

Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck

Von M. SARNTHEIN *)

Mit 1 Tafel

- I. Einleitung
- II. Zur bestehenden Literatur
- III. Die drei Profile vom Kamm der Nordkette bei Innsbruck
 - III.1. Die topographische Lage der Profile
 - III.2. Die Serie des Alpinen Muschelkalks
 - III.2.1. Die Liegendgrenze
 - III.2.2. Die Wechselfolge der Wurstkalke
 - III.2.3. Kalkarenite, Stromatolithrasen und Massenkalk
 - III.2.4. Die hangenden Bankkalke der Serie des Alpinen Muschelkalks in den 2 Profilen an der Seegrube
 - III.2.5. Die Hornstein-Knollenkalkserien im Profil Wildanger
 - III.2.6. Zum Namen „Serie des Alpinen Muschelkalks“
 - III.3. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks
 - III.3.1. Die Liegendgrenze
 - III.3.2. Die Sedimente der Unteren Faziesgruppe des Wettersteinkalks, der „Hafelekar-Riffkörper“
 - III.3.3. Die Untere Schollenserie des Wettersteinkalks
 - III.3.4. Die Faziesgruppe der Messerstickkalk-Bänke
 - III.3.5. Zur Bezeichnung „Faziesgruppe des Wettersteinkalks“
- IV. Die Profile aus der Thaurer Klamm an der Basis der Innsbrucker Nordkette und aus den Kalkkögeln südwestlich Innsbruck
 - IV.1. Die topographische Lage der Profile
 - IV.2. Die Serie des Alpinen Muschelkalks
 - IV.2.1. Abgrenzung und Mächtigkeit der Serie
 - IV.2.2. Beschreibung der Profilsäulen
 - IV.2.3. Die lithostratigraphische Deutung des Profils Thaur I, die Sedimente der anderen drei Profile
 - IV.3. Die Partnach-Schichten
 - IV.3.1. Die Liegendgrenze
 - IV.3.2. Die Mergel und Tonschiefer der Partnach-Schichten
 - IV.3.3. Die Kalke der Partnach-Schichten
 - IV.3.4. Zur Bezeichnung „Partnach-Schichten“
 - IV.4. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks
 - IV.4.1. Beschreibung und Deutung der Profilsäule Pfriemeswand
 - IV.4.2. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks in den Profilen Thaur II und Hoagl
- V. Die Profile Serles W, St. Magdalena im Gschnitztal und Waldbauer Obernbergthal
 - V.1. Die topographische Lage der Profile
 - V.2. Die basale Karbonatserie (Serie des Alpinen Muschelkalks)
 - V.2.1. Beschreibung der Profilsäulen
 - V.2.2. Deutung der basalen Karbonatserie
 - V.3. Der Untere Dolomit (Faziesgruppe des Wettersteinkalks)
 - V.3.1. Der massige untere Dolomit der Serles
 - V.3.2. Gebankte Dolomitmarmore

Zusammenfassung

Summary

I. Einleitung

I.1. Die vorliegende Arbeit steht im Rahmen einer umfassenden systematischen Bearbeitung und exakten Neubeschreibung der mitteltriadischen Karbonatgesteine am Südrand der Kalkalpen und in den Zentralalpen Tirols. Sie soll

*) Adresse: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innsbruck, Österreich.

schließlich zur genaueren sedimentologischen Definition der bekannten stratigraphischen und faziellen Einheiten und deren Begrenzungen führen und den „Ereigniswert“ (B. SANDER, 1936 : 185) der bisher gezogenen bio- und lithostratigraphischen Grenzen überprüfen. Durch Aufnahme einer Vielzahl von detaillierten Profilen (siehe Lageskizze Taf. 1) ist beabsichtigt, die Entwicklung von Mikro- und Makrofazies, Stratigraphie und evtl. vorhandenen Rhythmen im untersuchten Raum immer in Hinblick auf deren paläogeographische Einordnung zu behandeln, d. h. die Ursachen für die Variationen der Sedimentation möglichst auch in geologisch typisierbaren Bedingungsgruppen zu suchen.

I.2. Mit einem Kartierungsauftrag für die N-Hälfte des Kartenblattes Innsbruck-Umgebung wurde mir von der Geologischen Bundesanstalt in Wien freundlichst Unterstützung gewährt. Außerdem standen durch die Vermittlung von Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL Mittel des Österreichischen Forschungsrates zur Verfügung, die zur Klärung des Aufbaues der Nördlichen Kalkalpen bestimmt sind. Herr Prof. Dr. W. HEISSEL selbst stellte entgegenkommend alle Arbeitsmittel des Geologischen Instituts der Universität Innsbruck zur Verfügung und stand mit anregender Diskussion und guten Ratschlägen, mir immer zur Seite. Herr cand. phil. PETER TOSCHEK leistete im Gelände bei der Profilaufnahme wertvolle Hilfe. Eine sehr lehrreiche und ausführliche Einführung in die mikrofazielle Arbeitsmethode im Gelände erhielt ich von Dr. CHARLES PENDEXTER, Karbonat-Spezialist der ESSO Exploration Group, Ltd., Genf-New York, der mir sehr viel von seinen langjährigen Erfahrungen an rezenten und fossilen Sedimenten zuteil werden ließ. Ihnen allen spreche ich an dieser Stelle meinen aufrichtigsten Dank aus. Ebenso bin ich auch Herrn Dr. O. SCHMIDEGG, der zur Zeit das Blatt Innsbruck neu kartiert, für seine vielen wertvollen Hinweise sehr zu Dank verpflichtet.

I.3. Nach ersten probeweisen mikrofaziellen Profilaufnahmen im Sommer 1963 wurde im darauffolgenden Winter eine Reihe von Untersuchungen an den dazugehörigen Handstücken im An- und Dünnschliff durchgeführt. Damit gelang es, die nötige Erfahrung sich anzueignen, bereits im Handstückbereich im Gelände mit der Lupe weitgehend Kornart, Biogene, Resediment und Gefüge, Dolomit- und Kalkgehalt usw. der Karbonatsedimente zu beschreiben und damit über deren Fazies und Ablagerungsmilieu auszusagen. Eine detaillierte weitere Arbeit an An- und Dünnschliff wird aber dadurch nur erleichtert, nicht erspart. Diese Vorbereitungen ermöglichten im 2. Sommer (1964) einen zügigen Arbeitseinsatz zur detaillierten Aufnahme von fast 4000 fortlaufenden Metern Profillänge mit insgesamt rund 750 voll orientiert entnommenen Handstücken, welche nun laufend in An- und Dünnschliffen weiter untersucht werden. Sie sind im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck aufbewahrt. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Nordkette, wo z. T. die Handstücke alle halben Meter und noch enger entnommen wurden. Die Schichtmächtigkeiten wurden mit Zentimetermaß und einer 2-m-Meßstange senkrecht auf ss vermessen. Genauere Untersuchungen auf Dolomit wurden im Labor mit Alicerin-red-S-Lösung auf An- und Dünnschliffen gemacht.

I.4. In der hier vorgelegten Arbeit werden die untersuchten Profilsäulen beschrieben, soweit bisher bereits Daten vorliegen. Es soll versucht werden, die Profile untereinander zu vergleichen und z. T. auch, sie mit bisherigen, z. T. recht fragwürdigen stratigraphischen Begriffen in Beziehung zu setzen. Fortlaufend werden die Merkmale für erkennbare Ablagerungsbedingungen er-

örtert. Die paläogeographischen und tektonischen Ergebnisse sollen gesondert behandelt werden, ebenso werden genaue paläontologische Bestimmungen und die biostratigraphisch-zeitlichen Probleme getrennt, erst nach weiterer detaillierter paläontologischer Durcharbeitung der Profile veröffentlicht. — Auf die Beschreibung der Gesteinsfarbe wird im allgemeinen (bis auf Rotschlammfaziesfarbe) verzichtet, da die Farbwechsel unglaublich sprunghaft oft mehrmals bereits innerhalb eines Anschliffs auftreten und daher nur schlecht als Kriterien dienen (die in der Literatur gemachten Farbunterschiede konnten meist nicht bestätigt werden).

II. Zur bestehenden Literatur

Als letzte regional-geologische Bearbeitung des südlichen Karwendelgebirges stand die ausführliche Arbeit von O. AMPFERER & W. HAMMER (1898) zur Verfügung, außerdem die Blätter Zirl—Nassereith und Innsbruck—Achensee der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 mit deren Erläuterungen von O. AMPFERER & Th. OHNESORGE (1924). Einige der darin kartierten stratigraphischen Begriffe erscheinen nun infolge der Neubearbeitung als revisionsbedürftig nach Abgrenzung und Definition. Im E-Teil der Nordkette wurde die genaue Neuaufnahme von O. SCHMIDEGG (1949/51) als Grundlage verwendet. Im Bereich des Brennermesozoikums dienen als Unterlagen die Arbeiten von B. SANDER (1915), von G. MUTSCHLECHNER (1933 und 1962), von O. SCHMIDEGG (1956) und von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER (1962). Auf die übrige sehr reiche und wertvolle einschlägige Literatur wird jeweils an entsprechender Stelle eingegangen. Als topographische Unterlage diente die neue Umgebungskarte von Innsbruck (1964) 1 : 25.000, vergrößert auf 1 : 10.000.

Die hier benutzte Nomenklatur für die Karbonatgesteine richtet sich im wesentlichen nach B. SANDER (1936), nach E. FLÜGEL (1963 a) und nach Cl. MONTY (1963), im übrigen nach den Erkenntnissen der vielfachen neuen Beschreibungen aus dem rezenten Ablagerungsbereich. Hievon wurden besonders die Veröffentlichungen von F. J. PETTIJOHN (1956), R. J. LE BLANC & J. G. BREEDING, edit. (1957), R. L. FOLK (1959), M. W. LEIGHTON & Ch. PENDEXTER (1962), Pr. CLOUD (1962), A. J. WELLS (1962), H. F. NELSON, C. W. BROWN & J. H. BRINEMAN (1962), E. G. PURDY (1963), R. N. GINSBURG, B. W. LOGAN & R. REZAK (1964) für Vergleiche zu aktuogeologischen Fragen herangezogen, wobei die Arbeiten von E. G. PURDY (1963) den Fragen des Bearbeiters von fossilen Karbonatsedimenten wegen ihrer petrographischen Beschreibungsweise am weitesten entgegenkommen. Die neuerschienene Arbeit von G. HAUERSTEIN (Dezember 1964) konnte im Rahmen dieser Veröffentlichung nicht mehr berücksichtigt werden, sie dürfte aber in vielen Punkten mit den hier dargelegten Ergebnissen übereinstimmen. Einige häufig verwendete Begriffe sollen im folgenden erläutert werden:

a) Korngrößeneinteilung der Karbonatgesteine:

Rudit: max. Korn-Ø über 4 mm.

Arenit: max. Korn-Ø 0,06—4 mm.

Mikrit: max. Korn-Ø 0,004—0,06 mm.

Kryptit: max. Korn-Ø unter 0,004 mm.

Spätit: chemisch angelagertes Karbonat.

„Arenomikrit“: Bezeichnung für eine Mikrofazies, in der Mikrit vorherrscht (über 50%), als Beispiel für die Kombination von Wortstämmen zu einem Mikrofazies-Namen.

- Dolo- mit dieser Vorsilbe wird die Dolomitnatur einer Komponente oder einer ganzen Fazies bezeichnet.
- b) **Komponente**: mechanisch angelagerte Körner (Teilchen), die bereits vor dem Anlagerungsprozeß entstanden sind.
- Resediment**: entspricht dem bei anderen Autoren üblichen Begriff **Intraclast** (B. SANDER, 1936, R. L. FOLK, 1959).
- Biogene**: sämtliche unzerbrochenen oder fragmentarisch erhaltenen Hartteile von Organismen (engl.: skeletal).
- Biodetritus**: resedimentartige Aufarbeitungsprodukte von Organismen-Hartteilen.
- Filamente**: gerade oder gebogene Stäbchen im mm-Bereich, entstehend durch Schnitteffekt an Schalenresten (E. FLÜGEL, 1963).
- Kornaggregatklumpen** = **Traubenklumpen** (engl. grape-stone-lumps): zusammengesetzte Körner mit unregelmäßiger Oberfläche, entstanden durch agglutinierende Sammelprozesse an nebeneinanderliegenden Komponenten (E. G. PURDY, 1963 a).
- Pseudooide** (Kotpillen): Mikritkörner, eiförmig, im Interngefüge fast homogen und isotrop, häufig als Kotpillen entstanden (engl.: Faecal pellets) (Pr. CLOUD, 1962).
- Schlammaggregat**: Mikritkörner unregelmäßiger Außenform, vielfach aufgearbeitete Pseudooide.
- c) **Typen der Stromatolithalgen** nach B. W. LOGAN, R. REZAK & R. N. GINSBURG, 1964.
- LLH** = „laterally linked hemispheroids“, d.h. seitlich zu Algenrasen verbundene Halbkugeln von Spaltalgen (mit „Krautkopf“-Lamellen-Struktur), im Mikro- bis Dezimeterbereich.
- C** („close“): engständige Kuppeln; **-S** („spaced“): weitständige Kuppeln.
- SH** = „discrete vertically stacked hemispheroids“, d.h. einzelständige vertikal aufeinander geschichtete Halbkugellamellen von Spaltalgen, im cm-bis m-Bereich.
- V**: variabler Ø der Basis, keine Überlappung der Halbkugellamellen.
- SS** = „spheroidal structures“, d.h. kugelartige lamellare Strukturen von Spaltalgen, die anorganische und organische Bruchstücke umhüllen, frei von direkter Unterlage; Ø im mm- bis cm-Bereich.
- I**: invers umhüllte Kugeln, meist aus losgerissenen, aber weiterhin umkrusteten SH-Typen entstehend.
- Für den Typ SS wird die synonyme Bezeichnung **Onkoid** (Gestein: **Onkolith**) verwendet.
- d) **gradiert**: ein geopetales vektoriell Gefüge allmählicher Korngrößenabnahme innerhalb einer Schichteinheit zum Hangenden hin, wobei jeder Schichtzyklus mit scharfer Grenze zur jeweiligen Liegendeinheit hin abgetrennt ist.
- laminieren**: Gefüge einer z. T. rhythmischen Feinschichtung im mm-Bereich.

III. Die 3 Profile vom Kamm der Nordkette bei Innsbruck

III.1. Die Serie des Alpen Muschelkalks und des Wettersteinkalks umfaßt zusammen im Bereich der Nordkette die gewaltige Mächtigkeit von rund 1900 m. Hierin wurden die Profilinien angelegt wie folgt:

III.1.1. Das westlichste Profil („Seegrube W“) umfaßt ein Schichtpaket von 539 m Dicke. Es setzt ein an der Liegendgrenze der Alpinen Muschelkalk-Serie, ca. 80 m NNW vom Schanzentisch der Sprungschanze in der Seegrube, rund 30 m westlich (oberhalb) vom untersten nach SE vorspringenden Felsen jenes Felsgrates, der von den Kamin-Spitzen nach S zieht, bei SH 2010 m, d. h. ab der hangendsten Rauhwackenbank der Reichenhaller Schichten, aufgeschlossen in einem kleinen Faltenscharnier. Die Profilinie verläuft weiterhin stets am E-Fuß jenes Felsgrates, bis sie dann auf 2100 m SH rund 250 m weit, stufenweise nach E versetzt wird und weiter der Schuttreiße folgt, die bis zum Wegübergang an der Seegrubenscharte (tiefste Scharte zwischen Seegruben-Spitz und Kamin-Spitz) hinaufzieht. Von dieser Stelle wurde das Profil wegen schwieriger Begehrbarkeit und schlechter Aufschlußverhältnisse (siehe unten) nicht mehr fortgesetzt. Dieses gesamte beschriebene Profil ist durchwegs frei aufgeschlossen. Bis auf einige ss-parallele Wellungen (im 10-m-Bereich), wenige, sehr genau kontrollierbare kleine Blattverschiebungen (nach hk0, im 20-m-Bereich) und sehr wenige ss parallele Aufschiebungen (Nördliches auf Südliches) ist das Profil auch frei von tektonischer Störung. Erst über die Seegrubenscharte selbst zieht ein Störungsbündel durch mit stärkerer Mylonitisierung (N 70 E/20—40° NW), das, entsprechend Abrissen auf Harnischflächen, durch eine Aufschiebung der nördlichen Hangendscholle über die südliche Liegendscholle entstand. Entsprechend dem raschen Auffiedern nach N (und fazieller Vergleiche) ist eine nur geringe Sprungweite (max. 50—100 m) von dieser Störung anzunehmen. Allgemeine Lage von ss innerhalb des Profils: 80 NE—N 90 E/65—85 N (ohne einheitliche Änderungstendenz!).

III.1.2. Knapp 800 m weiter östlich verläuft das mittlere Profil („Seegrube E“), Mächtigkeit der Profilsäule : 1127 m. Seine Liegendgrenze findet sich in SH 1950 m, bei der Abzweigung des Abkürzungssteiges zur Hafelekar-Bergstation vom Weg Station Seegrube—Gleirschjochl, geologisch gesehen, bei der Grenze hangendster laminierter Dolomit (d. h. Dolomit mit mm-rhythmischer Feinschichtung) zur 1. (liegendsten) Wurstkalkbank. Die Profilinie läuft weiter parallel zu jenem Abkürzungssteig bis zur Hafelekar-Bergstation, quert hier den Kamm der Nordkette. Dann folgt sie, etwa 50 m östlich von der Baracke nördlich der Hafelekar-Bergstation der Schuttreiße und dem Steig nach N ins Tunigskar hinab, von wo sie weiter zieht am westlichen Felsfuß des Grates, der von der Hafelekar-Spitz nach N vorspringt, bis zu dessen N-Ende auf 1950 m SH, wo die nördlichsten Felsbänke im Schutt versinken. Auch bei diesem Profil ergaben sich fast durchwegs ganz ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse, einzig am Kamm selbst findet sich durch Planierungsarbeiten eine Aufschlußlücke von 50 m Weite. So wie im Profil Seegrube W zeigen sich auch in diesem Profil keine bedeutenderen Störungen, die eine Zerlegung in Schollen bzw. eine Verdoppelung oder nennenswerte Verminderung der Schichtfolge bedeuten könnten. Lage von ss: von 82 E/75 N im Liegenden bis N 70—78 E/70—75 N im Hangenden. Von jenem hangendsten Punkt der Profilsäule aus gemessen bis zur Hangendgrenze der Faziesgruppe des Wettersteinkalks zu den Raibler Schichten ergibt sich noch zusätzlich eine Mächtigkeit von rund 800 m.

III.1.3. Ein drittes Profil wurde 7 km weiter östlich, am SE-Grat des Wildanger-Spitz angelegt („Wildanger“). Es umfaßt ein 373 m dickes Schichtpaket. Der Wildanger-Spitz bildet das E-Ende der rund 10 km langen Innsbrucker Nordkette (auch „Solstein-Kamm“ genannt). Die Basis des Profils liegt in 1820 m SH, ziemlich genau 100 m westlich vom Marterl 1805 m am Weg

Thörl—Wildanger-Spitz, in der ersten hievon nach W hin anzutreffenden Runse, geologisch betrachtet an der Grenze der hangendsten laminierten Dolomite zu crinoidenreichen Bankkalken. Die Profilinie verfolgt diese Runse aufwärts bis zu einem hangparallelen Steig in 1855 m SH und wird dort ss parallel versetzt, um ca. 65 m nach E, zum Steig Thörl—Wildanger-Spitz. Von hier weg läuft die Profilinie immer diesem Steig parallel bis zu einem Hangabrisßgraben auf 2010 m, wo sich der Steig nach W wendet, die Profilinie aber geradeaus 25 m am E-Fuß eines nach S vorspringenden Felsrückens weiterzieht, bis zu einer SH von 2020 m (50 m SW vom trigonometrischen Zeichen). An dieser Stelle sind prächtige Korallenstöcke in Wachstumsstellung aufgeschlossen. Wenn auch in diesem Profil die Aufschlußverhältnisse ausgezeichnet sind, so mußten doch wegen Gras- und Latschenbewuchs 7mal Lücken von je 3 bis zu 10 m Weite hingenommen werden. Tektonische Störungen fehlen völlig. Lage von ss: N 45 E/60 N bis (hangend) N 60 E/40 N. Leichte Hangabrisßfugen finden sich wiederholt am Gratrand, aber ohne weiteren Einfluß auf die Profilsäule.

III.1.4. Keines dieser drei Profile konnte durch die gesamte, über 1900 m mächtige Schichtfolge des Alpen Muschelkalks und Wettersteinkalks bis hinauf zum ersten Raibler Tonschiefer gelegt werden. Die Gründe sind: Mangel an Geländezeit (an 500—700 m Profil wurde rund 1 Woche im Gelände gearbeitet), weiters, daß sich das Interesse im wesentlichen auf die tieferen Partien im Wettersteinkalk und auf den Alpen Muschelkalk konzentrierte, da der obere Wettersteinkalk zur Zeit Gegenstand zahlreicher anderer sedimentologischer Bearbeitungen ist (H. J. SCHNEIDER, 1954, 1964; O. SCHULZ, 1960, 1964). Die Hangendgrenze des Wettersteinkalks zu den Raibler Schichten wurde aber mehrfach vom Autor selbst begangen und untersucht.

III.2. Die Serie des Alpen Muschelkalks.

III.2.1. Die Liegendgrenze: In der älteren Literatur sucht man vergebens nach einer klaren Definition der Grenze zwischen Reichenhaller Schichten (Name im Sinne von O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899 : 303) und der Serie des Alpen Muschelkalks. A. ROTHPLETZ (1888 : 415) z. B. sieht in „dickbankigen, feinporösen, lichtrötlichen Kalksteinen“ die obersten Bildungen der Reichenhaller Schichten, überlagert von „dünnbankigen blauen, plattigen Kalken“, vielfach als „Würstl“-kalk ausgebildet, die dem tiefsten Horizont des Alpen Muschelkalks angehören. Er zieht somit eine zumindest einigermaßen erfäßbare lithologische Grenze. O. AMPFERER & W. HAMMER (1898 : 305) folgen dieser Auffassung, G. v. ARTHABER (1908 : 263) hingegen anerkennt überhaupt keine Abtrennung der Reichenhaller Schichten vom unteren Horizont der Serie des Alpen Muschelkalks (wohl aus persönlicher Unkenntnis der lokalen Gegebenheiten im Karwendel), R. v. KLEBELSBERG (1935 : 44) sieht die Grenze rein faunistisch mit dem Einsetzen einiger neuer Gastropoden gegeben. Erst H. MILLER (1962 : 6 und 8) (ähnlich R. HUCKRIEDE, 1959 a und b) definiert relativ deutlich lithologisch die hangendsten Reichenhaller Schichten mit einer 1 m mächtigen Rauhwacken-Breccienbank, über der dann — zumeist — „Würstl“-kalk des Alpen Muschelkalks lagert. Aber schon rasch zeigte sich innerhalb des untersuchten Raumes, daß die Rauhwacken-Breccienbildung stark von den paläogeographischen Gegebenheiten abhängig ist und somit nicht überall gleichmäßig als Leithorizont auftritt. Die Grenze zwischen Reichenhaller Schichten und der Serie des Alpen Muschelkalks wurde daher

über der hangendsten Rauhacken-Breccienbank (nur sofern vorhanden) oder mit der Oberkante der hangendsten laminierten Bänke von (reinem) Dolomit gezogen bzw. an der Basis des ersten Wurstkalk-Horizonts oder mit dem Einsetzen der ersten Bank von crinoidenführenden Kalkareniten (siehe unten!). Diese Abgrenzung ließ sich auf $\frac{1}{2}$ –2 m Genauigkeit festlegen. Jenem hangendsten laminierten Dolomit der Reichenhaller Schichten zwischen-gelagert, wurden allerdings mehrfach 10–20 cm Bänke von Areniten beobachtet, deren Komponenten größtenteils sich als kantige Dolomit-Resedimente mit einem $\varnothing$ von 1–2 mm erwiesen; Matrix: dunkle Kalkmikrite (Matrix : Komponente = ca. 50 : 50).

Deutung des Ablagerungsraumes der laminierten Dolomite entsprechend Arbeiten aus dem Rezenta-bagerungsbereich: extrem flaches, hochsalines Meerwasser im Gezeiten- bzw. Wellenbereich, subtropisch arid (H. J. WELLS, 1962 : 274).

III.2.2. Die Wechselfolge der „Wurst“-Kalke.

Die unterste Serie des Alpenen Muschelkalks erwies sich als eine rhythmische Wechselfolge von „Wurst“-Kalkbänken und einer Folge von Bänken dunkelgrauer Kalkarenite. Auffallenderweise waren in allen 3 Profilen ca. gleich viele, nämlich 10–12 Zyklen, vertreten.

Ein solcher Zyklus kann im Detail beschrieben werden wie folgt (Zyklus 2, „Wildanger“): Bei Profilometer 47,3 setzen dunkelgraue Kalkarenite ein, deren Matrixgehalt z. T. 50% übersteigt. Die Komponenten: Pseudooide, ähneln teilweise Korpillen, weiters sind, neben anderem, Biodetritus und z. T. reichlich Crinoidenstielglieder vorhanden (Komponenten- $\varnothing$ = 0,1 bis 1 mm). Die Sortierung ist als mittelmäßig zu bezeichnen. Ein ss im mm-Bereich ist erkennbar und wird durch wenige, dort oft gehäufte metasomatisch-diffuse Dolomit-rhomboiderchen („Dolospatitkörner“) betont ($\varnothing$: 0,05–0,3 mm). Das Gestein ist 20 cm dick gebankt. Bei Profilometer 47,9 überlagern (in allmählichem Übergang) sehr homogene dunkle Kalk-Areno-Mikrite, ärmer an nicht-biogenen Komponenten als im Liegenden. Sie zeigen zum Hangenden hin eine rasche Zunahme von jenen Dolomitspatitkörnern, die hauptsächlich an die welligen ss (Amplitude der Wellen im Bereich von 1–3 cm) gebunden sind. Die Bankung nimmt zu bis zu 60 cm Dicke. Bereits bei Meter 48,2 ist der in sich sehr homogene Kalkarenomikrit reich an Hohlräumen, senkrecht, parallel und in jeder sonstigen Lage zu ss, meist in rundlichen Formen mit $\varnothing$ -Weiten im Bereich zwischen 0,3 und 3 cm. Diese Hohlräume sind mit gelblichen bis grünlichen Dolospatitkörnern gefüllt (z. T. noch ein geopetales Interngefüge abbildend!), die aber leicht herauswittern. Hiedurch bleibt der Kalkarenomikrit z. T. wurstförmig zurück, was zum Ausdruck „Wurst“-Kalk führte. Nach oben hin vermehren sich die Hohlräume so weit, daß schließlich von der Kalkarenomikritmasse nur mehr freischwimmende Linsen (durchschnittl. $\varnothing$: 2–8 mm) als unveränderter Rest des ursprünglichen Hauptsediments übrig bleiben. Diese liegen wirt übereinander („Wurst“) und verfeinern sich zum Hangenden hin. Stylolitgefüge sind hier sehr häufig. Die Wurstkalk sind nicht den weiter im Hangenden dann auftretenden Knollenkalken gleichzusetzen. Das Gestein ist rund 20 cm mächtig gebankt. Mehrfach ist dann gegen das Hangende ein feiner Wechsel zwischen Lagen reich oder ärmer an Höhlen, mit Dolospatitkörnern gefüllt, zu beobachten, bis dann bei Profilometer 53,8 ohne Übergang (plötzlich?) wieder gröbere Kalkarenite des nächsten Zyklus (3) überlagern (Komponenten- $\varnothing$ ca. 0,5–2,0 mm), an der Basis frei von Dolospatitkörnern. Nach oben hin stellt sich aber wieder dieselbe Fazies ein wie die bei Meter 47,3.

Zum Hangenden hin nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen, besonders der Anteil der (jeweils liegenden) Kalkarenitbänke zu. Dabei erlangen die hangenden 4–5 Zyklen Mächtigkeiten von je 15–25 m. Der Großteil davon, mit max. über 20 m Mächtigkeit, fällt auf die Kalkarenitbänke.

Eine eigene Arbeit über die Wurstkalkwechselfolge soll sich in nächster Zeit noch im einzelnen mit den gesamten beobachtbaren Merkmalen in An- und Dünnschliff und deren Deutung auseinandersetzen.

Hier sei allgemein noch kurz bemerkt, daß auch innerhalb der Kalkarenitbänke, besonders der hangenden 4 Zyklen, eine Menge interessanter Daten aufgefunden wurde: z. B. Schrägschichtungsgefüge, die Schüttungsrichtung von E nach W anzeigen, Diploporenschuttlagen im zweitletzten Zyklus, Crinoidenstielgliederanhäufungen, rhythmische Bankfolgen in mittleren Zyklen (6 und 7). Wenige dünne Horizonte (je 10—30 cm) von Areniten mit Dolomitresediment als Komponenten finden sich in den obersten 3 Zyklen. Im Profil Seegrube E wurde eine überdurchschnittlich hohe Dolomitisierung in Form der diffusen Dolospatitkörner beobachtet.

Am Beginn der gesamten Wechselfolge findet sich vielfach ein einheitliches, 10—20 cm gebanktes Paket solcher Kalkarenite, reich an Crinoideen, 10—20 m mächtig unter der Basis des 1. Wurstkalks (insgesamt als 1. Zyklus bezeichnet). Eine Deutung der Kalkarenomikrit-Bänke als Riffstotzen (H. MILLER, 1962 : 18, Taf. 5) ist auf Grund der petrographischen Kriterien unzutreffend (Definition von „Riff“ siehe unter II.2.3.).

Innerhalb der Wurstkalkbänke selbst zeigen sich hie und da auch Schlammfließfalten, mit einem Richtungssinn von N nach S. Auch Bitumengehalt ist feststellbar. Auffallend mächtig ist im Profil Seegrube W der hangendste, letzte solche Wurstkalk-Horizont: bis max. 7 m. Er beinhaltet mehrere ganz scharf begrenzte Bänke von deutlich gradiert geschichteten Kalkareniten, die in der Mächtigkeit von 20 cm im Liegenden auf 5 cm im Hangenden abnehmen. Ihre Schichtflächen sind häufig mit Crinoidenstielgliedern (*Pentacrinus* sp.) dicht besät. Dieser ganze Horizont ließ sich, zwar weniger auffällig, auch in den anderen beiden Profilen klar durchverfolgen und wurde als Hangendgrenze der gesamten Wechselfolge definiert. Eine Deutung der „Wursth“-bildung als Problematikum „*Rhizocorallium* sp.“ (H. MILLER, 1962 : 9, A. H. MÜLLER, 1963 : 625) scheint auf Grund der oben beschriebenen petrographischen Merkmale dieser Karbonate als vertretbar.

Der Gastropodenhorizont von A. ROTHPLETZ (1888 : 415) ist in seiner Stellung und Beschaffenheit dieser, wahrscheinlich niveaunkonstanten „Wursth“-kalk-Wechselfolge zu vergleichen. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt im Profil „Seegrube W“ 138 m, im Profil „Wildanger“ 120 m, im Profil „Seegrube E“ nur 94 m. Dies, weil die zum Zyklus 1 gehörigen Kalkarenitbänke an der Basis nicht ausscheidbar waren.

Das Ablagerungsmilieu der Wursthkalke selbst kann als sehr ruhig (hoher Mikritanteil, Schlammwühlertätigkeit!) und z. T. reduzierend (Bitumengehalt!) bezeichnet werden. Die wechsellagernden Areniteinschüttungen bedeuten hingegen bessere Durchströmung und Durchlüftung (Schrägschichtung, Gradierung, kein Bitumen, Crinoidendetritus!). Für die Fazies beider Sedimente dieser Wechselfolge ist Flachwasser anzunehmen (Diploporenschutt!). Es ist daher wahrscheinlich, daß die Ablagerung der Wursthkalke auf gewisse ökologische Bedingungen und somit paläogeographische Räume beschränkt ist, was durch ihr teilweises Fehlen in den Profilen außerhalb des Nordkettenkamms auch deutlich zum Ausdruck kommt (siehe IV.2.2.).

III.2.3. Kalkarenite, Stromatolithrasen und Massenkalk.

Die Gesteinsreihe, die über dem vorhin besprochenen hangendsten Wursthkalk-Zyklus einsetzt, ist einigermaßen vergleichbar nur in den beiden Profilen Seegrube W und E ausgebildet. Das Profil Wildanger wird daher selbständig be-

schrieben und den beiden ersten gegenübergestellt, um diese Faziesdifferenzierung entsprechend herausstellen zu können.

In den ersten 25 m des Profils stellt sich eine Serie ein, 60—100 cm dick gebankt, die im wesentlichen die Kalkarenite und Kalkarenomikrite der Zwischenlagen in der Wurstkalk-Wechselfolge fortführt.

U. d. M. ergab sich eine Unterteilung in 5 mikrofazielle Typen: Pseudoarenite, Arenomikrite, Bioarenite, Biomikrite, reiner Dolospatit. Wiederum stellen die entsprechend der aktuo-geologischen Untersuchungen meist als Kotpillen deutbaren Pseudoolithe (PR. CLOUD, 1962) häufig den Großteil (bis max. 90%) der Komponenten in den arenitischen Sedimenten. Dazwischen sind aber einige Lagen (Bioarenite) eingestreut, in denen der Biodetritus (Grünalgen, bis über 50%, Foraminiferen, Ostracoden, Crinoiden, Mikromolluskenschill, Ø: 0,2 bis 4 mm) unter den Komponenten vorwiegt, bis zu 70%. Auch bei den Arenomikriten lassen sich solche mit hauptsächlich anorganischen Komponenten und solche mit vor allem biogenen Komponenten unterscheiden. Dolomitausbildung ist auf diffuse Dolospatitkörner beschränkt, die aber so weit zunehmen können, daß einige Male ganze Banklagen reinen Dolomits (Seegrube W eine Bank, Seegrube E vier Bänke) vorkommen. Sie sind meistens im Hangenden der Bioarenitbänke zu finden. Häufig zeigen die meist gut sortierten Arenite an der Basis ihrer Einschüttung (über Arenomikriten) Gradierung und Schrägschichtung. Solche Gefüge sind im Profil Seegrube E wesentlich stärker ausgebildet, wobei an der Basis solcher abrupten Einschüttungen nicht selten fladenartige „Großoolithe“ (chem. Internanlagerung in fladenartigen Hohlräumen) auftreten. Die Mikrite erweisen sich meist unregelmäßig. Als Besonderheit zeigen sie Kalkspatit-gefüllte, blasenförmige, ss-parallele Hohlräume (Ø: 0,5—5 mm). (Die vollständigen mikroskopischen Einzelergebnisse über die Serien des Alpenen Muschelkalks werden eigens veröffentlicht werden.)

Im Profil Seegrube W setzt hierüber eine 3 m mächtige, 20—40 cm dick gebankte, aber feinschichtige Lage Dolomit ein.

U. d. M.: Besonders interessant ist diese Lage durch ihre millimeterdicken käsig-kavernösen Krusten, die in Wellungen von „Krautkopfform“ gelegt sind (nach B. SANDER, 1936: Kräuselung) und aus reinem Dolomit bestehen. Ebenso rein dolomitisch sind die umgebenden Mikrite und Kryptite. Die Komponenten: Biogene — vor allem Onkoide, Diploporadetrus, Foraminiferen —, Pseudoolithe (= Kotpillen), Schlammaggregate, Traubenklumpen, Resedimente zeigen aber häufig nur eine Dolomitrinde um einen Kalkkern. Im liegenden Abschnitt des Dolomithorizontes macht die Matrix (Dolokryptit) bis zu 80% der Gesamtmasse aus. Im hangenden Abschnitt kommt es dann mehr und mehr zu abrupten Überlagerungen der Krusten durch gradierte Arenite in 4—8 cm Abstand. Hievon bestehen, bis auf die dolomitischen Resedimente des Liegenden an der Basis einer gradierten Schicht, die meisten gröberen und gut gerundeten Komponenten (Ø: 0,3 bis max. 10 mm) aus Kalk mit Dolomitrinden. Erst die feinsten Komponenten und der Kryptit im Hangenden sind wieder Dolomit, worin sich allmählich einsetzend auch wieder jene gekräuselten Krusten ausbilden. Die gradierten Arenite führen als Matrix Kalkspatit. Kalkspatit füllt auch die reichlichen, flach linsenförmigen Hohlräume (Ø: bis max. 10 mm), die überall im Sediment, besonders unter den Krusten, verstreut sind. Bohrröhren senkrecht ss, mit einer Länge von max. 14 mm und einem Ø von 1—2 mm, wurden im Kryptit-Bereich mehrfach beobachtet. Die Dolomitbildung ist entsprechend B. SANDER (1936) als primär zu bezeichnen.

Der soeben beschriebene gesamte Sedimentkomplex läßt sich mit der von E. G. PURDY (1963 a und b) oder PR. CLOUD (1962) in den Bahamas genau definierten Schlamm- und Kotpillen-Schlamm- („pellet-mud“-) Fazies sehr gut vergleichen. Er ist somit einem lagunär geschützten, extrem flachen, schwach reduzierenden, tropisch warmen Meeresraum mit einer reichlich entwickelten Fauna von Kotpillenerzeugern zuzuordnen. Abrupte Schüttungen lassen sich am ehesten als Sturmschichten erklären (entsprechend persönlicher Beobachtungen des Autors an rezenten Sedimentproben aus den Bahamas, die Prof. Dr. E. SEIBOLD/Kiel entgegenkommenderweise zur Verfügung stellte). Die dolomitischen, gekräuselten Krusten entsprechen nach der grundlegenden Arbeit von B. W. LOGAN, R. REZAK & R. N. GINSBURG (1964) Algenstromatolithrasen vom geo-

metrisch definierten Typus SH-V → LLH-S → SH-V. LLH gehört, nach oben zitierter Untersuchung, einem sehr geschützten, hochsalinen (?) Ablagerungsraum an, mit periodischer Trockenlegung und Bewässerung durch Gezeitenfluten, mit Sturmflutschichten, Bohr- und Weidetätigkeit von Organismen, Austrocknungserscheinungen; SH bildet sich mehr an exponierten Landzungen, aber auch mit periodischer Austrocknung und allen Merkmalen einer nahen Küste, so wie bei LLH. Die ebenfalls im beschriebenen Horizont vorhandenen (eingeschwemmten) Onkolithe entsprechen dem Stromatolithentypus SS-I, der in kontinuierlich bewegtem Flachwasser unterhalb der Gezeitengrenze abgelagert wird und häufig aus losgerissenen SH-Typen entsteht. Schlammaggregate und Traubenklumpen („grapestone lumps“) sprechen wiederholt für agglutinierende Kräfte zwischen den Komponenten im Sedimentationsraum. Die in den Mikriten (nicht in den Areniten!) häufig vorkommenden Kalkspat-gefüllten Hohlräume („bird's eyes“ in der amerikanischen Literatur) dürften zumeist auf Gasblasen im Sediment zurückzuführen sein, die durch Gasabscheidung der Algenrasen und Verwesungsgase (reduzierendes Milieu) zustande kommen, einige auch durch Restlumina in Grabgängen.

Der 3 m mächtige Stromatolithrasenhorizont im Profil Seegrube W zeigt also nach einer langen Periode von Flachwassersedimentation einen Zeitpunkt minimalster Wasserbedeckung und einen Wendepunkt der Entwicklung des Ablagerungsraumes (siehe folgenden Absatz) an. In den beiden östlichen Profilen der Nordkette hingegen fehlt er oder ist, im Profil Wildanger, nur als allochthon eingeschwemmtes Sediment vorhanden (siehe unter III.2.5.). Dort herrscht also durchgehende Flachwassersedimentation.

Über dem soeben besprochenen, 25—40 m mächtigen Abschnitt setzen ziemlich schlagartig in beiden Profilen Seegrube W und E reine Kalke ein, in denen sich bald die Bankung zugunsten massigen Aussehens verliert. Die petrographische Beschaffenheit entspricht einem groben Bioarenit (z. T. schon als Rudit zu bezeichnen). Unter den Komponenten (Ø: 0,5—5 mm) wiegen daher Biogene vor: Dasycladaceen- und Korallendetritus, weiters Hydrozoenbruchstücke, viele Foraminiferen, Crinoiden, Mikrolamellibranchiatenschill, Conodonten, Ostracodenschälchen. Als Nichtbiogene sind vor allem Resedimente, Traubenklumpen („grapestone-lumps“), einige Pseudooide (= Kotpillen), Ooide und Schlammaggregate zu erwähnen. Die Matrix besteht in den liegenden Teilen vorwiegend aus Kalkspatit, zum Hangenden hin wiegen Kryptit und Mikrit wieder stark vor. Das Gefüge der Komponenten ist meist regellos.

In diesem Massenkalk ist von besonderer Bedeutung die reichliche Kleinhöhlenbildung, entstanden durch organisches Wachstum und sperrige Lagerung von Komponenten: bis über 50% des Gesteinsvolumens sind hiezu zu rechnen. Die Ausfüllung dieser Hohlräume erfolgte häufig geopetal: in ihrem liegenden Teil mit Rotschlammfazies, deren stratigraphisch tiefstes Auftreten in den beobachteten mikrofaziellen Profilen hiemit gegeben ist (rote Kalke entsprechend K. LEUCHS & H. UDLUFT, 1926), im oberen Teil nach Art der Großoolithe durch chemische Internanlagerung. Eine zweite Generation von Rotschlamm wurde innerhalb der Restlumina von Großoolithen beobachtet. Die Rotschlammteile bestehen oft zu über 50% aus Filamenten, eingebettet in hell- bis dunkelrotem Kryptit. Bei der Deutung dieser Rotschlammkalke ist (entsprechend R. HOLLMANN, 1964) an stratigraphische Kondensationsfazies zu denken (siehe unter III.2.5.). Die Großoolithe erlangen Ausdehnungen, quer und parallel ss, bis zum Ausmaß von max. mehreren Dezimetern.

Im Hangenden dieses rund 15—25 m mächtigen Abschnitts finden sich (in beiden Profilen Seegrube W und E völlig niveaunkonstant!) einige Lagen von Feinlumachellen, die bis zu 60% aus Schill von 1—3 mm großen „Mikrolamellibranchiaten“ und Kleinbrachiopoden bestehen. Sie werden von einem Horizont feiner Kalkrudite überlagert, die gut kantengerundete Resedimente des Liegenden als Komponenten (Ø: max. 5—20 mm) (Seegrube W: 8 m, Seegrube E: 20 m mächtig) führen. Die Matrix, Kryptit bis Mikrit, zeigt noch weiterhin viele Schälchenquerschnitte. Rotschlamm und (häufig fladentförmige) Großoolithstrukturen sind ebenso, wenn auch seltener, noch vorhanden. Mit einer geringmächtigen Lage von Bioareniten (ähnlich denen an der Basis) wird der insgesamt rund 25—45 m mächtige Massenkalk nach oben hin abgeschlossen.

Zur Deutung des Massenkalks: Entsprechend den Definitionen von H. F. NELSON, C. W. BROWN & J. H. BRINEMAN (1962 : 240 ff.) kann dieser Horizont als Teil einer Riffablagerung betrachtet werden. Unter „Riff“ wird hierbei eine autochthone Kalkablagerung von unzerbrochenen und detritischen Biogenen verstanden, von Organismen stammend, die die ökologische Fähigkeit besitzen, harte, wellenresistente topographische Strukturen am Meeresboden aufzubauen. Dies äußert sich petrographisch vor allem in folgenden Merkmalen: Auftreten einer nach der Seite hin rasch wechselnden Faunengemeinschaft von kalkabscheidenden Grünalgen, Schwämmen, Korallen, Hydrozoen, Bryozoen, Mollusken, Crinoiden usw., die alle gut durchlichtetes und durchlüftetes Wasser benötigen; weiters ist eine starke, primäre Hohlraumbildung typisch, meist durch organisches Wachstum und sperrige Lagerung von Grobkomponenten verursacht und häufig auf dem Wege chemischer Internanlagerung („Großoolith-Gefüge“) ausgefüllt. Charakteristisch sind auch nicht geopetal geregelte Sedimentation (d. h. keine Schichtung), rasche Resedimentation, primäre Ausschwemmung (starke Wasserbewegung am emporragenden Relief!) und oftmaliger sekundärer (zur Zeit der Frühdiagenese) „Sandfang“ von Feinsediment, wie Kryptit und Rotschlamm, in dem an Hohlraumvolumen reichen Gestein. Im Profil ist ein linsenartiges Anschwellen des Riffkörpers erkennbar. Ist, wie z. T. in den hier besprochenen Profilen, ein Verzahnen mit einer Beckenfazies zu erkennen, z. B. sehr reichliche Rotschlammenschwemmung, Foraminiferenreichtum und ganz allgemein sehr heterogene Faunenzusammensetzung, so kann man von einer „Vorriff-Fazies“ sprechen. Ein Auskeilen des Riffmassenkalks der Profile an der Seegrube nach E beweist das unter III.2.5. beschriebene Profil Wildanger.

Auffallend ist, nach Sedimentation des Stromatolithalgenhorizontes, der schon erwähnte starke allgemeine Umschlag zur Riffbildung im Ablagerungsmilieu, womit jenes Niveau wahrscheinlich im Gesamtablauf der Profile am Kamm der Nordkette eine wichtige Stellung einnimmt. Der gesamte unter III.2.3. beschriebene 50—65 m mächtige Abschnitt ist in seiner Stellung dem Horizont der Brachiopodenkalke von A. ROTHPLETZ (1888 : 416) vergleichbar.

III.2.4. Die hangenden Bankkalke der Serie des Alpinen Muschelkalks in den zwei Profilen an der Seegrube.

Über dem beschriebenen Riffkalkhorizont setzen wieder geschichtete Kalkarenite ein, z. T. als Bioarenite entwickelt. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Mikrit. Der Komponentenbestand entspricht ungefähr dem der Kalkarenite im Liegenden des Stromatolithrasenhorizonts. Crinoidenhäcksels, Lumachellen von „Mikrolamellibranchiaten“, Grünalgendetritus sind die vorherrschenden Biogene, aber auch reichlich Ammoniten kommen vor. Von Besonderheit ist das Gefüge:

regelmäßig, in engen Abständen (2—4 cm bis zu 20 cm Distanzen) finden sich fladenförmige, weit ausgebreitete (z. T. einige m weit), aber sehr niedrige, d. h. wenige mm bis max. 2—3 cm hohe Hohlräume (engl.: „tabular vugs“). Sie sind geopetal („Sandfang“ zur Zeit der Frühdiagenese) mit Rotschlamm unten und großoolithartiger chemischer Internanlagerung oben ausgefüllt und verursachen häufig die rund 25—60 cm dicke Bankung. Es entsteht dadurch leicht der Eindruck, es handle sich bei diesen Bankkalken um einen „Rotschlammrhythmit“ (entsprechend B. SANDER, 1936). Genauere Untersuchungen für eine exaktere Beschreibung und Deutung dieser Schichtfazies sollen noch vorgenommen werden. Hornsteingehalt fehlt im Bereich der Seegrube fast völlig.

Dieser rund 80 m mächtige Abschnitt entspricht dem Ammonitenhorizont und dessen hangendem Horizont „d“ von A. ROTHPLETZ (1888 : 416). Tatsächlich entstammen wohl aus dieser Fazies die reichen Ammonitenfaunen der Trinodosus-Zone, die R. v. KLEBELSBERG (1920) und FR. ALMA (1926) aus Fallstückfunden bestimmt haben (wie bereits auch R. v. KLEBELSBERG, 1920 : 185, vermutet!) und wahrscheinlich nicht aus dem hangenden Wettersteinkalk. Allerdings hängt dies auch von der lithologischen Kenntnis, Definition und der Deutung der Basis vom Wettersteinkalk ab (siehe unter III.3.1.). Die hangendsten 15 m der Serie des Alpinen Muschelkalks, 10—20 cm dick deutlich gebankt, bestehen aus einer Wechselfolge, in der einen halben Meter mächtige Lagen von Grobareniten (ungeregelter Biodetritus und andere kantige Resedimente mit max. Ø von 2 bis 3 mm; entsprechend feinem Riffschutt) mit 1½ m dicken Kalk-Fein-Arenit-Folgen (Fazies mit Rotschlamm wie im Liegenden) wechsellagern. (Die Grenze Alpinen Muschelkalk—Wettersteinkalk siehe III.3.1.)

III.2.5. Die Hornstein-Knollenkalk-Serien im Profil Wildanger.

Am Wildanger erfolgte schon eine Reihe von Profilaufnahmen, die letzte makrofazielle Beschreibung dieses Profils gab O. SCHMIDEGG (1951 : 165).

Den letzten Zyklus der Wurstkalk-Wechselfolge (siehe III.2.2.) überlagern, wie im Profil Seegrube E, Kalkarenite (Ø: max. 1—2 mm), die mit laminierten Dolomiten (Dolospatitkörner) abwechseln. Nach dem Hangenden hin nimmt der Matrixanteil (Mikrit) zu. Der ganze Abschnitt ist 10—20 cm dick gebankt, insgesamt rund 22 m mächtig. Darüber folgt ein kaum gebankter Kalkhorizont, in dem größere Bioarenite (darin auch einige dolomitische Komponenten) mit Arenomikriten (mit wenigen kleinen ss-parallelen Hohlraumfüllungen von Kalkspatit!) wechsellagern. Auch eine Lage von Oolithen findet sich eingeschaltet als Hangendstes.

Etwa 30 m über dem hangendsten Wurstkalk-Zyklus liegt dann ein 2 m mächtiger Horizont vor, gebildet aus Mikrit (reich an Filamenten und Foraminiferen), in dem einige Arenitlinsen und — von besonderem Interesse — mehrere z. T. bis dm-große Bruchschollen von (z. T. aber fraglichen) Stromatolithrasen (Typus LLH-C) allochthon einlagern. Zahlreiche, z. T. im Ø mehrere cm große Hohlräume sind geopetal gefüllt mit Rotschlamm an der Basis und chemisch angelagertem Calcit oben. Die Rotschlammte sind reich an Filamenten und Foraminiferen.

Zum Hangenden hin nehmen die Linsen von crinoidenhäckselseichen Grob-Bioareniten bis -Ruditen an Bedeutung zu. Rein mikritische Lagen treten zurück. Das fast massige Gestein ist mit geopetal gefüllten Hohlräumen (Crinoiden-„Sandfang“) stark durchsetzt. Rund 8 m hangend des Horizontes mit Stromato-

lithrasenbruchstücken besteht schließlich das Sediment zu 90% aus feingeschichteten Crinoidenstielgliedern (max. Ø: bis 6 mm), der Rest aus Biodetritus mit sehr gut sortierten Korngrößen entsprechend dem Ø der Crinoidenstielglieder. Die Matrix ist Rotschlamm. Dieser rund 4 m mächtige, wieder 30 cm dick gebankte „Crinoidenhorizont“ wurde an diesem Aufschluß bereits von O. SCHMIDEGG (1951: 165) erwähnt. Reichlich vorkommende Brachiopoden dürften eine biostratigraphische Einstufung wesentlich erleichtern.

30—150 cm dick gebankte Knollenkalke überlagern den Crinoidenhorizont. Die Komponenten dieser Kalke sind vorwiegend Biodetritus (Ø: 0,1—1,0 mm), darunter viele Crinoidenstielglieder und vor allem 1 mm lange Filamente (bis 20%); die Matrix ist Kalkmikrit. Bis zu 2 cm dicke Rotschlammkörper und grünliche dolomitische Bereiche (von derselben Komponentenzusammensetzung wie das Hauptgestein) sind linsig, z. T. ohne scharfe Grenzen mit Übergängen angelagert. Das Gefüge zeigt bankinterne wie bankexterne knollig-wulstige ss-Flächen (Ø der Knollen senkrecht ss 4—5 cm), die jeweils scharf das Liegend-sediment vom Hangendsediment trennen.

Nach einer Sedimentfolge von 3—4 m beginnen 2—4 cm dicke Überzüge grüner Mergel die bankexternen Knollenflächen zu belegen: auf 4 m Mächtigkeit rund 9 Horizonte. Aber auch bankintern begegnet man an Knollenflächen solchen grünen, 4—10 mm dicken Mergellagen. Z. T. haben sie ein Aussehen, das den Dolomitspatitkörner-Anhäufungen im Wurstkalk sehr ähnelt. Das Sediment enthält auch einige Ammonitensteinkerne (siehe auch O. AMPFERER & W. HAMMER, 1898: 306). Gleichzeitig mit den z. T. schlierigen grünen Mergellagen stellen sich (häufig unter den knolligen ss parallel laufend) Hornsteinschmitzen und -knollen ein, die sich wirr mit dem Karbonatsediment verzahnen.

Rund 10 m über der liegendsten grünen Mergellage setzen rote Hornstein-knollenkalke ein, 30 cm dick gebankt. Sie bestehen aus roten Feinareniten mit weißen Mikritlinsen und wiederum einem unglaublichen Reichtum an Filamenten in dem oben bereits beschriebenen bankinternen und bankexternen knolligen Gefüge. Dieser rotgefärbte Horizont geht bereits nach 5 m Mächtigkeit wieder in weiße, hornsteinfreie, arenitische Knollenkalke über, die ihrerseits bereits nach 4 m allmählich von Bankkalke ohne Knollenbildung ersetzt werden.

Zusammensetzung: sehr hell weiße Kalkarenite, Komponenten: organ. und anorgan. Detritus mit einem Ø: 0,2—0,6 mm, reichlich Filamente, Matrix ist Mikrit; häufig als Schichtfugen finden sich ss-parallele fladenartige Hohlräume, die durch chemische Internanlagerung von Calcit ausgefüllt sind und an Menge und Größe zum Hangenden hin zunehmen.

Diese Fazies, 20—60 cm dick gebankt, hält auf 26 Profilmeter an. Ein einziges Mal nur, nach 15 m, wird sie von einer 1 m mächtigen Lage grauer Knollenkalke unterbrochen.

Eine 1 m Lage Grobarenit mit größeren Lumachellen (Länge der „Mikro-lamellibranchiaten“-Schälchen: 2—5 mm; übrige Komponenten 0,2—0,4 mm Ø, Matrix: z. T. Kalkspatit, z. T. Mikrit) kündigt einen Faziesumschlag an, der sich in einem 1 m mächtigen Wurstkalkhorizont fortsetzt. Die überlagernden, gebankten Kalkarenite entwickeln sich allmählich wieder zu Knollenkalke, die zum Hangenden hin auch Hornstein führen und auf den bankexternen Knollenflächen grüne Häutchen tragen.

Acht Meter über jenem Lumachellen-Horizont steht eine 1,80 m mächtige Bank grüner Mergel-Arenite an. In sich etwa 10—20 cm dick geschichtet, enthält sie kleine Linsen härteren silikatischen Materials und ist lagenweise gradiert ge-

schichtet. 1,2 m darüber folgt eine zweite solche Bank, mit 30 cm Mächtigkeit, eine dritte (mit 20 cm Mächtigkeit) nach weiteren 0,6 m, eine vierte, fünfte und sechste Lage (je rund 3—5 cm dick) in den folgenden 4,6 m Profil. Den drei liegenden, dicken Bänken grüner Mergel-Arenite zwischenlagern — nicht knollige! — filamentreiche Arenite (3 cm dick gebankt), die zum Hangenden hin jeweils in Arenomikrite mit Hornsteinbändchen und -knollen übergehen. Über der 3. Bank grüner Mergel-Arenite erst finden sich auch hornsteinhaltige feine Kalkarenite (Komponenten- $\varnothing$: 0,1—0,3 mm) mit knolligen ss, die auf ihren Knollenflächen auch bankintern 3—6 mm dicke Lagen grüner Mergel führen und sich besonders auf den Abschnitt direkt unter der nächsthangenden, bankexternen Schicht grüner Mergel konzentrieren. Die hangendsten 5½ m (10—30 cm dicke Bänke) der Serie des Alpen Muschelkalks werden wieder von Kalkareniten aufgebaut (feine Resedimente mit $\varnothing$ max. 1,0 mm; Bioderitus, Crinoidenstielglieder, Filamente, einige dünne knollige Horizonte, reichlich Hornstein-Linsen).

Zur Deutung dieser Serie:

Die 30 m mächtigen Bioarenite, Arenomikrite und laminierten Dolomite hangend der Wurstkalk-Wechselfolge entsprechen völlig dem als Kotpillen-Schlammfazies gedeuteten Abschnitt in den Profilen der Seegrube. Der am Wildanger vorhandene Horizont mit Stromatolithrasenbruchschollen ist dem Stromatolithrasenhorizont Seegrube W vergleichbar und läßt diesen Zeitpunkt der Sedimentation in minimalster Wassertiefe als einigermaßen niveaunkonstant erscheinen und betont somit die Bedeutung dieser Wende im Ablagerungsraum (siehe III.2.3.). Allerdings sprechen die allochthone Lagerung der Rasenstücke (ebenso wie der Reichtum an Mikrit, Rotschlamm, Foraminiferen) dafür, daß hier, 6,5 km östlich der Seegrube, ein wenig tiefere (entsprechend den Mächtigkeitsunterschieden in den Profilen ? 10—20 m) Wasserverhältnisse herrschten.

Der darüber folgende, 12 m mächtige, fast massige, hohlraumreiche Horizont mit Bioareniten und -ruditen, mit dem Rotschlammreichtum und dem Vorwiegen von Crinoidenhäckseln im Hangendteil, läßt sich dann zwanglos der stratigraphischen Stellung der Riffbildung im Bereich der Seegrube vergleichen. Ebenso gehören, zumindest zu einem Teil, noch die überlagernden 18 m grauen und roten Hornsteinknollenkalk mit ihren grünlichen Schichtüberzügen in dieses Niveau (nicht zu verwechseln mit Wurstkalken!). Die Untersuchungen von R. HOLLMANN (1964) über Kondensation und Omission an Hand von Subsolutionsfragmenten in Knollenkalken des Ammonitico Rosso brachten viel Licht in die Sedimentationsverhältnisse dieser Fazies: in einem beständig schwach durchströmten, sehr gut durchlüfteten Ablagerungsraum („Nicht-Riff“) entstehen durch intermittierende submarine Subsolution fossile Hart- und Weichböden. Starke Strömung würde sämtliches Feinmaterial wegfegen (E. G. PURDY, 1963 a). Die große Dichte an nicht-riffbauenden Fossilien in feinen Mikriten (siehe oben: Filamente, Foraminiferen, Ammoniten, Crinoiden) deutet auf stratigraphische Kondensation, d. h. auf geringen Sedimentabsatz in relativ langer Zeit (z. B. den rund 30 m Massenkalk auf der Seegrube entsprechen am Wildanger 12—15 m Sediment). Es ist also mit großer Wahrscheinlichkeit für den Raum Wildanger zur Zeit der Ablagerung der Mittleren und Oberen Serie des Alpen Muschelkalks mit einer, wenn auch geringen, morphologischen Depression zu rechnen.

Die 35 m Bioarenite (mit den Knollenkalk- und Wurstkalk-Einlagerungen) sind mit großer Sicherheit bereits in das Niveau der hangenden Bankkalk (entsprechend dem Ammonitenhorizont von A. ROTHPLETZ, 1888) der Seegruben-

Profile einzustufen, wenn auch am Wildanger, wegen fast kontinuierlich durchlaufender (Ammoniten führender) Fazies bisher keine exakte Grenze zwischen mittleren und oberen Serien des Alpen Muschelkalks zu ziehen ist. Durch genauere Untersuchungen der Handstücke in An- und Dünnschliff und mit Hilfe von Conodonten-Reihentests sollen bessere Kenntnisse gewonnen werden, vor allem was die Ursachen der dargestellten vertikalen Faziesänderungen (die meines Erachtens auch Faunenänderungen mit sich bringen können) anlangt, die sich im geringmächtigeren Profil Wildanger in einer Art Zeitraffertempo darstellen.

Die drei dicken Bänke grüner feiner Mergel-Arenite an der Basis der obersten 15 m der Serie des Alpen Muschelkalks sind entsprechend neueren Untersuchungen von H. VIDAL (1953 : 65 ff.), H. MILLER (1962 : 12 ff.) als Ablagerungen von Kristall- und Aschentuffiten zu betrachten (häufig als „Pietra verde“ bezeichnet). Ob dies auch für die anderen, wenige cm dünnen Lagen zutrifft, muß erst im Dünnschliff überprüft werden. Diese könnten ebenso gut letzte Reste von submariner Subsolution an Kalk darstellen. Der Tuffit-(Pietra-verde-)Vulkanismus dürfte auch (siehe auch H. MILLER, 1962 : 55) für die Hornsteinbildung in den Knollenkalken und für eine verstärkte Knollenkalkentstehung (Erhöhung der CO_2 -Konzentration bewirkt erhöhte submarine Kalkwiederauflösung) verantwortlich sein, eventuell auch (durch Vergiftung des Meereswassers) für das fast plötzliche Absterben der Riffbildungen am Beginn der obersten Serien des Alpen Muschelkalks. Die sehr auffällig auf kurzes Streichen nur (etwa 600 bis 800 m nach W hin) anhaltenden mächtigen Tufflagen sprächen nach H. MILLER (1962 : 15 ff.) für mehr oder weniger autochthone Entstehung. Der Befund, daß die Ablagerung der Tuffe in einer paläogeographisch-morphologischen Depression mit ruhigeren (aber beständigen) Strömungsverhältnissen geschah, zwingt aber zu einer neuen Überprüfung der Möglichkeit einer lokalen Zusammenschwemmung der Tuffe. Wichtige Hinweise dafür oder dagegen erwartet sich der Autor aus der paläogeographischen Verteilung und aus einer genaueren Analyse der begleitenden Sedimente in einem größeren Raum (vgl. die weiteren Fundorte von grünen Mergelbänken, entsprechend diesen Tuffen, IV.2.2.). Die Pietra-verde-Tufflagen können (siehe IV.2.2.) zusammengekommen als eine Art lithostratigraphischer Leithorizont für die hangendste Serie des Alpen Muschelkalks betrachtet werden, dies, weil ihre Ablagerungsumstände auch dort, wo sie selbst im Profil fehlen, die Sedimentbildung wesentlich beeinflussen, vielleicht auch die Organismenentwicklung.

III.2.6. Zum Namen „Serie des Alpen Muschelkalks“.

Die im Kapitel III.2. beschriebenen Sedimente werden hier unter der Bezeichnung „Serie des Alpen Muschelkalks“ zusammengefaßt. Diese reicht von der Hangendgrenze der Reichenhaller Schichten (siehe III.2.1.) bis zum Einsetzen des Wettersteinkalks (siehe III.3.1.) oder der Partnach-Schichten (siehe IV.3.1.) und umfaßt eine Vielzahl von Faziesausbildungen, die fast das gesamte Anis ausfüllen. Die örtlich auftretende, allmähliche Tendenz zum Riffwachstum entspricht schon der Fazies des Wettersteinkalks, wird aber in den Hangendserien des Alpen Muschelkalks noch einmal scharf unterbrochen. Das Profil Seegrube W ergab für diese Serie eine Gesamtmächtigkeit von 265 m, das Profil Seegrube E eine von 250 m, das Profil Wildanger eine von nur 235 m.

Der Name „Alpen-Muschelkalk“ wurde aufgestellt von C. W. GÜMBEL (1860 : 16) als zeitliches und lithologisches Äquivalent zum Germanischen Muschelkalk. Diese Bezeichnung erwies sich infolge weiterer Untersuchungen bald

als unhaltbar. Bereits G. v. ARTHABER (1908 : 261) sah sich gezwungen, den Begriff „Alpiner Muschelkalk im engeren Sinne“ in seiner Bedeutung einzuschränken auf die lithologische Schichtgruppe, die die anisische Stufe weitestgehend ausfüllt. Diese Definition, die den Namen einer lithostratigraphischen von dem einer biostratigraphischen Einheit vollkommen trennt, und durch den Zusatz „alpin“ mit dem Zeitbegriff des Germanischen Muschelkalks nicht zu verwechseln ist, hat sich weitgehend eingebürgert, wurde von vielen Autoren (O. REIS, 1911, „Alpiner Muschelkalk i. e. S.“, R. v. KLEBELSBERG, 1935, „Muschelkalk i. e. alp. Sinn“, G. HABER, 1934, „Alpiner Muschelkalk“) fast direkt übernommen und auch in dieser Arbeit verwendet, nur unter Hinzufügung des Wortes „Serie“, um die Vielfalt der darin enthaltenen Sedimentfazies zu bezeichnen. Die in jüngster Literatur versuchsweise neu definierten Namen an Stelle von „Alpiner Muschelkalk“ bringen entweder den Nachteil mit sich, zeitliche mit lithostratigraphischen Begriffen zu vermengen (R. HUCKRIEDE, 1959 a und b) und so der Gleichzeitigkeit verschiedener Fazies nicht gerecht zu werden, oder sie verlieren ihre Allgemeingültigkeit dadurch, daß sie durch Anwendung von einschlägigen Faziesnamen (Riffknollenkalkserie“ von H. MILLER, 1962 : 7) nur einen Teil der reichen Faziesvielfalt bezeichnen können. Weiters spricht gegen diese Begriffe, daß Namen, die an und für sich zwecks ihrer genaueren Beschreibung völlig neutral sein sollten, nicht von vorneherein durch eine gegebene Deutung belastet werden dürfen.

Die Serie des Alpinen Muschelkalks kann in ihrer stratigraphischen Ausdehnung dem von E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1963) mikrofaziell neu am locus typicus definierten Gutensteiner Kalk gleichgestellt werden. Wegen z. T. nur sehr unklarer Definitionen, außerdem vieler Überschneidungen untereinander, wurden die vielen Lokalnamen von Teilkomplexen der Serie des Alpinen Muschelkalks (wie z. B. Stein-Alm-Kalk, Schusterberg-Kalk, Virgloriakalk, Reiflingeralk, Schreyer-Alm-Kalk) in dieser Arbeit nicht verwendet. Weil sich vielfach eine stratigraphische Aufteilung der Serie des Alpinen Muschelkalks durchführen ließ, wurde des öfteren vergleichsweise auf die Horizonteinteilung nach A. ROTHPLETZ (1888) und O. AMPFERER & W. HAMMER (1898) hingewiesen, aber auch deren Problematik erörtert.

III.3. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks.

III.3.1. Die Liegendgrenze.

Zwischen den Gesteinsfazies einer liegenden und einer hangenden Schichtgruppe bestehen vielfach Übergänge. Dies vor allem, wenn sich eine später vorherrschende Fazies schon oft neben der noch anhaltenden älteren auszubilden begonnen hat, also mehrere Fazies zunächst ein Nebeneinander darstellen, wie es auch hier im Verhältnis der Serie des Alpinen Muschelkalks zur Faziesgruppe des Wettersteinkalks meist vermutet wurde.

Folgende Kriterien wurden in den 3 Profilen an der Nordkette zur Grenzziehung zwischen den beiden lithostratigraphischen und faziellen Schichtgruppen verwendet:

Plötzliches Neueinsetzen von Komponenten wie Grünalgen-, Solenoporen-, Korallen-, Lamellibranchiaten-, Gastropoden-, Crinoiden- und ähnlichem Biodekretus (d. h. einer riffbildenden Flora und Fauna entstammende Organismenhardtteile) oder von kantigen Grobsedimenten (beinhaltend wiederum obige Biogene, Schlammstücke usw.); Fehlen von feinen Pseudoooid- (Kotpillen-) Areniten; unvermittelte Kornvergrößerung der Komponenten (statt 0,1—0,2 mm

nun gleich durchschnittliche Korn-Ø von 5–15 mm); zumindest teilweise Ersetzung des Mikrits durch Spatit als Matrix; vermehrte Bildung von Hohlraumgefügen, z. T. mit Rot-schlamm, z. T. mit chemisch internagelagertem Karbonat ausgefüllt.

Zusammenfassend deutend, wird also die Basis des Wettersteinkalks mit dem Einsetzen einer regelrechten Riffschutt-Fazies gezogen (Definition von Riff siehe III.2.3.), die sich überraschend scharf in allen Profilen abgrenzen ließ. Es wird angenommen, daß der allochthone Riffschutt von neuerlich regenerierten Riffstöcken aus der Serie des Alpenen Muschelkalks stammt, die kurzzeitig zur Zeit des Tuffvulkanismus durch Vergiftung stillgelegt waren, danach aber als Urzellen der mächtigen Wettersteinkalkriffe wieder in Aufarbeitung geraten sind und zu wachsen begonnen haben.

In den Profilen Seegrube W und am Wildanger (im Profil Seegrube E bedarf es zur genaueren Horizontierung der Funde einer nochmaligen Begehung dieser Aufschlußstellen) kommt noch ein weiteres auffälliges Merkmal hinzu: das Einsetzen des Riffschutts ist dort gleichzeitig gekennzeichnet mit einem Horizont von gradierten Calciruditbänken: im Profil Seegrube W sind die gradierten Schichten je 6–12 cm mächtig, der ganze Horizont rund 4 m mächtig und 20 bis 50 cm dick gebankt; die maximalen Korn-Ø (Komponenten des Riffschutts!) einer gradierten Schicht betragen 4–8 mm und treten erst ca. 10 mm über der jeweiligen scharfen Basis auf; auffallend sind ss parallele, fladenförmige Hohlräume (mit chem. Internanlagerung von Karbonat gefüllt) unter der Basis der meisten gradierten Lagen; im Profil Wildanger sind die gradierten Lagen 8 bis 13 cm dick, der Horizont insgesamt rund 2 m mächtig, die max. Korn-Ø, 2 cm über der Basis einer gradierten Schicht, betragen sogar 12–16 mm, im Fein-Anteil finden sich z. T. noch reichlich Filamente.

Dieser markante Horizont gradierten Schichten, der entlang der Innsbrucker Nordkette auf 7 km Länge hin verfolgbare ist, setzt im Profil Wildanger bereits 10 m über der (nur dort vorkommenden) hangendsten Tuffmergelbank ein. Hangend von der gradierten Folge (siehe unten: III.3.2.1.) folgt in allen 3 Profilen nur mehr Riffschuttfazies in allmählicher Vergrößerung zum Hangenden.

Die Entstehung der Gradierung kann am besten durch Suspensionsströmung am Meeresboden erklärt werden („Turbidite“), die wohl auch für die Einschwemmung des völlig allochthonen Komponentenbestandes an der Basis der Unteren Faziesgruppe des Wettersteinkalks über der Hangendserie des Alpenen Muschelkalks verantwortlich ist. Als Ursache für die Suspensionsströme können als geologisch typisiertes Ereignis sowohl Sturmweatherlagen wie auch Erdbeben-tätigkeit angenommen werden, letztere eventuell als ein letztes Anzeichen des Pietraverde-Tuffvulkanismus in der obersten Serie des Alpenen Muschelkalks. Beide Möglichkeiten würden für eine einzeitige Entstehung (im Sinne von B. SANDER, 1936 : 188) der vielfachen Folge gradierten Schichten an der Basis des Wettersteinkalks sprechen, und damit für eine lithostratigraphische Fixierbarkeit dieses Horizonts (allodapische Kalke im Sinne von K. D. MEISCHNER, 1964).

III.3.2. Die Sedimente der Unteren Faziesgruppe des Wettersteinkalks.

III.3.2.1. In allen 3 Profilen am Kamm der Innsbrucker Nordkette folgt über der Liegendgrenze des Wettersteinkalks eine mächtige Folge von reinem Riffschutt in der bereits oben (unter III.3.1.) beschriebenen Ausbildung. Im Profil Seegrube W sind es 65 m, im Profil Seegrube E 75 m, im Profil Wildanger beträgt die Mächtigkeit sogar 120 m. Diese Mächtigkeitsdifferenzen dürften wahr-

scheinlich auf die Auffüllung paläogeographischer Reliefunterschiede aus der Zeit des Alpenen Muschelkalks zurückzuführen sein. Ein sedimentäres s verliert sich innerhalb dieser Folge fast vollkommen, bis auf wenig ss parallele Klüftung; nur im Profil Wildanger ist noch auf rund 40 m Schichtungsgefüge ausgebildet.

Im einzelnen erweisen sich die Komponenten zu einem Großteil als Kalkalgendetritus (neben Detritus von Spongien, Korallen, Lamellibranchiaten usw.) und als Resedimente eines bereits voll verfestigten (wiederum Riffschutt-) Gesteins. Mit Zunahme der Komponenten-größe zum Hangenden hin auf mehrere cm $\varnothing$ finden sich auch ganze Korallen- oder Grünalgenstöckchen als Resedimente aufgearbeitet. Auf der einen Seite ist viel Feinkomponenten-material ($\varnothing = 1,0-5,0$ mm) durchwegs als eine Art arenitische Matrix noch vorhanden. Auf der anderen Seite nimmt das mit reichlich Rotschlamm (siehe III.2.3.) und Großoolithgefüge ausgefüllte Hohlraumvolumen nach oben hin zu, und zwar treten dabei die fladenförmigen Großoolithe gegenüber den vollkommen unregelmäßig geformten allmählich zurück. Ursache dafür ist die abnehmende Menge von Feinmaterial zwischen den Grobkomponenten (d. h. stärkere Ausschwemmung!).

III.3.2.2. Mit kurzem Übergang (auf 5—10 m Profil) wird die basale Calci-ruditfolge (Riffschutt) in allen 3 Profilen von einem massigen Horizont überlagert, in dem zum Großteil die kalkbildende Riff-Flora und -Fauna in ihrer ursprünglich autochthonen Wachstumsstellung erhalten ist. Es finden sich in größter Vielfalt Kolonien von Grünalgen, Hydrozoen, Calamophyllen und Bryozoen, Nester von Daonellen und anderen Muscheln, weiters Spongien, Einzelkorallen, Crinoidenhäcksel, selten „Orthoceras“. Die organischen Strukturen sind vielfach noch bestens bewahrt. Die Stöcke erreichen Größen bis zu über $\frac{1}{2}$ m Höhe parallel zur Wachstumsrichtung und teilweise bis mehrere Meter Weite senkrecht dazu. Zum Teil umhüllt feiner, unsortierter Biodetritus ($\varnothing$: 1 bis 10 mm) diese Flora und Fauna, zum Teil ist das Hohlraumvolumen nur durch chemische Internanlagerung von Karbonat (Calcit und Dolomit) ausgefüllt, so daß das Gestein zu 50—80% aus Großoolithgefügen besteht. Rotschlammbildungen treten fast vollkommen zurück. Sehr rasche Fazieswechsel sind charakteristisch. Das Gefüge wird im wesentlichen von der biogenen Anlagerung durch rheotaktisches Wachstum diktiert.

Dieser organogene Horizont ist als eine „Riffkern“-Fazies deutbar und annähernd der „Coralgal Fazies“ von E. G. PURDY (1963 : 472 ff.) im Rezentbereich zu vergleichen. Er dürfte unter rascher Absenkung des Bodens entstanden sein. Seine Mächtigkeit beträgt im Profil Seegrube W rund 100 m, im Profil Seegrube E 80 m. Das Profil Wildanger wurde mit der Untergrenze dieses Horizonts beendet.

III.3.2.3. 10—20 m mächtige Ablagerungen, die fast nur aus autochthonen Grünalgenstöcken und deren (z. T. sehr feinen, z. T. auch dolomitischen) Resedimenten — wiederum also viel Arenitbildung — bestehen, überlagern die Riffkernfazies in beiden Profilen an der Seegrube. Diese Algenhorizonte wiederholen sich auch noch weiter im Hangenden in weiten Abständen dreimal. In ihnen ist charakteristisch eine Abnahme der $\varnothing$ -Weite von Großoolithgefügen und eine leichte Zunahme der Rotschlamm einschwemmung in das Hohlraumvolumen (Sandfang). Das Gefüge ist entweder das einer geopetal geregelten mechanischen Anlagerung (geschichtetes Arenite z. T. deutlich erkennbar!), oder durch biogene Anlagerung bestimmt. Diese Fazies sind gemäß den biologischen Eigenschaften von Grünalgen (Lichtbedürfnis) und der mehrfach wiederholten starken Resedimentationstätigkeit als zeitliche Abschnitte von gut durchströmtem Flachwasser zu deuten. Als Diktatoren dieser Fazies sind wohl Perioden eines Wachs-

tumstillstandes des Riffes und somit wahrscheinlich auch kurzzeitige Schwankungen der Bodenabsenkung anzunehmen.

Die bisher und weiter unten noch erwähnten Grünalgen ließen sich noch nicht genauer bestimmen, auf keinen Fall als Diploporen. Sie zeigen einen Ø der Stengel von 0,8 bis 1,5 mm und sind durchwegs, mehrmals sich verzweigend, in Stockform gewachsen. Zwei Gruppen sind unterscheidbar: bei der einen Gruppe sind die Stengel als deutliche Röhrchen ausgebildet mit geraden starken Wänden, die Stengel der anderen Gruppe lassen keinen Innenraum erkennen, sind vielfach von unregelmäßiger Außenform und haben einen höheren Dolomitgehalt.

III.3.2.4. Über dem ersten Algenhorizont folgen im Profil teilweise über 100 m mächtige Sedimente aus Riesenblockwerk. Die groben Komponenten haben Ø von max. 2 und 3 m und setzen sich im Interngefüge wiederum z. T. aus gröberer und feinerer Riffschuttfazies, z. T. aus der (oben beschriebenen) Riffkernfazies zusammen. Die kantigen Formen der Blöcke zeigen eine vollständige Verhärtung des Gesteins vor der Resedimentation an. Auch dieser Horizont ist unglaublich reich an riffbauender Flora und Fauna; daß aber die gesamte Ablagerung Blockwerk ist, beweisen die meistens in inversen oder wirschrägen Stellungen sich befindenden Organismen.

Bis auf sehr lokal beschränkte Einschwemmungen von Rotschlamm ist das weite Hohlraumvolumen, das durch die sperrige Lagerung der Blöcke entsteht und häufig über 50% des Sedimentvolumens ausmacht, von Spatit ausgefüllt. Solche vollkommen unregelmäßigen Großoolithgefüge erreichen oft Dimensionen von mehreren dm Weite und einigen m Länge. Zusammenfassend ist das Sediment wahrscheinlich als Riffblockschutt mit großer Ablagerungsgeschwindigkeit (schnellere Absenkung?) deutbar.

Stratigraphisch nicht korrelierbar (wegen wahrscheinlich sehr kleinräumiger paläogeographischer Gliederung) stellen sich als Einlagerungen Algenhorizonte (in der Fazies entsprechend III.3.2.3.) in weiten Abständen ein.

Diese Blockwerkfazies wurde bereits von B. SANDER (1936 : 111—125) detailliert untersucht und entspricht seinen am Goetheweg (besonders schöne Aufschlüsse!) entnommenen Handstücken. Das Profil Seegrube W endet innerhalb einer der beschriebenen Algenhorizonteinlagerungen. Daher ist vom Nordkettenkamm an der Hafelekar-Bergstation zum Hangenden hin nur mehr ein Profil, ohne weitere Vergleichsmöglichkeit nach der Seite hin, vorhanden.

Hangend der 100 m mächtigen Riesenblockwerkzone finden sich (Aufschlüsse am obersten Teil des Steiges Hafelekar-Tunigskar-Amtssäge) noch rund 60 Profilmeter einer Fazies, die z. T. die Riffschuttblockablagerungen fortführt, z. T. aber wieder den als „Riffkernfazies“ gedeuteten Bildungen entspricht. In diesem Abschnitt zeigt sich die heterogenste Zusammensetzung der riffbauenden Organismenwelt im gesamten untersuchten Bereich überhaupt.

III.3.2.5. Mit einem jener rund 15 m dicken Horizonte, die fast nur aus bis zu über ½ m hohen Grünalgenstöcken (in ursprünglich autochthoner, ruhiger Wachstumsstellung) bestehen (siehe III.3.2.3.), beginnt ein neuer Abschnitt in der unteren Faziesgruppe des Wettersteinkalks. Die Basis davon wird aus einer ca. 1,5 m dicken, linsenförmigen Lage von Bioarenit gebildet, die 5—10 cm fein gebankt ist.

Komponenten: vor allem Grünalgendetritus und Filamente, weiters auch Resedimente, Pseudooide; max. Korn-Ø: 0,3—2,0 mm; Matrix: Mikrit; Gefüge der Komponentenanlage: unregelmäßig, aber gut sortiert.

Über dem oben erwähnten, 15 m mächtigen — autochthonen — Algen- und Korallenhorizont verändert sich die Fazies nur sehr langsam. Sie entspricht vorwiegend einer gröberen Variante der unter III.3.2.1. beschriebenen Riffschuttfazies: Detritus von Grünalgen, resedimentierte ganze Grünalgenstöcke und einzelne, noch autochthon stehende Grünalgenstöcke sind bei weitem vorherrschend, neben wenigen Spongien, vielen kleinen resedimentierten Korallenstöcken, Einzelkorallen, Muschelschill, Gastropoden (*Chemnitzia* sp.). Weiters finden sich wiederholt einzelne Crinoidenstielglieder. An nichtbiogenen Komponenten sind vor allem Resedimente, in den hangendsten Partien (oberste 25 m) auch sehr viele dolomitische Resedimente, einige Onkoide und Pseudooide vorhanden. Während im Liegenden dieser Fazies die max. Korn-Ø häufig im dm-Bereich liegen, sind im Hangenden meist nur mehr solche im cm- und mm-Bereich (Arenite) zu finden. In der Matrix wird Spatit allmählich von Mikrit wieder ersetzt. Neben die unregelmäßig geformten massigen Großoolithgefüge treten jetzt (nach oben hin zunehmend) als Charakteristikum dieses Faziesabschnittes mehr und mehr wieder fladenförmige Großoolithe (engl. „tabular vugs“). Gefüge des Sandfangs sind sehr häufig, besonders in den oberen Teilen und sind Ursache dafür, daß chemische Internanlagerung nur mehr in den Oberteilen von Kleinhöhlen, hier meist fladenförmig, stattfinden kann. Ganz allgemein nimmt die Menge und GröÙe der Kleinhöhlen gemäß jener der Komponenten vom dm- bis m-Bereich im Liegenden bis zum mm-Bereich im Hangenden der Serie ab. Rotschlammanschwemmung fehlt fast völlig.

Die gesamte nun beschriebene Faziesausbildung zeigt entsprechend dem hohen, immer mehr zunehmenden Gehalt an Feinmaterial und dem reichen Algenwachstum eine allmähliche Beruhigung der Strömungsverhältnisse an und deutet auf sehr geringe Wassertiefen. Entsprechend ihrem im Hangenden bereits häufigen Verzahnen mit Fazieskomponenten der „Rifflagune“ (oder „Riffplatte“) (siehe unten unter III.3.3.) und dem Fehlen von Einflüssen der beckenseitigen Fazies (z. B. Rotschlammanschwemmung) kann für sie nach den umfangreich diskutierten Definitionen von H. F. NELSON, C. W. BROWN & J. H. BRINEMAN (1962: 249) eine Entstehung im sogenannten „Backreef“ angenommen werden; d. h. in einem Ablagerungsraum, der von der starken Wasserbewegung und anderen Fazieseinflüssen des offenen Meeres durch den eigentlichen, vorgelagerten Riffgürtel geschützt ist. In den übrigen Ablagerungsbedingungen aber, wie überwiegend durch biogene Anlagerung bedingte Sedimentation, geringe Salinität, gute Durchlüftung, geringe Wassertiefe, geringe Jahrestemperaturschwankungen und harter Boden, gleicht er noch weitgehend dem Ablagerungsmilieu eines Riffs. Im bearbeiteten Profil Seegrube E erreicht der große und relativ homogene Faziesabschnitt des Backreefs eine Gesamtmächtigkeit von 200 m, ist im allgemeinen massig bzw. zeigt nur in den hangendsten 25 m eine ss parallele Klüftung (nicht aber Schichtung nach Anisotropie oder Inhomogenität).

Von besonderem Interesse innerhalb des nun besprochenen Faziesabschnittes ist noch eine 25 m mächtige Einlagerung spongiereichen Riffschutts, rund 60 m hangend von der erwähnten basalen Bioarenit-Lage (siehe 1. Abs. III.3.2.5.). Die sonst relativ selteneren Exemplare von Spongien nehmen in diesem Bereich so zu, daß in kurzen Abständen von 5—20 cm Kolonien ähnlich *Takreamina* sp. aufgefunden werden konnten. Resedimentierte Algenstöcke, Einzelkorallen und Muschelschill stellen die übrigen biogenen Komponenten. Länge der perlschnur-

artigen Spongienkolonien: 5—8 cm, $\varnothing$ einer einzelnen Kugel: 4—5 mm. Ein Hinweis auf die fazielle Bedeutung dieses Schwamm-Horizonts kann bisher nicht gegeben werden. (Bestimmung: Dr. E. OTT, München.)

III.3.2.6. Die gesamte, unter III.3.2. besprochene untere Faziesgruppe des Wettersteinkalks soll in folgenden Beschreibungen — entsprechend den schon im einzelnen kurz aufgezeigten Möglichkeiten — als großes Bioherm unter dem Namen „Hafelekar-Riffkörper“ zusammengefaßt werden. Sie umfaßt im Profil Seegrube E eine Mächtigkeit von 573 m. Die weitere Verwendung der von O. AMPFERER & W. HAMMER (1898: 311 ff.) begriffsmäßig erweiterten Bezeichnung „Partnachkalk“ für den „unteren Horizont des Wettersteinkalks“ wird in vorliegender Arbeit abgelehnt. Dies aus Gründen ähnlich denen, die H. MILLER (1962/21) angibt: 1. sind die „Partnach-Kalke“ sowohl bereits nach TH. G. SKUPHOS (1892), der erstmals genauer dieses Gestein an der Typlokalität beschrieb, als auch nach H. MYLIUS (1916), K. LEUCHS (1924) eine reine Faziesbezeichnung für Knollenkalk-Lagen innerhalb der Partnach-Mergel (siehe IV.3.1!); 2. haben O. AMPFERER & W. HAMMER (1898), wenn sie diese Bezeichnung begrifflich für einen ganzen biostratigraphischen Horizont erweitern wollten, eine viel zu ungenaue Definition dafür gegeben; 3. definierten und kartierten O. AMPFERER & W. HAMMER (1898) eine stratigraphisch und sedimentologisch vollkommen unerkennbare Hangendgrenze dieser „Partnach-Kalke“, nämlich einfach parallel zum Grat der Innsbrucker Nordkette.

In vorliegender Arbeit wird keine genaue biostratigraphische Abgrenzung zwischen der Serie des Alpen Muschelkalks und der Unteren Faziesgruppe des Wettersteinkalks gegeben. Dies, weil die bisher beschriebenen paläontologischen Aufsammlungen anderer Autoren überhaupt nicht horizontiert entnommen worden sind, einer genaueren Weiteruntersuchung daher nicht standhalten können, und weil eine neue paläontologische Durcharbeitung der Makro- und Mikrofossilien noch nicht abgeschlossen ist (siehe auch III.2.5.).

III.3.3. Die untere Schollenserie des Wettersteinkalks.

III.3.3.1. Bituminöse Kalkarenite setzen mit relativ scharfer Grenze (auf 1—2 m genau feststellbar) über dem Hafelekar-Riffkörper ein (erwähnt auch von O. SCHMIDEGG, 1951: 166). Eine regelrechte Bankung, 40—60 cm dick, beginnt erst 17 m über ihrer Basis. Im einzelnen zeigen die insgesamt genau 30 m mächtigen Arenite folgende Beschaffenheit:

Komponenten: Schlammaggregate, kotpillenartige Pseudooide, vor allem Kornaggregate, Grünalgenresediment, selten Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Querschnitte, durchschnittliche max. Komp.- $\varnothing$: 0,1—1,0 mm, gut sortiert, unregelmäßig, die einzelnen Körner weisen häufig „verhärtete“, stark dolomitisierte Rinden auf (? entsprechend „superficial grains“ der amerikanischen Literatur); Matrix: Mikrit. Es ist auch viel freies Porenvolumen vorhanden, z. T. linsenförmig, ss-parallel, wovon teilweise der Außtrand mit Bitumen ausgekleidet ist. Das Hauptplumen ist immer mit Kalkspatit ausgefüllt. Einerseits entstehen dadurch Bilder von „Calcit-Augen“ (engl. „bird's eyes“; wahrscheinlich Gasblasenhöhlungen entsprechend), andererseits Bilder regelrechter Großoolithe mit $\varnothing$ bis zu 10 cm. Sandfang fehlt völlig! Bitumenhaltige Arenite erscheinen charakteristisch schwarzbraun im Anschliff. Der Bitumengehalt ist älter als die Hohlraumspatitisation und daher als primär bis frühdiagenetisch einzustufen. Dolospatitkörner sind diffus und z. T. dicht über die gesamten Sedimentkomponenten, nicht über das Porenvolumen, verteilt, daher ebenso älter als die Kalkspatitisation der Hohlräume.

Bitumenhaltige und bitumenfreie Sande wechsellagern: während im liegenden Teil Bitumengehalt vorherrscht, finden sich im Hangendteil davon nur mehr

½ m dicke Bänke in bitumenfreie Arenite eingelagert. In den hangenderen Anteilen treten auch wieder 15 cm dünne Lagen von größeren Areniten auf: z. T. fast reine Gastropodenarenite: max. Korn-Ø bei 2—5 mm. Die Bankflächen sind vollkommen glatt, ohne erkennbare auffallende Merkmale.

Ein rund 4 m mächtiges Sediment eines vermutlichen Biostroms ist den liegendsten 15 m der Arenite eingelagert. Kleine Grünalgenstöcke, reichlich sonstiger Fossildetritus und einige Bryozoen sind die vorherrschenden Komponenten, das große Hohlräumvolumen ist meist mit Bitumen ausgekleidet und dann teils mit Rotschlammeneinschwemmung (beachte das hier an sich sehr fremde Vorkommen!), teils mit Spatit großoolithartig ausgefüllt.

Der wechselnd bituminöse Arenit ist als die Ablagerung einer max. 20 m tiefen, schlecht durchlüfteten Rifflagune zu deuten, mit zeitweise leichter Strömungstätigkeit (zu starke Ausschwemmung, daher kein Sandfang!) und etwa der „grapestone-lump-facies“ der Bahama-Banks nach E. G. PURDY (1963 b) zu vergleichen. Die eine Bank mit Biodetritusanhäufung ist als Ablagerung eines Biostroms anzusehen. Besondere Dünnschliffuntersuchungen sollen zur Klärung des Verhältnisses von Bitumen und Dolomitgehalt im Sediment durchgeführt werden.

III.3.3.2. Eine rasch wechsellagernde, deutlich geschichtete und meist 10 bis 40 cm dick gebankte Folge von Schrägschichtungsgefügen, linsigen Horizonten resedimentierter Arenite in Großschollenform, laminierten und gradierten Kalken, von Onkolithen, Stromatolithalgen-Kalken und Diploporendetritusbänken setzt schlagartig 30 m über der Hangendgrenze des Hafelekar-Riffkörpers ein. Innerhalb dieser insgesamt 102 m mächtigen Serie sind gut 12 eingeschaltete Haupthorizonte, je 2—10 m dick, mit Schollen- und Schrägschichtungsgefügen von je 2—15 m mächtigen Paketen ruhig abgelagerter Sedimente abtrennbar.

Das Sediment selbst besteht im wesentlichen aus feinen und groben Areniten und Feinruditen in gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung der biogenen und nichtbiogenen Komponenten wie die bituminösen Kalkarenite im Liegenden. Mikrit-Matrix fehlt vielfach völlig; erst in hangenderen Anteilen der Wechselfolge ist hievon eine deutliche Zunahme zu erkennen. Das übrige Porenvolumen ist meist kalkspatitisiert. Im Liegenden der Serie finden sich auch häufig noch Bitumen-umsäumte Kleinhöhlen vor. Als Besonderheiten sind Rotschlammverkittete, bis 3 m mächtige Breccienbänke (die vollkantigen Komponenten sind resedimentierte grobe Arenite, max. Komp.-Ø: 2—4 cm) rund 15—25 m über der Basis zu nennen; weiters Onkolith-Lagen (Stromatolithalgen-Typ: SS-I; max. Korn-Ø: 0,5—2 cm) und Stromatolithalgen-niveaus (Typus: SH und LLH, max. Radius: 1—2 cm), die sich beide — wechsellagernd — im wesentlichen jeweils an die Basis von Horizonten mit Schollen- und Schrägschichtungsgefügen konzentrieren. Besonders in den höheren Teilen der Serie nehmen Stromatolithalgen aller Typen stark zu. Ein primärer („Loferer Ausbildung“ im Sinne B. SANDER, 1936 : 126) Dolomitgehalt findet sich häufig auf einige der einzelnen Stromatolith-„Lamellen“ beschränkt. Zuletzt wären im Liegendteil des hier besprochenen Abschnitts drei Bänke mit reichem Auftreten von *Chemnitzia* sp. noch besonders erwähnenswert.

Das Gefüge der unteren Schollenserie ist besonders vielfältig. In unregelmäßigem Wechsel finden sich: meterdicke Horizonte grob gradiertter Bänke (je 5—10 cm dick); laminierte Dolomite; 30—40 cm dicke Bänke mit Schrägschichtungsgefüge (Winkel von rund 20°) leiten oft die linsenförmigen Niveaus mit

resedimentierten Großschollen ein; diese Schollen bestehen aus deutlich geschichteten, z. T. feingeschichteten, teilweise auch dolomitischen Areniten und Ruditen, und somit aus den unmittelbar im Liegenden wiederholt vorkommenden Sedimenten; sie erreichen Mächtigkeiten von 20 bis max. 50 cm, flächenmäßige Durchmesser bis max. 2—4 m (aber auch kleine Schollen im 1—10 cm Bereich sind vorhanden), wurden meistens um 20—40° gekippt, wenige Male konnte auf Grund geopetaler Gefüge von Stromatolithalgenrasenstücken (Typus LLH-S und LLH-C) sogar inverse Lagerung von Schollen ($\varnothing$: 30—50 cm) nachgewiesen werden. Im Anschliff zeigen sich die verschiedenen Sedimentgefügebilder in engster Wechselfolge. Von besonderem Interesse sind die Schichtflächen selbst, an denen Schlammfließfalten und bis zu 6 cm hohe Strömungsrippeln vielfach nachgewiesen werden konnten. Auch (mit dolomitischem Sediment ausgefüllte) Kriechspuren sind parallel ss vorhanden. Sehr dünne (3 bis 10 mm) und viele Meter weite, fladenförmige Hohlräume parallel ss, mit Spatit ausgefüllt, zeigen sich meistens an der Basis von gradierten Groblagen, von Schrägschichtungsanlagen und Schollenlagen und bewirken häufig die Bankung. Ihre genaue Untersuchung soll noch an Hand einer eigenen Arbeit erfolgen.

III.3.3.3. Die 132 m mächtige untere Schollenserie des Wettersteinkalks entspricht weitgehend der „Sonderfazies“, die H. J. SCHNEIDER (1954, 1964) als charakteristisch für den geringmächtigen Oberen Wettersteinkalk definiert hat. Sie wurde im Profil Seegrube E nun erstmals auch im Unteren Mittelteil des Wettersteinkalks (rund 1000 m unter den Raibler Schichten) aufgefunden, der sich somit bei genauerer sedimentologischer Untersuchung wesentlich weniger monoton erweist, als vielfach angenommen wird (H. MILLER, 1962 : 24; H. J. SCHNEIDER, 1964 : 40). Die Ursachen, die ruckartig (12mal im Profil Seegrube E) zur Bildung von Schollen und Schrägschichtungsgefügen, Gradierung und Grobbreccien innerhalb der an sich sehr flachen und strömungsärmeren Rifflagune führten, lassen sich vorerst ebenso in Perioden von Sturmweatherlagen oder starker Gezeitenströmung wie in den von H. J. SCHNEIDER (1964) zur Debatte gestellten episodischen Seebeben suchen. Erst mit Hilfe mehrerer Vergleichsprofile und nach Herausarbeitung von Leithorizonten kann hier vielleicht eine Entscheidung getroffen werden. Der mögliche Gehalt von Erzen und Flußspat innerhalb der unteren Schollenserie des Wettersteinkalk soll in Schliffuntersuchungen noch überprüft werden.

Sichere Hinweise auf Wassertiefe und Strömungstätigkeit bei der Ablagerung der Unteren Schollenserie können bisher vor allem die Vorkommen von Onkoiden und Stromatolithen geben. Bereits unter III.2.3. wurden die Deutungsmöglichkeiten des Ablagerungsraumes der Stromatolithalgen (nach B. W. LOGAN, R. REZAK & R. N. GINSBURG, 1964) diskutiert. Danach entspricht der häufigen, besonders starken Konzentration von Onkolithen unter einzelnen Schollenbänken ein Sedimentationsmedium von relativ sehr flachen und einigermaßen strömungsreichem Wasser. Insbesondere gilt die Strömung als um so stärker, je kugelig die Onkoide geformt und je öfter sie von Rinden umkrustet sind. Mit dem vermehrten Auftreten von Stromatolithalgen des Typus SH und LLH in den oberen Teilen des Profils kann ganz allgemein eine noch zunehmende Verflachung (sogar eventuell Nähe kurzzeitiger Küstenbildungen) der Rifflagune mit gezeitenweisen Trockenlegungen zum Hangenden hin angenommen werden, ebenso eine Beruhigung der Wasserströmungstätigkeit. Das entspricht wohl auch dem Ablagerungsraum der hangenden Faziesgruppe der sogenannten „Messerstichkalk“-Bänke.

III.3.4. Die Faziesgruppe der „Messerstichkalk“-Bänke.

Die hangendsten 170 m im Profil Seegrube E zeigen als Charakteristikum grobarenitische Karbonate, durchsetzt mit flachen, fast dreieckig-platten Hohlräumen, in jeder Richtung schräg auf ss (max. 2 cm lang, 2 mm dick), ähnlich Einstichen eines Taschenmessers, daher der Name „Messerstichkalk“ (Bezeichnung erstmals bei O. SCHMIDEGG, 1951 : 166). Der hier beschriebene Abschnitt scheint lithologisch dem von B. SANDER (1936) untersuchten Wettersteinkalk, Typus Speckkar—Lafatscher Joch, mit vielen Merkmalen zu entsprechen.

Die Fazies der Messerstichkalk-Bänke geht aus der Unteren Schollenserie ohne scharfe Grenze (Übergangszone von 5 m) hervor und unterscheidet sich von dieser im wesentlichen nur durch das Fehlen von Grobschollenhorizonten und durch das Neuauftreten von Karbonatlagen mit jenen „Messerstichen“.

Komponentenbestand: wenn auch die Onkoide (engl.: algal coated grains; Stromatolithentypus SS) gegenüber der großen Menge in der Unteren Schollenserie etwas zurücktreten, so stellen weiterhin doch rindenumkrustete Körner (engl.: superficial grains, coated grains) und Kornaggregatklumpen den Hauptanteil (bis über 90%) dar, neben Resedimenten (vor allem von laminierten Karbonaten), Diploporendetritus und Pseudooiden (wahrscheinlich Kotpillen). Als Kerne der rindenumkrusteten Körner finden sich vorwiegend Feinresedimente, Diploporendetritus, Pseudooide, ganze Kornaggregatklumpen. Schicht- und bankweise wiegen Stromatolithalgenrasen (Typus LLH und SH) vor (= laminierte Dolomite). Die max. Korn-Ø halten sich besonders an Werte um 0,5—1 mm, um 2—3 mm und um 8—12 mm. Als Matrix kommt feinsten Kryptit ebenso wie Mikrit und Spatit vor, in verschiedenster, z. T. ganz unregelmäßiger Verteilung. Es finden sich daher Arenite mit rein spatitiertem Porenvolumen oft unmittelbar neben Arenokryptiten. Unter Groblagen oder Kleinschollen zeigen sich sehr oft die schon beschriebenen spatitgefüllten, fladenförmigen Hohlräume. Ein Bitumengehalt existiert einerseits in Mikriten, nahe unter überlagernden Groblagen, andererseits wieder als Saumbildung um spatitgefüllte Kleinhöhlen (wie unter III.3.3.1. beschrieben). Als Dolomit kann man antreffen: 1. fast immer die Rindenumkrustungen der Körner und die Stromatolithalgenrasen, häufig ganze Komponenten oder auch Anteile des Mikrits und Kryptits (primärer Dolomit, entsprechend B. SANDER, 1936); 2. die frühdiagenetische Spatitfüllung der Hohlräume, z. T. lagenweise, und diffuse Dolospatitkörner (sekundärer Dolomit, entsprechend B. SANDER, 1936), besonders in der Nähe des Bitumengehalts.

Als vektorielle Gefüge zeigen sich zwar auch Gradierung der Arenite, Resedimentation von Schollen, Schlammfalten, Schrägschichtung, aber immer nur im Kleinbereich eines Handstückes und kleiner (siehe als Gegensatz die Fazies III.3.3.1). Als wesentlichstes Merkmal der gesamten Faziesgruppe ist im Großbereich von je mehreren Metern eine stete Wechselfolge anzuführen: es finden sich feinkbankige Stromatolithalgenrasenhorizonte (nie rein, sondern auch im mm-Bereich mit Areniten und Arenomikriten abwechselnd) und meist grobkbankige (eine Bank: 1—4 m) Arenite mit hauptsächlich rindenumkrusteten Körnern und Onkoiden als Komponenten in Wechsellagerung. Die feinkbankigen Stromatolithalgenrasenhorizonte sind den „Zwischenschichten“ von B. SANDER (1936) gleichzusetzen, beinhalten alle die oben aufgezählten vektoriellen Gefüge, meist auch den größeren Bitumenanteil und sind zum Großteil oft Dolomit. Die dickbankigen Arenite führen hingegen meistens die Messerstichformen, ebenso sehr viel Dolomit, an ihrer Basis liegen fast immer fladenartige, spatitierte Hohlräume, vektorielle Gefüge fehlen. Insgesamt wurden fortlaufend 37 solcher messerstichführenden, zyklusartigen Arenithorizonte im Profil gezählt. Sie entsprechen den „kompakten Kalken zwischen den Zwischenschichten“ von B. SANDER (1936 : 127). Etwa 100 Handstücke wurden aus dieser (rhythmischen?) Faziesgruppe, vielfach in Abständen von wenigen cm, zur weiteren Untersuchung im An- und Dünnschliff entnommen.

Entsprechend dem bisherigen Wissen über rezentsedimentologische Vorgänge erfährt diese zyklische (rhythmische?) Wechselfolge eine vertretbare Deutungsmöglichkeit wahrscheinlich nur aus dem Wechsel des Ablagerungsmilieus der Stromatolithalgenrasen LLH (Fast-Trockenlegung, sehr geschützte Strömungsverhältnisse bis auf episodische Wasserunruhen, die die vektoriellen Gefüge verursachen) mit dem der Arenite aus Onkoiden, Kornaggregaten und rindenumkrusteten Körnern. Diese sind als Komponenten typisch für agglutinierende Vorgänge und sprechen klar gegen aufarbeitende, resedimentierende Vorgänge im Sedimentationsraum, sind daher verlässliche Faziesanzeiger. Durchwegs einige Meter Wasserbedeckung, beständige schwache Strömung, hinreichend zur teilweise vollständigen Ausschwemmung und örtlichen Anhäufung des Feinmaterials, sind das zugehörige Ablagerungsmilieu, d. h. eine Fazies, wiederum entsprechend der „grapestone-lump-facies“ der Bahama Banks von E. G. PURDY, 1963 b. Die Messerstichformen, die endgültig erst aus reichlichen weiteren Untersuchungen geklärt werden können, sind meist hohl oder mit braunen Kriställchen randlich ausgefüllt. Sie dürften vielleicht auf ausgewitterte Kristalle von Evaporiten zurückgehen und so auf ein hypersalines Sedimentationsmilieu der Kalkarenit-Ablagerung (= „kompakte Kalkbänke“) weisen, z. T. aber auch auf ganz verschiedenen anderen Ursachen beruhen. Sie treten sowohl innerhalb größerer Komponenten, wie auch in mikritischer Matrix auf. Die weitere Klärung der Dolomitisierung erscheint hier von großer Bedeutung.

III.3.5. Zur Bezeichnung „Faziesgruppe des Wettersteinkalks“.

Die 877 Profilmeter Karbonatsediment, beginnend vom basalen, ersten Einsetzen des Riffschutts über der Hangendserie des Alpinen Muschelkalks (gradierte Kalkrudite, 5–10 m hangend von der letzten Aschentuffbank der Serie des Alpinen Muschelkalks) werden zusammen mit den noch zusätzlich zu untersuchenden rund 800 m Profil bis zur Einschüttung der ersten Raibler Tonschiefer unter dem Namen „Faziesgruppe des Wettersteinkalks“ zusammengefaßt. Diese gliedert sich im bisher untersuchten Profilbereich in 1. eine „Untere Faziesgruppe“, den „Hafelekar-Riffkörper“, 2. in eine „Untere Schollenserie“ und 3. in eine „Faziesgruppe der Messerstichkalk-Bänke“ (die beiden letzteren sind Ablagerungen einer Rifflagune und entstammen insgesamt dem Ablagerungsraum einer großen, vermutlich isoliert liegenden Riffplatte). Eine statistische Auswertung der sehr zahlreich gewonnenen Daten vektorieller Gefüge in der Faziesgruppe des Wettersteinkalks soll in einer eigenen Arbeit erfolgen.

Der Name „Wettersteinkalk“ wurde aufgestellt von C. W. GÜMBEL (1861 : 221) und hat sich allgemein eingebürgert als Bezeichnung für die Untere Hauptkarbonat-Gruppe in der als Bayrisch-Tirolische Fazies zusammengefaßten Trias. Die in der vorliegenden Arbeit hinzugefügte Bezeichnung „Faziesgruppe“ soll zugleich die Vielfalt und die Gemeinsamkeiten der Ausbildungen des Wettersteinkalks ausdrücken, im Gegensatz zur Fazies der Partnach-Schichten (siehe IV.3.). Zu einer Dreigliederung des Wettersteinkalks (H. MILLER, 1962, H. J. SCHNEIDER, 1964) kann in dieser Arbeit nicht Stellung genommen werden, da ein guter Teil des Profils noch nicht untersucht ist. Eine einfache Zweigliederung in Unteren und Oberen Wettersteinkalk, wie sie von älteren Autoren durchgeführt wurde, wird als nicht mehr hinreichend erachtet, da sie keineswegs der großen Vielfalt von Fazies der sehr mächtigen Wettersteinkalk-Sedimente gerecht wird. Die drei bereits in dieser Arbeit ausgeschiedenen tieferen Großfazies-

gruppen des Wettersteinkalks (stratigraphisch übereinanderliegend) werden für schon im Gelände auskartierbar erachtet.

IV. Die Profile aus der Thaurer Klamm an der Basis der Innsbrucker Nordkette und aus den Kalkkögeln südwestlich Innsbruck

Diese 4 Profile werden wegen ihrer in vielen Merkmalen ähnlichen Ausbildung, so wie die 3 Profile am Kamm der Nordkette, gemeinsam behandelt. Die Geländebegehung der Profile in den Kalkkögeln erfolgte zusammen mit Doktor CHARLES PENDXTER, ESSO Exploration Group, Ltd., Genf-New York.

IV.1. Die topographische Lage der Profile.

Das Profil „Thaur I“, 313 m Profilsäule umfassend, beginnt in 700 m SH direkt bei der Mündung der Thaurer Klamm in das Inntal, rund 30 m nördlich von der Brücke, mit der der Verbindungsweg von den nördlichsten Thaurer Bauernhöfen zur Kapauns-Siedlung den Thaurer Bach überquert. Geologisch betrachtet, liegt die Basis der Profil-Linie an einer (h01) Störungsfläche, die einen tektonisch stark zermürbten Reichenhaller (?) Dolomit-Block von Knollenkalkbänken trennt. Die Profillinie folgt dem Thaurer Bach aufwärts bis 760 m SH und zweigt dann bei einem alten Steinbruch an einem orographisch von links einmündenden Bach nach N ab. Sie folgt diesem Bach bis zu einer SH von 850 m (geolog.: beim ersten Einsetzen der Raibler Tonschiefer).

Die geologischen Verhältnisse sind entlang dieser Profillinie im Bachbett allgemein gut aufgeschlossen. Die Schichten fallen im Liegendteil mit 52° nach S, liegen somit invers, und stehen im Hangendteil vollkommen steil. Außer kleinen Versetzungsflächen senkrecht ss mit Sprungweiten im 1-m-Bereich und schwachen ss-parallelen Translationen ist das Profil trotz starker lithologischer Inhomogenitäten nicht nennenswert tektonisch gestört. Die Gesteine des Hangendanteils sind allerdings — ohne erkennbare vorherrschende tektonische Gefüge — in sich auf weite Strecken hin zerbrochen. Eine nochmalige Begehung dieses hangenden Abschnittes ist vorgesehen.

Das Profil „Thaur II“ umfaßt ein 174 m dickes Schichtpaket und wurde parallel dem Steig angelegt, der, vom Thaurer Schloßhof der Thaurer Klamm folgend, direkt zur Thaurer Alm hinaufführt. Es beginnt in SH 1020 m, 100 m SE von P. 1043, geologisch beschrieben, bei der starken, steilstehenden, fast EW-streichenden Störung (Schleppungsgefüge zeigen ein Heben der nördlichen Einheit gegenüber der südlichen an), die Raibler Dolomite von gebankten Kalkareniten der Serie des Alpinen Muschelkalks trennt. Die Profillinie endet auf 1200 m SH nahe der Außenkante einer kleinen Terrasse, die geologisch durch das Auftreten von Raibler Tonschiefern gegeben ist.

Außer dem Bereich, wo Tonschiefer anstehen, herrschen entlang der gesamten Profillinie sehr gute Aufschlußverhältnisse. Die Schichten fallen $75-90^\circ$ nach S hin ein, stehen also fast durchwegs steil bis leicht invers. Außer an der Profilibasis selbst ist nur eine WNW—ESE-streichende Störungsfläche mit großem, unbekannt weitem Verschiebungsbetrag (Relativsinn bisher unbekannt) zu erwähnen, die die Partnach-Schichten von der Faziesgruppe des Wettersteinkalks abtrennt.

Das Profil „Pfriemeswand“ umfaßt eine 287 m mächtige Profilsäule. Es setzt ein am Weg Pfriemeskopf—Nockspitze in 1900 m SH, am Fuß einer kleinen Felsstufe. Die Profillinie folgt von dort direkt dem Grat bis zur Pfriemeswand,

weiter nach S dann an deren westlichen Wandfuß und erreicht, entlang einer schmalen Schuttreiße aufsteigend, schließlich das Kreuz P. 2103 m auf der Pfriemeswand als Oberende (1. Einsetzen der Raibler Tonschiefer).

Von der Profilbasis weg sind die geologischen Verhältnisse durchwegs sehr gut aufgeschlossen. Die Schichten fallen sehr flach (rund 20°) nach S hin ein. Tektonische Störungen sind im Profil kaum erkennbar, einzig an der Grenze Partnach-Schichten — Faziesgruppe des Wettersteinkalks dürfte eine N gerichtete, ss-parallele Aufschubung geringer Sprungweite stattgefunden haben. Leichte Bergzerreißungserscheinungen sind am Grat unterhalb der Pfriemeswand festzustellen. Die Hauptstörungsbündel im untersuchten Raum liegen unterhalb der Profilbasis. Allgemein ist bereits eine leichte Metamorphose zu verzeichnen, die die sedimentären Strukturen z. T. verschleiert, aber doch noch viel davon erkennen läßt. Das Profil Pfriemeswand wurde schon früher von B. SANDER (1915 : 142) und G. MUTSCHLECHNER (1962) beschrieben.

Im Profil „Hoadl“ wird ein Schichtpaket von 161 m Mächtigkeit durchmessen. Die Basis liegt auf 2280 m SH, 200 m SE vom Hoadl-Sattel P. 2264, im geologischen Sinne an der Grenze zwischen den Basis-Quarziten und laminierten Dolomiten. Die Profilinie verläuft von dort nach W auf den Grat hinauf, der zum Hochtennboden zieht, und folgt diesem bis auf 2360 m Höhe, einer kleinen Kuppe, die nach S hin von einem 6 m tiefen Graben abgetrennt wird, geologisch gesehen bis zum Einsetzen der ersten Raibler Tonschiefer. Das Profil ist durchwegs sehr gut aufgeschlossen, die Schichten fallen sehr flach nach S hin ein. Während das Profil im Liegend- und Hangendteil frei von tektonischer Störung ist, durchsetzt es in der Mitte ein mächtiger, steiler Verwerfer mit E—W-Streichen, an dem das südöstliche Schichtpaket (Faziesgruppe des Wettersteinkalks) gegenüber dem nordwestlichen um gut 100 m abgesunken ist. Die Gesteine bis 20 m nördlich davon sind in flachliegende Falten gelegt, die aber von der erwähnten Störungsfläche im S abgeschnitten werden. (Näheres zur Tektonik: B. SANDER, 1915 : 146). Die Metamorphose ist in der Zerstörung sedimentärer Strukturen schon auffallend weiter fortgeschritten als im Profil „Pfriemeswand“, so daß z. T. nur mehr die gröberen Gefügemerkmale zu erkennen sind.

IV.2. Die Serie des Alpen Muschelkalks.

IV.2.1. Abgrenzung und Mächtigkeit der Serie.

Die bereits unter III.2.6. definierte Serie des Alpen Muschelkalks konnte nur in den Profilen Thaur I und Hoadl vollständig erfaßt werden. Sowohl im Profil Thaur II, wie auch im Profil Pfriemeswand, schneiden tektonische Störungen den liegenden Hauptteil der Serie ab, so daß er nicht mehr im sedimentologischen Profil untersucht werden konnte. Die folgenden Ausführungen beziehen sich damit im wesentlichen also auf die ersten beiden Profile.

Die Liegendgrenze des Alpen Muschelkalks wurde im Profil Thaur I an einer schwachen ss-parallelen Störungsfläche festgesetzt, an der 20 cm dick gebankte dolomitische Kalkarenite mit Crinoidenhäckseln, sehr helle, grobbankige, größer kristalline Dolomite der Reichenhaller Schichten (?) — diese Dolomite erscheinen ohne deutlich erkennbare sedimentäre Gefüge wegen tektonischer Beanspruchung — überlagern. Im Profil Hoadl, wo die gesamte Faziesausbildung vom Basis-Quarzit weg relativ gleichförmig ist, wurde als Hangendstes der Reichenhaller Schichten (nur 17 m mächtig, mit sehr viel Quarzeinschwemmung) ein 3 m dicker Horizont mit stark vergrößertem Komponentenbestand angenom-

men, als Basis der Serie des Alpen Muschelkalks die darüber folgenden 2 bis 3 cm feinkörnigen Kalke. Jener Horizont größerer Komponenten entspricht den gleichartigen Niveaus mit stärkerer Resedimentation an der Basis der Profile an der Nordkette (siehe III.2.1.).

Die Hangendgrenze wird in den Profilen Thaur I, Thaur II und Pfiemeswand mit dem Einsetzen der ersten Partnach-Tonschiefer festgelegt, im Profil Hoadl wird hierfür ein scharfer Fazieswechsel von Knollenkalken zu Quarz und Glimmer führenden Kalkschiefern herangezogen.

Die Gesamtmächtigkeit der Serie des Alpen Muschelkalks beträgt im Profil Thaur I nur 38,5 m, im Profil Hoadl nur 49 m, im Vergleich zu der durchschnittlichen Mächtigkeit von 250 m am Kamm der Nordkette sehr wenig. Es dürfte sich aber trotzdem um den gleichen Sedimentationsabschnitt handeln.

Wenn auch eine paläontologische Untersuchung erst eigens durchgeführt werden muß, so kann man doch bereits aus sedimentologischen Vergleichsdaten (siehe unten) diesen Schluß mit großer Wahrscheinlichkeit ziehen.

Im Profil Thaur II wurde von der Serie des Alpen Muschelkalks nur das hangendste Paket in 17 m Dicke, an der Pfiemeswand nur ein 7 m mächtiger, hangendster Abschnitt profiliert.

IV.2.2. Beschreibung einer Profilsäule.

Das Profil Thaur I soll wegen seiner schönen Aufschlüsse und einer charakteristischen Faziesausbildung als Ganzes zuerst beschrieben werden, die weiteren Profile werden hiezu in Vergleich gesetzt.

An der Basis liegen 4 m mächtige, 20 cm dick gebankte Kalkarenite. Ihre Komponenten: Pseudoolithe, Korn- und Schlammaggregate, Crinoidenstielglieder zeigen vielfach dolomitische Rinden, die Matrix ist Mikrit. In der Anwitterung erscheinen Messerstichformen (siehe III.3.4.).

Ein 15 m mächtiger Unterer Knollenkalkhorizont folgt darüber, im liegenden Teil 20 cm, im hangenden Teil 50 cm dick gebankt. Die Kalkknollen bestehen, bis auf eine einzige Lage etwas größerer Komponenten, immer aus feinen Areniten (max. Komponenten-Ø: 0,1 mm), die als Biogene einige Crinoiden, Filamente, einmal auch ein Ammonitenfragment führen. Die Matrix ist Kryptit. Das Intergefüge ist unregelmäßig. Die Knollen erreichen Längen von 6—10 cm und Dicken von 2—6 cm. Die Zwischenmasse besteht vielfach aus SiO₂-haltigem Kryptit, in einigen Lagen auch aus reinem Hornstein. Hornsteinschnüre können sowohl bankextern wie bankintern auftreten; einige Male scheinen sie geopetale Gefüge abzubilden, indem knollige Bankflächen durch Hornsteinlagen eingebettet werden. Auffallend ist der hohe Bitumengehalt in der Zwischenmasse, der seinerseits häufig mit einer sehr feinkörnigen (Ø: 0,2—0,5 mm), meist kleinaggregatförmigen Pyrit-Markasit-Vererzung verbunden ist.

11 m mächtige, 20—100 cm dick gebankte Kalke überlagern den Knollenkalkhorizont.

Das Sediment erscheint als sehr homogener Arenospatit, der reichlich diffus SiO₂ enthält und durchwegs aus Feinkristallen besteht. Man kann größere Bereiche (Ø der Kristalle 50 bis 100 µ) von feineren Bereichen (Ø der Kristalle 20 bis 50 µ) deutlich trennen. Als einzige Biogene finden sich relativ leicht kleine Brachiopodenquerschnitte (*Rhynchionella* sp., Ø: 2 bis 3 mm). Der SiO₂-Gehalt kann sich zu einzelnen Hornsteinknollen verdichten. Ein wenig Bitumen ist diffus im gesamten Sediment verteilt. Das Vorkommen einiger Kalkspatit-Augen ist erwähnenswert. Das Gefüge ist unregelmäßig bis auf die ss-parallele, schnurartige Absonderung der oben beschriebenen größeren und feineren Sedimentanteile. Das sehr homogene Gestein führt reichlich mit weißem Calcit ausgefüllte tektonische Klüfte.

30 m über der Basis setzt eine zweite, obere Hornstein-Knollenkalk-Serie ein; sie ist 9 m mächtig, ohne erkennbare Reihenfolge 10–60 cm wechselnd dick gebankt und reicht bis zum ersten Einsetzen von Tonschiefern der Partnach-Schichten.

U. d. M.: Die Kalkknollen ($\varnothing$: 2–10 cm) bestehen aus sehr homogenem, grobem Mikrit, der reichhaltige Filamente und auch diffus etwas Pyrit führt. Bankextern wie auch bankintern setzt sich die Zwischenmasse aus Quarz, feine Glimmer und Plagioklas führenden graugrünen mergeligen Areniten (Komponenten- $\varnothing$ bis 0,3 mm, kleine ss-parallel gelängte, blasenartige, offene Hohlräume in derselben Größe) zusammen. Sie weisen deutlich geopetal gerichtete Einschüttungsgefüge in das Relief zwischen den (somit bereits im Sedimentationsraum morphologisch aufragenden) Kalkknollen auf.

6 m unter der Hangendgrenze der Serie steht sogar eine 50 cm dicke, 2,3 m unter der Hangendgrenze eine 5 cm dicke Lage solcher graugrüner Mergel-Arenite an. In den grünen Mergel-Areniten, frei umflossen, schwimmen häufig reine Hornsteinknollen ($\varnothing$: 0,5–10 mm).

Die Plagioklas führenden Mergelarenite gleichen weitgehend den Pietra-verde-Kristall- und Aschentuffiten vom Profil Wildanger und sind diesen mit großer Sicherheit gleichzusetzen. Die Knollenkalke liefern wahrscheinlich auch in diesem Profil Thaur I ein schönes Beispiel für fossile Hartböden, entstanden durch eine vermehrte submarine Subsolution (im Sinne von R. HOLLMANN, 1964; wie schon versprochen unter III.2.5., und E. SEIBOLD, 1962) auf Grund gesteigerter CO_2 -Zufuhr, die vom „Pietra-verde“-Vulkanismus her bedingt sein dürfte. Die Hornsteinknollen erweisen sich als Subsolutionsreste von Kalken, reich an SiO_2 in diffuser Verteilung. Die Knollengefüge entwickeln sich gegen das Hangende zu grobwelligen Strukturen ($\varnothing$ der Wellen: 15–20 cm).

IV.2.3. Die lithostratigraphische Deutung des Profils Thaur I; die Sedimente der anderen 3 Profile.

Drei Abschnitte lassen sich in der 39 m mächtigen Profilsäule nun klar herausgliedern und unter der möglichen Voraussetzung, daß der darunter liegende Dolomit tatsächlich einem Reichenhaller Dolomit entspräche, lithostratigraphisch vergleichen:

a) Der untere Hornstein-Knollenkalkhorizont einschließlich der 4 m Kalkarenite an der Basis zeigt ein sehr strömungsarmes, schlecht durchlüftetes (Bitumen, Pyrit) Sedimentationsmilieu an. Eine etwas größere Wassertiefe dürfte auf Grund des vollkommenen Fehlens von jeglichem Grünalgendetritus und anderen Resten von Flachwasserorganismen eines Riffs oder einer Rifflagune, auf Grund des durchwegs hohen SiO_2 -Gehalts und der nur Filamente führenden, sehr homogenen Kryptit-Sedimente anzunehmen sein. Einige der knolligen Gefüge können leicht als Strukturen einer Schlammwühlertätigkeit gedeutet werden. Dieser untere Horizont ist vorsichtig vielleicht der Wechselfolge der Wurstkalkke (siehe III.2.2.) am Kamm der Nordkette gleichzusetzen.

b) Der mittlere Abschnitt der SiO_2 -reichen Bankkalke erlaubt schon allein durch den Reichtum an Brachiopodenquerschnitten einen Vergleich mit dem Horizont der Massenkalkke und Kalkarenite am Kamm der Nordkette (siehe III.3.3.) (= Brachiopodenhorizont, A. ROTHPLITZ, 1888: 416). Dahin deutet auch die gleichförmigere, bitumenarme Kalk- und SiO_2 -Sedimentation, die, unter Vorbehalt, auf ein kontinuierlich durchströmtes tieferes Becken mit sehr geringer Karbonatablagerung in relativ langen Zeiträumen hinweist (siehe III.2.5.).

c) Die obere Hornstein-Knollenkalk-Serie rundet mit ihren Pietra-verde-Tuffitlagen — wahrscheinlich als lithologischem Leithorizont — diesen Vergleich der Serien des Alpenen Muschelkalks sehr gut ab, wie schon unter IV.2.2. besprochen: sie ist als ganzes der Serie der hangenden Bankkalke auf der See-grube lithostratigraphisch zu vergleichen.

Im Profil Thaur I wäre somit in nur 39 m Ablagerung dieselbe sedimentologische Ereignisfolge wieder zu erkennen, die im „Zeitlupentempo“ von den 260 m mächtigen Profilen an der See-grube abgebildet wird. Nach einer im weitläufigsten Sinne noch ähnlichen Faziesausbildung beider Ablagerungsräume in der Untersten Serie des Alpenen Muschelkalks entwickelt sich der Sedimentationsraum im Profil Thaur I zur ablagerungsarmen Beckenfazies („Hungerfazies“). Der Umschwung hiezu ist auch hier lithostratigraphisch vergleichsweise beiläufig im Niveau des Stromatolithalgenniveaus der See-grube gegeben. Es könnte sich auch erweisen, daß jener fragliche liegende Dolomit (siehe IV.2.1.) ein höheres stratigraphisches Niveau verkörpert, womit dann die ganze Serie von 39 m Mächtigkeit allein den hangenden Bankkalken an der Nordkette entspräche. Dieses Problem ist nur auf paläontologischer Grundlage zu lösen.

Im Profil Thaur II konnten nur die mittleren Bankkalke, in einer kalkarenitischen, biogenreicheren und SiO_2 -ärmeren, daher wohl beckenferneren Fazies, und die Obere Hornstein-Knollenkalk-Serie erfaßt werden. An Stelle ganzer Bänke von Pietra-verde-Tuffiten sind hier aber nur max. cm-dicke grüne Mergel-Beläge an den Knollenflächen zu erkennen.

An der Pfriemeswand kamen bloß die hangendsten 7 m der Oberen Knollenkalk-Serie profilmäßig zur Untersuchung: wechselweise graue, rosa und weiße Kalkknollen ($\varnothing$: 3—30 mm) schwimmen in einer teils grünmergeligen, teils Kieselkalk-Matrix. Die Knollen wurden von früheren Autoren z. T. fälschlich als Breccienkomponenten beschrieben (B. SANDER, 1915: 142). 2 m unter den Partnach-Tonschiefern liegt sogar eine 10 cm dicke Lage grüner Mergel vor, die wahrscheinlich Pietra-verde-Tuffiten entsprechen. Von besonderem Interesse sind im Profil Pfriemeswand Studien an den schwachen Umwandlungserscheinungen in den Knollenkalken, verursacht von einer beginnenden Metamorphose, Studien, die zur Möglichkeit einer exakteren sedimentologischerfaziellen Einstufung leicht metamorpher Kalkgesteine der Zentralalpen führen können.

Das Profil Hoadl bot mit seiner immerhin 49 m mächtigen Serie des Alpenen Muschelkalks etwas abweichende Verhältnisse: die liegenden 40 m Profil bestehen durchwegs aus dolomitischen Kalken, die, gemäß den im Gelände bereits erkennbaren sedimentären Gefüge-Merkmalen, fortlaufend eine Wechselfolge darstellen: 20—100 cm mächtige, laminierte Dolomite (siehe unter III.2.3.) wechsellagern mit feinkörnigen, dichten, grobkörnigen, dolomitischen Kalken mit teilweiser Quarzeinschwemmung; an den ss-Flächen liegen häufig ss-parallele Serizitshüppchen. Einige rotgefärbte Linsen sind den dolomitischen Kalken eingelagert. Untersuchungen mit Hilfe von Anätzmethoden werden erst in die gesamten Sedimente des Profils Hoadl mehr Licht hineinbringen. Die hangendsten 9 m der Serie des Alpenen Muschelkalks sind z. T. feinkörnige, dolomitische Kalke mit Hornsteinbändchen, z. T. eine regelrechte Knollenkalk-Fazies, entsprechend jener an der Pfriemeswand. Allgemein (siehe auch IV.3.) dürfte der Ablagerungsraum am Profil Hoadl mehr beckenrandlich, ähnlich Wildanger, einzustufen sein. Ein 20 cm dicker Horizont von braunrot verwitternden, SiO_2 -reichen Mergeln, 7,5 m unter der Hangendgrenze der Serie, ist als durch die

Metamorphose leicht veränderte Pietra-verde-Tuffitlage zu deuten, womit die Verbreitung dieser Tuffite in allen Profilen mit beckennaher oder reiner Beckenfazies nachgewiesen zu sein scheint.

IV.3. Die Partnach-Schichten.

IV.3.1. Die Liegendgrenze. Entgegen den Angaben in der bisherigen Literatur (Th. G. SKUPHOS, 1892, G. v. ARTHABER, 1908 : 290, R. v. KLEBELSBERG, 1935 : 47, und andere) ließ sich die Basis der Partnach-Schichten in den vier hier betrachteten Profilen ganz scharf festlegen: 3—7 m hangend vom Horizont der Pietra-verde-Tuffite wird die Obere Hornsteinknollenkalk-Serie des Alpen Muschelkalks abrupt von braungrauen Tonschiefern überlagert, die Karbonatsedimentation fällt somit zeitweise völlig aus. Von besonderem Interesse ist ein Vergleich dieses Abschnittes mit dem Profil Wildanger, wo die Oberste Serie des Alpen Muschelkalks in der gleichen (und daher auch fast gleichmächtigen) Hornsteinknollenkalk-Fazies ausgebildet ist und knapp 10 m über der hangendsten Pietra-verde-Tuffitbank die basalen gradierten Riffschutt-Schichten („Turbidite“) des Wettersteinkalks einsetzen (siehe III.3.1.). In lithostratigraphischer Hinsicht scheint sich zunehmend hiedurch im Bereich um Innsbruck ein unzufälliges zeitliches Zusammenfallen verschiedener sedimentologischer Daten und daher auch eine sichere Einzeitigkeit der Liegendgrenze von Wettersteinkalk und Partnach-Schichten zu beweisen, was für weitere paläontologische Untersuchungen von großer Bedeutung sein dürfte.

Das Profil Hoadl bildet eine Ausnahme: 7 m über dem als Pietra-verde-Tuff gedeuteten Kiesel-Tonschieferhorizont wird die Obere Knollenkalk-Serie des Alpen Muschelkalks von auffallend plattig-schiefriigen Kalken mit gefängten Dolomitknollen und eingeschwemmtem Quarz überlagert. Erst nach 28 m Profilsäule (worin wegen Verfaltungen tektonische Wiederholungen nicht ausgeschlossen sein dürften) setzen leicht metamorphe Tonschiefer der Partnach-Schichten ein.

IV.3.2. Die Mergel und Tonschiefer der Partnach-Schichten.

Im Profil Thaur I, wo die vollständigsten und tektonisch kaum beanspruchte Aufschlußverhältnisse vorliegen, sind 3 Haupttonschiefer-Horizonte unterscheidbar, die durch Partnach-Kalke (siehe IV.3.3.) voneinander getrennt werden: einer an der Basis der Partnach-Schichten mit 11 m, ein mittlerer mit 40,4 m und ein oberer mit 20—24 m Mächtigkeit. Der mittlere weist 2—3 m über der Basis und 3—4 m unter der Hangendgrenze noch eine je 1—4 m mächtige Einlage von Kalklinsen bzw. Kalkbänken auf, ist also auch in sich dreigeteilt; der obere Schieferhorizont enthält 1 m unter der Hangendgrenze einen Horizont mit Konkretionen und Kalklinsen.

Die Unterteilung läßt sich auffallend gut auch in den Profilen Thaur II und Pfriemeswand wiederfinden, wobei sogar die Mächtigkeiten der Tonschiefer im wesentlichen übereinstimmen. Der 3. Haupttonschiefer-Horizont ist allerdings im Profil Thaur II hangend von einer Störung abgekappt und fehlt im Profil Pfriemeswand völlig. Im Profil Hoadl dürfte der eine und damit einzige Tonschieferhorizont dem 2. Haupttonschieferhorizont entsprechen. Interessanterweise ergibt auch ein Vergleich mit dem von H. MÜLLER (1962a : 21) am Wampeten Schrofen (Mieminger Gebirge) aufgenommenen Profil in Partnach-Schichten eine sehr auffällige Ähnlichkeit der Schichtfolge (der 3. Hauptton-

schiefer-Horizont fehlt dort allerdings) und läßt eine gewisse Niveau- und Mächtigkeitskonstanz der Tonschiefer-Horizonte annehmen. Möglicherweise existiert im Profil Thaur I noch ein vierter, hangendster Haupttonschieferhorizont knapp unter den Raibler Schichten, dessen stratigraphische Zuordnung aber bisher noch nicht hinreichend geklärt werden konnte (durchgehende Beckenfazies!).

Eine detaillierte petrographische Beschreibung der Tonschiefer kann im Rahmen dieser Arbeit nicht gegeben werden. Es soll nur auf den abschnittsweise beträchtlich hohen Mergelgehalt und das reichliche Führen von Pyrit im Profil Pfriemeswand hingewiesen werden.

IV.3.3. Die Kalke der Partnach-Schichten setzen weitestgehend die Sedimentausbildung der Oberen Hornsteinknollenkalk-Serie des Alpenin Muschelkalks fort. Sie sind bankextern und bankintern knollig geschichtet, selten 10 cm, meist 40–100 cm dick gebankt, abschnittsweise reich an Hornsteinschnüren und -knollen, die sich teilweise auf die Bankflächen konzentrieren.

U. d. M. erscheint der Kalk als weitgehend isotroper und homogener Mikrit mit wenigen, örtlich angehäuften Filamenten (Länge: 1–4 mm). Als wolkenförmige Körper lassen sich Bereiche etwas größeren von feinerem Mikrit trennen; diffuse Kalkspatitkörner konzentrieren sich besonders in den größeren Anteilen der Mikritmasse.

Im Profil Thaur II wurden in einer Kalk-Fein-Arenitlage (zwischen 2. und 3. Hauptschieferhorizont) vektorielle Gefüge: Schrägschichtung und Schlammfließfalten aufgefunden. Im Profil Pfriemeswand konnte einer der dünnen Kalkhorizonte als der Ursprungshorizont für die bereits seit langem bekannte ladinische Fauna (B. SANDER, 1915, G. MUTSCHLECHNER, 1933 und 1962) durch neuerliche Funde von *Daonella* sp. MOJS. 1874 festgelegt werden.

Die Mächtigkeit der einzelnen Kalklagen zwischen den Tonschieferhorizonten ist relativ unbeständig; man kann an einigen Stellen linsenförmiges Anschwellen von einem auf mehrere Meter Dicke, auf wenige Meter horizontal schon wahrnehmen.

IV.3.4. Zur Bezeichnung „Partnach-Schichten“.

Das Einsetzen von Tonschiefern und Mergeln über der Serie des Alpenin Muschelkalks ist das gemeinsame Hauptmerkmal aller vier unter IV. besprochenen Profile. Gemeinsam mit den ihnen eingelagerten Kalklagen werden diese Tonschieferhorizonte zu dem von C. W. GÜMBEL (1858) aufgestellten Begriff „Partnach-Schichten“ zusammengefaßt. Im Profil Thaur I werden sie 274 m mächtig, im Profil Thaur II 65 m, im Profil Pfriemeswand 50 m und im Profil Hoagl nur 42 m.

Die Partnach-Schichten (Kalke und Tonschiefer) sind als Fortsetzung der Beckenfazies der Serie des Alpenin Muschelkalks anzusehen (H. J. SCHNEIDER, 1964 : 39). Sie werden nach oben hin, besonders über dem 2. Haupttonschieferhorizont durch seitliches Eindringen und damit durch Überlagerung von der Faziesgruppe des Wettersteinkalks in ihrer räumlichen Ausdehnung zunehmend eingeengt.

Für eine Deutung als Beckenfazies (vgl. III.3.5.) sprechen: Die Tonschieferablagerung, die im Bereich der Riffplatte völlig fehlt; die Hornsteinknollenkalk, von denen sowohl die Zusammensetzung als SiO_2 -haltiger, fast reiner Mikrit, wie auch das Gefüge der Knollenbildung (siehe III.2.5.) und das einer durchlaufend gleichförmigen Ausbildung auf tieferes Wasser mit höherem CO_2 -Druck, d. h. Beckenfazies, deuten; das Fehlen jeglicher Merkmale einer Riffbildung, die

geringe Mächtigkeit, die im Vergleich zur Mächtigkeit der Riffplattenfazies nur rund ein Zehntel bis ein Sechstel beträgt; die bereits unter IV.3.1. nachgewiesene vollkommen gleichzeitige Sedimentation der Partnach-Schiefer und der (zumindest unteren) Faziesgruppe des Wettersteinkalks; das vielfach stark reduzierende Ablagerungsmilieu (Bitumen-, Pyritführung) der Partnach-Schiefer.

Die lithostratigraphische Ereignisfolge kann in den Sedimenten der Partnach-Beckenfazies, wie schon unter IV.2.3. bemerkt wurde, im Zeitraffertempo vereinfacht abgelesen werden.

Die bereits unter III.3.6. ausgesprochene Ablehnung einer Erweiterung des Begriffsinhaltes der Bezeichnung „Partnach-Kalke“ auf die Untere Faziesgruppe des Wettersteinkalks dürfte auch aus obigen Beschreibungen klar begründet sein.

IV.4. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks.

In drei der vier hier besprochenen Profile werden die Partnach-Schichten nach dem 2. bzw. 3. Haupttonschieferhorizont von Sedimenten der Faziesgruppe des Wettersteinkalks überlagert. Die Ablagerungen im Profil Pfriemeswand sollen nachfolgend ihrer Vollständigkeit halber trotz leichter Metamorphose zuerst beschrieben und dann mit den übrigen Profilen in Vergleich gesetzt werden. Über die hangenden Sedimente des Profils Thaur I kann im Rahmen dieser Arbeit, wegen teilweise erst mangelhafter Bearbeitung im Gelände, noch nichts ausgesagt werden, außer daß sie die Beckenfazies vom Liegenden her bis zu den Raibler Schichten hin kontinuierlich fortsetzen.

IV.4.1. Beschreibung und Deutung der Profilsäule Pfriemeswand.

Rund 25 m mächtige, 20–30 cm dick gebankte Doloarenite und Dolorudite leiten die Faziesgruppe des Wettersteinkalks ein. An sedimentären Gefügen sind im liegenden Teil vor allem geschichtete, rund 15 cm dicke Lagen von feinen Resedimenten zu erkennen, die jeweils durch fladenartige, ss-parallele Hohlräume (mit Rotschlamm und Großoolithgefüge gefüllt) voneinander getrennt sind. Zum Hangenden hin erreichen diese Hohlräume $\varnothing$ senkrecht ss von 5 und mehr cm. In einigen Querschnitten sind Reste von Diploporendetritus zu vermuten.

Ein bis 35 m mächtiger massiger Dolomit überlagert den soeben beschriebenen gebankten Abschnitt. Es finden sich darin reichlich Strukturen ähnlich Grünalgen und Korallenquerschnitten ($\varnothing$: 4–6 mm), häufig sogar in Form von Kolonien, weitere Crinoidenstielglieder und allgemein Resedimente als Komponenten (max. Korn- $\varnothing$: bis 5 cm). Die Großoolithgefüge liegen nicht mehr geopetal geregelt parallel ss, sondern in beliebigen Formen und Stellungen, sie scheinen aber selten nur über dm-Größe hinauszugehen.

Während die liegenden 25 m gebankte Arenite und Rudite einem Riffschutt, entsprechend III.3.2.1. faziell zu vergleichen sind, wird der Abschnitt des massigen Dolomits mit großer Wahrscheinlichkeit als ein kleiner Riffkörper (Fazies ähnlich III.3.2.5.) angesehen (charakteristische Biogene, massiges Gefüge, Resedimentbildung, auf dem Wege von chemischer Internanlagerung ausgefülltes, unregelmäßig geformtes Hohlraumvolumen), der in das Becken der Partnach-Schichten hinauswächst.

Die hangenden 170 m Dolomite bis zum ersten Einsetzen der Raibler Tonschiefer sind durchwegs geschichtet. Sie bilden aber keineswegs eine einförmige Folge, sondern sind auch deutlich aufzugliedern:

Eine Schollenserie (im Sinne von III.3.3.) von 20 m Mächtigkeit überlagert zunächst den massigen Riffdolomit. Neben metergroßen Schollenresedimenten von in sich geschichteten Doloareniten enthält sie auch Grobbreccien ($\varnothing$: 5 bis 10 cm) und Schrägschichtungsgefüge. Die Komponenten dieser Serie sind polymikt, vielfach aber wiegen laminierte Dolomite vor. Großoolithe füllen das fladenartige Hohlraumvolumen an der Basis von Grobkomponenten und Schichten. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 0,5–2 m. Weitere Horizonte mit deutlichen Schrägschichtungs- und Schollengefügen finden sich 105 m über dem massigen Riffdolomit (12 m mächtig) und 150 m darüber (8 m mächtig), d. h. bis 12 m unter den Raibler Tonschiefern. Diese beiden Abschnitte bauen sich wiederum weitestgehend aus laminierten Dolomiten als Komponenten auf.

In sich massige Dolomitbänke und laminierte, gebankte Dolomite in Wechselfolge (rund 30-cm-weise Überlagerung) machen die Hauptmasse der Sedimente hangend vom massigen Riffdolomit aus. Die massigen Dolomitbänke lassen vielfach als Komponenten rindenumkrustete Körner und Kornaggregate noch erkennen, die teilweise fladenartige Formen (max. $\varnothing$: bis 5 cm) besitzen (z. B. 80 m über dem massigen Riffdolomit). Reichlich vorkommende linsenförmige Spatitaugen (2–10 mm lang) liegen z. T. ss-parallel, z. T. unregelmäßig im Sediment vor. Fladenförmige Großoolithgefüge begleiten häufig die massigen Dolomitbänke an ihrer Basis. Die hangendsten Meter des Wettersteinkalks bestehen aus Dolomitareniten mit inverser Gradierung, die rundlichen Komponenten scheinen umkristallisierten, rindenumkrusteten Körnern zu entstammen.

Ohne Schwierigkeit ist das Ablagerungsmilieu der gebankten Dolomite über dem massigen Riffdolomit dem der Sedimente hangend vom Hafelekar-Riffkörper (III.3.3. und III.3.4.) zu vergleichen und somit ebenso als das einer Rifflagune zu bezeichnen. Die Schollengefüge und Schrägschichtungen sind dabei wohl faziell, nicht aber stratigraphisch der Unteren Schollenserie am Kamm der Nordkette gleichzusetzen. Die gebankte Wechselfolge der laminierten Dolomite und der massigen Dolomite dürfte vielleicht einer Faziesbildung ähnlich den Messerstickkalkbänken (III.3.4.) entstammen. Die inverse Gradierung in den Dolomitbänken nahe der Hangendgrenze der Faziesgruppe des Wettersteinkalks ist schwierig zu erklären, am ehesten noch als wiederholt zunehmende und ruckartig aussetzende Bildung von Onkoiden (rindenumkrustete Körner), die dann bereits auf die Fazies der Raibler Onkolithe hinweisen.

IV.4.2. Die Faziesgruppe des Wettersteinkalks in den Profilen Thaur II und Hoagl.

Im Profil Thaur II ist die Faziesgruppe des Wettersteinkalks 71 m mächtig, stets gebankt und vor allem in den liegenden 50 m durchwegs mit Schrägschichtungs- und Großschollengefügen (dm- bis m-Ausdehnung) ausgebildet. Die vielfach auch gradiert geschichteten Komponenten des Sediments sind vorwiegend als Resedimente von Riffschutt und Grünalgendetritus zu beschreiben, vielfach mit Rinden umkrustet und gut sortiert (Korn- $\varnothing$: von 0,2–10 mm). Das Hohlraumvolumen zwischen den Komponenten ist vorwiegend mit Spatit an Stelle mikritischer Matrix gefüllt. Fladenförmige Großoolithe (bis 2 cm mächtig) finden sich an den meisten Schicht-(und somit auch Bank-)Fugen. Der Dolomitgehalt konzentriert sich vor allem auf einige Lagen von dolomitischen Resedimenten, auf Rindenumkrustungen und einige Spatitsäume der fladenförmigen Großoolithe. Diese gesamte Faziesausbildung entspricht vollkommen jener der

Unteren Schollenserie im Profil Seegrube E (siehe III.3.2.). Weil sie profilmäßig in die hangendsten Teile der Faziesgruppe des Wettersteinkalks zu stellen ist (sie reicht bis ca. 20 m unter die Tonschiefer der Raibler Schichten), wäre sie vermutlich mit den von H. J. SCHNEIDER (1954, 1964) wiederholt im „Oberen Wettersteinkalk“ aufgefundenen Schollen-, Schrägschichtungs- und Gradierungsgefügen der „Sonderfazies“ lithostratigraphisch zu parallelisieren, ebenso wahrscheinlich auch mit dem hangendsten der drei Schollen- und Schrägschichtungshorizonte im Profil Pfriemeswand. — Die obersten 20 m Profil bestehen weiterhin aus Calciruditen, denen aber die charakteristischen, oben beschriebenen, vektoriellen Gefüge fehlen und die zur Hangendgrenze (Raibler Tonschiefer) hin zunehmend mehr Feinmaterial beinhalten, schließlich zu Feinareniten werden.

Der 54 m mächtige, hangendste Profilschnitt im Profil Hoadl ist die streichende Fortsetzung der Faziesgruppe des Wettersteinkalks im Profil Pfriemeswand. Er wird mit einer scharfen Störung vom Liegendteil des Profils abgetrennt (siehe IV.1.). Die Merkmale der sedimentären Gefüge sind im Profil Hoadl aber wesentlich mehr als an der Pfriemeswand durch Metamorphose und Tektonik angegriffen. Der (ausgenommen die zergrusten Anteile bis gut 20 m über der Basisstörung) gut gebankte Dolomit, teilweise laminiert, teilweise dickbankig, entspricht der unter IV.4.1. an der Pfriemeswand bereits beschriebenen gebankten Wechselfolge. 15 m unter der Hangendgrenze zu den Raibler Tonschiefern findet sich ein 4 m dicker Horizont grober, brecciöser Komponenten (max. Korn-Ø: um 5 cm), eingebettet in eine schwarze Matrix. Seiner lithostratigraphischen Stellung nach scheint er genau dem Horizont mit Schollen- und Schrägschichtungsgefügen im 4,5 km weiter nordöstlich gelegenen Profil Pfriemeswand gleichsetzbar zu sein (und wahrscheinlich auch der entsprechenden Faziesausbildung im Profil Thaur II). Die hangendsten 3 m Profil unter den Raibler Tonschiefern werden von laminierten Dolomiten gebildet, in denen deutlich Spatit-umrandete klumpige Komponenten erkennbar sind.

Ein lithostratigraphischer Vergleich mit den Profilen am Kamm der Nordkette kann nicht gegeben werden, da keines jener Profile, Seegrube E, W und Wildanger die unter IV.4. beschriebenen oberen Faziesgruppen des Wettersteinkalks bisher erfaßt hat.

V. Die Profile Serles W, St. Magdalena im Gschnitztal und Waldbauer im Obernbergtal

Alle drei Profile wurden im Gelände gemeinsam mit Dr. Charles PENDEXTER, ESSO Exploration Group, Ltd., Genf-New York, begangen.

V.1. Die topographische Lage der Profile.

Das Profil Serles W umfaßt eine Profilsäule von 425 m Mächtigkeit. Die Profillinie ist angelegt entlang der Klamm des Seibachs, der bei Kampl im Stubaital in den Ruetzbach einmündet. Die Basis des Profils befindet sich in 1320 m SH, in geologischer Sicht beim ersten Auftreten von Karbonatgesteinen über „Verrucano“-Quarziten der Basis des Brennermesozoikums. Die Obergrenze des Profils liegt auf 1550 m SH, in der Nähe jener Stelle, wo ein von Kampl her aufsteigender Steig den Seibach quert, geologisch gesehen, beim ersten Einsetzen von Tonschiefern der Raibler Schichten. Die allgemein flach nach SE fallenden Schichten sind zwar durchwegs gut aufgeschlossen, aber stark metamorph überprägt, so daß nur mehr grobe sedimentäre Daten ablesbar sind.

Neben mehreren unbedeutenderen ist eine morphologisch stärker hervortretende Störungsfläche (saiger, N—S streichend) 60 m über der Profilbasis zu beschreiben, die das Profil aber nicht wesentlich beeinflusst. Frühere Beschreibungen dieses Profils liegen vor von O. SCHMIDEGG (1956 : 275) und von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER (1962 : 180).

Das Profil St. Magdalena im Gschnitztal verläuft in gerader Linie vom Mortoar-Bach nach E hinauf zur Terrasse der St.-Magdalena-Kirche, 2 km östlich der Ortschaft Gschnitz, und durchmißt ein Schichtpaket von 346 m Mächtigkeit. Die Liegendgrenze des Profils liegt in 1360 m SH am Bett des Mortoar-Baches, an der Überlagerungsgrenze von Karbonatgesteinen über „Verrucano“-Gesteinen der Basis des Brennermesozoikums. Nach oben hin wird das Profil auf 1650 m SH, 150 m südlich von der St.-Magdalena-Kirche beendet, geologisch gesehen mit dem Einsetzen der ersten Raibler Tonschiefer (an dieser Stelle ein als Brunnen gefaßter Quellenaustritt). Die ganz flach nach S hin einfallenden Schichten sind, ähnlich denen im Profil Serles W, von der Metamorphose stark angegriffen, so daß nur mehr wenige grobe Gefüge-Merkmale ablesbar sind. Mehrere kleine Störungsflächen (saiger und flachliegend) durchschneiden die Profilinie, ohne aber größere Versetzungsbeträge der Schichten zu bewirken, was sowohl am konstanten Verlauf des Raibler Bandes wie auch am Faziesbild der Profilsäule selbst zu beobachten ist. Zwei größere Aufschlußlücken (die untere 70 m, die obere 40 m lang) unterbrechen das Profil, wobei hauptsächlich nur die untere zu einer gewissen Beeinträchtigung des Gesamtbildes führt. Von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER (1962 : 183—185) wurde auf das Profil St. Magdalena bereits hingewiesen und eine Mächtigkeit von 400 m angegeben.

Das Profil Waldbauer im inneren Obernbergtal umfaßt ein Schichtpaket von rund 240 m Mächtigkeit. Die Profilinie verläuft entlang dem unteren Teil einer Schotterrinne, die vom Hinterennsbach direkt nach N zum P. 1967 (Schildköpfe) hinaufzieht (östlich benachbart der Runse mit P. 1663). Der Felsfuß auf 1500 m SH, 500 m westlich vom Waldbauer, bildet die Profilbasis; die Obergrenze des Profils liegt auf 1610 m SH, beim tiefsten, Glimmer führenden Tonschieferband von Schichten, die in der geologischen Karte des Brennermesozoikums von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER (1962) zwar noch nicht eingezeichnet sind, aber den im gesamten Brennermesozoikum als Raibler Schichten bezeichneten Gesteinen vollkommen gleichen. Das überall gut aufgeschlossene Schichtpaket fällt mit etwa 10° nach SE hin ein. Einige saiger stehende Störungsflächen verlaufen — ohne größere Versetzungsbeträge — der Schotterrinne parallel. Der Grad der Metamorphose entspricht dem vom Profil St. Magdalena. Das hier beschriebene Profil wurde bereits im Sommer 1963 mit Herrn Dr. W. RESCH und Herrn cand. phil. E. WERTHMAN, der dieses Gebiet zur Zeit lagerstättenkundlich bearbeitet, gemeinsam begangen, um über eine genauere stratigraphische Einstufbarkeit der flußspatreichen Blei-Erz-Vorkommen an den Schildköpfen Hinweise zu erhalten, was mit Hilfe der dabei hier erstmals aufgefundenen und als Raibler Schichten gedeuteten Tonschiefer auch leicht möglich war.

V.2. Die basale Karbonatserie (Serie des Alpenen Muschelkalks).

V.2.1. Beschreibung der Profilsäulen.

Im Profil Serles W fand sich über basalen, reichlich Glimmer führenden Quarzsanden folgende Schichtfolge: schwarzgraue Dolomitsande, 2—3 cm dick

gebant, 6 m mächtig, bilden den liegendsten Abschnitt. Auffallend sind ihnen mehrfach eingelagerte, 3 cm mächtige Aufarbeitungshorizonte mit Dolomit-Resedimenten, klastischem Quarz und Glimmer als Komponenten (max. Korn-Ø: 0,2—1 mm), wobei die Glimmer und Quarze vielfach eine ss-parallele Einregelung erfahren haben. Zuoberst überlagert diesen Horizont eine max. 10 cm dicke Bank laminierter Dolomite mit besonderer Anreicherung von klastischem Quarz und Pyrit und Magnetitkörnern als Komponenten (Ø: ± 1 mm). 19 m schwarzgraue, laminierte Dolomite folgen darüber, 10—25 cm dick gebant. Klastische Einschüttungen sind darin nicht mehr zu beobachten.

25 m über der Profilbasis setzen 20—40 cm gebantke, weißgelbe Dolomit-Bänder-Marmore ein. Sie zeigen an den Schichtflächen Glimmerplättchen und parallel dazu rosa gefärbte Schlieren. Meistens überlagern die rosafarbenen Lagen die grauen Partien mit scharfer Grenze und gehen ganz allmählich zum Hangenden wieder in grauen Marmor über. 43 m über der Profilbasis findet sich eine Anreicherung bis zu 2 mm großer klastischer Quarze in den rosafarbenen Anteilen des Marmors. Zwischen Profilmeter 50 und 55 unterbrechen dickbankige, dichte (d. h. homogen erscheinende) graue Dolomitmarmore die ansonsten einformig durchlaufende Folge der Bändermarmore, die bis zu Profilmeter 101 hinaufreicht, somit insgesamt 75 m mächtig ist.

Das Profil St. Magdalena weist über den Basisquarziten in den 45 Profilmeter Aufschluß (bis zur unteren großen Aufschlußlücke) eine durchschnittlich sehr eintönige Folge von im Liegenden 3—4 m, sonst allgemein rund 20—30 m dick gebantkten, dunkelgrauen Glimmermarmoren auf. Bei Profilmeter 27,5 findet sich ein 30 cm dicker Horizont mit mehreren Lagen reich an klastisch eingelagerten Glimmern. 38 m über der Basis tauchen durch Anwitterung des Gesteins in Form grober Kristallgruppen fragliche sedimentäre Strukturen auf, die z. T. als Kalkalgenreste, z. T. als Laminierungsgefüge deutbar sind. Auffallend sind besonders in den oberen Profilmeter häufig auftauchende hellgrüne Glimmer.

Das Profil Waldbauer zeigt in den liegendsten 48,5 m Profil eine Wechselfolge: 5—10 cm dünn gebantke, je 40—200 cm dicke Horizonte schwarzgrauer, bitumenhaltiger (?) Dolomite werden zum Hangenden hin zunehmend von dazwischenlagernden, dickbankigen, hellen Bänderdolomiten (siehe V.2.2.) verdrängt.

V.2.2. Deutung der basalen Karbonatserie.

Im Profil Serles W scheint die basale Karbonatserie deutlich zweiteilbar und auch auf Grund ähnlicher Mächtigkeiten und ähnlicher Faziesausbildung mit den Serien im Profil Hoagl (siehe IV.2.3.) leicht vergleichbar zu sein: die liegenden 25 m dunkler Dolomite, reich an klastischen Einschüttungen, dürften lithostratigraphisch am ehesten den Reichenhaller Schichten entsprechen, während die hangenden, 76 m mächtigen Bändermarmore der Serie des Alpen Muschelkalks zu vergleichen sind, die im Profil Hoagl 49 m mächtig und vornehmlich mit einer Wechselfolge von laminierten und arenitischen Dolomiten vertreten ist. — Die 48,5 m mächtige Wechselfolge schwarzfärbiger Dolomite und heller Bänderdolomite im Profil Waldbauer ist lithologisch der basalen Karbonatserie an der Serles sehr ähnlich und somit, da die liegendsten Anteile der Gesamtfolge unter dem Talschutt liegen, als zumindest ein Hangenteil der Serie des Alpen Muschelkalks lithostratigraphisch zu deuten, womit sich erstmalig Hinweise für das Bestehen dieser Serie auch im Obernbergtal ergäben. Die hangenden reinen

Bänderdolomite werden bereits zum Unteren Dolomit (siehe V.3.2.) gerechnet. — Die 45 m Dolomitmarmor (ohne Bänderung!) über der Basis des Profils Sankt Magdalena weisen kaum vergleichbare Merkmale auf, sind aber allein auf Grund ihrer Stellung und Mächtigkeit im Profil der Serie des Alpenen Muschelkalks in den übrigen Profilen zu vergleichen. Aufschlüsse jener von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER (1962:184) am Gschnitzer Tribulaun beschriebenen Grünsteinlinsen wurden in den bearbeiteten Profilen leider nicht beobachtet.

Weil sich in keinem der drei Profile Hinweise auf Beckenfazies (entsprechend denen in den Profilen Thaur I oder Pfrimmeswand) fanden, hingegen sich eine lithologische Vergleichbarkeit am ehesten mit den Profilen Hoadl und Seegrube E und W ergibt, kann als Ablagerungsraum für die basale Karbonatserie ein beckenfernes, lagunäres Flachwassermilieu angenommen werden.

V.3. Der Untere Dolomit (Faziesgruppe des Wettersteinkalks).

V.3.1. Massiger Dolomitmarmor ist eine der Fazies des Unteren Dolomits, und nur im Profil Serles W vorhanden. Über der als Alpiner Muschelkalk gedeuteten Serie erreicht der abrupt einsetzende, massige, weiße Dolomitmarmor eine Mächtigkeit von 217 m. An auffälligen sedimentären Merkmalen sind vor allem sehr unregelmäßig begrenzte, schwarze, linsige Körper zu beschreiben, die Ø-Größen von max. 50 cm erreichen. Sie liegen in jeder beliebigen Lage zu ss, scheinen aber auf gewisse ss-parallele Abschnitte konzentriert zu sein. Als Deutung dafür werden Fossilreste, brecciöse Großkomponenten oder umkristallisierte Großoolithgefüge vorgeschlagen, wovon die letzte Deutung meines Erachtens am ehesten zutreffen könnte. Für den ganzen massigen Dolomitkörper ist wohl am ehesten eine Riffazies als sedimentäre Entstehungsweise anzunehmen. Hiefür sprechen außer dem massigen Gefüge auch jene schwarzen Einschlüsse, als Großoolithe deutbar, weiters die für die Profile im Brennermesozoikum außergewöhnlich große Mächtigkeit (217 m), die relative räumliche Beschränkung der massigen Fazies auf das Profil Serles W und die Nähe nachweisbarer Riffbildungen im Profil Pfrimmeswand (siehe unter IV.4.1.). Dieser als Serles-Riffkörper gedeutete massige Dolomit-Abschnitt entspricht somit in seiner lithostratigraphischen Stellung dem Hafelekar-Riffkörper aus der Faziesgruppe des Wettersteinkalks.

V.3.2. Gebankte Dolomitmarmore, z. T. als hellgelbe, laminierte Dolomite, z. T. auch als Wechselfolge beider Fazies vorhanden, stellen den Hauptteil des Unteren Dolomits. Im Profil Serles W erreichen sie über dem massigen Dolomit eine Mächtigkeit von 108 m; in den beiden anderen Profilen, wo sie direkt über der basalen Karbonatserie unter Auslassung eines massigen Dolomits einsetzen, werden sie 236 m (St. Magdalena) und 190 m (Waldbauer) mächtig. Als besondere Einschaltungen zeigen sich im Profil St. Magdalena neben mehreren kleinen zwei bedeutendere, je rund 10–12 m mächtige Horizonte mit Schrägschichtungsgefügen eingelagert: der untere 170 m, der obere 325 m über der Basis, d. h. 15–20 m unter dem ersten Einsetzen von Tonschiefern der Raibler Schichten. Im Profil Waldbauer befindet sich wenige Meter zehner unter der Basis der Raibler Schichten das lange schon bekannte Bleiglanzvorkommen des Obernbergtals.

Ein Vergleich dieser Gesteine mit denen der Hangendteile vom Profil Pfrimmeswand, Thaur II oder Seegrube E (siehe IV.4.1. und IV.4.2.) läßt sich ohne Schwierigkeiten durchführen. Als Ablagerungsraum für die gebankten Dolomit-

marmore ergäbe sich daraus wiederum das Milieu einer Rifflagune entsprechend dem der mittleren und oberen Faziesgruppe des Wettersteinkalks. Interessanterweise fehlt im Raum zwischen St. Magdalena und Waldbauer eine Riffkörperbildung wie an der Serles oder Pfriemeswand völlig; durch den gesamten Sedimentationsabschnitt der Faziesgruppe des Wettersteinkalks ging somit nur Lagunenablagerung vor sich. In einem solchen Rifflagunensediment läßt sich auch sehr gut der oberste Horizont mit Schrägschichtungsgefügen (15—20 m unter den Raibler Schichten) im Profil St. Magdalena mit gleichen Bildungen, in gleicher lithostratigraphischer Position, in den Profilen Hoadl, Pfriemeswand und Thaur II vergleichen und somit als leicht metamorpher Rest einer Sonderfazies (entsprechend H. J. SCHNEIDER, 1954 und 1964) auffassen. Die knapp unter den Raibler Schichten vorkommende Flußspat-Bleiglanz-Fahlerzlagerstätte im Obernbergstal wird, wie schon erwähnt (unter V.1.), zur Zeit von Herrn cand. phil. E. WERTHMANN auf ihre Entstehungsweise im Vergleich mit den Blei-Zink-Lagerstätten des Karwendels untersucht.

Zusammenfassung

Auf dem Wege einer Untersuchung von 10 Feinprofilen wird aus der Mitteltrias im Raum von Innsbruck eine Reihe karbonatsedimentologischer Daten erstmals beschrieben und zur Klärung der Lithostratigraphie und Fazies ausgewertet. Aus der Serie des Alpenen Muschelkalks werden vor allem folgende Merkmale stärker herausgearbeitet: im Liegendabschnitt eine rhythmische Wechselfolge von 10 bis 12 Zyklen Kalkarenit — Wurstkalk; im Mittelabschnitt ein weithin verbreiteter Stromatolith-Horizont an der Basis reicherer Faziesdifferenzierung von Riffstotzen und Beckenfazies; im Niveau der Pietra-verde-Tuffite ein lithofazieller Leithorizont.

Hangend der Serie des Alpenen Muschelkalks werden die Basisbildungen der (Riff-) Faziesgruppe des Wettersteinkalks und der Partnach-Schichten-Beckenfazies als einzzeitig erkannt, z. T. an Hand eines Turbidit-Horizonts. Über dem Riffkörper der Faziesgruppe des Wettersteinkalks lagern am Kamm der Nordkette als Rifflagunen-Fazies eine Schollenserie und eine Folge von Messerstichkalk-Bänken, für deren rhythmische Entstehungsumstände sedimentologisch mehrere Hinweise gegeben werden können. In der vergleichsweise äußerst geringmächtigen Partnach-Fazies im Inntalraum ergibt sich eine auffallende Niveau- und Mächtigkeitskonstanz der Tonschiefer-Horizonte.

Die Profile aus dem Brennermesozoikum zeigen eine in vielem ähnliche lithostratigraphische und fazielle Gliederung wie die der Nordkette. Die im südlichsten Untersuchungsbereich (siehe Lageskizze, Taf. 1) im gesamten Sedimentationsabschnitt fortwährende lagunäre Faziesausbildung der Karbonate ist besonders hervorzuheben. 15—20 m unter der Basis der Raibler Schichten tritt einigermaßen niveaunkonstant in einer Reihe von Profilen ein Schollen- und Schrägschichtungshorizont auf.

Auf Grund der neugewonnenen Erkenntnisse werden die bisherigen Bezeichnungen für die lithostratigraphischen und faziellen Einheiten diskutiert und neu definiert.

Summary

Examining 10 detailed cross sections in the Alpine Middle Triassic around Innsbruck/Austria a number of data of carbonate sedimentology was been described for the first time in this preliminary report and evaluated for

lithostratigraphy and facies. In the "Series of the Alpine Muschelkalk" the following features were particularly worked out: the lowermost division consists of a rhythmic alternating series of 10 to 12 cycles of calcareous arenites and a micritic facies called „Wurstkalk“. The middle division is characterized on its basis by a widespread thin horizon with stromatolite algae and shows on top of it a rich differentiation towards small reef bodies and basin facies. A facies horizon, pursuable throughout, accompanies the "Pietra Verde" tuffites in the uppermost part of the series.

On top of the "Series of the Alpine Muschelkalk" follows the "Facies Group of the Wettersteinkalk"-reef complex and, as an equivalent in sedimentation, the basin facies of the "Partnach" shale and limemicrit beds. The basal sediments of both groups have been found to be contemporary, partly by means of a turbidite-horizon. In the Karwendel Mountains — Northern Limestone Alps — the conspicuously developed „Wettersteinkalk“-reef body itself is superimposed by a facies belonging to the environment of a backreef lagoon: a series of syndimentary slided lime-clods, with cross bedding and graded bedding structures is followed by the so-called "Messerstichkalk-beds" (i. e. "knife stabs limestone"). These were deposited in rhythmic cycles and it has been possible to give several hints on the partly hypersaline environmental conditions of their sedimentation. The comparatively very thin "Partnach" basin facies — situated along the Inn Valley — has a depth of about one-sixth of the „Wettersteinkalk“. It shows three (four) shale horizons, very constant in thickness and level. On its borders it has been gradually overgrown by the „Wettersteinkalk“-reef complex.

The cross sections in the "Brennermesozoicum" — Central Alps — show a very similar facies and lithostratigraphy compared with those in the Karwendel Mountains. In its southernmost sections a lagoon carbonate facies, passing through the whole column, is very remarkable. Several horizons with cross bedding and syndimentary gliding seem to be constant in level, especially one of them shortly beneath the top of the column.

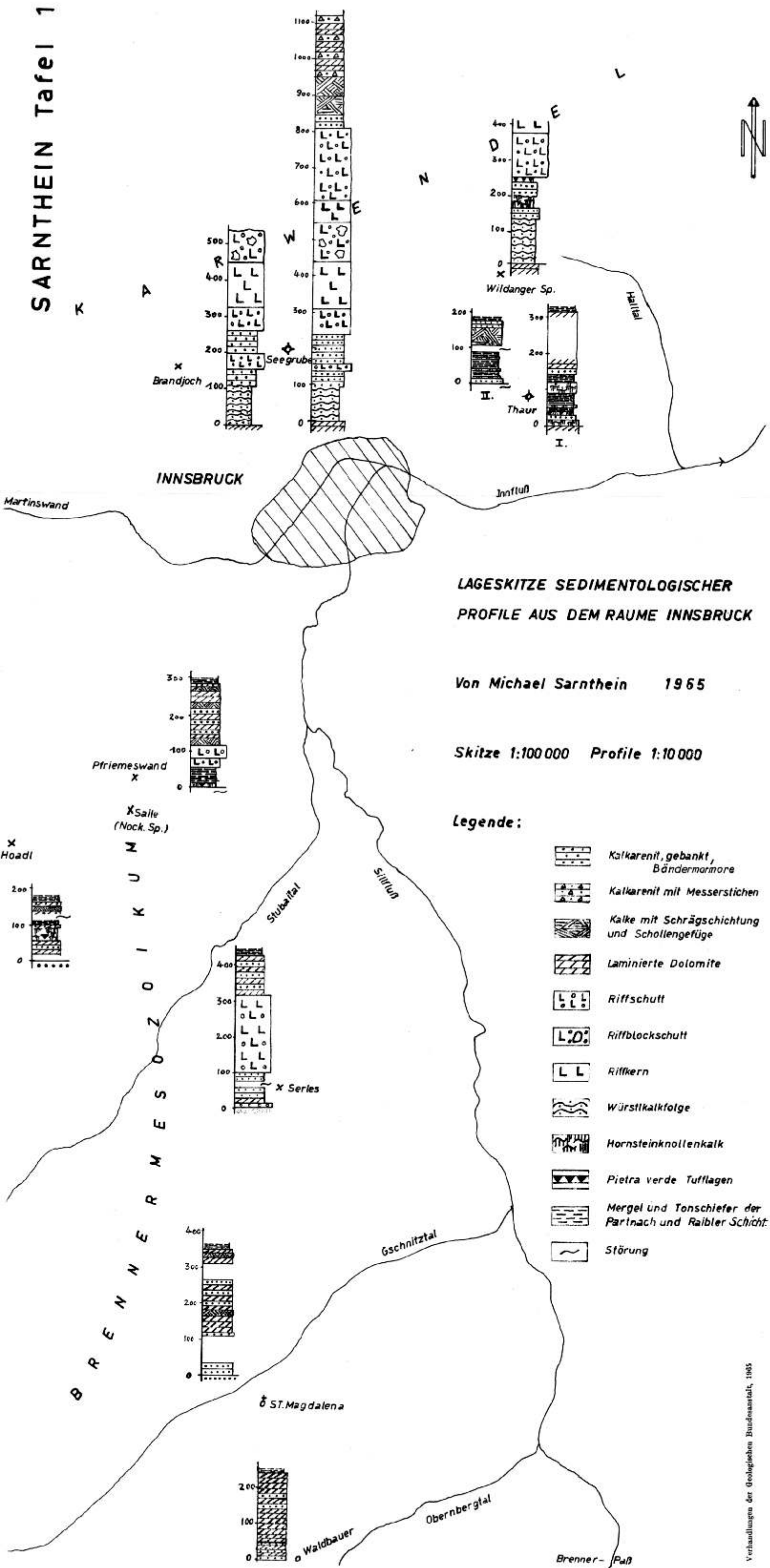
On account of the newly gained data all the local names of the stratigraphy and facies units have been discussed with the attempt of redefining them.

Literatur

- ALDERMANN, A. R., & BORCH, C. C. VON DER: Occurrence of magnesite-dolomite-sediments in South Australia. — *Nature*, 192, 4805, p. 861. London 1961.
- ALMA, FR. H.: Eine Fauna des Wettersteinkalkes bei Innsbruck. — *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 40, 111—129. Wien 1926.
- AMPFERER, O., & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel — Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und Achensee-Gebietes. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.
- AMPFERER, O., & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — *Jb. Geol. B. A. Wien* 1898, 290—374.
- AMPFERER, O., & OHNESORGE, TH.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Innsbruck—Achensee. — *G. B. A. Wien* 1924.
- AMPFERER, O., & OHNESORGE, TH.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Rep. Österreich Bl. Zirl-Nassereith (5046). — *G. B. A. Wien* 1924.
- ANGERMEYER, H. O., PÖSCHL, A., & SCHNEIDER, H. J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont.-Hist. Geol.*, 3, 83—105. München 1963.
- ARTHABER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. In: FRECH, Leth. geogn., 2, S. 223 bis 472. Stuttgart 1903—1908.
- DÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. — *Zs. Dt. Geol. Ges.*, S. 468—756. Berlin 1898.

- BRADLEY, W. C.: Submarine abrasion and wave-cut platforms. — Bull. Geol. Soc. Amer., 69, 967—974. New York 1958.
- BRAITZSCH, O.: Die Entstehung der Schichtung in rhythmisch geschichteten Evaporiten. — Geol. Rdsch. 52, H. 1, 405—416. Stuttgart 1962.
- BRINKMANN, R.: Über die Schichtung und ihre Bedingungen. — Ftschr. Geol. Paläont., 11 (Deecke-Festschr.), 187—219. Berlin 1932.
- CAROZZI, A. V.: Sedimentation rythmique dans la nappe de Morcles-Aravis (Châinées subalpines de Haute-Savoie, France). — Proc. Third Intern. Congr. Sedimentology, 81—89, Groningen 1951.
- CAROZZI, A. V.: Microscopic sedimentary petrography. Wiley & Co. New York 1960.
- CLOUD, PR. E.: Environment of Calcium Carbonate Deposition West of Andros Island Bahamas. — Geol. Surv. Prof. Paper 350, Washington 1962.
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Rst. Bodenf., 1941, 89—94, Wien 1941.
- CUMINGS, E. R.: Reefs or Bioherms? — Geol. Soc. Amer. Bull., 43/1, 331—352. New York 1932.
- DIENER, C.: Neue Cephalopodenfunde im Ammonitenhorizont der Kamin Spitzen. — Verh. G. B. A., S. 208. Wien 1900.
- EDIE, R. W.: Origin and characteristics of evaporitic dolomites. — Alberta Soc. Petr. Geol. Journ. Vol. 4, 16—23. Tulsa 1956.
- ENGELHARDT, W. v.: Der Porenraum der Sedimente. — Min.-Petrogr. in Einzeldarstell., 2. Heidelberg 1960.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Stratigraphic correlation by microfacies. — Amer. J. Sc., 252, 11, 683—694. New Haven 1954.
- FAIRBRIDGE, R. W.: The Dolomite Question. In: Regional Aspects of Carbonate Deposition. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. No. 5, 125—178. Tulsa 1957.
- FLÜGEL, E.: Fossile Hydrozoen — eine wenig bekannte Gruppe riffbildender Meerestiere. — Veröff. Naturhist. Mus. Wien N. F. Nr. 1, 27—32. Wien 1958.
- FLÜGEL, E.: Algen (Solenoporaaceen) aus den Cassianer Schichten (Oberladin) der Südalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Abt. B, 339—345. Stuttgart 1961.
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — Jb. Geol. B. A. 106, 205—228. Wien 1963.
- FLÜGEL, E., & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffs der Nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Stmk., Österr.) — Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Techn./Land. Mus. Joanneum, 24, Graz 1963.
- FLÜGEL, E., & KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1962, 3, 113—123. Stuttgart 1962.
- FLÜGEL, E., & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der kalkalpinen Trias. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 93. Graz 1963.
- FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. — Bull. AAPG., 43, 1, 1—39. Tulsa 1959.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605—613. Hamburg 1959.
- GINSBURG, R. N.: Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. — Bull. AAPG, 40, 10, 2384—2427. Tulsa 1956.
- GINSBURG, R. N.: Early diagenesis and lithification of shallowwater carbonate sediments in South-Florida. In: Soc. of Econ. Pal. and Min., Spec. Publ., 5, 80—100. Tulsa 1957.
- GINSBURG, R. N., & LOWENSTAM, H. A.: The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. — J. Geol., 66, 310—318. Chicago 1958.
- GRABAU, W. A.: Principles of Stratigraphy. — Dover Publ. Inc. London 1960.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Karte des Königreichs Bayern. Erste Abtheil.: Das bayerische Alpengebirge mit einem Theil der südbayer. Hochebene. — München 1858.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayer. Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- GÜMBEL, C. W.: Mikroskopische Untersuchung alpiner Triaskalke und Dolomite. — Verh. Geol. R. A., 7, 8, 141—144. Wien 1873.
- GWINNER, M. P.: Schwammbänke, Riffe und submarines Relief im oberen Weißen Jura der schwäbischen Alb (Württemberg). — Geol. Rdsch., 47, H. 1, 402—417. Stuttgart 1958.
- GWINNER, M. P.: Subaquatische Gleitung und resedimentäre Breccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Zs. Dt. Geol. Ges., 113/1961, 571—590. Hannover 1962.
- HABER, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — Beck Verlag, München 1934.
- HAM, W. E. edit.: Classification of carbonate rocks. — AAPG., Memoir 1. Tulsa 1962.
- HAUERSTEIN, G.: Zur Stratigraphie der Mitteltrias südwestlich der Kampenwand (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. H. 4., 71—92. München 1964.

- HEIM, Arnold: Stratigraphische Kondensation. — *Ecl. Geol. Helv.*, 27, 372—383. Basel 1934.
- HÖLLER, H.: Ein vulkanischer Tuff aus den Reiflinger Kalken, E von Groß-Reifling. — *Sitzber. math. nat. Kl. Öst. Akad. Wiss.*, Jg. 1963, 15, 323—324. Wien 1963.
- HOLLMANN, R.: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1962, 4, 163—179. Stuttgart 1962.
- HOLLMANN, R.: Subsolutionen Fragmente. (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Mte. Baldo, N. Ital.) — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 119, 1, 22—82. Stuttgart 1964.
- HOUBOLT, J. J. H. C.: Recent Dolomite in the Persian Gulf. — *Thesis Univ. Utrecht* 1957.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — *Verh. Geol. B. A.*, Wien 1959 a, 44—91.
- HUCKRIEDE, R.: Die Eisenspitze am Kalkalpen Südrand. — *Zs. Dt. Geol. Ges.*, 111, S. 410. Hannover 1959 b.
- HÜLSEMAN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungsgefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse. — *Senck. leth.*, 36, 359—388. Frankfurt 1955.
- ILLING, L. V.: Bahaman calcareous sands. — *Bull. AAPG.*, 38/1, 95. Tulsa 1954.
- IMBRIE, J. & PURDY, E. G.: Classification of modern Bahamian Carbonate Sediments. In: *Classification of Carbonate Rocks*. — *AAPG. Memoir* 1, 253—272. Tulsa 1962.
- INGERSON, E.: Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 815—847. New York 1962.
- INMAN, D. L.: Measures for Describing the Size Distribution of sediments. — *J. Sed. Petrol.*, 22, 125—145. Tulsa 1952.
- JOHNSON, J. H.: Limestone building Algae and Algal Limestones. — *Johnson Publ. Comp. Colorado* 1961.
- KLEBELSBERG, R. v.: Triasammoniten aus dem südlichen Karwendelgebirge. — *Verh. Geol. B. A.*, 1920, Nr. 12. Wien 1920.
- KLEBELSBERG, R. v.: *Geologie von Tirol*. Borntraeger Verlag, Berlin 1935.
- KRAUTER, E.: Vorbericht über geologische Untersuchungen im östlichen Karwendel. — *Verh. Geol. B. A.*, 1963, H. 1/2, 130—132. Wien 1963.
- KRUMBEIN, W. C., & SLOSS, L. L.: *Stratigraphy and Sedimentation*. — *Freeman & Co. San Francisco* 1955.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W. E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol). — *Jb. G. B. A.*, 105, S. 173—242. Wien 1962.
- KUENEN, PH. H., & MENARD, H. W.: Turbidity currents, graded and nongraded deposits. — *J. Sed. Petr.*, 22, 2, 83—96. Tulsa 1952.
- KUENEN, PH. H., & MIGLIORINI, C. I.: Turbidity Currents as a cause of Graded Bedding. — *J. Geol.*, 58, No. 2, 91—127. Chicago 1950.
- LEBLANC, R., & BREEDING, J. G.: Regional Aspects of Carbonate Deposition. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 5. Tulsa 1957.
- LEIGHTON, M. W., & PENDENTER, CH.: Carbonate Rock Types. In: *Classification of Carbonate Rocks*. — *AAPG. Memoir* 1, 33—61. Tulsa 1962.
- LEUCHS, K.: Neue Probleme der Alpengeologie. — *Senckenbergiana*, 7, 129—138. Frankfurt/M. 1925.
- LEUCHS, K.: Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen. — *Centr. Bl. Min. etc.*, B, 1925, 213—223. Stuttgart 1925.
- LEUCHS, K.: *Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen*. Berlin 1927.
- LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. 1. Teil: Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpinen Trias. — *N. Jb. Min., Geol. Paläont., Beil.-Bd.* 59B, 357—408. Stuttgart 1928.
- LEUCHS, K.: Feinschichtung, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk (Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente III. Teil). — *Chemie der Erde*, 7, 95—112. Jena 1932.
- LEUCHS, K.: Anisich-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. — *S.-B. Öst. Ak. d. W., m.-ntw. Kl., Abt. 1*, 156, 445—459. Wien 1947.
- LEUCHS, K., & MOSEBACH, R.: Die spätladinische Hebung. — *Zbl. Min. etc.*, 1936 B. 1—12. Stuttgart 1936.
- LEUCHS, K., & UDLUFT, K.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — *Senckenbergiana*, 8, Frankfurt/M. 1926.
- LINCK, G.: Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. — *Z. Chemie der Erde*, 11, 78—286. Jena 1938.
- LOGAN, B. W., REZAK, R., & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of Algal Stromatolites. — *J. Geol.*, 72, No. 1, 68—83. Chicago 1964.



LAGESKITZE SEDIMENTOLOGISCHER
PROFILE AUS DEM RAUME INNSBRUCK

Von Michael Sarnthein 1965

Skizze 1:100 000 Profile 1:10 000

Legende:

- Kalkarenit, gebankt, Bändermarmor
- Kalkarenit mit Messerstichen
- Kalke mit Schrägschichtung und Schollengefüge
- Laminierte Dolomite
- Riffschutt
- Riffblockschutt
- Riffkern
- Würstlkalkfolge
- Hornsteinknollenkalk
- Pietra verde Tufflagen
- Mergel und Tonschiefer der Partnach und Raibler Schicht
- Störung

- LOWENSTAM, H. A.: Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. — J. Sed. Petrol., 25, No. 4, 270—272. Tulsa 1955.
- LOWENSTAM, H. A., & EPSTEIN, S.: On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama bank. — J. Geol., 65, No. 4, 364—375. New York 1957.
- MAXWELL, J. C.: Turbidite, Tectonic and Gravity Transport, Northern, Apennine Mountains, Italy. — Bull. AAPG., 43, 11, 2701—2719. Tulsa 1959.
- MCKEE, E. D., CHRONIC, J., & LEOPOLD, E. B.: Storm sediments on a pacific atoll. — Atoll Res. Bull. 75, 37—45. 1961.
- MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. — Developments in Sedim., 3, „Turbidites“, 156—191. Amsterdam 1964.
- MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). — Unveröff. Diss. Univ. München. 1962 a.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Zs. Dt. Geol. Ges., 61. Jg., 113, 409—425. Hannover 1962 b.
- MONTY, CL.: Bases d'une Nomenclature des Roches Calcaires Marines. — Soc. Geol. Belg., 86, 1962—63, Mem. No. 2, 87—122. Brüssel 1963.
- MOORE, H. B.: Marine Ecology. — Wiley & Co., New York 1958.
- MÜLLER, A. H.: Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratonomie und Ökologie der germanischen Trias. Teil I: Geologie, 5, 405—423. 1956. Teil II: Geologie, 8, 239—261. Berlin 1959.
- MUTSCHLECHNER, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. — Tscherm. Min. & Petr. Mitt., 3. F., 4, H. 1—4, Wien 386—395.
- MUTSCHLECHNER, G.: Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. — Veröff. Mus. Ferd. 41, Jg. 1961, 37—48. Innsbruck 1962.
- MYLIUS, H.: Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. — N. Jb. Min., Geol., Paläont., Abh. 1916, 1, 10—40. Stuttgart 1916.
- NELSON, H. F., BROWN, C. W., & BRINEMAN, J. H.: Skeletal Limestone Classification. In: Classification of Carbonate Rocks. — AAPG. Mem. 1, 224—252. Tulsa 1962.
- NEWELL, N. D., et al.: The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. Freeman & Co., San Francisco 1953.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. G., & IMBRIE, J.: Bahamian oolitic sands. — J. Geol., 68, No. 5, 481—497. New York 1960.
- PETTJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. 2. ed. — Harper & Broth., New York 1957.
- PIA, J.: Pflanzen als Gesteinsbildner. Borntraeger Verlag, Berlin 1926.
- PIA, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. — Deuticke Verlag, Leipzig-Wien 1930.
- PIA, J.: Die rezenten Kalksteine. — Min. Petr. Mitt., N. F., Erg. Bd., Abt. B. Leipzig 1933.
- PIA, J.: Algen als Leitfossilien. — Problems Paleont., 1, 11—31. Moskau 1936.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb., 78, 503—566. Hannover 1961.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and Reaction groups. 2. Sedimentary Facies. — J. geol., 71, No. 3 u. 4, S. 334—355 und S. 472—497. Chicago 1963.
- PURDY, E. G., & KORNICKER, L. S.: Algal desintegration of Bahamian limestone coasts. — J. Geol., 66, 97—99. 1958.
- PURTSCHALLER, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brenta-gruppe. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., B. 8, H. 2, 167—217. Wien 1962.
- REINECK, H. E.: Wühlbau-Gefüge und Abhängigkeit von Sediment-Umlagerung. — Senck. leth. 39, 1—23. Frankfurt/M. 1958.
- REIS, O. M.: Die Fauna des Wettersteinkalks. I. Th., II. T., III. T. — Geogn. Jh., 13, 71—105, München 1900; Geogn. Jh. 18, 113—152, München 1905; Geogn. Jh., 39, 87—138, München 1926.
- ROCK-COLOR-CHART: Edit. Geol. Soc. Amer. New York 1951.
- ROSENBERG, G.: Vorlage einer Schichtennamen-Tabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42—43, 235—247. Wien 1952.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A. 102, 477—479. Wien 1959.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — Z. D. u. Ö. A. V., 19, 401—470. München 1888.
- SANDER, B.: Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I. Kalkkögel. — Verh. kk. G. R. A., 1915, S. 140 f. Wien 1915.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol). I. Nordalpine Beispiele. II. Südalpine Beispiele, Hauptdolomit, Allgemeines. — Min. Petr. Mitt. 48, 1/2, 27—139; 3/4, 141—209. Leipzig 1936.

- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper I u. II. — Springer Verlag, Wien-Innsbruck 1948 und 1950.
- SARIN, D. D.: Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. — J. Sed. Petr., 32, No. 3, 451—471. Tulsa 1962.
- SCHÄFER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Mittel- und Obertriadischen Gesteinen im Raum Cortina d'Ampezzo (Pomagnon und Alpe Foloria). — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck 1963.
- SCHÄFER, W.: Aktau-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — Kramer Verlag, Frankfurt/M. 1962.
- SCHERER, G.: Der Lebensraum der Riffforallen. — Naturwiss. Ver. Darmstadt Bericht 1956/60, S. 29—44. Darmstadt 1960.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. — Berlin 1944.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Tektonische Triebkräfte der Lebensentwicklung? — Geol. Rdsch. 45, 1—17. Stuttgart 1956.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — Geol. Rdsch. 49, 1, 1—35. Stuttgart 1960.
- SCHMIDEGG, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. — Jb. G. B. A. Wien 1928, S. 1—52.
- SCHMIDEGG, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerräume im Bau des Karwendelgebirges. — Jb. G. B. A. Festbd., 94. Bd., S. 159—205. Wien 1949—1951.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. — Mitt. Geol. Ges. Wien 48 (R.-v.-Kleibelsberg-Festschr.), 1955, S. 271—295. Wien 1956.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — Verh. Geol. B. A. 1964, H. 1, 27—46. Wien 1964.
- SCHMIDT-THOME, P.: Der Alpenraum. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. 2. Aufl., 244—296. München 1964.
- SCHNEIDER, H. J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Bayer. Ak. d. Wiss. N. F. 60, 1—37. München 1954.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies Differentiation and Controlling Factors for the Depositional Lead-Zinc Concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. — Developm. in Sedim., Vol. 2, 29—45. Amsterdam 1964.
- SCHULZ, O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). — Carinthia II, 22, Sonderheft. Klagenfurt 1960.
- SEIBOLD, E.: Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria. — Geol. Rdsch. 47, 100—116. Stuttgart 1958.
- SEIBOLD, E.: Kalkkonkretionen und karbonatisch gebundenes Magnesium. — Geochim. et Cosmoch. Acta, 26, 899—909. London 1962.
- SEIBOLD, E.: Untersuchung zur Kalkfällung und Kalklösung am Westrand der Great Bahama Bank. — Sedimentology, 1, No. 1, 50—74. Amsterdam 1962.
- SEIBOLD, E.: Beobachtungen zur Schichtung in Sedimenten am Westrand der Great Bahama Bank. — Jb. Geol., Paläont., Abh., S. 961 ff. Stuttgart 1964.
- SIEBER, R.: Zur Paläontologie und Stratigraphie des Mesozoikums der westlichen Kalkalpen Österreichs. — Verh. Geol. B. A. 1962, H. 3. Wien 1962.
- SKUPHOS, Th. G.: Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten Unteren Cardita-Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. — Geogn. JHl., 4, 1891, 87—142. Kassel 1892.
- SMITH, C. L.: The Great Bahama Bank. — J. Marine Res. 3, 147—189. 1940.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica, 17, 56—88. München 1953.
- VOIGT, E.: Die ökologische Bedeutung der Hartgründe („hardgrounds“) in der oberen Kreide. — Paläont. Z., 33, 129—147. Stuttgart 1959.
- WELLS, A. I.: Recent Dolomite in the Persian Gulf. — Nature, 194, No. 4825, 274—275. Rijswijk 1962.
- WOLF, K. H.: An Introduction to the classification of limestones. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 5, 236—250. Stuttgart 1961.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rdsch., 47, H. 1, 322—358. Stuttgart 1958.
- YOUNG, R. S.: Note on a microstylolite in oolitic limestone. — J. Geol., 61, 471—472. Chicago 1953.
- ZACHER, W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — Jber. Mitt. oberh. geol. Ver. NF. 44, 85—92. Stuttgart 1962.
- ZANKL, W.: Die Geologie der Torrener Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. Dt. Geol. Ges., Jg. 1961, 113, 446—462. Hannover 1962.