem Aussehen, aber auch feinkörnige, glimmerarme, oft etwas kieselig gebundene, sehr harte, zirka 1 *m* mächtige Sandsteinbänke und dunkelgraue bis grünlichgraue, sehr weiche und tonreiche Mergel bis Schiefer.

Für dieses Schichtglied wird vom Verfasser die Bezeichnung Serie mit Reiselsberger Sandstein vorgeschlagen. Damit soll bereits im Namen angedeutet werden, daß neben dem typischen Reiselsberger Sandstein auch zahlreiche Mergel- und Schiefereinschaltungen auftreten. Der gut eingeführte Begriff „Reiselsberger Sandstein" bleibt dabei erhalten. Als Reiselsberger Sandstein i. e. S. werden die eingangs erwähnten mittel- bis grobkörnigen Sandsteinkomplexe bezeichnet.

Besonders schön, allerdings in einem rascher wechselnden Sedimentationsrhythmus, ist die Folge in einem Graben zirka 300 *m* S der Weidensbacher Holzstube aufgeschlossen. Über steil überkippt nach S einfallenden Oberen Bunten Mergeln (stratigraphisch also unter diesen) folgen nach zirka 50 *m* aufschlußlosem Gelände im Aufschluß 205, vom Hangenden ins Liegende:

1 *m* dunkelgraue, sandige, feinkörnige, nicht sehr harte Mergel
3 *cm* grünlichgraue, weiche Tonmergel bis Mergel
1 *cm* graues, feinkörniges Sandsteinbänkchen
15 *cm* graue Mergel wie oben, übergehend in
3 *cm* grünlichgraue Tonmergel wie oben
2 *cm* graues, feinkörniges Sandsteinbänkchen
1 *m* dunkelgraue Mergel wie oben
25 *cm* grauer, feinkörniger, dichter, harter, etwas kieselig gebundener Sandstein
5 *cm* grünliche Mergel wie oben
10 *cm* dunkelgraue, stark sandige, weiche Mergel
15 *cm* grauer, feinstkörniger, dichter, harter, etwas kieselig gebundener Sandstein
20 *cm* schwarze, stark sandige, weiche Mergel
25 *cm* grünlichgrauer, grobkörniger, glasharter Quarzit
1 *m* dunkelgraue Mergel wie oben.

Nicht ganz 50 *m* S dieses Aufschlusses folgt dann Reiselsberger Sandstein i. e. S., der zirka 15 *m* hindurch aufgeschlossen ist. Darunter liegt wieder eine ähnliche Mergelserie wie im Aufschluß 205, nur in etwas ruhigerem Rhythmus, und anschließend daran typisches Gault.

Ganz ähnliche Verhältnisse im Reiselsberger Sandstein-Niveau schildert S. PREY (1950, p. 145 f.) aus dem Gebiet des Pernecker Kogels und aus der Umgebung von Rogatsboden (1957, p. 323). F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958, p. 24/26) beschreiben vom Tannberg und vom Haunsberg Fundstellen von fraglichen Unteren Bunten Schiefern und erörtern die stratigraphische Zuordnung zu Obergault oder Cenoman: sowohl faunistische Ergebnisse als auch Vergleiche mit der Schweiz und mit Vorarlberg sprächen für Oberkreide. Die Aufschlußverhältnisse am Tannberg und am Haunsberg seien aber so schlecht, daß nichts über die Stellung der Unteren Bunten Schiefer zur Serie mit Reiselsberger Sandstein ausgesagt werden könne.

In meinem Untersuchungsgebiet kann nun doch einiges zur Klärung dieser Frage beigetragen werden. Durch mehrfache Beobachtungen von Lebensspuren und gradierter Schichtung ist nämlich die überkippte Lagerung des ganzen oben behandelten Profils gesichert. Die Parallelisierung der mergelig-schiefrigen Zwischenlagen mit den Unteren Bunten Schiefern in Bayern, respektive mit dem Obergault (p. p.) von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) scheint zwar lithologisch zuzutreffen, aber stratigraphisch nicht möglich zu sein. Wie schon oben erwähnt (siehe auch S. PREY 1957, p. 323), handelt es sich hier um eine sedimentäre Wechsellagerung zwischen dem Reiselsberger Sandstein i. e. S. und den Mergelpaketen. Neben den recht guten, oben schon beschriebenen Aufschlüssen im Graben S der Weidensbacher Holzstube sprechen vor allem auch die Verhältnisse am S-Abhang des Miesenberges (hauptsächlich Lesesteinkartierung) und Aufschlüsse im Moosbach für diese Auffassung.

Faunistische Belege konnten jedoch auch hier nicht erbracht werden. Das Cenoman- bis Unterturonalter des „Reiselsberger Sandsteins" scheint in Bayern und in der Schweiz gesichert zu sein (F. BETTENSTAEDT 1958, p. 577). Das Alter der Unteren Bunten Schiefer bzw. der Mergelzwischenlagen wird in der neueren Literatur (S. PREY 1957, F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1958, F. BETTENSTAEDT 1958) stets mit Cenoman angegeben, die Gleichaltrigkeit der beiden Serien scheint also hinlänglich gesichert. F. BETTENSTAEDT (1958) fordert auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen eine teilweise Verzahnung beider Schichtglieder. Zu dem gleichen

Ergebnis gelangt man auch in unserem Gebiet durch die geologische Kartierung. Da aber eine kartenmäßige Trennung beider Serien nicht möglich ist und eine fazielle Vertretung des Sandsteins durch Mergel und Schiefer stellenweise nachweisbar ist, werden beide Schichtglieder zur „Serie mit Reiselsberger Sandstein" zusammengefaßt.

Obere Bunte Mergel (= Bunte Schiefer S. PREY 1950, 1957)

Fast immer im Zusammenhang mit der Serie mit Reiselsberger Sandstein tritt ein Komplex bunter Mergel und grauer Sandsteine auf. Sehr schöne Aufschlüsse finden sich am NW-Abhang des Hohen Krahberges an der Böschung einer neuen Forststraße (Probe 245, zirka 300 *m* E Kote 919), im Graben S der Weidensbacher Holzstube (Probe 208, 209), im Moosbach (Probe 225) und im Zechingbach (Probe 73).

Diese sehr charakteristische Serie besteht aus einer dünnbankigen Wechsellagerung von braunroten, violettroten, hellroten, grünen, grünlichgrauen und grauen, meist 5—10 *cm* mächtigen, tonigen, meist weichen Mergeln bis Tonmergeln, die stellenweise feine Fukoiden aufweisen (meist in der Komplementärfarbe: rote Mergel — grüne Fudoiden und umgekehrt). Selten treten auch Mergelkalke oder kieselig gebundene, harte Tonsteine auf. Zwischen diese Mergel schalten sich 1—20 *cm*, selten mächtigere Bänke von grauen bis graubraunen, feinkörnigen, harten Sandsteinen bis Sandkalken ein, die an den Schichtunterseiten Ausgüsse verschiedener Strömungsmarken und Lebensspuren tragen, aber auch gradierte Schichtung sowie Roll- und Fließschichtung aufweisen. Die Lagerungsverhältnisse sind deshalb meist eindeutig festzulegen. Meist sind in dieser Serie rote und grünliche Mergel gleich häufig vertreten, aber bisweilen fehlen die roten Mergel zur Gänze, wie z. B. im großen Aufschluß an der Forststraße 500 *m* E der Weidensbacher Holzstube (Probe 213). Möglicherweise deutet das einen Übergang zur hangenden Zementmergelserie an.

Die Mikrofaunen aus den Oberen Bunten Mergeln (Probe 73 aus dem Zechingbach, 208 aus dem Graben S der Weidensbacher Holzstube, 225 aus dem Moosbach) sind für Flyschverhältnisse ziemlich gut. Den überwiegenden Faunenanteil stellen kleinwüchsige Dendrophryen (*Dendrophrya* cf. *robusta* GRZYBOWSKI, *D. excelsa* GRZYBOWSKI) und Rhabdamminen (*Rhabdammina linearis* BRADY). Seltener sind *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN und *Ammodiscus cretaceus* (REUSS) sowie verschiedene Trochamminoiden und Haplophragmoiden. In den meisten Proben lassen sich jedoch auch einzelne Exemplare von *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN und *G. lapparenti coronata* BOLLI nachweisen, die meist glasig auskristallisiert und grünlich bis gelbbraun gefärbt sind. Der Ausdruck „honigfarben", den mir Dr. S. PREY mitgeteilt hat, charakterisiert wohl am treffendsten das Aussehen der Globotruncanen. Durch diese Globotruncanenfunde scheint mittlere Oberkreide, wahrscheinlich Turon bis Coniac, gesichert (vgl. S. PREY 1957, p. 323 und F. BETTESTAEDT 1958, p. 577). Demnach könnte also eine Abfolge Reiselsberger Sandstein—bunte Schiefer—Zementmergelserie angenommen werden.

Am N-Abhang des Hohen Krahberges, in dem sich fächerförmig auffingernden östlichen Oberlauf des Grabens S der Weidensbacher Holzstube liegen jedoch andere Verhältnisse vor, die hier kurz geschildert werden sollen.

Wenn man vom Hohen Krahberg den westlichsten der fächerförmigen Gräben hinabsteigt, findet man folgendes Profil vor: Bis etwa 20 Höhenmeter unterhalb eines in 920 *m* Höhe horizontal verlaufenden Jagdsteiges steht die Zementmergelserie an, es folgt zirka 40 Höhenmeter hindurch Reiselberger Sandstein i. e. S. mit nur geringfügigen Schieferzwischenlagen und hierauf findet man einen allmählichen Übergang zu den bunten Schiefern vor. Es schalten sich zunächst 50 *cm* graue, sandige Mergel ein, dann folgen wieder 5 *m* Reiselsberger Sandstein i. e. S. In den folgenden 2 *m* mächtigen, grauen, sandigen Mergeln findet sich bereits eine 10 *cm* mächtige, rote Tonmergellage, woran sich eine 1 *m* mächtige Bank von Reiselsberger Sandstein i. e. S. anschließt. Es folgen mehrere bunte Schieferzwischenlagen. Die Mächtigkeit der Reiselsberger Sandsteinbänke nimmt immer mehr ab, die bunten Mergelzwischenlagen vermehren sich und dichte Kalksandsteinbänke schalten sich ein, bis schließlich knapp oberhalb der Grabenmündung in den Hauptgraben typische bunte Schiefer der beschriebenen Ausbildung vorliegen. Die daraus entnommene Probe (Probe 330) zeigt nun neben zahlreichen kleinen Exemplaren von *Globigerina cretacea* d'Orbigny auch drei Exemplare einer kleinwüchsigen *Rotalipora* aus der Gruppe der *Rotalipora appenninica* (Renz). Deshalb muß diese Probe in den Bereich Cenoman bis Unterturon eingestuft werden. Diese bunten Schiefer stehen in direkter Verbindung mit dem bei Kote 919 und E davon, am N-Abhang des Niederen Krahberges anstehenden Komplexes. Daraus wurde Probe 245 entnommen, deren Fauna wieder etwas anders ausgebildet ist. Neben wenigen kleinen Dendrophryen und Rhabdamminen überwiegen (ebenfalls „honigfarbene") Haplophragmoiden und Cyclamminen, sowie *Glomospira charoides* (Jones & Parker) und *Ammodiscus gaultinus* Berthelin. Auf Grund der stratigraphischen Stellung kann dieses Vorkommen aber sicher zu den Oberen Bunten Mergeln gerechnet werden. Unterhalb dieser bunten Schiefer folgt wieder die Serie mit Reiselsberger Sandstein. Alle Serien fallen in diesem Profil mit 30° bis 50° gegen S ein, und es liegen keine Anzeichen für tektonische Komplikationen (Überkippung, Verdoppelung usw.) vor. Es scheint nach diesen Aufschlußverhältnissen eine Verzahnung der Serie mit Reiselsberger Sandstein auch mit den Oberen Bunten Mergeln vorzuliegen. Zur Beantwortung der Altersfrage dieser bunten Schiefer bestehen zwei theoretische Möglichkeiten:

1. Die Serie mit Reiselsberger Sandstein reicht noch bis in den Bereich Turon—Coniac (F. Aberer & E. Braumüller 1958, R. Oberhauser 1958) oder

2. die Bunten Schiefer setzen bereits im Cenoman ein und reichen bis ins Turon (? Coniac).

Die oben erwähnte Probe 330 unterstützt eher letztere Annahme: Es fehlen zwar die sonst faunenbeherrschenden kleinwüchsigen Dendrophryen und Rhabdamminen, dafür finden sich aber „honigfarbene" kleine Globigerinen und kleinwüchsige Rotaliporen.

Möglicherweise sind auch die bunten Schiefer im Moosbach (Probe 225) und im Graben S der Weidensbacher Holzstube (Probe 208) sedimentäre Einschaltungen der Serie mit Reiselsberger Sandstein. Hier sind die Aufschlußverhältnisse jedoch nicht so ideal und schließen eine tektonische Einschuppung nicht aus. Dafür spräche auch die überdurchschnittlich

große Mächtigkeit der Serie mit Reiselsberger Sandstein in diesen beiden Profilabschnitten. Eine Lösung des Problems der Stellung der Unteren Bunten Mergel, der Serie mit Reiselsberger Sandstein und der Oberen Bunten Mergel kann wohl nur von den Typlokalitäten her angestrebt werden. Anscheinend nimmt der Anteil an bunten und grauen Mergeln und Schiefern in diesen Niveaus in östlicher Richtung zu (vgl. S. PREY 1957). In unserem Kartierungsgebiet ist jedenfalls der Anteil der Mergel gleich groß, wenn nicht größer, als der des Reiselsberger Sandsteins i. e. S. Eine Verzahnung der Oberen Bunten Mergel mit den Piesenkopfschichten (Zementmergelserie p. p.), wie sie F. BETTENSTAEDT (1958, p. 577) angibt, konnte im vorliegenden Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden.

Die Mächtigkeit der Oberen Bunten Mergel ist durch die Tektonik stark verändert, als Richtwert lassen sich für dieses Gebiet etwa 50 *m* bis max. 100 *m* angeben.

Zementmergelserie

Eines der wesentlichsten Schichtglieder der Flyschzone, vor allem im S mächtig entwickelt, ist die Zementmergelserie. Sie besteht in der Hauptsache aus einem recht eintönigen Wechsel von grauen Mergeln und harten Kalksandsteinbänken. Sehr selten sieht man, nur wenige Zentimeter mächtige, grünliche Tonschiefer- bis Tonmergelzwischenlagen, während „mürbe", grobkörnige Sandsteine praktisch überhaupt fehlen. Eine ausführliche Beschreibung dieser Serie gibt auch S. PREY (1950, p. 136 ff.), die fast wörtlich auch auf dieses Gebiet zutrifft.

Die Mergel sind im frischen Bruch meist mittel- bis hellgrau, die Anwitterungsflächen sind in der Regel heller bis fast weiß. Eine oft beobachtete, im Millimeterrhythmus erfolgte Feinschichtung zeigt lagenweise einen hohen Gehalt von Feinsand an. Es kommen aber auch ganz homogene, meist harte Mergel mit muscheligem Bruch vor, sowie dichte, feinstkörnige Kalkmergel, die Ruinenmarmor-ähnlich zerklüftet und angewittert sind; diese leiten jedoch schon zur Mürbsandsteinführenden Oberkreide hin. In homogenen Kalkmergeln treten vereinzelt auch Hornsteinknollen auf, wie z. B. im Oberlauf des Moosbaches (Probe 165). Sehr häufig können Fukoiden verschiedener Größe, selten Helminthoideen beobachtet werden. Besonderer Glimmerreichtum sowie viel Pflanzenhäcksel tritt nicht auf. Die Mächtigkeit der Mergelpakete zwischen den Sandsteinbänken schwankt zwischen wenigen Dezimetern und mehr als 10 *m*.

Die harten, gut gebankten, meist feinkörnigen Kalksandsteine zeigen im frischen Bruch dunkel- bis mittelgraue, in verwittertem Zustand alle Übergänge bis zu rostbrauner Farbe. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt zwischen 1—2 *dm* und mehreren Metern. Meist weisen die Sandsteine auch eine Feinschichtung auf, die am besten an angewitterten Querflächen beobachtet werden kann. Auffallend sind verschiedene Arten von Roll- und Fließschichtung sowie gradierte Schichtung und Ausgüsse von Lebensspuren und anderen Hohlformen; im Vergleich zur später zu besprechenden Mürbsandsteinführenden Oberkreide sind diese Erscheinungen aber selten.

Die Mikrofaunen aus der Zementmergelserie sind selbst für Flyschverhältnisse außerordentlich schlecht. Es konnten nur einige Dendrophryen,

Rhabdamminen und einige kleine Pyritkugeln (? Radiolarien) angetroffen werden. Zur Klärung der Altersfrage kann deshalb hier nichts beigetragen werden. S. PREY (1957) stuft diese Serie vom Santon bis in das Campan ein, F. BETTENSTAEDT (1958) vom Mittelturon bis in das Campan.

Die Mächtigkeit der gesamten Zementmergelserie ist vor allem im S bedeutend und beträgt sicherlich mehrere hundert (wahrscheinlich 500—600) Meter (vgl. S. PREY 1950). Im N-Teil nimmt die Mächtigkeit rasch ab und scheint meist 100 *m* nicht wesentlich zu übersteigen.

Es gibt in der Ausbildung der an sich gleichförmigen Zementmergelserie untergeordnete, wahrscheinlich stratigraphische Unterschiede. So herrscht vor allem in den tieferen Teilen im S eine viel dünnbankigere Wechsellagerung der Mergel und Sandsteine vor, wie z. B. im Graben S der Weidensbacher Holzstube oder an der Mündung des Zechingbaches in die Aurach (Probe 72). Auch die Aufschlüsse im Oberlauf des Zehningbaches (Probe 71) und im Oberlauf des Mühlbaches (Probe 140, 142, 144) sind in ähnlicher Fazies entwickelt. Die einzelnen Mergel- und Sandsteinlagen wechseln hier meist im 10—20 *cm*-Rhythmus, nur ganz selten finden sich 50 *cm* bis 1 *m* mächtige Sandstein- oder Mergelbänke. Echte „Dünnbankige Zementmergelbasisschichten" (S. PREY 1950) konnten in diesem Gebiet nicht beobachtet werden, aber diese dünnbankige Ausbildung der Zementmergelserie zeigt doch gewisse Anklänge an diese.

In den höheren Teilen herrscht hingegen eine dickbankige Wechsellagerung von mehrere Meter mächtigen Mergeln und Sandsteinen vor. Gute Aufschlüsse befinden sich im Kienbach, vom Gasthaus Kienklause abwärts bis fast an den Attersee. In dieser Fazies sind vor allem die Streifen von Zementmergelserie im N-Teil des Kartierungsgebietes entwickelt, brauchbare Aufschlüsse sind aber selten.

In relativ gut aufgeschlossenen Grabenprofilen wird oft eine Vormacht von Sandsteinbänken vorgetäuscht, die jedoch durch die geringere Widerstandskraft der Mergel gegen fließendes Wasser erklärt werden kann. So sind stellenweise im Bachbett auf 100 bis 200 *m* nur Sandsteinbänke anstehend zu sehen, die Mergel scheinen nur als Rollstücke auf oder sind gänzlich verdeckt. Die Lesesteine von bewaldeten Hängen zeigen hingegen eine deutliche Mergelvormacht.

Wenn die „Obersten Bunten Schiefer" (S. u.!) fehlen, ist die Abgrenzung der Zementmergelserie gegen die Mürbsandsteinführende Oberkreide äußerst schwierig und nur in gut aufgeschlossenen Profilen möglich. Es zeigt sich nämlich, daß die hangendsten Partien der Zementmergelserie bereits gewisse Anklänge an die Mürbsandsteinführende Oberkreide aufweisen. Es fehlen zwar noch der sehr typische Mürbsandstein und der „Tongallensandstein", aber es werden die Sandsteine grobkörniger und die Mergel dichter und feinkörniger (vgl. S. PREY 1950), es vergrößert sich also der Unterschied zwischen gröbstem und feinstem Korn eines Sedimentationszyklus, der dann in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide am größten ist (Feinbreccie—Tonschiefer).

Im Gegensatz zu diesem allmählichen Übergang zwischen Zementmergelserie und Mürbsandsteinführender Oberkreide kann sich ein weiteres Schichtglied einschalten.

Oberste Bunte Schiefer

Im Aufschluß unterscheiden sich diese von den Oberen Bunten Mergeln im Liegenden der Zementmergelserie nicht. Auch jene sind eine dünnbankige, stets wechselnde Serie von verschiedenen roten, grünen und grauen Tonmergeln bis Mergeln und grauen Kalksandsteinbänken. Fukoiden, gradierte Schichtung, Roll- und Fließschichtung sowie Ausgüsse von Lebensspuren und Fließmarken können beobachtet werden.

Die Foraminiferenfauna unterscheidet sich jedoch von jener der Oberen Bunten Mergel durch großwüchsige Dendrophryen und Rhabdamminen und häufig auftretende große Trochamminoiden, Globotruncanen fehlen hingegen. Neben der stratigraphischen Stellung zwischen Zementmergelserie und Mürbsandsteinführender Oberkreide hilft auch dieser faunistische Unterschied, Verwechslungen zu vermeiden.

Die Obersten Bunten Schiefer sind, wahrscheinlich infolge ihrer geringeren Mächtigkeit, nur an einzelnen Stellen erhalten bzw. aufgeschlossen. Ein relativ gut verfolgbarer Zug streicht am S-Hang des Alpenberges vom Schaidgraben (Probe 232) nach W. Auch im Graben vom Gahberggipfel nach S konnten bunte Schiefer in dieser Position festgestellt werden. Möglicherweise gehören diese beiden Vorkommen zu einem zusammenhängenden Zug der Obersten Bunten Schiefer, der in den N-Hängen des Schloßberges durchzieht. Da derselbe aber bereits außerhalb des näher begangenen Gebietes liegt, muß diese Frage vorläufig noch offen bleiben. Sonst wurden nur noch im E-Teil des Alexenauer Baches (Probe 316) und in spärlichen Lesesteinen am Wachtberg S Weyregg Anzeichen der Obersten Bunten Schiefer gefunden.

Bereits M. Richter & G. Müller-Deile (1940, p. 420/21) kennen dieses Schichtglied, allerdings beschreiben sie sehr viele Glaukonitsandsteine bis „Ölquarzite" in diesem Horizont, was durch meine bisherigen Beobachtungen nicht bestätigt werden kann. Sie verbinden das Glaukoniteozän des Wienerwaldes und der Karpaten mit dieser Serie und kommen deshalb zu einer falschen Einstufung. S. Prey (1950, p. 141) berichtet auch von einer lokal auftretenden „Rekurrenz von Gaultfazies" in den Obersten Bunten Schiefern, beschreibt aber im übrigen (so auch S. Prey 1957, p. 324) diesen Horizont, wie er im vorliegenden Arbeitsgebiet ausgebildet ist; auf Grund eines Inoceramenfundes kann S. Prey (1950) Senonalter nachweisen.

Daß dieser Horizont zwischen Traunsee und Attersee anscheinend nur im N auftritt (M. Richter & G. Müller-Deile 1940), kann ich durchaus bestätigen. Er scheint auf weite Strecken, vor allem im S, primär zu fehlen (vgl. S. Prey 1950, p. 141). Die meist schlechten Aufschlußverhältnisse gerade im Grenzbereich zwischen Zementmergelserie und Mürbsandsteinführender Oberkreide lassen jedoch eindeutige Feststellungen nicht zu.

Stratigraphisch wertvolle Fossilien konnten nicht gefunden werden; ihrer Lage nach können die Obersten Bunten Schiefer wohl in den Grenzbereich Campan—Maastricht eingestuft werden (S. Prey 1957, p. 324). Ihre Mächtigkeit ist ursprünglich gering und wird 25 *m* nicht wesentlich überstiegen haben, sie kann aber durch tektonische Vorgänge (Faltung, Schuppung) wesentlich vergrößert werden.

Mürbsandsteinführende Oberkreide

Das mächtigste und abwechslungsreichste Schichtglied der gesamten Flyschzone ist die Mürbsandsteinführende Oberkreide. Während sie im S-Teil nicht oder nur in spärlichen Resten (Oberlauf des Mühlbaches) erhalten geblieben ist, bedeckt sie fast den ganzen N-Teil des Kartierungsgebietes, nur von schmalen Streifen der Zementmergelserie und der Obersten Bunten Schiefer unterbrochen. Das häufige Vorkommen von verschiedensten Strömungsmarken, Roll- und Fließschichtung, gradierter Schichtung sowie unterschiedlicher Lebensspuren kennzeichnen dieses Schichtglied eindeutig als „Turbidit". Vor allem ist die gradierte Schichtung bestimmend für das Erscheinungsbild der ganzen Serie. Es läßt sich stellenweise ein Großrhythmus von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit beobachten, der mit einer Feinbreccie beginnt und schließlich mit feinen Tonen bis Tonschiefern seinen Abschluß findet. Dieser Großrhythmus ist allerdings fast immer von mehreren Kleinrhythmen durchsetzt, vor allem wechseln Sandsteinbänke und Mergel mehrmals einander ab.

Im Idealfall, der in der Natur aber praktisch nicht ausgebildet ist, zeigt einer der vielen Sedimentationszyklen aus der Mürbsandsteinführenden Oberkreide etwa folgendes Bild: An der Basis einer Abfolge findet sich meist eine harte, mehr oder weniger bunte Feinbreccie mit bis 1 *cm* großen Komponenten. Kristalline Schiefer und Quarz überwiegen, Kalke fehlen fast zur Gänze. Diese Breccienlage ist meist 10—30 *cm* mächtig und geht in einen grobkörnigen, grauen, braun verwitternden Sandstein über, der fast ausschließlich aus Quarz und einem tonig-mergeligen Bindemittel besteht. Dazu kommt noch Feldspat, Glimmer sowie reichlich Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzen. Durch das feinklastische Bindemittel sind diese Sandsteine meist sehr mürb. Es kommen aber auch härtere Partien vor. Dieser sogenannte „Mürbsandstein" ist das Leitgestein und namensgebend für die Mürbsandsteinführende Oberkreide; die einzelnen Bänke erreichen meist eine Mächtigkeit von einigen Metern. In den Gräben N der Wesenaurach erreicht der Mürbsandstein unmittelbar im Hangenden der Obersten Bunten Schiefer Mächtigkeiten von 50 *m* und darüber. Auch S. Prey (1957, p. 325) beschreibt in den basalen Teilen der Mürbsandsteinführenden Oberkreide besonders große Mächtigkeiten der Mürbsandsteine. In diesen mächtigen Bänken tritt keine Feinschichtung auf, es kommen aber auch bis 1 *m* mächtige Lagen eines sehr mürben, feinschichtigen (die einzelnen Schichtflächen sind durch Pflanzenhäcksel und Glimmer gekennzeichnet) Sandschiefers vor. Ein schöner Aufschluß dieser Sandschiefer befindet sich im Oberlauf der Wesenaurach (Probe 258). Vor allem an den Unterflächen der Mürbsandsteinbänke kann man sehr schöne Strömungsmarken, Kolkmarken usw. sowie Ausfüllungen der verschiedensten Lebensspuren beobachten. In den Bänken sind Roll- und Fließschichtung häufig. Die Mürbsandsteine sind im Handstück vom Reiselsberger Sandstein i. e. S. nicht zu unterscheiden.

Allmählich aus diesen Mürbsandsteinen hervorgehend, bisweilen aber auch durch Tonschiefer oder dichte Kalksandsteine von ihnen getrennt, folgt in der Serie ein etwas feinkörniger, sehr stark durch Tonfraktion verunreinigter, dunkelgrauer, etwas heller verwitternder Sandstein mit wenigen Millimetern bis Handteller großen, flachen Scherben von dunkel-

grauen bis grünlichen Tonen. Es kann wohl vermutet werden, daß eine bereits verfestigte Tonlage durch das Darüberströmen einer Trübeströmung zerbrochen wurde und daß die einzelnen Tonbruchstücke zusammen mit dem Sand-Ton-Gemisch rasch wieder sedimentiert wurden; eine Regelung der Tonscherben in einer bestimmten Richtung konnte nicht beobachtet werden. Diese meist mehrere Meter mächtigen Schichten sind typisch für die Mürbsandsteinführende Oberkreide; sie wurden in keinem anderen Schichtglied der Flyschzone beobachtet. Gute Aufschlüsse dieses „Tongallensandsteins" finden sich im Stickelbach (Probe 351) und im Weyregger Bach (Probe 243); im letzteren Aufschluß fehlen allerdings die Mürbsandsteine.

Sehr häufig kann man in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide dichte, feinkörnige, gut gebankte, graue, bräunlich verwitternde Kalksandsteine bis Sandkalke beobachten, die von jenen der Zementmergelserie nicht zu unterscheiden sind. Diese Kalksandsteine, deren Mächtigkeit meist um 1 *m* liegt, wechseln mehrmals mit grauen, sandigen, harten Mergeln, wie sie vor allem für die Zementmergelserie typisch sind. Diese Serie von Mergeln und Kalksandsteinen kann oft bis über 20 *m* mächtig werden. Vereinzelt auftretende Mürbsandsteinbänke oder Lagen des Tongallensandsteins zeigen jedoch die Zugehörigkeit zur Mürbsandsteinführenden Oberkreide an.

Die feinkörnigsten Gesteine in einem Zyklus sind entweder bis zu 50 *cm* mächtige, dichte, hellgraue bis leicht gelblichgraue Mergelkalke, die durch Feinklüftung zu „Ruinenmarmoren" werden können (schöne „Ruinenmarmore" finden sich im W-Ast des Grabens S der Jagdhütte Hölltalstube) oder dunkelgraue, hellgraue bis grünliche, weiche Tone bis Tonschiefer meist geringer Mächtigkeit.

Die hier geschilderte Abfolge [S. PREY (1950, p. 139 f.) beschreibt sie ganz ähnlich] stellt einen Idealfall dar, wie er in der Natur meist nicht verwirklicht ist. Oft fehlt einer dieser Horizonte oder tritt mehrmals auf. Schöne Aufschlüsse, die ungefähr das oben beschriebene Bild zeigen, befinden sich im Weyregger Bach an der Mündung des Ludlgrabens, in der Wesenaurach, im Dambach und vor allem im Stickelbach bei Altmünster. Auch der große Steinbruch der Fa. Hatschek am Pinsdorfer Berg bei Gmunden liegt in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide, befindet sich allerdings schon außerhalb des hier bearbeiteten Gebietes.

Eine dünnbankige Wechsellagerung von vorwiegend dichtem Kalksandstein und dunkelgrauen, hellgrauen und grünlichen Tonen bis Tonschiefern mit vereinzelten Lagen von grauen, sandigen Fukiodenmergeln und hellen Mergelkalken zeigt der große Aufschluß (Nr. 217) im Weyregger Bach unmittelbar W der Klausstube. Auch diese Abfolge ist typisch für die Mürbsandsteinführende Oberkreide.

In den untersuchten Schlämmproben aus Mergeln und Tonschiefern dieser Serie überwiegen vor allem die Sandschaler. Vorherrschend sind große Dendrophryen (*Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI) und Trochamminoiden [vor allem *Trochamminoides subcoronatus* (GRZYBOWSKI)], es kommen aber auch noch *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *A. gaultinus* BERTHELIN, *Glomospira charoides* (JONES & PARKER) und Reophaciden vor. Häufig finden sich auch Pyritkugeln und -stäbchen sowie kohlige Reste (? Samen)

im Schlämmrückstand. Kalkschaler sind ausgesprochen selten. Nur in einer Schlämmprobe (Probe 351 aus dem Stickelbach) konnte eine beschädigte *Globotruncana* sp. beobachtet werden. Hingegen kann man in Dünnschliffen aus dem Tongallensandstein immer wieder einzelne Exemplare von *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ und *G. lapparenti* BROTZEN sowie Pseudotextularien finden. Obwohl die Globotruncanen relativ selten sind, geben sie doch recht gute Hinweise auf Campan- bis Maastrichtalter.

Anzeichen von Dan und Paleozän konnten bis jetzt nicht beobachtet werden. Die Beschreibung, die S. PREY (1957, p. 325 f.) von dieser Serie gibt, paßt zwar recht gut auf den Aufschluß 217 im Weyregger Bach W der Klausstube, aber gerade hier wurde in einer Schlämmprobe neben zahlreichen großen Dendrophryen ein Exemplar von *Globotruncana lapparenti* BROTZEN beobachtet; Globigerinen wurden nicht gefunden.

Als Alter kann also für die ganze Serie vor allem Obercampan bis Maastricht, möglicherweise mit einem noch jüngeren Anteil, angegeben werden.

M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) stellen die ganze Mürbsandsteinführende Oberkreide in das Eozän, nicht nur auf Grund der Parallelisierung der Glaukonitsandsteine mit dem Glaukoniteozän des Wienerwaldes, sondern sie erwähnen auch kurz Nummuliten- und Discocyclinenfunde. Trotz intensiven Suchens konnten von mir jedoch keine Großforaminiferen beobachtet werden. S. PREY (1950, p. 140) rechnet mit der Möglichkeit, daß es sich bei den erwähnten Großforaminiferen eher um Kreideorbitoiden handeln könne. Später stufen dann M. RICHTER (1957) und F. BETTENSTAEDT (1958) Äquivalente der Mürbsandsteinführenden Oberkreide in Vorarlberg und Bayern (Fanola Serie und Bleicherhorn Serie) auch in den Bereich Maastricht bis ? Paleozän ein.

Die Mächtigkeit der gesamten Mürbsandsteinführenden Oberkreide beträgt im N sicherlich mehr als 500 *m*, fehlt jedoch, wie bereits erwähnt, im S fast ganz.

2. Helvetikum

Allgemeines

Das Helvetikum tritt im Kern einer großen, E—W-streichenden Flysch-Antiklinale als tektonisch tiefere Einheit unter dem Flysch auf. Es beginnt im E als schmaler Streifen am S-Abhang des Kollmannsberges, streicht dann entlang der Aurach und des Auracher Weidensbaches (hier erreicht es seine größte Breite) zum Oberlauf des Alexenauer Baches und folgt diesem in NW-Richtung, wahrscheinlich störungsbedingt und von starken Rutschzonen begleitet, bis an den Attersee.

Diese schmale Zone ist lithologisch vom Flysch durch folgende Merkmale sehr gut zu unterscheiden:

1. Stets bunte Ausbildung und rascher, allerdings tektonisch bedingter Wechsel von schwarzen, dunkelgrauen, roten und grünlichen Mergeln.

2. Absolutes Fehlen von gröberklastischen Sedimenten, wie Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten in der Kreide.

3. Häufiges Auftreten von dichten Kalken und Mergelkalken in den Bunten Mergeln.

Makrofossilien wurden in den helvetischen Mergeln nicht beobachtet, dagegen ist die Mikrofauna durch die Vorherrschaft der planktonischen Kalkschaler deutlich von der des Flysches unterschieden.

Die Schichtfolge des Helvetikums ist mikropaläontologisch von der Unterkreide bis ins Alttertiär belegt, wobei jedoch Unterkreide und Alttertiär nur in vereinzelten Schlämmproben nachgewiesen werden konnten. Die tektonische Stellung bedingt eine sehr starke und vollkommen unregelmäßige Verschuppung des Helvetikums. Mehrmalige Wiederholungen ein- und derselben Schicht oder das Fehlen mehr oder weniger großer Abschnitte aus dem Normalprofil sind sehr häufig. Die im folgenden aufgestellte, leider nicht auskartierbare Schichtfolge mußte aus vielen Einzelaufschlüssen und Kurzprofilen zusammengestellt werden.

Unterkreide

Schwarze bis dunkelgraue, stellenweise dunkler gefleckte, stark sandige, meist auch stark verschieferte und von weißen Calcitadern durchzogene Tonmergel bis Mergel, stellenweise (im Hangenden gegen das Cenoman) wechsellagernd mit max. 20 *cm* mächtigen, dunkelgrünlichgrauen, dunkler gefleckten Bänken von dichten Mergelkalken. Dieses Schichtglied tritt ziemlich häufig auf, hat jedoch nirgends gute Faunen geliefert. Etliche Aufschlüsse, allerdings immer verschuppt mit roten Mergeln, liegen im Graben E des Rottensteiner Baches (Probe 45 c, h, l, n, s, t; siehe Taf. 3), diese Proben waren aber vollkommen fossilleer. Ein sehr schöner Aufschluß befindet sich in einem rechtsseitigen Anriß der Aurach, zirka 400 *m* S Herbstau. Die sehr schlecht erhaltene Fauna der daraus entnommenen Probe 91 zeigte nur einige pyritisierte Dendrophryen und Textularien sowie Lenticulinen, aber keine stratigraphisch wertvollen Arten. Die Einstufung in die Unterkreide erfolgt auf Grund fazieller Vergleiche mit sicher einstufbaren Vorkommen in anderen Gebieten (z. B. Rehkogelgraben, S. Prey 1951 b).

Oberkreide (vgl. Taf. 4)

Cenoman bis tiefstes Turon

Grünlichgraue bis dunkelgraue, nach oben zu heller werdende, meist stark „tintig" gefleckte (S. Prey 1950, p. 150), etwas sandige Mergel bis Tonmergel, die stellenweise wechsellagern mit 5—50 *cm* mächtigen Bänken von dunkel- bis mittelgrauen, nach oben ebenfalls heller werdenden, mehr oder weniger tintig gefleckten, dichten Mergelkalken bis Kalken. Es bestehen alle Übergänge von den schwarzen Unterkreideschiefern zu den Mergeln der tiefsten Oberkreide. Mikropaläontologisch ist diese Grenze jedoch kaum zu fassen, da die Faunen meist schlecht erhalten sind.

Fauna [2]), zusammengestellt aus den Proben: 6 a, 12, 13, 14, 45 e, 45 u, 57, 93, 248, 319.

---

[2]) In den Faunenlisten wurden die Gattungen nach dem System von V. Pokorny (1958) angeordnet.

Ammodiscus sp.
Textularia sp.
Spiroplectammina sp.
Gaudryina sp.
Ataxophragmium sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Lagena sp.
Gyroidina sp.
Rotalipora (Thalmanninella) appenninica (RENZ)
Rotalipora (Thalmanninella) deeckei (FRAKNE)
Rotalipora (Thalmanninella) ? *globotruncanoides* (SIGAL)
Rotalipora (Thalmanninella) cf. *micheli* (SACAL & DEBOURLE)
Rotalipora (Thalmanninella) reicheli (MORNOD)
Rotalipora (Rotalipora) cushmani (MORROW)
Rotalipora (Rotalipora) cf. *montsalvensis* MORNOD
Rotalipora (Rotalipora) turonica BROTZEN
Rotalipora sp.
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)

Diese Fauna kann nach J. KLAUS (1959) vom mittleren bis oberen Cenoman bis in das ?unterste Unterturon eingestuft werden. Dafür spricht vor allem *R. (Th.) reicheli* (MORNOD), *R. (Th.) deeckei* (FRANKE) und *R. (Th.) appenninica* (RENZ), sowie das Fehlen von *R. (Th.) ticinensis* (GANDOLFI) einerseits, wie von Globotruncanen (i. e. S) andererseits.

Nach H. HAGN & W. ZEIL (1954) sollen im Unterturon Rotaliporen und Globotruncanen gemeinsam auftreten. Im vorliegenden Material konnte jedoch keine einzige derartige Probe beobachtet werden. Bei den meisten anderen Autoren schließen sich beide Gattungen weitgehend aus. Eine sehr gute Übersicht über diesen Fragenkreis gibt J. KLAUS (1959, p. 832/33 und 841). Ich möchte mich hier an seine Ergebnisse anschließen.

Höheres Turon bis Coniac (? Santon)

Ziegel- bis violettrote, teilweise gebankte, teilweise verschieferte, meist sandige Mergel, die oft auch unregelmäßige hellgrünliche Flecken und Bänder aufweisen. Vor allem im tieferen Teil sind 5—50 *cm* mächtige Zwischenlagen von gut gebankten, weißen, hellroten, hellrot und grünlich gefleckten und grünlichen, dichten Mergelkalken bis Kalken häufig. Diese rote Serie ist das mächtigste Schichtglied im Helvetikum und fast in jedem größeren Aufschluß vertreten, meist innig verschuppt mit anderen helvetischen Schichtgliedern. Durch mikropaläontologische Untersuchungen kann dieser Komplex in mindestens zwei Abschnitte unterteilt werden, wobei der tiefere in das obere Turon bis Coniac (? Santon), der höhere in das untere Campan (s. u.!) eingestuft wird. Im höheren Turon bis Coniac handelt es sich um schlecht erhaltene, arten- und individuenarme Faunen.

Fauna, zusammengestellt aus den Proben 4, 10, 15, 38 b, 43, 45 a:

Dendrophrya sp.
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Gaudryina sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Bulimina sp.
Gyroidina sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)

Globotruncana cf. *concavata* (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Ostracoden

Die Einstufung erfolgte auf Grund von *G.* cf. *concavata* (BROTZEN), *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN und *G. lapparenti coronata* BOLLI, die den meisten Autoren zufolge im mittleren bis unteren Turon einsetzen und jedenfalls bis in das Campan durchlaufen. Die Proben werden so tief eingestuft, weil keine stratigraphisch höheren Globotruncanenarten aufscheinen. Eine genauere Einordnung ist mit Globotruncanen nicht zu treffen, da sie bis zum Santon keine wesentliche Entwicklung zeigen. Die für das Turon bis Santon stratigraphisch wertvollen Formen, wie Flabellina-artige und *Stensiöina* usw. konnten nur in wenigen Proben als Einzelexemplare gefunden werden.

? Coniac bis Santon

Auffallend gut erhaltene Faunen lieferten die Proben 207 und 250. Sie stammen aus grünlichgrauen, sandigen, nicht zu harten Mergeln ohne dunklere Flecken und ohne Kalkbänke, die sich in eine rote und rot-grün gefleckte Mergelserie, die vom Turon bis ins mittlere Campan reicht, einschalten.

Dendrophrya sp.
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Haplophragmoides sp.
Textularia sp.
Gaudryina rugosa d'ORBIGNY
Gaudryina div. sp.
Marsonella sp.
Ataxophragmium sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) div. sp.
Lenticulina (Astacolus) crepidula (FICHTEL & MOLL)
Lagena sp.
Bulimina sp.
Discorbis sp.
Gyroidina sp.
Stensiöina exsculpta (REUSS)
Stensiöina gracilis BROTZEN
Osangularia sp.
Globorotalites cf. *micheliniana* (d'ORBIGNY)
Cibicides sp.
Globigerina cretacea (d'ORBIGNY)
Globigerinella sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana marginata (REUSS)
Gümbelina sp.
Ventilabrella deflaensis SIGAL
Ostracoden

Für eine Abgliederung dieser Fauna vom Turon sprechen *Ventilabrella deflaensis* SIGAL, *Stensiöina exsculpta* (REUSS) und *St. gracilis* (BROTZEN). Nach C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT (1957) ist *V. deflaensis* SIGAL

in den bayerischen Innviertelbohrungen ein gutes Leitfossil für Santon. Nach einer mündlichen Mitteilung von cand. paläont. U. WILLE konnte jedoch im W-Teil des Gosaubeckens *V. deflaensis* SIGAL sowohl im Coniac als auch im Santon nachgewiesen werden. Da auch Stensiöinen nur äußerst selten auftreten, kann Coniac nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Andererseits fehlen Hinweise für Campan und Maastricht, die sich mit Globotruncanen gut charakterisieren lassen.

Campan und Maastricht

Wesentlich genauer läßt sich die Gliederung von Campan und Maastricht durchführen. Hier kann eine rasche Entwicklung der Globotruncanen beobachtet und zu stratigraphischen Aussagen herangezogen werden. Der Erhaltungszustand der Faunen ist meist auch besser. Das tiefere Campan ist noch in Form von roten, teilweise grünlich gefleckten und sandigen Mergeln ausgebildet, die Kalkbänke nehmen rasch an Zahl ab und bleiben schließlich ganz aus. Gegen das Hangende zu werden die grünen Mergellagen häufiger und das obere Campan und das Maastricht ist dann stets durch grünlichgraue, sandige Mergel vertreten.

Untercampan

Rot und grün gefleckte, teilweise sandige, teilweise kalkige Mergel, im tieferen Teil noch wechsellagernd mit rot-grünen gefleckten Kalkbänken; im oberen Teil fehlen diese.

Fauna, zusammengestellt aus den Proben 6 b, 37, 49, 50, 62, 94, 101, 117 a, 311, 321:

Bathysiphon sp.
Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Haplophragmoides sp.
Textularia sp.
Gaudryina sp.
Clavulinoides cf. *gaultinus* MOROZOWA
Ataxophragmium sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Lenticulina (Astacolus) sp.
Lagena sp.
Neoflabellina sp.
Bulimina sp.
Reussella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)
Gyroidina sp.
Stensiöina exsculpta (REUSS)
Osangularia sp.
Cibicides sp.
Globigerina cretacea d'ORBIGNY
Rugoglobigerina sp.
Globotruncana cf. *arca* (CUSHMAN)
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana ventricosa WHITE
Gümbelina sp.
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Ostracoden

Die Einstufung dieser Fauna in das Untercampan erfolgt vor allem auf Grund der einkieligen Globotruncanen aus der Reihe der *G. elevata elevata* (BROTZEN) — *G. stuarti* (DE LAPPARENT). H. C. G. KNIPSCHEER (1956) konnte mit diesen Formen das Campan und das Maastricht gliedern. Die tiefste Form ist die auf das Untercampan und unterste Obercampan beschränkte *G. elevata elevata* (BROTZEN). Es folgt dann, bereits im untersten Obercampan einsetzend, *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ, sowie im Maastricht *G. stuarti* (DE LAPPARENT) und vielleicht etwas später, *G. falsostuarti* SIGAL. Diese Artenabfolge bestätigte sich auch am vorliegenden Material, ob es sich dabei aber um eine Abänderungsreihe handelt, muß offen bleiben.

G. concavata (BROTZEN), die nicht sehr hoch in das Campan hinaufreicht, ist noch mit einigen Exemplaren vertreten. An neuen Formen treten selten *G. ventricosa* WHITE und *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) auf. Nach der Literatur kommen diese Globotruncanen schon ab Unterturon vor, scheinen in vorliegendem Material aber immer erst gemeinsam mit *G. elevata elevata* (BROTZEN) oder *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ auf. Es konnten auch einige untypische Exemplare von *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER beobachtet werden, die vielleicht als Vorläuferformen gedeutet werden können.

Fraglich ist die Einstufung der Probe 101 aus einem kleinen Graben W des Kaltenbaches, in welcher zwar die untypischen *arca-* und *fornicata*-Formen vorhanden sind, die einkieligen Globotruncanen aber fehlen. Auch in Probe 117 a (W Kirchbergmoos) fehlen die einkieligen Globotruncanen, doch das gemeinsame Vorkommen von *G. concavata* (BROTZEN) und der bereits typischen *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI) (I. DE KLASZ & H. C. G. KNIPSCHEER 1956) spricht für den Grenzbereich Unter-/Obercampan.

Obercampan

Meist grünlichgraue bis grünliche, stark sandige Mergel mit dunkleren, dendritischen Schatten und bisweilen Taonurus-ähnlichen Gebilden; die dunklen, „tintigen" Flecken und die Kalkbänke der grünlichen Cenomanmergel fehlen aber. In den tieferen Partien des Obercampans treten noch vereinzelt Lagen von roten, sandigen Mergeln auf.

Fauna, zusammengestellt aus den Proben 16, 17, 18, 19, 45 b, 45 d, 45 g, 100, 117 c, 333:

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Dendrophrya sp.
Nodellum velascoense CUSHMAN & JARVIS
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus sp.
Haplophragmoides sp.
Ammobaculites texanus CUSHMAN
Textularia sp.

Spiroplectammina dentata (ALTHEIM)
Gaudryina div. sp.
Ataxophragmium sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Lenticulina (Astacolus) sp.
Lagena sp.
Frondicularia sp.
Bulimina sp.
Reusella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)
Allomorphina sp.
Gyroidina sp.
Eponides sp.
Osangularia sp.
Globigerina cretacea d'ORBIGNY
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT)
Globotruncana elevata cf. *stuartiformis* DALBIEZ
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana cf. *rosetta pembergeri* PAPP & KÜPPER
Globotruncana ventricosa WHITE
Gümbelina sp.
Ventilabrella eggeri CUSHMAN
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Ostracoden

Faunenbeherrschend sind hier neben den verschiedenen Unterarten von *G. lapparenti G. elevata stuartiformis* DALBIEZ [in Probe 19 aus dem Rottensteiner Graben mit Formen, die noch sehr an *G. elevata elevata* (BROTZEN) erinnern], sowie *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER. Nur sehr selten treten *G. caliciformis* (DE LAPPARENT) und *G. rosetta pembergeri* PAPP & KÜPPER auf. *G. concavata* (BROTZEN), *G. lapparenti coronata* BOLLI und die typische *G. elevata elevata* (BROTZEN), sowie alle kennzeichnenden Maastrichtformen fehlen. Für eine Einstufung in das Obercampan spricht auch die gut belegte *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), die zwar schon im Santon auftreten kann, ihre Hauptverbreitung aber im Obercampan und Untermaastricht hat (R. NOTH 1951). Sehr häufig findet sich in diesem Profilabschnitt auch *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER).

Untermaastricht

Das Untermaastricht ist genau so ausgebildet wie das Obercampan und von diesem lithologisch nicht zu unterscheiden.

Fauna, zusammengestellt aus den Proben 7, 121, 312, 350:

Dendrophrya robusta GRZYBOWSKI
Dendrophrya sp.
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Glomospira charoides (JONES & PARKER)

Haplophragmoides sp.
Textularia sp.
Spiroplectammina dentata (ALTHEIM)
Gaudryina pyramidata CUSHMAN
Ataxophragmium sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Lagena sp.
Bulimina sp.
Reussella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)
Bolivina sp.
Bolivinoides sp.
Allomorphina sp.
Pullenia sp.
Discorbis sp.
Gyroidina sp.
Stensiöina pommerana BROTZEN
Osangularia sp.
Pulvulinella florealis (WHITE)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT)
Globotruncana contusa (CUSHMAN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana ventricosa WHITE
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Gümbelina striata (EHRENBERG)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Pseudotextularia varians RZEHAK
Ostracoden

Es sind noch alle Globotruncanen des Obercampans vertreten, wenn auch *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN eine mehr oder weniger starke konvexe Krümmung der Dorsalseite zeigt. Ähnliche Beobachtungen in gleich alten Ablagerungen der Gosau konnten auch D. HERM (1962), sowie H. KOLLMANN und U. WILLE (nach mündlicher Mitteilung) machen. An neuen Formen treten auf: *G. contusa* (CUSHMAN), zunächst noch mit sehr kleinen und relativ flachen Exemplaren, *G. stuarti* (DE LAPPARENT) und, zunächst selten, *G. falsostuarti* SIGAL. Auch *Pseudotextularia varians* RZEHAK ist bereits mit einigen Exemplaren vorhanden.

Obermaastricht

Während in den anderen Vorkommen von Helvetikum in Oberösterreich und Salzburg (z. B. S. PREY 1950, F. ABERER & E. BRAUMÜLLER 1958) das Maastricht meist in Form von dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln ausgebildet ist, stammen die eindeutig als Obermaastricht charakterisierbaren Faunen hier stets aus hellen, grünlichgrauen bis grauen, sandigen, nicht harten Mergeln ohne Kalkbänke und ohne rote Flecken, aber vereinzelt mit etwas dunkleren dendritischen Schatten.

Fauna, zusammengestellt aus den Proben 5, 42, 342:

Dendrophrya sp.
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Spiroplectammina dentata (ALTHEIM)
Gaudryina sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp.
Pullenia sp.
Gyroidina sp.
Globorotalites micheliniana (d'ORBIGNY)
Gavelinella sp.
Cibicides sp.
Pulvulinella florealis (WHITE)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana contusa (CUSHMAN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Globotruncana mayaroensis BOLLI
Globotruncana cf. *rosetta* (CARSEY)
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Ventilabrella eggeri CUSHMAN
Pseudotextularia acervulinoides (EGGER)
Pseudotextularia cf. *elegans* (RZEHAK)
Pseudotextularia varians RZEHAK
Ostracoden

Als leitend dient hier *G. mayaroensis* BOLLI (H. BOLLI 1951, H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN 1957) und das gehäufte Auftreten von *P. varians* RZEHAK; *P. elegans* (RZEHAK) ist nur noch in wenigen und untypischen Exemplaren vorhanden, was nach R. NOTH (1951) auch recht kennzeichnend für Obermaastricht ist.

Alttertiär

An einigen Stellen konnten noch Reste von Alttertiär nachgewiesen werden, wie z. B. im Zehningbach (Proben 64, 65), im Oberlauf des Weyregger Weidensbaches (Probe 334) und im Oberlauf des Auracher Weidensbaches (Probe 249).

Die Proben 64, 65, 334 stammen aus grauen bis fast schwarzen, meist sehr tonigen, weichen Mergeln bis Tonmergeln, die als kleine Reste in Oberkreidemergel eingeschuppt sind, und lieferten folgende Fauna:

Bathysiphon sp.
Dendrophrya sp.
Ammodiscus cf. *cretaceus* (REUSS)
Trochamminoides sp.
Cribrostomoides sp.
Ammobaculites sp.
Textularia div. sp.
Dentalina sp.
Lenticulina (Robulus) sp.
Lagena sp.
Bolivina sp.
Ellipsoglandolina sp.
Gyroidina sp.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Truncorotalia velascoensis occlusa (LOEBLICH & TAPPAN)

In diesen Proben finden sich hauptsächlich Sandschaler und benthonische Formen, die wenig kennzeichnend sind. Planktonische Foraminiferen[3]) sind selten, nur die an sich häufige *Globigerina triloculinoides* PLUMMER ist ausreichend vertreten. Diese Form tritt nach H. BOLLI (1957, p. 63) nur im unteren Paleozän auf, wird aber von N. N. SUBBOTINA (1953) und K. GOHRBANDT (1963) unverändert vom Dan bis ins unterste Eozän angegeben.

Wesentlich besser für eine stratigraphische Aussage eignet sich die in Probe 64 beobachtete *Truncorotalia velascoensis occlusa* (LOEBLICH & TAPPAN), die nach K. GOHRBANDT (1963) in Zone D und E (= Thanet und Ilerdien) auftritt und nicht mehr in das Untereozän reicht. Auch A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957, p. 191) führen diese Form aus der paleozänen Velasco-Formation Mexikos an.

Es kann also ziemlich sicher für diese Proben Paleozänalter angegeben werden; auch lithologisch stimmen die Mergel recht gut mit den von S. PREY (1950, p. 151) und F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958, p. 6) beschriebenen Paleozänmergeln überein.

Einen interessanten Fund konnte ich im Oberlauf des Auracher Weidensbaches machen. Mitten in graue Mergel eingeschuppt (Probe 248, Cenoman und Probe 250, Coniac-Santon) konnte ich einen Schubfetzen eines gelblich verwitternden, detritären Nummulitenkalksandsteines beobachten (Probe 249). Die Bestimmung der Großforaminiferen verdanke ich Herrn Prof. Dr. A. PAPP: Im Fossilbestand ist der große Reichtum von Assilinen bemerkenswert, Discocyclinen und Asterocyclinen sind selten. Die B-Formen der Assilinen können einen Durchmesser von 30 *mm* erreichen. Gehäuseform, Skulptur und Innenmerkmale sprechen für eine Zugehörigkeit zu *Assilina exponens* (SOWERBY) und *Assilina mamillata* (d'ARCHIAC), wie sie J. H. ZIEGLER (1960) aus dem Granitmarmor beschreibt. Die Embryonalkammern der A-Formen erreichen nicht optimale Größe, weshalb auf unteres Lutet geschlossen wird. Es wurden auch noch Bruchstücke von Austern, Pecten und Seeigeln beobachtet. Fazies und Fossilführung entspricht weitgehend den Adelholzener Schichten im Helvetikum Bayerns.

Zusammenfassung

Es konnten also auch in diesem Untersuchungsgebiet durch mikropaläontologische Methoden gezeigt werden, daß eine geschlossene Schichtfolge des Helvetikums von der oberen Unterkreide bis ans Ende der Oberkreide vorliegt, die tektonisch verschuppt und mehr oder weniger reduziert wurde. Über die Mächtigkeit der einzelnen Mergelpakete lassen sich keine fundierten Angaben machen, man ist auf grobe Schätzungen angewiesen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Oberkreidestufen scheinen durchwegs im Zehnermeter-Bereich zu liegen, für das gesamte Helvetikum ergäbe sich daraus eine Mächtigkeit von 100 bis 200 *m*, sicher jedoch unter 500 *m*. Hinweise für größere Schichtlücken finden sich nicht, es kann aber vermutet werden, daß das Alttertiär nur lückenhaft sedimentiert wurde.

---

[3]) Die Bestimmung führte cand. paläont. U. WILLE durch, wofür hier bestens gedankt sei.

Irgendwelche genauere paläogeographische Schlüsse lassen sich daraus jedoch nicht ableiten, da die Tektonik jede etwaige Diskordanz oder Erosionsform zerstört hat.

IV. Aufschluß- und Profilbeschreibung

Zur Illustration der in den stratigraphischen Abschnitten zusammengefaßten Ergebnisse und zur Darstellung der durch die Geländegegebenheiten notwendig gewordenen Kombinationen bei der Kartierung sollen hier einzelne größere und wichtige Aufschlüsse und mehr oder weniger zusammenhängende Profile beschrieben werden. Einige markante Aufschlüsse oder Profile wurden bereits in den stratigraphischen Abschnitten vorweg genommen.

1. Die helvetische Zone des oberen Aurachtales, des Auracher Weidensbaches und der Alexenau

Den östlichsten Aufschluß des Helvetikums fand ich an der S-Seite des Kollmannsberges am neuen „Güterweg Kollmannsberg" etwas SE vom Gehöft Bemel. Es stehen dort in einem kleinen Aufschluß an der Straßenböschung grünlichgraue Mergel des Obermaastricht (Probe 342) und rote Campanmergel an. Begleitet wird dieses Vorkommen von schwarzen Gaultschiefern des Flysches, in denen die bereits beschriebene Gault-Breccie (Probe 341) steckt. Weiter im E wurden keine Anhaltspunkte für Helvetikum beobachtet, aber wahrscheinlich streichen die bunten Mergel in den flachen Wiesenhängen weiter.

Nach W hin läßt sich das Helvetikum recht gut durch Lesesteine von roten und grünlichen Mergeln verfolgen. Die flache Senke zwischen dem Mühlbachgebiet und dem Oberlauf des Zechingbaches ist durch die Mergel des Helvetikums bedingt. Am Ursprung des Zechingbaches treten sie wieder anstehend auf. Weiter abwärts in diesem Graben finden wir dunkelgraue bis fast schwarze, sandige Mergel wahrscheinlich der Unterkreide und rote und grüne Oberkreidemergel. In einem stark verrutschten Grabenabschnitt verraten schwarze Schiefer mit Calcitadern und Rollstücke von dunklem Quarzit die Anwesenheit von Gault. Nach einer Strecke aufschlußlosen Geländes folgt in großen Blöcken typischer grobkörniger Reiselsberger Sandstein. Es tauchen nun noch einmal in einer Rutschmasse neben schwarzen Gaultschiefern und Quarzitbrocken bunte helvetische Mergel auf und zirka 50 *m* unterhalb stehen stark verfaltete und verschieferte grünlichgraue und dunkelgraue Mergel des Helvetikums an. Auch der unmittelbar W liegende Zehningbach zeigt einen mehrmaligen Wechsel von Helvetikum, Gaultflysch und der Serie mit Reiselsberger Sandstein. Aus dem mittleren Teil dieses Grabens stammen auch die Proben 64 und 65, die eine Alttertiärfauna geliefert haben. Die große W—E-streichende Flyschantiklinale, in deren Kern das Helvetikum fensterartig auftritt, taucht hier rasch nach E ab und setzt sich nur als schmale Störungszone am S-Hang des Kollmannsberges fort (Taf. 2, Profile 1—3).

Etwa beim Gehöft „Brettermoos" erreicht die N-Grenze des Helvetikums die Aurach. Ein besonders instruktives Profil durch das Helvetikum findet sich im Graben E des Rottensteiner Baches, das hier genauer besprochen werden soll (Taf. 3, Fig. 2).

Das Profil stammt aus einem nicht sehr tief eingeschnittenen, flach ansteigenden (zirka 60 *m* auf 500 *m* Länge) Graben, dem einzigen im ganzen Kartierungsgebiet, der ein so gut aufgeschlossenes und so langes Profil bietet. Allerdings stellte sich bei der mikropaläontologischen Untersuchung heraus, daß die meisten Proben sehr schlecht erhaltene Faunen führten. Durch Vergleich mit gut einstufbaren Einzelproben aus anderen Aufschlüssen ist jedoch auch hier eine bedingte stratigraphische Aussage möglich.

Bei der Mündung des Grabens in die Aurach stehen im Flußbett einige Bänke von roten und grünen Mergeln an, die jedoch, da sie stets zirka 1 *m* unter Wasser liegen, nicht beprobt werden konnten. Im Graben aufwärts findet sich zirka 50 *m* hindurch kein Aufschluß; dann folgen wieder etwa 70 *m* rote und grüne Mergel, die auf Grund der Globotruncanen ins obere Turon bis ?Santon eingestuft werden können (Probe 45 a). Nach 10 *m* ohne Aufschluß folgen zwei nur je 20 *cm* mächtige rote, grün gefleckte Mergellagen, die jedoch ins höhere Campan gestellt werden müssen (Probe 45 b), und die mit schwarzen bis dunkelgrauen Schiefern (Probe 45 c) verschuppt sind. Letztere lieferten keine Foraminiferen, es ist auf Grund von lithologischen Vergleichen wahrscheinlich, daß sie den tiefsten Teil des Helvetikums, vermutlich obere Unterkreide, repräsentieren. Hier kann also eine tektonische Grenze zwischen den in die höhere Oberkreide einzustufenden roten und den in die obere Unterkreide einzustufenden schwarzen Mergeln bis Schiefern angenommen werden. Es folgen auf diese schwarzen Mergel dunkelgraue bis grünlich gefleckte Mergel (Probe 45 e) mit ebensolchen Kalkbänken, die in der Schlämmprobe primitive einkielige *Globorotaliidae* [? *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER)] erkennen lassen und dadurch recht gut in das Cenoman bis Unterturon einzustufen sind. Die nun folgenden roten bis weißen Kalke gehören wohl ins Oberturon bis ? Santon (Probe 45 f), und Probe 45 g aus roten Mergeln lieferte eine brauchbare Fauna, die durch *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ und *G.* cf. *arca* (CUSHMAN) auf (? höheres) Campan hinweist. Da darauf wieder graue, gefleckte Mergel und Kalke des Cenoman bis Turon folgen, haben wir hier eine stark reduzierte Schuppe des Helvetikums vor uns, die eine Schichtfolge von der Unterkreide bis ins (? obere) Campan aufweist. Wir können in diesem Graben noch vier weitere, im Prinzip ähnlich gestaltete Schuppen erkennen, und zwar von Probe 45 h—45 k, 45 l—45 m, 45 n—45 r und von 45 s—45 v. Die scheinbare große Mächtigkeitszunahme der schwarzen sowie der grünlichgrau gefleckten Mergel im oberen Grabenabschnitt ist durch eine Änderung sowohl der Grabenrichtung als auch der Fallrichtung der Mergel bedingt. Der Graben verläuft im unteren Teil in S-Richtung, dreht aber im oberen Teil allmählich auf SE; die Mergel fallen, jeweils steil, im unteren Grabenabschnitt 170° bis 180°, im oberen Teil jedoch zwischen 220° und 200°, streichen also hier fast parallel zum Graben.

Dieses Beispiel zeigt sehr gut die ungemein komplizierte Innentektonik des Helvetikums, die im Prinzip im ganzen Gebiet zwischen Traunsee und Attersee gleich ist. Es war nicht möglich, diese Verschuppung auf

einer Karte zur Darstellung zu bringen. In dem Streifen von Helvetikum, der auf der Kartenskizze 1 : 10.000 (Taf. 3, Fig. 1) festgehalten ist, wurde jeder Aufschluß beprobt und nach Möglichkeit faunistisch eingestuft. Auch das Kartenbild zeigt die äußerst starke Verknetung der helvetischen Mergel. Über die relativ großen aufschlußlosen Strecken war eine Verfolgung der einzelnen Horizonte nicht möglich. Eine Umgrenzung der meist sehr kleinen Aufschlüsse im Helvetikum konnte aus zeichentechnischen Gründen nicht vorgenommen werden.

Alle von der Aurach nach S führenden Gräben zwischen Brettermoos und Auracher Weidensbach zeigen meist gute Aufschlüsse von helvetischen Mergeln. In diesem Abschnitt wurden auch die meisten Schlämmproben aufgesammelt. Im Aurachtal selbst sind allerdings nur wenige Aufschlüsse zu sehen. Der größte Aufschluß findet sich am südlichen Prallhang der Aurach S des Gehöftes Herbstau, wo grünlichgraue bis dunkelgraue Mergel und dichter, teilweise „tintig" gefleckter Mergelkalk der Unterkreide bis ?Cenoman in dünnbankiger Wechselfolge anstehen (Probe 91).

Die flachen Hügel zwischen Auracher Weidensbach und Aurach bis etwa zum Klammbichl werden von Moränen aufgebaut. Diese Moränen liegen wahrscheinlich zum größten Teil auf Helvetikum, wie Aufschlüsse von helvetischen Mergeln im Graben W Kirchbergmoos und am N-Fuß des Klammbichls zeigen. Hier erreicht das Helvetikum seine größte N—S-Erstreckung von etwa 1 *km*. Am N-Fuß des Klammbichls nähern sich die Kalkalpen bis auf zirka 150 *m* dem Helvetikum, allerdings verhindern die schlechten Aufschlüsse die dazwischen liegenden Flyschserien genauer festzustellen.

Das Helvetikum folgt nun, sich allmählich verschmälernd, dem Auracher Weidensbach in W-Richtung. Die S-Grenze des Helvetikums ist im Gebiet der Großen Alm durch Moränen verdeckt. Die N-Grenze der helvetischen Mergel am S-Hang des Miesenberges ist aber durch Aufschlüsse in kleinen Gräben und durch Lesesteine gut festzulegen. Das Helvetikum zeigt auch hier das sehr bunte Bild wie weiter im E, die verschiedenen roten, grauen, grünlichen und schwarzen Mergel bis Schiefer wechseln rasch und vollkommen unregelmäßig. E des Meridians der Großen Alm herrscht im allgemeinen E—W-Streichen vor, das Einfallen ist meist steil nach S gerichtet, nur vereinzelt tritt (stets steiles) N-Fallen auf. W dieses Meridians dreht das Streichen auf WNW bis NW. Es zeigt sich hier deutlich die Abhängigkeit des Grabenverlaufes von der Streichrichtung der weichen helvetischen Mergel.

Im Oberlauf des Weidensbaches findet sich ein größerer grobblockiger Schuttkörper, der hauptsächlich aus Reiselsberger Sandstein besteht. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Rest einer älteren, bergsturzartigen Absackung vom Miesenberg, wo die Serie mit Reiselsberger Sandstein in größerer Mächtigkeit ansteht. Hier nimmt auch, wie im E, die N—S-Erstreckung des Helvetikums wieder ab und man kann wie im E, Verschuppung von Reiselsberger Sandstein i. e. S. mit helvetischen Mergeln beobachten.

Der am Ende der Forststraße entlang des Auracher Weidensbaches (bei Kote 737) von S einmündende Graben bietet recht interessante Verhältnisse. Unmittelbar oberhalb der Mündung finden sich schwarze, stark

sandige Schiefer der Unterkreide, die etwa 150—200 *m* grabenaufwärts gut verfolgbar sind. Es folgen grünlichgraue bis graue, tintig gefleckte Mergel des Cenomans bis Unterturons, die eine brauchbare Rotaliporenfauna geliefert haben (Probe 248). Das Einfallen beträgt 225/45. Nach etwa 150 *m* aufschlußlosen Geländes, in dem aber kleine Rutschungen stets helvetische Mergel verraten, kann man am orographisch linksseitig verlaufenden Weg den kleinen Aufschluß des bereits beschriebenen Nummuliteneozäns beobachten (Probe 249). Dieser Aufschluß liegt am SE-Ende eines kleinen, zirka 5 *m* hohen und 30 *m* langen NW-streichenden Rückens, der anscheinend das ganze Eozänvorkommen darstellt. Weder nach NW noch nach SE konnte dieses Vorkommen weiter verfolgt werden. Nach zirka 50—70 *m* aufschlußlosen Geländes folgt eine grünlichgraue, stark mit schwarzen Schiefern verfaltete Mergelserie, aus der zunächst Probe 350 (Untermaastricht) und 20 *m* weiter Probe 250 (Coniac-Santon) entnommen wurde. Dieser stark verschuppten Serie folgen nach etwa 100—150 *m* rote Campanmergel. Folgt man dem W-Ast des sich nun gabelnden Grabens, dann trifft man etwa in 850 *m* Höhe an der im Rohbau angelegten Forststraße oberhalb des Almstalles auf die Grenze zwischen Flysch und Helvetikum. Während auf der Straße selbst noch die bunten helvetischen Mergel anstehen, findet man an der bergwärtigen Böschung hauptsächlich schwarze Schiefer mit „Ölquarziten" (Flyschgault) und dichte, hellgraue Kalke, die möglicherweise von einem kleinen Vorkommen von Flyschneokom stammen können.

Die flache Senke zwischen Miesenberg und Hohem Krahberg (Almstall) wird durch die weichen helvetischen Mergel verursacht. Unmittelbar W des Almstalles finden sich im Oberlauf des Weyregger Weidensbaches wieder die bunten Mergel des Helvetikums und setzen sich, nun wieder in W-Richtung streichend und sich stets verschmälernd, in den flachen N-Hängen des Hohen und Niederen Krahberges fort und erreichen bei Kote 773, nur noch zirka 50 *m* mächtig, den Graben S der Weidensbacher Holzstube. Hier treten, stets steil S-fallend, rote Mergel, grünliche Mergel (Probe 207, Coniac-Santon) und weiße dichte Mergelkalke auf. Dieser schmale Streifen setzt sich in W-Richtung fort, folgt dem Oberlauf des Aurachkargrabens, streicht über den Sattel N des Bramhosenberges und erreicht den Oberlauf des Alexenauer Baches. Auch in dieser sehr schmalen helvetischen Zone sind die bunten Mergel stets stark verschuppt und wechseln im Meter-Bereich. Hier verschwindet nun der gut verfolgbare Zug von Helvetikum unter einer gleich am Grabenbeginn einsetzenden großen Rutschzone und taucht, sicher anstehend, erst wieder im Unterlauf des Alexenauer Baches auf. In letzterem, S bis SE-streichenden Vorkommen ist wieder die ganze Schichtfolge vertreten. Neben schwarzen Unterkreidemergeln (Probe 319) wurde noch Campan (Probe 311) und Maastricht (Probe 312) nachgewiesen.

Die großen Rutschungen im Bereich des Alexenauer Baches (von den dortigen Forstleuten „Bramhosenrutschung" bezeichnet), die der großen Rutschzone im Gschliefgraben E des Traunsees nur wenig nachstehen, haben ihre Ursache in den hier durchziehenden Schiefern und Mergeln des Helvetikums und des Flyschgaults, sowie in den wesentlich steileren Hangböschungen, die durch die glaziale Ausschürfung des Atterseetales bedingt sind.

Vom Verfasser wird, wie weiter unten dargelegt, dieses Helvetikumvorkommen als W-Fortsetzung des geschlossenen Helvetikumzuges weiter im E betrachtet und nicht, wie von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) als eigene, nördliche Aufbruchszone gedeutet.

2. Der Flysch zwischen Kalkalpen und Helvetikum

Im E-Abschnitt dieses S Flyschstreifens bis zum Klammbichl waren befriedigende geologische Ergebnisse nur selten zu erzielen. Vor allem die starke Überstreuung mit kalkalpinem Schutt macht sich hier störend bemerkbar.

Am S-Rand des Helvetikums ist ein schmaler Streifen von Gaultschiefern und Quarziten durch Lesesteine meist recht gut zu verfolgen, Aufschlüsse finden sich hingegen nicht.

Der bewaldete Höhenzug, der von „Windlingern" nach NE zieht, wird von der Serie mit Reiselsberger Sandstein aufgebaut, wie Lesesteine am Kamm zeigen. Diese quert N von Winglingern den Zehningbach und keilt dann aus. Zwischen Reiselsberger Sandstein i. e. S. und Zementmergelserie schaltet sich im Bereich des Zehningbaches noch ein schmaler Streifen von Oberen Bunten Mergeln ein, die hier als Wechsellagerung von grünlichgrauen, tonigen, teilweise pflanzenhäckselreichen Tonmergeln und mürben, grauen, braun verwitternden, glimmerreichen Sandstein ausgebildet sind. Das steil überkippte N- bis NW-Fallen dieser bunten Schiefer deutet die komplizierte Innentektonik der Flyschzone vor allem am Kalkalpenrand an. Es ist hier auch zur Ausbildung von im N geschlossenen Mulden gekommen.

Die Serie mit Reiselsberger Sandstein findet sich nur noch in Lesesteinen am Güterweg „Kollmannsberg" und, eingeschuppt in Gaultschiefer, im oberen Zehningbach; Obere Bunte Mergel kommen noch S Kirchbergmoos, verschuppt mit Zementmergelserie vor.

In einigen Aufschlüssen im Oberlauf des Mühlbaches und seiner Seitengräben findet man Zementmergelserie vor allem in einer dünnbankigen Ausbildung, wie bereits im stratigraphischen Teil geschildert wurde. Das mittelsteile SW-Einfallen der Zementmergelserie zeigt hier sehr deutlich die tektonische Unabhängigkeit der Flyschzone von den Kalkalpen, die hier steil gegen N fallen.

Ein kleiner Aufschluß im Mühlbach E der Mündung des Holzergrabens zeigt dunkelgraue und grünliche Tonschiefer sowie graue, sandige Fukoidenmergel, die möglicherweise in die Mürbsandsteinführende Oberkreide gehören. Mürbsandsteine und der „Tongallensandstein" konnten jedoch nicht beobachtet werden. Auch eine Schlämmprobe brachte keine Klärung. Es wäre dies das einzige Vorkommen von Mürbsandsteinführender Oberkreide S des Helvetikums.

Durch den im Mühlbachgebiet ziemlich reichlichen kalkalpinen Hangschutt und einen größeren Bergsturz wird die weiter gegen W gut verfolgbare Grenze zwischen Flysch und Kalkalpen verdeckt. Sie scheint jedoch in E-Richtung zu verlaufen und verschwindet S „Gütl im Eck" endgültig unter den Moränen des Vichtauer Zungenbeckens. Daß die Kalkalpengrenze unter den Moränen nicht wesentlich nach N vorspringt, ist nicht nur durch

die eiszeitliche Anlage des Vichtauer Zungenbeckens zu erschließen, sondern läßt sich auch durch die reichliche Flyschgeröllführung der Moränen belegen.

W des Klammbichls wird die südliche Flyschzone rasch breiter, da das Helvetikum in WNW-Richtung streicht, die Kalkalpen aber in SW-Richtung zurückweichen.

Besonders kennzeichnend sind die Verhältnisse am S-Rand des Helvetikums im Bereich des Bramhosenberges: Die breite Flyschantiklinale des E spaltet sich hier in zwei schmale Aufbruchszonen und zwischen diese schiebt sich ein nach W breiter werdender Streifen von Zementmergelserie. Die tektonischen Verhältnisse sind hier im Einzelnen sehr kompliziert, wie das Profil des Grabens S der Weidensbacher Holzstube zeigt (Abb. 1).

Der Vollständigkeit halber wollen wir das Profil nur wenig NW der Weidensbacher Holzstube beginnen, wo man im Bachbett des Weyregger Weidensbaches und an der Böschung der Forststraße typische Zementmergelserie findet, die mit etwa 80° überkippt nach S einfällt. Die Weidensbacher Holzstube selbst steht auf einem schmalen Streifen von Talalluvionen, jedoch nur einige Meter S der Bachgabelung schneidet der Bach an der orographisch rechten Böschung Obere Bunte Mergel an, in denen zunächst der Anteil an roten Mergeln wesentlich zurücktritt. Es überwiegen hier dünnbankige, graue Kalksandsteine und weiche, grünliche bis graue, tonreiche Mergel bis Schiefer. Die bunten Mergel streichen hier generell E—W, das Einfallen wechselt aber sehr rasch zwischen steilem N- und steilem S-Fallen. Im Aufschluß 204 ist eine Spitzfalte zwischen 020/65° und 210/50° fallenden Schichten aufgeschlossen. Auch saigere Lagerung konnte beobachtet werden. Im einzelnen kann jedoch diese sehr lebhafte Verfaltung nicht aufgelöst werden. Die Oberen Bunten Mergel sind bis etwa 50 *m* S der Mündung des Aurachkargrabens immer wieder aufgeschlossen oder in Lesesteinen und kleinen Böschungsrutschungen zu erkennen. Es finden sich auch, neben nun zahlreichen roten Mergelsplittern, viele größere Blöcke von Reiselsberger Sandstein i. e. S., die auf eine bereits im stratigraphischen Abschnitt beschriebene Verzahnung dieser beiden Serien hinweisen, eindeutige Aufschlüsse waren aber im Sommer 1961 und 1962 nicht vorhanden.

Zirka 50 *m* oberhalb der Mündung des Aurachkargrabens findet sich der bereits ausführlich behandelte Aufschluß 205 aus der Serie mit Reiselsberger Sandstein und 100 *m* weiter S steht steil überkippt nach S einfallender Reiselsberger Sandstein i. e. S. an (Nr. 206).

In dem ab hier etwas stärker ansteigenden Graben folgt nun eine längere aufschlußlose Strecke, in der aber Gaultflysch durch Lesesteine von schwarzen Schiefern, harten dunklen Quarziten und rissigen dunklen Sandsteinen eindeutig nachzuweisen ist.

Diese ganze Abfolge stellt ein kaum reduziertes Profil des Liegendschenkels der großen Antiklinale dar, in deren Kern auch hier das Helvetikum auftritt. Nicht ganz 50 *m* N der Kote 773 treten nämlich, zunächst in einer vom rechten Hang in den Graben ziehenden Rutschung, dann aber auch anstehend, rote und grünlichgraue, helvetische Mergel sowie hellrote und weiße, dichte Kalke auf, die wieder mit 80° gegen S einfallen. Die aus den grünlichgrauen Mergeln entnommene Schlämmprobe (Probe 207) lieferte eine brauchbare Fauna, die in den Bereich ?Coniac bis Santon

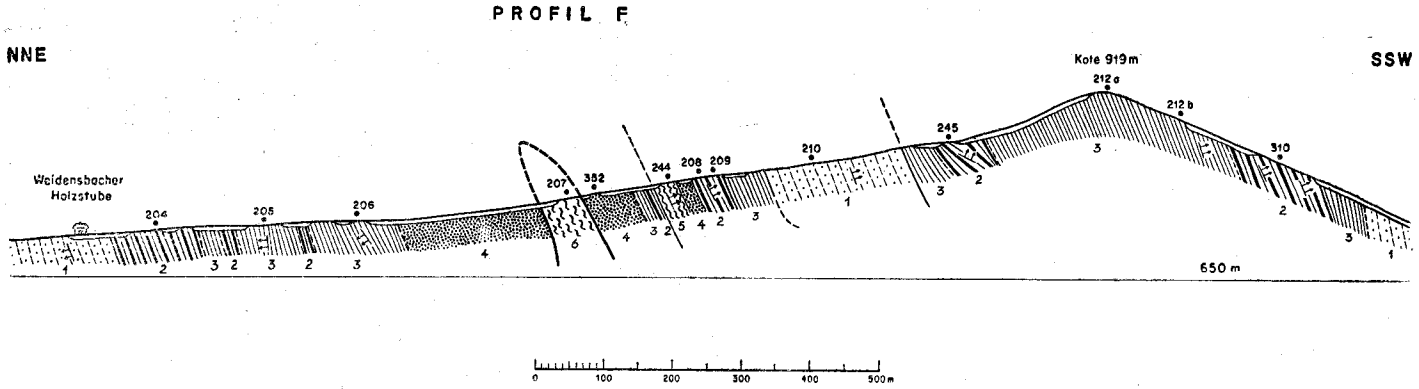


Abb. 1: Profil durch den Graben S der Weidensbacher Holzstube

Legende: Flyschzone: 1 Zementmergelserie, 2 Obere Bunte Mergel, 3 Serie mit Reiselsberger Sandstein, 4 Gault, 5 Neokom; Helvetikum: 6

eingestuft wurde. Die roten Mergel und die Kalkbänke wurden ohne faunistische Belege in das Turon bis Coniac gestellt, da Kalkzwischenlagen im Campan sehr selten sind. Das gesamte Helvetikum erreicht hier eine Breite von max. 100 *m*.

Der Hangendschenkel dieser Antiklinale ist wesentlich komplizierter gebaut und es konnten mindestens zwei weitere Schuppen festgestellt werden. Im westlichen Graben finden sich zunächst unmittelbar oberhalb der Bachgabelung, eingebettet in eine Rutschmasse von schwarzen Gaultschiefern, einige etwa 0·5—1 *m* mächtige Bänke einer dunklen Breccie, dem Habitus und der Position nach gut mit der Breccie vom Kollmannsberg vergleichbar. Hierauf folgen, angedeutet durch Lesesteine, Serie mit Reiselsberger Sandstein und Obere Bunte Mergel; diese Abfolge stellt die erste, stark reduzierte Schuppe dar.

Nach einem mehrere Kubikmeter großen isolierten Block von Reiselsberger Sandstein beginnt mit einer kleinen Steilstufe die zweite Schuppe mit einem dichten und harten Neokomkalk (Probe 244). Auf diese nur etwa 20—30 *m* mächtige Neokomserie, die ebenfalls steil gegen S einfällt, folgt, durch eine Rutschung mit schwarzen Schiefern und Quarzitblöcken gut feststellbar, Flyschgault. Nur wenige Schritte weiter aufwärts stehen an der rechten Grabenböschung in einem großen Aufschluß Obere Bunte Mergel an (Proben 208, 209). Auch hier ist wieder die starke Verfaltung und Verschieferung festzustellen, das Einfallen ist meist steil gegen S gerichtet. Probe 208 lieferte eine typische Fauna der Oberen Bunten Mergel. Grabenaufwärts verraten einige größere Blöcke von grobkörnigem, glimmerreichen, mürb verwitternden Sandstein die Serie mit Reiselsberger Sandstein.

Die nun folgende Zementmergelserie ist gut aufgeschlossen und fällt steil und nicht überkippt nach S ein. Dünnbankige harte Kalksandsteine und graue Mergel überwiegen zunächst (basaler Teil der Zementmergelserie); weiter oben werden die etwa 1 *m* mächtigen, grauen, harten, mittel- bis feinkörnigen Kalksandsteine häufiger. Stärker kieselige Lagen bis Hornsteine konnten an mehreren Stellen beobachtet werden. Diese hier 250 *m* hindurch aufgeschlossene Zementmergelserie hebt nur wenig E davon rasch aus. In dem von Kote 773 in SE-Richtung verlaufenden Graben ist eine stark gestörte Neokomfolge aufgeschlossen, in die aber wahrscheinlich verschiedene jüngere Flyschschichtglieder eingeschuppt sind. Es handelt sich hier um das E-Ende der im W rasch breiter werdenden eingeschuppten Synklinale von Zementmergelserie. Grabenaufwärts folgt dann an der den Graben querenden Forststraße der große Neokomaufschluß (Nr. 336) der bereits zur S-Umrahmung der Zementmergelserie-Schuppe gehört (vgl. S. 167 und Taf. 2, Profile 9—11).

In diesem Profil und etwas weiter östlich, in der Gegend des Almstalles, ist deutlich zu erkennen, daß die S der Zementmergelserie folgende Serie mit Reiselsberger Sandstein und die Oberen Bunten Mergel der gleichen großen Antiklinale entstammen, die hier durch den synklinalartig eingeschuppten Keil von Zementmergelserie in zwei schmale Aufbruchszonen gespaltet wird.

Oberhalb der Zementmergelserie folgen, bereits der nächsten Schuppe angehörend und durch Lesesteine angedeutet, Reiselsberger Sandstein,

sowie im Graben selbst nur stark verwittert aufgeschlossen, Obere Bunte Mergel. Probe 245 wurde 250 *m* E der Profillinie, im Streichen des Grabenaufschlusses, an der Böschung einer neu angelegten Forststraße entnommen. Dort fallen die Oberen Bunten Mergel in normaler Lagerung mit 25° gegen S ein. Der wieder etwas steiler ansteigende Graben zeigt nun, hauptsächlich in Rollstücken und Lesesteinen, Reiselsberger Sandstein, der bis Kote 919 und noch ein Stück nach S im Stubengraben vorhanden ist, wo er mit 70° gegen SE einfällt. Im schlecht aufgeschlossenen Stubengraben sind dann abermals Obere Bunte Mergel (Nr. 310), Serie mit Reiselsberger Sandstein und schließlich Zementmergelserie zu erkennen. Diese Zementmergelserie ist bereits die streichende Fortsetzung der breiten Synklinale vom Hohen Krahberg.

Die komplizierten Lagerungsverhältnisse wurden auf den Profilskizzen durch Pfeile veranschaulicht; diese weisen jeweils auf die im Aufschluß festgestellte normale Lagerung hin.

E von diesem sehr eindrucksvollen Profil keilt die Zementmergelserie rasch aus. Die Serie mit Reiselsberger Sandstein und die Oberen Bunten Mergel von Kote 919 streichen im N-Hang des Hohen Krahberges nach E weiter und bilden hier bereits den unmittelbaren S-Schenkel der Helvetikum-Antiklinale.

W der Profillinie sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Die in der Mächtigkeit stark reduzierte Folge vom Neokom bis zu den Oberen Bunten Mergeln keilt rasch aus, und die Zementmergelserie tritt fast unmittelbar an das Helvetikum, nur durch eine schmale, ausschließlich durch Lesesteine feststellbare Zone von Gaultflysch von diesem getrennt. In den großen Rutschungen im Alexenauer Bach (Bramhosenrutschzone) treten neben verschiedenen Flysch-Rollstücken auch vereinzelt bunte helvetische Mergel auf. S der Alexenau grenzt die Zementmergelserie direkt an das Helvetikum.

Im S dieser eingeschuppten Synklinale zieht von Kote 919, zunächst am S-Hang und dann am Kamm des Bramhosenberges nach W ein wieder nur durch Lesesteine verfolgbarer Zug von Serie mit Reiselsberger Sandstein und Oberen Bunten Mergeln bis zum Seeleithengraben und verschwindet dort unter einer größeren Rutschung. Bei der Mündung des Seeleithengrabens in den Attersee sind Reiselberger Sandstein und Obere Bunte Mergel nur noch als Rollstücke in der schmalen Zunge der Rutschung festzustellen, unmittelbar N und S steht Zementmergelserie an.

Der Hohe und der Niedere Krahberg werden durch eine wenig komplizierte Synklinale von Zementmergelserie aufgebaut, die im N und im S von Oberen Bunten Mergeln und der Serie mit Reiselsberger Sandstein unterlagert wird. Die S-Grenze dieses Muldenkernes streicht etwa bis zum Wirtshaus Kienklause in W-Richtung, wie mehrere Aufschlüsse von Oberen Bunten Mergeln und Reiselsberger Sandstein im Oberlauf des Kienbaches zeigen, biegt aber dann in SW-Richtung um und verschwindet unter der ausgedehnten Moräne S des Kienbaches. Erst im Steinbach ist wieder die Serie mit Reiselsberger Sandstein aufgeschlossen. Der Unterlauf des Steinbaches zeigt mehrere gute Aufschlüsse in Zementmergelserie. Schöne Aufschlüsse dieser Zementmergelserie-Mulde befinden sich auch im tief eingeschnittenen Kienbachtal W des Wirtshauses Kienklause.

S des Kienbaches bis zur Kalkalpengrenze gibt es nur noch wenige Flyschaufschlüsse. Im Zwieselgraben und im Steinbach sind noch Reiselsberger Sandstein und Obere Bunte Mergel aufgeschlossen; je ein Aufschluß im Steinbach und in einem Seitengraben des Zwieselbaches zeigt, graue, harte, sandige Mergel und gebankte dichte Kalksandsteine und läßt somit eine weitere Mulde von Zementmergelserie vermuten. Lesesteine zeigen zwar, daß die Flyschzone hier nur wenig N der Wettersteinkalk- und Hauptdolomitwände beginnt, aber für eine durchgehende Seriengliederung sind diese Hinweise doch zu wenig.

Die Möglichkeit, daß im Graben E Forstamt am Attersee ein neuerlicher Helvetikumsaufbruch vorliegt (Probe 328), wird im Abschnitt über die Kalkalpen ausführlicher behandelt.

3. Die Flyschzone N des Helvetikums

Der N-Schenkel der großen Flyschantiklinale zeigt die gesamte Schichtfolge vom Gaultflysch bis zur Mürbsandsteinführenden Oberkreide, die weiter im N zum beherrschenden Schichtglied wird; nur schmale Antiklinalen von Zementmergelserie tauchen unter der Mürbsandsteinführenden Oberkreide auf.

Ein Profil durch den tieferen Teil des N-Schenkels dieser Antiklinale wurde schon beschrieben (Profil durch den Graben S der Weidensbacher Holzstube, Abb. 1). Im Moosbach NE der Großen Alm bietet sich ein weiteres, gut aufgeschlossenes Profil an, welches im Prinzip dasselbe Bild aufweist: Über dem Helvetikum folgen Gaultschiefer, Serie mit Reiselsberger Sandstein, Obere Bunte Mergel und abermals Serie mit Reiselsberger Sandstein. Eingeschuppt in die folgende Zementmergelserie zeigt sich ein weiterer Span von Serie mit Reiselsberger Sandstein, der sich durch Lesesteine noch ein Stück nach W in den S-Hang des Miesenberges verfolgen läßt. Im Oberlauf des Moosbaches taucht die mittelsteil gegen N einfallende Zementmergelserie unter die Mürbsandsteinführende Oberkreide ab. Hier wurden auch Hornsteine in den hangenden Partien der Zementmergelserie beobachtet (Nr. 165).

In den Gräben E des Moosbaches sind die Aufschlußverhältnisse außerordentlich schlecht. Man ist hier hauptsächlich auf Lesesteinkartierung angewiesen. Die Rollstücke von der am Kamm des Höhenzuges von Hochkreuth anstehenden Mürbsandsteinführenden Oberkreide stecken in einer den ganzen Hang überziehenden dicken Verwitterungsschicht, wobei ziemlich gleichmäßig graue, etwas sandige Mergel und mittel- bis feinkörnige Kalksandsteine vertreten sind. Die typischen Mürbsandsteine verwittern sehr rasch und bilden keinen wesentlichen Bestandteil der Lesesteine. Die Hauptgesteine der Zementmergelserie sind aber gleichfalls entsprechende Mergel und Kalksteine, diese Serien sind also durch Lesesteine kaum zu trennen. Dies gilt natürlich für das ganze nördliche Kartierungsgebiet.

Die Serie mit Reiselsberger Sandstein am S-Hang von Hochkreuth streicht in den besiedelten Wiesenhängen oberhalb des Aurachtales durch und ist nur ganz selten durch einzelne Rollstücke zu belegen. Wahrscheinlich dünnt sie hier aus, weiter im E im Zehningbach ist sie nur noch wenige Zehnermeter mächtig. Anzeichen von Oberen Bunten Mergeln wurden nicht beobachtet.

Die steile Erhebung des Kollmannsberges E der Aurach wird von Zementmergelserie aufgebaut, die durch das Abtauchen des Helvetikum-Aufbruches hier wesentlich breiter in Erscheinung tritt. Brauchbare Aufschlüsse, in denen das Einfallen gemessen werden konnte, waren auch hier sehr selten.

Das nördliche Flyschgebiet bietet recht wenig Abwechslung. Der Bearbeiter hatte hier vor allem mit dem bereits oben erwähnten Problem der Grenzziehung zwischen Zementmergelserie und Mürbsandsteinführender Oberkreide zu kämpfen. Es mußten deshalb auf der Karte oft nur vermutete Grenzen eingetragen werden.

Im Tal der Wesenaurach und ihren nördlichen und südlichen Seitengräben wurde der Versuch unternommen, die Innentektonik der Mürbsandsteinführenden Oberkreide wenigstens teilweise aufzulösen. Es wurden dazu möglichst viele Messungen des Einfallens vorgenommen und dabei immer Schichtober- und -unterseite festgehalten. Die Ergebnisse sind in der Profilserie (Abb. 2) zusammengefaßt und zeigen, daß fast alle Erscheinungen auf eine enge, stellenweise isoklinale Verfaltung zurückgeführt werden können. Sicher werden auch Durchscherungen und Schuppungen eine nicht unbedeutende Rolle spielen, doch lassen sich diese in der Natur nur äußerst selten beobachten.

Eine deutliche Unterbrechung in dem sonst generellen E—W-Streichen der Flyschzone findet sich im Bereich des Alexenauer Baches und des Wachtberges am Attersee. Bereits das Helvetikum zeigt in den Aufschlüssen in der Alexenau N—S-Streichen. Dem Alexenauer Bach aufwärts folgt, nur durch Rutschtendenz und Rollstücke angedeutet, Gaultflysch, sodann die hier geringer mächtige Serie mit Reiselsberger Sandstein, hauptsächlich durch einen etwa 50 *m* mächtigen Reiselsberger Sandstein-Komplex vertreten. Weiter im E setzt die Zementmergelserie ein, die zunächst mit 80° überkippt gegen WNW unter die Serie mit Reiselsberger Sandstein einfällt. Bei der Gabelung des Baches in einen E- und S-Ast sind mächtige Bänke der grauen, typischen Zementmergel und harte, dichte Kalksandsteine aufgeschlossen, die mit 50° bis 60° in aufrechter Lagerung gegen E einfallen. Wenn man dem S-Graben aufwärts folgt, kommt man nach 300 *m* wieder in die Serie mit Reiselsberger Sandstein und zirka 500 *m* S der Bachgabel erreicht man die Zungen der großen Bramhosenrutschung. Der E-Graben führt weiter in das Hangende. Die Zementmergelserie ist zirka noch 200 *m* gut verfolgbar, dann fördert eine kleine Rutschzone tonreiche, dunkelgraue bis grüngraue Mergel und dünnbankige Sandsteine zu Tage, die bereits Oberste Bunte Schiefer verraten. Nur wenige Meter weiter aufwärts folgt ein Komplex von mittel- bis grobkörnigem, ton- und glimmerreichen, mürben Quarzsandsteinen, und unmittelbar angrenzend sind im Graben Oberste Bunte Schiefer (Probe 316) aufgeschlossen, die 050/50° nicht überkippt einfallen. Ab hier verläuft der Graben bis zu seinem Ursprung in einer Rutschzone, die neben verschiedenen Sandsteinen und Mergeln aus der Zementmergelserie und der Mürbsandsteinführenden Oberkreide auch häufig rote und grüne Tonmergelsplitter enthält, und somit deutlich den weiteren Verlauf der Obersten Bunten Schiefer anzeigt.

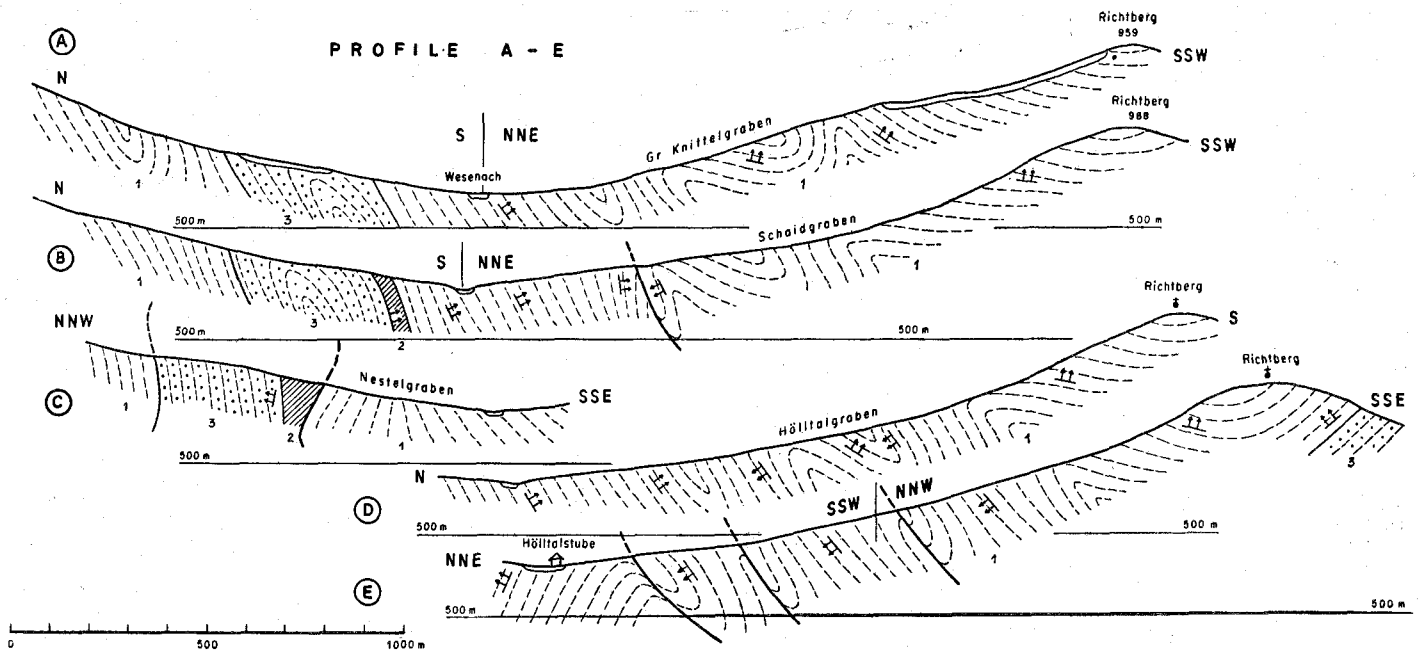


Abb. 2: Profilserie durch die oberen Flyschserien im Gebiet der Wesenaurach

Legende: 1 Mürbsandsteinführende Oberkreide, 2 Oberste Bunte Schiefer, 3 Zementmergelserie

Das NNW-Streichen der Flyschserien herrscht noch etwa bis zum Wachtberg vor, wie einige rote und grünliche Mergelsplitter aus den Obersten Bunten Schiefern auf einem verfallenen Güterweg des Wachtberggipfels zeigen.

Dieses Umbiegen der Streichrichtung wird auf eine Blattverschiebung, vielleicht zusammen mit einer Heraushebung des W-Teiles (das Helvetikum wird hier wieder breiter) zurückgeführt, die den W-Teil nach N verschoben hat. Bei der relativen Plastizität der Flysch- und Helvetikumserien ist es jedoch nicht zum Bruch gekommen, sondern die einzelnen Serien wurden stark verschleppt und ausgedünnt.

V. Tektonische Übersicht

Die tiefste tektonische Einheit, das Helvetikum, tritt im Kern der großen E—W-streichenden, durch das ganze Gebiet verfolgbaren Flyschantiklinale auf. Es zeigt sich auch hier sehr deutlich die Fensternatur des Helvetikums, was M. Richter & G. Müller-Deile (1940) als erste eindeutig ausgesprochen haben: Das Helvetikum wird stets vom tiefsten erhaltenen Schichtglied der Flyschzone überlagert, meist also vom Gaultflysch (das Neokom fehlt meistens). Auch die wesentlich stärkere tektonische Beanspruchung der helvetischen Aufbrüche innerhalb der Flyschzone deuten auf eine Überschiebung derselben durch den Flysch hin. Im einzelnen wurde die komplizierte Verschuppung des Helvetikums bereits im Abschnitt „Aufschluß- und Profilbeschreibung" dargestellt.

Die früher von E. Kraus (1944) und K. Leuchs (1947) vertretene Ansicht, das Helvetikum liege sedimentär auf dem Flysch, hat sich auch hier durch die stratigraphischen Ergebnisse sowie durch die Lagerungsverhältnisse als unzutreffend erwiesen. Die von K. Leuchs (1947) vorgenommene Verbindung der Nierentaler Mergel der Gosau mit den bunten Mergeln des Helvetikums (fälschlich ebenfalls als „Nierentaler Mergel" bezeichnet) ist somit hinfällig.

F. Aberer & E. Braumüller (1958) beobachteten im Raume von Mattsee zwischen dem Helvetikum und dem Flysch eine gewisse Divergenz im Streichen. Dies ist in den südlichen Fenstern des Helvetikums jedoch kaum zu erwarten, da durch die gemeinsame starke tektonische Beanspruchung dieser beiden Einheiten solche Unterschiede ausgeglichen wurden. In dem hier dargestellten Untersuchungsgebiet streichen Flysch und Helvetikum meist parallel in W—E-Richtung und fallen steil gegen S ein.

M. Richter & G. Müller-Deile (1940, p. 425) sprechen von einer disharmonischen Deckenfaltung zwischen Helvetikum und Flysch und erklären dadurch die Verbreiterung des Helvetikums im Aurachtal W Neukirchen. Auf ihrer Karte ist das Helvetikum stark übertrieben nach N ausspitzend eingezeichnet. Nach den Ergebnissen der detaillierten Neukartierung streicht die Zementmergelserie im N und im S aber mehr oder weniger parallel zum Helvetikum, nur wird die südliche Mulde der Zementmergelserie im E durch die weiter nach N vordringenden Kalkalpen größtenteils verdeckt. Es hat sich also ergeben, daß diese Flyschmulde nicht den

Deckensattel des Helvetikums überschreitet. Die Verbreiterung des Helvetikums wird auf eine kuppelartige Aufwölbung der Flyschantiklinale zurückgeführt.

Im allgemeinen ist die Flyschzone zwischen Traunsee und Attersee in einen engen, mehr minder isoklinalen, E—W-streichenden und steil S-fallenden Faltenbau gelegt. Sicher spielen auch Schuppung und Durchscherung der Falten eine nicht unbedeutende Rolle, aber bei den schlechten Aufschlußverhältnissen und der Einförmigkeit der Flyschserien ist eine solche nur schwer eindeutig zu erkennen. Die Profile (Abb. 2, Taf. 2) zeigen, daß fast alle tektonischen Erscheinungen bloß auf eine starke Verfaltung zurückgeführt werden können. Nur im Bereich der großen Flyschantiklinale [besonders deutlich im Gebiet S der Weidensbacher Holzstube (Abb. 1)] liegt eindeutig Schuppenbau vor. Im Streichen gehen diese Schuppenzonen aber meist in steile, isoklinale Falten über, eine Erscheinung, die wohl für die Flyschzone besonders typisch ist (vgl. S. Prey 1950, p. 158). Größere horizontale Überschiebungen innerhalb der Flyschzone wurden nicht beobachtet und sind auch nicht anzunehmen. Bedeutendere Querstörungen konnten, mit der ausführlich behandelten Ausnahme im Alexenauer Bach, nicht festgestellt werden.

Die diskordante Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone zeigt sich besonders deutlich bei Betrachtung des Kartenbildes, nicht aber im Einzelaufschluß. Der Kalkalpenrand liegt im W etwa am S-Ende des Attersees, streicht in NE-Richtung bis zum Ursprung der Aurach und setzt sich nach E bis Traunkirchen am Traunsee fort. Die W—E gerichteten Flyschfalten der SW-Ecke des Kartierungsgebietes streichen bis an die Kalkalpen heran und verschwinden unter diesen. Weiter im E ist nur noch ein schmaler Streifen der Zementmergelserie nicht überfahren worden. Auch für die Querstörung in der Flyschzone im Alexenauer Bach finden sich in den Kalkalpen keine entsprechenden Strukturen. Die Überschiebungstendenz der Kalkalpen auf die Flyschzone wird, im Gegensatz dazu, nach E zu stets stärker. Dies zeigt also, daß die Flyschzone bereits vor der Überschiebung der Kalkalpen gefaltet und sogar teilweise wieder abgetragen worden war (Fehlen der Mürbsandsteinführenden Oberkreide im S). Zu ganz analogen Ergebnissen kommen auch M. Richter & G. Müller-Deile (1940); sie sprechen deshalb von einer Reliefüberschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone (p. 427).

VI. Nördliche Kalkalpen

Es war nicht Aufgabe dieser Arbeit, auf die stratigraphischen und tektonischen Probleme des Höllengebirges und der Langbathzone (Langbathscholle, J. v. Pia 1912) näher einzugehen. Zur Abrundung des geologischen Bildes wurde lediglich ein schmaler Kalkalpenstreifen in die Karte aufgenommen. Die Eintragungen stützen sich auf die geologische Karte bei J. v. Pia (1912), auf die geologische Karte 1 : 75.000, Gmunden und Schafberg (Kalkalpenteil aufgenommen von G. Geyer), sowie auf eigene Begehungen.

Die von J. v. Pia (1912) vorgenommene Unterscheidung einer Höllengebirgsscholle und einer von dieser überschobenen Langbathscholle läßt sich auch morphologisch sehr gut beobachten. Während die mächtigen Wettersteinkalkmassen des zwischen 1500 und 1800 *m* hohen Höllengebirges im W mit steilen Wänden bis fast unmittelbar zur Flyschzone abbrechen, schaltet sich im E zwischen Flyschzone und Höllengebirge die nicht ganz 4 *km* breite Langbathzone ein, deren bewaldete Höhen 1000 *m* nicht wesentlich übersteigen. Die weicheren Geländeformen der Langbathzone werden vor allem durch die breiten Mulden von Neokommergeln bedingt, die nur von vereinzelten Steilstufen aus meist geringmächtigem Hauptdolomit und Plattenkalk unterbrochen werden.

Im W tritt die Höllengebirgsscholle fast bis an die Flyschgrenze heran, nur durch einen schmalen Neokomstreifen der Langbathscholle von dieser getrennt. Eine mächtige Stirnfalte der Höllengebirgsdecke aus geringmächtigem Hauptdolomit und mächtigem Wettersteinkalk liegt hier vor. Diese herrliche Stirnbildung in meist gut gebanktem Wettersteinkalk bildet bereits J. v. Pia (1912, Taf. XXV) ab; es ist dies auch ungefähr der Anblick, der sich dem Beschauer heute von der Straße Steinbach—Große Alm bietet. Unter dem Wettersteinkalk folgt an der gesamten NW-Flanke des Höllengebirges geringmächtiger Hauptdolomit als Liegendschenkel der Stirnfalte (J. v. Pia 1912). Die gesamte Langbathzone wird hier in der Hauptsache durch einen schmalen Neokomstreifen vertreten, der an der gesamten NW-Seite des Höllengebirges dem Hauptdolomit vorgelagert ist. Das Neokom ist in diesem Abschnitt meist durch graue bis dunkelgraue Mergel, stellenweise auch Fleckenmergel und durch graubraune, feinkörnige Sandsteine vertreten.

Im Graben E Forstamt am Attersee wurden am Wandfuß der Wettersteinkalk- und Hauptdolomitwände der Madlschneid auch rote Jurakalke mit Crinoiden festgestellt. Eine junge Rutschung, die unmittelbar am Wandfuß ihren Ursprung hat, bringt neben Neokommergeln mit Ammonitenbruchstücken auch ziemlich viel rotes Tonmaterial zu Tage. Da diese roten Mergel nirgends anstehend waren, wurde aus dem roten Tonteig der Rutschmasse eine Schlämmprobe (Probe 328) entnommen, die neben verschiedenen Sandschalern auch cenomane Rotaliporen und sogar Globotruncanen aus der oberen Oberkreide (Campan—Maastricht) lieferte. Diese an sich wertlose Mischfauna gibt jedoch wichtige Hinweise, daß hier möglicherweise noch ein Span von Helvetikum unmittelbar an der Kalkalpengrenze (? eingeschuppt in Neokom) zu erwarten ist. Die schlechten Aufschlußverhältnisse ließen aber weitere Beobachtungen nicht zu.

Weiter im E wird durch das Zurückweichen der Höllengebirgsscholle unmittelbar E des Hohen Spielberges die Langbathzone breiter. Der Liegendschenkel der Höllengebirgsdecke wird hier aus Plattenkalk und Hauptdolomit gebildet, wie ein Profil von Kote 941 zwischen Niederem und Hohem Spielberg in WSW-Richtung entlang des Wildzaunes bis zum Wandfuß des Hohen Spielberges zeigt. Der flache Sattel der Kote 941 wird von dichten, hellgrauen Mergelkalken bis Kalken des Neokoms der Langbathzone gebildet; darüber folgt, mit mittelsteilem Einfallen nach SW, etwa 100 *m* Plattenkalk, darüber 150 *m* Hauptdolomit; die Wände werden wieder von Wettersteinkalk aufgebaut. Von hier springt die Grenze der

Höllengebirgsscholle scharf nach S zurück und verläuft erst wieder in den Wänden S des Hinteren Langbathsees in östlicher Richtung.

E der Taferlklause setzt ein geschlossener Hauptdolomitzug der Langbathzone ein, der bis zum Gehöft „Windlinger" zieht und den Höhenzug des Rottensteiner Gupfes aufbaut. Diesem im N vorgelagert sind nur noch der ebenfalls zur Langbathzone gehörige Klammbichl bei der Großen Alm und ein schmaler Streifen bunter Konglomerate („Cenoman" oder Gosau).

Der Klammbichl stellt einen durch einen E—W streichenden Bruch von der übrigen Langbathzone getrennten Block dar, der offenbar inverse Lagerung aufweist (Abb. 3). In einem Steinbruch an der Großalmstraße SW der Großen Alm findet sich über dünnplattigen, grauen, etwas schiefrigen und flach nach N fallenden Neokommergeln ein etwa 50 *m* mächtiges Paket von gut gebanktem Plattenkalk mit vereinzelten dolomitischen Lagen und darüber folgt bis zum Gipfel Hauptdolomit. An der W-Seite des Klammbichls kann man unter dem Hauptdolomit in Lesesteinen auch wieder Plattenkalk und Neokommergel feststellen. Möglicherweise handelt es sich hier um den Rest der Stirnfalte der Langbathscholle.

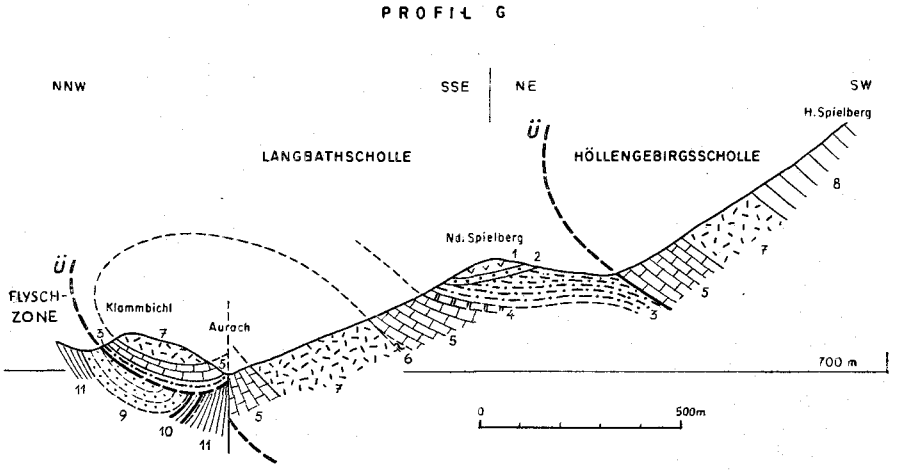


Abb. 3: Profil über den Klammbichl und den Niederen Spielberg

Legende: 1 Vorwürmzeitlicher Bergsturz, 2 ältere Moräne; Kalkalpen: 3 Neokom, 4 Bunte Jurakalke, 5 Plattenkalk, 6 ?Kössener Schichten, 7 Hauptdolomit, 8 Wettersteinkalk; Flyschzone: 9 Zementmergelserie, 10 Obere Bunte Mergel, 11 Serie mit Reiselsberger Sandstein

Der Niedere Spielberg wird aufgebaut aus Hauptdolomit, Plattenkalk, bunten Jurakalken und grauen Neokommergeln in nahezu horizontaler Lagerung. Auf seiner Spitze liegt ein größerer, eiszeitlicher Bergsturz (G. Geyer 1917, p. 79), der nur aus Wettersteinkalkblöcken besteht. Es handelt sich nicht um eine Deckscholle der Höllengebirgsdecke, wie J. v. Pia (1912, p. 592) nach Diskussion der Bergsturztheorie annimmt. Auch das nagelfluhartige Konglomerat, das sich stets an der Unterseite der Bergsturzmasse beobachten läßt, besteht nicht nur aus Wettersteinkalkkomponenten, wie J. v. Pia (1912, p. 578) berichtet, sondern es findet sich auch Hauptdolomit und bunter Jurakalk. Es muß sich hiebei um einen älteren

Moränenrest oder um ein interglaziales Konglomerat handeln. Vor allem dieses Konglomerat spricht gegen eine tektonische Deutung des Wettersteinkalkvorkommens.

An der Mündung des Luegbaches in die Aurach befindet sich ein großer Block von rotem Hierlatzkalk, der bereits als kleine Deckscholle auf dem hier durch Lesesteine festgestellten Flysch schwimmt.

Vom Steinbachgraben an nach E bis etwa zum Gehöft „Windlinger" findet man auf dem hier fast immer steil gegen N fallenden Hauptdolomit bunte Konglomerate und Breccien. Meist handelt es sich um reine Hauptdolomitbreccien mit rotem, tonigem Bindemittel, die allmählich aus dem endogen brecciösen Hauptdolomit hervorgehen. Es kommen aber auch Konglomerate mit verschiedenen, gut gerundeten Kalk- und Dolomitkomponenten aus der unmittelbaren Umgebung vor. Rote bis rotbraune Sandstein- bis Sandkalklagen mit Fossilgrus und rote, harte, feinstkörnige Mergel treten ebenfalls auf (Rottensteiner Bach, Probe 26). Weiter im E findet man am Sulzberg, von N kommend, steil N-fallende, graue, etwas sandige, sehr harte Mergel, graubraune Sandkalke und hellgelbliche bis fast weiße, Fossilreste führende Kalkbreccien, weiters Plattenkalk und Hauptdolomit. J. v. Pia (1912) stellt den Breccienkomplex in die Gosau, läßt allerdings die Möglichkeit von Cenoman offen. G. Geyer (1917) hält vor allem die hellen Kalkbreccien des Sulzberges für sicheres Cenoman und sieht in diesem Profil (Mergel, Breccie, Plattenkalk) eine transgressive Auflagerung des Flysches auf den Kalkalpen (1917, p. 72). W. Del Negro (1933, p. 121; 1949, p. 76) rechnet diese beschriebenen Vorkommen und ähnliche am N-Fuß des Gaisberges bei Salzburg zur Gosau. Auch S. Prey (1960 b) berichtet von Gosauvorkommen zusammen mit Neokom am südlichen Flyschrand in der Umgebung von Salzburg (ENE Neuhaus). Im bearbeiteten Gebiet möchte ich aber von einer eindeutigen Zuordnung dieser Serien zur Gosau oder zum „Randcenoman" Abstand nehmen, da mir keine Fossilfunde gelangen. Diese Einheit wird demnach auf der Karte und den Profilen zusammenfassend als „Kalkalpine höhere Kreide" ausgeschieden. Ein ähnliches, vornehmlich mergelig entwickeltes Vorkommen findet sich auch im Holzergraben NE vom Hohenaugupf.

Das scheinbare Zurückweichen der Kalkalpen nach S im Gebiet des Mühlbachberges ist durch eine breite Neokommulde bedingt, die teilweise durch Moränen überdeckt ist.

Nach G. Geyer (1917, p. 80) setzt sich die im Holzergraben zwischen Neokommergel und Kreidemergel eingeschuppte Hauptdolomitlinse im bereits erwähnten Sulzberg fort, der klippenartig aus der Neokommulde aufragt. Neben Hauptdolomit und Plattenkalk findet sich an der N-Seite beim Eisenbahntunnel noch eine kleine Linse von buntem Jurakalk.

VII. Junge Bedeckung

1. Moränen

In dem bearbeiteten Gebiet lassen sich drei örtlich getrennte Bereiche mit glazialer Bedeckung unterscheiden:

Das Gebiet des Hauptastes des Traungletschers im Bereich des Trauntales

Das Gebiet des Attersee-Traungletschers
Der N-Rand der Kalkalpen in der Gegend der Großen Alm mit Lokalgletschern des Höllengebirges.

Traunseegebiet

Ältere Moränen

Der flach nach W abfallende Rücken des Grasberges wird von einer ziemlich mächtigen, hauptsächlich aus Kalk- und Flyschkomponenten bestehenden, verfestigten und ungeschichteten Schotterplatte bedeckt, wie mehrere Aufschlüsse in ehemaligen kleinen Schottergruben entlang des Güterweges von Lacken nach Moos zeigen. Ein größerer, neuerer Aufschluß befindet sich an der Straße von Sepperl auf der Öd nach Lacken.

Ein kleiner, ebenfalls älterer Moränenrest findet sich am S-Hang des Gmundner Berges S Kienesberg. Dieser Schotterkörper liegt deutlich oberhalb und außerhalb des gut erkennbaren würmzeitlichen Moränenwalles von Gmunden und Altmünster.

Sehr interessant ist die breite und flache Senke zwischen Kollmannsberg und Grasberg im E von Neukirchen. Obertags konnte ich nur einen Aufschluß in einem Grundaushub zwischen Dichtling und Neukirchen beobachten, der dunkelgrauen Seeton mit vermoderten Holzresten und vereinzelten Gerölleinstreuungen zeigt. Wie Flachbohrungen der Rohoel-Gewinnungs A. G. ergeben haben, ist diese Senke aber bereits von einer vorwürmzeitlichen Vereisung ausgeräumt worden. Die Bohrung 5810 A (Seehöhe: 559·32 *m*) traf unmittelbar unter der Verwitterungsschicht ein 30 *m* mächtiges Seetonlager mit geringer Schottereinstreuung an und darunter folgt ein sandig-lehmig gebundener Grobschotterkomplex, in welchem die Bohrung in 100 *m* Tiefe eingestellt wurde. Benachbarte, nicht so tiefe Bohrungen zeigen einen mehrmaligen Wechsel von Seeton- und Schotterlagen. Wir sehen also in dieser Senke ein durch einen älteren Gletscher stark übertieftes Tal, dessen Flyschuntergrund höchstens 460 *m* hoch liegt (Traunseespiegel 422 *m*). Dafür spricht auch der von diesem Gletscher übersteilte N- und E-Hang des Kollmannsberges. Bemerkenswert ist ferner, daß auch der erbohrte Untergrund im Zentrum des Vichtauer Zungenbeckens (s. u.!) zwischen Pichlbach und Moosbach in etwa derselben Höhe liegt (440—460 *m*). Auch eine erbohrte Flyschaufragung W Gegenhaus (SB 5821) 26 *m* unter der Oberfläche, und einige obertags anstehende im Vichtauer Zungenbecken zeigen die einheitliche und gleichzeitige, vor dem Würm erfolgte Anlage dieses ganzen Bereiches. Der (? Riß-) Gletscher mag etwa bis Neukirchen gereicht haben, wenn dort auch keine Moränen mehr erhalten sind. Die bereits erwähnten Schotter vom Grasberg müßte man demzufolge noch weiter zurückdatieren, da sich der Flyschsockel bis über 700 *m* erhebt, wie Aufschlüsse im Graben S Scheckenberg und S des Buchstaben „b" von „Grasberg" zeigen. Während des Würm und später wurde diese Senke von einem natürlichen Stausee eingenommen, wie die insgesamt über 30 *m* mächtigen Seetonlagen beweisen. Die ursprünglich direkt zum Traunsee entwässernde Aurach wurde durch den Wall des Vichtauer Zungenbeckens aufgestaut (A. Penck & E. Brückner 1909, p. 210). Dieser See erstreckte sich zeitweise nach SW bis fast zur Mündung des Mehlgrabens, wie eine

Seetonlage in zirka 562 *m* Seehöhe an der Böschung der neuen Großalmstraße, 700 *m* SW Neukirchen zeigt. Über diesem Aufschluß liegt eine terrassenförmige Nagelfluhbildung (s. u.!).

Alle anderen Schottermassen, mit Ausnahme des Buchberges bei Traunkirchen (s. u.!) sind würmzeitlich oder jünger, im Gegensatz zu der von O. Abel auf der geologischen Karte 1 : 75.000, Gmunden und Schafberg, vorgenommenen Einteilung (vgl. G. Götzinger 1941).

Jungmoränen

Der Westrand des Würmgletschers läßt sich noch heute sehr schön rekonstruieren. Der an der Kalkalpengrenze bei Traunkirchen zirka 2 *km* breite Traungletscher verbreiterte sich unmittelbar nördlich in der Flyschzone auf mehr als das doppelte (maximale Breite 4·5 *km*). Ein Gletscherlappen drang in das älter angelegte Zungenbecken von Vichtau (G. Götzinger 1941) ein und bildete einen fast zur Gänze erhaltenen Moränenbogen. Dieser Moränenwall beginnt im S am Mühlbachberg bei Premhub (627 *m*), zieht über Anthweng (615 *m*) bis Gütl am Eck (593 *m*). Hier wird der Moränenbogen vom Mühlbach durchschnitten. N des Mühlbaches streicht der Randwall in nördlicher Richtung über Harringer, Weber in Orth (589 *m*) bis zum Wirtshaus Zum Waldgattern (586 *m*). Hier biegt die Seitenmoräne allmählich nach E um und lehnt sich bei Kote 604 SE Gegenhaus an eine Flyschaufragung an.

Am Außenrand dieses Moränenwalls zieht vom Wirtshaus Zum Waldgattern gegen NW in die Senke von Neukirchen ein altes, jetzt trockenes Tal, das seine Entstehung einem alten Gletscherausfluß verdanken soll (G. Götzinger 1941). Ein weiteres Trockental zieht vom Waldgattern nach S.

Innerhalb des großen Moränenwalls des Vichtauer Beckens läßt sich noch ein zweiter, jüngerer und undeutlicher Moränenwall ausgliedern, der von Hessenberg (558 *m*) im S über Graben (553 *m*), Gattern (561 *m*) bis Hochgraben (550 *m*) im N zieht und sich dort ebenfalls an den Flysch der Kote 604 anlehnt (vgl. G. Götzinger 1941).

Der mittlere und östliche Teil des Beckens wird von umgeschwemmten Moränen erfüllt, wie schöne Aufschlüsse N Lindlmühle, S der Lungenheilstätte Buchberg und am Pichlbach zeigen. Man kann dabei eine höhere Terrasseneinheit etwa bis Höhe 500—510 *m* und eine tiefere Einheit bis Höhe 450 *m* trennen; beide zeigen im Aufschluß gleiches Aussehen: Der Schotterkomplex besteht in der Hauptsache aus kalkalpinen Geröllen, die maximal Kopfgröße erreichen; Flyschkomponenten sind relativ selten. In jedem Aufschluß kann Kreuz- und Schrägschichtung beobachtet werden. Sehr häufig und ganz unregelmäßig eingeschaltet sind kreuzgeschichtete Sandlagen, die meist zwischen 10 *cm* und 50 *cm* mächtig sind.

W der Lungenheilanstalt „Buchberg" bei Traunkirchen ragt aus der tieferen Terrassenflur der 40 *m* hohe bewaldete Buchberg auf. Er wird aufgebaut aus groben, mächtig gebankten (2 *m*), stark verkitteten und stark schräggeschichteten Konglomeraten, die mit 30° (!) zum Traunsee einfallen. Es muß sich hiebei um eine Deltaschüttung eines höher spiegelnden Traunsees handeln, doch läßt die vollkommen andersartige Ausbildung (Bankung, Verkittung, wenig Feinmaterial) des aus Kalkalpin bestehenden

Konglomerates keine Zuordnung zu einer der oben erwähnten Moränen oder Terrassen zu. Es handelt sich wahrscheinlich um einen drumlinartig stehen gebliebenen Rest eines präwürmzeitlichen (? interglazialen) Konglomerates.

Als weitere Aufragungen des Untergrundes im Moränenbereich sind zu erwähnen: Der isoliert stehende kalkalpine Sulzberg mit einer Schichtfolge von Hauptdolomit bis Gosau, dessen morphologische Abtrennung von den Kalkalpen durch den breiten Neokomstreifen im S bedingt ist, und der mehr oder weniger zusammenhängende flache Flyschrücken von Kote 604 *m* bis zum Traunsee. Dieser Rücken scheint auf seinen höchsten Teilen noch von einer dünnen Gletscherdecke bedeckt gewesen zu sein, da man auf anstehendem Flysch ziemlich häufig isolierte Kalkgerölle findet. Dieser E—W ziehende Rücken trennt auch das morphologisch gut gliederbare Zungenbecken von Vichtau vom schmäleren und morphologisch undeutlicheren Moränenstreifen von Altmünster.

Ein schönes Beispiel für die Übersteilung der Hänge durch die glaziale Talübertiefung sind die E-Hänge des Grasberges und des Gmundner Berges (A. Penck & E. Brückner 1909, p. 211; E. Spengler & G. Götzinger 1936, p. 87), an deren Fuß sich Reste des äußeren Würmmoränenwalls verfolgen lassen. S der Bahnstation Altmünster findet sich ein kleiner, 499 *m* hoher Moränenhügel und NW der Station ein 505 *m* hoher N—S-ziehender, länglicher Rücken, die beide unzweifelhaft Reste dieses Würmwalls darstellen. Der geschlossene Moränenwall setzt erst wieder N Altmünster mit dem Kalvarienberg (512 *m*) ein und ist gut verfolgbar bis zum Bahnhof von Gmunden (äußerer Rücken des inneren Moränengürtels von Gmunden und Altmünster nach A. Penck & E. Brückner 1909, p. 206 ff.). Der innere Rücken des Moränengürtels ist aufgelöst in Einzelhügel mit dazwischenliegenden Trockentälern, beginnt N Altmünster mit der Höhe 480 *m* beim Seebad und ist ebenfalls bis Gmunden gut verfolgbar (A. Penck & E. Brückner 1909, p. 206 ff.; G. Götzinger 1936, p. 99 und 1937).

Der relativ schmale Moränenbereich zwischen Traunsee und Grasberg S Altmünster läßt keine klare Gliederung der Moränen zu. G. Götzinger (1941) meint, hier fünf Rückzugsstadien des Würmgletschers beobachten zu können.

Atterseegebiet

Wie im Bereich des Traunsees sind auch am Attersee die meisten Moränenablagerungen am W-Ufer zu finden, das E-Ufer ist fast immer moränenfrei.

Ein größerer Moränenkörper zieht sich etwa von Mahdschneid im S über Steinbach und entlang der flachen Hänge S des Kienbaches bis zum Zwieselgraben. Diese sicher der letzten Vereisung angehörenden Moränen (wieder hauptsächlich Flysch- und Kalkkomponenten) erreichen eine Höhe bis über 700 *m*. Beim Wirtshaus Kienklause durchschneidet der Kienbach auf kurzer Strecke diese Moränen. Große Aufschlüsse finden sich im Graben S des Wirtshauses Kienklause und in Anrissen der steilen N-schauenden Hänge zum Kienbach.

Besonders auffällig ist zwischen Steinbach und Weyregg die starke Übersteilung der Flyschhänge zum Attersee, die glazial angelegt ist (A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909, p. 215). Diese steilen Hangböschungen sind die Ursache der Rutschung im Seeleithengraben und wahrscheinlich auch der großen Bramhosenrutschzone. Auch der Neubau der Seeuferstraße wird durch die erhebliche Rutschtendenz infolge der übersteilten Hänge erschwert.

S des Alexenauer Baches wurde in 700 *m* Höhe ein kleiner, isolierter Rest eines aus Kalk- und Flyschgeröllen bestehenden Schotterkörpers beobachtet, dessen Zuordnung zum Würm nicht ganz sicher ist.

An der Mündung des Weyregger Baches in den Attersee befindet sich auch ein würmzeitlicher Moränenrest, der etwa bis 560 *m* Höhe reicht.

Weitere Moränen wurden am E-Ufer des Attersees nicht beobachtet. Der von O. ABEL auf der geologischen Karte Gmunden und Schafberg eingetragene schmale Moränenstreifen am Seeufer entspricht nicht den Tatsachen. Die Flyschgesteine lassen sich, nur von einer dünnen Bodenschicht bedeckt, bis an das Seeufer verfolgen.

N-Rand des Höllengebirges

Der während der Würmzeit nicht mit dem Traungletscher in Verbindung stehende Langbathgletscher entsandte über den 850 *m* hohen Luegpaß S der Großen Alm Eismassen in das Aurachtal (A. PENCK & E. BRÜCKNER 1909, p. 236). Dieser Lokalgletscher erstreckte sich nach N bis zum Auracher Weidensbach und reichte nach E bis etwa zur Mündung dieses in die Aurach. Aufschlüsse dieser hauptsächlich aus Kalken, aber auch aus Flyschgeröllen bestehenden, nicht sehr grobblockigen Moräne finden sich an der Aurach S der Großen Alm und am S-Ufer des Auracher Weidensbaches, hier über anstehendem Helvetikum. Die W-Grenze dieser Moräne ist durch den Klammbichl gegeben.

Ein zweiter Moränenkörper findet sich am N-Fuß des Hochlecken W des Klammbichls. Diese Moränen reichen zirka bis in eine Höhe von 770 *m*, wie Kalkgerölle am S-Hang des Hohen Krahberges beweisen. Der Gletscher hat sich wahrscheinlich über den 794 *m* hohen Klammbichl hinweg mit dem Großalmgletscher vereinigt. Die Aurachklause S des Klammbichls ist jedenfalls postglazial.

A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, p. 210 und 236) glauben bei Herbstau im Aurachtal Rißmoränenwälle eines Talgletschers des Höllengebirges zu erkennen und fassen die 575 *m* hoch liegende Terrasse SW Neukirchen (s. o.!) als dazugehörige Hochterrasse auf. Verfasser konnte jedoch bei Herbstau keine Moränenwälle beobachten und hält die Terrasse SW Neukirchen für eine Niederterrasse des Würmgletschers der Großen Alm. Der etwas tiefer liegende Seeton wird für postglazial gehalten.

Das bereits erwähnte nagelfluhartige Konglomerat unter dem Bergsturz auf dem Niederen Spielberg stellt hier den einzigen sicheren vorwürmzeitlichen Schotterrest dar.

2. Bergsturzmassen, Rutschungen, Hangschutt, Alluvionen

Der glaziale Bergsturz auf dem Gipfel des Niederen Spielberges wurde bereits im Kalkalpenabschnitt besprochen.

Im Mühlbach W des Holzergrabens befindet sich ein postglazialer kalkalpiner Bergsturz, der den Mühlbach aufstaute und durch welchen der Bach sich heute schluchtartig hindurchwindet. Der Bergsturz stammt aus den Wänden E des Hohenaugupfes (vgl. J. v. Pia 1912, p. 579).

Im Oberlauf des Zehningbaches konnten einige große Blöcke von Hauptdolomit und Plattenkalk beobachtet werden, die von einem Bergsturz aus den Wänden S Windlingern stammen. Diese Blockmasse liegt jedoch isoliert und stellt vielleicht einen Rest eines größeren, älteren Bergsturzes dar.

Der größte, sicher postglaziale Bergsturz (er liegt auf den Moränen am E-Ufer des Attersees) befindet sich an der NW-Flanke des Höllengebirges und stammt aus den Wänden der Madlschneid und der Geißwand.

Als sehr störend für die Flyschkartierung erwies sich die oft reichliche Überstreuung der südlichsten Flyschhänge mit kalkalpinem Schutt. Besonders an der NW-Flanke des Höllengebirges, wo die Wettersteinkalkwände bis an die Flyschzone herantreten, ist der Kalkschutt bis weit in den Kienbach und den Steinbach zu beobachten. Auch von der N-Wand des Hochlecken ergießt sich ein großer Schuttfächer zum Aurachursprungsee und überdeckt teilweise die Moränen.

Größere Rutschungen wurden nur in den zum Attersee entwässernden Gräben beobachtet, was wohl durch die glaziale Übersteilung der Flyschhänge verursacht ist. Neben der bereits erwähnten „Bramhosenrutschung" und der Rutschung im Seeleithengraben wurden noch Rutschungen im Laxenbach, im Steinbach und im Graben bei Forstamt beobachtet. Kleinere Absitzungen und Rutschzonen können jedoch fast in jedem Graben mehrmals beobachtet werden.

Die weniger steilen Flyschhänge werden von einem oft mehrere Meter dicken Verwitterungsboden bedeckt, der langsam hangabwärts kriecht, aber keine durch Kartierung abgrenzbare Körper bildet. Durch diese dicke Bodenschichte wird eine verläßliche Lesesteinkartierung sehr erschwert, in zu flachen und dicht bewachsenen Gebieten oft sogar unmöglich gemacht. So schneidet z. B. die über 2 *m* hohe Böschung der Forststraße am S-Hang des Miesenberges das Anstehende noch nicht an.

VIII. Schwermineralanalysen

Von G. Niedermayr

Die auf Tab. 1 angeführten Analysen sind nur als kleiner Beitrag gedacht und sollen verdeutlichen, daß die bei der Kartierung ausgeschiedenen Schichtglieder sich auch hinsichtlich des Schwermineralbestandes trennen lassen.

Die Gewinnung des Schwermineralanteiles wurde nach den von G. Woletz (1950) angegebenen Verfahren durchgeführt. Zum Unterschied von der genannten Arbeit wurde allerdings die Kornfraktion 0·08—0·2 *mm* untersucht. Außerdem wurde der Gesamtschwermineralgehalt quantitativ (bezogen auf eine Probenmenge von 10 g) festgestellt. Die Analysenergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Wenn weniger als 100 durch-

sichtige Schwermineralkörner in einer Probe ausgezählt werden konnten, sind die Mengen durch die Zeichen ++ (viel), + (weniger) und * (sehr wenig) angegeben.

Wegen der geringen Anzahl der Analysen muß von einer eingehenderen Diskussion der Ergebnisse abgesehen werden. Nach den diesbezüglichen Arbeiten von G. WOLETZ (1954, 1957, 1959) ist das Neokom durch hohen Granatgehalt ausgezeichnet. Im Gault herrscht Zirkon vor. Die Serie mit Reiselsberger Sandstein ist wieder vorwiegend durch die Minerale Chlorit, Granat und Apatit charakterisiert. In der Zementmergelserie kommt mehr Zirkon neben Granat vor. Die Mürbsandsteinführende Oberkreide wieder ist charakterisiert durch ein Vorherrschen des Granats. Für Gosau spricht wieder Chromit neben Granat und Zirkon. Die durchgeführten Analysen zeigen somit teilweise eine gute Übereinstimmung mit den Werten von G. WOLETZ. Völlig abweichend und für den Flysch ganz ungewohnt verhalten sich die Proben 54 a (Gault), 225 a (Bunte Schiefer) und 240, 237 (Zementmergelserie). Sie zeigen einen außergewöhnlich hohen Disthengehalt, untergeordnet Granat und teilweise Hornblende.

IX. Literaturverzeichnis

ABEL, O. & GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich. Gmunden und Schafberg. — Geol. B. A., 1—42. Wien, 1922.

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, *49* (1956), 1—39, Taf. 1—3. Wien, 1958.

ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Ecl. Geol. Helv., *44*, 159—168. Basel, 1951.

BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — Z. Dt. Geol. Ges., *109*, 566—592. Hannover, 1958.

*) BOLLI, H.: The Genus Globotruncana in Trinidad, B. W. I. Notes on occurrence, nomenclature and relationships between species. — J. Paleont., *25*, 187—199, Taf. 34—35. Tulsa, 1951.

*) BOLLI, H., LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H.: Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., *215*, Studies in Foraminifera, 3—50, Taf. 1—11. Washington D. C., 1957.

*) BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K. Jr.: Taxonomy of the Globotruncanidae. — Ecl. Geol. Helv., *48/2*, 503—561, Taf. 20—24. Basel, 1955.

*) CUSHMAN, J. A.: Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., *206*, 1—241, Taf. 1—66. Washington, 1946.

*) CUSHMAN, J. A.: Foraminifera, Their Classification and Economic Use. — X+605, Harvard Univ. Press. Cambridge, Mass., 1950.

*) DALBIEZ, F.: The Genus Globotruncana in Tunesia. — Micropaleont., *1*, 161—171, Taf. 1—2. New York, 1955.

*) DE KLASZ, I. & KNIPSCHEER, H. C. G.: Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — Geol. Jb., *69*, 599—610, 1 Taf. Hannover, 1954.

DEL NEGRO, W.: Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. — Verh. Geol. B. A., 1933, 118—125. Wien, 1933.

DEL NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. — 1—248, Taf. 1—8. Innsbruck (Univ. Verl. Wagner), 1949.

Tabelle 1: Schwermineralanalysen

Nr.	Lokalität	Probe	Stratigraphische Position	Schwermineralmenge in %	Gesamt = 100%				Durchsichtige Minerale = 100%								
					Opak	Biotit	Chlorit	durchs. Minerale	Chromit	Granat	Zirkon	Turmalin	Rutil	Staurolith	Apatit	Hornblende	Disthen
26	Rottensteiner Bach	graubraun-rötlichbrauner gebankter Sandstein	Kalkalpine höhere Kreide	0·7	97	+		3	+	++	+	+			+		
21	Rottensteiner Bach	mittelgrauer, rotbraun verwitternder Sandstein		0·2	91	1	+	8	9	24	37	23	4		+	3	
259	Graben S Hölltalstube	Grobsandstein bis Feinbreccie	Mürbsandsteinführende Oberkreide	1·9	86	1		13		87	3	3	3	3			
243a	Weyregger Weidensbach	Feinbreccie		1·2	85	7	1	7		87	5	+		3	5		
237	Aurach N Reindlmühle	feinkörniger, dichter, grauer Sandstein	Zementmergelserie	0·06	70	1	+	29		+						*	++
240	Mündung Zechingbach	feinkörniger, dichter, grauer Sandstein		0·08	39			61		35							65
225a	Moosbach	grauer, feinkörniger Sandstein	Bunte Schiefer	0·05	57	1		42		+			*			+	++
223	Herbstaugraben	grobkörniger Mürbsandstein	Serie mit Reiselsberger Sandstein	0·3	65	3	4	28		85	+	10	+		5		
226	Moosbach	mittelkörniger Mürbsandstein		0·2	76	10	4	10		++	+	+		*	*		
54a	Zehningbach	dunkelgrünlichgrauer, quarzitischer Sandstein	Gault	4·6	99			1				*				*	++
244	Graben S Weidensbacher Holzstube	grobkörnige Sandsteinlagen in Fleckenkalk	Neokom	0·2	72	2	+	26		90	7	+	2	1	+		

G. NIEDERMAYR, April 1963

FUGGER, E.: Flyschbreccie am Kolmannsberg bei Gmunden. — Verh. Geol. R. A., 1901, 263—264. Wien, 1901.

FUGGER, E.: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. — Jb. Geol. B. A., *53*, 295—350, Taf. 14. Wien, 1903.

FUGGER, E. & KASTNER, C.: Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. — Salzburg (H. Kerber), 1885.

*) GANDOLFI, R.: The Genus Globotruncana in Northeastern Columbia. — Bull. Amer. Paleont., *36*/155, 1—118, Taf. 1—10. Ithaca (N. Y.), 1955.

GEYER, G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. — Verh. Geol. R. A., 1917, 67—99. Wien, 1917.

*) GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paleozän im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, *56*/1, 1—116, Taf. 1—11, 2 Tab. Wien, 1963.

GÖTZINGER, G.: Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden. — Führer Quartär Exk. Österr., III. Inqua Konf. 1936, 99—104. Wien, 1936.

GÖTZINGER, G.: Zur glazialgeologischen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiet oberhalb von Gmunden. — Anz. Akad. Wiss., *74*, 45—51. Wien, 1937.

GÖTZINGER, G.: Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. — Akad. Anz., *78*, 1—8. Wien, 1941.

GÖTZINGER, G.: Bericht der Arbeitsgemeinschaft Flysch und Helvetikum (1946). — Verh. Geol. B. A., 1947, 24—30. Wien, 1949.

GÖTZINGER, G.: Bericht (1948) über Kohlengeologische, erdölgeologische und sonstige praktische Arbeiten im Bereich der Blätter Salzburg, Mattighofen, Tittmoning und Gmunden. — Verh. Geol. B. A., 1949, 42—45. Wien, 1951.

GÖTZINGER, K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm (Vorläufiger Bericht). — Verh. Geol. B. A., 1937, 230—235. Wien, 1937.

*) HAGN, H.: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Helvetischen Oberkreide Südbayerns. — Palaeontographica, *104*, Abt. A, 1—3. Lief., 1—119, Taf. 1—8. Stuttgart, 1953.

*) HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geol. Bavar., *44*, 3—208, Taf. 1—12. München, 1960.

*) HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Ecl. Geol. Helv., *47*, 1—60, Taf. 1—7. Basel, 1954.

*) HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F. *104*, 1—119, Taf. 1—11. München, 1962.

*) HOFKER, J.: Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — Geol. Jb., Beih. *27*, 3—464. Hannover, 1957.

JANOSCHEK, R.: Die Molassezone. — In: Erdöl in Österreich, 75—86. Wien (Verl. Natur und Technik), 1957.

*) KLAUS, J.: Le „Complexe schisteux intermédiaire" dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médians). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien. — Ecl. Geol. Helv., *52*, 753—851, Taf. 1—8. Basel, 1959.

*) KLAUS, J.: Rotalipores et Thalmanninelles d'un niveau des Couches rouges de l'Anticlinal d'Ai. — Ecl. Geol. Helv., *53*, 704—709. Basel, 1961.

*) KNIPSCHEER, H. C. G.: Biostratigraphie in der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen. — Paläont. Z., *30*, S.-H., 50—56, Taf. 4'. Stuttgart, 1956.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — V + 204, 1 Taf. Wien (Springer), 1938.

KRAUS, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege (Musealver.), *91*, 179—254. Linz, 1944.

KUENEN, Ph. H.: Turbidity currents a major factor in Flysch deposition. — Ecl. Geol. Helv., *51*, 1009—1021. Basel, 1953.

KÜPPER, H.: Wiener Sandstein und Flysch. — Verh. Geol. B. A., 1962, 246—248, Taf. 1. Wien, 1962.

*) KÜPPER, I.: Konservierung von Foraminiferen mit Nitrolack. — Verh. Geol. B. A., 1960, 252—253. Wien, 1960.

*) Küpper, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., *99*, 273—320, Taf. 10—11. Wien, 1956.

Leuchs, K.: Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., *156*, 167—180. Wien, 1947.

*) Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, H.: Planktonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene Age from the Gulf and Atlantic Costal Plains. — U. S. Nat. Mus. Bull., *215*, Studies in Foraminifera, 173—198, Taf. 40—64. Washington D. C., 1957.

Müller-Deile, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beilagenband, *84*, Abt. B, 330—378, Taf. 21—27. Stuttgart, 1940.

*) Noth, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., Sonderband *3*, 1—91, Taf. 1—9. Wien, 1951.

Oberhauser, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie vom Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). — Verh. Geol. B. A., 1958, 121—140, 1 Taf. Wien, 1958.

*) Papp, A. & Küpper, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten): I. Über Globotruncanen südlich Pemberg bei Klein St. Paul. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., *162*, 31—48, Taf. 1—2. Wien, 1953.

Penck, A. & Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. I, XVI + 393. Leipzig (Ch. H. Tauchnitz), 1909.

Pia, J. v.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. — Jb. Geol. R. A., *62*, 557—612, Taf. 24—25. Wien, 1912.

*) Pokorny, V.: Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie. — Bd. I, XII + 528, Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften), 1958.

Prey, S.: Geologie des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterr.). — Jb. Geol. B. A., *94*, 93—165. Wien, 1950.

Prey, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. B. A., 1949, 123—127. Wien, 1951 (a).

Prey, S.: Helvetikum und Flysch. — Verh. Geol. B. A., S.-H. A., 38—48. Wien, 1951 (b).

Prey, S.: Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden—Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschliefgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming—Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). — Verh. Geol. B. A., 1952, 41—45. Wien, 1952 (a).

Prey, S.: Der obersenone Muntigler Flysch als Äquivalent der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. — Verh. Geol. B. A., 1952, 92—101. Wien, 1952 (b).

Prey, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B. A., S.-H. C., 98—102. Wien, 1952 (c).

Prey, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O. Ö.). — Jb. Geol. B. A., *96*, 301—343. Wien, 1953.

Prey, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N. Ö.). — Jb. Geol. B. A., *100*, 299—358, Taf. 28. Wien, 1957.

Prey, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzone in Österreich anläßlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B. A., 1960, 197—214. Wien, 1960 (a).

Prey, S.: Bericht (1959) über geologische Aufnahmen im Flyschanteil der Umgebungskarte (1 : 25.000) von Salzburg. — Verh. Geol. B. A., 1960, A 63—A 64. Wien, 1960 (b).

Prey, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. — Verh. Geol. B. A., 1962, 258—262. Wien, 1962.

Prey, S., Ruttner, A. & Woletz, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B. A., 1959, 201—216. Wien, 1959.

*) Renz, O.: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchungen der Scaglia (Ober-Kreide—Tertiär) im zentralen Apennin. — Ecl. Geol. Helv., *29*, 1—149, Taf. 1—15. Basel, 1936.

Richter, M.: Die Allgäu—Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und nach Osten. — Z. Dt. Geol. Ges., *108*, 156—174. Hannover, 1957.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Ob.-B.) und der Enns (Oberdonau). — Z. Dt. Geol. Ges., *92*, 416—430, Taf. 16. Berlin, 1940.

SCHADLER, J.: Aufnahmsbericht im Flysch Blatt Gmunden—Schafberg (1946). — Verh. Geol. B. A., 1947, 53—54. Wien, 1949.

SCHADLER, J.: Bericht 1948 über Flyschkartierungen Blatt Gmunden. — Verh. Geol. B. A., 1949, 81—82. Wien, 1950.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone (mit einem Beitrag von W. VORTISCH). — In: Geologie von Österreich, Hrsg. F. X. SCHAFFER, 302—413, 2. Aufl. Wien (Deuticke), 1951.

SPENGLER, E. & GÖTZINGER, G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. — Führer Quartär-Exk. Österr., III. Inqua.-Konf. 1936, 87—98, 2 Taf. Wien, 1936.

STUR, D.: Jahresbericht 1890 des Directors D. STUR. — Verh. Geol. R. A., 1891, 1—32. Wien, 1891.

*) SUBBOTINA, N. N.: Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. — Iskopaemye Foraminifery SSSR, Trudy VNIGRI, nov. ser., *76*, 296, 41 Taf. Leningrad-Moskau, 1953.

TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Ecl. Geol. Helv., *29*, 213—250, Taf. 18—19. Basel, 1936.

*) THALMANN, H. E.: Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana CUSHMAN 1927. — Ecl. Geol. Helv., *27*, 413—428. Basel, 1934.

*) TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. — Jb. Geol. B. A., *103*, 133—203, Taf. 6—21. Wien, 1960.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Taf. 1—11. Wien (Deuticke), 1963.

TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, *29*, 473—573, Taf. 1. Wien, 1937.

*) WICHER, C. A.: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys (mit einem Beitrag von F. BETTENSTAEDT). — Paläont. Z., *30*, S.-H., 87—136, Taf. 12'—13'. Stuttgart, 1956.

*) WICHER, C. A. & BETTENSTAEDT, F.: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. — Geol. Bavar., *30*, 3—54. München, 1957.

WIESENEDER, H.: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, *54*, 249—260, Taf. 1—4. Wien 1962 (a).

WIESENEDER, H.: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B. A., 1962, 273—281. Wien, 1962 (b).

WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B. A., *94*, 167—194. Wien, 1950.

WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — Verh. Geol. B. A., 1954, 151—152. Wien, 1954.

WOLETZ, G.: Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. — Verh. Geol. B. A., 1957, 111—112. Wien, 1957.

*) ZIEGLER, J. H.: Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern. — Geol. Bavar., *44*, 209—231, Taf. 1—4, 2. Beil. München, 1960.

---

*) Vorwiegend paläontologische Literatur.

GEOLOGISCHE KARTE DER FLYSCHZONE UND DER HELVETISCHEN ZONE ZWISCHEN ATTERSEE UND TRAUNSEE

MASSTAB 1:25000

Aufgenommen in den Jahren 1960–1962 von W. Janoschek

KARTE 1:10.000 s. Tafel 4

1 : 25 000

0 1000 2000 3000 m

JUNGE BEDECKUNG:

- Talalluvionen
- Torf
- Hangschutt
- Rutschung
- Bergsturz

WÜRM:

- Moräne im allgemeinen
- Niederterrasse im allgemeinen
- Seeton
- Äußerer Moränenwall
- Innerer Moränenwall
- Höhere Terrasse
- Tiefere Terrasse

(im Würm Vichtauer Zungenbecken)

PRÄWÜRM:

- Bergsturz am Nd. Spielberg
- Konglomerate

RISS:

- Moräne

KALKALPEN:

- Höhere Kreide: Mergel
- " " Sandstein
- " " Konglomerat
- Neokom: Sandsteine, Mergel, Kalke
- Jura: Bunte Kalke
- Trias: ? Kössener Schichten
- " Plattenkalk
- " Hauptdolomit
- " Wettersteinkalk

FLYSCHZONE:

- Oberkreide: Mürbsandsteinführende Oberkreide
- " Oberste Bunte Schiefer
- " Zementmergelserie
- " Obere Bunte Mergel
- " Serie mit Reiselsberger Sandstein
- Gault
- Neokom

HELVETIKUM:

IN DEN PROFILEN:

- Lagerung normal
- " überkippt

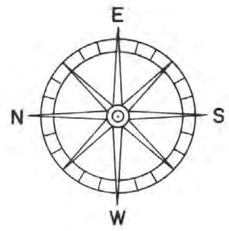
- 243 Aufschluß bezw. Probe
- SB.5821 Reflexionsseismische Bohrung
- Schichtgrenze sicher
- " vermutet
- Überschiebung sicher
- " vermutet

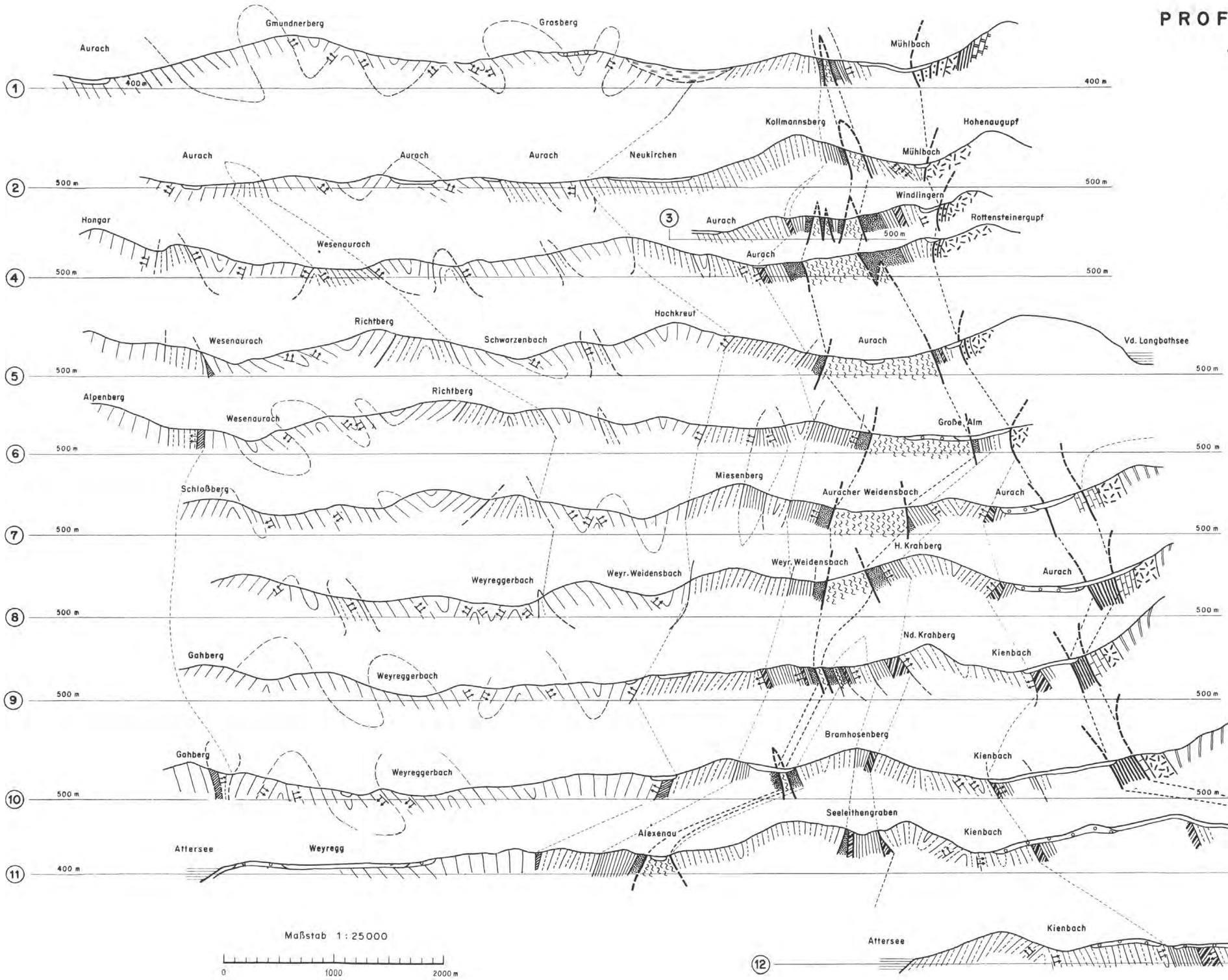
EINFALLEN:

0°	normal
1°–15°	überkippt
16°–30°	unbestimmbar
31°–45°	
46°–60°	
61°–75°	
76°–89°	
90°	

PROFILSERIE 1 – 12

W. Janoschek, April 1963





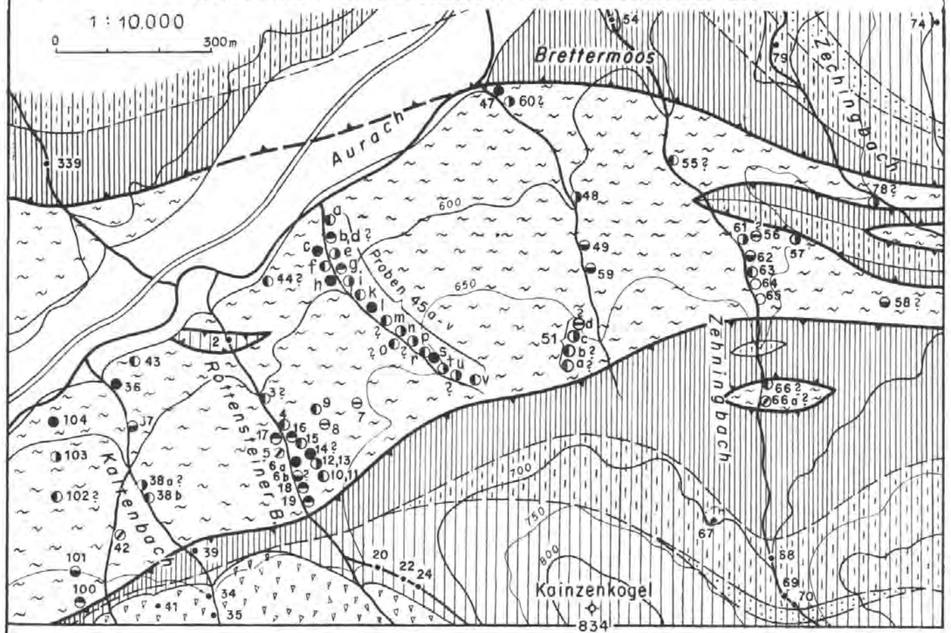
Maßstab 1 : 25000

0 1000 2000 m

Legende siehe Tafel 1

Fig.1

AUFSCHLUSSKARTE DES HELVETIKUMS UND DES FLYSCHES ZWISCHEN KALTENBACH UND ZECHINGBACH



W. Janoschek, April 1963

LEGENDE:

- Talalluvionen
- Kalkalpiner Hangschutt
- HELVETIKUM im allg.
- ○ 64 Alttertiär
- ⊘ 42 Obermaastricht
- ⊖ 7 Untermaastricht
- ◓ 19 Obercampan
- ◒ 49 Untercampan
- ◐ 15 Oberturon – ? Santon
- ◑ 12 Cenoman-Unterturon
- ● 36 Unterkreide
- ? Einstufung nicht faunistisch belegt

FLYSCH:

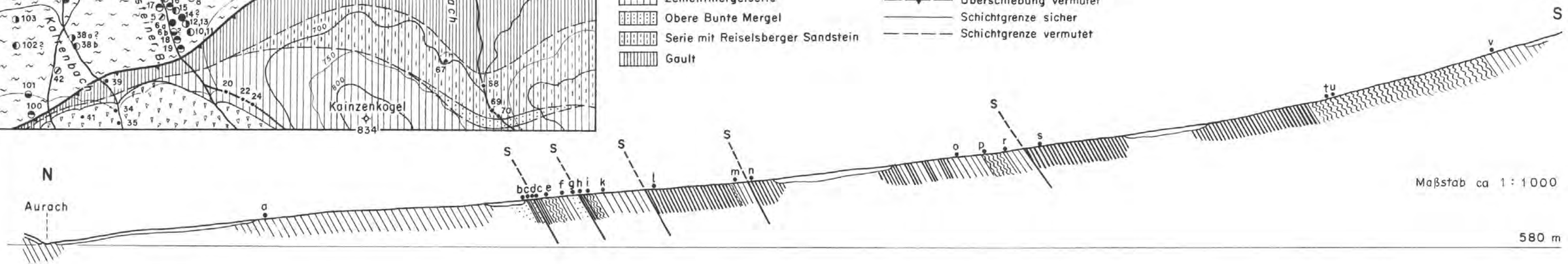
- Zementmergelserie
- Obere Bunte Mergel
- Serie mit Reiselsberger Sandstein
- Gault

- Überschiebung sicher
- Überschiebung vermutet
- Schichtgrenze sicher
- Schichtgrenze vermutet

Fig. 2

DETAILPROFIL DES GRABENS ÖSTLICH VOM ROTTENSTEINER BACH

(PROBEN 45a-45v)



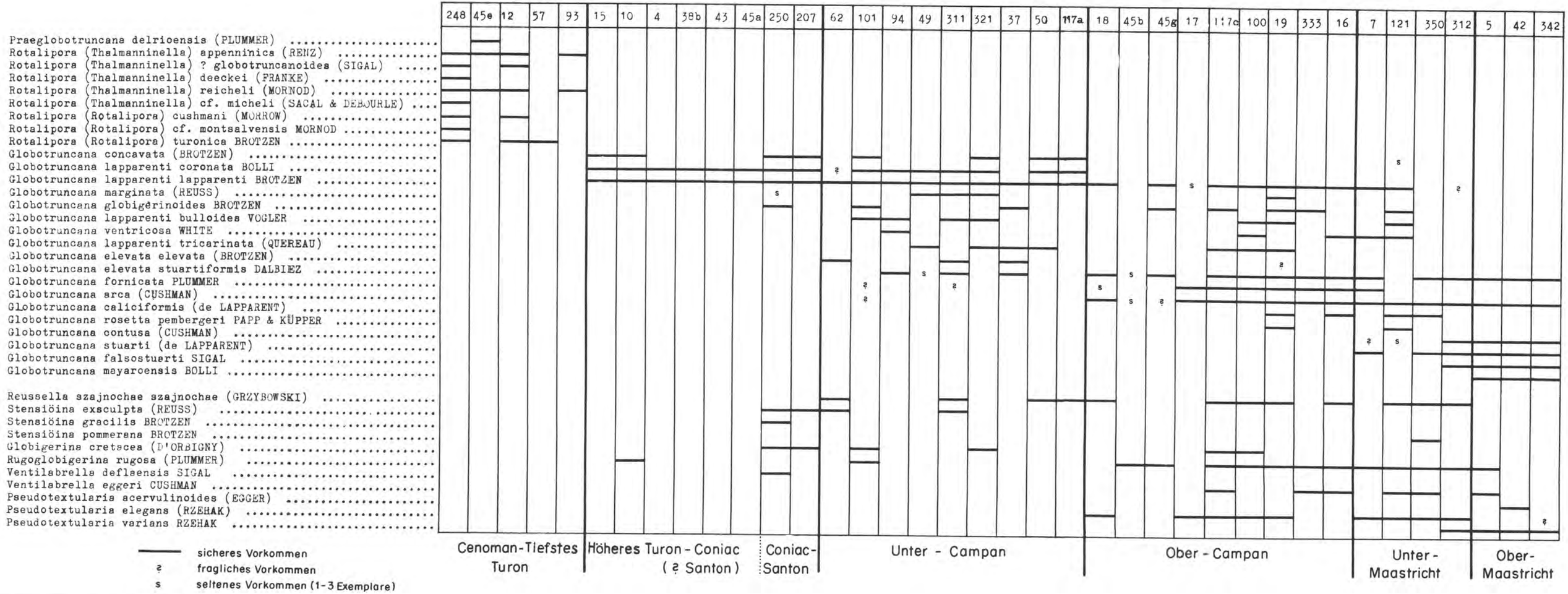
Maßstab ca 1 : 1000

- Rote, teilweise grüne Mergel CAMPAN, (? OBERCAMPAN)
- Rote, tw. rot-grün gefleckte Mergel u. Kalke OBERTURON – ? SANTON
- Graue bis grünlichgraue, fleckige Mergel bis Kalke CENOMAN – UNTERTURON
- Dunkelgraue-schwarze Mergel u. Schiefer UNTERKREIDE
- S Schuppengrenze

W. Janoschek, April 1963

Verbreitungstabelle der wichtigsten Foraminiferen der Oberkreide - Proben aus dem Helvetikum

JANOSCHEK Tafel 4



— sicheres Vorkommen
? fragliches Vorkommen
s seltenes Vorkommen (1-3 Exemplare)