



Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel

Redaktion:
Baba Senowbari-Daryan & Albert Daurer

Abh. Geol. B.-A.

ISSN 0378-0864
ISBN 3-900312-90-7

Band 50

S. 257-293

Wien, 6. April 1994

Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese

Von KARL KRAINER, HELFRIED MOSTLER & JOHANN G. HADITSCH*)

Mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und 11 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.00
Blätter 92, 93

Österreich
Salzburg
Jura
Fazies
Holothuriensklerite
Mangan

Inhalt

Zusammenfassung	257
Abstract	258
1. Einleitung	258
2. Fazielle Entwicklung des Jura	258
2.1. Rote und graue Liaskalke am Top der eingegleitene Dachsteinkalkschollen	260
2.2. Hartgrund und Manganerz-Horizont	262
2.3. Beckenfazies (Allgäu-Formation)	263
3. Mikrofauna und stratigraphische Verwertbarkeit	263
3.1. Holothuriensklerite	263
4. Manganmineralisationen	265
4.1. Manganmineralisation ESE Pürzlbach	265
4.2. Manganmineralisation Kallbrunnalm	266
4.3. Manganmineralisation Kammerlingalm	266
4.4. Manganmineralisation Pippengraben	266
4.5. Genese der Manganmineralisationen	267
5. Beckenentwicklung	268
Literatur	292

Zusammenfassung

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist im Bereich Weißbach – Diesbach südöstlich Lofer, am Westrand des Steinernen Meeres (Salzburg, Österreich) die Sedimentabfolge eines lokalen Jura-Beckens aufgeschlossen. Dieses Becken wurde im Hettangien (Lias) entlang E–W-gerichteter sinistraler Lateralstörungen (Strike-Slip Faults) als Extensionsbecken (Strike-Slip-Becken bzw. Pull-Apart-Becken) mit Halbgrabenstruktur und einer komplexen Beckenfüllung mit asymmetrischer Faziesverteilung herausgeformt.

Im Bereich der teilweise noch eindrucksvoll aufgeschlossenen Scarp Faults gelangten verschiedene Typen von gravitativen Sedimenten (Mass Flows) zur Ablagerung, weiter distal wurden rote, gebankte Liaskalke mit zahlreichen Turbidit- und Debrit-Einschaltungen (Weißbach-Formation) sedimentiert. Auf diesen Hang-(Slope-)Sedimenten liegen riesige, bis zu mehrere hundert Meter mächtige Dachsteinkalk-Schollen, die syndimentär in das Becken eingegleitet sind und eine Phase extrem hoher Subsidenz markieren.

Die eingegleitene Schollen werden teils von grauen und roten kondensierten Liaskalken und einem darüberliegenden Hartgrund und Manganerz-Horizont des Unteren Toarcien plombiert, teilweise liegen Hartgrund und Manganerz-Horizont direkt auf den Dachsteinkalk-Schollen und Debriten.

Kalke der Slope-Fazies enthalten eine reiche und interessante Holothuriensfauna, die sich deutlich von jener des Germanischen Lias unterscheidet. Unter den zahlreichen Holothurienskleriten befinden sich einige wichtige Leitformen wie *Theelia liassica* MOSTLER, *Theelia multiundulata* MOSTLER (Oberes Hettangien–Unteres Pliensbachien), *Theelia loferensis* MOSTLER (Pliensbachien) und *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER (Unteres Toarcien). Auch neue Arten konnten nachgewiesen werden.

Die Hang-(Slope-)Fazies verzahnt sich lateral mit der Allgäu-Formation (Fleckenmergel, Fleckenkalke, Kieselkalke) bzw. wird von dieser überlagert. Innerhalb der Allgäu-Formation ist im becken tiefsten Bereich ebenfalls eine Manganmineralisation entwickelt.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. KARL KRAINER, Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. JOHANN GEORG HADITSCH, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz.

Abseits der Scarp Faults zeigt der Lias eine völlig andere fazielle Ausbildung: der Dachsteinkalk wird von geringmächtigen roten und grauen, kieseligen Knollenkalken überlagert, die in ebengebankte Kieselkalke und allmählich in die Sedimente der Allgäu-Formation überleiten. Manganmineralisationen treten innerhalb der Beckenfolge in zwei verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf: einmal im Zusammenhang mit dem Hartgrund am Top der eingegleiteten Dachsteinkalk-Schollen und Debrite bzw. der darauf liegenden kondensierten Kalke. Diese Manganmineralisation ist zeitlich in das Untere Toarcien zu stellen. Zum anderen eine ebenfalls schichtgebundene, flözartige Manganmineralisation innerhalb der Allgäu-Formation, die in das Aalenien–Bajocien einzuordnen ist. Diese schichtgebundene Manganmineralisation ist jedoch nicht mit den in der Tiefsee weit verbreiteten Manganknollenmineralisationen in Verbindung zu bringen. Insgesamt konnten drei Erzfazies-Typen unterschieden werden. Die Cu- und Ba-Führung und die SiO₂-Gehalte der Manganmineralisationen sowie die Manganerzschlämme deuten auf eine lokale Zufuhr hydrothermalen Lösungen über ein tiefreichendes Störungssystem.

Development of a Jurassic Basin in the Northern Calcareous Alps Near Lofer (Salzburg) with Special Regard to the Genesis of Manganese Ores

Abstract

Near Weißbach – Dießbach southeast of Lofer (Salzburg, Austria), at the western rim of the Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps), the sedimentary sequence of a local jurassic strike slip basin (pull apart basin) is exposed. This basin formed during the Hettangian (Lias) along E–W-directed sinistral strike slip faults showing the structure of a halfgraben with a complex basin fill and asymmetric facies distribution.

Along the scarp faults, some of which are still well exposed, different types of mass flows were deposited. In the more distal part red bedded liassic limestones with numerous turbidite and debris flow intercalations (Weißbach Formation) are developed.

These slope sediments are overlain by large, up to several hundred meter thick synsedimentary Dachsteinkalk-blocks which slid into the basin and mark a phase of extreme high subsidence.

The blocks are overlain by thin, grey and red liassic limestones with a hardground and manganese horizon on top. At places hardground and manganese horizon directly rest on top of the blocks and debris flows.

The limestones of the slope facies contain a rich and interesting holothurian fauna, which differs significantly from that of the German Lias. Among the numerous holothurian sclerites there are some stratigraphically important and new species like *Theelia liassica* MOSTLER, *Theelia multiundulata* MOSTLER (Upper Hettangian–Lower Pliensbachian), *Theelia loferensis* MOSTLER (Pliensbachian) und *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER (Lower Toarcian).

Laterally the slope facies interfingers with and is overlain by sediments of the Allgäu Formation, which also contains a manganese mineralization.

Apart from the scarp faults the Liassic sequence is developed in a different facies: Dachsteinkalk is overlain by a thin sequence of red and grey, nodular cherty limestones, which upward grade into well bedded cherty limestones and into sediments of the Allgäu Formation. Within the sedimentary sequence of the basin manganese mineralisations occur in two different stratigraphic horizons:

A manganese mineralization together with the hardground on top of the Dachsteinkalk-blocks and debris flows and overlying condensed limestones (Lower Toarcian), and a stratiform manganese mineralization within the Allgäu Formation (Aalenian–Bajocian). This stratiform mineralization should not be mixed up with manganese nodule mineralizations which are very common in the deep sea environment. Three different ore facies types have been recognized. Cu-, Ba- and SiO₂-content of the manganese ores and the occurring manganese ore sludges indicate a local source from hydrothermal solutions which ascended along a deep fault system.

1. Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt östlich von Weißbach bei Lofer (Salzburg), im Bereich Pürzlbach – Kallbrunnalm – Ingolstädter Haus – Pippengraben – Kammerlingalm, am Westrand des Steinernen Meeres (siehe Abb. 1).

Die erste und zugleich auch letzte geologische Bearbeitung dieses Raumes mit einer bereits recht detaillierten Beschreibung der Gesteinsabfolge stammt von HAHN (1913). In jüngerer Zeit waren vor allem die in der jurassischen Sedimentabfolge enthaltenen Manganmineralisationen wiederholt Gegenstand geologisch-lagerstättenkundlicher Untersuchungen (GRUSS, 1958, 1969; GUDDEN, 1969a, b).

Die untersuchte Gesteinsabfolge liegt in der tektonischen Einheit der Stauffen-Höllengebirgsdecke (Tirolikum), die von tiefjuvavischen Hallstätter Schollen (z.B. Hochkranz-Scholle, Gerhardstein-Scholle) überlagert wird. Im Norden bildet die hochjuvavische Berchtesgadener Decke die höchste tektonische Einheit (TOLLMANN, 1976, 1985).

Im untersuchten Bereich ist die Sedimentabfolge eines lokalen Jura-Beckens mit einer interessanten, in der Vergangenheit beschürften Manganvererzung aufgeschlossen.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist, diese Sedimentabfolge einschließlich der Manganvererzung zu beschreiben sowie die Beckenbildung und die damit verbundene Manganmineralisation zu diskutieren.

2. Fazielle Entwicklung des Jura

Die Basis der jurassisch-kretazischen Sedimentabfolge besteht aus mächtigem Dachsteinkalk, der oberhalb der Kammerlingalm mit Kössener Schichten verzahnt. Der Dachsteinkalk liegt sowohl in Riff-Fazies als auch in gebankter Lagunen-Fazies vor. Charakteristisch für den gesamten untersuchten Raum sind jurassische Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk, hauptsächlich in Form roter Encrinite. Auch graue Spaltenfüllungen kommen vor.

Über dem Dachsteinkalk folgen im Bereich Pürzlbach–Kallbrunnalm rote Liaskalke in einer faziellen Entwicklung, die zwischen Scheibelberg-Formation und Adnetter Formation vermittelt, von MOSTLER & KRÄINER (1993) detailliert beschrieben und als Weißbach-Formation bezeichnet wurde.

Am Top dieser Weißbach-Formation liegen bis zu mehrere hundert Meter mächtige, synsedimentär in das sich im unteren Lias herausformende Jurabecken eingegleitene Dachsteinkalkschollen.

Diese eingegleiteten Schollen werden teils von geringmächtigen roten und grauen Liaskalken plombiert. Darauf liegt stellenweise ein bis zu gut 1 m mächtiger Manganerz-Horizont mit einem Hartgrund an der Basis. Teilweise liegt der Hartgrund direkt auf Dachsteinkalk-Schollen.

Über dem Hartgrund bzw. dem Manganerz-Horizont folgt die Allgäu-Formation in Form von mächtigen, im zentralen Beckenbereich (Pippengraben) Mn-reichen Mergeln

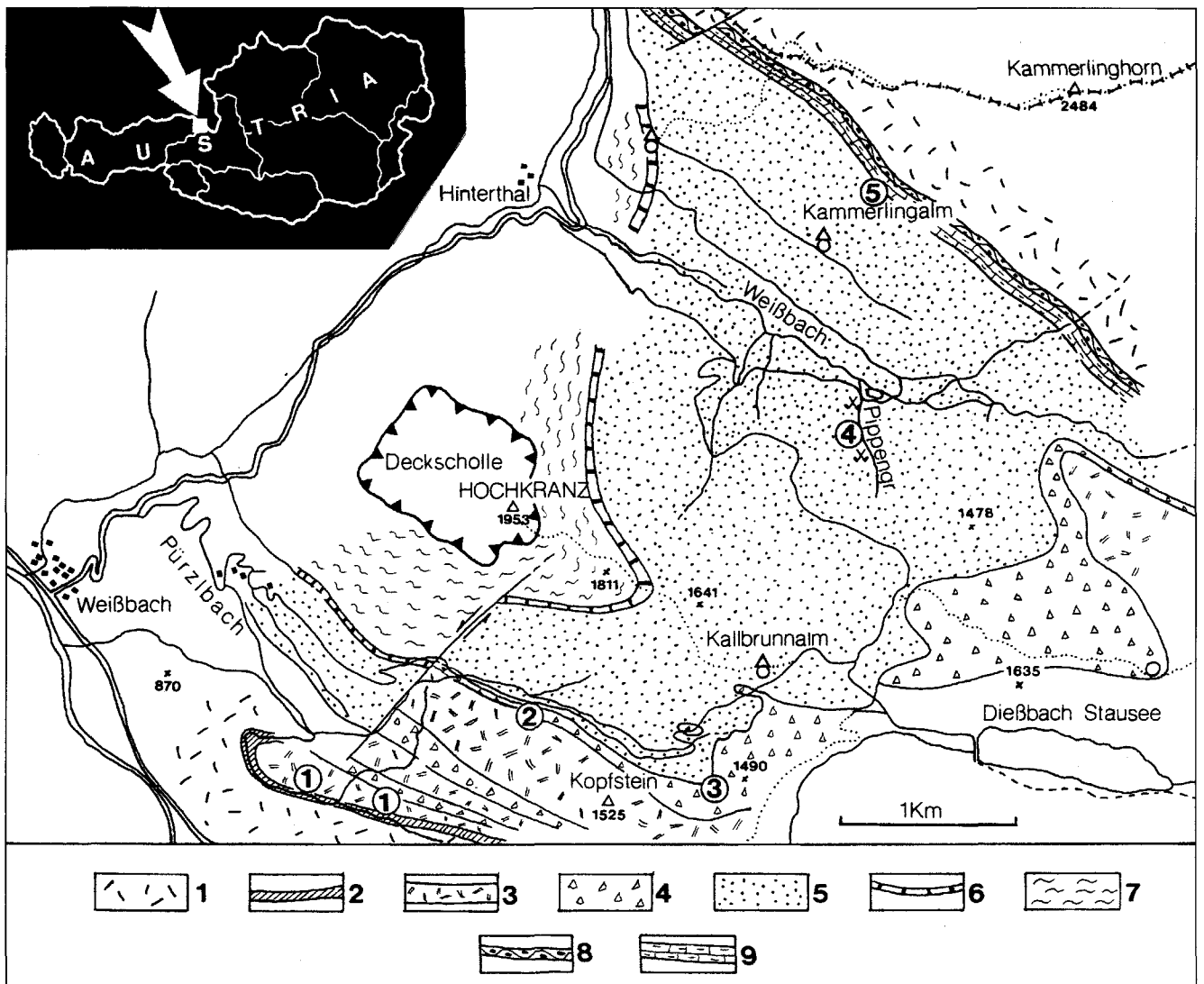


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte mit Lage der untersuchten Aufschlüsse 1 bis 5.
 1 = Dachsteinkalk, 2 = rote Liaskalke (Weißbach-Formation), 3 = eingegleitene Dachsteinkalkschollen, 4 = Debrite und kondensierte Kalke am Top der eingegleitene Schollen, 5 = Allgäu-Formation, 6 = Ruhpoldinger Radiolarit, 7 = Ammergau-Formation (Aptychenschichten), 8 = rote Knollenkalke oberhalb der Kammerlingalm (Lias), 9 = graue Kieselkalke oberhalb der Kammerlingalm (Lias).

(„Fleckenmergel“) und Schiefern mit lokalen Manganvererzungen. Am Top sind im Bereich der Kallbrunnalm dünnbankige Kieselkalke mit vereinzelt Slumping-Horizonten entwickelt. Überlagert wird diese Beckenfazies vom Ruhpoldinger Radiolarit und den darüberfolgenden Aptychenschichten (Ammergau-Formation) bzw. Oberalmer Schichten, die bereits in die untere Kreide hinaufreichen.

In der Umgebung des Ingolstädter Hauses ist die Randfazies dieses Jurabeckens in Form von eindrucksvollen Megabreccien, teilweise noch deutlich als Scarp-Fault-Breccien (mit der erhaltenen Scarp Fault) erkennbar, aufgeschlossen (Abb. 2, 3). Diese Megabreccien und Debrite verzahnen beckenwärts mit den Beckensedimenten der Allgäu-Formation. In der Umgebung der Kallbrunnalm „schwimmen“ beispielsweise große Dachsteinkalkschollen in der „Manganschieferfazies“ der Allgäu-Formation.

Im Bereich der Kammerlingalm liegt die Schichtfolge invers (überkippter Schenkel) und ist auch etwas anders entwickelt. Über dem Dachsteinkalk folgen zunächst rund 20 m mächtige rote Knollenkalke vom Typus Adneter Formation mit nach oben zunehmendem Kieselsäuregehalt.

Diese gehen zunächst in bunte, kieselige Knollenkalke (ca. 5 m) und schließlich in graue kieselige Knollenkalke (Scheibelberg-Formation) über (Abb. 4).

Diese wiederum werden von ebengebankten Kieselkalken mit mergeligen Zwischenlagen abgelöst, die dann allmählich in eine mächtige Beckenfazies in Form der Allgäu-Formation („Fleckenmergel“) überleiten. Darüber folgen wiederum Radiolarit und Aptychen- bzw. Oberalmer Schichten.

Insgesamt bildet die Schichtfolge eine ungefähr NW-SE-gerichtete, tektonisch gestörte Synklinale mit einer nach NW einfallenden Faltenachse und einem überkippten NE-Schenkel mit inverser Schichtfolge im Bereich der Kammerlingalm.

Im folgenden soll die sedimentäre Abfolge im Hangenden der eingegleitene Dachsteinkalkschollen, und zwar

- rote und graue Liaskalke
- Hartgrund und Manganerz-Horizont
- Manganschiefer-Beckenfazies mit Mn-Vererzungen (Allgäu-Formation)

näher beschrieben werden.



Abb. 2. Scarp Fault (Bildmitte) mit Scarp-Fault-Breccie (rechts im Bild). Links Dachsteinkalk. WSW Ingolstädter Haus.

Die Basis der eingeglihten Dachsteinkalkschollen ist entlang eines Forstweges südöstlich Pürzlbach (Aufschluß 1) eindrucksvoll aufgeschlossen. Deutlich ist erkennbar, daß diese Riesenschollen auf einer noch nicht verfestigten Sedimentunterlage (rote Kalkschlämme) eingegliht sind und dabei das Sediment im Kontaktherich-



Abb. 3. Scarp-Fault-Breccie aus bis zu mehreren m großen Dachsteinkalkblöcken in roter, mergeliger Grundmasse. WSW Ingolstädter Haus.

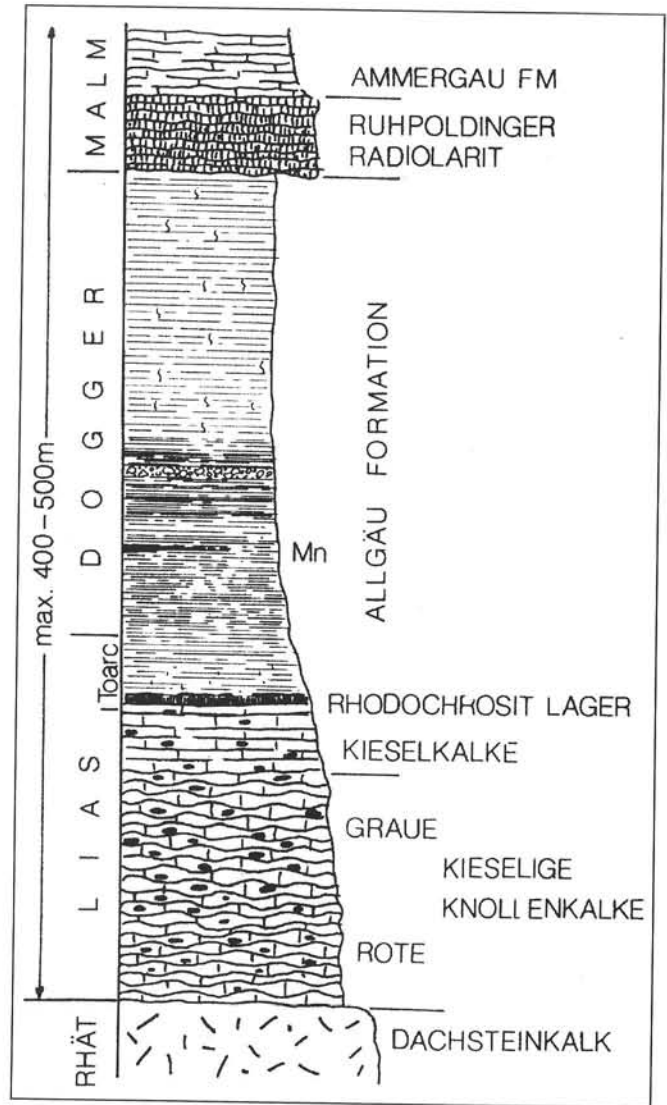


Abb. 4. Schematisches Profil durch die jurassische Sedimentabfolge im Bereich der Kammerlingalm.

deformiert und auf die Seite gepflügt haben (Abb. 5). Auch die Eingleitrichtung ist erkennbar (ungefähr nach Nord-west).

Zwischen den einzelnen Dachsteinkalkschollen liegen ebenfalls Rotkalke und vor allem Debrite und Megabrecien aus Dachsteinkalkblöcken und roter, kalkiger Grundmasse.

2.1. Rote und graue Liaskalke am Top der eingeglihten Dachsteinkalkschollen

Die eingeglihten Dachsteinkalkschollen werden ESE Pürzlbach (Aufschluß 2) von bis zu rund 12 m mächtigen roten und grauen, undeutlich grob gebankten Kalken überlagert (Abb. 6).

Mikrofaziell handelt es sich bei diesen Kalken um biogenführende, bioturbate Mudstones (Tafel 1, Fig. 3, 4), die häufig in ungeschichtete, bioturbate Wackestones und teilweise in Packstones (Tafel 1, Fig. 1,2) übergehen.

An Biogenresten finden sich häufig Echinodermenreste (teilweise angebohrt und rötlich imprägniert) sowie Schalenreste von Ostracoden, Brachiopoden, Bivalven, vor allem aber von Kleingastropoden und Ammoniten (siehe Ta-

Abb. 5.
 Unterseite eines in rote Liaskalke (Weißbach-Formation) eingeglittenen Dachsteinkalkblockes (Dk).
 Aufschluß oberhalb eines Forstweges SE Weißbach.



fel 1, Fig. 1–5). Weitere Bioklaste sind Foraminiferen (u.a. *Involutina liassica*, Tafel 2, Fig. 2) sowie *Spicula* und ?Radiolarien. In den Mudstones konnten vereinzelt Schwammreste beobachtet werden.

Einzelne Mudstones führen fast ausschließlich Schalenreste von Ammoniten.

Lithoklaste sind selten enthalten, fehlen in den meisten Proben. Es handelt sich überwiegend um Intraklaste, selten um Extraklaste (Bruchstücke von Flachwasserkarbonaten).

In den Mudstones sind die Bioklaste nicht selten zu dünnen Wackestone-Lagen angehäuft (Tafel 1, Fig. 5).

Während die Mudstones das mehr oder weniger autochthone Sediment repräsentieren, handelt es sich bei den Wackestones und Packstones um transportiertes Material in Form distaler Schüttungen.

Selten sind in diese Kalke Debitrlagen mit mm- bis cm-großen Komponenten, hauptsächlich in Form von Intraklasten (rote Mudstones und Wackestones) sowie einzelnen Dachsteinkalk-Komponenten, eingeschaltet (Tafel 2, Fig. 2).

Weiter südöstlich, Richtung Kallbrunnalm (Aufschluß 3), liegen auf den Dachsteinkalkblöcken sehr geringmächtige (einige dm bis etwas mehr als 1 m), stark kondensierte Rotkalke, ebenfalls in Form biogenführender Mudstones und bioklastischer Wackestones (Tafel 1, Fig. 6) mit teilweise vielen Ammoniten und Crinoidenwurzeln am Top, die bereits den Hartgrund einleiten. In einem Schliff ist über einem biogenführenden, bioturbaten Mudstone eine mehrere mm dicke Lage bzw. Kruste aus Fe/Mn-Mineralen mit tafeligen Kristallen (ursprünglich vermutlich Baryt) entwickelt, darüber folgt ein schlecht ausgewaschener Echinodermen-Grainstone.

In den Breccien finden sich Gastropoden, Belemniten, Brachiopoden und vor allem Ammoniten. Während die Schalenreste von Gastropoden, Brachiopoden und Belemniten z.T. vererzt sind (von Fe/Mn-Erz verdrängt), sind Ammonitenschalen und Crinoidenwurzeln nie vererzt.

Zwischen den Blöcken befindet sich z.T. rotes, kieseliges, teilweise mergeliges Material mit Hämatit/Manganerz, das oberflächlich zu Brauneisen verwittert. In Klüften ist Mangan angereichert.

Diese Fazies unterscheidet sich deutlich von der im Liegenden der eingeglittenen Dachsteinkalkschollen aufgeschlossenen Weißbach-Formation durch

- einen deutlich höheren Anteil an Mudstones (autochthones Sediment),
- deutlich geringeren Anteil an Schüttungen (deutlich weniger Debrite, sehr selten Crinoiden-Grainstones),
- das Fehlen von Kieselknauern,
- höheren Gehalt an Ammoniten und
- stärkere Durchwühlung.

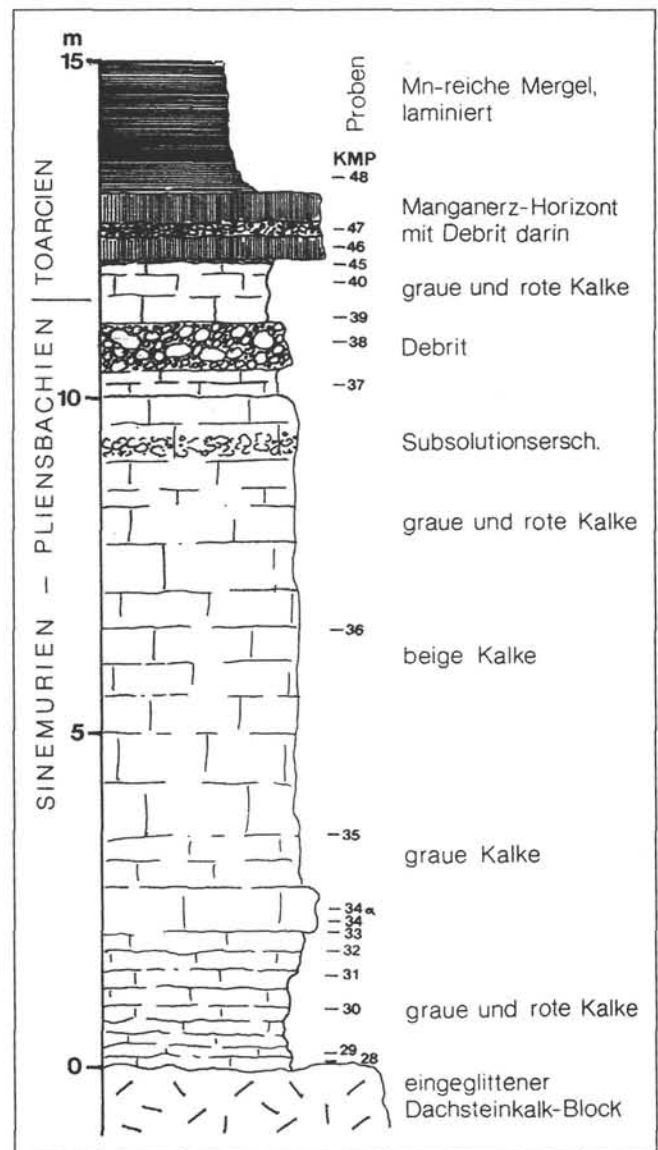
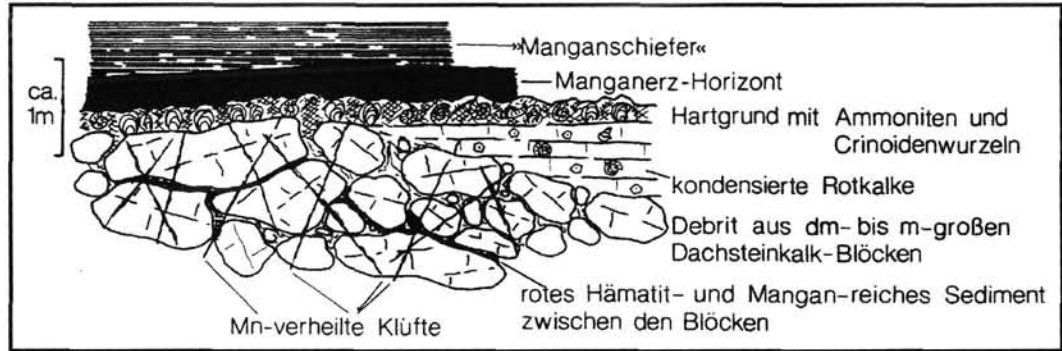


Abb. 6.
 Profil durch die Sedimentabfolge im Hangenden der eingeglittenen Dachsteinkalk-Schollen, aufgenommen unmittelbar südlich des Fahrweges von Pürzlbach zur Kallbrunnalm (Aufschluß 2 in Karte, Abb. 1)

Abb. 7.
Schematische Darstellung der Abfolge im Hangenden der Debrite mit kondensierten Rotkalken, Hartgrund und Manganerz-Horizont südlich der Kallbrunnalm. Aufschluß 3 in der Karte (Abb. 1).



2.2. Hartgrund und Manganerz-Horizont

Auf den grauen und roten Liaskalken folgt stellenweise ein bis zu gut 1 m mächtiger Manganerzhorizont, der beispielsweise am Weg von Pürzlbach zur Kallbrunnalm (Aufschluß 2) gut aufgeschlossen ist. Dieser Horizont besteht aus massivem Manganerz mit einer wenige dm mächtigen polymikten, schlecht sortierten Breccie. Diese Breccie enthält bis zu gut 7 cm große, eckige Komponenten, hauptsächlich Bruchstücke von Manganschiefern und Manganerz, aber auch Dachsteinkalkgerölle (Tafel 2, Fig. 3).

Richtung Kallbrunnalm (Aufschluß 3) folgt teils auf geringmächtigen, kondensierten Rotkalken, teils direkt auf den Dachsteinkalk-Blöcken zunächst ein Hartgrund mit massenhaft Ammoniten und bis zu mehrere cm-großen Crinoiden-Wurzeln (Abb. 7,8,9).

Die Crinoidenwurzeln werden häufig von stark Fe/Mn-imprägnierten Serpeln und sessilen Foraminiferen umkrustet, einzelne Crinoidenwurzeln sind auch stark angebohrt (siehe Tafel 3, Fig. 1–6). Der Hartgrund selbst besteht aus einem ziemlich dichten Fe/Mn-Gemenge mit vereinzelt tafeligen Kristallen (Baryt). Stellenweise ist ein ausgeprägtes gelartiges Gefüge zu erkennen. Auch im Schliff sind einzelne Fossilreste, vor allem Ammoniten und Echinodermenreste, erkennbar.

In einem Schliff konnte die direkte Auflagerung des Hartgrundes auf einem Dachsteinkalkblock erfaßt werden (Tafel 3, Fig. 3–5): auf grauem Dachsteinkalk in Form eines schlecht ausgewaschenen Pelsparites folgt zunächst eine einige mm dicke, möglicherweise durch Cyanobakterien

gefällte Fe/Mn-Kruste. Auf dieser sitzen bis zu mehrere cm große Crinoidenwurzeln, die von Fe/Mn-imprägnierten Serpeln und sessilen Foraminiferen angebohrt und umwachsen sind. Die Serpeln und Foraminiferen sind teilweise in einer sparitischen Grundmasse eingebettet. Einzelne größere Hohlräume wurden teilweise durch Kalzitzement, teilweise aber auch durch dünne Kieselsäuresäume und grünliche Phyllosilikatminerale, vermutlich Chlorit, ausgefüllt (Tafel 3, Fig. 5).

Aus karbonatischen Bereichen des Hartgrundes konnten mittels Essigsäure erstmals kleine Mangankrusten vollkörperlich herausgelöst werden, wobei drei Krustentypen unterschieden werden können (Tafel 6):

- **Krustentyp 1**
besteht aus an schmalen Stielen stark aufgetriebenen „Krustenköpfen“ mit faltiger Oberflächenstruktur (Tafel 6, Fig. 1, 4).
- **Krustentyp 2**
zeigt einen gut entwickelten Schalenbau mit isoliert aufgerichteten, eher unregelmäßig gestalteten Knollen (vgl. Tafel 6, Fig. 10), jedoch ohne faltige Oberflächenstruktur. Es fehlen auch zentrale Lumina (Tafel 6, Fig. 2, 3, 7, 8, 10).
- **Krustentyp 3**
besteht aus einem kurzen Stiel und bogenförmigen, glatten Kuppen, in deren Zentrum jeweils ein Lumen entwickelt ist (Tafel 6, Fig. 5, 6, 9, 11). Das Lumen stellt die Austrittsstelle eines vertikal zur Oberfläche entwickelten röhrenförmigen Kanales dar (Tafel 6, Fig. 9, 11). Die einzelnen Kanäle werden durch gebogene Laminae miteinander verbunden.

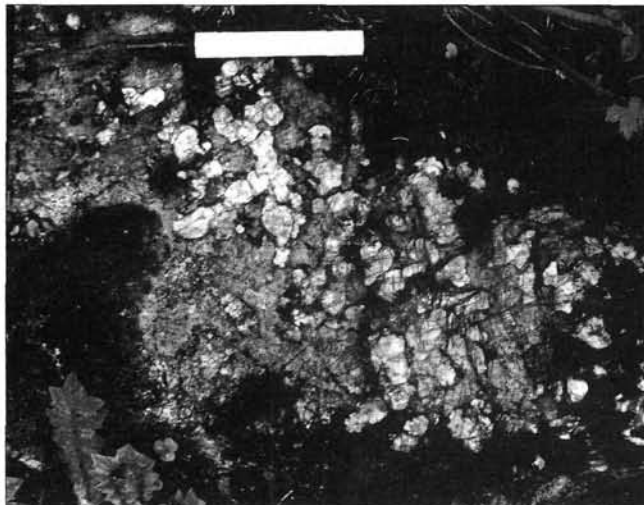


Abb. 8.
Zahlreiche Crinoidenwurzeln, die auf einem Dachsteinkalk-Block aufgewachsen sind und den Hartgrund einleiten. Südlich Kallbrunnalm, Aufschluß 3.



Abb. 9.
Hartgrund mit Crinoidenwurzeln und Manganerz (obere Bildhälfte) direkt auf einem Dachsteinkalk-Block. Aufschluß südlich der Kallbrunnalm (Aufschluß 3).

2.3. Beckenfazies (Allgäu-Formation)

Hartgrund bzw. Manganerz-Horizont werden von einer mehrere 100 m mächtigen Beckenfazies (Allgäu-Formation) überlagert (Abb. 10).

Diese Abfolge besteht im tieferen Teil aus

- grauen bis beige-grauen Mergeln;
- feinelaminierten Mergeln, teilweise mit Pyrit und Manganmineralen;
- dunkelgrauen, karbonatischen Siltsteinen, teilweise durchwühlt;
- rötlichen und gelblichen Laminiten in Wechsellagerung, geringmächtig;
- feinkörnigen Breccienlagen;
- Slumping-Horizonten.

Selten sind in dieser Schichtfolge Ammoniten und Spurfossilien (*Zoophycos*) enthalten.

In der becken-tiefsten Fazies, zwischen Kammerlingalm und Kallbrunn-Alm (Bereich Pippengraben) sind in dieser Abfolge auch Manganvererzungen (Manganschiefer) entwickelt, die zeitweise abgebaut wurden (Stollenmundlöcher im Pippengraben SW des Speichersees). Diese untere Abfolge entspricht den mittleren Allgäu-Schichten im Sinne von JACOBSHAGEN (1965).

Die feinelaminierten Mergel bestehen aus hellen und dunklen Laminae. Einzelne Laminae enthalten Reste von umkristallisierten, kalzifizierten Radiolariengehäusen. Die dunklen Laminae enthalten viel opakes bzw. organisches Material und meist weniger Radiolarien. Die hellen Lagen sind dagegen stärker karbonatisch und enthalten reichlich Radiolarienreste (Tafel 2, Fig. 4).

Interessant sind einzelne, mm-dicke, mikritische Karbonatlagen, die stark deformiert (gefältelt) und teilweise zerrissen sind, vermutlich aufgrund von Entwässerungsvorgängen.

Selten treten rötliche und gelbliche Laminite in Wechsellagerung auf, wobei die gelblichen Laminae aus feinkristalliner Kieselsäure mit fein verteiltem Karbonat bestehen, während es sich bei den rötlichen Lagen um feinelaminierte Feinschüttungen mit einzelnen grauen Karbonatkomponenten in Silt-Feinsandkorngröße in einer tonig-feinsiltigen Grundmasse handelt. Einzelne Lagen sind aufgrund ihres erhöhten Mn/Fe-Gehaltes dunkel, fast schwarz gefärbt. Radiolarienreste konnten in diesem Sedimenttyp, der auch in Form von bis zu rund 2 cm großen, eckigen Intraklasten in einer monomikten Breccie auftritt (Tafel 2, Fig. 5), nicht beobachtet werden.

Interessant sind weiters eckige, monomikte Breccien mit mm- bis gut 2 cm großen Komponenten in Form von Mn-Schiefern und grünlichgrauen, teilweise geschichteten Karbonatsiltiten mit kleinen Lithoklasten.

Im Bereich der Kammerlingalm ist die Beckenfazies bereits stärker karbonatisch entwickelt, die Abfolge besteht

dort hauptsächlich aus „Fleckenmergeln“, die aufgrund der Durchwühlung keine ausgeprägte Laminierung mehr zeigen. Es handelt sich um bioturbate, geflaserte Kalkmergel mit kalzifizierten Radiolarienresten (Tafel 2, Fig. 6). Die dunklen und hellen Fläsern („Flecken“) entstanden als Folge der teilweise intensiven Durchwühlung, was auf bessere Lebensbedingungen als im Beckentiefsten schließen läßt. Auch Pyrit fehlt weitgehend, ebenso ist der Mangan-gehalt deutlich geringer.

3. Mikrofauna und stratigraphische Verwertbarkeit

Die Mikrofauna des Lias im Umfeld von Lofer (St. Martin – Weißbach) ist sehr reich, was den unlöslichen Rückstand der Karbonatgesteine betrifft. Im oberen Hettangien bis oberen Pliensbachien herrschen vor allem die Crinoidenskelettelemente vor, aber auch die Hartteile der Ophiuren treten massiv in Erscheinung. Letztere wurden ausführlich in einer eigenen Arbeit vorgestellt (vgl. MOSTLER & KRAINER, 1993). In den Hornsteinkauern führenden Rotkalken der Weißbach-Formation wurde auch eine reiche Schwamm-skleren-Vergesellschaftung gefunden, in der die Spicula von Demospongien bei weitem vorherrschen. Die Spicula von Kalkschwämmen sind in allen liassischen Kalkabfolgen dieses Raumes reichlich vertreten.

An der Wende Pliensbachien–Toarciens fällt ein deutlicher Rückgang der Crinoidenskelettelemente, aber auch jener der Ophiuren auf; an ihre Stelle treten die Echiniden, die zu dieser Zeit richtig aufblühten. So sind z.B. Pedicellarien sehr häufig zu beobachten, und deshalb wurden auch eine Reihe von Pedicellarienklappen auf Tafel 5 abgebildet, um ein wenig die Spektrumsbreite dieser Klappen darzustellen.

3.1. Holothuriensklerite

Die Holothuriensklerite sind im gesamten Lias reich vertreten. Sie treten sowohl in der Slope-Fazies als auch in der Tief-schwellen-Fazies auf. Nur die wichtigsten wurden im Zuge

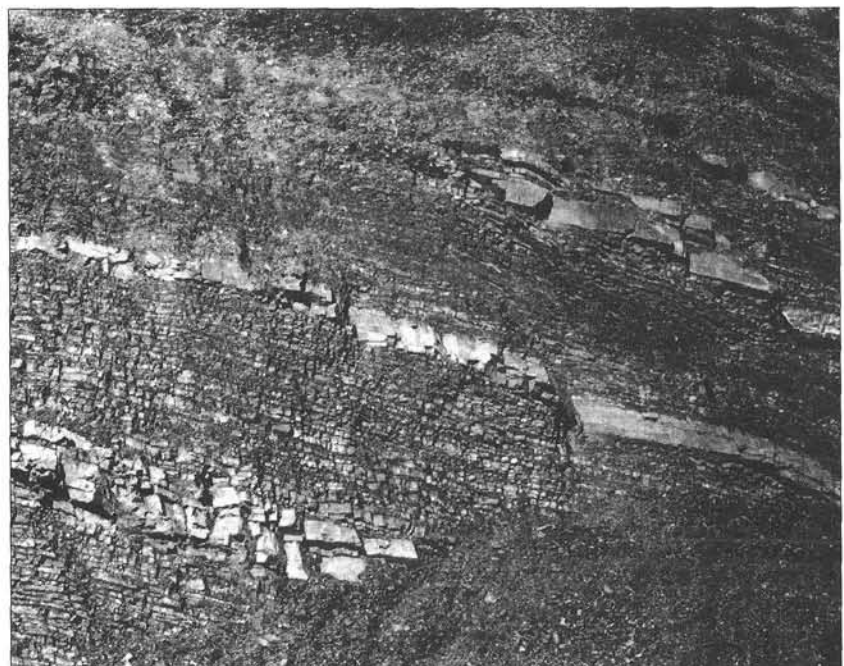


Abb. 10. Beckensedimente der Allgäu-Formation, aufgeschlossen entlang des Fahrweges von Pürzl bach zur Kallbrunnalm.

dieser Studie dokumentiert. Es ging vor allem darum, ob und inwieweit man die Holothuriensklerite auch stratigraphisch nutzen kann.

Für den Bereich oberes Hettangien–oberes Pliensbachien konnten folgende Holothuriensklerite nachgewiesen werden:

- **Stichopitidae** FRIZZELL & EXLINE
Binoculites issleri DEFLANDRE-RIGAUD (Tafel 4, Fig. 17, 18)
Praeuephronides multiperforatus MOSTLER (Tafel 5, Fig. 11)
Praeuephronides simplex MOSTLER (Tafel 4, Fig. 24)
Punctatites extensus (MOSTLER) (Tafel 4, Fig. 21)
Punctatites aequiperforatus MOSTLER & RAHIMI (Tafel 4, Fig. 20)
Punctatites triradiatus (MOSTLER)
Rhabdotites inclinatus MOSTLER
Ucinulina gracilis MOSTLER
Ucinulina parvispinosa MOSTLER
Ucinulina polymorpha TERQUEM
Ucinulina subrecta FRIZZELL & EXLINE
- **Calclamnidae** FRIZZELL & EXLINE
Calclamna germanica FRIZZELL & EXLINE
Mortensinites liassicus (TERQUEM)
- **Achistridae** FRIZZELL & EXLINE
Achistrum bartensteini FRIZZELL & EXLINE (Tafel 4, Fig. 19)
Achistrum issleri (CRONEIS)
- **Priscopeditidae** FRIZZELL & EXLINE
Priscopeditus acutus MOSTLER (Tafel 4, Fig. 23, 25; Tafel 5, Fig. 1–6, 9–10)
Priscopeditus variabilis MOSTLER
Priscopeditus staurocumitoides MOSTLER
Staurocumites bartensteini DEFLANDRE-RIGAUD (Tafel 4, Fig. 22)
- **Semperitidae** MOSTLER
Biacumina rara MOSTLER
Biacumina inconstans MOSTLER
Biacumina spinosa KOZUR & MOCK
- **Theeliidae** FRIZZELL & EXLINE
Theelia heptalampra (BARTENSTEIN)
Theelia florida (TERQUEM & BERTEHLIN) (Tafel 4, Fig. 2–3, 10?)
Theelia immissorbicula MOSTLER (Tafel 4, Fig. 5)
Theelia liassica MOSTLER n.sp. (Tafel 4, Fig. 4)
Theelia loferensis MOSTLER n.sp. (Tafel 4, Fig. 9, 13, 14)
Theelia multiundulata MOSTLER n.sp. (Tafel 4, Fig. 7, 8)
Theelia variabilis ZANKL

Für den Bereich unteres Toarcien–oberes Toarcien neu auftretende Sklerite:

- **Stichopitidae** FRIZZELL & EXLINE
Praeuephronides crassirimosus MOSTLER
Syneuephronides jurassicus MOSTLER
Punctatites triplex MOSTLER
- **Protocaudinidae** DEFLANDRE-RIGAUD
Neomicroantyx ingridae MOSTLER n.sp. (Tafel 4, Fig. 11, 12, 15, 16)

Auffallend für die liassische Holothuriensfauna ist das von der Trias in den Jura hineinreichende Skleritenspektrum. Es sind dies folgende Arten:

- Praeuephronides multiperforatus*
- Praeuephronides simplex*
- Punctatites extensus*
- Punctatites aequiperforatus*
- Punctatites triradiatus*
- Achistrum bartensteini*
- Achistrum issleri*
- Staurocumites bartensteini*

- Biacumina rara*
- Biacumina inconstans*
- Biacumina spinosa*
- Priscopeditus staurocumitoides*
- Theelia immissorbicula*
- Theelia stellifera*
- Theelia variabilis*

Wichtige Gattungen, die erstmals im Lias einsetzen, sind:

- Binoculites*
- Rhabdotites*
- Syneuephronides*
- Neomicroantyx*

Leitformen des Zeitabschnittes oberes Hettangien–Pliensbachien sind einmal jene, die aus der Trias bis in den Lias hinaufreichen (vgl. hierzu die oben aufgezählten Arten, mit Ausnahme von *Achistrum bartensteini* und *Staurocumites bartensteini*). Weiters sind wichtig *Binoculites issleri*, *Calclamna germanica* und *Theelia multiundulata*.

Die Leitformen des Toarcien sind identisch mit den neuen, im unteren Untertoarcien erstmals auftretenden Formen. Somit läßt sich das Einsetzen der Manganerze im untersuchten Bereich aufgrund der Holothuriensfauna sehr gut mit dem tieferen Toarcien belegen. Gerade das Einsetzen von *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER n. gen. n. sp. mit mehreren dem Untertoarcien angehörenden Ammoniten (KRZYSTYN, MOSTLER & RESCH: Unteres Toarc auf rhätischen Dachsteinkalken im Bereich der Pletzeralm, Rofan, Tirol; in Vorber.) weist diese Art als eine gute Leitform aus.

Stellt man Vergleiche zu den bisherigen Funden von Holothurienskleriten im Germanischen Lias an, so fällt der starke Unterschied zum Alpenen Lias auf. Der Germanische Lias ist nach EICHENBERG (1935), BARTENSTEIN (1936), MORTENSEN (1937), FRENTZEN (1964) und FISCHER et al. (1986) vor allem durch *Binoculites issleri*, *Binoculites terquemii*, *Stichopitus mortensis*, *Rhabdotites mortenseni*, *Cucumarites teiteli*, *Calclamnoidea perforata*, *Mortensinites liassicus*, *Achistrum issleri*, *Achistrum bartensteini*, *Priscopeditus empeldensis*, *Staurocumites bartensteini*, *Theelia heptalampra*, *Theelia floralis* und *Theelia mortenseni* charakterisiert.

Es fehlen, im Gegensatz zum Alpenen Jura, alle aus der Trias hereinreichenden Formen, mit Ausnahme von *Achistrum bartensteini*, *Achistrum issleri* und *Staurocumites bartensteini*, zum anderen fehlen die vielen *Theelia*-Arten, die Vertreter der Gattungen *Neomicroantyx*, *Priscopeditus* und *Syneuephronides* (vgl. hierzu RIOULT [1961], der die liassischen Holothuriensklerite der Normandie anhand deren stratigraphischer Verwertbarkeit eingehend beschreibt und diskutiert).

Zusammenfassend zeigt sich, daß die Holothuriensklerite, vor allem jene der rhätischen Vorriff- und Beckenfazies, sich mit etwa einem Viertel ihres Formenspektrums in den Slope- und Tiefschwellenfazies-Bereichen die Trias/Jura-Grenze überschreiten bzw. im Lias erhalten bleiben und sich weiterentwickeln. Diese Weiterentwicklung führt zu einem breiten Faunenspektrum, das sich leicht an die Slope- und Tiefschwellenfazies anpaßt, jedenfalls leichter als die aus dem Flachwasser des Germanischen Jura einwandernden Formen, die auch nur spärlich und individuenarm auftreten.

In den im tieferen Toarcien einsetzenden manganreichen Fleckenkalken bis Fleckenmergeln (Allgäu-Formation) fehlen die Echinodermaten. An ihre Stelle treten Radiolarien und Kieselschwämme. Die Radiolarien im Bereich der mächtigen Manganschieferlagen sind nach den ersten Untersuchungen in den Zeitabschnitt Aalenien–Bajocien

mit Schwergewicht Bajocien einzustufen. Kennzeichnend für diese Einstufung in den basalen Dogger ist vor allem das massenhafte Einsetzen von Vertretern der Familie Wiliriedelidae sowie das häufige Vorkommen von *Hexasaturnalis hexagonus*, sowie *Jaccapsa mastoidea* und *Hsuum robustum* etc., die in einer eigenen Arbeit vorgestellt werden.

Abschließend soll festgehalten werden, daß mit Hilfe der Mikrofaunen einmal die Manganvererzung in das untere Toarcien, zum anderen mit einem Schwerpunkt in das Bajocien (unterer Dogger) einzustufen ist.

4. Manganmineralisationen

In der jurassischen Abfolge des untersuchten Gebietes treten Manganmineralisationen an verschiedenen Lokalitäten und auch in zwei verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf, wobei die ersten drei genannten demselben stratigraphischen Niveau angehören:

- **ESE Pürzlbach** (Aufschluß 2)
Manganerz-Horizont auf grauen und roten Liaskalken
- **Kallbrunnalm** (Aufschluß 3)
Manganerz-Horizont auf Hartgrund
- **Kammerlingalm** (Aufschluß 5)
Rhodochrosit-Lager und Mangan-reiche Schiefer
- **Pippengraben** (Aufschluß 4)
Manganschiefer innerhalb der Allgäu-Formation.

Im Gebiet östlich von Weißbach wurde schon 1856 ein Schurfstollen auf „Jaspis“ vorgetrieben – auch GERMANN (1972) berichtete von Jaspislagen in einigen Manganvorkommen der Berchtesgadener Alpen – und knapp vor dem 2. Weltkrieg (1937/38) untertägig geschürft; schließlich gab es von 1954 bis zum Anfang der 60er Jahre eingehendere unter- und obertägige (117 Röschen) Untersuchungsarbeiten.

Die dabei auf über 7 km umlaufender streichender Länge nachgewiesenen Mineralisationen, häufig unter der ungenauen Bezeichnung „Hochkranz“ zusammengefaßt (GUDDEN, 1969 a,b; HÖLL & MAUCHER, 1976; MEIXNER & PAAR, 1977; GRUBER & LUDWIG, 1982; SCHNEIDER & WALTHER, 1988), zeigten einen „schiefrigen Manganspat“ mit 20–30 Masse-% Mn.

Die Erzmächtigkeit wurde mit 1,5–4, im Mittel mit 2–3 m angegeben und die damals ermittelten Erzvorräte bei einem Mangangehalt von mindestens 22 Masse-% mit über 1 Mio. t an sicheren, über 1,8 Mio. t. an wahrscheinlichen und 20–30 Mio. t. an möglichen Vorräten.

Chemische Erzanalysen zeigten 25–30 Masse-% Mn, 3,7–6,4 Masse-% Fe, 2–4 Masse-% CaO, 2–4 Masse-% MgO, 3–4 Masse-% Al₂O₃, 16–25 Masse-% SiO₂, 0,2–0,3 Masse-% P, 0,1–1,0 Masse-% S und einen Glühverlust zwischen 21 und 26 Masse-%.

Auf der Kammerlingalm wurde ein rund 3 m mächtiges, mit 45° gegen N einfallendes und über mehrere hundert

Meter verfolgbares Erzflöz in regelmäßigen Abständen beprobt (GRUSS, 1969). Die chemischen Analysen ergaben für dieses Flöz eine durchschnittliche Zusammensetzung von 25,20 Masse-% Mn, 5,70 Masse-% Fe, 4,55 Masse-% CaO, 2,17 Masse-% MgO, 3,81 Masse-% Al₂O₃, 22,30 Masse-% SiO₂, 0,27 Masse-% P und 19,30 Masse-% Glühverlust. Eine Umrechnung ergibt, abgesehen von Mn-Fe-Ca-Mg-Mischkarbonaten, einen „Tongehalt“ von ca. 9,20 Masse-% und einen Gehalt an freiem SiO₂ („Quarz“) von 16,60 Masse-%.

Im Pippengraben wurden in 1134 und 1300 m SH insgesamt 510 m an Streichstrecken aufgeföhren und das Erzflöz mehrfach durch Querschläge durchörtert. Das Erz enthielt hier nach GUDDEN (1969b:486) im gewogenen Durchschnitt 26–27 Masse-% Mn, 3–6 Masse-% Fe und 18–23 Masse-% SiO₂. In diesem Zusammenhang soll nicht unerwähnt bleiben, daß hier die Nebengesteine immer noch 15–22 Masse-% Mn aufwiesen.

Die horizontgebundenen Mangananreicherungen kamen auf über 20 Masse-% Mn (GUDDEN, 1969a:85), der Erzhorizont erreichte eine Mächtigkeit von 10–15 m (GUDDEN, 1969b:488).

Das Primärerz war ein 26–30 Masse-% enthaltendes, SiO₂-reiches Karbonatgestein aus mehr als 50 % (stellenweise bis über 70 %) Rhodochrosit.

Das Haupterzmineral des Primärerzes ist ein hauptsächlich Ca-führender Rhodochrosit („Ca-Rhodochrosit“, „Oligonit“ = Manganosiderit); eigentlich handelt es sich um in ihrer Zusammensetzung wechselnde Mn-Fe-Ca-Mg-Mischkarbonate. Eine röntgendiffraktometrische Bestimmung von d₁₀₄ wies entsprechend der Abb. 3 bei GERMANN (1972) bei einem Rhodochrosit auf die Zusammensetzung Mn₉₀Ca₁₀ hin.

In der Oxydationszone dieser Lagerstätten kam es teilweise zu sehr starken Mangananreicherungen (GUDDEN, 1969b:487) durch die Bildung von Pyrolusit, Psilomelan und psilomelanartigen Mineralen. Von großer Bedeutung für die Erklärung der Genese sind die Lagerarten des Hartgrundes und des Erzhorizontes, nämlich Quarz, Kupferkies, Baryt und Titanträger, handelt es sich doch bei Mn, Fe, Cu und Ti um basaltophile Elemente, sind doch auch Sedimente des östlichen Pazifik infolge hydrothermalen Lösungen des East Pacific Rise durch relativ hohe Ba-Gehalte charakterisiert (GERMANN, 1972) und beweist die submarine Verkieselung eine postgenetische Alteration der primären (kalkigen) Sedimente.

Ein unveröffentlichter Bericht aus dem Jahre 1955 enthielt die in Tabelle 1 angeführten Analysenergebnisse.

4.1. Manganmineralisation ESE Pürzlbach

In diesem Aufschluß tritt die Manganmineralisation in Form eines gut 1 m mächtigen Manganerz-Horizontes mit einer eingeschalteten Debritlege auf.

Tabelle 1.
Analysenergebnisse von Erzproben aus dem Jahre 1955.

Fundort	Anzahl der Proben	Masse-%							
		Fe	Mn	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P	S
Kallbrunnalm	1	5,60	12,48	10,60	2,34	3,95	33,80	0,33	0,18
Kammerlingalm	4	6,42	25,84	3,45	1,81	3,00	24,28	0,27	1,09
Pippengraben (Erzbach; insgesamt)	26	5,66	25,98	3,48	3,21	4,14	21,61	0,31	0,12
Pippengraben (Erzbach; Haufwerk)	4	3,65	31,82	2,18	3,76	3,81	16,56	0,24	0,10

Die Vererzung zeigt alle Übergänge von einem aus Mn-Fe-Mischkarbonaten zusammengesetzten Mergel bis zu Derberzen (Hartmanganerzen). Dabei ging die Erzanreicherung in Form einer epigenetischen, von relativ engständigen Klüften ausgehenden Verdrängung des Altbestandes (Tafel 7, Fig. 6) vor sich, von dem heute bei den Reicherzen nur noch Fischreste und Pyrite im Derberz erhalten blieben. Anhand der Erzmineralverteilung (Pyrolusit, Psilomelan, Goethit) läßt sich vielfach das noch in Form eines Palimpsests erhaltene Lagen- und Kluffgefüge (Tafel 7, Fig. 3, 5) erkennen. In diesem Zusammenhang ist auch bemerkenswert, daß die von den Rupturen ausgegangene Verdrängung vielfach einen zonar-symmetrischen Aufbau in der Form zeigt, daß die zentralen Bereiche der vererzten Klüfte mangan- und die näher der metasomatischen Front liegenden eisenbetont sind.

Neben den vererzten Mergeln treten im Liegenden stellenweise auch noch rot gefärbte Kalke mit einer feinen s-konkordanten Hämatitdurchstäubung auf. Diese wurden von feinen, heute mit Limonit ausgeheilten diskordanten Klüften durchzogen.

Das Hauptmineral der Manganvererzung ist der Pyrolusit, der ursprünglich allein einerseits das Kluffgefüge ausfüllt und heute von Kontraktionsrissen durchzogen ist und andererseits in fein disperser Form allein oder zusammen mit psilomelanartigen Mineralen (Tafel 7, Fig. 4) und mit mehr oder weniger Goethit einen Eisenmanganmulm oder Hartmanganerze (Tafel 7, Fig. 2) bildet. Fallweise konnte es auch zur Bildung von stark porösem schwarzem Wad kommen.

Die Derberze zeigen auch immer wieder lockere stratiforme Lagen von idiomorphem Pyrit, der heute teilweise bereits zu Goethit verwittert ist. Epigenetisch rissen diskordante Klüfte auf, die mit Pyrit, Quarz und Titanträgern (Tafel 7, Fig. 1) ausgeheilt wurden. Auch dieser Pyrit (Tafel 8, Fig. 1) ist (allerdings in einem wesentlich geringeren Ausmaß als der vorhin erwähnte) zu Goethit verwittert.

Als jüngste Erscheinungen dieser Vererzungen sind kalzitische und limonitische Kluffüllungen zu erwähnen.

4.2. Manganmineralisation Kallbrunnalm

Im Bereich der Kallbrunnalm bilden rote und gelbliche karbonatische Sedimente in den Zwickeln zwischen einem aus Dachsteinkalkblöcken aufgebauten Debrüt den ältesten Teil der Vererzung. In der mehr oder minder gleichkörnigen, aus Fe-Mn-Karbonaten aufgebauten Grundmasse dieses Sedimentes schwimmen größere Komponenten (Kornhaufen) aus teilweise verzwilligtem Kalzit. Die hellen, gelblichen Sedimentlagen sind reich an Bioklasten, vor allem Echinodermen.

Jüngere Klüfte werden durch sekundäre Manganerzminerale ausgeheilt; diese markieren lagenweise auch die Grenzen der Karbonatkörner. Auch hier bilden mit verzwilligtem Kalzit gefüllte Klüfte die Nachphase dieser Mineralisation.

Der Hartgrund besteht hauptsächlich aus Hämatit und Quarz, daneben kommt untergeordnet auch Pyrolusit vor.

Hämatit und Quarz bilden auch verschiedene Fossilreste (z.B. Echinodermen) und das ursprünglich gelartige Gefüge des Hartgrundes ab (Tafel 8, Fig. 2, 3). In Bereichen besserer Wegsamkeit konnte es zur Ausbildung idiomorpher Hämatittäfelchen (Tafel 8, Fig. 4) kommen. Zusammen mit der Quarzabscheidung kam es in diskordant durchsetzenden Klüften auch zur Bildung von Titan-

trägern (Tafel 8, Fig. 5) und (sehr selten) auch zu der von Pyrit.

Einige Krustenbildungen können als Hinweis auf eine bakteriogene Entstehung dieser Erscheinungen angesehen werden (Tafel 8, Fig. 6).

Zuletzt wurden Intergranularräume und Kluffporen mit Goethit und einem feinkörnigen Eisenmanganmulm gefüllt.

Der Hartgrund auf einem Dachsteinkalk-Block bestand zwar auch aus Hämatit und Quarz, doch war dieser offensichtlich örtlich mangan- und pyritreicher. Fossilreste wurden zunächst in erhaltender Metasomatose durch ein Ca-Fe-(Mn-)Karbonat verdrängt und sodann hauptsächlich durch Hämatit abgebildet (Tafel 9, Fig. 1–6); der meist in der Nähe dieser Fossilreste abgeschiedene Pyrit wurde weitgehend in Goethit, vereinzelt vorkommende Kupferkieskörner in hydroxydische Fe- und Cu-Mineralen zersetzt.

Der eigentliche Manganerz-Horizont besteht hier

- a) einerseits aus einem metasomatisch aus einem Kalkschlamm hervorgegangenen Rhodochrosit, der später unterschiedlich, doch meist weitgehend in ein Hartmanganerz aus Pyrolusit überging (Tafel 10, Fig. 1, 2), und
- b) aus einem feinschichtigen Erzschlamm von abwechselnd mangan- und eisen-(Hämatit-)reichen Lagen.

Der Rhodochrosit enthält Echinodermen- und Ostracodenrelikte (Tafel 10, Fig. 3), deren Skelett-Gefüge auch im Hartmanganerz erhalten blieben.

Die siebartige Zersetzung des Rhodochrosites (Tafel 10, Fig. 1, 2) legt eine Deutung der oxydischen Erze als bakteriogene Bildungen nahe. Im Zuge einer (hier nesterartig und offensichtlich Intergranularräume füllenden) Verkieselung kam es auch hier zur Ausscheidung von Titanträgern.

Die älteren diskordanten Klüfte sind hauptsächlich pyrolusit- und psilomelanerfüllt (Tafel 10, Fig. 1); die konkordanten häufig auch mit Goethit. Die jüngeren (meist diskordanten) Klüfte wurden auch hier mit Kalzit ausgeheilt.

Der Erzschlamm (Tafel 10, Fig. 4) zeigt schichtparallele und quergreifende Risse, die als Gefügeauflockerung im Gefolge der Sedimententwässerung angesehen werden können. In diesen Hohlräumen sproßten einerseits Pyrolusit und Hämatit auf, andererseits wurden sie von der schon bekannten Silifizierung mit der gleichzeitigen Abscheidung der Titanträger und des Pyrits erfaßt.

4.3. Manganmineralisation Kammerlingalm

Auf der Kammerlingalm stand nach GRUSS (1958:50,51) ein rund drei Meter mächtiges Rhodochrositlager an, dessen Liegendes helle, gebankte Kieselkalke bilden und dessen Hangendes mächtige, weichere, dunkle, manganhaltige Kieselkalke zeigen.

Das Rhodochrositlager wurde auch beschürft, die Schürfe und der Ausbiß sind aber inzwischen überrollt, sodaß hier keine Proben gezogen werden konnten. Die Kieselkalke des Hangenden sind feingeschichtet und zeigen in den dunkleren, manganreicheren Lagen s-parallele, durch kryptokristallinen Quarz verheilte Risse. Diese Kieselkalke weisen eine gewisse Ähnlichkeit mit den manganärmeren Erztypen des Pippengrabens auf.

4.4. Manganmineralisation Pippengraben

Die Mineralisation des Pippengrabens zeigt mehrere Erztypen, nämlich

- a) ein feinlagiges Derberz mit größtenteils karbonatisierten Radiolarienresten (Tafel 10, Fig. 5, 6);
- b) ein laminiertes Bändererz aus abwechselnd dunklen, manganreicheren Lagen mit gut erhaltenen, z.T. kaum kalzifizierten Radiolarien, und hellen absetzigen Kalzitlagen, in denen vereinzelt noch Fetzen dunkler Lagen schwimmen; diese deformierten Kalzitlagen können als Produkte einer frühen Sedimententwässerung angesehen werden (Tafel 11, Fig. 1). Das nach der Sparit sprossung und wahrscheinlich zumindest teilweise gleichzeitiger Pyritbildung verbliebene Restlumen wurde später durch Chalcedon gefüllt;
- c) feinschichtige Manganschiefer (Tafel 11, Fig. 2) mit einzelnen tiefbraunen Lagen, mit lagenweise unterschiedlicher Korngröße, mit Chalcedon als Zwickel- und Kluffüller und in kleinen Kornhaufen;
- d) streifige und linsige Armerze (Tafel 11, Fig. 3) mit 2–3 mm messenden Fe- und Mn-reicheren Lagen, die voneinander durch zumindest 5 mm mächtige ärmere Lagen getrennt sind. In diesen Lagen treten – teilweise streng schichtgebunden – diskordante Risse auf, die später durch Fe- und Mn-Oxydationsminerale gefüllt wurden (Tafel 11, Fig. 4). Alle Lagen werden von feinen, mit Chalcedon verheilten Klüften durchzogen.

In den Erztypen b–d tritt besonders in den mangan- (und eisen-)reicheren Lagen eine unterschiedlich starke Pyritführung auf. In diesen Fällen ist der Pyrit meist disseminiert in Form idiomorpher Körner über die betreffenden Lagen verteilt.

Bei einer stärkeren Sulfidbildung kam es zur Bildung von Kiesbändererzen. In diesen gibt es sowohl Lagen mit einer feinkörnigen Pyritdurchstäubung (Tafel 11, Fig. 5), als auch Lagen mit einzelnen Linsen agglomerierten Pyrits. In Bereichen, in denen es entweder nach der Entwässerung des Sediments zu einer frühdiagenetischen Karbonatbildung kam, oder an Stellen einer Karbonatsammelkristallisation (Umkristallisation) konnten sich auch relativ grobe Pyriteinzelkristalle und -zwillinge bilden (Tafel 11, Fig. 6).

Was die zeitliche Einstufung betrifft, so sind die Mn-Erzvorkommen von Pürzlbach, Kallbrunnalm und Kammerlingalm als zeitgleich in das Untere Toarcien (Lias) einzustufen, während das Mn-Vorkommen Pippengraben dem Aalenien–Bajocien (basaler Dogger) angehört.

Demnach ist die Vorstellung von GUDDEN (1969), daß alle vier Vorkommen einem Manganhorizont zuzuordnen seien, unrichtig. Nur die zuerst genannten drei Vorkommen treten unmittelbar über liassischen Kalken des Sinemurien bzw. Pliensbachien (Liasrotkalke, Liasgraukalke und graue basale Liaskieselkalke) auf.

Die Mn-Erze des Pippengrabens dagegen sind im Bekentiefsten der Fleckenmergel (Allgäu-Formation) flözartig eingeschaltet und nach den Radiolarienfaunen in das höhere Aalenien bis Bajocien einzustufen. Sie weisen eine viel kleinere räumliche Verbreitung als die des Unteren Toarcien auf und sind zeitlich mit jenen der Strubberg-schichten, die CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) ausführlich beschrieben haben, zu korrelieren.

Die Verbreitung der dem Unteren Toarcien angehörenden Manganvererzung ist wesentlich größer als sie von GUDDEN (1969:485, Abb. 4) angegeben wird. Sie zieht von der Kammerlingalm über den Alpelbach hinweg Richtung Seehorn; vom Fuß des Seehorns sind es noch rund 2 km bis zur Vererzung der Kallbrunnalm. Somit ist auch die Gesamtmenge des Manganerzes wesentlich höher als von GUDDEN berichtet.

4.5. Genese der Manganmineralisationen

Schon GRUSS (1969:89) konnte in einem Karbonat mit ca. 80 Masse-% $MnCO_3$ Fossilreste von Gastropoden und Echinodermen nachweisen und erklärte zumindest deren Metasomatose als eine syngenetische. Während er diesen Rhodochrosit als durch einen plötzlichen Anstieg des Mn-Gehaltes des Meerwassers erklärte, nahm er für die Hangendschiefer eine direkte Sedimentation der manganhaltigen Karbonate an, desgleichen eine hydrothermal-sedimentäre Genese und ordnete diese Mineralisationen der „entfernt-kieseligen Formation“ sensu SCHATZKIJ zu. „Bedenklich könnte dabei nur die Tatsache stimmen, daß ein basischer Vulkanismus bzw. Magmatismus während des Jura zumindest in den Nördlichen Kalkalpen bislang nicht nachweisbar ist. Dagegen könnte jedoch geltend gemacht werden, daß Kieselsäure- und Manganlösungen derartigen Ursprungs auch in Entfernungen von mehreren hundert Kilometern vom Austritts-herd gefällt und sedimentiert werden können“ (GRUSS, 1969:93).

Mit seinem Bedenken sprach GRUSS den Umstand an, auf den schon CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952:214) hinwiesen, nämlich, daß sich die Radiolarit-Manganerze, beispielsweise in Graubünden, in der Toskana, in Ligurien, Spanien, Bosnien und an anderen Orten überall mit basischen Eruptionen in Zusammenhang bringen ließen.

GERMANN (1972) konnte in einer seladonitführenden Serie der Manganerzvorkommen auf der Karwendel-Südseite Baryt nachweisen, woraus er zusammen mit überdurchschnittlichen Cu- und Co-Gehalten auf eine hydrothermal-exhalative Beeinflussung der Sedimente schloß.

Da er auch, zumindest für den Pippengraben, das gemeinsame Auftreten von Seladonit und Ca-Rhodochrosit nachweisen konnte und auch nun, wie schon früher dargestellt wurde, in einem Dünnschliff ein ?Chlorit festgestellt werden konnte, kann nun berechtigterweise eine vulkanogen-hydrothermale Entstehung (dazu: BERGER, 1968: 135, 136) der Manganerze bei Weißbach angenommen werden. Diese Annahme wird auch durch die Tatsache gestützt, daß kalkige Organismenreste (z.B. von Gastropoden) nur bei stark erhöhten Mn- (und Fe-) Gehalten der Lösungen zu Rhodochrosit und Mn-Fe-Mischkarbonaten metasomatiert werden können. Für den im Manganerz-Horizont festgestellten Erzschlamm (Kallbrunnalm) kann, ebenso wie dies GRUSS (1969) für die Hangendschiefer tat, eine direkte Fällung aus dem Meerwasser angenommen werden.

Somit ergibt sich für die drei Erzfazies-Typen:

- a) eine Phasenfolge Kalkschlamm \Rightarrow Metasomatose durch Mn- (+Fe-) reiche Lösungen unter gleichzeitiger und mit späterer Verkieselung, diese mit einer Ti-Zufuhr einhergehend \Rightarrow höchstwahrscheinlich bakteriogene Bildung der Oxydationsminerale;
- b) eine direkte Fällung aus dem Meerwasser (für den Erzschlamm) \Rightarrow Umwandlung in Mn- und Fe-Oxydationsminerale (die beiden Erzfazies-Typen a und b treten im Manganerz-Horizont über dem Hartgrund auf und sind zeitlich in das Untere Toarcien einzustufen, vgl. Abschn. 4.2. Manganmineralisation Kallbrunnalm);
- c) eine wahrscheinlich bakteriogene Bildung der Manganschiefer innerhalb der Allgäu-Formation, zeitlich bereits dem Dogger (Aalenien–Bajocien) angehörend:

„... Nach den Erfahrungen kann es als sehr wahrscheinlich angesehen werden, daß es sich bei den winzig kleinen Kugelformen in den manganreichen Schiefen um Bildungen von Manganbakterien handelt ...“ (CORNELIUS & PLÖCHINGER, 1952:216).

Nachdem eine Mn-Fe-Zufuhr außer Zweifel steht, stellt sich die Frage nach der Herkunft dieser. SCHNEIDER & WALTHER (1988:609) führen für die Vorkommen vom „Hochkranz“ bei Lofer und für jene des Jenner bei Berchtesgaden die Mn-Zufuhr auf den Geosynklinal-Vulkanismus des Penninikums zurück, wobei die Seladonit-führenden Tuffe in den Mangankalken diese Deutung stützen sollten. Ein Konnex zum „Penninischen Ozean“ ist jedoch nicht möglich, da dieser einmal zu weit für eine derartige Mn-Fe-Fracht entfernt ist, zum anderen die Öffnung des penninischen Ozeans erst am Anfang stand. Vielmehr bietet sich hierfür der Hallstatt-Meliata-Ozean an (vgl. KOZUR & MOSTLER, 1991/92), der in unmittelbarer Nähe zu den oben beschriebenen Manganvorkommen lag und gerade zu dieser Zeit eine hohe Spreadingaktivität aufwies. Dieser könnte durchaus für einen Teil der Mn-Gehalte in den Beckensedimenten verantwortlich sein. Die Cu- und Ba-Führung und SiO₂-Gehalte der Manganmineralisationen sowie die Manganerzschlämme sprechen jedoch vielmehr für eine örtliche Zufuhr über ein zu dieser Zeit stark ausgeprägtes, tiefreichendes Störungssystem.

Zuletzt soll ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß diese schichtgebundene Manganmineralisation mit den in der Tiefsee weit verbreiteten Manganknollenmineralisationen (z.B. HALBACH et al., 1988) nicht in Verbindung gebracht werden darf. Solche Manganknollen sind zwar in kondensierten Liaskalken recht häufig, wurden aber von uns nicht näher untersucht.

5. Beckenentwicklung

Die Entwicklung dieses lokalen Jurabeckens von Weißbach – Dießbach wurde bereits von MOSTLER et al. (1989) kurz dargestellt, was allerdings in der Arbeit von CHANNELL et al. (1992) nicht erwähnt wird, obwohl zwei der Verfasser an der Erarbeitung der in der Arbeit von CHANNELL et al. dargestellten Daten über das Jurabecken von Weißbach – Dießbach im Zuge von Kartierungsübungen beteiligt waren.

Ausgedehnte, tiefreichende Spaltenbildung im Dachsteinkalk deutet auf das beginnende Zerbrechen der obertriadischen Karbonatplattformsedimente hin. Nach SCHÖLL (1968) und WENDT (1971) handelt es sich um Zerspalten in Form von tiefreichenden Q-(Diagonal-)Spalten und S-(parallel zur Schichtung verlaufenden) Spalten, die mit überwiegend rot gefärbten, jurassischen Sedimenten (11 verschiedene Mikrofaziestypen) aufgefüllt sind, wobei die Faunen in den Spaltensedimenten eine Ablagerungstiefe von rund 150 m anzeigen. Die Spaltenbildung lief nach den genannten Autoren phasenhaft ab, mit einer Hauptphase im Unterlias.

Im Hettangien kam es dann an ungefähr N-S- bis NNW-SSE-gerichteten Brüchen (scarp faults) zum Niederbrechen einzelner Schollen und zur Herausbildung eines lokalen Pull-Apart-Beckens mit Halbgrabenstruktur und einer Ausdehnung von maximal rund 10 km. Nach CHANNELL et al. (1992) entwickelten sich die einzelnen Strike-Slip-Becken (Pull-Apart-Becken) im Lias und Dogger hauptsächlich entlang E-W-gerichteter, sinistraler Strike Slip Faults.

Im Zuge dieser Phase bildeten sich entlang der Scarp Faults verschiedene Typen von Debriten und Megabreczien (Scarp-Fault-Breczien), wie sie beispielsweise in der Umgebung des Ingolstädter Hauses eindrucksvoll aufge-

schlossen sind. Im etwas distaleren Slope-Bereich gelangten rote, gebankte Liaskalke mit reichlich turbiditischen Schüttungen und Debriten (Weißbach-Formation) in Wassertiefen von rund 200 m zur Ablagerung. In diese Sedimente sind schließlich riesige Dachsteinkalkschollen synsedimentär eingeglitten, was auf extrem hohe Subsidenzraten während dieser Zeit hinweist. Denn trotz der mächtigen eingeglittenen Dachsteinkalk-Schollen konnte die hohe Subsidenzrate lediglich ausgeglichen werden, der Ablagerungsraum verblieb in etwa in derselben Wassertiefe. Diese Prozesse fallen in den Zeitraum Oberes Hettangien – Pliensbachien. HAHN (1913) hat die Entstehung der Dachsteinkalkschollen noch mit alpidischer Tektonik zu erklären versucht.

Die Dachsteinkalkschollen werden jedoch stellenweise von kondensierten, geringmächtigen roten und grauen Liaskalken, abgelagert in Wassertiefen von rund 200 m, mit einem stellenweise am Top entwickelten Hartgrund plombiert, womit die synsedimentären Eingleitprozesse eindeutig belegt sind. Lokal liegt der Hartgrund direkt auf Dachsteinkalkschollen.

Diese Slope-Fazies verzahnt lateral mit der Beckenfazies der Allgäu-Formation bzw. wird von dieser überlagert. Mikrofaunen aus den Sedimenten der Allgäu-Formation weisen darauf hin, daß die Sedimentation bereits in größeren Tiefen von 500 m oder mehr erfolgte, für den Radiolarit werden bereits Wassertiefen von über 1000 m angenommen. Demnach konnte ab dem höheren Toarcien die Sedimentation mit der Subsidenz nicht mehr schritthalten, was eine zunehmende Vertiefung des Beckens zur Folge hatte.

Innerhalb dieses lokalen Beckens treten starke lokale Faziesunterschiede auf, wie dies die Abfolge im Bereich der Kammerlingalm deutlich zeigt. Dort folgen über dem Dachsteinkalk rote Knollenkalke (Adneter Fm.), die nach oben zunehmend kieselig werden und in graue, knollige Kieselkalke (Scheibelberg-Fm.), in dünn gebankte Kieselkalke und schließlich mit allmählichem Übergang in die Allgäu-Formation (Fleckenmergel und Fleckenkalke). Debrite sind in dieser Entwicklung selten (Slumps in der Adneter Fm. und, selten, dünne Debrite in der Allgäu-Fm.).

Auch die Sedimentabfolge im Bereich der Kammerlingalm zeigt eine hohe Subsidenzrate an, die durch die Sedimentationsrate nicht ausgeglichen werden konnte und zu einer kontinuierlichen Vertiefung des Ablagerungsraumes führte (siehe Abb. 11).

Insgesamt zeigt die komplexe Entwicklung der jurassischen Beckensedimente im untersuchten Raum charakteristische Merkmale von Strike-Slip-Becken bzw. Pull-Apart-Becken, nämlich geringe Ausdehnung, starke laterale Faziesänderungen und eine asymmetrische Faziesverteilung, extrem hohe und phasenhafte Subsidenzraten und teilweise auch hohe Sedimentationsraten (siehe ALLEN & ALLEN, 1990).

Im Jura kam es nicht nur in den Nördlichen Kalkalpen verbreitet zur Herausbildung lokaler Becken (z.B. Parseier Becken [ACHTNICH, 1982]; Karwendel-Thiersee-Becken, Sachranger Becken, Unkenener Becken, Weißbach–Dießbach-Becken und weitere Becken im Osten der Nördlichen Kalkalpen), auch aus den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (BLAU & SCHMIDT, 1988), den ostalpinen Decken Graubündens (z.B. EBERLI, 1988) oder den Südalpen (z.B. WINTERER & BOSELLINI, 1981) sind ähnlich gebaute jurassische Becken bekannt.

Die Entstehung dieser Becken weist auf eine ungefähr Ost-West-gerichtete Zone mit sinistralen Transtensionsbewegungen hin (vgl. WEISSERT & BERNOULLI, 1985; SAVO-

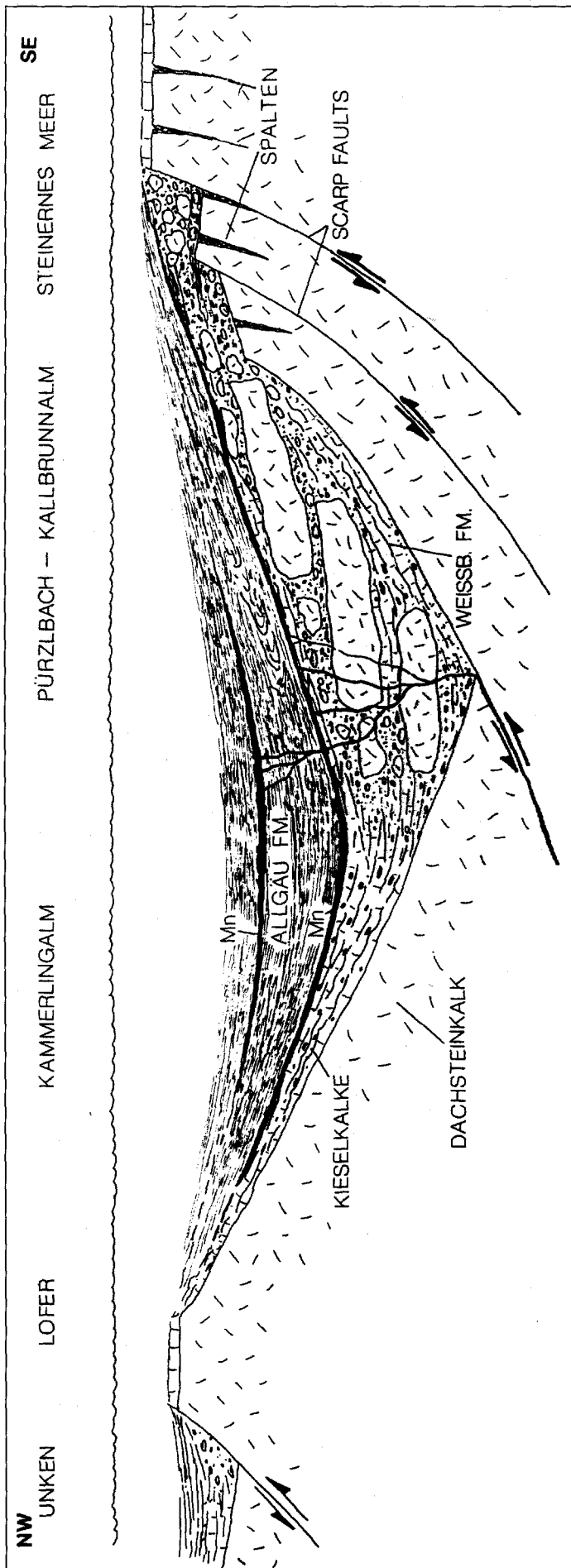


Abb. 11. Schematischer Schnitt durch das Jura-Becken von Weißbach – Dießbach für den Zeitraum Hettangien–Bajocien.

STIN et al., 1986; LEMOINE & TRÜMPY, 1987; TRÜMPY, 1988 u.a.), wobei diese Prozesse in Zusammenhang mit der Öffnung des zentralen Nordatlantiks zu sehen sind.

Die Mechanismen der Bildung von Strike-Slip-Becken sind generell sehr vielfältig und von verschiedenen Parametern, wie beispielsweise Kinematik der Störungssysteme, Versetzungsbeträge, Gesteinseigenschaften, alten Strukturen abhängig, wobei die Entstehung dieser Becken möglicherweise nach dem „simple-shear-model“ (vgl. WATTS, 1992) zu erklären ist.

CHANNELL et al. (1990, 1992) nehmen aufgrund unterschiedlicher liassischer paläomagnetischer Richtungen in den Nördlichen Kalkalpen und in den Südalpen eine großräumige Rotation der Nördlichen Kalkalpen im Uhrzeigersinn gegen den europäischen Kontinentalrand an. Nachdem die Nördlichen Kalkalpen die „Afrikanische“ Rotation der Südalpen scheinbar nicht mitgemacht haben, postulieren CHANNELL et al. (1990, 1992) zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Südalpen einen relativ kurzlebigen, ?triassisch-jurassischen Ozean („Hallstätter Trog“) als Verbindung zwischen dem Ligurischen Ozean im Westen und dem Vardar-Ozean im Osten.

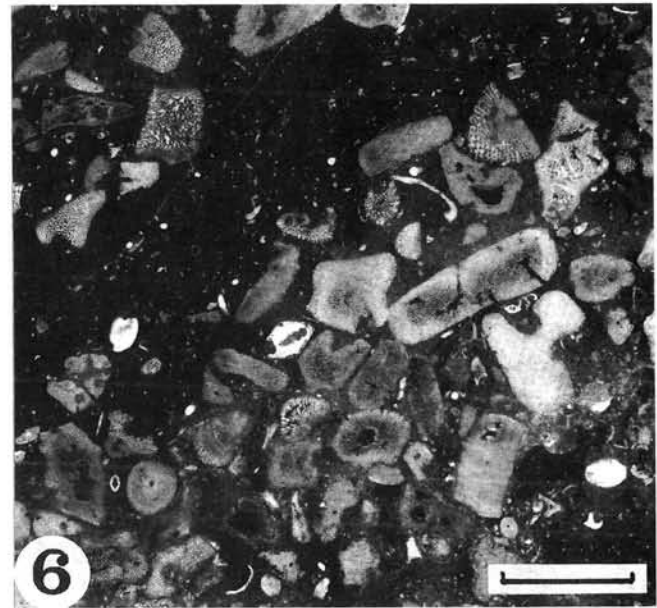
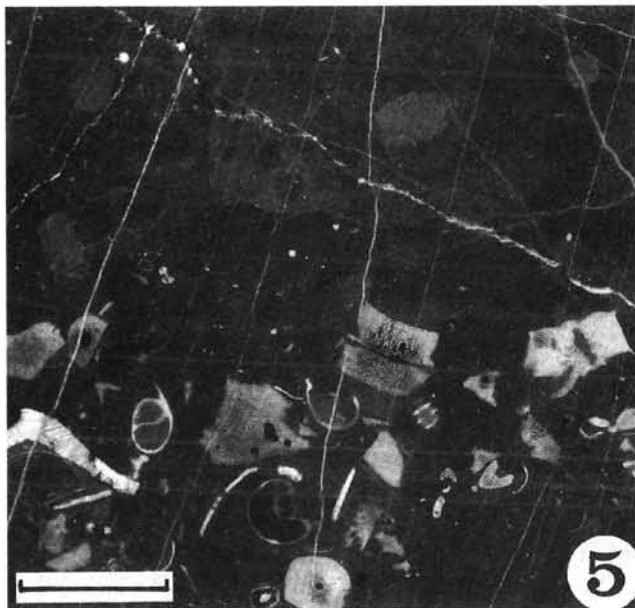
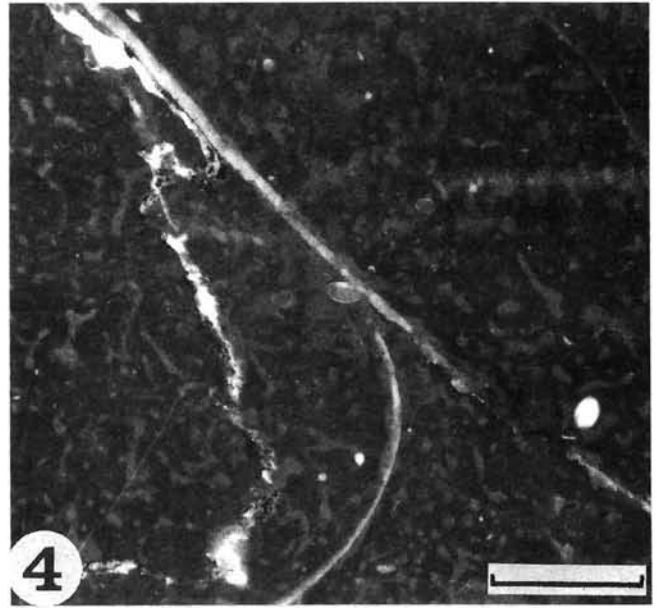
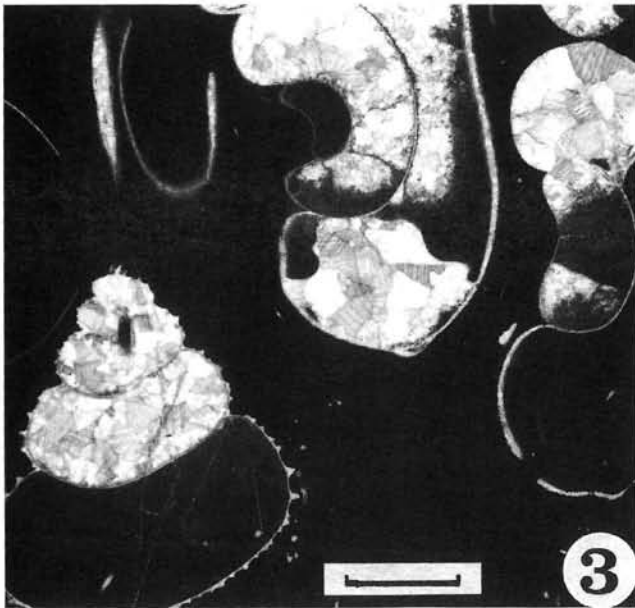
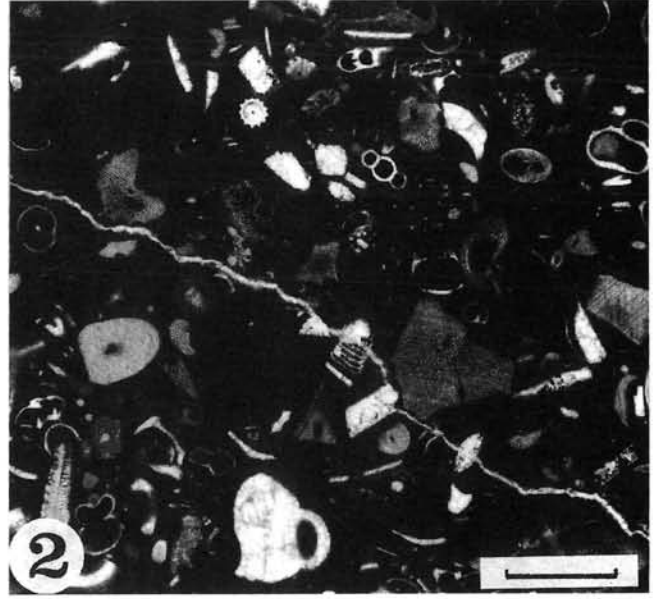
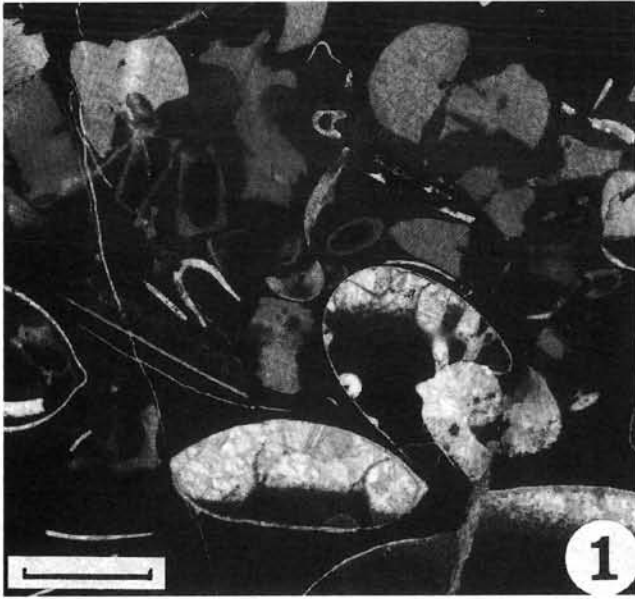
Nach neuesten Ergebnissen von KOZUR & MOSTLER (1991/92) aus dem Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen handelt es sich dabei wohl um die Verbindung zum Meliata-Ozean („Meliata-Hallstatt-Ozean“). Diese paläogeographische Situation ist vor allem für die Mangangerz-Genese von Bedeutung.

Unmittelbar nördlich bis nordwestlich des Weißbach–Dießbach-Beckens wurde im Bereich der Unkenener Synklinale ein weiteres lokales Jurabecken mit einer ganz eigenen faziellen Entwicklung herausgeformt (siehe auch WÄCHTER, 1987). In diesem Unkenener Becken ist im Bereich des Karnergrabens der gesamte Jura beispielsweise weniger als 100 m mächtig. Über Kössener Schichten folgen dort zunächst wenige m mächtige untere und obere Kendelbachschichten (grauer Lias-Basiskalk), darüber rund 15 m Scheibelberg-Formation, rund 3 m Bitumenmergel des Unteren Toarcien (mittlere Allgäu-Formation), darüber eine 1 m mächtige Übergangszone, gefolgt von ziegelroten, Ammoniten führenden Mergelkalken (Adneter Formation) des Oberen Toarcien (knapp 4 m) und rund 4 m mächtigen rötlichen, dünnbankigen Knollenflaserkalken überlagert. Lokal sind in diesem Niveau verschieden mächtige Debrite (Schwarzbergklamm-Breccie) entwickelt. Darüber folgt bereits Radiolarit (Ruhpoldinger Formation). Diese stark unterschiedliche Sedimentabfolge in zwei unmittelbar benachbarten Becken unterstreicht die Bedeutung der lokalen Tektonik hinsichtlich der Sedimentationsprozesse in den einzelnen Jurabecken.

Tafel 1

Mikrofazies * Liaskalke

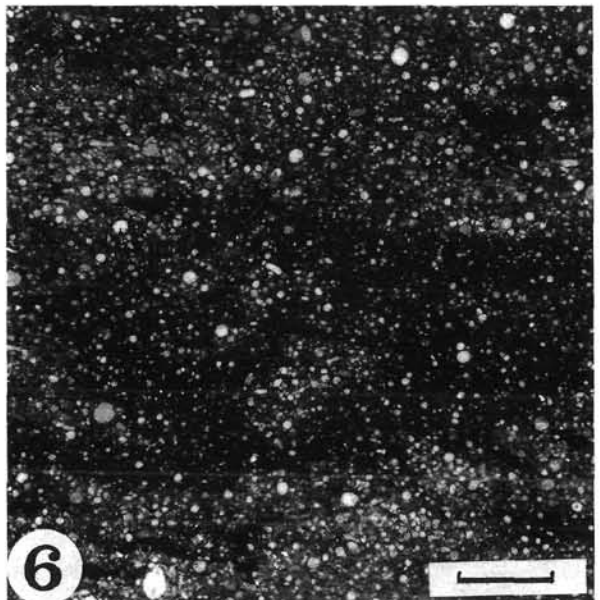
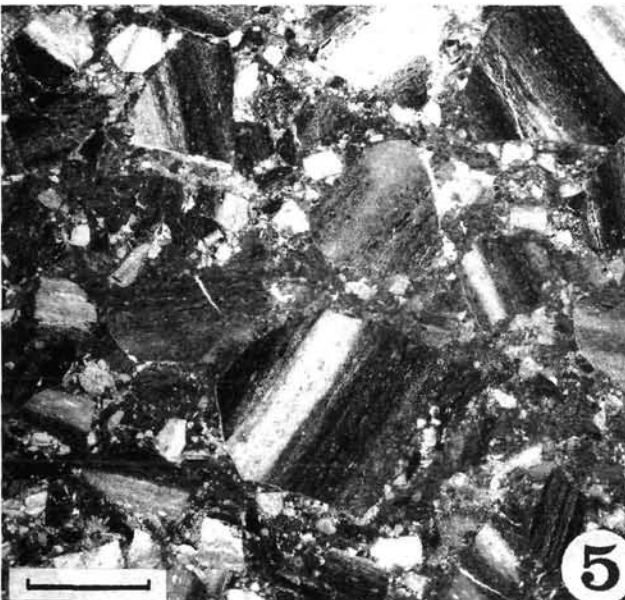
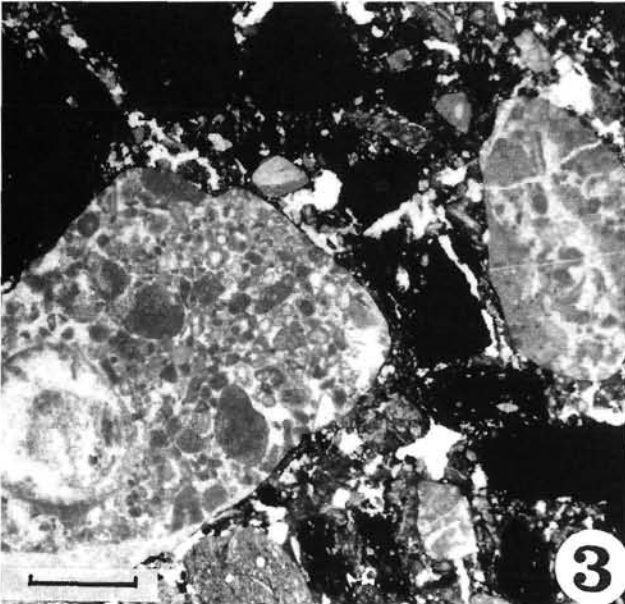
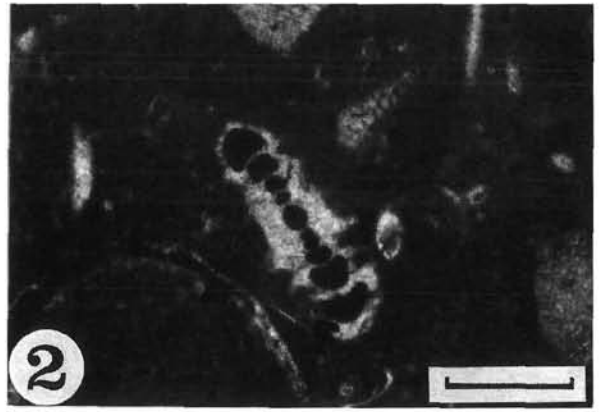
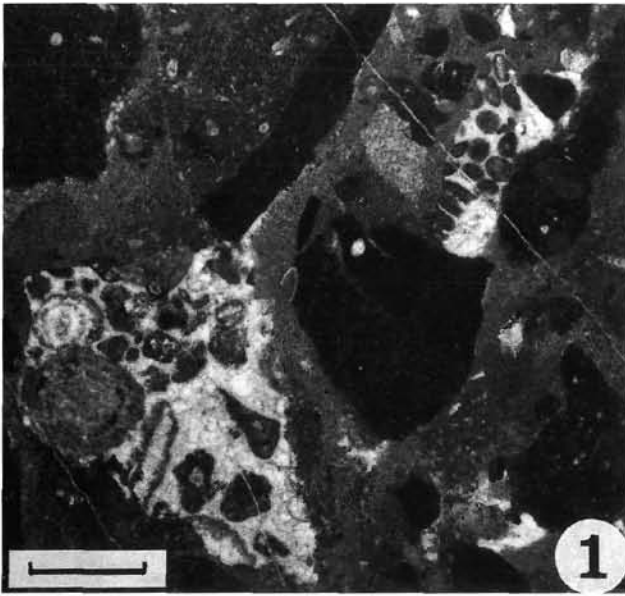
- Fig. 1: **Wackestone, reich an Echinodermen- und Schalenresten (v.a. Ammoniten, z.T. mit Geopetalgefüge).**
Probe KMP 33, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 2: **Ungeschichteter, bioturbater Wackestone mit Echinodermenresten, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen und anderen Biogenresten.**
Probe KMP 32/2, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: **Ungeschichteter, bioturbater Mudstone mit Schalenresten von Ammoniten und Gastropoden.**
Probe KMP 34a/2, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 4: **Stark durchwühlter, biogenführender Mudstone.**
Probe KMP 34b, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Durchwühlter, biogenführender Mudstone (obere Bildhälfte) mit dünnen Wackestone-Lagen eingeschaltet (untere Bildhälfte).**
Probe KMP 34a, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: **Wackestone aus kondensierten Rotkalken (Aufschluß 3), reich an Echinodermenresten.**
Probe KMP 49, Balkenlänge 2 mm.



Tafel 2

Mikrofazies * Lias- und Doggersedimente

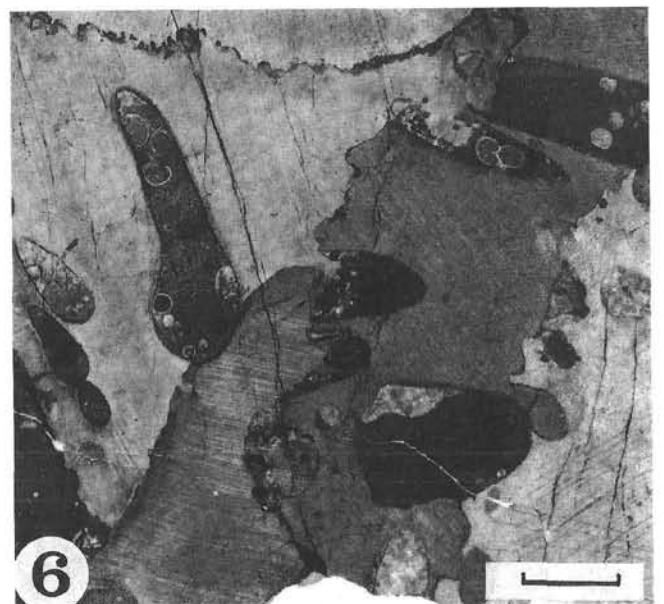
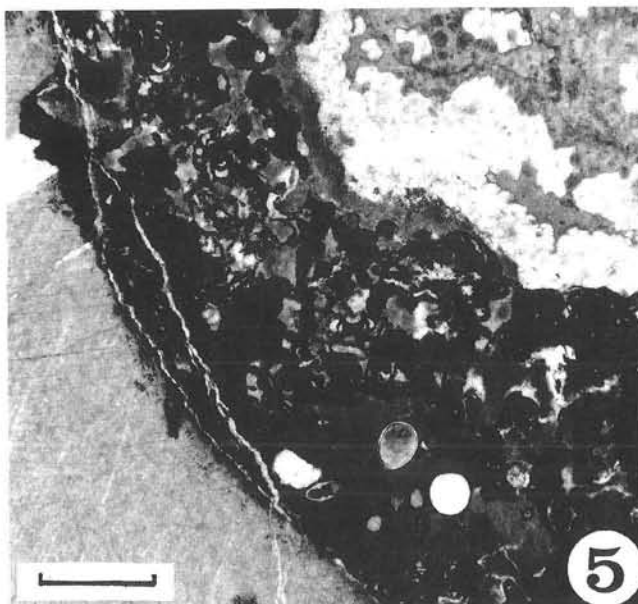
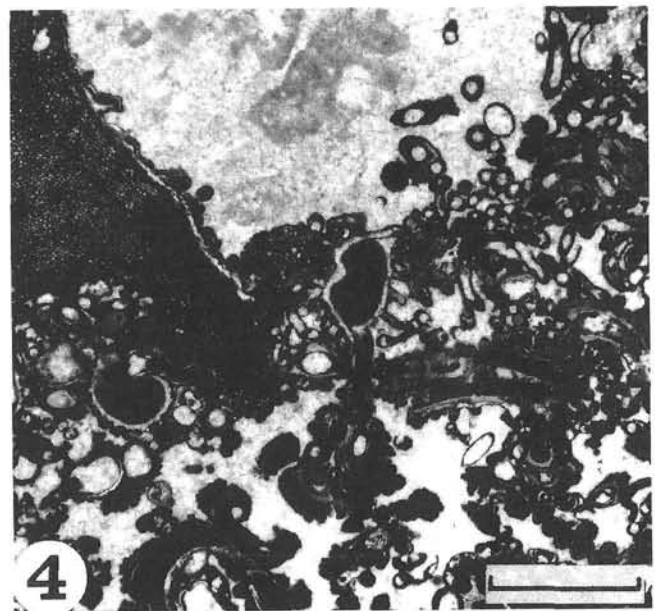
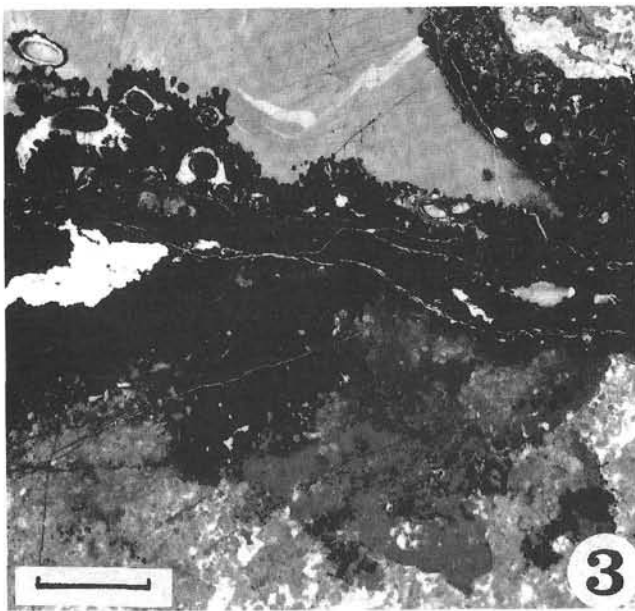
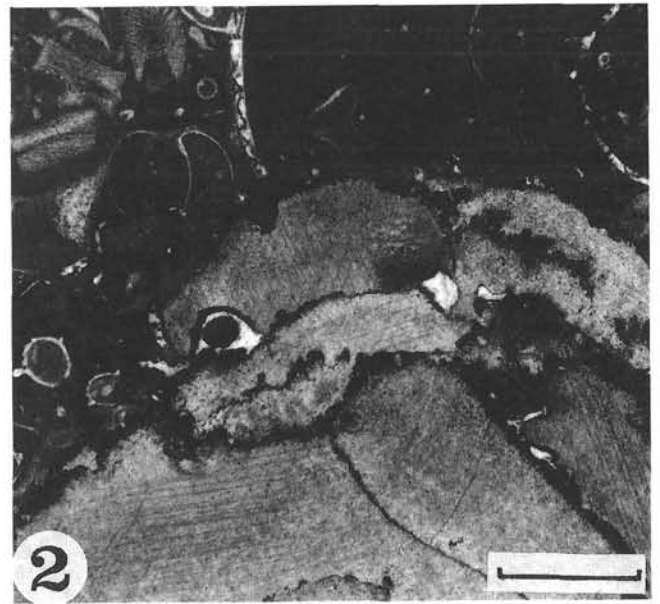
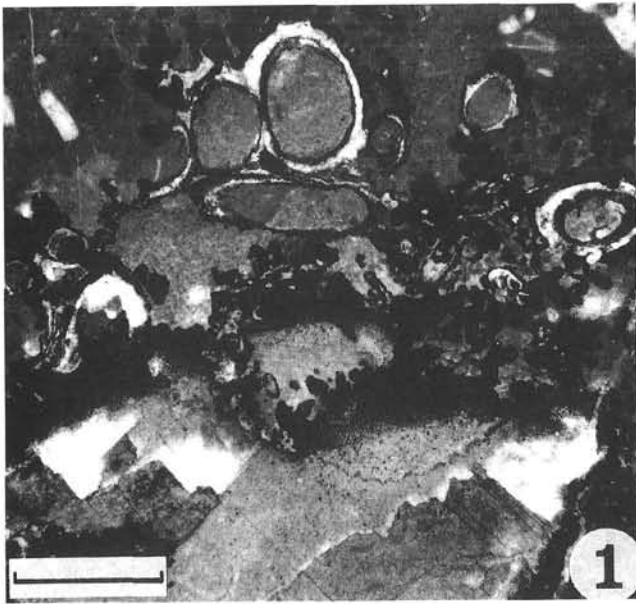
- Fig. 1: **Debrit aus mm- bis cm-großen Komponenten, hauptsächlich aus Intraklasten zusammengesetzt.**
Auch einige Extraklaste (Dachsteinkalk-Komponenten) sind enthalten.
Probe KMP 38, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: ***Involutina liassica* aus kondensiertem Rotkalk (Wackestone).**
Probe KMP 49, Balkenlänge 0.5 mm.
- Fig. 3: **Debrit (polymikte Breccie) aus dem Manganerz-Horizont (Aufschluß 2).**
Sie enthält u.a. aufgearbeitete Manganerz- (schwarz) und Dachsteinkalk-Komponenten.
Probe KMP 47, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Laminit („Manganschiefer“) aus hellen (karbonatreicheren) und dunklen (tonigeren) Lagen.**
Kleine rundliche Komponenten sind Umrisse von Radiolarien.
Probe KMP 58/1, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Intraklast-Breccie aus mm- bis cm-großen, laminierten Intraklasten aus einer Wechsellagerung von rötlichbraunen (im Bild dunklen) und gelblichen (im Bild hellen) Lagen.**
Probe KMP 58/2, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: **Durchwühler, Radiolarien führender „Fleckenmergel“ aus der Beckenfazies (Allgäu-Formation).**
Schliff 4/56, Balkenlänge 1 mm.



Tafel 3

Mikrofazies * Hartgrund

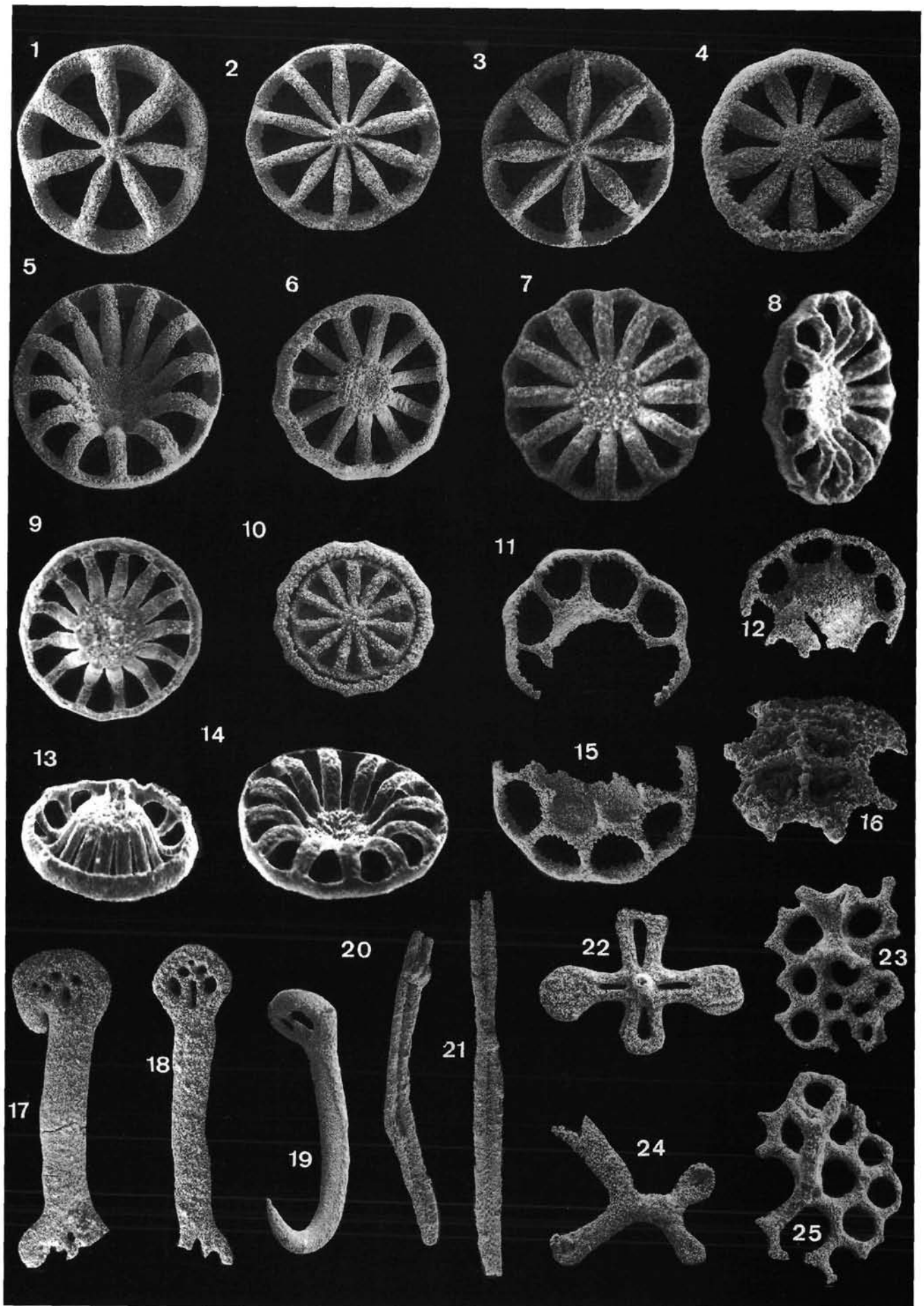
- Fig. 1,2: **Crinoidenwurzeln (im Bild unten), die von Serpuliden und teilweise von Fe-Mn-Krusten umgeben sind.**
Probe KMP 49/2, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: **Hartgrund auf Dachsteinkalk.**
Auf schlecht ausgewaschenem Pelsparit des Dachsteinkalkes (im Bild unten) folgt eine wenige mm dicke Fe-Mn-Kruste, darauf sitzen große, von Serpuliden und sessilen Foraminiferen inkrustierte Crinoidenwurzeln.
Probe KMP 57/4, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 4: **Detailaufnahme vom Hartgrund.**
Crinoidenwurzel (links oben), umwachsen von durch Fe-Mn-Hydroxide imprägnierten Serpuliden und sessilen Foraminiferen, die teils in sparitischem Zement eingebettet sind. Im Bild oben in der Mitte ist eine größere Hohlräumfüllung aus Karbonatzement (hell) und ?Chlorit (dunkel) erkennbar.
Probe KMP 57/4, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Detailaufnahme vom Hartgrund.**
Crinoidenwurzel (links im Bild) wird von Serpuliden und sessilen Foraminiferen, die in Fe-Mn-Hydroxide eingebettet sind, umwachsen. Rechts oben im Bild eine größere Hohlräumfüllung aus grobspätigem Karbonatzement (hell) und ?Chlorit (dunkel).
Probe KMP 57/4, Balkenlänge 0.5 mm.
- Fig. 6: **Stark angebohrte Crinoidenwurzeln aus einem Hartgrund, Aufschluß 3.**
Probe KMP 50/3, Balkenlänge 1 mm.



Tafel 4

Holothurien (Unterer und Oberer Lias)

- Fig. 1: *Theelia variabilis* ZANKL.
(150 ×)
- Fig. 2–3,10: *?Theelia florida* (TERQUEM & BERTHELIN).
Fig. 2–3: 150 ×.
Fig. 10: 200 ×.
- Fig. 4: *Theelia liassica* MOSTLER n.sp.
(150 ×)
- Fig. 5: *Theelia immissorbicula* MOSTLER.
(150 ×)
- Fig. 6: *Theelia* sp.
(150 ×)
- Fig. 7,8: *Theelia multiundulata* MOSTLER n.sp.
(200 ×)
- Fig. 9,13,14: *Theelia loferensis* MOSTLER n.sp.
(150 ×, 160 ×)
- Fig. 11,12,15,16: *Neomicroantyx ingridae* MOSTLER n. gen. n.sp.
(11, 15 = 120 ×, 12, 16 = 200 ×)
- Fig. 17,18: *Binoculites issleri* DEFLANDRE-RIGAUD.
(150 ×)
- Fig. 19: *Achistrum bartensteini* FRIZZELL & EXLINE.
(100 ×)
- Fig. 20: *Punctatites aequiperforatus* MOSTLER & RAHIMI.
(80 ×)
- Fig. 21: *Punctatites extensus* (MOSTLER).
(70 ×)
- Fig. 22: *Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD.
(150 ×)
- Fig. 23,25: *Priscopedatus acutus* MOSTLER.
(150 ×)
- Fig. 24: *Præeuphronides simplex* MOSTLER.
(150 ×)



Tafel 5

Holothurien (Unterer und Oberer Lias)

Fig. 1-6,9-10: *Priscopodatus acutus* MOSTLER.

Fig. 1,2,4,9: 150 x.

Fig. 3, 5, 10: 200 x.

Fig. 6: 250 x.

Fig. 7: *Praeeuphronides* sp.
(150 x).

Fig. 11: *Praeeuphronides multiperforatus* MOSTLER.
(80 x).

Fig. 8,12-21: **Klappenformen verschiedener Pedicellarien.**

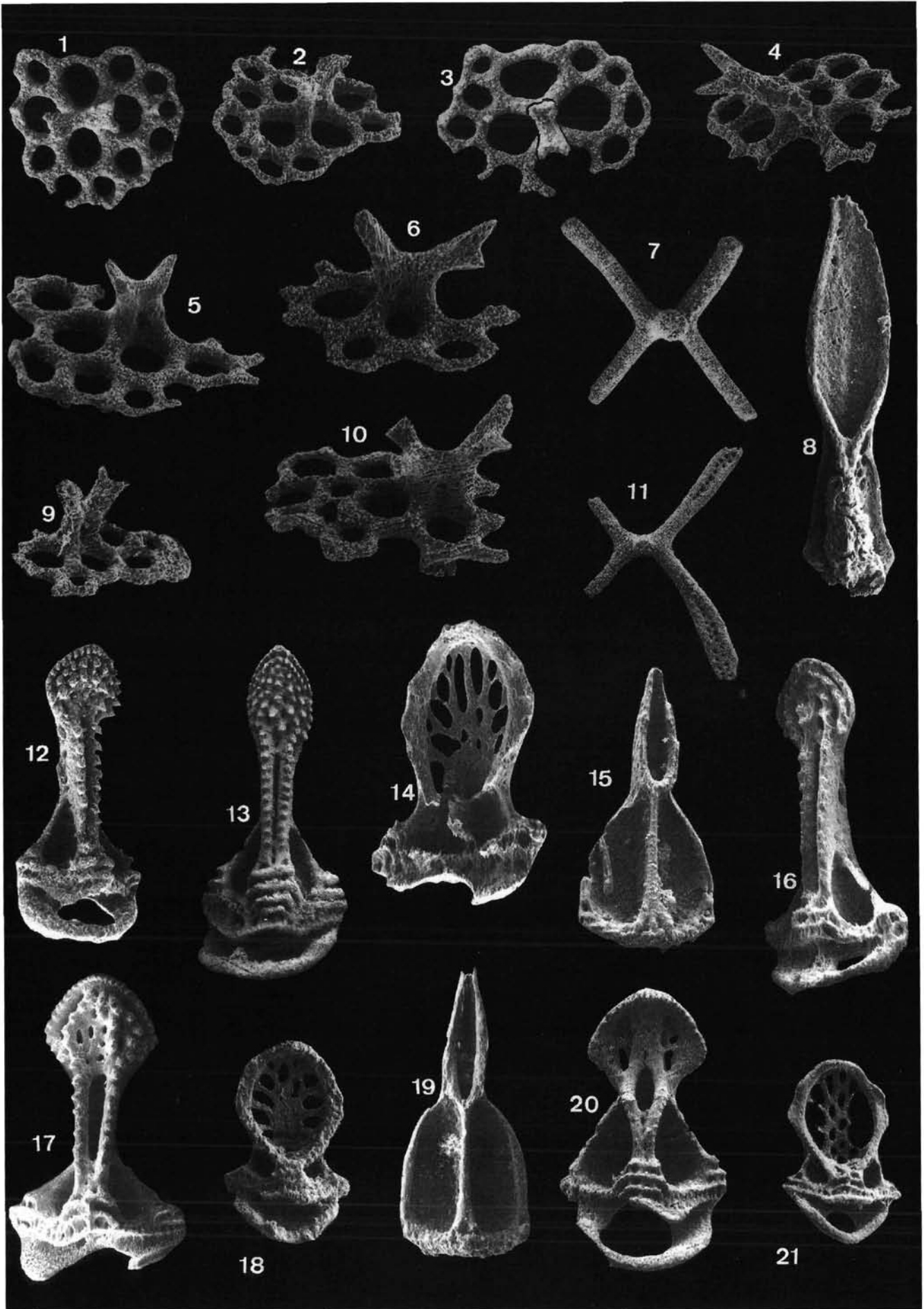
Fig. 8,15,19: Tridentate Pedicellarienklappen mit hoher Basis und relativ kurzem, deutlich abgesetztem Blatt.
(8 = 110 x; 15 = 100 x; 19 = 170 x).

Fig. 12-13,16,17: Ophicephale Pedicellarienklappen von irregulären Echiniden mit im zum Teil offenen Artikulationsbogen mit langgestrecktem Blatt, das distal löffelförmig erweitert ist und nicht nur randlich, sondern wie z.B. in Fig. 12 und 13 zu sehen ist, in der löffelförmigen Erweiterung voll bezahnt ist.

Fig. 14,18,21: **Ophicephale Pedicellarienklappen mit z.T. massiver Basis, breiten Apophysen und breitem Blatt.**

Fig. 14: 210 x.

Fig. 18,21: 150 x.

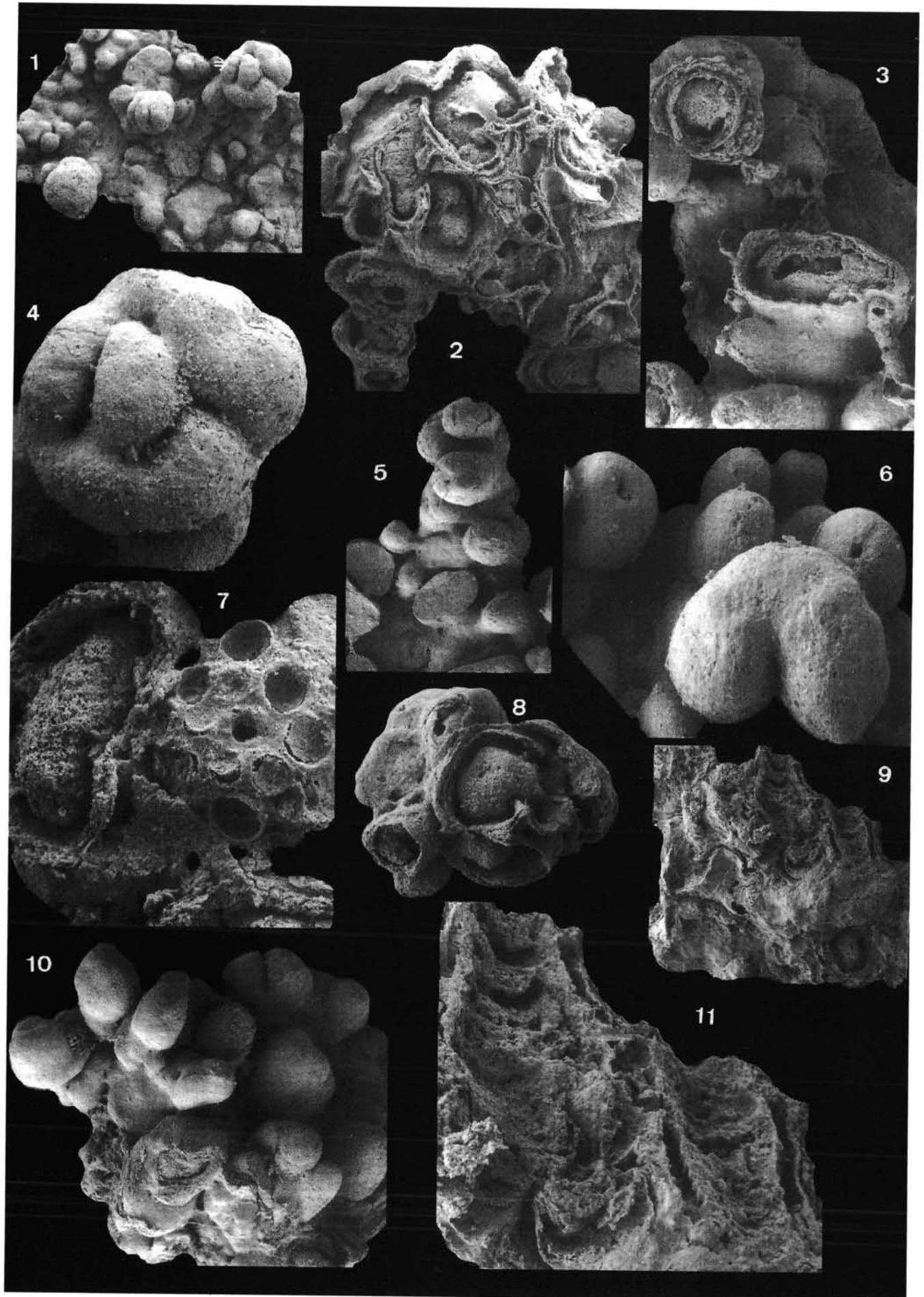


Tafel 6

Bakteriogen entstandene Mangankrusten aus dem Hartgrund im Bereich der Kallbrunnalm
Aufschluß 3

Siehe Beschreibung im Text

- Fig. 1,4: **Krustentyp 1.**
Fig. 4 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt von Fig. 1.
Fig. 1 = 50 ×.
Fig. 4 = 500 ×.
- Fig. 2,3,7,8,10: **Krustentyp 2.**
Fig. 2, 3, 8 = 200 ×.
Fig. 7 = 400 ×.
Fig. 10 = 60 ×.
- Fig. 5,6,9,11: **Krustentyp 3.**
Fig. 5 = 90 ×.
Fig. 6, 11 = 200 ×.
Fig. 9 = 70 ×.



Tafel 7

Manganmineralisation ESE Pürzlbach

Fig. 1: **Titanträger (helle, eckige Körner).**
ESE Pürzlbach; Auflicht, 88 x.

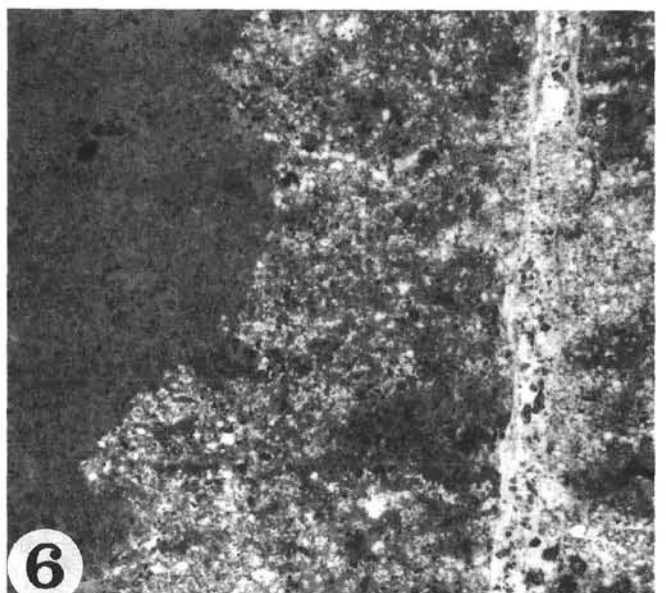
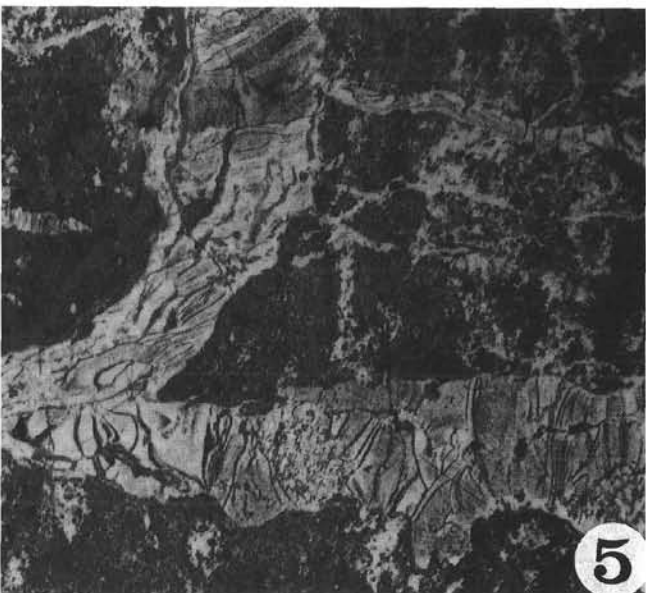
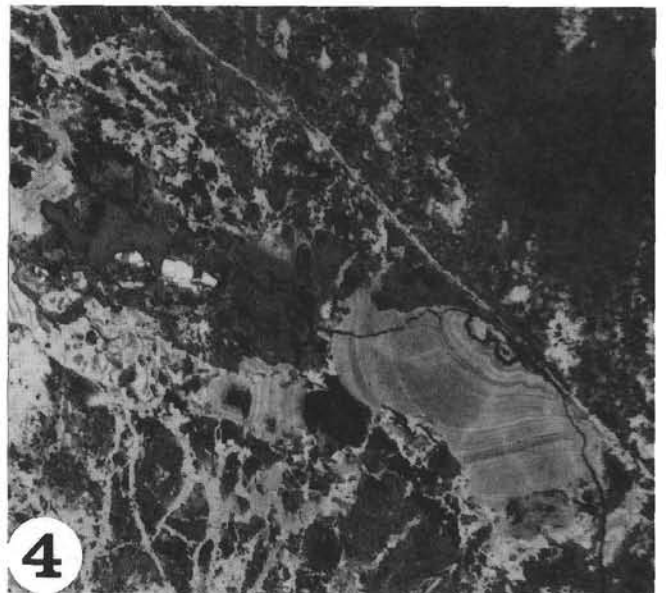
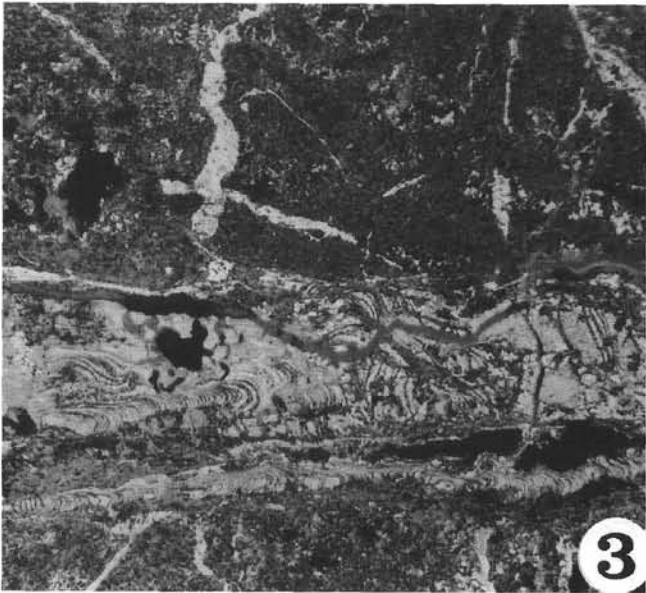
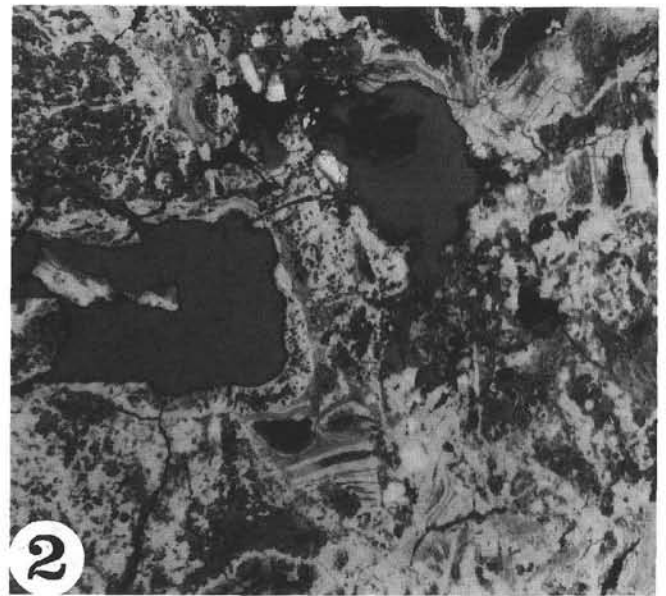
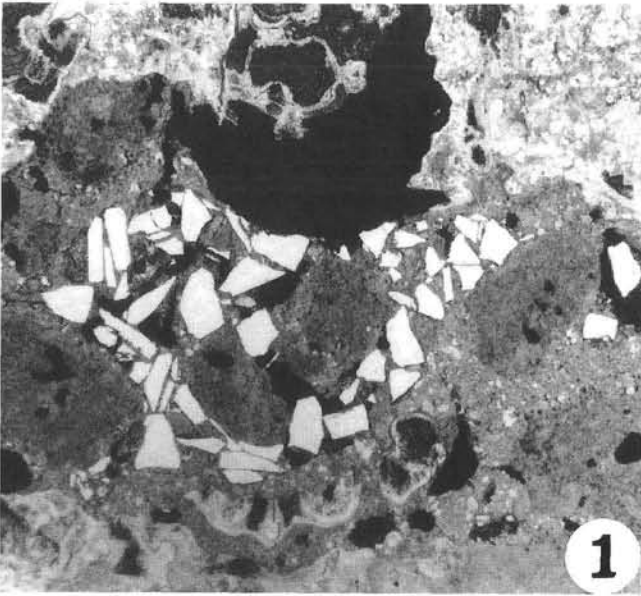
Fig. 2: **Hartmanganerz, hauptsächlich aus Pyrolusit und Quarz (syn- bis wenig epigenetisch mit dem Rhodochrosit) bestehend.**
ESE Pürzlbach; Auflicht, 88 x.

Fig. 4: **Pyrolusit und psilomelanartige Minerale eines Hartmanganerzes.**
ESE Pürzlbach; Auflicht, 88 x.

Fig. 3,5: **Pyrolusit (mit Kontraktionsrissen) und Psilomelan als Kluffüllungen.**
ESE Pürzlbach; Auflicht, 88 x.

Fig. 6: **Von einer Kluft (rechts) ausgehender Übergang von karbonatischem zu oxydischem Hartmanganerz.**
ESE Pürzlbach; Auflicht, 88 x.

Alle Aufnahmen mit 1 Polarisator.

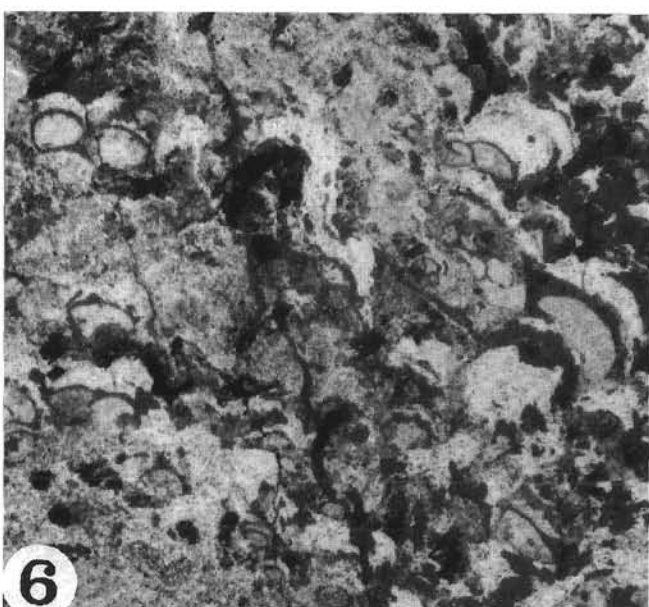
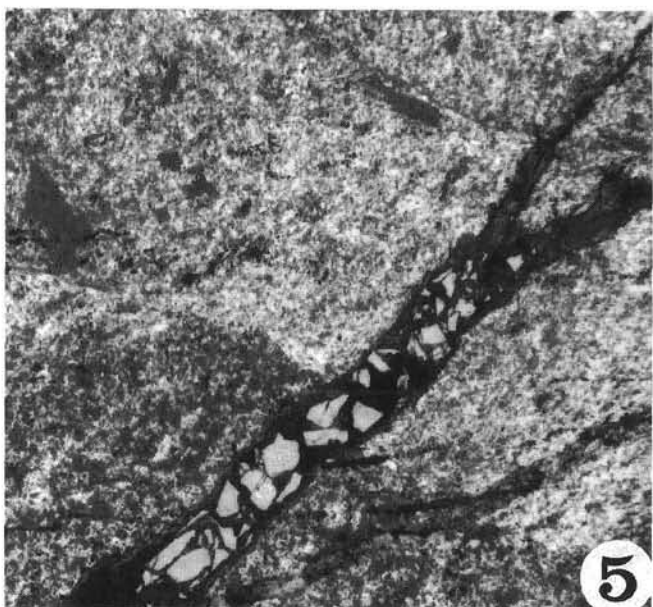
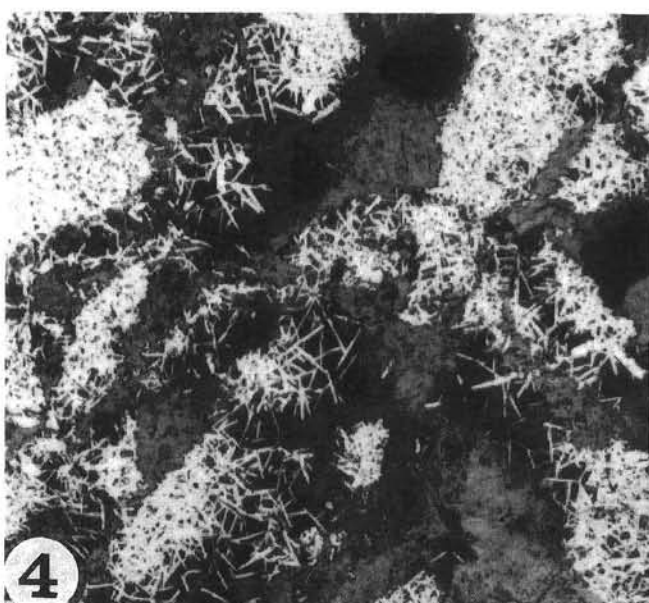
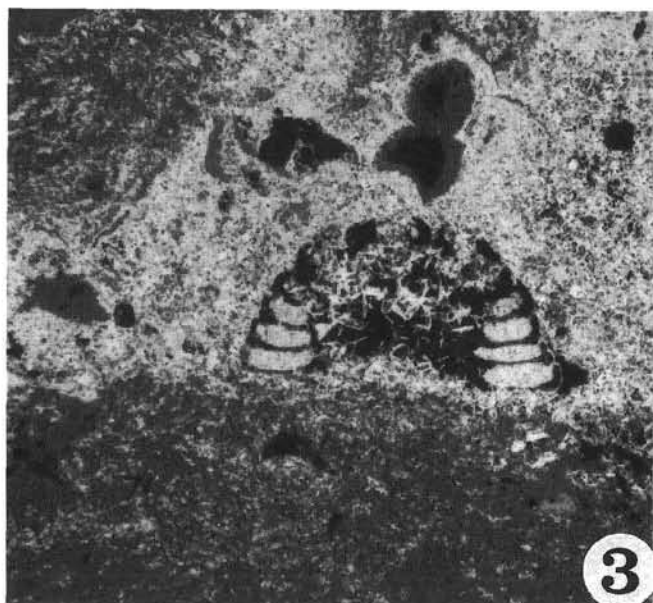
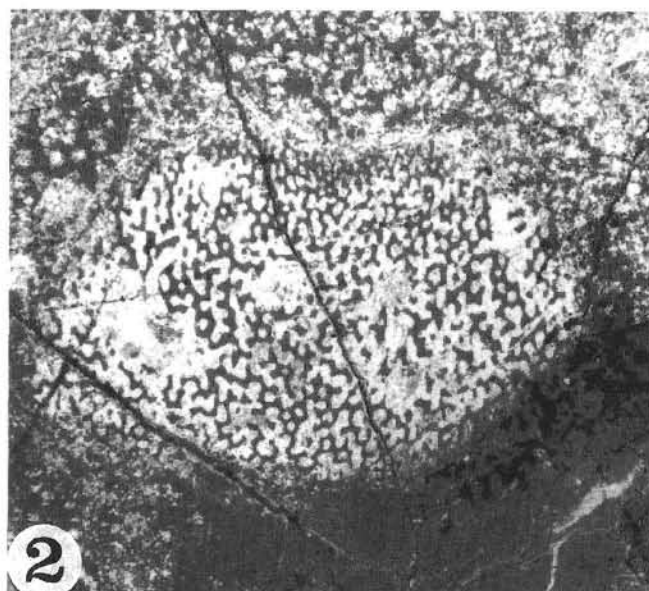


Tafel 8

Manganmineralisation ESE Pürzlbach Hartgrund Kallbrunnalm

- Fig. 1: **Pyrit in einem epigenetischen Riß.**
ESE Pürzlbach.
Auflicht, 88 ×.
- Fig. 2,3: **In Hämatit und Quarz erhalten gebliebene Fossilreste.**
Kallbrunnalm, Hartgrund.
Auflicht, 100 ×.
- Fig. 4: **Belteropor gebildete Hämatittafeln.**
Kallbrunnalm, Hartgrund.
Auflicht, 100 ×.
- Fig. 5: **Titanträger (helle, eckige Körner) in einer diskordanten Quarzkluft.**
Kallbrunnalm, Hartgrund.
Auflicht, 100 ×.
- Fig. 6: **Krusten (hauptsächlich aus Hämatit; hell) von möglicherweise bakteriogener Entstehung.**
Kallbrunnalm, Hartgrund.
Auflicht, 100 ×.

Alle Aufnahmen mit 1 Polarisator.

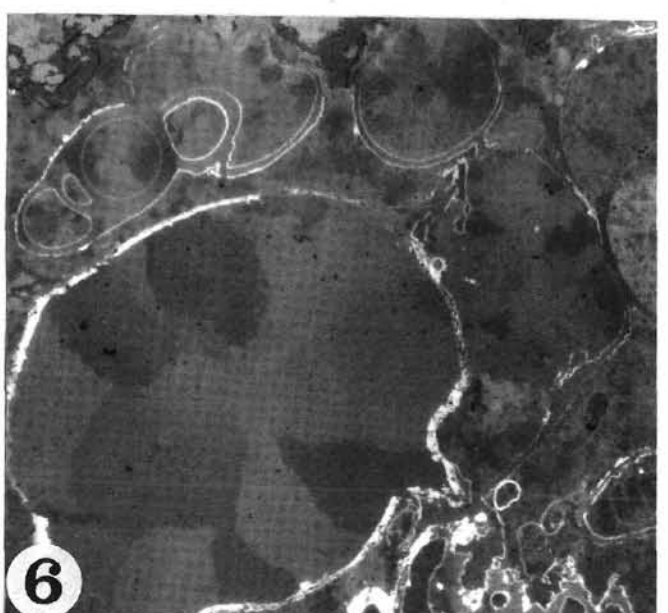
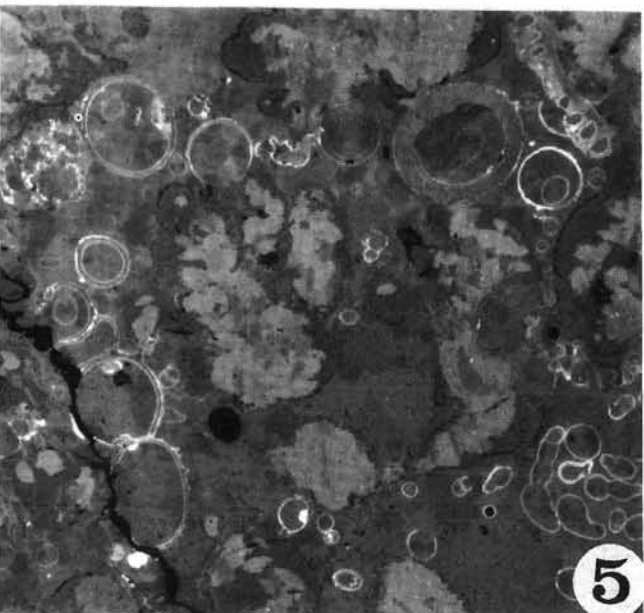
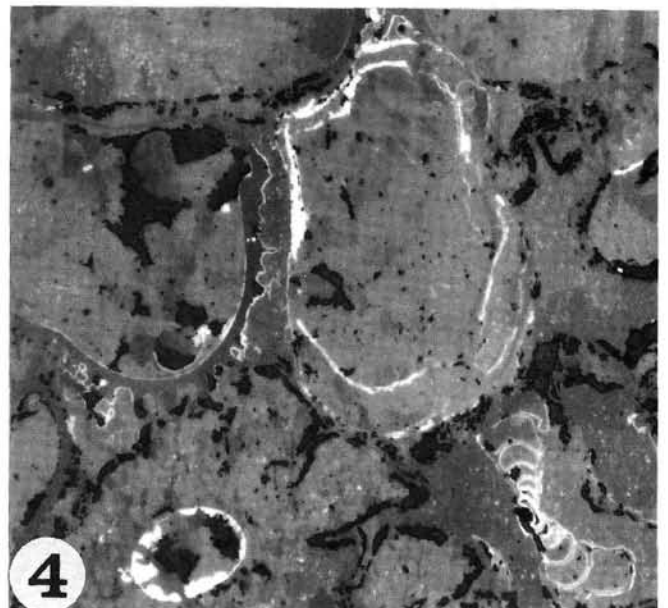
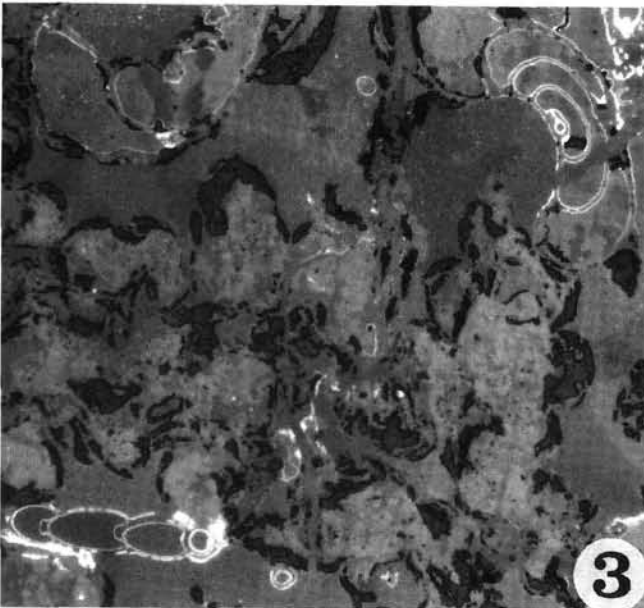
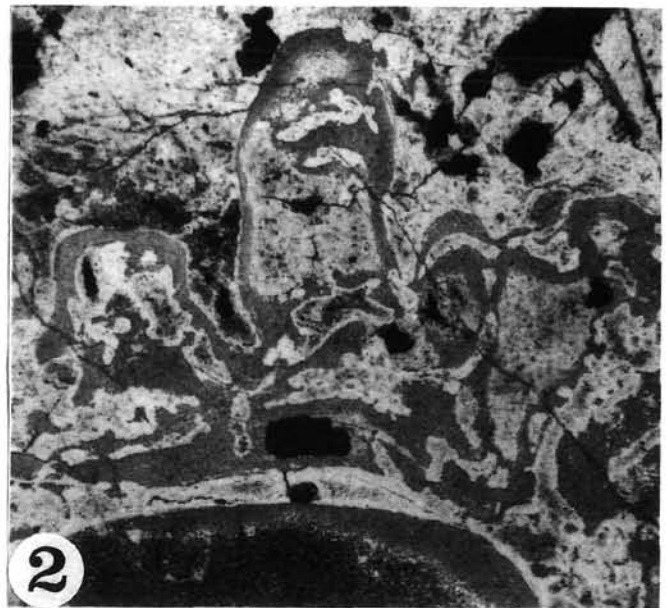
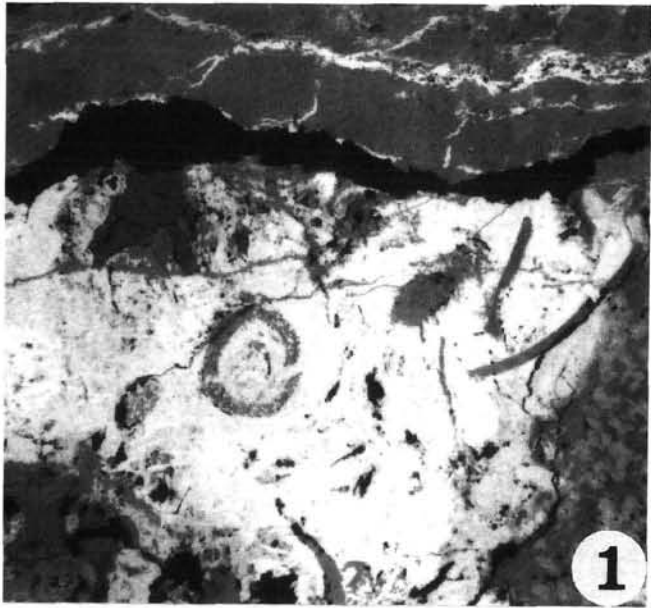


Tafel 9

Hartgrund Kallbrunnalm

Fig. 1–6: **Hämatit (hell), ein psilomelanartiges Mineral (dunkler, porös) und Quarz als Fossilisationsminerale; daneben noch Karbonat (kennlich an seiner deutlichen Bireflexion).**
Kallbrunnalm, Hartgrund auf einem Dachsteinkalk-Block.
Auflicht, 100 ×.

Alle Aufnahmen mit 1 Polarisator.

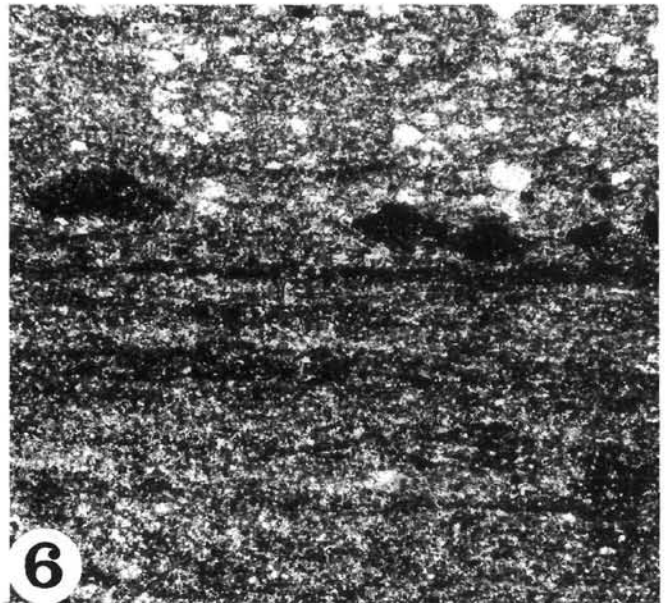
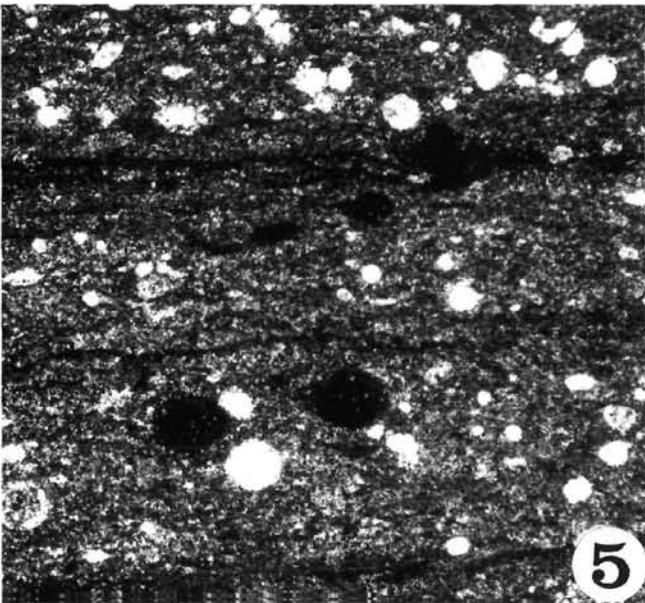
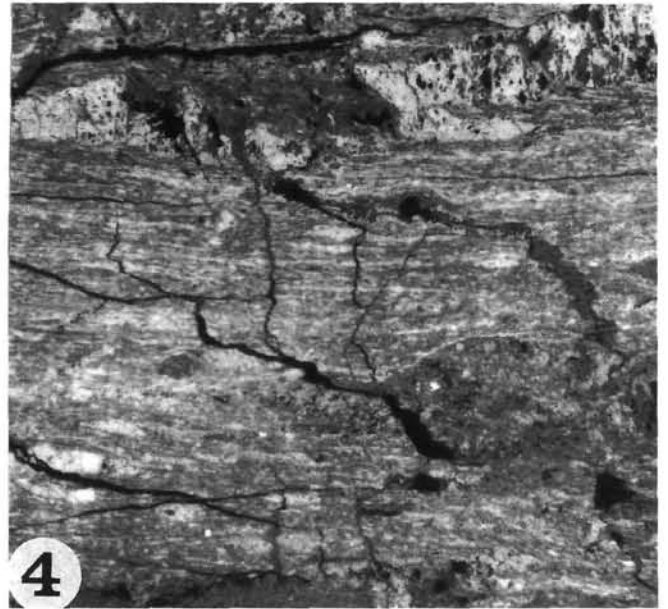
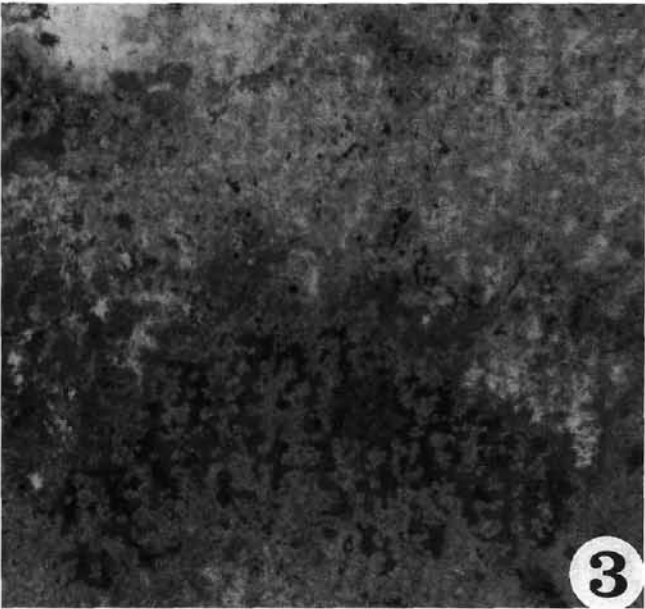
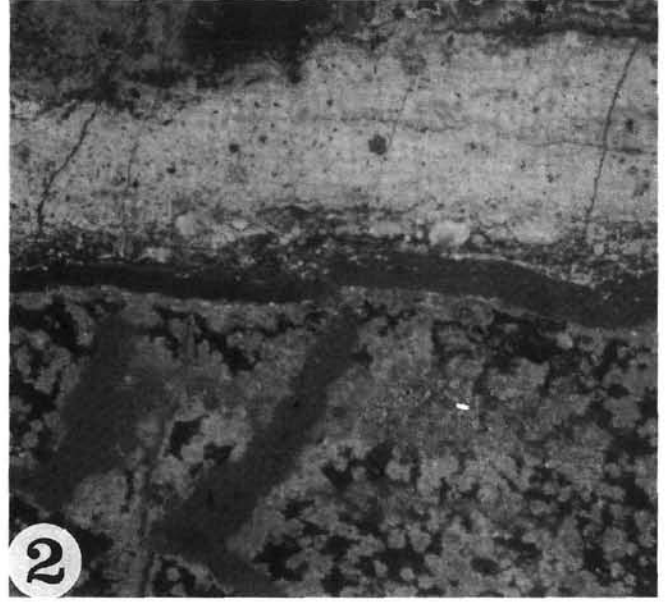
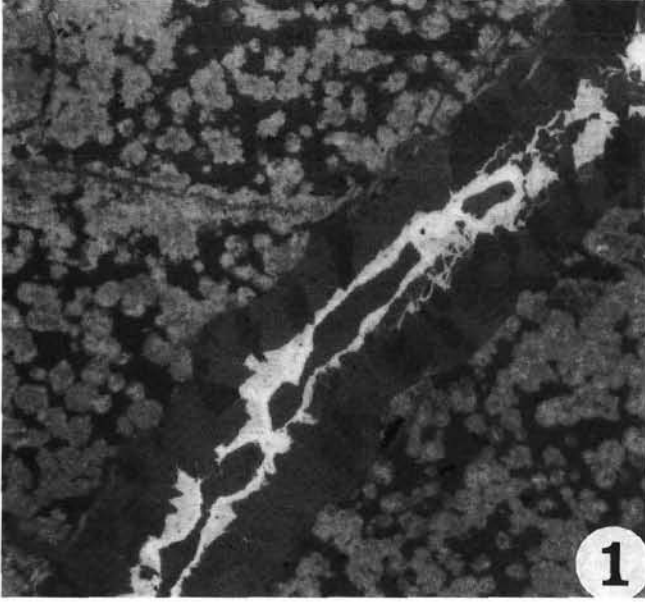


Tafel 10

Manganmineralisationen Kallbrunnalm und Pippengraben

- Fig. 1: **Siebartige Zersetzung des Rhodochrosites. Kluft mit Pyrolusit (Mitte).**
Kallbrunnalm, Manganerz-Horizont.
Auflicht, 100 x.
- Fig. 2: **Zersetzter Rhodochrosit; Pyrolusit.**
Kallbrunnalm, Manganerz-Horizont.
Auflicht, 100 x.
- Fig. 3: **In Rhodochrosit und oxydischen Manganmineralen erhalten gebliebenes Echinodermenrelikt.**
Kallbrunnalm, Manganerz-Horizont.
Auflicht, 100 x.
- Fig. 4: **Erzschlamm und Pyrolusit (oben) in einer schichtparallelen Kluft.**
Kallbrunnalm, Manganerz-Horizont.
Auflicht, 100 x.
- Fig. 5: **Derberz mit teilweise karbonatisierten Radiolarienresten.**
Pippengraben.
Durchlicht, 39 x.
- Fig. 6: **Karbonatreiches Derberz. Pyrit in feinen Lagen und agglomeriert.**
Pippengraben.
Durchlicht, 39 x.

Alle Aufnahmen mit 1 Polarisator.



Tafel 11

Manganmineralisation Pippengraben

Fig. 1: **Bändererz mit Entwässerungsgefüge.**

Pippengraben.
Durchlicht, 39 X.

Fig. 2: **Manganschiefer.**

Pippengraben.
Durchlicht, 39 X.

Fig. 3: **Armerz, hier linsig entwickelt.**

Pippengraben.
Durchlicht, 39 X.

Fig. 4: **Konkordante und diskordante, z.T. streng schichtgebundene (rechts oben) Risse, die postgenetisch mit Mn- und Fe-Oxydationsmineralen (schwarz) gefüllt wurden.**

Pippengraben.
Durchlicht, 39 X.

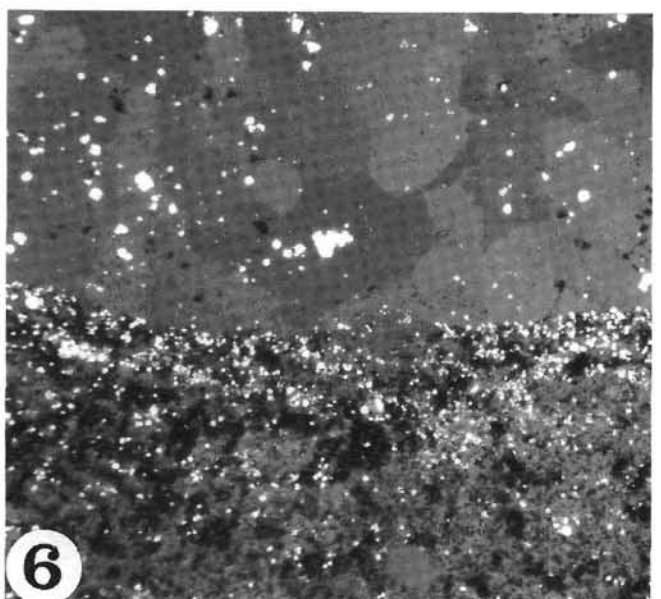
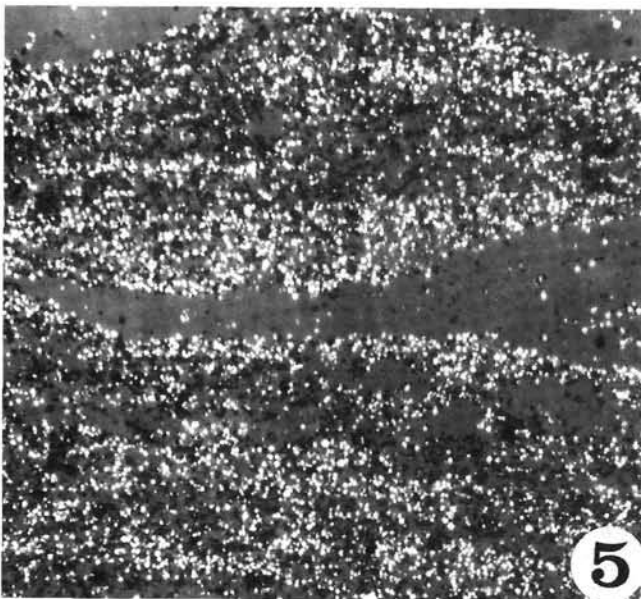
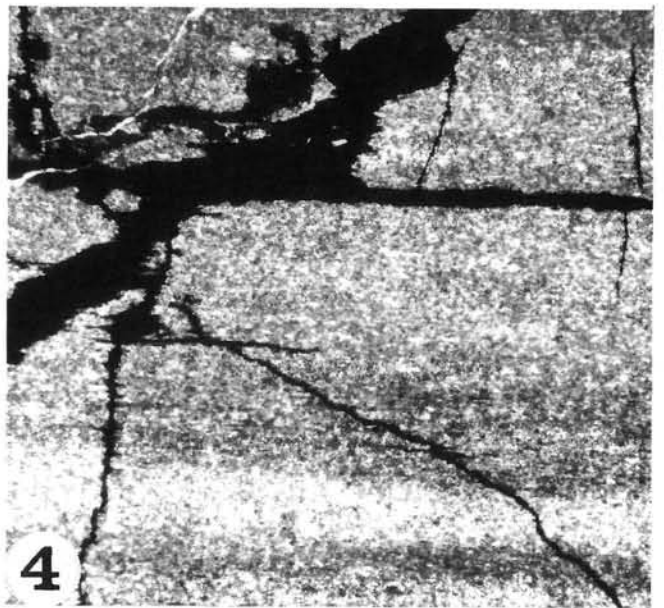
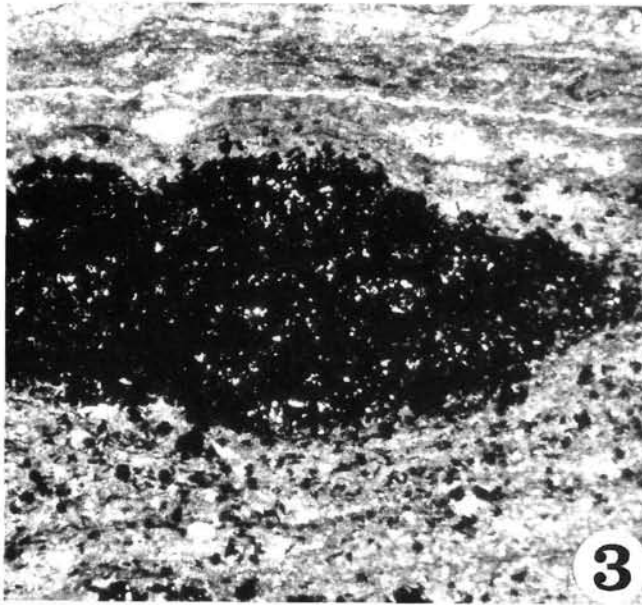
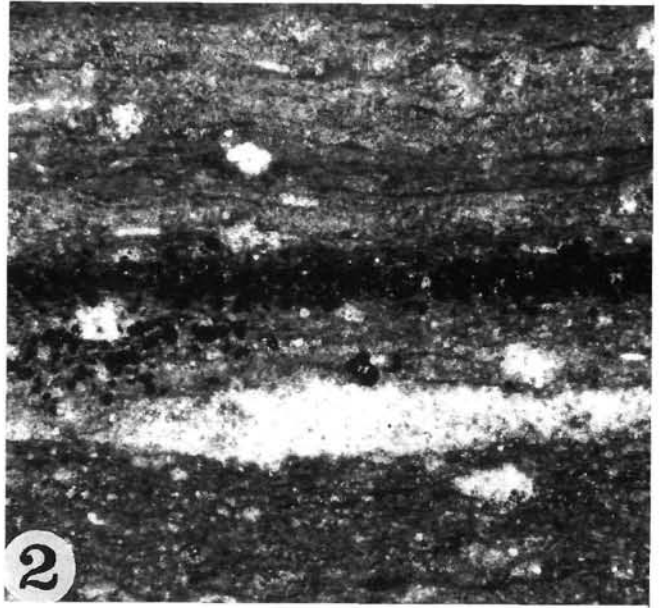
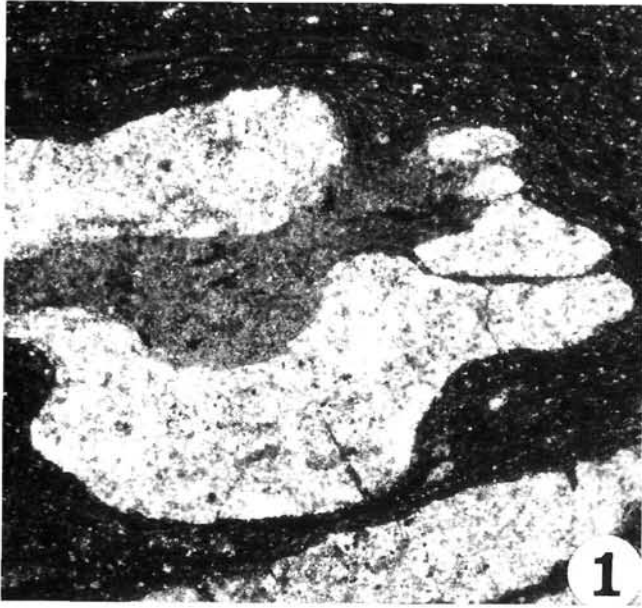
Fig. 5: **Feinkörnige Pyritdurchstäubung; in der Mitte und am oberen Rand Karbonatlagen.**

Pippengraben.
Auflicht, 100 X.

Fig. 6: **Pyrit als feiner Staub (im Bild unten) und als größere, z.T. verzwilligte Körner im Karbonat (oben).**

Pippengraben.
Auflicht, 100 X.

Alle Aufnahmen mit 1 Polarisator.



Literatur

- ACHTNICH, T. (1982): Die Jurabreccien der Eisenspitze. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 41–70.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis. Principles & Applications. – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 451 p.
- BARTENSTEIN, H. (1936): Kalkkörper von Holothurien in norddeutschen Lias-Schichten. – Senckenbergiana, **18** (1/2), 1–10, Frankfurt.
- BERGER, A. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Mangans. – Clausthaler Hefte z. Lagerstättenkunde und Geochemie der mineralischen Rohstoffe, **7**, 216 p., 29 Textabb., 38 Tab., Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- BLAU, J. & SCHMIDT, T. (1988): Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten (Österreich, Osttirol, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **34/35**, 185–207, Wien.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – Geology **18**, 828–831.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, **11**, 792–810.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jahrb. Geol. B.-A., **XCIV**, 145–225, Wien.
- DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1952): Contribution a la systematique des sclerites d'Holothurien fossiles. – Bull. Inst. Oceanogr. Monaco, **1012**, 1–12.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – Eclogae geol. Helv., **81**, 175–214, Basel.
- EICHENBERG, W. (1935): Holothurien-Kalkkörperchen aus dem Jura Norddeutschlands. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **87**, 318–320.
- FEIFEL, K. (1943): Liste von Holothurien-Resten aus schwäbischen Jura. – In: SIEVERTS-DORECK, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **95** (1/2), 64.
- FISCHER, R., JÄGER, M., KONSTANTINOPOULOU, A., KRISTAN-TOLLMANN, E., LUPPOLD, F.W. & OHM, H.-H. (1986): Paläontologie einer epikontinentalen Lias-Schichtfolge: Oberes Sinemurium bis Oberes Domerium von Empelde bei Hannover. – Facies, **15**, 53–176, Erlangen.
- FRENTZEN, K. (1964): Funde von Holothurien-Kalkkörperchen im Jura des Oberrheingebietes. – Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl., **XXIII/1**, 31–51, Karlsruhe.
- FRIZZELL, D.L. & EXLINE, H. (1955): Monograph of Fossil Holothurian Sclerites. – Bull. School of Mines and Metallurgy, Univ. Missouri, **89**, 1–204.
- FRIZZELL, D.L. & EXLINE, H. (1966): Holothuroidea-Fossilrecord. – In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part U, Echinodermata, **2**, U646–U672, Kansas University Press.
- GERMANN, K. (1971): Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**, 133–156.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – TPM, **17**, 29–65.
- GRUBER, F. & LUDWIG, K.-H. (1982): Salzburger Bergbaugeschichte. – Salzburg (Verlag Anton Pustet).
- GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – N. Jb. Mineral. Abh., **92**, 1, 47–107.
- GRUSS, H. (1969): Vulkanogen-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen. – Schriften GDMB, **22** (Manganerzlagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung), 87–93.
- GUDDEN, H. (1969a): Über Manganerzvorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – Schriften GDMB, **22** (Manganerzlagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung), 95.
- GUDDEN, H. (1969b): Über Manganerzvorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – Erzmetall, **22**, 10, 482–488.
- HAHN, F.F. (1913): Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. – Jahrb. Geol. Reichsanst. **63**, 1–76, Wien.
- HALBACH, P., FRIEDRICH, G. & STACKELBERG, U. (Eds.) (1988): The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean. – 254 S., Stuttgart (Enke Verlag).
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits (Ed. K.H. WOLF), **5**, 1–36.
- ISSLER, A. (1908): Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. – Palaeontographica, **55** (1), 1–104.
- JACOBESHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 1–114, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/92): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**, 87–129.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1965): Revision der Arbeit von K. Frentzen: „Funde von Holothurien-Kalkkörperchen im Jura des Oberrheingebietes“. – Beiträge Naturkundl. Forsch. Südwestdeutschl., **24**, 17–20.
- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagerstätten Österreichs. – 20. Int. Geol. Congr., Symp. sobre yacimientos de Manganeso, **V**, 299–313 (Mexico).
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. – Tectonophysics, **133**, 305–320.
- MEIXNER, H. (1974): Die Erz- und Minerallagerstätten Salzburgs. – BHM, **119**, 12, 503–512.
- MEIXNER, H. & PAAR, W. (1977): Eine Manganvererzung mit Braunit vom Gamskar am Hohen Göll, Salzburg. – Karinthin, **76**, 303–309.
- MORTENSEN, T. (1937): Some echinoderm remains from the Jurassic of Württemberg. – Kgl. Danske Vid. Selsk., Biol. Medd., **13** (10), 1–28.
- MOSTLER, H. (1968): Holothurien-Sklerite aus oberanischen Hallstätter Kalken. – Alpenkundliche Studien, **2**, 5–44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1969): Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. – Alpenkundliche Studien, **7**, 1–53, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der Süd- und Nordalpinen Trias. – Festband Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 339–360, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite aus anischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1** (1), 1–30, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2/6**, 1–29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & KRÄINER, K. (1993): Neue Ophiuren aus liassischen Slope-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in der Umgebung von Lofer (Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **19** (in Druck).
- MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 81–83 (Sediment '89, Abstract), Innsbruck.

- RIOULT, M. (1961): Les „sclerites d'holothuries fossiles du Lias“. – France Bur. Rech. Geol. et Min., Mem. no. 4, 121–153.
- SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. & ROULET, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamir since Triassic. – *Tectonophysics*, **123**, 1–35.
- SCHNEIDER, H.-J. & WALTHER, H.W. (1988): Erzlagerstätten in Sedimenten. – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): *Sedimente und Sedimentgesteine*, 569–681, Schweizerbart (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- SCHÖLL, W. (1968): Submarine Spaltenfüllungen aus Obertrias und Jura im Steinernen Meer (Salzburger Alpen). – Diplomarb. math.-naturwiss. Fakultät Tübingen, 73 S.
- TOLLMANN, A. (1976): *Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik*. – Franz Deuticke, Wien, 449 Seiten + Tafelband.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 3*. – Franz Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and Carpathians. – In: CLARK, S.P., BURCHFIELD, B.C. & SUPPE, J. (Eds.): *Processes in continental lithospheric deformation*. Geol. Soc. Am., Spec. Paper **218**, 93–109.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **27**, 1–239, Bochum.
- WATTS, T. (1992): The formation of sedimentary basins. – In: BROWN, G.C., HAWKESWORTH, C.J. & WILSON, R.C.L. (eds), *Understanding The Earth*. – 301–324, Cambridge University Press, Cambridge.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679.
- WENDT, J. (1971): Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. – *Palaeontographica Abt. A*, **136**, 121–192, Stuttgart.
- WINTERER, E.L. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **65**, 394–421.