

**Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges
(Nördliche Kalkalpen, Österreich)**

9 Abbildungen, 4 Tafeln

Wolfgang Schöllnberger

Anschrift:

Dr. Wolfgang Schöllnberger
Rettenbachwaldstr. 30 c
A-4020 Bad Ischl

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	22. Bd.	S. 95—153	Wien, Dez. 1973
-------------------------------	---------	-----------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	97
Summary	98
Resumé	98
2. Vorwort	98
3. Zum Verständnis dieser Arbeit	99
3. 1, Begriffsfassungen	99
3. 2, Ablagerungsräume mariner Karbonatsedimente	100
3. 3, Warum diese Arbeit geschrieben wurde	101
4. Schichtglieder	103
4. 1, Haselgebirge (Permoskyth)	103
4. 2, Werfener Schichten (Skyth)	104
4. 3, Gutensteiner Schichten (Anis)	105
4. 4, „Bankdolomit mit Loferiten“ (Anis)	107
4. 5, Steinalmkalk (Anis)	107
4. 6, Reiflinger Schichten (Anis?-Ladin)	108
4. 7, Dolomit W der Kochalm (Ladin?)	111
4. 8, „Lunzer-Raibler Schichten“ (Karn)	111
4. 9, Helle Kalke und Dolomite mit Korallen und Cidaris- stacheln (Karn)	114
4. 10, Dunkle Hornsteinkalke W der Kochalm (Karn?)	115
4. 11, Pötschen-Schichten (Karn-Nor)	115
4. 12, Zlambach-Schichten (Rhät-Unterlias?)	118
4. 13, Dachstein-Schichten (Karn?-Nor-Rhät-Unterlias?)	120
4. 14, „Hauptdolomit“ (Nor?)	127
4. 15, Hierlatzkalk und Lias-Rotkalk (Lias)	127
4. 16, Allgäu-Schichten (Lias-Dogger)	129
4. 17, Ruhpoldinger Radiolarit (Dogger-Malm)	130
4. 18, Agathakalk und Mühlbergkalk (Malm)	131
4. 19, Oberalmer Schichten (Malm)	132
4. 20, Tressensteinkalk (Malm)	132
4. 21, Gosau (Oberkreide)	133
4. 22, Augensteine (Tertiär)	133
4. 23, Quartäre Lockersedimente, Morphologie	133
5. Schichtfolgen	134
6. Tektonik (1. Teil): Der Bau	136
7. Bemerkungen zur Paläogeographie	140
8. Tektonik (2. Teil): Mögliche Erklärung des Baues	142
9. Ausblick	146
10. Literatur	146
11. Abbildungserläuterungen	153

1. Zusammenfassung

Es werden die Ergebnisse einer geologischen Geländeaufnahme des Gebietes zwischen dem Ostende des Grundlseees und der Tauplitzalm (steirisches Salzkammergut, Österreich) vorgelegt.

Im von mir kartierten Gebiet lassen sich von N nach S drei, jeweils etwa WNW-ESE streichende Bereiche unterscheiden, deren Schichtfolgen und Baupläne verschieden sind.

Die aufgeschlossenen Schichtfolgen des **nördlichen Bereiches** (= S-Rand der Hochfläche des Toten Gebirges mit Tendlkogel, Zwicker, Salza-Alm, Plankerau-Alm, Brettstein, Brieglersberg und Traweng) umfassen Obertrias bis Oberjura. Die Obertrias ist in **Dachsteinkalk-Fazies** (massiger Dachsteinkalk) entwickelt. Der Bauplan des nördlichen Bereiches ist durch steilstehende Brüche (Hauptstreichrichtungen: NW-SE; WNW-ESE; NNE-SSW) bestimmt, an denen der ursprüngliche Gesteinsverband in ein Mosaik vieleckiger Schollen zerlegt wurde.

Die Schichtfolgen des **mittleren Bereiches** (mit Wiernern, Arzberg, Grasberg, Hasenkogel, Bergwiesen, Schneckenalm, Mitterwand, Schneckenwald, S-Teil des Brandwaldes, Gebiet NE vom Bauerngraben bis zum Salza-Bach, Rauhem Bäuerl, Krallersee, Schneiderkogel, Großsee) umfassen Permotrias bis Oberjura. Die Obertrias ist ab dem Jul in **Hallstätter Fazies** (Pötschen-Schichten, Zlambach-Schichten) entwickelt. Der Bauplan des mittleren Bereiches ist durch nordvergente Faltung und Schuppung der Gesteine gekennzeichnet. Es gibt im mittleren Bereich, so wie im nördlichen, steilstehende Brüche, die jünger sind als die Falten und Schuppen. Im weiteren Störungsbereich dieser Brüche tritt gipsführendes Haselgebirge auf. Gerade dort, wo sich zwei durch Haselgebirge markierte Bruchsysteme (ein NE-SW steichendes und ein WNW-ESE streichendes) kreuzen, liegt in Wiernern die größte bisher bekannte Gipslagenstätte der Ostalpen.

Etwa 500 m SW vom Kleinen Zwicker ist die seitliche Verzahnung von Dachsteinriffkalken des nördlichen Bereiches mit Zlambach-Schichten des mittleren Bereiches aufgeschlossen. Den obertriassischen Dachsteinriffkalken war schon während der Sedimentation im S eine Hallstätter Zone vorgelagert.

Die aufgeschlossenen Schichtfolgen des **südlichen Bereiches** (Türkenkogel-Lawinesteinzug) umfassen Mitteltrias (?) bis Lias (außerhalb des von mir kartierten Gebietes: bis Oberkreide). Die Obertrias ist in **Dachsteinkalk-Fazies** (gebankter Dachsteinkalk) entwickelt. Der Bauplan des Lawinesteinzuges wird durch eine gegen N überkippte Antiklinale gekennzeichnet. Im Türkenkogelzug, der vom Lawinesteinzug durch eine steilstehende, NE-SW streichende Störung getrennt ist, sind die Gesteine in Antiklinalen aufgewölbt und an steilstehenden Störungen zerbrochen.

Die Gesteine des Türkenkogel-Lawinesteinzuges sind von S her auf die Gesteine des mittleren Bereiches aufgeschoben.

Summary

In this report you will find both, the results of geological mapping of the southern part of Totes Gebirge (between Grundlsee and Tauplitzalm, Northern Limestone Alps, Austria) and the results of some facial and tectonic investigations in this area. Upper Triassic carbonate-platform-sediments (Dachsteinkalk-facies) pass laterally into Upper Triassic basin sediments (Hallstatt facies) on a short distance from NNE to SSW. The Hallstatt facies is relatively autochthonous and not transported as a Hallstatt nappe like TOLLMANN 1960 supposed.

Résumé

Dans ce rapport vous trouverez les résultats de recherches géologiques du bord sud du Totes Gebirge (entre Grundlsee et Tauplitzalm, Alpes Calcaires Septentrionales, Autriche) et les résultats des recherches de faciès et tectoniques dans ce territoire. Des sédiments haut-triassiques de la plateforme carbonatique (faciès du Dachstein) passent latéralement du NNE au SSW à courte distance aux sédiments de bassin haut-triassiques (faciès du Hallstatt).

2. Vorwort

Die vorliegende Arbeit baut auf meiner Dissertation (1971, unpubliziert) auf.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. CLAR (Wien) bin ich dankbar, daß er mir das Gebiet zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm zur geologischen Bearbeitung anvertraut hat und meine Bemühungen in jeder Hinsicht unterstützte.

Mein Freund, Herr Doz. Dr. W. SCHLAGER (Wien) hat durch großen persönlichen Einsatz den Fortgang der Arbeiten entscheidend gefördert.

Erwähnen möchte ich auch die gute Zusammenarbeit mit vielen in- und ausländischen Kollegen, besonders aber mit Dr. U. PISTOTNIK, J. HOHENEGGER, Dr. L. KRYSZYN, R. LEIN, Dr. H. LOBITZER, Dr. G. SCHÄFFER (alle Wien), die zugleich mit mir in Hallstätter Zonen der Nördlichen Kalkalpen arbeiteten.

Herr Dr. D. van HUSEN (Wien) gab mir wertvolle quartärgeologische Hinweise.

Fossilbestimmungen verdanke ich den Herrn Prof. Dr. J. BYSTRICKY (Bratislava), J. HOHENEGGER, Dr. L. KRYSZYN, R. SCHWINGHAMMER, Prof. Dr. H. ZAPPE (alle Paläontologisches Inst. Univ. Wien).

Herrn L. LEITNER (Wien) danke ich für die exzellente Ausführung aller Zeichenarbeiten sowie für die Vorbereitung und Überwachung des Druckes der Farbbeilagen.

Der Österreichischen Mineralölverwaltung A. G. habe ich dafür zu danken, daß ich die Geländearbeiten in den Jahren 1968 und 1969 als Feriapraktikant der Geologischen Abteilung durchführen konnte.

Die geologische Kartierung zur vorliegenden Arbeit erfolgte im Maßstab 1 : 10.000. Als topographische Unterlage diente die Karte des Toten Gebirges im Maßstab 1 : 25.000 (Westliches Blatt, erschienen 1967; Mittleres Blatt, erschienen 1971) vom Österreichischen Alpenverein; im Gebiet W der Kochalm mußte auf die Provisorische Ausgabe der Österreichischen Karte 1 : 50.000, Blatt 97 (Mitterndorf im steirischen Salzkammergut) zurückgegriffen werden. Namen von Bergen, Tälern, Gräben etc. wurden von den genannten Kartenblättern oder von TOLLMANN 1960 übernommen, oder von Einheimischen erfragt.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich am Geologischen Institut der Universität Wien.

3. Zum Verständnis dieser Arbeit

3. 1, Begriffsfassungen

Einige der in dieser Arbeit gebrauchten Begriffe erfordern Erläuterungen.

Bei der Beschreibung von Dünnschliffen und Folienabzügen der Karbonatgesteine wurde die Nomenklatur von FOLK 1959, 1962 angewendet. Dem Mikrit werden alle Körner mit $\phi > 4 \mu$ zugerechnet, ungeachtet ihrer Genese. Alle Komponenten (= Allocheme), die mit $> 25\%$ am Aufbau des Gesteins beteiligt sind, wurden, nach ihrer Häufigkeit geordnet, in den vorderen Teil der Gesteinsbezeichnung aufgenommen (z. B. Biointrasparit). Das mineralanzeigende Vorwort „Calci“- (mikrit,-sparit) blieb meist weg, während „Dolo“- (mikrit,-sparit) immer ausgeschrieben wurde. Prozentanteile der Komponenten wurden nach Schaubildern von SHVETSOV 1954 (vgl. Appendix Dev. Sedimentology **9A**, Elsevier 1967) und SCHÄFER 1969 geschätzt.

Korngrößen von Komponenten:

Rudit	$> 2,0$	mm
Arenit	0,063—2,0	mm
Lutit	0,004—0,063	mm

Die Rundungsgrade der Komponenten wurden nach RUSSEL, TAYLOR & PETTIJOHN (nach einer Darstellung bei G. MÜLLER 1964, Abb. 36) bestimmt.

Unter Loferit verstehe ich in dieser Arbeit gemäß der Definition von A. G. FISCHER (1964) Karbonatsedimente, die von vielen, jetzt auskristallisierten (Schrumpfungs-)Hohlräumen durchsetzt sind; häufig sind Loferite schichtparallel laminiert; oft sind an ihrem Aufbau Blau-Grünalgen beteiligt gewesen.

Als Schiefer-ton werden schiefrige Gesteine bezeichnet, die aus Silt und Ton in unbekanntem Mischungsverhältnis bestehen. Bisher wurden solche Gesteine in den Nördlichen Kalkalpen oft als Tonschiefer bezeichnet. Der Begriff Tonschiefer soll aber nur für metamorphe Gesteine verwendet werden.

Hallstätter Fazies wird als Faziesreihe aufgefaßt, deren Mitteltrias durch geringmächtiges Ladin, deren Obertrias durch Pötschen-Schichten, Hallstätter Kalke und Zlambach-Schichten gekennzeichnet ist.

Hallstätter Zonen sind Bereiche, in denen die genannten Gesteine der Hallstätter Fazies vorkommen.

Dachsteinkalk Fazies wird als Faziesreihe aufgefaßt, deren Obertrias durch mächtige massige Dachsteinkalke und / oder gebankte Dachsteinkalke gekennzeichnet ist.

Das Cordevol wird dem Karn zugezählt (OTT, 1972).

Nor und Rhät werden getrennt. Es ist allerdings zweifelhaft, ob das Rhät tatsächlich eine eigene Stufe der Trias ist.

Der Begriff „**Schichten**“ wird in dieser Arbeit im Sinn der Empfehlungen der International Subcommission on Stratigraphic Terminology (1961) und der American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1970) als „**informal lithostratigraphic unit**“ gebraucht (z. B. Werfener Schichten, Zlambach-Schichten) und zwar so, daß er etwa dem Begriff „formation“ in einem System mit „formal lithostratigraphic units“ entspricht. Auch die Begriffe Haselgebirge, Steinalmkalk, Hierlatzkalk, Ruhpoldinger Radiolarit, Agathakalk und Tressensteinkalk sind „informal lithostratigraphic units“ und entsprechen jeweils etwa einer „formation“. Begriffe (z. B. Werfener Kalk), die unter einem Überbegriff stehen, der das Wort „Schichten“ enthält (z. B.: Werfener Schichten), sind ebenfalls „informal lithostratigraphic units“ und entsprechen jeweils etwa einem „member“. Schichtglieder im Range eines „member“ wurden in dieser Arbeit oft nicht mit einem eigenen Namen belegt (— der müßte meist neu eingeführt werden —), sondern durch eine kurze lithologische Bezeichnung (z. B.: Hornstein-Bankkalk (der Pötschen-Schichten)) benannt.

3. 2, Ablagerungsräume mariner Karbonatsedimente

Wie wir aus Beobachtungen an rezenten Sedimenten wissen, werden marine Karbonatsedimente in verschiedenen Räumen gebildet; ich folge hier einer Einteilung von WILSON 1969, S. 18):

a) in flach überfluteten weiträumigen Schelfgebieten mit breiter Verbindung zum offenen Meer (tidal shelf of moderate depth);

b) auf **Karbonatplattformen** (platform); unter Karbonatplattform verstehe ich in dieser Arbeit einen Bildungsraum von Seichtwasser-Karbonatsedimenten, der entweder ganz von Bereichen tieferen Wassers (Becken) umgeben ist (Typ Bahamas) oder nur teilweise (das heißt: Karbonatplattformen können auch unmittelbar mit dem Festland in Verbindung stehen; Typ Florida); den Rand einer Karbonatplattform ¹⁾ können Riffe oder sonstige Barrieren bilden; die jeweilige Sedimentoberfläche einer Karbonatplattform ist im allgemeinen flach überspült, kann aber zeitweise (ganz oder teilweise) im (Hoch-)Wattbereich liegen.

c) in **Becken** (basin); in dieser Arbeit bezeichne ich die offenen marinen Bereiche mit tieferem Wasser, die zwischen den Karbonatplattformen liegen, als Becken. Dieser Definition entsprechende Becken können auch auf dem Kontinentalschelf liegen. Es ist mir bewußt, daß der Begriff „Becken“ in manchen Zweigen der Geologie eine andere Bedeutung besitzt (z. B.: sedimentgefüllte Senkungsräume auf Kontinenten).

¹⁾ Ergänze: ... zum offenen Meer ...

3. 3, Warum diese Arbeit geschrieben wurde

Läßt sich die Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm in ihre unmittelbare Umgebung einbinden oder ist sie als Decke von fernher in ihre jetzige Lage geschoben worden? Das ist die Frage, die der vorliegenden Arbeit zu Grunde liegt.

Die erste geologische Karte des Gebietes zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm verdanken wir GEYER (VACEK & GEYER 1915), der auf die von MOJSISOVICS besonders seit 1883 geleisteten Vorarbeiten aufbauen konnte. Auf dieser Karte ist die Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm im wesentlichen dargestellt. GEYER 1915, 1916 meinte, daß sie im N durch eine steilstehende, im allgemeinen WNW-ESE streichende Bruchlinie („Salzsteiglinie“) vom Dachsteinkalkplateau des Toten Gebirges getrennt sei; von S her sei der Türkenkogel-Lawensteinzug auf sie aufgeschoben. Diese Aufschubung („Grasberg-Türkenlinie“) klinge aber gegen E ab und ende in den Nordhängen des Lawensteinsteins, da dort „Pedatadolomit“ der Hallstätter Zone ungestört seitlich in „Hauptdolomit“ des Lawensteinsteins übergänge. Für GEYER stand also fest, daß die Hallstätter Zone zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm relativ zu ihrer Umgebung **autochthon** (und nicht fernüberschoben) ist. Dieser Ansicht GEYER's folgten TRAUTH 1937 und MURBAN 1953 (S. 3).

HERITSCH 1922, SPENGLER 1925, 1943 (S. 11) und mit Vorbehalten 1956 (S. 51 f.), 1959 (S. 222 f.) glaubten an den von GEYER beschriebenen Übergang von „Pedatadolomit“ der Hallstätter Zone in „Hauptdolomit“ des Lawensteinsteins und hielten den größten Teil der Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm für autochthon (in bezug auf ihre unmittelbare Umgebung); nur der Sattelkogel und der Ressen (beide liegen knapp W des von mir kartierten Gebietes) und das Haselgebirge von Wienern seien nach diesen Autoren von S her über den Türkenkogel-Lawensteinzug als Hallstätter Decke eingeschoben worden.

Noch bevor GEYER's Kartierung 1915 veröffentlicht wurde, nimmt HAUG 1912 (S. 137) —, der das Gebiet, wie er schreibt, selbst nicht besucht hat, sondern sich auf Aufnahmeberichte von MOJSISOVICS und GEYER stützt, — an, daß die ganze Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm (relativ zu ihrer heutigen Umgebung) **allothon** sei; sie sei von S her über den Türkenkogel-Lawensteinzug transportiert worden und ruhe nun (geteilt in zwei übereinanderliegende Hallstätter Decken) auf fremder Unterlage. KOBER 1926, 1938 und HÖLZL 1933 (S. 24 f.) folgten dieser Meinung HAUG's, ohne jedoch (das wesentlichste Argument, das GEYER für die Autochthonie der Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm vorbringen konnte, nämlich) den seitlichen Übergang von „Pedatadolomit“ der Hallstätter Zone in „Hauptdolomit“ des Lawensteinsteins, widerlegt zu haben.

Erst TOLLMANN 1960, dem wir die zweite geologische Kartierung des Gebietes zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm verdanken, konnte zeigen, daß der Türkenkogel-Lawensteinzug überall durch Störungen, klar von der nördlich davorliegenden Hallstätter Zone abgetrennt ist und daß es den von GEYER angenommenen Übergang „Pedatadolomit“ — „Hauptdolomit“ nicht gibt. Nach TOLLMANN 1960 (er folgt den HAUG-

KOBER'schen Vorstellungen vom Deckenbau im Salzkammergut) ist die Hallstätter Zone Grundlsee — Tauplitzalm **allochthon**; sie sei während der alpidischen Orogene von S her über den Türkenkogel — Lawinensteinzug in ihre heutige Position geschoben worden; sie ruhe, geteilt in zwei übereinanderliegende Hallstätter Decken, auf fremder Unterlage, nämlich auf der Totengebirgsdecke (zu der auch der Türkenkogel — Lawinensteinzug gehöre).

Den Ansichten von TOLLMANN 1960 folgten: TOLLMANN 1962, 1963, 1966, 1967 a, b, 1968 a, 1969, 1970, 1971; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970, BAUER & ZÖTL 1962, MEDWENTITSCH 1968, BECKMANNAGETTA 1968, und mit Vorbehalten SPENGLER 1961 (S. 178), 1963 (S. 471).

1960 schien in Wort und Zeichnung bewiesen, daß die Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm in bezug auf ihre unmittelbare Umgebung ortsfremd ist.

Aber, aufbauend auf Erkenntnissen, die schon vor 1945 durch MOJSISOVICS, LEUCHS, PIA und SANDER (um nur einige zu nennen) gewonnen wurden, **wuchs**, dem weltweiten Aufschwung der Karbonatsedimentologie folgend, seit 1960 das **Wissen um die Ablagerungsbedingungen** der Gesteine der Nördlichen Kalkalpen. Durch sedimentpetrologische Untersuchungen — oft verbunden mit geologischen Kartierungen — erkannte man zum Beispiel, daß Dachsteinriffkalk, gebankter Dachsteinkalk (beide Oberkarn?-Nor-Rhät) und Hauptdolomit (Nor) auf obertriassischen (nur flach überfluteten) **Karbonatplattformen** gebildet wurden. Hallstätter Kalk (Anis-Nor), Pötschen-(Karn-Nor) und Zlambach-Schichten (Nor-Rhät) hingegen in **offen marinen Becken mit tieferem Wasser**¹⁾. Aus Beobachtungen in den Meeren der Gegenwart wissen wir, daß Karbonatplattform-Sedimente seitlich unmittelbar in Beckensedimente übergehen können. Wenn wir die Anordnung rezenter Faziesbereiche mit der Anordnung der obertriassischen Faziesbereiche der Nördlichen Kalkalpen vergleichen, fällt auf, daß viele als ortsfremd (= als „auf fremder Unterlage schwimmend“) gedeutete Hallstätter Kalke, Pötschen- und Zlambach-Schichten heute dort liegen, wo sie sich auch ursprünglich gebildet haben können, nämlich unmittelbar neben (ausgedehnten) Dachsteinkalk-Arealen. Ziehen wir daraus die Konsequenz, so müssen wir den für viele Hallstätter Zonen angenommenen Ferntransport bezweifeln und neu überprüfen.

Im Salzkammergut konnte SCHLAGER (1965, 1966, 1967 a, b) am Gosaukamm das primär-sedimentäre Nebeneinander von obertriassischen Karbonatplattform-Sedimenten (Dachsteinriffkalk, gebankter Dachsteinkalk) und Beckensedimenten (Hallstätter Kalk, Pötschen- und Zlambach-Schichten) eindeutig nachweisen. Angeregt durch Herrn Prof. Dr. E. CLAR und Doz. Dr. W. SCHLAGER begann ich 1966 den Südrand des Toten Gebirges zwischen Grundlsee-Tauplitzalm neu zu kartieren und mit einfachen sedimentpetrographischen Methoden zu untersuchen. Lesen Sie nun, was dabei herausgekommen ist.

¹⁾ Vgl.: A. G. FISCHER 1964, ZAPFE 1959, 1960, SCHLAGER 1965, 1967, ZANKL 1967, 1971.

4. Schichtglieder

In diesem Kapitel werden die Schichtglieder einzeln besprochen und ihre gegenseitigen Beziehungen (besonders seitliche Übergänge) aufgezeigt. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder sind, wenn nicht im Text angeführt, der Taf. 7 zu entnehmen.

4.1. Haselgebirge s. l. (Permoskyth)

4.1.1. Beschreibung und Vorkommen

Gipsführendes Haselgebirge, \pm tonig verunreinigt und mit Fremdeinschlüssen, ist im Bereich der Bergwiesen und in der Wurzel des Bauerngrabens (hier mit triassischen und jurassischen Gesteinen tektonisch vermet) aufgeschlossen.

Knapp S von Wienern am Grundlsee liegt ein großer Anhydritkörper, der in seinen obersten 30 m in Gips umgewandelt ist. Der „Gipshut“ fällt, im allgemeinen der heutigen Hangneigung folgend, mit etwa 30° gegen N ein. „Gipshut“ und darunterliegender Anhydritkörper sind durch den Abbau der Rigips Baustoffwerke Bad Aussee Ges. m. b. H. im Tagbau und in der Grube gut erschlossen. Der graue Anhydrit ist dort im cm- bis dm-Bereich hell und dunkel gebändert, auch der daraus hervorgegangene Gips zeigt eine entsprechende Bänderung. Taube (= nicht sulfatische) Einschlüsse verschiedener Form und Größe sind häufig:

a) Schwarze Tone und Schiefertone sind mehrmals als etwa E—W streichende Linsen, Schollen ($\phi < 1$ dm bis > 10 m) und als > 15 m mächtige Lagen in den Anhydrit eingeschaltet und selbst wieder von konkordanten cm- bis > 5 m mächtigen Anhydritlagen durchzogen. Die schwarzen Tone und Schiefertone führen Pyrit- und Hämatitkristalle in einzelnen Nestern und sind auf den s-Flächen z. T. von Manganoxydhäutchen überzogen. Stellenweise sind die Tone tektonisch in schwarze „Glanzschiefer“ umgewandelt, das heißt linsig zerschert und von einer Unzahl glänzender Harnischflächen durchsetzt.

b) Violette, hellglimmerführende Tone mit Pyrit und Malachit bilden mehrere, etwa E—W streichende Linsen (mehrere 10er-m lang) oder Schollen.

c) Rote, grüne, graue und schwarze Tone stecken als eckige Brocken, Linsen oder allseits von Harnischflächen begrenzte, meist kantenlose Quetschlinge im Anhydrit und Gips (ϕ meist im cm-bis dm-Bereich).

d) Grüne Quarzsandsteinbrocken (im dm-Bereich) liegen selten im Anhydrit und Gips.

e) Dolomitschollen von (hell-)brauner Farbe (ϕ von 1 cm — bis 20 m) sind überall im Gips-Anhydritstock verteilt. Die von TOLLMANN 1960 (S. 69) aus dem Tagbau beschriebenen, dem Gips sedimentär eingeschalteten Lagen von dunklem Dolomit, konnten nicht mehr beobachtet werden.

f) Mehrere „Diabas“-Schollen verschiedener Größe (ϕ bis > 10 m) stecken im Anhydrit und im Gips. Größere Schollen sind meist wenig zerbrochen, kleinere oft stark, z. T. sind sie überhaupt in einzelne eckige Brocken (ϕ im dm-Bereich) aufgelöst. Lagen und Linsen mit „Diabas“-

brocken streichen oft E—W. Fast immer sind im „Diabas“ —, der nicht näher untersucht wurde, — Hämatitkristalle erkennbar; um die „Diabas“-körper herum ist der Anhydrit entlang feiner Klüfte und von diesen ausgehend rötlich verfärbt.

g) Hellgrüne Tonlagen und -linsen (bis > 1 m mächtig) sind dem Gips parallel zu dessen Bänderung mehrmals eingelagert. In den Tonen können „Diabas“-brocken (meist in cm-Größe) stecken. Nach einer mündlichen Mitteilung von MEDWENITSCH (Feber 1967) enthalten diese grünen Tone Montmorillonit und Illmenit und können aus basischen Tuffen hervorgegangen sein (initialer Vulkanismus der alpinen Geosynklinale, vgl. H. P. CORNELIUS 1941, u. a.).

An Erzminerale sind außer den oben angeführten, auch Bleiglanz, Markasit, Kupferkies, Devellin, Magnesit aus dem Bergbaubereich bekannt; auch Krokydolith, Bergleder und Flußspat kommen vor (vgl. HADITSCH, 1968, S. 55). Schwefelkristalle sind besonders im Grenzbereich zwischen Anhydrit und Gips häufig. Weitere Hinweise auf Mineralien aus Wienern finden sich bei MEDWENITSCH 1967.

Weder aus dem Sulfatkörper von Wienern, noch aus den anderen Haselgebirgsvorkommen im von mir kartierten Gebiet sind Salzminerale bekannt!

4.1.2. Einstufung

Die Haselgebirgsvorkommen des von mir kartierten Gebietes wurden bisher nicht auf ihren Sporenhalt überprüft. Diese Haselgebirgsvorkommen sind auch nirgends in einer ungestörten Schichtfolge erschlossen. Damit kann ihr Alter bis jetzt nicht direkt belegt werden.

TOLLMANN 1964 (Abb. 1) spricht dunkle Dolomite, die dem Haselgebirgsgips von Wienern primär eingelagert sind, als Bellerophonolomit an und stuft das Haselgebirge ins Oberperm ein. SCHAUBERGER (mündl. Mitteilung Oktober 1970) hält den Gips-Anhydritstock von Wienern für relativ jung, „etwa gleich alt wie das Bunte Salztongebirge“ (vgl. SCHAUBERGER, 1955, 1958). KLAUS 1965 hat mit Sporen im Haselgebirge der österreichischen Salzlagertstätten Oberperm, im Hallstätter Salzberg daneben auch Skyth nachgewiesen. In Anlehnung daran stufe ich die Haselgebirgsvorkommen in dem von mir kartierten Gebiet als **Permoskyth** ein.

4.2. Werfener Schichten (Skyth)

4.2.1. Beschreibung

Am vollständigsten sind die Werfener Schichten um den Großsee erschlossen. Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich folgende Schichtglieder unterscheiden:

a) **Bunte Schiefertone und Sandsteine**: dünnblättrige, grüne, auch rötlich-violette Schiefertone mit Muschelpflasterlagen wechseln mit meist grauen, seltener grünlichen oder rötlichen, Sandsteinen, Schiefertone und Sandsteine führen reichlich Hellglimmer. In den hangenden Partien der Werfener Schichten überwiegen die Sandsteine, die dort meist im dm-Bereich gebankt sind.

b) **Kalke**: in einem Bachanriß 120 m SSE der SW-Ecke des Großsees wechsellagern dunkelgraue, im mm-Bereich feingebänderte Sandsteine (z. T. mit karbonatischem Bindemittel) mit dunkelgrauen, glimmerführenden, sandigen Schiefertonen. Die Sandsteine werden gegen das Hangende zu immer kalkiger und gehen in blaugraue, selten dunkelbraune, \pm sandige Bankkalke (Bankdicke meist 1 bis 4 dm) über, die oft dunkelfleckig oder im mm-Bereich feingebändert sind. Zwischen die Kalkbänke schalten sich Sandsteinlagen (bis > 1 dm dick) und Lagen von glimmerführenden, \pm sandigen Tonschiefern (bis > 1 cm dick). Die Kalke führen Bivalvenlumachellen (auch als Muschelpflaster auf Schichtflächen), Reste kleiner Gastropoden und — stellenweise massenhaft — Echinodermenspat; selten kommen Cephalopodenreste vor.

Die Kalke werden maximal 12 m mächtig, sie können aber nicht um den Großsee herum verfolgt werden, da Tonschiefer und Sandsteine ohne Kalklagen oft unmittelbar an die überlagernden Gutensteiner Schichten grenzen; obwohl N und S des Großsees, wo die Kalke fehlen, immer Störungen auftreten, kann eine primäre Vertretung der Kalke durch Schiefertone und Sandsteine nicht ausgeschlossen werden.

4.2.2. Zu den Ablagerungsbedingungen:

Die Werfener Schichten der Nordalpen werden allgemein als stark terrigen beeinflusste Ablagerungen eines flachen Meeres mit \pm bewegtem Wasser gedeutet. Wo die (Festlands-)Bereiche lagen, aus deren Abtrag die terrigenen Komponenten stammen, ist für den mittleren und östlichen Abschnitt der Kalkalpen noch unbekannt. EISBACHER 1963, hat für den permoskythischen Buntsandstein im Raum Innsbruck-Saalfelden eine Schüttung der Sandmassen aus N nachweisen können.

Aus den terrigenen Schiefertonen und Sandsteinen entwickeln sich im Bereich der Tauplitzalm Kalke, die weniger terrigenes Material enthalten (vgl. auch TOLLMANN 1960, S. 60; SCHLAGER 1967 a, S. 212).

4.2.3. Einstufung:

TOLLMANN 1960 (S. 59 f.) führt aus der Umgebung des Großsees Fossilien an und stellt die Sandsteine und Kalke ins **Campil**.

Da die Untergrenze der Werfener Schichten nirgends aufgeschlossen ist, ist es möglich, daß die bunten Schiefertone und ein Teil der Sandsteine auch schon im Seis abgelagert wurden.

4.3. Gutensteiner Schichten (Anis)

Unmittelbar über den Werfener Kalken liegen braune Bankdolomite. Die Untergrenze dieser Bankdolomite habe ich als Untergrenze der Gutensteiner Schichten angenommen (Taf. 7).

Nach oben gehen die Gutensteiner Schichten ohne scharfe Grenze in die „Bankdolomite mit Loferiten“ (Anis, s. Kap. 4.4.) über.

4.3.1. Beschreibung:

Über den Werfener Schichten liegt ein etwa 90 m mächtiges Paket, in dem Bankdolomite, Bankkalke und Mergel (bis Schiefertone wechsel-lagern). Dieses Paket ist im Ostabfall des Schneiderkogels (Tauplitzalm) am besten aufgeschlossen.

Die **B a n k d o l o m i t e** (ebene Bänke; Bankdicke 1 dm bis > 1 m) sind dunkel- bis mittelbraun, meist körnig, bisweilen schichtparallel laminiert. Sie sind spätdiagenetische Dolomite (sensu FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 376). Selten schalten sich zwischen die Dolomitbänke graue Schiefertone und Mergel (meist dolomitisch, bis 2 m mächtig).

Die **B a n k k a l k e** (= Gutensteiner Kalk, sensu SUMMESBERGER & WAGNER 1971) sind:

a) dichte, unruhig graue und braune dünngebankte Kalke, die von Flaserungszonen durchsetzt sein können. Manche Bänke sind von Grabgängen durchzogen, die auch auf Schichtflächen erkennbar sind. **Schliffe** zeigen \pm pyritführende Mikrite bis Sparite, die in Partien reich an Pellets sind. Zahlreiche Stylolithe (auch Scharen feiner Stylolithe mit dünnem Tonbesatz), die sich unter verschiedenen Winkeln kreuzen, durchsetzen das Gestein. **B i o g e n e** sind selten, es treten Crinoidendetritus, Sphären, Spongiennadeln, Algen, Foraminiferen und Gastropoden auf.

b) braune, ebenflächig gebankte (Bankdicke meist 1 dm bis 1 m) z. T. im cm-Bereich schichtparallel gebänderte Kalke. Diese Kalke führen Dolomitknollen und -schlieren (ϕ 1 mm bis 1 m) oder sind von einem Netzwerk dünner dolomitischer Äderchen durchsetzt und können seitlich in Dolomit übergehen. **Schliffe** zeigen Mikrite bis Sparite (\pm Pellets). Biogene (s. unter a) sind selten. In der Matrix liegen oft Dolomitkristalle einzeln (euhedral, ϕ bis $> 200 \mu$) oder in Nestern (euhedral und subhedral). Oft liegen die Dolomitkristalle in den Säumen der Stylolithe oder in deren Nähe.

Die Gutensteiner Kalke (a, b,) können innerhalb weniger dm seitlich in Bankdolomite übergehen.

4.3.2. Zu den Ablagerungsbedingungen

Die Gutensteiner Kalke lassen nur wenige Aussagen zu; die mikritreichen Typen sind in ruhigem Wasser, offenbar unter der Wellenbasis, abgelagert worden. Lebewesen fehlten im Ablagerungsraum weitgehend oder waren im Sediment nicht erhaltungsfähig. Pelletgefüllte Grabgänge zeigen, daß der Sauerstoffgehalt im unverfestigten Sediment hoch genug war, um das Leben wühlender Organismen zu ermöglichen (vgl. u. a. SARNTHEIN 1965, S. 126).

4.3.3. Einstufung

Weder der Bankdolomit noch die Kalklagen haben stratigraphisch wertvolle Fossilien geliefert. Nach der Lage über den skythischen Werfener Schichten und unter den „Bankdolomiten mit Loferiten“ (Anis), wurden die Gutensteiner Schichten im **Anis** abgelagert.

4.4. „Bankdolomit mit Loferiten“ (Anis)

4.4.1 Beschreibung und Vorkommen

Im Schneiderkogel sind die Gutensteiner Schichten etwa 90 m mächtig. Sie gehen nach oben in hellen, gebankten (Bankdicke um 5 dm) algenführenden (meist Dasycladaceen) Bankdolomit über; dieser Bankdolomit ist im Schneiderkogel etwa 280 m mächtig; in seinen höheren Partien treten schichtparallele Lagen und Linsen von Loferit auf. Eine Beschreibung von Loferiten (allerdings aus der Obertrias) wird im Kap. 4.13,2.1, gegeben.

Außer im Schneiderkogel kommt der „Bankdolomit mit Loferiten“ nur in den unteren Teilen der Mitterwand (N Kochalm) vor. Seine aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt dort etwa 250 m, seine Basis ist nicht sichtbar (Taf. 7).

Über dem „Bankdolomit mit Loferiten“ liegt am Schneiderkogel und in der Mitterwand Steinalmkalk.

4.4.2. Zu den Ablagerungsbedingungen

Die Loferite können gut als Bildungen eines sehr seichten, tropisch warmen Ablagerungsraumes interpretiert werden, der zeitweise im Wattbereich lag (supra- bis intertidal) und in dem die Dolomitisierung sehr früh einsetzte (über die Genese von Loferiten s. Kap. 4. 13, 2.2.).

4.4.3. Einstufung:

Der Bankdolomit mit Loferiten hat keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien geliefert. Aus seiner Lage über den Gutensteiner Schichten und unter dem anisischen Steinalmkalk (s. Kap. 4.5,3.) ergibt sich **anisisches** Alter.

4.5, Steinalmkalk (Anis)

4.5.1. Beschreibung

Über dem „Bankdolomit mit Loferiten“ liegen in der Mitterwand und im Schneiderkogel wandbildende, helle, massige bis dickgebankte Kalke, die reichlich Dasycladaceen führen. In der Mitterwand sind diese Kalke ¹⁾ etwa 180 m mächtig, im Schneiderkogel (E der Krallerscharte) etwa 60 m (Taf. 7).

Schliffe zeigen Biosparite bis Intrasparite mit wechselndem Gehalt an Biogenen und Pellets. Die **M a t r i x** ist Sparit mit wechselndem Mikritanteil. Die **I n t r a k l a s t e** (meist angerundet bis gerundet; ϕ meist zwischen 20 und 400 μ) sind: Mikrite (bis Mikrosparite) oder Dismikrite \pm Biogenen, Intraklasten und Pellets. Die **B i o g e n e** sind Dasycladaceen (sh; ϕ meist bis $> 0,5$ cm, Länge bis 1,5 cm), Foraminiferen (h, oft Nodosariiden), Solenoporaceen (s), Gastropoden (s), Echinodermen (s), Ostracoden (s); Bivalven (ss); ? Bryozoen (ss). Die **P e l l e t s** haben meist ϕ zwischen 20 und 50 μ oder zwischen 150 und 200 μ . Besonders in den mikritischen Anteilen der Matrix liegen euhedrale Dolomitekristalle einzeln

¹⁾ = Steinalmkalke.

(\varnothing meist um 100 μ) oder in Nestern (dort auch subhedral), die auch auf die sparitischen Anteile der Matrix und die Komponenten übergreifen können. Oft treten die Dolomitkristalle in Bereichen auf, die von Styolithen eng durchzogen sind, und zwar in den Styolithsäumen selbst oder in deren Nähe.

In den hangenden 40 m wird der massige bis grobgebankte Steinalmkalk dünner gebankt und geht nach oben allmählich in \pm dolomitische, hornsteinführende Bankkalke der Reiflinger Schichten (s. Kap. 4.6) über. Dieser Übergang ist in den obersten Teilen der Mitterwand an mehreren Stellen bestens aufgeschlossen.

4.5.2. Zu den Ablagerungsbedingungen:

Alle beobachteten Dasycladaceen sind \pm weit verfrachtet worden. Sie liegen oft neben Intraklasten, nie aber neben Pellets in einer Grundmasse aus Sparit (\pm Mikrit), das spricht für Transport in leicht bis stark bewegtem Wasser. Dasycladaceen leben (und lebten) im tropisch warmen, nicht allzu tiefen (< 100 m, Lebensoptimum bis 40 m) Wasser (MÄGDE-FRAU 1956; JOHNSON 1961, S. 251, s. KUBANEK 1970, S. 113).

4.5.3. Einstufung:

Der Steinalmkalk führt in der Mitterwand (Fossilfundpunkt 9 auf Tafel 6; Proben D 202, D 203; det. BYSTRICKY) *Physoporella dissita* (GUEMBEL). Daraus und aus der Lagerung ist **anisisches** Alter abzuleiten (vgl. OTT 1972).

4.6. Reiflinger Schichten (Anis?-Ladin)

Unter dem Begriff Reiflinger Schichten fasse ich in dieser Arbeit jene im allgemeinen dünn gebankten Hornsteinkalke und Mergel (bis Schiefertone) zusammen, die unmittelbar über dem Steinalmkalk und unter den Reingrabener Schiefen bzw. Lunzer Sandsteinen liegen (Taf. 7).

4.6.1. Bunte Knollenkalke

4.6.1.1. Beschreibung und Vorkommen

Im Schneiderkogel (knapp E der Krallerscharte) wird der Steinalmkalk von geringmächtigen, dünngebankten, hornsteinführenden, bunten (grau, braun, gelb, rot), feinkörnig-dichten Knollenkalken überlagert (Taf. 7). Diese Kalke zeigen oft Druckflaserung. Zwischen den Kalkbänken liegen bis zu 10 cm mächtige Mergel.

Ein Übergang zu anderen Gesteinstypen der Reiflinger Schichten konnte im von mir kartierten Gebiet nicht beobachtet werden.

4.6.2. Dolomitische Hornstein-Bankkalke

4.6.2.1. Beschreibung und Vorkommen

In der Mitterwand geht der Steinalmkalk nach oben in \pm dolomitische Bankkalke über (Übergangsbereich ca. 40 m mächtig), die in ihren tieferen Teilen noch dickbankig (Bankdicke 1—2 m) und hornsteinarm sind, gegen das Hangende aber regelmäßig dünngebankt (Bankdicke meist um 3 dm) und hornsteinreich werden. Diese \pm dolomitischen Hornstein-Bankkalke

sind meist unruhig graubraun und zeigen oft eine Wechsellagerung (im mm- bis cm-Bereich) von feinkörnigen Lagen und Lagen mit Komponenten in Arenit- (selten Rudit-) Korngröße. Diese Wechsellagerung kann durch Wühlerbauten gestört sein.

Schliffe der dolomitischen Hornstein-Bankkalke zeigen Mikrite¹⁾ mit wechselndem Gehalt an Komponenten bis Intrasparite mit Pellets und einzelnen Ooiden. **Intraklaste** (meist in Arenitgröße) sind a) Mikrite bis Sparite mit Intraklasten und Biogenen, b) Pelsparite, c) Bruchstücke von Algenkrusten. **Biogene** sind Echinodermen (h), Bivalven (s), Sphaeren (s), Gastropoden (ss). Die **Ooide** haben (meist bis zu 5) wellige, oft (wie Algenkrusten) gekräuselten Schalen. Nester von Dolomitekristallen (ϕ im allgemeinen um 40 μ , aber auch bis 200 μ) liegen in der Matrix und können auf die Komponenten übergreifen.

Die \pm dolomitischen Hornstein-Bankkalke gehen vertikal und horizontal in Hornstein-Bankdolomit über. Die Dolomitekörper sind bis > 40 m mächtig und 2 km lang und wurden spätdiagenetisch gebildet.

4.6.3. Schwarze Hornstein-Plattenkalke

4.6.3.1. Beschreibung und Vorkommen

Das Profil der Mitterwand setzt sich ohne Unterbrechung in der S-Flanke des Schneckengrabens fort (Taf. 7). Dort gehen die soeben besprochenen dolomitischen Hornstein-Bankkalke nach oben in dunkelgraue bis schwarze, oft fleckige, feinkörnig-dichte, hornsteinführende Plattenkalke über, die in Lagen (Lagendicke 1 cm bis > 1 dm) oder nicht schichtparallelen Partien gröbere Komponenten führen, darunter Echinodermenspat, häufig cm-große, keulenförmige Seeigelstacheln. Die Komponenten können von mehreren welligen, (wie Algenkrusten) gekräuselten Schalen (Krusten) umgeben sein. Die Schichtflächen der Kalke sind eben oder leicht wellig; die Platten sind meist 5 cm bis 2 dm dick, zwischen die Platten können dünne Ton- bis Mergellagen eingeschaltet sein (bis 4 cm mächtig). **Schliffe der feinkörnig-dichten Kalke** zeigen dichtgepackte Intrabiomikrite mit Pyrit; **Intraklaste**: meist dunkle Mikrite (in Lutit- bis Arenit-Korngröße). **Biogene**: Radiolaren (sh), Schwammadeln (sh), Bivalven (h), Ostracoden (s). **Schliffe der Lagen mit größeren Komponenten** (Abb. 1) zeigen Intrabiosparite (manchmal schlecht ausgewaschen) mit wechselndem Gehalt an Ooiden (bis zirka 45%); **Intraklaste** (in Arenit- bis Rudit-Korngröße; meist kantengerundet) sind: Intrabiomikrite (h) (= die soeben beschriebenen, feinkörnig-dichten Kalke), dunkle Mikrite (h), Bruchstücke von Algenkrusten (s); **Biogene**: Echinodermen (sh, darunter viele Chrinoiden- und Seeigelreste), **Ooide**: um den Kern (meist Echinodermenrest) liegen meist dünne (im allgemeinen < 20 μ) Schalen, die inneren Schalen folgen der Form des Kernes; mit zunehmender Zahl der Schalen (im ganzen meist etwa 25) nähern sich die Ooide der Kugelgestalt. Die Größe der Ooide ist von der Größe ihrer Kerne abhängig (ϕ bis 1,4 mm). Die einzelnen Schalen können glatte Grenzen haben oder (wie Algenkrusten) unruhig gewellt sein. Beide Arten von Schalen können in einem Ooid vorkommen!

¹⁾ Ergänze: und Sparite ...

4.6,3,2, Zu den Ablagerungsbedingungen

Die schwarzen, mikritischen Hornstein-Plattenkalke sind in ruhigem Wasser, offenbar unter der Basis der Wellenwirkung abgelagert worden. Der Gehalt an Biogenen zeigt, daß die Lebensbedingungen im Raum über dem Sediment zumindest für einige Organismengruppen günstig waren (Radiolarien, Bivalven, Spongien; die Schwammadeln könnten allerdings eingedriffet sein). Im (weichen) Sediment haben wühlende Organismen gelebt (pelletreiche Schläuche und Höfe). Als Anzeiger für reduzierende Bedingungen können Pyrit und die dunkle Farbe der Kalke (? Bitumengehalt) gedeutet werden.

Die ruhige Sedimentation wurde zeitweilig durch Sand-, seltener durch Schutteischüttungen unterbrochen; die Bodenströmungen oder Sturmwellen (?) —, deren Stärke oft nicht zu einer völligen Auswaschung des Mikritanteils reichte, — brachten auch Komponenten aus anderen Teilen des Ablagerungsraumes:

a) Crinoidenstielglieder (und deren Bruchstücke \pm anhaftendem Mikrit; Crinoiden leben am liebsten in gut durchlüftetem Wasser, das bei hoher Mindestsalinität reichlich Nahrung suspendiert enthält (CLARK 1957, S. 1183, s. KUBANEK 1970).

b) Ooide; das Auftreten der Ooide in den Arenitlagen und der Umstand, daß ihr Anteil an den Komponenten immer unter 45% bleibt, sprechen für ihre Umlagerung; Ooide bilden sich rezent in tropisch warmem, bewegtem Flachwasser (vgl. FABRICIUS 1967).

c) Bruchstücke von Algenkrusten.

Nichts spricht dagegen, die Komponenten a, b, c als Einschüttung von Flachwasserbereichen (vielleicht von Karbonatplattformen oder von örtlichen Untiefen) zu deuten.

In den schwarzen Hornstein-Plattenkalken finden sich schichtungslose Bereiche, in denen zahlreiche arenitische (auch ruditische) Komponenten (dartunter viele Intraklaste) in mikritischer Grundmasse liegen. Diese Bereiche lassen sich durch Bioturbation ehemaliger Arenit (Rudit)- und Mikritlagen erklären. Sie könnten aber auch durch submarine Gleitungen aufgebaut worden sein. Wären die Komponenten durch (Boden-)Strömungen transportiert worden, wäre der Mikrit \pm ausgewachsen worden.

4.6,4. Einstufung der Reiflinger Schichten

Im Fossilfundpunkt 13 (= 120 m WNW der Einmündung des Baches aus dem Stubengraben in den Salzabach; s. Taf. 6) konnte *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF. nachgewiesen werden (Probe D 68). Das zeigt, daß der höhere Teil der Reiflinger Schichten jünger als Unterladin ist (vgl. KRYSSTYN, im Druck). Daher und wegen der Lagerung über dem anisischen Steinalmkalk und unter den karnischen Reingrabener Schiefeln und Lunzer Sandsteinen ist höher **anisisches** (?) bis karnisches Alter anzunehmen. (Ich rechne in dieser Arbeit das Cordevol zum Karn; s. Kap. 3.1.).

4.7, Dolomit W der Kochalm

4.7.1. Beschreibung und Vorkommen

In den zerfurchten, von Rinnen durchzogenen Hängen W der Kochalm steht dunkelbrauner, stellenweise brecciöser, massiger Dolomit an, der in einigen Partien gebankt ist (Taf. 7). Schiffe zeigen einheitliche Dolosparite ohne ursprungliche Strukturmerkmale.

4.7.2. Einstufung

Das Liegende des Dolomites W der Kochalm ist nicht aufgeschlossen. Im Hangenden wird er von dunkelgrauen bis schwarzen Hornsteinkalken (? Karn, s. Kap. 4. 10.) überlagert, die unter gebankten Dachsteinkalk einfallen. Nach den Lagerungsverhältnissen scheint für den Dolomit **mitteltriassisches** Alter am wahrscheinlichsten.

4.8, „Lunzer-Raibler Schichten“ (Karn)

Der Begriff „Lunzer-Raibler Schichten“ ist eine Verlegenheitslösung. Ich bezeichne damit in dieser Arbeit ein Schichtpaket, das unmittelbar über den Reiflinger Schichten liegt. Dieses Schichtpaket beginnt mit einem > 10 m mächtigen Schiefertonsandstein-Horizont (Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein); über diesem liegen etwa 90 m mächtige Hornstein-Bankkalken und -dolomite; abgeschlossen wird das Schichtpaket im Hangenden mit einem etwa 20 m mächtigen Schiefertons-Mergel-Horizont, über dem dann die Pötschen-Schichten (Kap. 4.11.) folgen (Taf. 7).

4.8.1. Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein

4.8.1.1, Beschreibung und Vorkommen

Die Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine konnten in der Karte nicht getrennt werden. Es gibt kein Profil, in dem die ganze Abfolge von Schiefertonen und Sandsteinen zusammenhängend erschlossen ist. In den tieferen Teilen der Abfolge überwiegen pyritführende, \pm sandige, fossilarme, dunkle Schiefertone, in die geringmächtige Sandsteinlagen und einige dünne (< 2 cm) Kalklagen (Calcarenit, Komponenten: Echinodermenspat (sh) Intraklaste, Ooide (ss)) eingeschaltet sind. Gegen das Hangende zu werden die Schiefertone reicher an Sandstein und können schließlich ganz durch gebankte \perp glimmerführende, braune und grün-graue (Quarz-)Sandsteine ersetzt werden. Die Sandsteine können feingebändert sein und führen oft Pflanzenhäusel und \pm inkohlte, unbestimmbare Pflanzenreste (ϕ bis > 1 cm).

Der Schiefertonsandstein-Horizont liegt in der Südflanke des Schneckengrabens mit tektonisch überprägter Grenze auf den schwarzen Hornstein-Plattensandsteinen der Reiflinger Schichten, W der Schlaipfenalm ist sein Liegendes nicht aufgeschlossen. Auf der Tauplitzalm wird das Paket etwa 15 m mächtig und ist mit gestörter Grenze auf der Bankdolomite der Gutensteiner Schichten aufgeschoben.

4.8,2. Hornstein-Bankkalke und -Bankdolomite

4.8,2.1, Beschreibung und Vorkommen

Über dem Schiefertton-Sandstein-Horizont liegen hornsteinführende Bankkalke, die seitlich auf kurzer Strecke in hornsteinführende Bankdolomite übergehen können. Diesen Kalken und Dolomiten können dünne Mergellagen eingeschaltet sein.

Die **Kalke** sind gebankt (Bankdicke meist um 3 dm,) mittel- bis dunkelgrau, feinkörnig-dicht, meist unruhig gemasert; sie haben oft dunkle Flecken und auffällige Tonsuturen und führen Hornsteinbänder-, -schlieren und -knollen. Wühlerbauten sind erkennbar. In den feinkörnigen Kalken liegen Arenit- bis Rudit-(Breccien-)lagen (< 1 cm bis > 1 dm mächtig), die gradiert sein können. Kalkarenite bis -rudite können aber auch in nicht schichtparallelen Partien im feinkörnigen Kalk liegen. Echinodermenreste (darunter Crinoidenspat (sh); keulenförmige Seeigelstachel bis > 2 cm lang (sh)) finden sich überall im Gestein, besonders aber in den grobkörnigen Bereichen, wo auch noch Bivalven (h)-, Gastropoden-(s) und Korallenreste (ss) auftreten.

Schliffe der feinkörnig-dichten Kalke zeigen pyritführende Mikrite mit wechselndem Gehalt an Biogenen, Intraklasten und Pellets, Ooide sind selten. Die **Mikrit-Matrix** ist meist ungeschichtet (Feinschichtung ist sehr selten). Euhedrale Dolomitkristalle (ϕ bis 180 μ) kommen einzeln oder in Nestern (Dolosparit) vor. Die **Biogene** sind Echinodermen (sh, oft Crinoiden und Seeigelstacheln), (meist zartschalige) Bivalven (h, Abb. 2) Radiolarien (sh), Sphaeren (sh), Foraminiferen (h), Schwammnadeln (s), Gastropoden (s), Brachiopoden (s); **Intraklaste** (Lutit bis Arenitkorngröße, meist eckig bis angerundet) sind meist dunkle Mikrite mit Biogenen und Pellets. Die **Pellets** (ϕ meist bis 100 μ) sind in der Mikritmatrix verteilt, oft aber in Schläuchen und Höfen stark angereichert (bis 40% der Komponenten).

Schliffe der Kalkarenite (und -rudite) zeigen \pm gut ausgewaschene Intrasparite mit wechselndem Gehalt an Biogenen, Ooiden und Pellets (Abb. 3). Die **Matrix** besteht aus Sparit mit wechselndem Mikritanteil. **Intraklaste**: Biogene in Mikrit eingebettet (h); dunkle Mikrite \pm Biogene und Pellets (h); graue und rote Mikrite (s), Hornsteinsplitter. In manche mikritische Intraklaste sind am Rand andere Komponenten eingedrückt, das heißt, sie waren weich; **Biogene**: Echinodermen (sh, darunter viele Crinoidenstielglieder und keulenförmige Seeigelstacheln), zart und dickschalige Bivalven; Foraminiferen (s), Gastropoden (s), Spongien (s), Korallen (ss), Algen (ss). In einzelnen Lumachellen (bis 5 cm mächtig; Biomikrite bis -sparite mit Intraklasten), sind zart- und / oder dickschalige Bivalven (ϕ bis > 1,5 cm) die vorherrschenden Biogene. Matrix und Komponenten können von Dolomitrhomboedern durchsetzt sein.

In den obersten Metern werden die Hornstein-Bankkalke dünnbankig (Bankdicke um 1 dm) und schwarz. Lagen dunkler Mergel (cm bis > 1 dm mächtig) mit Lebensspuren werden häufiger und leiten zu den überlagernden Tonen über.

Die Hornstein-Bankkalke können seitlich von gebankten (Bankdicke um 0,4 m), braungrauen, hornsteinführenden, spätdiagenetisch gebildeten (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, s. 376) Dolomiten vertreten werden. In diesen Dolomiten sind außer in den Übergangsbereichen zu den Hornstein-Bankkalken keine sedimentären Strukturen erkennbar.

4.8.3. Dunkle Schiefertone und Mergel

4.8.3.1, Beschreibung und Vorkommen

Aus den hangendsten Bänken der soeben beschriebenen Hornstein-Bankkalke entwickeln sich graue Mergel, die nach wenigen dm bis m in graue bis schwarze Schiefertone übergehen. Die Tone sind frei von sandigen Lagen und sind etwa 12 m mächtig. Überlagert werden sie von etwa 10 m mächtigen, einförmig grauen, pyritführenden Mergeln, die oft zu Stäbchen brechen. Der Kalkgehalt der Mergel nimmt gegen das Hangende zu. Sie werden von den Hornstein-Bankkalke der Pötschen-Schichten (s. Kap. 4.11,1.) überlagert.

Die dunklen Schiefertone und Mergel sind sehr fossilarm. GEYER 1915 (S. 208) beschreibt auf festeren, gelben Mergelplatten ausgewitterte Muschelscherben.

4.8.4. Zu den Ablagerungsbedingungen der „Lunzer-Raibler Schichten“.

Auffällig sind die zwei Horizonte mit stark terrigen beeinflussten Sedimenten¹⁾. Wo die Landmasse(n) lag(en), von denen die terrigenen Tone und Sande stammen, ist für den von mir kartierten Bereich noch unbekannt. SCHULER 1967 (S. 36 f.) und HARSCH 1970 nehmen für die terrigenen Sedimente der Raibler Schichten in den Nördlichen Kalkalpen W der Salzach nördliche und südliche festländische Liefergebiete an; der Einfluß des S Festlandgebietes soll allerdings E vom Inn zurücktreten.

Die zwischen den beiden stark terrigen beeinflussten Horizonten liegenden Hornstein-Bankkalke deute ich als Karbonatsedimente des²⁾ offenen-marinen Bereiches. Die mikritischen Kalke wurden in ruhigem Wasser abgelagert, das Sediment wurde von Organismen \pm stark durchwühlt. Wie die Kalkarenit- (bis rudit-)lagen zeigen (Abb. 3), wurde die ruhige Sedimentation durch Einschüttungen (und Eingleitungen) von Karbonatsand und -schutt unterbrochen. Das Sand- bzw. Schuttmaterial stammt zumindest zum Teil aus Flachwasserbereichen, wie das Auftreten von Ooiden in den Arenitlagen zeigt.

4.8.5. Einstufung der „Lunzer-Raibler Schichten“

Hornstein-Bankkalke der „Lunzer-Raibler Schichten“ haben an folgenden Punkten stratigraphisch auswertbare Fossilien geliefert:

600 m WSW Grasberg-Gipfel (Fossilfundpunkt 1, Taf. 6; Probe D 170; det. KRYSSTYN): *Gondolella polygnathiformis* (BUD & STEF.), *Hindeodella multihamata* HUCKR.

800 m NE Schlaipfenalm-Hütte (Fossilfundpunkt 2, Taf. 6; Probe D 58; det. HOHENEGGER): *Involutina planidiscoides* (OBERHAUSER), *Trocho-*

¹⁾ S. Kap. 4.8,1 und 4.8,3.

²⁾ Erganze: ... tieferen ...

lina procera (LIEBUS), *Ophthalmidium tori* ZANINETTI & BRÖNNI-MANN.

300 m NW Hasenkogel (Fossilfundpunkt 3, Taf. 6; Probe D 84; det. KRZYSTYN): *Gondolella polygnathiformis* (BUD. & STEF.).

350 m WNW Schneckenalm-Hütten (Fossilfundpunkt 7, Taf. 6; Proben D 116, D 117; det. HOHENEGGER): *Trochammina alpina* KRISTANTOLLMANN, *Agathamminoides gsollbergensis* ZANINETTI, *Nodosaria nitidana* (TERQUEM).

300 m WNW Schneckenalm-Hütten (Fossilfundpunkt 8, Taf. 6; Probe D 123; det. HOHENEGGER): *Agathamminoides gsollbergensis* ZANINETTI.

Die Foraminiferen deuten auf karnisches Alter, die wenigen Conodonten auf **Jul** oder älter. Deswegen und wegen der Lagerung über den Reiflinger Schichten und unter den Pötschen-Schichten (Kap. 4.11.) stufe ich die „Lunzer-Raibler Schichten“ als julisch ein.

4.9. „Helle Kalke und Dolomite mit Korallen und Cidarisstacheln“ (Karn)

4.9.1. Beschreibung und Vorkommen

Knapp E der Wurzel des Bauerngrabens und in der Rinne S vom Rauhen Bäuerl verzahnen sich Hornstein-Bankkalke der „Lunzer-Raibler Schichten“ seitlich mit hellen, massigen bis dickgebankten Kalken (s. Taf. 6). Diese Kalke führen stellenweise außerordentlich viele Intra-klaste und Biogene (ϕ bis > 1 cm). Sehr fossilreich sind diese Kalke ca. 150 m S Färberkogel, das ist knapp W außerhalb des in dieser Arbeit besprochenen Gebietes, vgl. SCHÖLLNBERGER, im Druck). Die Biogene sind keulenförmige Cidarisstacheln (sh; „*Cidaris*“ *dorsata* BRONN), Crinoidenstielglieder (h) Algen (h, meist Dasycladaceen), Korallen (h), Kalkschwämme (s), Gastropoden (s), Bivalven (s), Foraminiferen (s). Viele der Fossilien sind von gekräuselten (Algen-) Krusten umgeben.

LEIN & ZAPFE 1971 beschreiben ganz ähnliche Kalke (als „Dachsteinkalk „a“) aus den Mürztaler Alpen und weisen auf die Ähnlichkeit zu den karnischen Tisoveckalken (vgl. KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA 1967, S. 272) hin.

Im Bereich der Schlaipfenalm werden die Hornstein-Bankkalke der „Lunzer-Raibler Schichten“ gegen E (Hasenkogel) von hellen, massigen bis undeutlich gebankten Dolomiten abgelöst (s. Taf. 6). Diese Dolomite sind spätdiagenetisch (sensu FÜCHTBAUER & MÜLLER 1971) entstanden und zeigen i. allgem. keine primären Anlagerungsgefüge mehr. Biogene sind oft nurmehr als „Gespensterstrukturen“ zu erahnen; dennoch lassen sich Dasycladaceen (h), keulenförmige Cidarisstacheln (s), Gastropoden (s), Foraminiferen (s) und Korallen (ss) erkennen. Wegen des seitlichen Überganges und der Fauna nehme ich an, daß die Dolomite des Hasenkogels nichts anderes sind als dolomitisierte „helle Kalke mit Korallen und Cidarisstacheln“.

4.9.2. Zu den Ablagerungsbedingungen

Die Biogene sowie die zahlreichen, von (Algen-) Krusten umgebenen Komponenten deuten darauf hin, daß die hellen Kalke mit Korallen und Cidarisstacheln, in bewegtem Flachwasser entstanden sind.

4.9.3. Einstufung:

Da sich die „hellen Kalke mit Korallen und Cidarisstacheln“ („Tisoveckalke“) seitlich mit Hornstein-Bankkalken der „Lunzer-Raibler Schichten“ (Jul) verzahnen, nehme ich auch für sie **julisches** Alter an. ◆

4.10, Dunkle Hornsteinkalke W der Kochalm (Karn?)

4.10.1. Beschreibung und Vorkommen

Über dem mitteltriassischen Dolomit W der Kochalm liegen mit tektonisch gestörter Untergrenze dunkelgraue bis schwarze, feinkörnig-dichte, hornsteinreiche Kalke, die — wieder mit gestörter Grenze — unter gebankten Dachsteinkalk einfallen (Taf. 6, 7). Zusammen mit diesen dunklen Kalken kommen im Hangschutt auch vereinzelt dunkle Mergel und Schiefertone vor.

4.10.2. Einstufung:

Die dunklen Hornsteinkalke haben keine Fossilien ergeben. Nach der Lagerung ist karnisches Alter möglich.

4.11, Pötschen-Schichten (Karn-Nor)

Unter dem Begriff Pötschen-Schichten fasse ich in dieser Arbeit alle Gesteine zusammen, die über dem Schiefertone-Mergel-Horizont der „Lunzer-Raibler Schichten“ und unter den Zlambach-Schichten liegen (Taf. 7). Die Grenze zu den „Lunzer-Raibler Schichten“ ist recht scharf, die zu den Zlambach-Schichten ist unscharf.

4.11.1. Hornstein-Bankkalke und -dolomite

4.11.1.1, Beschreibung

Über dem Schiefertone-Mergel-Horizont der „Lunzer-Raibler Schichten“ (Kap. 4.8,3.) folgen nach kurzer Wechsellagerung (10 m) hornsteinführende Bankkalke und -Bankdolomite.

Die **K a l k e** sind deutlich gebankt (Bankdicke, meist 1—3 dm; Schichtflächen (eben oder wellig) braun bis grau, feinkörnig-dicht und oft unruhig dunkelflechtig. Wühlgefüge und Spuren sind erkennbar. Druckflaserung ist häufig. In den Bankfugen liegen gelblichgraue oder grüne Mergel- oder Schiefertone. In den feinkörnig-dichten Kalken liegen häufig cm- bis > 1 m mächtige, gröberkörnige (Kalkarenit- bis -rudit-) Lagen (schichtparallel) und Bereiche (nicht schichtparallel). Die gröberkörnigen Lagen können gradiert sein.

Überall im Gestein, besonders häufig aber in den gröberkörnigen Partien, finden sich Echinodermenreste, daneben auch Reste von Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden. In den basalen 15 m sind auch noch > 2 cm lange, keulenförmige Seeigelstacheln häufig, die gegen das Hangende zu seltener werden; dafür werden Reste von *Halorella pedata* BRONN. (auch Lumachellen) immer häufiger. Hornstein ist in Warzen, Knollen und Schlieren (bis > 20 cm lang) sowohl in den feinkörnig-dichten Kalken, als auch in den gröberkörnigen Lagen vorhanden.

Schliffe der feinkörnig-dichten Kalke zeigen (s. Abb. 4) Mikrite mit wechselndem Gehalt an Intraklasten, Biogenen und Pellets. Die Matrix ist z. T. von Scharen feiner Stylolithe durchsetzt (Flaserungszonen). In der Mikritmatrix können euhedrale Dolomitkristalle ($\phi > 100 \mu$) einzeln und in Nestern liegen; in Flaserungszonen sind sie besonders häufig. Die Intraklasten sind überwiegend graue (oft dunkelgraue) Mikrite \pm Biogenen und Pellets; Biogene: Echinodermen (sh), Radiolarien und Sphaeren (sh), Foraminiferen (h), Schwammnadeln (h), zartschalige Bivalven (h, auch Lumachellen), Brachipoden (s), Gastropoden (s), Ammoniten (s); Pellets sind oft in „wolkigen“ Bereichen oder in Schläuchen angereichert oder sind einzeln in der Matrix verteilt.

Schliffe der Kalkarenite bis -rudite zeigen \pm gut ausgewaschene Intrasparite mit Biogenen (\pm Pellets). Die Matrix besteht aus Sparit mit wechselndem Mikritanteil. Intraklasten sind Mikrite mit Pellets, Biogene mit Mikrit umgeben; Biogene: Echinodermen (sh, besonders Crinoiden), Bivalven (h), Foraminiferen (h-s), Stockkorallen (s), Spongien (s), Gastropoden (s), Algen (ss).

Die Kalkarenit- (bis -rudit-)lagen nehmen innerhalb der Hornstein-Bankkalke vom Liegenden zum Hangenden zu.

Die bisher beschriebenen Hornstein-Bankkalke können horizontal und vertikal rasch in spätdiagenetisch entstandene Bankdolomite mit Hornsteinen übergehen (Bankdicke meist 1—3 dm, ebene Schichtflächen). In diesen Dolomiten sind, außer in den Übergangsbereichen zu den Hornstein-Bankkalken, keine sedimentären Strukturen erkennbar. Am Grasberg liegt ein 30 bis 50 m mächtiger Dolomithbereich etwa 50 m über der Basis in den Kalken und hält sich > 2 km im Streichen etwa im gleichen stratigraphischen Niveau; NE vom Grasberg und im Gebiet zwischen Steining Wurf und Schneckenalm werden auch die hangenden Partien der Kalke von Dolomit vertreten. Im Rauhen Bäuerl und ca. 500 m N vom Kriemandl tritt der Kalk nur in kleinen Bereichen im Dolomit auf. Die Dolomite werden also gegen E auf Kosten der Kalke mächtiger (s. Taf. 6).

4.11.2. „Wechselagerungsbereich“

4.11.2.1, Beschreibung

Aus den soeben besprochenen Hornstein-Bankkalken und -Bankdolomiten entwickelt sich gegen das Hangende zu eine lithologisch sehr vielfältige Serie (vgl. TOLLMANN 1960, S. 65). Es wechseln folgende Gesteinstypen:

a) Hell- bis dunkelgraue, dunkelfleckige, \pm knollige Hornstein-Bankkalke mit dünnen Tonlagen auf den Schichtflächen und mit gelbgrünen Tonschlieren. Flaserungszonen durchsetzen das Gestein, etwas Pyrit ist immer vorhanden, Wühlgefüge sind erkennbar; *Halorella pedata* (BRONN.) kommt vor. Dieser Kalktyp kann als Pötschenkalk (sensu SPENGLER 1925, S. 131) bezeichnet werden.

Schliffe zeigen Mikrite mit wechselndem Gehalt an Biogenen, Intra-

klasten und Pellets. **Biogene**: Radiolarien und Sphären (sh), zartschalige Bivalven (sh), Schwammnadeln (h), Echinodermen (h bis s), Foraminiferen (s); **Intraklaste**: Mikrite (meist etwas dunkler gefärbt als die Matrix); **Pellets** (ϕ meist $< 80 \mu$) sind im Gestein unregelmäßig verteilt und in manchen Bereichen besonders häufig. Das Gestein ist von einzelnen groben Stylolithen und von Scharen feiner Stylolithen durchsetzt. In der Mikrit-Matrix liegen bisweilen euhedrale Dolomitkristalle (oft in Flaserungszonen) einzeln oder in Nestern (Korndurchmesser im allgemeinen bis 100μ), die auch über die Intraklaste und Biogene greifen und diese völlig unkenntlich machen können.

b) gebankte (Bankdicke um 3 dm), graue, braune, hornsteinführende **Schuttkalke** (Kalkarenite bis -rudite), die reichlich biogenen Detritus führen. Mit freiem Auge sind Echinodermenspat, Brachiopoden (darunter *Halorella pedata* (BRONN.)), Bivalven, Gastropoden und Korallen (auch Thecosmilien, vgl. GEYER 1915, S. 111 f.) erkennbar. Die Brachiopoden und Bivalven bilden oft Lumachellen. Viele Bänke dieser Kalke sind gradiert. Im Kalk fallen dunkelgraue, tonreiche (meist) schichtparallele Lagen (cm bis > 1 dm mächtig) auf. Diese tonreichen Lagen sind durch oft nur dünne (< 1 mm) Bänder des braunen Schuttkalkes von einander getrennt.

Schliffe dieser **Schuttkalke** zeigen \pm gut ausgewaschene Intrabiosparite. **Intraklaste** (angerundet bis gerundet): graue Mikrite bis Mikrosparrite, z. T. mit Biogenen, Intraklasten und Pellets; **Biogene**: dickschalige Bivalven (h), Brachiopoden (h, oft *Halorella pedata* (BRONN.)), auch in Lumachellen), Echinodermen (h, unter anderem keulenförmige Seeigelstacheln, bis 1 cm lang), Foraminiferen (h), Gastropoden (s), Korallen (s), Hydrozoen (ss), Spongien (ss); an den Resten von Echinodermen, Gastropoden und Foraminiferen klebt oft Mikrit und zeugt von Umlagerung.

Die dunkelgrauen, tonreichen Lagen der Schuttkalke erweisen sich im Schliff z. T. als \pm schichtparallele Druckflaserungszonen. Die einzelnen Stylolithen liegen schichtparallel oder quergreifend (vgl. P. TRURNIT 1968, Abb. 6) und haben meist 5–20 μ dicke, dunkle Tonsäume, in denen Ton, Pyrit, opake Substanz, euhedrale Dolomitkristalle (auch in Nestern) und ganz selten Quarze liegen. Umgeben von den Stylolithen liegen in Linsen die Relikte des Ausgangsgesteines; Kalzitadern können in den Flaserungszonen gefaltet, geknickt oder zerbrochen sein.

c) **graue Mergel** kommen in bis 0,5 m mächtigen Lagen vor.

d) **Dolomite**: wie am Aufschluß und im Dünnschliff zu beobachten ist, gehen die Kalke a) und b) in hornsteinführende Dolomite über. Die Dolomitbereiche (> 100 m lang, > 10 m mächtig) können gebankt oder massig sein.

Alle angeführten Gesteinstypen wechsellagern. Die grauen Mergel (c) werden gegen das Hangende des „Wechsellagerungsbereiches“ zu häufiger und mächtiger und leiten zu den aufliegenden Zlambach-Schichten über.

4.11.3. Zu den Ablagerungsbedingungen der Pötschen-Schichten

Nach der Lithologie und dem Faunenspektrum sind die mikritischen Kalke an ruhigen, strömungsarmen Stellen im¹⁾ offen-marinen Bereich (in einem Becken) abgelagert worden (vgl. auch WILSON 1969)²⁾. Das Sediment wurde von Organismen durchwühlt.

Wie die Kalkarenit- (und die wenigen -rudit-)lagen zeigen, wurde die ruhige Sedimentation oft durch Einschüttungen (und Eingleitungen) von Karbonatsand (bzw. -schutt) unterbrochen. Häufig erreichten turbidity currents den Ablagerungsraum der Pötschen-Schichten. Als Absätze aus turbidity currents deute ich — MEISCHNER 1964 folgend — die Karbonatsand (bzw. -schutt)-lagen, die mit scharfer Untergrenze einsetzen und in denen die Korngröße der Komponenten gegen oben abnimmt (während gleichzeitig der Tongehalt zunimmt).

Meist sind die (umgelagerten) Komponenten in den Kalkarenitlagen zu klein, um ihre Herkunft feststellen zu können; die Bruchstücke von Algen, Stockkorallen und Spongien sowie die umkrusteten Komponenten können aus Flachwasserbereichen stammen (von Karbonatplattformen?).

Es ist bemerkenswert, daß die Pötschen-Schichten der Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm außerordentlich reich an Kalkareniten sind.

4.11.4. Einstufung der Pötschen-Schichten

350 m NW Hasenkogel (Fossilfundpunkt 4, s. Taf. 6; Probe D 86) haben dolomitische Hornstein-Bankkalke der Pötschen-Schichten folgende Conodonten geliefert (det. KRYSSTYN): *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF., *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Prionidina venusta* (HUCKR.). Diese Conodonten kommen in der Mitteltrias und im Jul vor. Im „Wechsel-lagerungsbereich“ lieferten 400 m N Hasenkogel (= Fossilfundpunkt 5, Taf. 6; Proben D 40, D 41) hornsteinführende Kalkarenite folgende Foraminiferen (det. HOHENEGGER): *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER (typisch karnisch!) *Agathamminoides gollbergensis* ZANINETTI (Oberkarn-Nor?). Aus der stratigraphischen Reichweite dieser Fossilien und aus der Überlagerung durch rhätische Zlambach-Schichten (s. Kap. 4.12.2.) ergibt sich, daß die Ablagerung der Pötschen-Schichten im **Jul** begann und etwa bis zur **Nor-Rhät Grenze** (wenn es eine solche gibt) andauerte.

4.12. Zlambach-Schichten (Rhät-Unterlias?)

4.12.1. Beschreibung

Die wenigen guten Aufschlüsse zeigen dunkelgraue \pm kalkige, meist fleckige Mergel (\pm Pyrit), in denen Wühlerbauten erkennbar sind.

In diesen Mergeln liegen Linsen und Lagen von graubraunen, manchmal hornsteinführenden Schuttkalken (meist Kalkarenite); Wühlgefüge (auch Spreitenbauten) sind in diesen Kalken häufig, Schichtunterseiten zeigen bisweilen Ausgüsse von Lebensspuren. In den Schuttkalken finden sich Reste von Echinodermen (sh), Bivalven (h) Brachiopoden (h bis s)

¹⁾ Ergänze: ... \pm tiefen, ...

²⁾ Woher die terrigenen Komponenten der Pötschen-Schichten kamen, wurde von mir nicht untersucht.

Einzel- und Stockkorallen (h bis s) vgl. auch GEYER 1916, S. 210; TOLLMANN 1960, S. 66). Die Schuttkalklagen können gradiert sein.

Schliffe der Schuttkalke zeigen meist Biointrasparite, die Pyrit führen. Die Intraklaste (meist angerundet bis gerundet; Arenit- bis Rudit-Korngröße) sind meist Mikrite bis Mikrospareite mit Biogenen; die Biogene sind im allgemeinen Echinodermen (sh), Foraminiferen (h), Bivalven (h), Korallen (h—s), Spongien (h—s), Algen (s).

Im Gebiet etwa 500m SW vom Kl. Zwicker verzahnen sich Dachsteinriffkalke mit den Zlambach-Schichten. Diese wichtige Verzahnungsstelle wird in Kap. 4.13,1.1, beschrieben (Abb. 7).

4.12,2. Zu den Ablagerungsbedingungen

Die Zlambach-Schichten sind Beckensedimente (vgl. ZAPPE 1960, S. 470, 1967; ZANKL 1967, 1971; SCHLAGER 1966, 1967 a, b und andere).

Sie sind im \pm tiefen, offen-marinen Bereich vor oder zwischen Karbonatplattformen abgelagert worden.

Die Mergel sedimentierten in ruhigem (strömungsfreien bis strömungsarmen) Wasser. Woher die terrigenen Tonminerale kamen, wurde von mir nicht untersucht; der Karbonatschlamm wurde wahrscheinlich von Seichtwasserbereichen (? von Karbonatplattformen) eingeschwemmt, die Karbonatproduktion kann aber auch im (? flachen) Becken (? in der euphotischen Zone) stattgefunden haben.

Die ruhige Sedimentation wurde zeitweise durch Einschüttungen von Karbonatsand und -schutt unterbrochen. Die Komponenten (— soweit ihre Korngröße Aussagen über ihren Bildungsraum zuläßt —) stammen durchwegs aus Flachwasserbereichen. Im Gebiet 500 m SW vom Kl. Zwicker ist im Aufschluß erkennbar (Abb. 7), daß solche größeren Einschüttungen im Vorriffbereich des Dachsteinriffkalkes ihren Ausgang nehmen und in Mergeln der Zlambach-Schichten auskeilen. Ob alle Detritus-Einschüttungen der Zlambach-Schichten des von mir kartierten Gebietes von Karbonatplattformen stammen oder auch von örtlichen Schwellen bzw. Untiefen (\pm Korallenwachstum) im Becken, konnte nicht geklärt werden.

4.12,2. Einstufung

500 m SE der Schneckenalm (= Fossilfundpunkt 12, Taf. 6; Abb. 7) Hütte, konnten aus Zlambach-Mergeln folgende Fossilien (det. HOHENEGGER) gewonnen werden: Foraminiferen: *Reophax eominutus* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira perplexa* FRANKE, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN, *Involutina liassica* (JONES),? *Galeanella tollmanni* KRISTAN, *Nodosaria sexcostata oculina* (TERQ. & BERTH), *Dentalina exilis* FRANKE, *Fronicularia major major* BORNEMANN, glattschalige Formen aus der Lenticulina varians-Gruppe; Ostracoden: *Carinobairdia alpina* KOLLMANN.

700 m ESE der Rechenstuben (an der neuen Forststraße = Fossilfundpunkt 16, Taf. 6) lieferten Zlambach-Mergel, die dort unmittelbar über dem „Wechselagerungsbereich“ der Pötschen-Schichten liegen, folgende Foraminiferen (det. HOHENEGGER): *Glomospira pattoni* TAPPAN, *Seminvoluta claria* KRISTAN, *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM), *Lituo-*

tuba irregularis TERQUEM; Problematikum: *Annulina metensis* TERQUEM.

450 m SSE vom Kl. Zwicker (Fossilfundpunkt 11, s. Abb. 7; Probe D 261; det. HOHENEGGER) lieferten Zlambach-Mergel: Foraminiferen: *Glomospirella pattoni* (TAPPAN), *Nodosaria columnaris* FRANKE (Lias!, bisher nicht in der Trias nachgewiesen); Problematikum: *Annulina metensis* TERQUEM (massenhaft). Ebendort (s. Abb. 7; Probe D 254, det. HOHENEGGER) erbrachten Zlambach-Mergel: Foraminiferen: *Hippocrepina expansa elongata* (KRISTAN-TOLLMANN), *Reophax eominutus* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella pattoni* (TAPPAN), „*Dentalina*“ ex. gr. *communis* d'ORBIGNY; Problematikum: *Annulina metensis* TERQUEM.

550 m WNW Rechenstuben (Fossilfundpunkt 14, Taf. 6. Probe D 129) lieferten Zlambach-Mergel folgende Foraminiferen (det. HOHENEGGER):

Rhizammina ramulus KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira perplexa* FRANKE, *Reophax eominutus* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Valvulina metula* (KRISTAN), *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Pseudonodosaria vulgata vulgata* (BORNEMANN), *Dentalina pseudocommunis* FRANKE, *Dentalina vetustissima* d'ORBIGNY, *Dentalina terquemi* d'Orbigny, *Dentalina bicornis* TERQUEM, *Dentalina ornata* TERQUEM, *Frondicularia major nitida* TERQUEM, *Frondicularia terquemi sulcata* BORNEMANN, *Lingulina tenera* BORNEMANN.

Im Wilden Graben (Höhe 1220 m, Fossilfundpunkt 17, Taf. 6), Probe D 177) konnten aus Zlambach-Mergeln folgende Foraminiferen (det. HOHENEGGER) gewonnen werden: *Rhizammina ramulus* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina alpina* KRISTAN, *Cyclogyra liasina* (TERQUEM), *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, *Nodosaria metensis robusta* BARNARD, *Pseudonodosaria vulgata vulgata* (BORNEMANN), *Dentalina pseudocommunis* FRANKE, *Dentalina terquemi* d'ORBIGNY, *Dentalina abssura* TERQUEM, *Dentalina integra* (KÜBLER & ZWINGLI), *Dentalina turgida* SCHWAGER, *Dentalina lateralis* TERQUEM, *Dentalina exilis* FRANKE, *Dentalina perlucida* TERQUEM, *Dentalina ornata* TERQUEM, *Dentalina tenuistriata* TERQUEM, *Dentalina gottingensis* FRANKE, *Dentalina pacheia* KRISTAN-TOLLMANN, *Frondicularia terquemi sulcata* BORNEMANN, *Frondicularia terquemi* BORNEMANN.

Die beiden letzten Arten sind bisher nur aus dem Lias bekannt. Aus den hier genannten Fossilien sowie aus den bei GEYER 1915 (S. 112) und bei TOLLMANN 1960 (S. 66) angeführten Faunen ergibt sich für die Zlambach-Schichten **rhätisches** bis unterliassisches (?) Alter. Weder die Grenze zu den unterlagernde Pötschen-Schichten (Karn-Nor) noch die zu den überlagernden Allgäu-Schichten (Lias-Dogger) ist lithologisch scharf.

4.13, Dachstein-Schichten (Karn?-Nor-Rhät-Unterlias?)

4.13,1. Massiger Dachsteinkalk (Karn?, Nor, Rhät, Unterlias?)

4.13,1.1, Beschreibung und Vorkommen

Die massigen Dachsteinkalke des **Tendlkogel**, **Zwicker**, **Brettsteins** und **Brieglersberges** sind **Dachsteinriffkalke**. Die Dachsteinriffkalke sind

wandbildende, äußerst fossilreiche, lichtgraue Kalke. In manchen Bereichen bestehen sie ganz aus Schutt, in anderen meist zu 90 Vol %. Den Schutt bilden Biogene und Intraklaste (ϕ von < 1 mm bis > 1 m), die meist wieder Biogene enthalten. Biogene und Intraklaste sind oft mehrfach umgelagert. Im Schutt können organische Bauten in Lebensstellung eingebettet sein (z. B. „Thecosmilien“-stöcke, die in mehreren Generationen übereinandergewachsen sind; *Peronidella* div. spec.). Die Räume zwischen den Schuttkomponenten sind ganz oder teilweise (z. T. geopetal) mit feinkörnigem Kalk (Mikrit) oder mit Kalkspat erfüllt.

An Biogenen wurden Korallen (sh), Kalkschwämme (sh), Kalkalgen (h, Spongiostromata, verzweigte Solenoporaceen), Bryozoen (h), Hydrozoen (s) und Foraminiferen (s; auch inkrustierend) erkannt. Reste von Brachiopoden, Echinodermen (meist Trochiten), Bivalven und Gastropoden treten in wechselnder Häufigkeit auf und sind bisweilen in Nestern angereichert.

Eine genaue sedimentologische und biofazielle Bearbeitung der Dachsteinriffkalke, und die Abgrenzung verschiedener Riffbereiche in der Karte war im Rahmen dieser Arbeit nicht beabsichtigt. ZANKL 1969 gab eine prächtige Darstellung der Dachsteinriffkalke vom Hohen Göll. Von den Kriterien die er (S. 75 f.) zur Unterscheidung von Vorriff und zentralem Riffbereich anführt, war im kartierten Gebiet im Gelände nur die Erhaltung von Riffbildnern in Lebensstellung — als Kriterium für den zentralen Riffbereich — anwendbar.

Wer von den Bergwiesen her kommend etwa gegen NE fortschreitet, durchwandert im Dachsteinriffkalk zunächst Vorriffbereiche (Gebiet 500 m SW Kl. Zwicker), dann zentrale Riffbereiche (Tendlkogel, Zwicker) und schließlich (außerhalb des kartierten Gebietes) Rückriffbereiche, die jeweils ineinander übergehen. Diese Abfolge, die ZANKL 1969 auch vom Hohen Göll beschreibt, ist auch hier am S-Rand des Toten Gebirges vorhanden. Sie ist allerdings schwer erkennbar, weil die einzelnen Riffbereiche während der Riffbildung nicht immer an der gleichen Stelle blieben (sondern „in Raum und Zeit wanderten“), und weil der Dachsteinriffkalk später an Störungen in Schollen zerlegt wurde, die gegeneinander verstellt wurden (s. Kap.: Tektonik, 1. Teil).

Die massigen Dachsteinkalke des Traweng sind stark rekristallisiert, sie dürften im sehr riffnahen **Rückriffbereich** abgelagert worden sein. Im Bereich des Öderntörls und des Loskogels gehen sie gegen (N)W in gebankte Dachsteinkalke über.

Die Ausbildung der obersten 20 m des massigen Dachsteinkalkes kann örtlich sehr verschieden sein:

a) Die Riffentwicklung hält bis zur Untergrenze des Hierlatzkalkes unverändert an, die Grenze zum überlagenden Hierlatzkalk bzw. Lias-Rotkalk ist scharf. An manchen Stellen greifen Hierlatzkalke (Biosparite) oder Lias-Rotkalke (rote Mikrite mit Biogenen) als Spalten- und Hohlraumfüllungen ein (Kl. Zwicker; Umgebung der Brettsteinhöhlen).

b) In den obersten 20 m des massigen Dachsteinkalkes sind Brachiopoden und (oft in linsenförmigen Körpern) Echinodermenreste angereichert (Crindoidendetritus (sh), darunter runde oder 5-eckige Tro-

chiten, ϕ bis 6 mm; Seeigelstachel (h), $\phi > 5$ mm, Länge bis > 2 cm). Diese massigen Bereiche mit viel Echinodermendetritus werden gegen das Hangende häufiger und größer, sodaß die Grenze zwischen dem massigen Dachsteinkalk und dem Hierlatzkalk undeutlich wird (Unterlauf der Stiemitz bei Gössl, N vom Tendl-Kogel, N vom Zwickerkogel).

Der massige Dachsteinkalk kann aber nicht nur gegen oben in Echinodermendetrituskalk übergehen, sondern auch seitlich. Ein solcher Übergang ist im Gebiet 500 m SE vom Kl. Zwickerkogel zu beobachten (Abb. 7; vgl. SCHÖLLNBERGER 1972).

Dort geht massiger Dachsteinriffkalk (Schuttalk) mit meist eckigen Intraklasten ($\phi < 1$ mm bis > 1 m, schlecht klassiert), die in sich wieder Intraklaste und Biogene (Korallen (sh), Kalkschwämme (sh), Kalkalgen (h), Hydrozoen (h), Bryozoen (h) und Foraminiferen (s), z. T. auch Echinodermenreste und Brachiopoden) führen, seitlich gegen SSW innerhalb weniger Meter in Echinodermendetrituskalk über. Dieser Echinodermendetrituskalk ist gebankt und wechsellagert schon wenige Zehnermeter seitlich vom Riffschuttalk entfernt mit Mergeln der Zlambach-Schichten. **Schliffe der Echinodermendetrituskalke** (s. Abb. 5) zeigen Biosparite mit wechselndem Anteil von Intraklasten, \pm Pellets, und häufig auch mit Ooiden. Die **B i o g e n e** sind Crinoidenstielglieder (sh), Seeigelstachel (h), unbestimmbare Echinodermen (h), Foraminiferen (h), Korallen (h), Gastropoden (s), dickschalige Bivalven (s), Ostracoden (ss). Die **I n t r a k l a s t e** (angerundet bis gerundet) sind Biosparite bis Mikrite \pm Biogenen. **P e l l e t s** sind selten; die **O o i d e** haben bis zu 7 Schalen und Durchmesser bis 350 μ ; sie können in einigen Bereichen der Echinodermendetrituskalke bis zu 35% der Komponenten ausmachen. Häufig sind die Biogene und Intraklaste von micritic envelopes (sensu BATHURST 1971) umhüllt. Innerhalb von 20 bis 60 m vom Dachsteinriffkalk weg (gegen SSW) nimmt die Größe der Komponenten in den Echinodermendetrituskalken ab, und der Anteil von mikritischen Intraklasten zu. Die Matrix besteht nicht mehr nur aus Sparit, sondern in immer größeren Bereichen auch aus Mikrit; mit weiterer Entfernung vom Dachsteinriffkalk werden die Echinodermendetrituskalk-Bänke dünner und keilen schließlich in den dunklen Mergeln und Mergelkalken der Zlambach-Schichten aus (s. auch Abb. 7).

4.13.1.2, Zu den Ablagerungsbedingungen der Dachsteinriffkalke

Im Dachsteinriffkalk wurden von mir keine genaueren sedimentologischen und biofaziellen Untersuchungen durchgeführt. Es sei hier auf ZANKL 1969, besonders S. 87 f. hingewiesen. ZANKL verweist darauf, daß weite Teile des zentralen Riffbereiches des Hohen Göll-Riffes in der Turbulenzzone, das heißt nach rezenten Beobachtungen, in Wassertiefen bis zu 10 m gebildet wurden.

Das häufige Auftreten von Echinodermenresten in den obersten Partien des Dachsteinriffkalkes zeugt von einer zunehmenden Besiedlung des Riffes durch Echinodermen. Beobachtungen an rezenten Riffen im Pazifik zeigen, daß besonders Seesterne die Korallen anfallen und so das Riffwachstum verlangsamen oder zum Stillstand bringen.

4.13,1.2, Einstufung:

Die **Echinodermendetrituskalke** führen etwa 500 m SE vom Kl. Zwicker, also dort, wo sie sich seitlich mit dem Dachsteinriffkalk verzahnen, folgende Foraminiferen (Fossilfundpunkt 11; Proben D 256, D 259, det. HOHENEGGER): *Involutina communis* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina sinuosa sinuosa* (WEYNSCHENK), *Diploremina* sp., *Ophthalmidium* sp. (typisch triassische Form mit knäueligem Anfangsstadium).

Daraus ergibt sich **obertriassisches** Alter. Die Zlambach-Schichten, in die hinein die Echinodermendetrituskalke auskeilen, führen **rhätische** Foraminiferen (s. Kap. 4.12,2.).

Nach MOJSISOVICS 1903 (S. 389) sollen die Dachsteinriffkalke am S-Rand des Toten Gebirges in den Unterlias reichen.

Das Liegende der massigen Dachsteinkalke ist im von mir kartierten Gebiet nirgends aufgeschlossen. Ihre Bildung beginnt möglicherweise schon im höheren Karn.

4.13,2. Gebankter Dachsteinkalk (Karn?, Nor, Rhät)

4.13,2.1, Beschreibung

A. G. FISCHER 1964 zeigte, daß viele Bänke des gebankten Dachsteinkalkes jeweils von 3 Sedimenttypen aufgebaut werden: an der Basis einer solchen Bank liegen bis wenige cm-dicke Tone oder (tonige) Kalke \pm Breccienkomponenten (= „member A“); darüber folgt ein Abschnitt, der überwiegend von hellen, \pm dolomitischen mm-Laminiten mit Algenmatten und -krusten, durchsetzt von verschiedenen Schrumpungsstrukturen, gebaut wird (= Loferit = „member B“ p. p.); darüber folgt ein Abschnitt aus hellen Kalkareniten bis -lutiten mit höheren Algen, Echinodermen, Megalodonten und anderen Mollusken (= Megalodontenkalk = „member C“). Ehemalige Hohlräume des Megalodontenkalkes können von den Sedimenten des überlagernden „member A“ gefüllt sein.

Im **gebankten Dachsteinkalk des Türkenkogelzuges** wird in den einzelnen Bänken der Megalodontenkalk bis mehrere m mächtig, der Loferit nur bis mehrere dm (selten fehlt er). Zwischen Türkenkogel und Wildwurfkogel nimmt der Anteil der Loferite auf Kosten der Megalodontenkalken gegen E hin zu. Die von TOLLMANN 1960 im Bereich SE vom Türkenkogel als Dachsteinriffkalk kartierten Gesteine erwiesen sich als gebankte Dachsteinkalke.

Im **gebankten Dachsteinkalk des Lawensteinzuges** werden die einzelnen Bänke oft ausschließlich aus Loferiten aufgebaut. Megalodontenkalken treten nur untergeordnet als einzelne Lagen und Linsen in den Loferitbereichen auf, erst im Südabfall des Lawensteinsteins (= in den hangenden Anteilen des gebankten Dachsteinkalkes) gewinnen sie wieder an Mächtigkeit. S vom Krallersee geht der gebankte Dachsteinkalk (fast nur aus Loferiten bestehend) seitlich in braunen gebankten Dolomit über (Hauptdolomit s. Kap. 4.14.).

Schliffe und Folienabzüge der **Loferite** (s. Abb. 6) zeigen im allgemeinen folgende Mikrofaziestypen, die in **eng en Lagen** übereinanderliegen (Lagendicke meist < 2 mm, ändert sich seitlich, oft keilen Lagen aus):

a) Mikrit mit Pellets, Biogenen, und Intraklasten. Diese Lagen sind selten eben, oft gewellt, meist aber gekräuselt, und verlaufen in eng oder weitständige Kuppeln gebogen (LLH-Gefüge nach LOGAN et al. 1964). Der Mikrit ist in den gekräuselten Lagen meist Dolomit, in den ebenen oder in den sanft gewellten Lagen kann er auch Kalzit enthalten.

Viele Mikritlagen enthalten massenhaft rundliche Sparitflecken (Kalzit und/oder Dolomit; ϕ meist 60—200 μ). Einige gekräuselte Mikritlagen sind von feinen Filamenten („Algenfäden“, jetzt Calci- oder Dolosparit) durchzogen. Foraminiferen und Schalenbruchstücke kommen vor.

b) Zwischen den Mikritlagen (a) liegen Lagen aus \pm ausgewaschenem Intrapelsparit mit Biogenen. Die Intraklaste (meist eckig, Korn- ϕ meist 20 bis 500 μ , auch bis $> 1000 \mu$) sind helle und dunkle Mikrite mit Intraklasten; Mikrite mit Pellets; Dismikrite, in denen gekräuselte Mikritlagen zu erkennen sind. Bisweilen klebt an den Intraklasten Mikrit. Biogene sind Foraminiferen (s), Dasycladaceen (s), Gastropoden (ss), Schalenbruchstücke (ss). Matrix und Komponenten sind dolomitisch oder kalzitisch. Es kann z. B. Dolomikrit als Komponente in einer Matrix aus Calcisparit (oder -mikrit) liegen; Calcimikrit als Komponente in einer Dolosparit- (oder -mikrit-) Matrix wurde von mir allerdings nie beobachtet.

Der von den Lagen a) und b) gebildete Lagenbau, kann durch pelletführende Gänge (die selten scharf begrenzt sind) geschnitten werden.

c) Grober Calci- oder Dolosparit (ohne Komponenten!, Calci- und Dolosparit könnten auch nebeneinander vorkommen) füllt ehemalige (schichtparallele oder quergreifende) Hohlräume aus, die auf verschiedene Weise entstanden sind; manche dieser ehemaligen Hohlräume sind als Trockenrisse zu deuten, die polygonale „Trockenscherben“ umgaben.

Die tieferen Teile einiger ehemaliger Hohlräume wurden, bevor es zur Auskristallisation durch Dolomit oder Kalkspat kam, geopetal mit Mikrit gefüllt. Als geopetale Füllungen konnten nur Calcimikrit, oder nur Dolomikrit, oder beide nebeneinander (!) mit Übergängen beobachtet werden.

Die Feinschichtungsgefüge der Loferite sind (nach TEBBUTT et al. 1965) LF-A-(= käsig-kavernöses Krautkopf-Lamellen-Gefüge nach SANDER 1936) oder LF-B-Typen.

Im Lawensteinzug (z. B.: am Weg von der Sessellift-Bergstation zum Lawenstein Gipfel) sind die Loferite in > 1 m mächtigen Lagen und Linsen breccios: eckige, gegeneinander verstellte Loferitkomponenten (ϕ bis > 1 dm) liegen in einer Grundmasse von hellgrauem Kalk ohne Feinschichtung. Die Breccien entwickeln sich jeweils allmählich aus dem Liegenden.

Schliffe der Megalodontenkalk zeigen Mikrite bis Sparite mit wechselndem Gehalt an Pellets und Biogenen \pm Ooiden. Intraklaste (eckig bis gerundet, ϕ oft um 400 μ): helle und dunklere Mikrite; Biogene: (meist dickschalige) Bivalven (h) (darunter Megalodonten), Dasycladaceen (h—s), Foraminiferen (h—s), Gastropoden (s), Ostracoden (s), Echinodermen (s).

In den Megalodontenkalken liegen einzeln oder in unscharf begrenzten Nestern (auch Schlieren) eu- bis anhedrale Dolomitkristalle, die auch die

Grenze zwischen Matrix und Komponenten übergreifen und z. T. Flase-rungszonen (= Zonen, die von Scharen feiner Styrolithe durchzogen werden) folgen.

4.13,2,2, Zu den Ablagerungsbedingungen

Seit den grundlegenden Untersuchungen von A. G. FISCHER 1964 wissen wir recht viel über die Ablagerungsbedingungen gebankter Dachsteinkalke.

4.13,2,2,1. Loferite: Die am Aufbau der Loferite wesentlich beteiligten gekräuselten Mikritlagen¹⁾ mit Filamenten („Algenfäden“) sind nach A. G. FISCHER 1964, KUBANEK 1969, ZANKL 1971, F. K. BAUER 1970, und vielen anderen, als Krusten von Blau-Grünalgen zu deuten. Das Übereinanderliegen von unzähligen solcher Algenkrusten und zahlreiche Schrumpfrisse, die das Sediment durchsetzen, und für deren Entstehung A. G. FISCHER 1964 zum Teil zeitweilige Austrocknung des Sediments verantwortlich macht, legen nahe, daß das Sediment in sehr seichem Wasser abgelagert wurde und der Ablagerungsraum über längere Zeiträume im Watt- bis Hochwatt-Bereich lag (inter- bis supratidal-Bereich einer Karbonatplattform; vgl. mit den rezenten Verhältnissen am Persischen Golf und in Florida).

Die Anlagerung von Algenkrusten²⁾ wurde von Zeit zu Zeit durch (rasche) Sedimentation von Karbonatschlamm (wschl. Aragonit, Magnesiumkalzit, Kalzit; vgl. u. a. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 277) unterbrochen: es bildeten sich die ebenen oder leicht gewellten Mikritlagen \pm Pellets ohne Filamente. Der Karbonatschlamm dürfte aus anderen Bereichen der Karbonatplattform eingespült worden sein, könnte aber auch im Ablagerungsraum selbst aus dem seichten, \pm hypersalinaren Meerwasser gefällt worden sein. Karbonatschlamm (Mikrit) füllt — oft in mehreren Generationen — auch Hohlformen, in oder zwischen Algenkrusten.

Von stärkerer Wasserbewegung (z. B. bei Überflutung des Ablagerungsraumes durch Springfluten) künden die Intra(pel)sparitlagen mit Biogenen. Die Komponenten (darunter Loferit-Bruchstücke, Dasycladaceen) solcher Lagen, stammen offenbar auch von der Karbonatplattform.

Oft haben die Springfluten den Ablagerungsraum anscheinend nicht mit voller Wucht erreicht, der Mikritanteil in den Pelintrasparit-Lagen ist nämlich oft nicht völlig ausgewaschen, sondern — z. T. in Hohlformen der Anlagerungsflächen („Schlammfängen“) — teilweise erhalten geblieben.

Andererseits jedoch wurden durch die Wucht mancher Spring- bzw. Sturmfluten Trockenscherben bis 5 cm Dicke, ϕ bis > 5 cm) aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen und gegeneinander verstellt oder auch \pm weit auf der Karbonatplattform verfrachtet. So lassen sich einige der intraformationellen Loferit-Breccienlagen erklären (vgl. u. a. MICHARD, 1969, S. 23). Bei der Bildung der groben Loferit-Breccien, unmittelbar E vom Lawenstein, dürften allerdings auch Bodenunruhen und (?) Gleitvorgänge eine Rolle gespielt haben.

¹⁾ Oft Dolomikrit.

²⁾ Algenkrusten werden rezent an geschützten Stellen auf Karbonatplattformen gebildet, in stark bewegtem Wasser fehlen sie.

Die gekräuselten Mikritlagen der Loferite sind fast immer dolomitisch, die ebenen Mikritlagen und die Pelsparitlagen sind sehr oft dolomitisch. Wie in jüngster Zeit (s. u. a. DEGENS 1968, S. 97) betont wird, kann Dolomit unter „normalen“ Druck- und Temperaturbedingungen aus verschiedenen Gründen (u. a. hohe Hydratisierung, hohe Keimbildungsrate) nicht aus (\pm hypersalinarem) Meerwasser ausfallen. In rezenten Karbonatbildungsgebieten fallen aus dem Meerwasser meist Aragonit, Mg-Kalzit und Kalzit aus. Selbst in den Coorong Lagunen (S-Australien), die eine Zeit lang als Gebiet galten, in dem Dolomit sedimentiert, deutet BORCH 1965 den Dolomit als Umwandlungsprodukt aus anderen Karbonaten.

Die Umwandlung von z. B. Aragonit und Mg-Kalzit in Dolomit kann, wie rezente Beobachtungen in Hochwatt-Gebieten (Florida bay, Persischer Golf) zeigen, bei entsprechenden klimatischen Voraussetzungen unmittelbar nach der Sedimentation einsetzen („penecontemporaneus dolomite“). Die ebenen und leicht gewellten Dolomikritlagen, die in den Loferiten mit Kalkmikritlagen (im mm-bis cm-Bereich) wechsellagern, sind als „penecontemporaneus“ entstandene Dolomite zu deuten (vgl. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 334, ZENGER, 1972). Auch die gekräuselten Pelmmikritlagen mit „Algenfäden“ (Algenkrusten), die fast durchwegs dolomitisch sind, müssen sehr bald dolomitisiert worden sein, da in manchen ihren Hohlräume Kalkmikrit angelagert wurde, und da sie mit Kalkmikritlagen wechsellagern können (vgl. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 334). Auch die intraformationellen Breccien mit dolomitischen Loferit-Bruchstücken als Komponenten in kalzitischer Matrix sprechen für eine (sehr) frühe Dolomitisierung.

4.13,2,2,2. Megalodontenkalk

Wie die mikritischen und arenitischen Partien und der Gehalt an Ooiden zeigen, ist der Megalodontenkalk zum Teil in stillem, zum Teil in stärker bewegtem Wasser (im Wellenwirkungsbereich) abgelagert worden. Die Ooide (oft superficial ooids) bilden in einigen Partien $> 80\%$ der Komponenten. Algenkrusten und Trockenrisse fehlen. Der Megalodontenkalk ist demnach unter flacher Wasserbedeckung (subtidal Bereich einer Karbonatplattform, vgl. A. G. FISCHER 1964, S. 107) abgelagert worden.

Das massenhafte Auftreten von Megalodontiden (oft in Lebensstellung) und das Zurücktreten aller anderen Megafossilien ist möglicherweise auf erhöhten Salzgehalt des Wassers zurückzuführen (ZAPFE 1959, S. 126 f.).

Wie mit Pellats gefüllte Schläuche und das weitgehende Fehlen von Feinschichtung zeigen, ist das Sediment von Organismen durchwühlt worden.

Die Megalontenkalke sind wie die Loferite auf einer Karbonatplattform abgelagert worden, aber zwar in etwas tiefem Wasser als diese. Im Lawinesteinzug gehen Loferite und Megalodontenkalke seitlich ineinander über. Die Karbonatplattform lag also dort nicht einmal ganz im supra- bzw. intertidal Bereich und dann wieder ganz im subtidal Bereich, sondern sie hatte ein gewisses Relief, so daß supra- bzw. intertidal und

subtidal Bereiche zur gleichen Zeit nebeneinander liegen konnten; die Grenzen dieser Bereiche wanderten allerdings im Laufe der Zeit.

4.13,2.3, Einstufung

Die Fossilien der gebankten Dachsteinkalke des kartierten Gebietes werden noch näher untersucht werden. Die relativ großwüchsigen Megalodonten und die Dasycladaceen (in der Bauernscharte; Fossilfundpunkt 18, Taf. 6; Probe D 300; det. BYSTRICKY; *Dissocladella* sp.) sprechen für **obertriassisches** Alter. Dafür spricht auch, daß SE vom Türkenkogel (= E der Zlaimalpe) dem gebankten Dachsteinkalk Hierlatzkalk (Lias) eingelagert ist (vgl. TOLLMANN 1960, S. 45). Die ursprüngliche (sedimentäre) Unterlage der Dachsteinkalke ist im Lawensteinzug nicht aufgeschlossen, im Türkenkogelzug ist sie ohne stratigraphisch verwertbare Fossilien. Es ist nicht auszuschließen, daß es im gebankten Dachsteinkalk einen karnischen Anteil gibt.

4.14, „Hauptdolomit“ (Nor?)

4.14,1. Beschreibung und Vorkommen

S vom Krallersee entwickelt sich aus dem gebankten Dachsteinkalk des Lawensteinzuges (der hier fast nur aus Loferiten besteht) seitlich ein brauner, gebankter (Bänke bis 0,5 m dick), zuckerkörniger Dolomit — ich nenne ihn „Hauptdolomit“ —, in dem keine primären Anlagerungsgefüge erkennbar sind. Der Hauptdolomit — er führt besonders in seinen basalen Anteilen Linsen von Loferiten — wird S vom Großsee am mächtigsten, verliert aber nach W und E wieder rasch an Mächtigkeit und geht seitlich und gegen das Hangende wieder in gebankten Dachsteinkalk über (s. Taf. 6).

Auch im Bereich des Wildwurfkogels (E Kochalm) liegen im gebankten Dachsteinkalk (der hier fast nur aus Loferiten besteht) unscharf begrenzte Linsen von „Hauptdolomit“.

4.14,2. Einstufung

Nach den Lagerungsverhältnissen auf der Tauplitzalm und im Wildwurfkogel steckt der Hauptdolomit in den tieferen Partien des Dachsteinkalkes, er dürfte **norisch** sein.

4.15, Hierlatzkalk und „Lias-Rotkalk“ (Lias)

4.15,1. Beschreibung

Die Hierlatzkalke sind gebankte, rote und braune Spatkalke, die zur Hauptsache aus Crinoidenresten (meist Stielgliedern) bestehen, aber auch Brachiopoden führen. Die Crinoidenstielglieder sind meist rund, doch kommen auch 5-seitige vor.

Schliffe der Hierlatzkalke zeigen Biosparite mit Intraklasten. Die **Bio** **g** **e** **n** **e** sind Crinoidenstielglieder (sh), andere Echinodermenreste (s), Foraminiferen (s). Die **I** **n** **t** **r** **a** **k** **l** **a** **s** **t** **e** (ϕ meist um 1 mm, gerundet) sind im allgemeinen mikritisch. Der Anteil der Komponenten beträgt meist > 60 Vol.%; die **M** **a** **t** **r** **i** **x** ist Sparit mit wechselndem Mikritgehalt. Die

Hierlitzkalken können innerhalb weniger dm seitlich in feinkörnige, (selten) knollige, Rotkalken (Bereiche bis $> 100 \text{ m}^3$) übergehen.

Schliffe der Rotkalken zeigen schichtungslose, rote Mikrite mit wechselndem Anteil an Biogenen (meist Intrabiomikrite), Intraklasten und Pellets. **Biogene**: (zartschalige) Bivalven (sh), Sphären (sh, ? Radiolarien), Spongiennadeln (sh), Ostracoden (h), Echinodermenreste (h, meist Crinoidenstielglieder) Foraminiferen (s), Ammoniten (ss); **Intraklaste**: meist (dunkle) Mikrite (eckig bis gerundet).

Am Loskogel füllt Hierlitzkalk ein Relief an der Oberkante des Dachsteinkalkes aus und greift in Spalten- und Hohlraumfüllungen in diesen ein.

Die Grenze zwischen massigem Dachsteinkalk und aufliegendem Hierlitzkalk ist am Unterlauf der Stiemitz, N vom Tendlkogel und N vom Zwicker undeutlich, weil dort der Dachsteinriffkalk in seinen hangenden Partien reich an Crinoidendetritus wird (Kap. 4.13,1.1.).

Am Kl. Zwicker füllt Lias-Rotkalk ein Relief an der Oberkante des Dachsteinriffkalkes aus und greift als Spaltenfüllung in diesen ein. Unmittelbar über der unebenen Oberfläche des Dachsteinriffkalkes liegen eckige Bruchstücke von hellem Riffkalk im Lias-Rotkalk. An manchen Riffkalkstücken klebt Rotkalk-Sediment (mehrfache Umlagerung!).

Hierlitzkalk und Lias-Rotkalk verzahnen sich seitlich mit den Allgäuschichten (vgl. Kap. 4.16,1.) und können als Lagen und rasch an- und abschwellende Linsen in diesen stecken.

S vom Plankeraumoos wird der rote und braune Hierlitzkalk gegen S hin hellgrau und -braun, selten rötlich, zugleich wird er arm an Crinoiden und Brachiopoden, außerdem verliert sich die Bankung. **Schliffe dieser hellen Kalke** zeigen: Intrabiosparite mit seltenen Ooiden. Unter diesen hellen Kalken, die im kartierten Gebiet sonst nirgends auftreten, liegen im Wilden Graben Zlambach-Schichten — der Kontakt zwischen beiden Schichtgliedern ist allerdings durch Blockwerk verdeckt.

4.15,2. Zu den Ablagerungsbedingungen der Hierlitzkalke.

Die Komponenten der Hierlitzkalke wurden durch (im allgemeinen stark) bewegtes Wasser transportiert (\pm Rutschungen?). Manchmal reichte jedoch die Wassergeschwindigkeit nicht aus, den Mikritanteil ganz fortzuspülen. Die Crinoiden sind nie vollständig erhalten, sondern in Einzelglieder zerfallen, an denen oft Mikritreste anhaften. Wo die Crinoiden, die den Detritus lieferten, gelebt haben, ist wegen der Umlagerung nicht festzustellen. (Über den Lebensraum von Crinoiden, siehe Kap. 4.6,3.2.). Auch die Wassertiefe, in der der Echinodermenschutt abgelagert wurde, ist nicht sicher festzustellen; die beobachtbaren „nahtlosen“ Übergänge von Dachsteinriffkalk in überlagernde Hierlitzkalke deuten unter Umständen auf nicht allzu tiefes Wasser. Grundsätzlich ist dabei zu bedenken, daß Crinoidenstielglieder im allgemeinen dort abgesetzt werden, wo sie vom Wellenschlag in Ruhe gelassen werden — das kann am Strand sein, aber auch im Wasser unter der Basis der Wellenwirkung.

An vielen Stellen der Tethys wurden zu verschiedenen Zeiten Crinoidenkalke abgelagert, oft überlagern sie — ebenso wie im von mir kar-

tierten Gebiet — die Sedimente einer Karbonatplattform (JENKYNS 1971; SCHLAGER, Mai 1970, mündl. Mitteilung über ähnliche Verhältnisse in der Mitteltrias der Karpaten). JENKYNS 1971 (S. 480) zieht daraus den Schluß, daß die Anhäufung von Crinoiden das Ablagerungsmilieu charakterisiert, das unmittelbar auf das Milieu einer Karbonatplattform (einschließlich Riffbereich) folgt. KUBANEK (1969, S. 120 ff.) deutet die Crinoidenkalke über einer Karbonatplattform seines Arbeitsgebietes (Mitteltrias) gut begründet als Zeichen einer allmählichen Wasservertiefung. Das dürfte auch in dem von mir kartierten Gebiet so sein, werden doch die Hierlatzkalke von Allgäu-Schichten (also Ablagerungen etwas tieferen Wassers, s. Kap. 4.16,2.) überlagert.

4.15,2. Einstufung:

TOLLMANN 1960 (S. 46) führt aus Hierlatzkalken SW vom Plankerauer Jagdhaus eine Megafauna an, die nach ihm auf **Lias** β weist. Der tiefste Lias könnte über den massigen Dachsteinkalken z. T. fehlen, oder noch als Dachsteinkalk ausgebildet sein. Überlagert werden die Hierlatzkalke von den höheren Anteilen der Allgäu-Schichten.

4.16, Allgäu-Schichten (Lias-Dogger)

4.16,1. Beschreibung und Vorkommen

Mit unscharfer Grenze liegen über den Zlambach-Schichten Allgäu Schichten (sensu JACOBSHAGEN 1965). Die Untergrenze der Allgäu-Schichten wurde mit dem massenhaften Auftreten von Schwammnadeln und dem Ausbleiben der Korallen gezogen.

In den Allgäu-Schichten wechsellagern **graue Fleckenmergel** mit grauen, mergeligen, dunkelfleckigen, feinkörnig-dichten **Kalken**, die meist im dm-Bereich gebankt sind und Hornstein in dunklen Knollen, Linsen und Bändern führen. Wühlgefüge (u. a. Spreitenbauten und „Fukoiden“) sind erkennbar. Die Kalke und Mergel führen \pm Pyrit.

Schliffe der **grauen Kalke** zeigen \pm geflaserte pyritführende Mikrite mit wechselndem Gehalt an Biogenen, Intraklasten und Pellets, es kommen auch Intrabiomikrite mit Pellets vor. Die Mikrite enthalten Lagen (meist cm-mächtig) von Intrabiospariten. Die **Intraklaste** (Lutit- bis Arenit-Korngröße) sind meist dunkle Mikrite; die **Biogene** sind: Radiolarien (h), Schwammnadeln (h), Echinodermenreste (h—s), Foraminiferen (s), Ostracoden (s), Bivalven (s).

Die tieferen Anteile der Allgäu-Schichten verzahnen sich seitlich mit Hierlatzkalken, besonders NW vom Loskogel, und mit Lias-Rotkalken (besonders NW der Bergwiesen). Zwischen Tendlkogel und Zwicker und im Bereich Brandwald-Plankeraualm überlagern höhere Anteile der Allgäu-Schichten die Hierlatzkalke (s. Taf. 7). W und S vom Zwickerkogel und im Bereich Brandwald-Plankeraualm sind die höheren Anteile der Allgäu-Schichten als dunkelgraue, selten helle Kieselkalke bis -schiefer ausgebildet.

Wo die Obergrenze der Allgäu-Schichten aufgeschlossen ist werden sie vom Ruhpoldingener Radiolarit überlagert.

Die Mächtigkeit der Allgäu-Schichten läßt sich wegen der Aufschluß-

verhältnisse nicht genau feststellen, sie dürfte > 50 m betragen. Dort, wo die Allgäu-Schichten mächtigem Hierlatzkalk aufliegen, sind sie ca. 15 m mächtig.

4.16.2. Zu den Ablagerungsbedingungen

Die Allgäu-Schichten wurden im ¹⁾ offen-marinen Bereich, meist in ruhigem Wasser unter der Basis der Wellenwirkung (Mikrite), seltener in bewegtem Wasser (\pm ausgewaschene Intrabiosparite) abgelagert (vgl. JACOBSHAGEN 1965) ²⁾. Die dunklen Flecken, Spreitenbauten, pelletreichen Schläuche und Höfe (\pm Pyrit) deuten auf starke Durchwühlung des Sediments durch Organismen. So häufig Spuren sind, so selten sind dagegen Megafossilien. JURGAN (1969, S. 469 f.) sieht darin einen Hinweis, daß die „Graukalkfazies“ (also die Allgäu-Schichten) im Lias z. T. unterhalb des neritischen Bereiches abgelagert worden ist. Ich kann über die Ablagerungstiefe keine genauen Angaben machen. Die höheren Anteile der Allgäu-Schichten sind reicher an Hornstein, es fehlen Crinoidenschuttkalke, sie dürften in (etwas) tieferem Wasser abgelagert worden sein als die tieferen Allgäu-Schichten.

4.16.3. Einstufung:

Die unter den Allgäu-Schichten liegenden Zlambach-Schichten sind rhätisch, reichen aber möglicherweise bis in den tiefsten Lias.

200 m NW der Hütten auf der Schneckenalm (Fossilfundpunkt 10, Taf. 6, Probe D 124, det. HOHENEGGER) erbrachten die Allgäu-Schichten folgende Foraminiferen (darunter Leitformen für **Lias**): *Reophax liasica* FRANKE, *Cyclogyra liasina* TERQUEM, *Involutina liassica* (JONES), *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM), *Dentalina terquemi* d'OBRIGNY, *Dentalina pseudocommunis* FRANKE, *Dentalina integra* (KÜBLER & ZWINGLI), *Dentalina vetustissima* d'OBRIGNY, *Dentalina lateralis* TERQUEM, *Dentalina ornata* TERQUEM, *Dentalina cuneiformis* TERQUEM & BERTHELIN; *Dentalina matutina funiculosa* TERQUEM, *Dentalina turgida* SCHWAGER, *Lingulina tenera tenera* BORNEMANN, *Lingulina tenera pupa* (TERQUEM & BERTHELIN), *Lingulina esseyana* DEEK, *Lingulina saculus* TERQUEM, *Fronicularia terquemi terquemi* d'ORBIGNY. Problematikum: *Annulina metensis* TERQUEM.

Die Obergrenze der Allgäu-Schichten wird durch das Alter des überlagernden Ruhpoldinger Radiolarites bestimmt (s. Kap. 4.17.2.) und dürfte etwa an der **Grenze Dogger/Malm** liegen.

4.17, Ruhpoldinger Radiolarit (Malm)

4.17.1. Beschreibung

Über den Allgäu-Schichten folgen im Bereich zwischen Kl. Zwicker und der Rechenstube ca. 2 m mächtige Radiolarite, die im Liegenden überwiegend dunkelgrau und im Hangenden überwiegend rot sind. Zwischen

¹⁾ Ergänze: ... \pm tiefen, ...

²⁾ Woher die terrigenen Komponenten der Allgäu-Schichten kamen, wurde von mir nicht untersucht.

Tendlkogel und Zwicker, und S der Plankeraualm fehlen die Radiolarite (möglicherweise schlechte Aufschlußverhältnisse!).

4.17.2. Einstufung

Nach WENDT 1970 und KRYSSTYN 1971, dürfte die Untergrenze der Radiolarite in den Nördlichen Kalkalpen einzeitig sein und etwa an der Wende **Oxford/Kimmeridge** liegen; die Obergrenze fällt ins tiefere Kimmeridge, da überlagernde Agatha-(= Acanthicus-)Kalke Kimmeridge-Faunen geliefert haben. Das stimmt mit meinen Beobachtungen im Gebiet Grundlsee-Tauplitzalm überein, da auch dort dem Ruhpoldinger Radiolarit unmittelbar Agathakalk mit Cephalopoden des Kimmeridge aufliegt.

4.18, Agathakalk und Mühlbergkalk (Malm)

4.18.1. Beschreibung

Über dem Ruhpoldinger Radiolarit folgen Agathakalke (vgl. KÜHN, 1960), das sind bunte (rot, grau und braun) wellig-schichtige Knollenflaserkalk, die reich an Cephalopodenresten sind und auch Echinodermenspat (meist Crinoidenreste) führen. Die Flaserungszonen sind tonreicher als das übrige Gestein, (dunkel-)rot gefärbt und unterschiedlich breit. Zwischen den Kalkbänken können bis 3 cm dicke Mergellagen auftreten.

Schliffe der Agathakalke zeigen Mikrite mit Biogenen und Intraklasten. **Biogene**: Sphären (h, ? Radiolarien), Schwammnadeln (h), zartschalige Bivalven (h), Echinodermenreste (h), Cephalopoden (h), Foraminiferen (h—s). **Intraklaste**: (ϕ bis > 5 mm) wie das Muttergestein: Mikrite mit Biogenen und Intraklasten. Die Biogene (meist die Echinodermenreste) und Intraklaste können randlich korrodiert und mit Eisen-Manganoxydkrusten umgeben sein.

In den Agatha-Kalken liegen in verschiedenen Horizonten bis > 2 m mächtige Linsen von rotem und braunem Echinodermenspatkalk mit Brachiopoden (Mühlbergkalk).

Die Agathakalke und die mit ihnen verbundenen Mühlbergkalke treten im Gebiet zwischen Tendlkogel und Brandwald meist unter, seltener als Linsen in den Tressensteinkalken bzw. Oberalmer Schichten auf. Auf der Plankeraualm und S konnten keine Agatha- und Mühlbergkalke beobachtet werden, sie werden dort möglicherweise von Oberalmer Schichten bzw. Tressensteinkalken vertreten.

4.18.2. Einstufung:

200 m NW der Rechenstuben (an der Forststraße zur Salzaalm; Fossilfundpunkt 15, Taf. 6) hat Herr NOWOTNY (Wien) folgende Cephalopoden aus dem Agathakalk, der dort unmittelbar über dem Ruhpoldinger Radiolarit folgt, geborgen (det. SCHWINGHAMMER): *Pseudaganides argoviensis* (v. LOESCH), *Taramelliceras (Metahaploceras) nodosiusculum* (FONTANNES), *Taramelliceras costatum* (QUENSTEDT), *Taramelliceras* sp., *Haploceras stascyzi* (ZEUSCHNER), *Phylloceras* sp., *Hemihaploceras* sp., *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL).

580 m S vom Tendlkogel (Probe D 239, Fossilfundpunkt 6, Taf. 6) fand ich (det. ZAPFE): *Lamellaptychus sparsilamellosus* (GÜMB.).

Weitere Cephalopodenfaunen gibt TOLLMANN 1960 (S. 52 f.) an. Diese Cephalopoden erlauben eine Einstufung der Agathakalke und damit auch der Mühlbergkalke ins **Kimmeridge**.

4.19 Oberalmer Schichten (Malm)

4.19.1. Beschreibung

Die Oberalmer Schichten sind im von mir kartierten Gebiet feinkörnig-dichte, mittel- bis dunkelgraue, muschelrig brechende, tonreiche Hornstein-Bankkalke (Bankdicke im dm-Bereich; ebene Schichtflächen, oft mit dünnem Tonbelag). Auf den Schichtflächen sind Lebensspuren erkennbar; Hornstein kommt in Lagen, Schlieren oder Knollen (ϕ bis > 1 dm) vor.

Schliffe der Hornstein-Bankkalke zeigen: (Bio)mikrite bis (-)mikrosparrite (mit Biogenen) und Pellets. Biogene: Schwammnadeln (sh; manchmal schichtparallel eingeregelt), Sphaeren (sh, ? Radiolarien, ? *Globochaete* sp.); Echinodermenreste (h, darunter Crinoidenreste, auch *Saccocoma*), Tintinniden (s), zartschalige Bivalven (s), Foraminiferen (s).

Die soeben beschriebenen tonreichen Oberalmer Schichten sind W von der Kloben-Wand verbreitet. Gegen N (zur Plankeraualm) und gegen W (im Brandwald) verzahnen sie sich mit Tressensteinkalk, wobei im Übergangsbereich auch wechselfarbige Oberalmerkalke (sensu PLÖCHINGER 1964, S. 20) vorkommen. Die Oberalmer Schichten werden von SE nach NW, erst in ihren höheren Anteilen, dann auch in den tieferen, durch Tressensteinkalk ersetzt.

Zur Lithogenese der Oberalmer Schichten siehe FLÜGEL & FENNINGER 1966 sowie GARRISON & FISCHER 1969.

4.19.2. Einstufung:

Die Oberalmer Schichten sind im kartierten Gebiet altersgleich mit Tressensteinkalken (siehe Kap. 4.20,2).

4.20, Tressensteinkalk (Malm)

4.20.1. Beschreibung

Über Oberalmer Schichten, oft aber unmittelbar über Agatha- und Mühlbergkalken folgen die Tressensteinkalke. Sie sind gelblich-braune, z. T. hornsteinführende (in Lagen und Knollen) gebankte (Bankdicke um 2 dm), detritische Kalke (Kalkbreccie). Mit freiem Auge sind folgende Komponenten erkennbar; Echinodermendetritus, braune Kalkbreccie (? Tressensteinkalk); braune, feinkörnig-dichte Kalke (? Oberalmer Schichten); dunkle feinkörnig dichte Kalke (? Oberalmer Schichten); dunkle Tonschiefer; dunkelgrüner Radiolarit (? Ruhpolding Radiolarit); dunkelgrauer Kieselkalk; gelb-grüner Kalk. Die Komponenten sind dicht gepackt und unterschiedlich groß (< 1 mm bis > 2 cm), die Sortierung ist schlecht, der Grad der Rundung gering. Biogene sind Echinodermen (h), Molluskenschalen (h), Foraminiferen (h), Hydrozoen (s), Algen (s), Korallen (ss).

Im Schriff erkennt man, daß die Biogene oder Intraklaste oft von welligen oder gekräuselten Krusten umgeben sind.

Die Tressensteinkalke treten auf der Salzaalm, im Brandwald und W der Plankeraualm auf. Mit gegen SE zunehmender Häufigkeit sind ihnen Oberalmer Schichten eingeschaltet (s. Kap. 4.19,1).

Im SW Brandwald, ca. 80 m NNE der Stelle, wo die Forststraße von der Rechenstube zur Salzaalm den Saubach übersetzt, ist den WSW fallenden Tressensteinkalken eine etwa 7 m mächtige, \pm deutlich geschichtete (unruhige Schichtflächen, Banke im dm-Bereich) **dunkle Breccie** eingeschaltet. Das Bindemittel ist sandig-mergelig, die eckigen Komponenten (ϕ meist > 1 cm) sind die gleichen wie im Tressensteinkalk, dazu noch (selten) bunte Knollenflaserkalke (Agathakalk?) und graue mergelige Fleckenkalke. Der dunklen Breccie sind braune Kalkbänke zwischenlagert. Die dunkle Breccie wird wiederum von Tressensteinkalk überlagert. TOLLMANN 1960 (S. 53 f.) beschreibt diese Breccie ebenfalls, allerdings stellt er sie über die Tressensteinkalke und nennt sie Gscheigrabenschichten.

4.20,2. Einstufung

Der Fossilinhalt der Tressensteinkalke wurde im kartierten Gebiet nicht näher untersucht. Da sie unmittelbar über den Mühlberg- bzw. Agathakalken (Kimmeridge) liegen, ist es gerechtfertigt, sie in den **Malm** einzu-stufen. Es bleibt offen, ob sie bis ins Neokom reichen.

4.21, Gosau (Oberkreide)

Im kartierten Gebiet konnten keine Gosaugesteine anstehend gefunden werden. Am Lackenkogel finden sich allerdings im Hangschutt Gosaukonglomerate.

4.22, Augensteine (Tertiär)

Augensteine (gerundete Quarzgerölle, ϕ meist 0,3—1 cm) und Bohnerze liegen auf der Altfläche, die sich östlich an den Lawensteinsteingipfel anschließt. (WINKLER-HERMADEN, 1933, S. 136). Etwa 350 m E vom Eingang der Brettsein-Bärenhöhle sind Augensteine in einer Doline zusammengeschwemmt (GRAF 1972, S. 23).

4.23, Quartäre Lockersedimente, Morphologie

Über Morphologie und Karsterscheinungen am S-Rand des Toten Gebirges arbeitet zur Zeit Dr. G. GRAF (Mitterndorf). Den Ergebnissen dieser Arbeiten soll nicht vorgegriffen werden.

Moränenwälle sind nur an der Lawenstein N-Seite, und zwar S vom Loskogel in 1400 bis 1500 m Höhe ausgebildet. Die vor und hinter diesen Wällen liegenden großen Blöcke (Dachsteinkalk vom Loferer Typus) können zumindest zum Teil Komponenten von Grundmoränen sein. Reste einer Grundmoräne wurden unmittelbar E der Rechenrinn erkannt. Moränenschotter, z. T. vom Hangschutt überdeckt, sind NW der

Kochalm zu finden. Sonst ist das Moränenmaterial meist stark von Hangschutt überdeckt und von diesem nicht zu trennen.

B l o c k w e r k von Bergstürzen (meist Dachsteinkalk) findet sich unter dem Plankeraumoo, unter der Kloben-Wand, unter der Rabenwand, entlang des Bauerngrabens, unter dem Loskogel, weiters in den Nordabfällen des Türkenkogel-Lawinesteinzuges, NW vom Öderntal und N und S vom Traweng.

Die auffälligsten **S c h w e m m k e g e l** sind der (aus mehreren „Generationen“) zusammengesetzte Schwemmkegel von Wienern, die Schwemmkegel N der Kochalm, am Ausgang des Stubengrabens und am Ausgang des Bauerngrabens. Teilweise verschwemmte **S c h u t t h a l d e n** finden sich SW der Ödernalm.

T e r a s s e n s c h o t t e r finden sich in kleinen Flächen entlang des Salzabaches.

Im Gebiet S vom Stubengraben ist der Hangschutt, wie im oberen Teil mehrerer Gräben erkennbar ist, stellenweise zu **G e h ä n g e b r e c c i e** verfestigt.

H a n g r u t s c h u n g e n bewegen sich besonders dort wo mergelige Schichtglieder bzw. Haselgebirge anstehen. Besonders rutschgefährdet ist das Gebiet N vom Grasberg bis zu den Bergwiesen. Die Rutschungen SW von Wienern (im Bereich des Mühlbaches) der Jahre 1920—1930 sind den Einwohnern von Wienern und Gößl noch bewußt, ebenso die Rutschungen der Halde des Gipsbergbaues Grundlsee in den 50iger Jahren (knapp E vom heutigen Tagbaubereich, s. Taf. 6). Rutschungen treten ferner im Schneckenwald auf, N vom Bauerngraben und N vom Loskogel. Überall in diesen Rutschgebieten sind offene Rasenspalten zu beobachten.

5. Schichtfolgen

Im Gebiet zwischen dem Ostende des Grundlsees und der Tauplitzalm lassen sich von N nach S **drei**, etwa WNW—ESE streichende Faziesbereiche (= **drei Bereiche mit unterschiedlichen Schichtfolgen**) unterscheiden (Taf. 6. u. 7; Abb. 9). Über die Ablagerungsbedingungen der genannten Schichtglieder möge im Kapitel 4. nachgelesen werden.

I. Nördlicher Bereich (Dachsteinkalk-Fazies; = Südrand der Hochfläche des Toten Gebirges mit Tendlkogel, Zwickler, Kl. Zwickler, Salzaalm, Plankeraalm, Brettstein, Öderer Stein, Brieglersberg, Traweng, Taf. 6 u. 7). Die ältesten anstehenden Gesteine sind **massige Dachsteinkalke** (Nor-Rhät: min. 800 m mächtig). Diese gehen — außerhalb des von mir kartierten Gebietes — gegen N seitlich über eine karbonatsandreiche Übergangszone (massig bis gebankte Kalkarenite) in gebankte Dachsteinkalke über (SCHÖLLNBERGER 1972; siehe auch Abb. 8). Gegen S ver-zahnen sich die massigen Dachsteinkalke seitlich mit Zlambach-Schichten (Hallstätter Fazies, siehe II, Mittlerer Bereich). Über den massigen Dachsteinkalken liegt **Hierlatzkalk** (massiger bis gebankter Crinoidenkalk; Lias; bis 120 m mächtig) mit Einschaltungen von **Lias-Rotkalk**; beide können auch als Spaltenfüllungen in die massigen Dachsteinkalke eingelagert sein. Der Hierlatzkalk (mit seinen Rotkalk-Einschaltungen) wird von geringmächtigen **Allgäu-Schichten** (hornsteinführende

Mergel und Mergelkalke; Lias-Dogger) überlagert, auf denen R u h p o l d i n g e r Radiolarit (tieferer Malm) liegt, der wiederum von Agathakalk (bunter Knollenflaserkalk mit Cephalopoden, Malm; bis 5 m mächtig) überlagert wird. In den Agathakalk sind Linsen von M ü h l b e r g k a l k e n (rote Crinoidenkalke; Malm) eingeschaltet. Über dem Agathakalk (mit Mühlbergkalk-Einschaltungen), auf der Plankerauall und knapp S davon möglicherweise (-schlechte Aufschlußverhältnisse!) unmittelbar über den Allgäu-Schichten liegt T r e s s e n s t e i n k a l k (gebankter Detrituskalk mit Hornstein, Malm; min. 60 m mächtig), der gegen SE seitlich in O b e r a l m e r S c h i c h t e n (hornsteinführende Kalke, Mergelkalke, Mergel; Malm; min. 60 m mächtig) übergeht.

II. Mittlerer Bereich (Hallstätter Fazies, Arzberg, Grasberg, Lackenkogel, Hasenkogel, Bergwiesen, Schneckenalm, Mitterwand, Schneckenwald, S-Teil des Brandwaldes, Gebiet NE vom Bauerngraben bis zum Salzabach, Rauhes Bäuerl, Krallersee, Krallerscharte, Schneiderkogel, Großsee; s. Taf. 6 u. 7). Das älteste Schichtglied ist anhydritführendes H a s e l g e b i r g e (Permoskyth); es kann aber nirgends in ungestörtem sedimentären Verband beobachtet werden. Das älteste Schichtglied, das in zusammenhängenden Profilen auftritt, sind die W e r f e n e r S c h i c h t e n (Schiefertone, Sandsteine, gebankte Kalke; Skyth). Diese werden von G u t e n s t e i n e r S c h i c h t e n (gebankte Kalke, Dolomite, Schiefertone; Anis), diese von „Bankdolomiten mit Loferiten“ und diese wiederum von Steinalmkalk (massige Dasycladaceenkalk, -dolomite, Anis ca. 150 m mächtig) überlagert. Die Steinalm-Schichten gehen nach oben in R e i f l i n g e r S c h i c h t e n (\pm dolomitisierte Hornsteinbankkalke, z. T. Knollenkalke; Mergel, Anis?-Ladin-Karn bis 90 m mächtig) über, die wiederum von Tönen und Sandsteinen (Karn, min. 20 m mächtig) der „Lunzer-Raibler Schichten“ überlagert werden. Über diesen folgen Hornstein-Bankkalke und -dolomite (Karn, ca. 100 m mächtig) und darüber Schiefertone und Mergel (Karn, ca. 20 m mächtig) der „Lunzer-Raibler Schichten“. Die Hornstein-Bankkalke und -dolomite der „Lunzer-Raibler-Schichten“ werden im Hasenkogel und knapp S und E vom Rauchen Bäuerl von hellen massigen Kalken und -dolomiten (Karn; min. 100 m mächtig; „Tisoveckalk“) seitlich vertreten. Über dem Schiefertone-Mergel-Horizont der „Lunzer-Raibler-Schichten“ liegen die P ö t s c h e n - S c h i c h t e n (Karn-Nor). Die Pötschen-Schichten sind eine Folge von dünngebankten, hornsteinführenden \pm mergeligen Kalken (z. T. Knollenflaserkalk), Kalkareniten und Mergeln, und werden im Rauhen Bäuerl ca. 400 m mächtig. Über den Pötschen-Schichten liegen die Z l a m b a c h - S c h i c h t e n (Mergel mit Kalkarenitlagen, selten Mergelkalke; Rhät; ca. 40 m mächtig), die sich wie im Gebiet ca. 500 m SSE vom Kl. Zwicker erkennbar ist) gegen N seitlich mit den massigen Dachsteinkalken des nördlichen Bereiches (siehe I, Dachsteinkalk-Fazies) verzahnen (Abb. 8). Die Zlambach-Schichten gehen nach oben ohne scharfe Grenze in A l l g ä u - S c h i c h t e n (Mergel und Mergelkalke; Lias-Dogger; bis 90 m mächtig) über. Die Allgäu-Schichten des mittleren Bereiches verzahnen sich gegen N seitlich mit den Hierlatzkalken des nördlichen Bereiches (-beachte die Parallelität zur Verzahnung Zlambach-Schichten mit massi-

gen Dachsteinkalken!-) und überdecken diese mit ihren höheren Anteilen (Taf. 7).

Über den Allgäu-Schichten sind die Schichtfolgen des mittleren Bereiches gleich wie die des nördlichen Bereiches (siehe I.) und enden mit Tressensteinkalk bzw. Oberalmer Schichten (Malm).

III. Südlicher Bereich (Dachsteinkalk-Fazies; Türkenkogel-Lawinensteinzug, s. Taf. 6 u. 7). Die Schichtfolgen im Türkenkogelzug beginnen mit einem Bankdolomit (Ladin?; min. 200 m mächtig), auf dem dunkle Hornsteinkalke (Karn? ca. 30 m mächtig) liegen. Darüber liegen gebankte Dachsteinkalke (Obertrias, min. 400 m mächtig).

Im Lawinensteinzug beginnen die beobachtbaren Schichtfolgen mit gebanktem Dachsteinkalk (Obertrias min. 600 m mächtig), der reich an Loferiten ist, und in den größere Hauptdolomitkörper eingeschaltet sind.

Die Schichtglieder des Türkenkogel-Lawinensteinzuges zeigen keine sedimentären Übergänge zu den gleichalten Schichtgliedern der nördlich davorliegenden Hallstätter-Fazies (siehe II., mittlerer Bereich). Der Türkenkogel-Lawinensteinzug ist von der Hallstätter Zone Grundsee-Tauplitzalm überall durch Störungen getrennt (s. Kap. 6; Taf. 6 u. 8, Abb. 9).

Über den Dachsteinkalken des Türkenkogel-Lawinensteinzuges liegen außerhalb des von mir kartierten Gebietes jurassische und kretazische Schichtglieder.

6. Tektonik (1. Teil):

Der Bau

Im vorigen Kapitel wurde gezeigt, daß sich im kartierten Gebiet von N nach S drei, etwa WNW-ESE streichende Bereiche mit unterschiedlichen Schichtfolgen unterscheiden lassen; **jeder dieser drei Bereiche hat auch seinen eigenen Baustil.**

I. Im **nördlichen Bereich, (= nördlicher Dachsteinkalk-Faziesbereich)** fallen die Gesteine meist gegen SSW bis SW ein. Sie sind an steilstehenden Brüchen (Hauptstreichrichtungen NNE—SSW bzw. NE—SW; NW—SE; WNW—ESE (Taf. 6 u. 8; Abb. 9) in einzelne vieleckige Schollen zerlegt, die vertikal auf oder ab bewegt worden sind. Im allgemeinen liegen die südlicheren Schollen jeweils tiefer als die nördlicheren. Der nördliche Bereich hängt im Brandwald und im Bereich ca. 500 m SSE vom Kl. Zwicker mit dem mittleren Bereich (siehe II.) zusammen, sonst ist er überall durch steilstehende Störungen von diesem getrennt.

II. Im **mittleren Bereich (Taf. 6 u. 8; Abb. 9)**, also in der Hallstätter Zone, sind die Gesteine (im allgemeinen um etwa W—E streichende Achsen) verfaultet (z. T. gegen N überkippte Falten) und stark verschuppt (wobei die südlicheren Schuppen jeweils über den nördlicheren liegen). Bei der Faltung und Schuppung spielen Materialunterschiede eine Rolle: die mergelreichen Schichtglieder (Zlambach-Schichten, Allgäu-Schichten) sind meist eng verfaultet; die kalk- und dolomitreichen Schichtglieder sind meist in weiträumigere Falten gelegt oder miteinander verschuppt oder auf die mergelreichen Schichtglieder aufgeschoben. Außer-

dem sind die Gesteine des mittleren Bereiches an steilstehenden Störungen, die jünger sind als die Verfallung und Schuppung, in Schollen zerlegt.

Im Folgenden wird der Bau des mittleren Bereiches im einzelnen beschrieben.

Auf den **Bergwiesen** und im **Schneckenwald** sind die verfalteten Gesteine (obertags sichtbar: Zlambach-Schichten, Allgäu-Schichten und höher-jurassischer Schichtglieder) durch steilstehende Störungen zerschnitten — an einigen dieser Störungen kommt anhydritführendes Haselgebirge vor — und tauchen gegen S unter die **Grasberg-Schuppe** ab und bilden deren Unterlage.

Die Grasberg-Schuppe (s. Abb. 9, Taf. 8) — in ihr sind anisische bis norische Schichtglieder aufgeschlossen — ist in sich eine Halbantiklinale mit überkipptem N Schenkel. Die Achse dieser Halbantiklinale ist gebogen: sie streicht N vom **Grasberg** WSW—ENE, biegt dann auf NW—SE—Streichen um und streicht im Bereich N vom **Hasenkogel** WNW—ESE.

An einer steil S-fallenden Fläche liegt der Grasbergschuppe im S die **Türkenkogeleinheit** auf (siehe III. südlicher Bereich; Taf. 9).

Die Unterlage der Grasberg-Schuppe, die Grasberg-Schuppe selbst und die Türkenkogeleinheit werden vom steilstehenden, NW—SE streichenden Schlaipfenalm-Bruch (s. Taf. 6.8; Abb. 9; s. S. 139) durchschnitten.

Zwischen **Bauerngraben** und **Salzabach** sind Pötschen-Schichten, diesen aufliegende Zlambach-Schichten, und über diesen liegende Allgäu-Schichten bzw. Hierlatzkalke um etwa W—E streichende, im allg. gegen E abtauchende, Achsen verfalltet.

Dem **Bauerngraben** folgt eine WNW—ESE-Richtung streichende, steilstehende Störung, die wahrscheinlich im Gebiet oberhalb der Tischeben weiterzieht. An dieser Störung sind die Gesteine der **Bauern-Schuppe** — relativ zu den Gesteinen N vom Bauerngraben — gehoben (? aufgeschoben) worden. In der Bauern-Schuppe sind karnische bis liassische Schichtglieder aufgeschlossen, die i. allgem. gegen E einfallen, 200 m N vom Gipfel des Rauhen Bäuerl (Kote 1961) aber um N—S-Achsen eng verfalltet sind. Im S-Teil der Bauern-Schuppe (= im Gebiet ca. 400—600 m W vom Gipfel des **Rauhen Bäuerl**) fallen die Gesteine gegen SE ein.

E des Bauerngrabens liegen auf den Allgäu-Schichten der Bauern-Schuppe „Lunzer Raibler-Schichten“ und „Tisoveckalke“ einer noch höheren Schuppe (Taf. 6 u. 8; Abb. 9).

In der **Wurzel des Bauerngrabens** liegen über dieser höheren Schuppe völlig vermischt gipsführendes Haselgebirge, Dolomite, dunkle und helle Hornsteinkalke, dunkle Mergel und Tonschiefer. Die Lagerungsverhältnisse in dieser „tektonischen Mischserie“, die von Blockwerk aus Dachsteinkalk bedeckt wird, sind nicht eindeutig erkennbar.

Über dieser „Mischserie“, aber auch unmittelbar auf der Bauern-Schuppe liegt eine **Deckscholle** aus gebanktem Dachsteinkalk, die den Gipfel des Rauhen Bäuerl bildet. Eine zweite Scholle aus gebanktem Dachsteinkalk liegt ca. 350 m E vom Gipfel des Rauhen Bäuerl (Kote 1691) ebenfalls über der „Mischserie“.

Am S-Rand der Dachsteinkalk-Deckscholle, die den Gipfel des Rauhen Bäuerl bildet, taucht die „tektonische Mischserie“, die hier aus „Lunzer-

Raibler Schichten“, „Tisoveckalk“ und Pötschen-Schichten besteht, noch einmal auf und fällt dann an einer steil nach S fallenden Fläche unter die invers gelagerten gebankten Dachsteinkalke der Stirn der Lawineneinheit ab.

In der Umgebung des **Großsees (Tauplitzalm)** bilden anisische Kalke und Dolomite (Gutensteiner Schichten; Steinalmkalk, Reiflinger Schichten) eine Antiklinale, in deren Kern Werfener Schichten sichtbar werden. Die W—E streichende Achse dieser Antiklinale (Großsee-Antiklinale, Taf. 6 u. 8; Abb. 10) erreicht beim Großsee ihren Kulminationspunkt und taucht von dort aus gegen W und E ab. Diese Antiklinale — sie läßt sich gegen W bis zur Tischeben verfolgen — wird im N von einem System steilstehender Störungen (Hauptrichtung etwa WNW—ESE; „Salzsteigstörung“ GEYER's 1915, 1916 pro parte) begrenzt. Im S und, dem Achsenabtauchen entsprechend, auch im W, liegt der Großsee-Antiklinale eine höhere Schuppe („Krallersee-Schuppe“) auf. Die aufgeschlossenen Schichtfolgen in der Krallersee-Schuppe beginnen mit Sandsteinen und Schiefertonen der „Lunzer-Raibler Schichten“, über denen Hornstein-Bankkalke und -dolomite der „Lunzer-Raibler Schichten“ folgen. Ob die Hornstein-Bankkalke und -dolomite der Pötschen-Schichten ca. 400 m N vom **Kriemandl** auch noch zu der „Krallersee-Schuppe“ gehören oder zu einer noch höheren Schuppe, ist auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht eindeutig festzustellen. Wegen der Bedeckung durch quartäre Lockersedimente im Gebiet S vom Loskogel bleibt das Verhältnis der Großsee-Antiklinale und der „Krallersee-Schuppe“ zu den Schuppen in der Wurzel des Bauerngrabens unklar (s. auch Abb. 9); es bleibt offen, ob die „Krallersee-Schuppe“ ein eigenständiges Bauelement ist, oder ob ihr im W die Bauern-Schuppe oder eine andere Schuppe entspricht.

Die Krallersee-Schuppe fällt N vom Kriemandl und auf der Tauplitzalm gegen S unter die invers-gelagerten gebankten Dachsteinkalke und den Hauptdolomit der Stirn der Lawineneinheit ein (s. III. südlicher Bereich). N vom Kriemandl stecken in der gegen S einfallenden Störungszone an der Basis der Lawineneinheit stark verquetscht Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine; auch die bunten Halorellen-führenden Hornstein-Bankkalke der Pötschen-Schichten 100 m S der **Grashütten (Tauplitzalm)** stecken möglicherweise als Schürflinge in dieser Störungszone (Taf. 6).

Zwischen **Bauernscharte** und **Krallerscharte** liegt vor der Stirn des Lawinesteinzuges eine Deckscholle aus inversgelagertem, gebanktem Dachsteinkalk über der Krallersee-Schuppe (Taf. 6; Abb 9).

III. Der **südliche Bereich mit Dachsteinkalk-Fazies** (Türkenkogel-Lawineneinheit) liegt mit einer im allgem. W—E streichenden, gegen S fallenden Störungszone („fläche“) auf den Gesteinen der Hallstätter Zone (= des mittleren Bereiches; s. Taf. 6, 8 u. 9; Abb. 9). Diese Störungszone tritt am Fuß der Wände N vom **Türkenkogel** zu Tage, zieht zur **Kochalm**, verläuft im Fuß der Steilwände N vom **Lawenstein** und zieht über die **Tauplitzalm** weiter gegen E. Die Schichtglieder der Hallstätter

Zone streichen an mehreren Stellen diskordant an diese Störungsfläche heran und unter sie hinein (z. B. im Bereich S der Tischeben).

Durch den etwa NE—SW durch das **Salzatal** streichenden, steilstehenden Bruch (= Salzabruch, sensu GEYER 1916, S. 228) wird (unter anderem) die Türkenkogel-Lawineneinheit in die Türkenkogeleinheit (im W) und die Lawineneinheit (im E) geteilt (Taf. 6; Abb. 9).

Der Bau der **Lawineneinheit** wird von einer gewaltigen gegen N überkippten Stirnfalte (Lawenstein-Antiklinale) beherrscht (Abb. 9; vgl. auch TOLLMANN 1960, S. 106 f), deren Achse **W vom Lawenstein** etwa W—E streicht, **E vom Lawenstein** aber auf NW—SE Streichen einschwenkt; auf der **Tauplitzalm** konnte der Achsenverlauf nicht mehr festgestellt werden (Abb. 9). Das Umbiegen der Schichten im Faltenscharnier ist unmittelbar **N vom Lawenstein** beobachtbar, die inverse Lagerung des N-Schenkels dieser Antiklinale ist mit Hilfe der zahlreichen, geopetal mit Sediment gefüllten, ehemaligen Hohlräume („fossile Wasserwaagen“) der Loferite leicht zu erbringen. Dieser Nachweis ist besonders dort wichtig, wo gebankte Dachsteinkalke (Karn?-Nor-Rhät) der Lawineneinheit auf karnischen „Lunzer-Raibler Schichten“ der Hallstätter Zone liegen, sodaß eine durchgehende Schichtfolge vorge-tauscht wird (z. B. in der **Bauernscharte**, Taf. 6)!

In der **Türkenkogeleinheit** ist keine ausgeprägte Stirnfalte zu beobachten. Der Stirnfalte des Lawensteinzuges könnte noch am ehesten die Aufwölbung des gebankten Dachsteinkalkes **NW der Kochalm** entsprechen, in deren Kern karnischer (?) Kalk und darunter Wettersteinkalk sichtbar wird. Diese Aufwölbung ist aber vom Stirnbereich der Türkenkogeleinheit durch eine steilstehende, etwa WNW—ESE streichende Störung getrennt. Die von TOLLMANN 1960 (Taf. 4, Fig. 10) von der Stirn des Türkenkogelzuges beschriebene überkippte Falte ist eine Scheinstirneinrollung (sensu TOLLMANN 1968 b, S. 37), deren Achse NE—SW, also schräg, an die Stirn des Türkenkogelzuges heranstreicht (s. Taf. 6).

Die Türkenkogeleinheit wird im NE von dem steilstehenden, NW—SE streichenden **Schlaipfenalm-Bruch** (erstmalig beschrieben von TOLLMANN 1960; 1970, S. 32 unrichtig als Grenzblatt gedeutet) begrenzt; dieser Bruch ist vom **Steining-Wurf** vorbei an der **Schlaipfenalm** bis ins **Salzatal** (N der Kochalm) zu verfolgen, er durchschneidet also auch die Grasberg-Schuppe und deren Unterlage. Die Gesteine SW vom Schlaipfenalm-Bruch sind gegenüber den Gesteinen NE vom Bruch relativ abgesenkt.

Die Abfolge der drei geschilderten Bereiche (I, II, III) mit jeweils verschiedenem Baustil ist E der Salza gestört: vom **Traweng** (im E) bis zum **Loskogel** (im W) ragt in den mittleren Bereich ein sich nach W zuspitzender Keil („**Traweng-Keil**“), der (im von mir kartierten Gebiet) aus Dachsteinkalk mit Erosionsresten liassischer Gesteine aufgebaut wird. Dieser Keil wird durch Störungen (mit tektonischen Breccien) begrenzt (Taf. 6 u. 8, Abb. 9). Im W (Loskogel) steckt dieser Keil mit einer tektonischen Breccie an der Spitze in Zlambach-Schichten und Allgäu-Schich-

ten. In dem Keil streichen die Faltenachsen N—S (am Loskogel und N vom Öderntörl; Abb. 9).

7. Bemerkungen zur Paläogeographie

Nach der möglichst deutungsreifen Beschreibung der Schichtglieder, der Schichtfolgen und des Baues des Gebietes zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm möchte ich nun die obertriassische Paläogeographie zu rekonstruieren versuchen.

Die massigen Dachsteinkalke (z. T. Riffkalke) (Karn?-Nor-Rhät-Unterlias?), die zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm den S-Rand der Hochfläche des Toten Gebirges bilden, gehen nach N (— außerhalb des von mir kartierten Gebietes —) über eine Karbonatsand-reiche Übergangszone seitlich in gebankte Dachsteinkalke (Karn?-Nor-Rhät) über (unzerschnittene Übergänge, Abb. 8). Der norische Anteil dieser gebankten Dachsteinkalke geht noch weiter im N (im N- bzw. NW-Teil des Toten Gebirges) in Hauptdolomit über (unzerschnittene Übergänge, vgl. SCHÖLLNERBERGER 1967). Faunenspektrum und Ausbildung des gebankten Dachsteinkalkes und des Hauptdolomites im Toten Gebirge zeigen, daß beide auf einer Karbonatplattform abgelagert worden sind, auf der — hinter (= N) den (der) Riffe(n) — Frischwasser¹⁾, wenn überhaupt, nur beschränkt vorhanden war.

Wir sehen also, daß sich in der Obertrias an die Riffe (heute Dachsteinsriffkalk) **im N eine ausgedehnte Karbonatplattform** anschloß.

Im S war den Riffen ein offen-mariner Bereich (ein **Hallstätter Becken**) vorgelagert (Abb. 8 u. 9). Das ergibt sich aus dem im Kapitel beschriebenen Übergang von Dachsteinsriffkalk in Zlambach-Schichten (Kap. 4.13,1) und aus der primär sedimentären Unterlagerung der Zlambach-Schichten durch Pötschen-Schichten (Kap. 4.12,2). Aus diesem Hallstätter Becken erhielten die Riffe während der Obertrias das für die Rifforganismen lebensnotwendige, nahrungsreiche Frischwasser¹⁾.

Gegen W lassen sich die Gesteine dieses obertriassischen Hallstätter Beckens bis S der Häusergruppe Zlaim (= S der Ortschaft Grundlsee) verfolgen und verschwinden dann unter dem Quartär von Bad Aussee; es besteht aber **kein Zweifel, daß die Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm ein Teil der Hallstätter Zone Ischl-Aussee ist** (vgl. TOLLMANN 1960, ZANKL 1967, MEDWENITSCH 1968 u. a.)

Gegen E lassen sich die Hallstätter Gesteine nur bis zur Tauplitzalm verfolgen (Taf. 6; Abb. 9). Ob das Hallstätter Becken dort primär endete oder nur tektonisch abgeschnitten ist, ist eine noch offene Frage.

Ebenso offen ist, wo dieses Hallstätter Becken während der Obertrias im S begrenzt wurde. Den Hallstätter Gesteinen liegt im S die Türkenkogel-Lawineneinheit tektonisch auf (Kap. 6; Taf. 6,8,9). Die obertriassischen Gesteine (gebankte Dachsteinkalke und „Hauptdolomit“) der Türkenkogel-Lawineneinheit sind auf einer Karbonatplattform gebildet worden (Kap. 4.13,2.), sie zeigen aber keine Übergänge zu den (N davorliegenden) Hallstätter Gesteinen (Abb. 9). Die Hallstätter Zone

¹⁾ Frischwasser = Wasser aus dem offen-marinen Bereich.

Grundlsee-Tauplitzalm dürfte während der Obertrias **auch im S von einer Karbonatplattform** begrenzt gewesen sein. Es ist aber noch ungelöst, welche N-S-Erstreckung diese Hallstätter Zone hatte und wie der Übergangsbereich zur südlichen Karbonatplattform aussah.

In der Umgebung des Lawinensteins ist der gebankte Dachsteinkalk reich an Loferiten, außerdem sind ihm kleinere und größere Dolomitkörper („Hauptdolomit“) eingelagert. Das zeigt, daß die S vom Hallstätter Becken gelegene Karbonatplattform im Bereich des (heutigen) Lawinensteinzuges zeitweilig im Hochwattbereich lag und Wasser aus dem offen-marinen Bereich (= Frischwasser) nicht oder nur sehr beschränkt zur Verfügung stand.

Wie ich mich bei Vergleichsbegehungen überzeugen konnte, ist der gebankte Dachsteinkalk im NW-Teil der Radling (bei Bad Aussee — außerhalb des von mir kartierten Gebietes) genauso ausgebildet wie im Lawinensteinzug: er ist dort ebenfalls reich an Loferiten und geht stellenweise gegen NW seitlich in „Hauptdolomit“ über. Frischwasser¹⁾ war also auch im Bereich der (heutigen) Radling in der Obertrias nur beschränkt oder nicht vorhanden. Der Radling wurde von allen bisherigen Bearbeitern als Teil der Dachsteineinheit (-decke) angesehen; **der Radling war also in der Obertrias ein Teil der „Dachstein-Karbonatplattform“**. Durchquert man vom Radling aus das Dachsteinmassiv gegen SW, so kann man aus der Ausbildung (jeweils gleichalter) gebankter Dachsteinkalke den zunehmenden Einfluß von Wasser aus dem offen-marinen Bereich ablesen, bis man dann am Gosaukamm den Dachsteinriffkalk erreicht hat (und am Rand des heutigen Dachsteinmassivs steht), und dort steht, wo sich in der Obertrias die Sedimente der Dachstein-Karbonatplattform mit den Sedimenten eines offen-marinen Bereiches (einer Hallstätter Zone) verzahnen (SCHLAGER 1966, 1967 a).

Ich sehe kein Hindernis, nicht nur den Radling, sondern auch den Türkenkogel-Lawinensteinzug der Dachsteineinheit zuzuordnen (vgl. z. B.: R. STAUB 1924; TRAUTH 1937). Es sollte noch untersucht werden, ob sich aus der Ausbildung jeweils gleichalter, gebankter Dachsteinkalke im Lawinensteinzug, im Mitterndorfer Becken und im Grimming eine Zunahme des Frischwasser-Einflusses¹⁾ von N nach S ablesen läßt. Die Störungszone am N-Rand von Kammergebirge und Grimming (= N-Rand der Dachsteindecke TOLLMANN's, 1960) halte ich für eine Störung **innerhalb** der Dachsteineinheit und die **Hallstätter Schollen** des Mitterndorfer Beckens (Kampl, Rabenkogel, Krahstein, Kumitzberg, Wandlkogel u. a.) deute ich als **Deckschollen, die auf der Dachsteineinheit liegen**²⁾.

Die obertriassische (ab Jul) Paläogeographie — ein Hallstätter Becken zwischen einer Karbonatplattform im N und einer Karbonatplattform im S — wirkte sich auch noch auf die Ausbildung der liassischen Sedimente aus: Über den beiden obertriassischen Karbonatplattformen wurde Hierlatzkalk abgelagert, über den Hallstätter Sedimenten hingegen Allgäuschichten. Am Südrand der Hochfläche des Toten Gebirges liegt der Ver-

¹⁾ Frischwasser = Wasser aus dem offen-marinen Bereich.

²⁾ Woher diese Deckschollen kommen ist derzeit noch nicht geklärt (vielleicht aus dem S, vielleicht aus dem NW?).

zahnungsbereich Hierlatzkalk/Allgäu-Schichten (Lias) ziemlich genau über dem Verzahnungsbereich Dachsteinriffkalk/Zlambach-Schichten (Rhät)!

8. Tektonik (2. Teil):

Mögliche Erklärung des Baues

8.1, Vorogene Bewegungen

Im Gebiet zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm erreichen die obertriassischen Seichtwasser-Sedimente (Dachstein-Schichten) eine Mächtigkeit von mindestens 800 m am S-Rand der nördlichen Karbonatplattform (Totes Gebirge) und von mindestens 750 m auf der südlichen Karbonatplattform (im Türkenkogel-Lawensteinzug); die gleichalten Sedimente des zwischen diesen beiden Karbonatplattformen liegenden Beckens (Pötschen-, Zlambach-Schichten) sind maximal 500 m mächtig. Ungleiche Kompaktion von Karbonatplattform- und Beckensedimenten halte ich nicht für ausreichend, diesen Mächtigkeitsunterschied zu bedingen. Die Karbonatplattformen wurden offenbar während der Sedimentation stärker abgesenkt als das Becken zwischen ihnen. Das bedeutet, daß es in den Grenzbereichen zwischen dem Becken und den Karbonatplattformen schon synsedimentär zu Spannungen und in weiterer Folge zu Verformungen (Flexuren, Brüche) gekommen sein mußte (vgl. SCHLAGER 1969, S. 705). Mögliche Ursachen dieser synsedimentären Bewegungen (? Salinartektonik) behandelt G. SCHÄFFER 1971.

Möglicherweise drang schon während der Obertrias an synsedimentären Brüchen im oder am Rand des Hallstätter Beckens Haselgebirge auf und floß am Meeresboden aus.

An der Wende Rhät/Lias rissen in den Nördlichen Kalkalpen (zumindest) in den Karbonatplattformen \pm tiefreichende Spalten (Dehnungsrisse) auf, die von marinen, liassischen Sedimenten gefüllt wurden (vgl. JURGAN 1969, S. 493; TOLLMANN 1970 a, S. 12). Im von mir kartierten Gebiet sind diese Spalten in den massigen Dachsteinkalken am S-Rand des Toten Gebirges (Zwicker, Kl. Zwicker, Brettstein) und in den gebankten Dachsteinkalken des Türkenkogelzuges zu beobachten (Taf. 6 u. 7); über bevorzugte Richtungen dieser Spalten läßt sich noch nichts aussagen.

Die groben Breccien in den obersten Partien des Tressensteinkalkes zeugen von tektonischen Bewegungen in der näheren oder weiteren Umgebung des Ablagerungsraumes an der Wende Jura/Kreide. Tressensteinkalk und Oberalmer Schichten (beide Malm) sind die jüngsten Festgesteine im kartierten Gebiet.

8.2, Orogene Bewegungen

Meine Überlegungen gehen von der im Kap. 7. abgeleiteten obertriassischen Paläogeographie aus: ein Hallstätter Becken, im N und im S (jeweils) von einer Karbonatplattform begrenzt; mit anderen Worten: **eine Hallstätter Zone zwischen einem nördlichen und einem südlichen Dachsteinkalk-Faziesbereich.**

Der heutige Bau des Gebietes zwischen dem Grundlsee und der Tau-

plitzalm zeigt, daß eine etwa N-S gerichtete tangentiale Einengung stattgefunden hat (s. Kap. 6; Taf. 8; Abb. 9). Diese tangentiale Einengung erfolgte postjurassisch, genauer läßt sie sich im von mir kartierten Gebiet nicht datieren.

Die Dachsteinkalk-Faziesbereiche verhielten sich während der tangentialen, etwa N-S gerichteten Einengung als relativ starre Körper und kamen relativ aufeinander zu. Die dazwischen liegende Hallstätter Zone verhielt sich relativ plastisch und warf sich in z. T. gegen N überkippte Falten, die mergelreichen Schichtglieder in enge (z. B. Gebiet NE vom Bauerngraben), die kalk- und dolomitreichen in weiträumigere (z. B. Grasberg; Kap. 6; Taf. 8). Dabei scherten die obertriassischen bis jurassischen Schichtglieder vielfach von ihrer primär-sedimentären Unterlage ab, wobei der Schiefertonsandstein-Horizont der „Lunzer-Raibler-Schichten“ ein bevorzugter Bewegungshorizont war (z. B. Tischeben, Krallerscharte; Gebiet S vom Großsee; Taf. 6; Abb. 9).

Irgendwann während der tangentialen, etwa N—S gerichteten Einengung hat sich der südliche Dachsteinkalk-Faziesbereich aus seinem primär-sedimentären Verband gelöst und ist als Türkenkogel-Lawinesteineinheit (= Teil der Dachsteineinheit?) relativ gegen N gefahren. Dabei hat die Türkenkogel-Lawinesteineinheit die Gesteine der N davorliegenden Hallstätter Zone überfahren und zum Teil als Schuppen vor ihrer Stirn hergeschoben (z. B. die Grasberg-Schuppe, Taf. 8; Abb. 10). Ob sich die gegen N überkippte Stirnfalte der Lawinesteineinheit (s. Kap. 6.) während dieses Vorschubes gebildet hat oder schon früher, ist noch ungeklärt; desgleichen bleibt offen, ob die zwischen Türkenkogeleinheit und Lawinesteineinheit im Salzatal verlaufende, etwa NE—SW streichende Störung, an der die Stirnfalte des Lawinesteinzuges im W abgeschnitten wird, während des Vorschubes oder schon vorher angelegt worden ist.

Der nördliche Dachsteinkalk-Faziesbereich (= S-Rand der Hochfläche des Toten Gebirges) wurde während der tangentialen Einengung kaum verfaltet und nicht geschuppt. Er ist aber an steilstehenden Brüchen in vieleckige Blöcke zerlegt (s. Kap. 6) Diese etwa rhomisch-symmetrisch angeordneten, steilstehenden Brüche, könnten während der tangentialen N—S-Einengung als Scherklüfte angelegt worden sein. An diesen steilstehenden Brüchen wurden die einzelnen Blöcke relativ auf- und abbewegt. Eine genaue Datierung der Anlage der Brüche und der Vertikalbewegungen an diesen Brüchen ist im von mir kartierten Gebiet nicht möglich. Beides (Anlage und Bewegung) könnte auch nachorogen gesehen sein.

8.3, Orogene und/oder nachorogene Bewegungen

Über die möglicherweise nachorogen angelegten und/oder betätigten Brüche im nördlichen Dachsteinkalk-Faziesbereich wurde schon gesprochen.

Jünger als der Überschiebungsbau ist der NE—SW streichende Schlaipfenalmbruch (s. Kap. 6.), der, während der tangentialen Einengung

entstandene Auf- und Überschiebungsflächen (N-Grenze der Grasberg Schuppe, N Grenze der Türkenkogeleinheit) durchschneidet. Ebenfalls nach dem Überschiebungsbau wurde der Salzbruch (Kap. 6) angelegt. Der Salzbruch überprägt aber im Bereich der Kochalm und SW davon die schon während der alpidischen Orogenese betätigte, etwa NE—SW streichende, steilstehende Störung zwischen Türkenkogel- und Lawinensteinzug, an der die gegen N überkippte Stirnfalte des Lawinensteinzuges abgeschnitten wird (s. Abb. 9).

8.4 Wichtige offene Fragen

8.4.1. Wie kam der hauptsächlich aus Dachsteinkalk bestehende, allseits von Störungen begrenzte Keil, der vom Traweng bis zum Loskogel reicht (Traweng-Keil) in seine heutige Position? Der Fazies nach stammt der Keil vom S-Rand der Karbonatplattform des Toten Gebirges. Die ihn im NNE und SSW begrenzenden Störungen könnten Seitenverschiebungsflächen sein, an denen der Traweng-Keil relativ zu seiner Umgebung von ESE nach WNW gefahren ist. Eine solche Bewegungsrichtung würde auch das Auftreten von N—S-Achsen im Traweng-Keil erklären.

8.4.2. Warum streichen die Gesteine der Bauern-Schuppe N—S — also quer zum allgemeinen Streichen? Möglicherweise wurde die Bauern-Schuppe vor der Stirn der Lawineneinheit von S nach N geschoben und dabei verdreht. Vielleicht haben aber Seitenverschiebungen, die zur Zeit nicht faßbar sind, dieses Streichen verursacht.

8.4.3. Betrachtet man auf Taf. 6 die Verteilung von anstehenden Gesteinen und quartären Lockersedimenten, so fällt ein 7 km langer, WNW—ESE streichender, aufschlußarmer Bereich auf, der von der Gipslagerstätte Wienern über die Bergwiesen und den Bauerngraben zur Tischeben verläuft. Sehr wahrscheinlich entspricht dieser aufschlußarme Bereich einer Störungszone. In diesem aufschlußarmen Bereich liegt das gipsführende Haselgebirge von Wienern und den Bergwiesen. Möglicherweise ist es in steilstehenden Störungszone aus der Tiefe aufgestiegen. TOLLMANN 1960 und MEDWENITSCH 1968 sehen allerdings in den Haselgebirgsvorkommen von Wienern und den Bergwiesen Reste einer von S (über den Türkenkogel-Lawinesteinzug) eingeschobenen Decke (Obere Hallstätter Decke).

8.4.3. Das Haselgebirge in der Wurzel des Bauerngrabens — nach TOLLMANN 1960 und MEDWENITSCH 1968 gehört es ebenfalls zur Oberen Hallstätter Decke — liegt in einer tektonischen Mischserie an der Basis der Lawineneinheit und dürfte von dieser bei ihrem relativ gegen N gerichteten Vorschub aus dem Untergrund aufgeschürft worden sein.

8.5, Bemerkungen zu TOLLMANN 1960

TOLLMANN 1960 kam nach seiner Neukartierung der Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihres Rahmens zu folgenden Vorstellungen über die Tektonik des Gebietes zwischen dem Ostende des Grundlseees und der Tauplitzalm:

Totes Gebirge und Türkenkogel-Lawinensteinzug sollen zusammenhängen und dem Tirolikum angehören. Die Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm gehöre zum Teil zur Unteren, zum Teil zur Oberen Hallstätter Decke, und liege tektonisch über dem Tirolikum. TOLLMANN hält die Untere Hallstätter Decke für eine Faziesdecke, und betont (1960, S. 95): „Die Serienentwicklung dieser Einheit (der Unteren Hallstätter Decke, Anm. d. Verf.) weist eine von der tirolischen Unterlage im N und im S abweichende, nicht durch Übergänge verbundene Mittel- und Obertrias (Anis bis Rhät) auf.“

Bei meiner nun vorliegenden Neukartierung wurde am S-Rand der Hochfläche des Toten Gebirges der seitliche Übergang von Dachsteinriffkalken (Tirolikum nach TOLLMANN) in Zlambach-Schichten (gehören nach TOLLMANN zur „Unteren Hallstätter Decke“) entdeckt (s. Kap. 4.13, 1.1.). Eine Abtrennung einer „Unteren Hallstätter Decke“ vom Tirolikum im Sinne von TOLLMANN ist damit nicht mehr möglich; die Hallstätter Zone Grundlsee—Tauplitzalm ist relativ zu ihrer unmittelbaren Umgebung autochthon.

Im folgenden soll auf weitere Einzelheiten eingegangen werden. Pötschen-Schichten (bei TOLLMANN: Pedatakalk und -dolomit) und Zlambach-Schichten kommen nach TOLLMANN nur in der „Unteren Hallstätter Decke“ (nicht aber im „Tirolikum“) vor. Ich konnte aber auch im Gebiet NE vom Bauerngraben bis zur Salza, also im „Tirolikum“ TOLLMANN's, Pötschen-Schichten und Zlambach-Schichten nachweisen. An einer anderen Stelle, nämlich im Wilden Graben, hat TOLLMANN selbst Zlambach-Schichten im Tirolikum entdeckt, nannte sie aber damals „Kössener Schichten.“

Nach TOLLMANN müßte die „Untere Hallstätter Decke“ über dem Türkenkogel-Lawinensteinzug liegen¹⁾. Das ist aber nirgends zu beobachten. Vielmehr liegt die Türkenkogel-Lawinensteineinheit über der Hallstätter Zone Grundlsee-Tauplitzalm. Das hat TOLLMANN an manchen Stellen selbst erkannt und eine „sekundäre Einengungsphase“ angenommen, in der die gegen N überschlagene Lawenstein-Stirnfalte und die Dachsteinkalk-Deckscholle im Gipfel des Rauhen Bäuerl entstanden sein sollen, und in der auch die Stirn des Türkenkogels („sekundär“) gegen N über die „Untere Hallstätter Decke“ vorgestoßen sein soll (1960, S. 97 f.). In der Mitterwand (N Kochalm, s. Taf. 6) taucht nach TOLLMANN Dachsteinriffkalk des „Tirolikums“ gegen N unter die Gesteine der „Unteren Hallstätter Decke“ ab. Der Dachsteinriffkalk hat sich aber nunmehr als fossilführender Steinalmkalk erwiesen, der nach oben allmählich in Reiflinger Schichten (bei TOLLMANN Cidariskalk der „Un-

¹⁾ Es ist hier vom eigentlichen Türkenkogel-Lawinensteinzug die Rede, nicht von dessen Südabfall ins Mitterndorfer Becken.

teren Hallstätter Decke“) übergeht. TOLLMANN's „Deckengrenze“ zwischen „Tirolikum“ und „Unterer Hallstätter Decke“ liegt im sedimentären Übergang von Steinalmkalk in Reiflinger Schichten, sie ist, wie die Aufschlüsse im oberen Teil der Mitterwand zeigen, nicht vorhanden. TOLLMANN 1970 (S. 33) selbst zweifelt unter dem Eindruck meiner Kartierungsergebnisse an dieser „Deckengrenze“.

Auch im Bereich der Tauplitzalm ist nirgends das Aufliegen einer „Unteren Hallstätter Decke“ auf „Tirolikum“ (beides im Sinn von TOLLMANN) zu beobachten. Vielmehr konnte zwischen Bauernscharte und Krallerscharte eine invers gelagerte Deckscholle des Lawinensteinzuges („Tirolikum“ nach TOLLMANN) **über** den „Lunzer-Raibler Schichten“ der Krallersee-Schuppe (bei TOLLMANN Halobienschiefer und Cidariskalk der „Unteren Hallstätter Decke“) nachgewiesen werden.

Im S der Tauplitzalm liegt nach TOLLMANN (1960, S. 60; Taf. 2) ein Rest der „Unteren Hallstätter Decke“, nur aus Werfener Schichten bestehend, auf Hauptdolomit des Tirolikums. Wie 1968 während der Kanalbauten ca. 500 m SW vom Linzer Tauplitzhaus zu sehen war, sind diese Werfener Schichten umgelagert und liegen eingeschwemmt in einer Doline.

Nach TOLLMANN 1960 (S. 93 und S. 107) soll die „Untere Hallstätter Decke“ im Bereich der Tauplitzalm gegen E ausheben. Die Achse der Großsee-Antiklinale, in deren Kern Werfener Schichten erscheinen, taucht aber gegen E ab (s. Kap. 6.; Taf. 6 u. 8).

9. Ausblick

Die vorliegende Arbeit möge zum Erkennen der triassischen Paläogeographie der Nördlichen Kalkalpen beitragen.

„Die höchste Philosophie des Naturforschers ist es, eine unvollendete Kenntnis zu ertragen und sie einer scheinbar abgeschlossenen, aber unzulänglichen, vorzuziehen“ (Ernst MACH).

10. Literatur

- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1970): Code of stratigraphic nomenclature. — 225 S.; Amer. Assoc. Petrol. Geol. Inc., Tulsa.
- BATHURST, R. G. C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. — Dev. Sedimentology, **12**, 620 S., 359 Abb., 24 Tab., Amsterdam—London—New York (Elsevier).
- BAUER, F. & ZÖTL, J. (1962): Zur Hydrographie des Tauplitz-Seenplateaus. — Beitr. alpine Karstforschung, **18**, 1—26, 8 Abb., 7 Taf., Wien.
- BAUER, F. K. (1970): Zur Fazies und Tektonik der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. — Jb. Geol. Bundesanst., **113**, 189—246, 11 Abb., 2 Taf., Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1968): Tektonische Karte der Steiermark. — 1 : 300.000. Atlas der Steiermark, Graz.

- BORCH, C. D. von der (1965): The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 781—799, 4 Abb., 5 Tab., Oxford.
- CORNELIUS, H. P. (1941): Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — *Ber. Reichsamt Bodenforsch.*, 1941, 89—94, Wien.
- DEGENS, E. T. (1968): *Geochemie der Sedimente*. — 282 S., 75 Abb., 20 Tab., Stuttgart (Enke).
- EISBACHER, G. (1963): Primär gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck—Saalfelden. — *Veröff. Ferdinandeum Innsbruck*, **42**, 133—141, 5 Abb., Innsbruck.
- FABRICIUS, F. (1967): Die Rhät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rdsch.*, **56**, 140—170, 10 Abb., 2 Taf., 2 Tab., Stuttgart.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — *Kansas Geol. Survey, Bull.* **169**, 107—149, 38 Abb., Kansas City.
- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **123**, 249—280, 10 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **43**, 1—38, 41 Abb., 5 Taf., 2 Tab., Tulsa.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. — 62—84, 7 Abb., 2 Tab.; in: HAM, W. E. (Hrsg.): *Classification of carbonate rocks*. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* **1**, Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine*. — 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GANSS, O. (1937): Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — *Jb. Geol. Bundesanst.*, **87**, 331—374, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. — *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.* **14**, 20—56, 22 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- GEYER, G. (1915): Über die Hallstätter Trias im Süden vom Grundlsee in Steiermark. — *Verh. Geol. Reichsanst.*, **1915**, 107—115, 1 Abb., Wien.
- GEYER, G. (1916): Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. — *Jb. Geol. Reichsanst.*, **65**, 1915, 177—238, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- GRAF, G. (1972): Augenstein- und Bohnerzvorkommen in unserem Arbeitsgebiet. — *Mitt. Sektion Ausseerland, Verb. Österr. Höhlenforsch.*, **10** Jg., 21—26, 1 Abb., Alt-Aussee.
- HADITSCH, J. G. (1968): Bemerkungen zu einigen Mineralien (Devellin, Bleiglanz, Magnesit) aus der Gips—Anhydrit-Lagerstätte Wienern am Grundlsee, Steiermark. — *Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen*, **7**, 54—76, 4 Abb., 5 Tab., Leoben.
- HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **121**, 1969, 253—272, 4 Abb., 1 Taf., Hannover.

- HAUG, E. (1912): Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. — Bull. Soc. géol. France, Ser. 4, **12**, 105—142, 7 Abb., 1 Taf., Paris.
- HERITSCH, F. (1922): Geologie von Steiermark. — Mitt. Naturwiss. Verein Stmk., **57**, 224 S., 60 Abb., 1 Taf., Graz.
- HÖLZL, K. (1933): Das westliche Tote Gebirge und sein Hallstätter Rahmen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 52 S., 4 Taf., Wien.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961): Statement of principles on stratigraphic terminology. — XXI. Int. Geol. Congr., Norden 1960, Part 25, 38 S., Copenhagen.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura—Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. Geol. Bundesanst., **108**, 1—144, 3 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Wien.
- JENKYN, H. C. (1971): Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. — Geol. Rdsch., **60**, 471—488, 9 Abb., Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **58**, 464—501, 15 Abb., Stuttgart.
- KITTL, E. (1903): Geologische Exkursionen im Salzkammergut. — in: Exkursionsführer 9, IX. Internat. Geol. Kongr., 118 S., 8 Abb., Karte 1 : 200.000.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft F, 288—292, Wien.
- KOBER, L. (1926): Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **63**, 46—48, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA, V. (1967): Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. — Geol. sborn. Slov. akad. vied., **18**, 267—275, 1 Abb., 1 Tab., Bratislava.
- KRYSTYN, L. (im Druck): Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. Bundesanst., Wien.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium—Oxford) in den Östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., **1971**, 486—509, Wien.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — Dissdruck, Techn. Univ. Berlin, 202 S., 40 Abb., 8 Taf., 4 Tab., Berlin.
- KÜHN, O. (Hrsg. 1969): Autriche — in: Lex, strat. int., Europe **8**, 646 S., 2 Taf., Paris.
- LEIN, R. & ZAPFE, H. (1971): Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachyodonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1971**, 133—139, 2 Abb., Wien.
- LEUCHS, K. (1926): Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **17**, 151—159, Stuttgart.

- LOGAN, B. W., REZAK, R., GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. — *J. Geol.*, **72**, 68—83, 5 Abb., 4 Taf., Chicago.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl—Hallstatt—Aussee. — *Berg.-Hüttenmänn. Mh.*, **94**, 42—46, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 1957, 133—200, 4 Taf., Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Zur Geologie der Hallstätter Zone I (Hallein—Aussee). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 1957, 355—356, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1967): Die Mineraliensammlung eines Geologen. — *Karinthin*, **56**, 245—283, Klagenfurt.
- MEDWENITSCH, W. (1968): Salz und Gips im steirischen Salzkammergut. — Katalog zur Ausstellung „Der Bergmann, der Hüttenmann“ Graz 1968, 125—133, 3 Abb., Graz.
- MEISCHNER, K. D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. — in: *Dev. in Sedimentol.*, **3**, Turbidites, 156—191, 5 Abb., 3 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- MICHARD, A. (1969): Les dolomies. — *Bull. Se. Carte geol. (Alsace et de Lorraine)*, **22**, 1—92, 38 Abb., 1 Tab., Strasbourg.
- MOJSISOVICS, E. (1883): Über die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. — *Verh. Geol. Reichsanst.*, **1883**, 290—293, Wien.
- MOJSISOVICS, E. (1903): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — 383—391; in: SUESS, E.: *Bau und Bild Österreich-Ungarn*. Wien.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. — 303 S., 91 Abb., 30 Tab., 3 Taf., Stuttgart (Schweizerbarth).
- MURBAN, K. (1953): Geologische Bemerkungen zum Bau des Südostteils des Toten Gebirges. — *Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik am Landesmus. „Joanneum“*, **9**, 3—7, Graz.
- OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **141**, 81—115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, **107**, 11—64, Wien.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias) I. und II. — *Tschermak Miner. Petr. Mitt.*, **48**, 27—139, 42 Abb.; und 141—209, 54 Abb., Leipzig.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1965**, 119—163, 1 Taf., Wien.
- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Alloxid-gehalts bioklastischer Karbonatgesteine. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1969**, 173—184, 9 Abb., Stuttgart.

- SCHÄFFER, G. (1971): Die Hallstätter Trias um den Plassen (Oberösterreich). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univer. Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. — Z. dt. geol. Ges., **105**, 1953, 736—751, 2 Abb., 3 Taf., Hannover.
- SCHAUBERGER, O. (1958): Über Bau und Bildung der alpinen Salzlagerstätten. — Z. dt. geol. Ges., **109**, 1957, 656—657, Hannover.
- SCHLAGER, W. (1965): Geologische Aufnahmen in der westlichen Dachsteingruppe. — Verh. Geol. Bundesanst., **1965**, A 47—49, Wien.
- SCHLAGER, W. (1966): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst., **1966**, 93—106, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1967 a): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. (Österreich). II Geologische Neuaufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes im Gosaukamm. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 1966, 205—282, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1967 b): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., **1967**, 50—70, 3 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., **59**, 289—308, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1967): Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singereben-Teuflingkogel-Deckscholle“. — Mitt. Geol. Bergbaustud., **17**, 1966, 73—86, 7 Abb., 1 Taf., Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1971): Die Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen). — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 180 S., 15 Abb., 9 Taf.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1972): Zur Geologie des Südrandes des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1972**, 72—76, 2 Abb., Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W. (im Druck): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Bad Ischl (96) und auf Blatt Mitterndorf (97). — Verh. Geol. Bundesanst., **1972**, Wien.
- SCHULER, G. (1967): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. — Dissdruck, Techn. Univ. München, 51 S., 9 Taf., München.
- SPENGLER, E. (1925): Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. — Verh. Geol. Bundesanst., **1924**, 144—151, 2 Abb., Wien.
- SPENGLER, E. (1943): Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätterdecke. — Mitt. Reichsamt Bodenforsch., Zweigstelle Wien, **5**, 3—17, 2 Abb., Wien 1943.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil. Der Mittel-

- abschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., **99**, 1—74, 5 Abb., 1 Taf., Wien.
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil. Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., **102**, 193—312, 5 Abb., 1 Taf., Wien.
- SPENGLER, E. (1961): Bemerkungen zu der Arbeit: „Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen von A. TOLLMANN. — Verh. Geol. Bundesanst., **1961**, 176—179, Wien.
- SPENGLER, E. (1963): Les zones de facies du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. — Livre mém. P. Fallot, **2**, 465—475, 1 Abb., (Soc. Geol. France) Paris.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, Neue Folge, **52**. Lieferung, 272 S., Bern (Francke).
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **75**, 343—356, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, D. D. & BOYD, D. W. (1965): Lithogenesis of a distinct carbonate rock fabric. — Wyoming Geol. Surv., Contrib. Geol. **4**.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. Bundesanst., **103**, 37—131, 4 Abb., 4 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1962): Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. — Z. dt. geol. Ges., **113**, 495—500, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1963): Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., **53**, 153—170, 1 Taf., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des Haselgebirges. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 270—299, 3 Abb., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forsch., **21**, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1967 a): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 1966, 231—253, 2 Taf., Wien 1967.
- TOLLMANN, A. (1967 b): Aperçu général sur la géologie des Alpes orientales. — Compte rend. somm. séances Soc. géol. France, 1966/11, 413—436, 6 Abb., Paris 1967.
- TOLLMANN, A. (1968 a): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 1967, 207—248, 1 Taf., Wien 1968.
- TOLLMANN, A. (1968 b): Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. — Geotekton. Forsch. **29**, 26—59, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1969): Die Bruchtektonik in den Ostalpen. — Geol. Rdsch., **59**, 278—288, 1 Abb., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen

- am Beispiel der Ostalpen. — Geotekton. Forsch., **34**, 1—90, 21 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1971): Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. — Verh. Geol. Bundesanst., **1971**, 358—390, 12 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **4**, 87—145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **29**, 1936, 473—573, 1 Taf., Wien.
- TRURNIT, P. (1968): Analysis of pressure-solution contacts and classification of pressure-solution phenomena. — 75—84, 7 Abb., in: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Berlin—Heidelberg (Springer).
- VACEK, M. & GEYER, G.: Geologische Karte der Österr. Ungar. Monarchie, Blatt Liezen, 1 : 75.000., Wien (Geol. Reichsanst.) 1915, Erläuterungen dazu. 58 S., Wien (Geol. Reichsanst.) 1916.
- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 433—448, 13 Abb., Stuttgart.
- WILSON, J. L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in „deeper water“ lime mudstones. — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **14**, 4—19, 5 Abb., 2 Taf., Tulsa.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933): Augensteine und Quarzsande im östlichen Toten Gebirge. — Verh. Geol. Bundesanst., **1933**, 136, Wien.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, 128—139, 1 Abb., Stuttgart.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. — Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **519**, 1—123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. — 147—185, 20 Abb., in: MÜLLER, G. (Hrsg.): Sedimentology of parts of Central Europe, guide book, Int. Sediment. Congress 1971, Frankfurt (Kramer).
- ZAPFE, H. (1959): Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. Bundesanst., **1959**, 122—128, Wien.
- ZAPFE, H. (1960): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes. (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. Verh. Geol. Bundesanst., **1960**, 236—241, Wien.
- ZAPFE, H. (1967): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — Kühn Festschrift, 413—480, 1 Abb., 9 Taf., Wien.
- ZENGER, D. H. (1972): Significance of supratidal dolomitisation in the geologic record. — Geol. Soc. Amer. Bull., **83**, 1—12, 9 Abb., Washington.



Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6

DIE VERZÄHNUNG VON DACHSTEINRIFFKALK UND ZLAMBACH-SCHICHTEN
 etwa 500 m SSE KL. ZWICKER

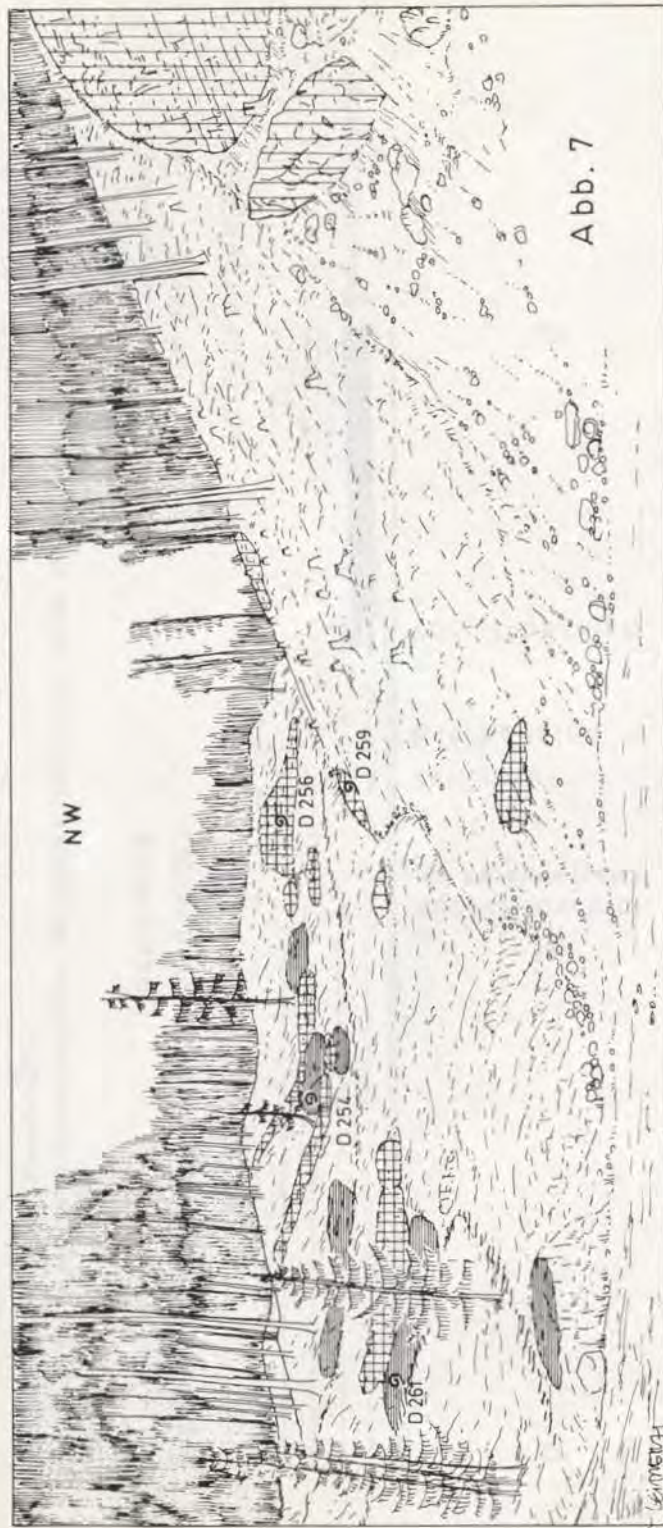
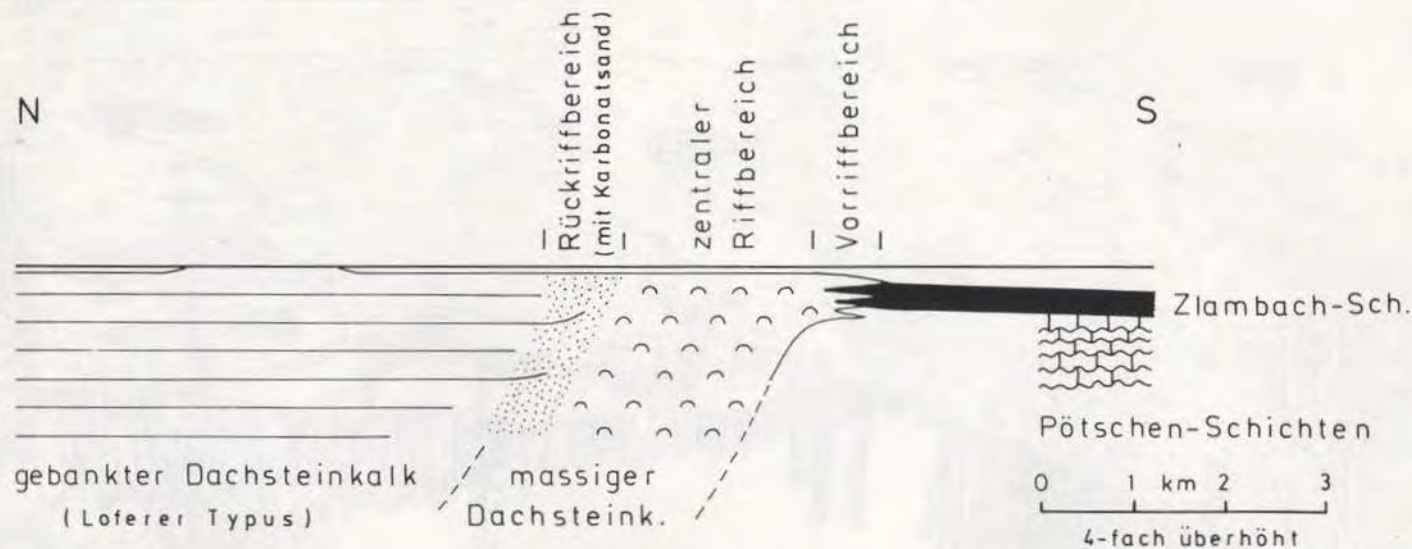


Abb. 7

- Hangschutt
- Zlambach-Mergel
- Echinoderme und detrituskalk
- Dachsteinriffkalk

SCHEMATISCHER SCHNITT ZUR OBERTRIASSISCHEN PALÄO- GEOGRAPHIE AM S-RAND DES TOTEN GEBIRGE^c

K A R B O N A T P L A T T F O R M | B E C K E N



Gezeichnet nach Geländeaufnahmen im Gebiet zwischen dem Grundlsee und der Tauplitzalm
(Steirisches Salzkammergut)

Abb. 8

FAZIELLE UND TEKTONISCHE ÜBERSICHT DES GEBIETES ZW. GRUNDLSEE UND TAUPLITZALM

Abb. 9

W. SCHÖLLNBERGER

0 km 1



11. Abbildungserläuterungen

Abbildung 1: Schwarzer Hornstein-Plattenkalk der Reiflinger Schichten: Intrabiomikrit mit einer schichtparallelen Lage von Oosparit mit Biogenen (meist Echinodermen und Foraminiferen) und Intraklasten. Probe D 39; Dünnschliff; Foto Negativ, 3,5-fach vergrößert.

Abbildung 2: Hornstein-Bankkalk der „Lunzer-Raibler Schichten“: Lumachelle (mit Halobiiden): Biomikrit mit Intraklasten; im Schutze der Schalen örtlich Sparit-gefüllte Hohlräume. Probe D 116; Dünnschliff; Foto Negativ; 6-fach vergrößert.

Abbildung 3: Hornstein-Bankkalk der „Lunzer-Raibler Schichten“: Arenitlage: Biointrasparit (nicht überall völlig ausgewaschen) reich an Echinodermen; Probe D 117; Dünnschliff; Foto Negativ, 6-fach vergrößert.

Abbildung 4: Hornstein-Bankkalk der Pötschen-Schichten: feinkörnig-dichter Kalk: Biomikrit mit Druckflaserungszonen (erkennbare Biogene: Radiolarien, Sphären, Bivalven (Halobiiden), Cephalopoden). Probe D 187; Dünnschliff; Foto Negativ. 6-fach vergrößert.

Abbildung 5: Echinodermendetrituskalk von der Außenseite des Dachsteinsriffkalkes (Vorriffbereich): Biosparit mit Intraklasten und Ooiden (erkennbare Biogene: Echinodermen, Foraminiferen); viele Komponenten sind von micritic envelopes umgeben. Probe D 256; Dünnschliff; Foto Negativ, 6-fach vergrößert.

Abbildung 6: Gebankter Dachsteinkalk: Loferit (vorwiegend mit Algenmatten) mit internen (Schrumpfungs-?)-Hohlräumen und später geopetal eingefülltem Internsediment. Probe D 197; Dünnschliff; Foto Negativ, 4,5-fach vergrößert.

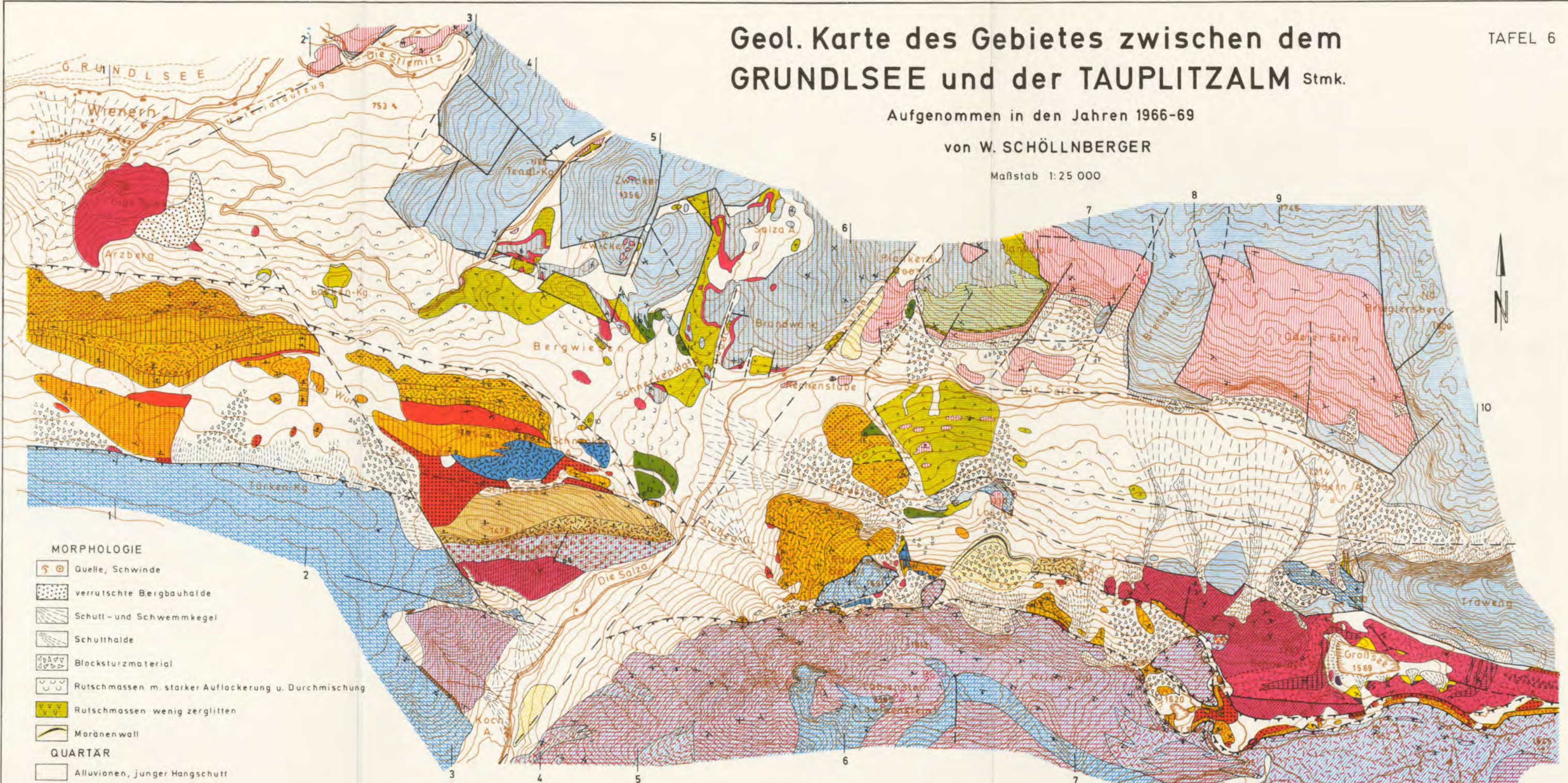
Erläuterungen zu den Abbildungen 7 bis 9 finden Sie auf den Abbildungen selbst.

Geol. Karte des Gebietes zwischen dem GRUNDLSEE und der TAUPLITZALM Stmk.

Aufgenommen in den Jahren 1966-69

von W. SCHÖLLNBERGER

Maßstab 1:25 000



MORPHOLOGIE

- Quelle, Schwinde
- verrutschte Bergbauhalde
- Schutt- und Schwemmkegel
- Schutthalde
- Blocksturzmaterial
- Rutschmassen m. starker Auflockerung u. Durchmischung
- Rutschmassen wenig zerglitten
- Moränenwall

QUARTÄR

- Alluvionen, junger Hangschutt
- Moränen

TERTIÄR

- Augensteine

MALM

- Tressensteinkalk
- Oberalm Schichten
- Agathakalk, Mühlbergkalk
basal: Ruhpoldinger Radiolarit

LIAS-DOGGER

- Allgäu-Schichten, (LIAS-DOGGER),
hornsteinführend
- Hierlatzkalk, „Lias-Rotkalk“, (LIAS)

KARN-NOR-RHÄT-LIAS

- Megalodontenkalk > Laferit
- Laferit > Megalodontenkalk
- massiger Dachsteinkalk
- *Hauptdolomit* im gebankten Dachsteinkalk
- Zlambach-Schichten, (RHÄT-LIAS)
- *Wechsellagerungsbereich* (Hornstein-Bankkalk,
-dolomite, Mergel, Breccienkalke)
- Hornstein-Bankdolomit
- Hornstein-Bankkalk

- gebankter Dachsteinkalk
- Dachstein-Schichten
(D.KARN-NOR-RHÄT-U.LIAS)
- dunkler Hornsteinkalk W Kochalm, (KARN)
- heller Dolomit } mit Korallen und
heller Kalk } "Cidaris"-Stacheln (KARN)
- dunkle Schiefertone u. Mergel
- Hornstein-Bankdolomit
- Hornstein-Bankkalk
- Lunzer Sandstein und
Reingrabener Schiefer
- Pötschen-Schichten
(KARN-NOR)
- "Lunzer-Raibler"
Schichten" (KARN)

ANIS-LADIN-Cardeval

- Dolomit W Kochalm, (LADIN)
- schwarzer Hornstein-
Plattenkalk
- dol. Hornstein-Bankkalk
- Knollenkalk
- Steinalkalk, (ANIS)
- *Bankdolomit mit Laferiten* (ANIS)
- Bankkalke im Bankdolomit
- Bankdolomit
- Reiflinger Schichten
(ANIS-LADIN-Cord)
- Gutensteiner
Schichten
(ANIS)

PERMOSKYTH

- sandige Bankkalke
- Schiefertone, Sandsteine
- Haselgebirge (PERMOSKYTH)
- Wertener Schichten
(SKYTH)
- Fossilfundpunkt

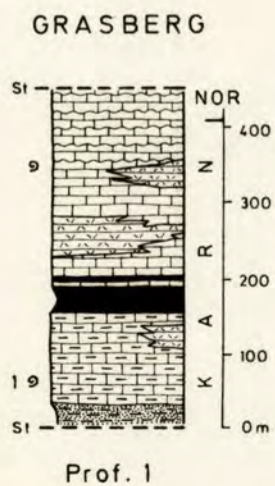
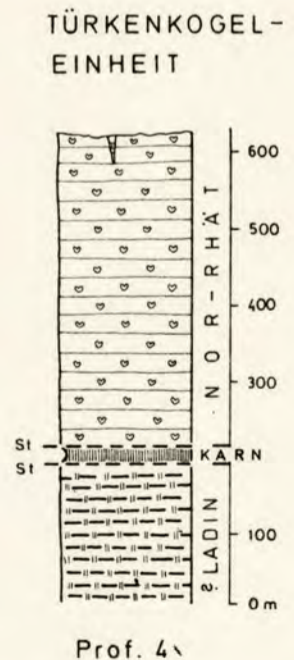
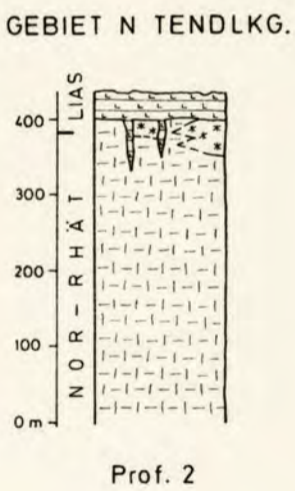
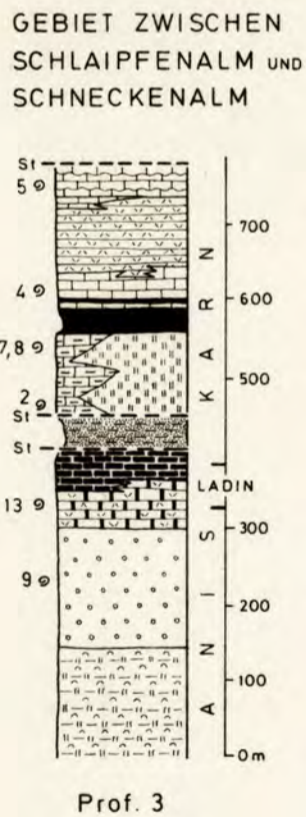
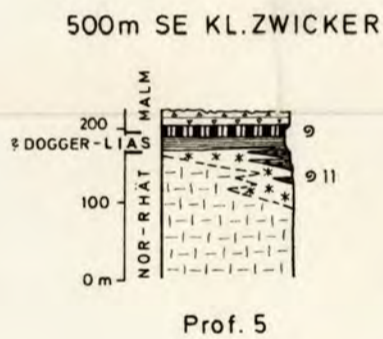
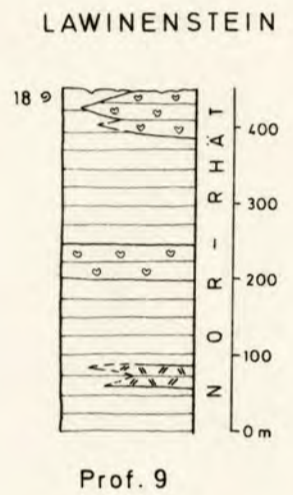
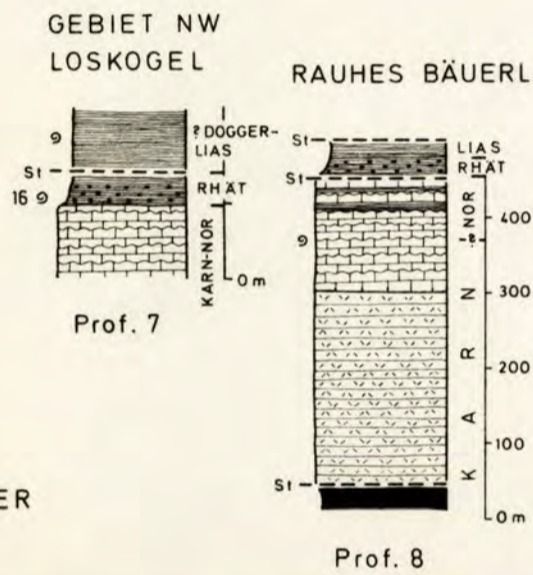
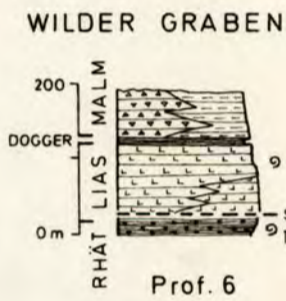
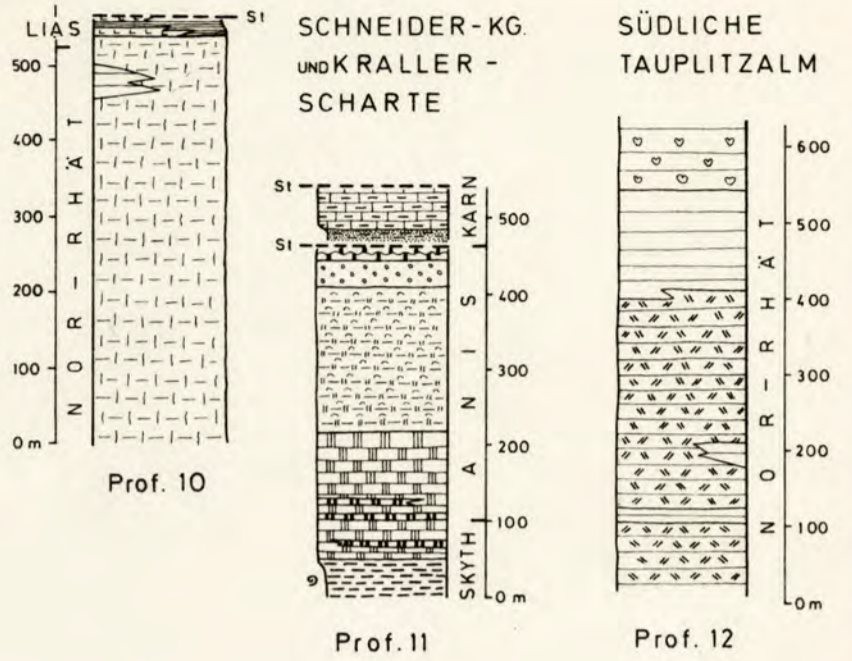
+5° +15° +30° +45° +60° +75° +85° +90°

steilstehende Störung — sichtbar — verdeckt — Schuppen- u. Deckengrenze

TRAWENG, W-SEITE

SCHICHTFOLGEN
AUS DEM GEBIET
ZWISCHEN DEM
GRUNDLSEE UND
DER TAUPLITZALM

W. SCHÖLLNBERGER



LEGENDE SIEHE TAFEL 8

- St = Störung
- 9 4 = Fossilfundpunkt (siehe Text)
- 9 * = Fossilfundpunkt (siehe A. TOLLMANN, 1960)

DAS GEBIET ZW. DEM GRUNDLSEE U. DER TAUPLITZALM IN N – S SCHNITTEN

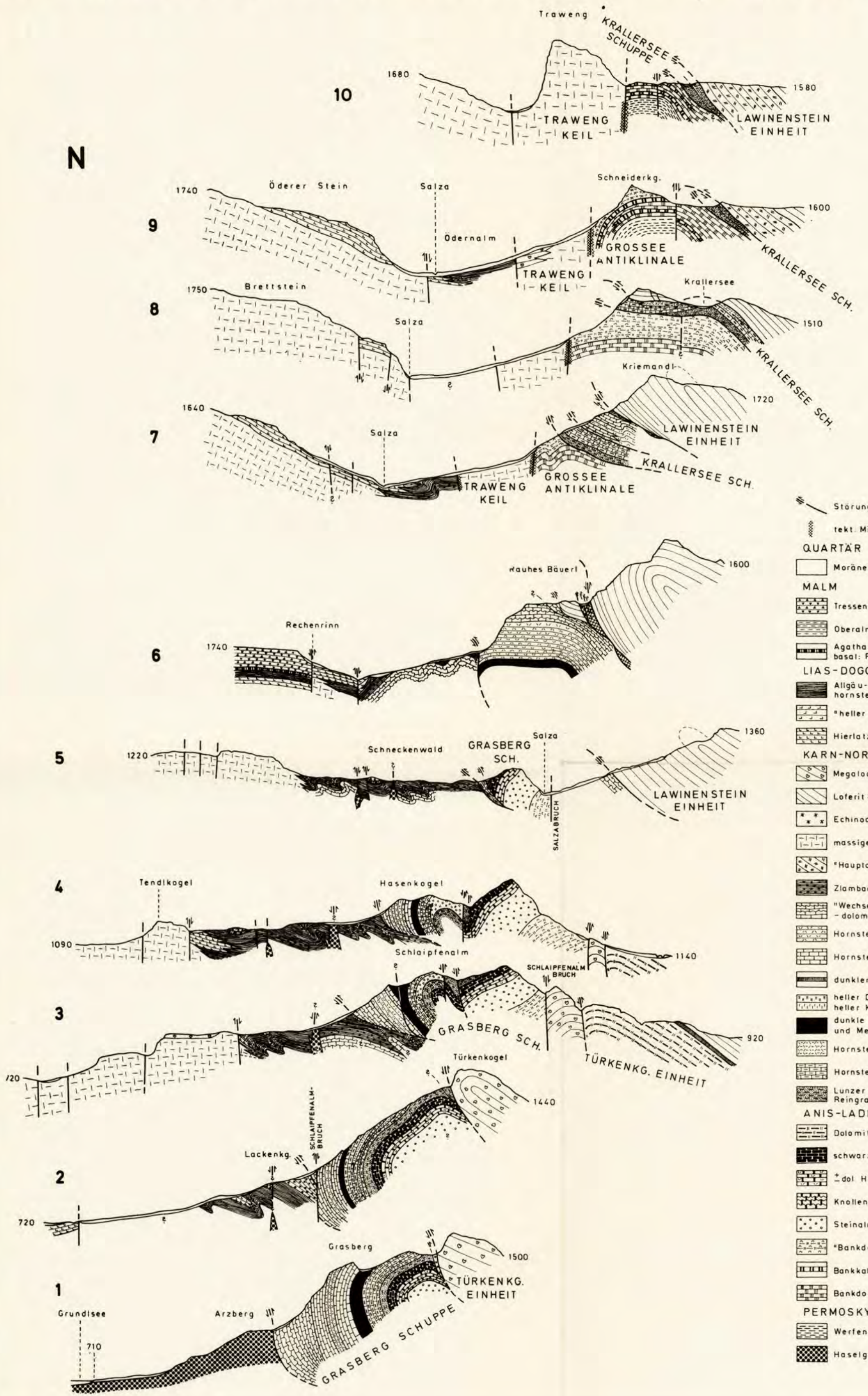
W. SCHÖLLNBERGER

0 km 1

N

S

TAFEL 8



- Störungen
- tekt. Mischserie, tekt. Breccie
- QUARTÄR**
- Moränen, Alluvionen, Hangschutt
- MALM**
- Tressenkalk
 - Oberalmere Schichten
 - Agathakalk, Mühlbergkalk; basal: Ruhpoldinger Radiolarit
- LIAS-DOGGER**
- Allgäu-Schichten, (LIAS DOGGER), hornsteinführend
 - "heller Liaskalk"
 - Hierlatzkalk, "Lias-Rotkalk", (LIAS)
- KARN-NOR-RHÄT-LIAS**
- Megalodontenkalk > Loferit } gebankter Dachsteinkalk
 - Loferit > Megalodontenkalk } gebankter Dachsteinkalk
 - Echinodermendetruskalk } Dachsteinschichten (O. KARN-NOR-RHÄT-U. LIAS?)
 - massiger Dachsteinkalk } Dachsteinschichten (O. KARN-NOR-RHÄT-U. LIAS?)
 - "Hauptdolomit" im gebankten Dachsteinkalk
 - Zlambach-Schichten, (RHÄT-LIAS?)
 - "Wechselagerungsbereich" (Hornstein-Bank-, -dolomite, Mergel, Breccienkalke) } Pötschen-Schichten (KARN-NOR)
 - Hornstein-Bankdolomit } Pötschen-Schichten (KARN-NOR)
 - Hornstein-Bankkalk } Pötschen-Schichten (KARN-NOR)
 - dunkler Hornsteinkalk W Kochalm, (KARN?)
 - heller Dolomit mit Korallen u. "Cidaris"-Stacheln (KARN)
 - dunkle Schiefertone und Mergel } "Lunzer-Raibler Schichten" (KARN)
 - Hornstein-Bankdolomit } "Lunzer-Raibler Schichten" (KARN)
 - Hornstein-Bankkalk } "Lunzer-Raibler Schichten" (KARN)
 - Lunzer Sandstein u. Reingrabener Schiefer } "Lunzer-Raibler Schichten" (KARN)
- ANIS-LADIN-Cardeval**
- Dolomit W Kochalm, (LADIN?)
 - schwarzer Hornstein-Plattenkalk } Reifflinger Schichten (ANIS-LADIN-Cord)
 - ± dol Hornstein-Bankkalk } Reifflinger Schichten (ANIS-LADIN-Cord)
 - Knollenkalk } Reifflinger Schichten (ANIS-LADIN-Cord)
 - Steinalmkalk, (ANIS)
 - "Bankdol. mit Loferiten", (ANIS)
 - Bankkalke im Bankdol. } Gutensteiner Schichten (ANIS)
 - Bankdolomit } Gutensteiner Schichten (ANIS)
- PERMOSKYTH**
- Werfener Schichten (SKYTH)
 - Haselgebirge (PERMOSKYTH)

TÜRKEN-KG. UND GRASBERG VON E GESEHEN

W. SCHÖLLNBERGER

TAFEL 9
LEGENDE SIEHE TAFEL 6

