

Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal — Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich)

The Early Upper Jurassic Mass Flow Deposits of the Strubberg Formation
(Lammer Valley)— Analysis and Tectonic Implications
(Northern Calcareous Alps, Austria)

von

Hans-Jürgen GAWLICK

mit 31 Abbildungen
with 31 figures

Schlüsselwörter:

Hallstätter Zone
Stratigraphie
Fazies
Beckenanalyse

Keywords:

Hallstatt zone
Stratigraphy
Facies
Basin Analysis

Anschrift des Autors:

Authors address:

Dr. Hans-Jürgen Gawlick
Montanuniversität Leoben
Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Institut für Geowissenschaften
Peter Tunner Straße 5

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

Bd. 39/40

S. 119–186

Wien 1996

Inhalt

Zusammenfassung	123
Summary	123
1. Einleitung	124
1.1. Stand der Forschung und Problemstellung	124
1.2. Zielsetzung	125
2. Geologische und tektonische Übersicht	126
3. Der passive Kontinentalrand: Ober-Perm — Lias/Dogger	129
3.1. Kalkvor Alpine Faziesentwicklung	129
3.1.1. Tennengebirgsnordrand	129
3.1.1.1. Trias: Nor und Rhät	129
3.1.1.2. Jura: Lias und Dogger	131
3.1.2. Osterhorngruppensüdrand	133
3.1.2.1. Trias: Nor und Rhät	133
3.1.2.2. Jura: Lias bis tiefer Malm	136
3.2. Kalkhochalpine Faziesentwicklung	136
3.2.1. Hallstätter Salzbergfazies	136
3.2.1.1. Gollinger Hallstätter Schollen	136
3.2.1.2. Holzwehralmschollenkomplex	137
3.2.1.3. Pailwand-Nordostscholle	138
3.2.2. Zlambachfazies	138
3.2.2.1. Gollinger Hallstätter Schollenregion	138
3.2.2.2. Lammeregg-Schollenkomplex	139
3.2.2.3. Sattlberg-Liegendscholle	139
3.2.2.4. Roadberg-Schollenkomplex	139
3.2.2.5. Die östliche Lammerzone	139
3.2.3. Kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies	139
3.2.3.1. Schwarzenbergkomplex	140
3.2.3.2. Traunstein/Schallwandkomplex	141
3.2.4. Isolierte Schollen: Haselgebirge und Werfener Schichten	141
3.2.5. Isolierte Kleinschollen unsicherer Herkunft	141
3.3. Werfener Schuppenzone	142
4. Der Aktive Kontinentalrand: Dogger/Malm	143
4.1. Strubbergsschichten	143
4.1.1. Sedimentologische, litho- und mikrofazielle Gliederung	146
4.1.2. Radiolarit	147
4.1.3. Genetische Deutung der Strubbergsschichten	149
4.2. Brekzienkörper im Lammertal: Strubbergbrekzie	150
Gliederung der Brekzienkörper im Lammertal	152
4.2.1. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ I	153
4.2.1.1. Strubbergbrekzie Typ Ia	153
Infangalm und Infanggraben	153
Sattlberg	154
Rauhes Sommereck	156
Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials	160
4.2.1.2. Strubbergbrekzie Typ Ib	164
Lammeregg	166
Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials	166
4.2.2. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ II	166
4.2.2.1. Untertyp I	167
Lammeregg-Schollenkomplex	167

4.2.2.2. Untertyp 2	168
Lammeregg-Schollenkomplex	168
Rabenstein	168
4.2.2.3. Untertyp 3	169
Lammeregg-Schollenkomplex	170
4.2.3. Korrelation der Strubbergbrekzienkörper	171
5. Geodynamische Entwicklung	172
5.1. Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens	172
5.2. Paläogeographie: Rekonstruktion der relativen Lage der Fazieszonen in der Trias	173
6. Diskussion der Ergebnisse	175
7. Ausblick	179
8. Literatur	179

Content

Zusammenfassung	123
Summary	123
1. Introduction	124
1.1. Knowledge and Problematics	124
1.2. Aim of the work	125
2. Geological and tectonical situation	126
3. Late Permian to Early/Middle Jurassic Evolution of the Passive Continental Margin	129
3.1. Stratigraphy and Facies: Tirolicum (Kalkvorlpin)	129
3.1.1. Northern Margin of the Tennengebirge	129
3.1.1.1. Triassic: Norian and Rhaetian	129
3.1.1.2. Early and Middle Jurassic	131
3.1.2. Southern Margin of the Osterhorn Group	133
3.1.2.1. Triassic: Norian and Rhaetian	133
3.1.2.2. Early and Middle Jurassic	136
3.2. Stratigraphy and Facies: Hallstatt-Facies Zone (Kalkhochalpin)	136
3.2.1. Salzburg Facies (= Red Hallstatt Facies)	136
3.2.1.1. Hallstatt outliers near Golling	136
3.2.1.2. Holzwehralm sliding sheet	137
3.2.1.2. Pailwand: northeastern part	138
3.2.2. Zlambach Facies (= Grey Hallstatt Facies)	138
3.2.2.1. Hallstatt outliers near Golling	138
3.2.2.2. Lammeregg sliding sheets	139
3.2.2.3. Sattelberg sliding sheets	139
3.2.2.4. Roadberg sliding sheets	139
3.2.2.5. The Eastern Lammerzone	139
3.2.3. Tethyal pelagically influenced Dachstein Limestone Facies	139
3.2.3.1. Schwarzenberg complex	140
3.2.3.2. Traunstein/Schallwand complex	141
3.2.4. Isolated Haselgebirge/Werfen beds sliding sheets	141
3.2.5. Isolated sliding sheets of doubtful origin	141
3.3. Werfener Schuppenzone	142
4. Active Convergent Margin: Middle and Late Jurassic	143
4.1. Strubberg Formation	143
4.1.1. Sedimentology, Litho- and Microfacies	146
4.1.2. Radiolarite	147
4.1.3. Genetic interpretation	149

4.2. Mass-Flow Deposits: Strubbergbreccie	150
Classification of the Mass-Flow-Deposits	152
4.2.1. Strubbergbreccie Type I: Analysis	153
4.2.1.1. Strubbergbreccie Type Ia	153
Infangalm and Infanggraben	154
Sattlberg	156
Rauhes Sommereck	156
Discussion: Origin of the pebbles	160
4.2.1.2. Strubbergbreccie Type Ib	166
Lammeregg	166
Discussion: Origin of the pebbles	166
4.2.2. Strubbergbreccie Type II: Analysis	166
4.2.2.1. Sub-type 1	167
Lammeregg	167
4.2.2.2. Sub-type 2	168
Lammeregg	168
Rabenstein	168
4.2.2.3. Sub-type 3	169
Lammeregg	170
4.2.3. Correlation of the Mass-Flow Deposits	171
5. Geodynamic evolution	172
5.1. Evolution of the Lammerbasin	172
5.2. Paleogeography: Original position of the source areas	173
6. Discussion of the Results	175
7. Perspectives	179
8. References	179

Zusammenfassung

Der Sedimentationsverlauf und die Beckenentwicklung im Bereich des Lammertales liefern einen Schlüssel für die Rekonstruktion der frühalpindischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen.

Am Tennengebirgsnordrand sind im Hangenden der in kalkvoralpiner Dachsteinkalkfazies entwickelten Schichtfolge vom höheren Dogger an Schlammstrombrekzien mit Megaolistholithen und Gleitschollen in pelagische Sedimente eingelagert.

Durch stratigraphische und fazielle Untersuchungen können sowohl der Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper als auch die verschiedenen Gleitschollenkomplexe jeweils eigenen Ablagerungsräumen des triassischen/liassischen Kalkalpensüdrandes (= Kalkhochalpin) zugeordnet werden: Schollen und Brekzienkomponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich, dem eingeschränkten und dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Hallstätter Kalke), dem Meliatikum sowie dem Zlambachfaziesbereich (= Pötschen/Pedataschichten) liegen heute im Bereich des Lammertales nebeneinander und übereinander. Sie stammen aus Bildungsräumen, die in der Trias und im tieferen Jura weit voneinander entfernt lagen.

Die Komponentenanalysen der übereinanderfolgenden Brekzienkörper sowie die stratigraphische und fazielle Ausbildung der in den früh-oberjurassischen pelagischen Sedimenten liegenden Gleitschollen ermöglichen eine detailliertere Rekonstruktion des triassischen/liassischen Kalkalpensüdrandes, der bereits vom späten Mittel-Jura an zerlegt und mobilisiert wurde.

Die Komponentenbestandsanalysen belegen zudem eine Abfolge der Zerlegung der ehemaligen kalkhochalpinen Ablagerungsräume in Richtung Kalkvoralpin und weisen auf eine Mobilisierung der Brekzienkörper und Gleitschollen an einem tektonischen Escarpment hin. Hervorgerufen durch Lateralbewegungen im Zusammenhang mit der früh-oberjurassischen Einengung im Süden der Nördlichen Kalkalpen ist die früh-oberjurassische Trogfüllung am Tennengebirgsnordrand das Ergebnis komplexer tektonischer Vorgänge.

Im späten Dogger und frühen Malm stehen den Lateralbewegungen und der Einengung im Süden der Nördlichen Kalkalpen (= Kalkhochalpin) noch Dehnungsstrukturen im Kalkvoralpin gegenüber. Die südlichsten, strukturell bereits im höheren Lias angelegten Teilbecken werden vom höheren Dogger an durch die im Kalkhochalpin mobilisierten Sedimentserien verfüllt. Später führt die noch im frühen Ober-Jura auf den kalkvoralpinen Raum übergreifende Einengungstektonik zur Bildung der heute West-Ost streichenden lang-

gezogenen Radiolaritbecken, die durch Material von den aufsteigenden Beckenrändern verfüllt werden.

Die Entwicklungsgeschichte des Lammertales spiegelt damit den Übergang des Kalkalpensüdrandes von einem triassischen/liassischen passiven Kontinentalrand zu einem mittel- bis früh-oberjurassischen Aktiven Kontinentalrand wider.

Die Sedimentation zeichnet den Übergang von einer Ober-Trias Flachwasserkarbonatplattform zu einer Pelagischen Karbonatplattform im Lias und Dogger nach. Im frühen Ober-Jura charakterisiert die Sedimentation im Lammertal die Lammerzone als orogene früh-oberjurassische Beckenfüllung. Die erhaltene, heute nachweisbare Mächtigkeit der Beckenfüllung beträgt mehr als eintausendfünfhundert Meter.

Summary

The sedimentary sequences and basin development in the Lammer region is of importance in the reconstruction of the early alpine development of the Northern Calcareous Alps.

Along the northern side of the Tyrolian Tennengebirge, there occur mass flow sediments within Upper Callovian/Lower Oxfordian deep water biogenic and muddy oozes, along with megaolistholithes and sliding sheets. A detailed examination of these units and their individual components allowed the reconstruction of their original source areas within the southern border of the Northern Calcareous Alps during Triassic and Lower Triassic times: they can either be traced to the occasionally pelagic influenced Dachstein limestone facies-zone, the spacially restricted, and the highly characteristic Hallstatt Salzberg facies-zone (= Hallstatt limestone), the Meliatikum, or the Zlambach facies-zone (Pötschen/Pedata sequence). These units can be found in the Lammer basin alongside and on top of each other, although during the Triassic and Liassic they were separated from each other by a large distance.

The individual component analysis of each of the mass flows and sliding sheets, together with an examination of their stratigraphy and facies allowed a better reconstruction of the Hallstatt facies-zone during the Triassic and Liassic. This topography was destroyed and mobilized from the late Middle Jurassic onwards.

In the late Dogger and early Malm this compression in the south was contemporaneous with extension in the north. The southernmost basins, already in place since the Upper Liassic, were, during the late Dogger onwards, filled with mobilized sediment units from the Hallstatt facies-zone. Later on, but still in the early Upper Jurassic, the compressional regime took place in the north and led to the construction of elongate deep

water basins, which were filled by material from the rising sides of the basins.

The history of the Lammer valley can be interpreted as a reflexion of the change over of the Northern Calcareous Alps from a Triassic/Liassic passive continental margin to a late Middle and early Upper Jurassic active convergent margin. A shallow water carbonate platform stage in the Upper Triassic was followed by the pelagic platform stage during the Liassic to Middle Jurassic. In the late Middle and early Upper Jurassic the sedimentation trend reflects the progressive closure of the Tethys ocean, from south to north, by the stepwise mobilization of the ancient northern margin of the Tethys. The basin filling is more than 1500 m thick.

1. Einleitung

1.1. Stand der Forschung und Problemstellung

Die umstrittene Frage nach der Autochthonie (bzw. Parautochthonie) oder Allochthonie der Lammereinheit (Abb. 1) ergibt sich aus folgenden Problemen:

- einerseits machen stellenweise südgerichtete Schütungsrichtungen in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand,
- fazielle Ähnlichkeit der Dachsteinkalkfazies der Lammereinheit zum angrenzenden, kalkvoralpinen (= tirolischen) Dachsteinkalkfaziesraum,
- mögliche fazielle Übergänge der mittel- und obertriassischen Karbonatplattformfazies (Gollinger Schwarzenberg) der Lammereinheit zu den Hallstätter Gesteinen der Lammerzone, und
- südvergente Faltung am Südrand der Lammerzone eine primäre fazielle Einbindung der Gesteine der Lammerzone nördlich des tirolischen Tennengebirgsnordrandes möglich,
- andererseits liegen am Nordrand des Tennengebirges und am Südrand des Osterhorntirolikums keinerlei Anzeichen (z.B. Verzahnung, Fazieszonierung etc.) für ein ursprünglich dort gelegenes Hallstätter Becken vor und
- scheinen die Hallstätter Gesteine im Bereich des Lammertales aus verschiedenen Herkunftsgebieten zu stammen.

Frühere Bearbeiter kamen je nach Lage ihrer Arbeitsgebiete zu sehr verschiedenen Deutungen über die tektonische Stellung der Lammereinheit (Zusammenstellung der verschiedenen Vorstellungen bis 1976 in TOLLMANN 1976b:325f.).

Den Meinungen der Vertreter gebundener Tektonik (z.B. MOJSISOVICS 1903; HÖCK & SCHLAGER 1964; SCHLAGER 1967a, 1967b; HAMILTON 1981; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a, 1981b; HÄUSLER & BERG 1980; TOLLMANN 1973, 1976a, b, c, 1980,

1981a, b, 1985; ZANKL 1962, 1967, 1979), stand die Auffassung gegenüber, daß die Lammereinheit allochthon ist. Interpretiert wurde die Lammereinheit als fernüberschobene Decke, z.T. mit Untergliederung in Hoch- und Tiefjuvavikum (z.B. HAUG 1906; HAHN 1913; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1952a, 1955; PIA 1924; SPENGLER 1924, 1943, 1951, 1956; DEL-NEGRO 1930, 1968, 1970, 1972, 1983), als tektonisch zusammengehörige Vielfaziesdecke (z.B. TOLLMANN 1968, 1969; TOLLMANN & KRISTANTOLLMANN 1970), als intrajurassische, zusammenhängende Gleitmasse (PLÖCHINGER 1988, 1990) oder durch Lateralversatz an den Tennengebirgsnordrand sinistral versetzt (FISCHER 1965).

Die häufigste, heute noch akzeptierte Auffassung sieht den Hauptteil der Gesteine der Lammerzone als westlichsten Abschnitt des Hallstätter Nordkanales (ZANKL 1967; HÄUSLER ab 1979; TOLLMANN 1985, 1987c; GANSS et al. 1988; vgl. ANGENHEISTER, BÖGEL & MORTEANI 1975), also als relativ autochthones Element. Die Schollen in Hallstätter Salzbergfazies, die dem Hauptkörper der in („nordjuvavischer“) Zlambachfazies ausgebildeten Lammereinheit auflagen sollen, werden aus dem Hallstätter Südkanal abgeleitet, die durch Ferntransport im höheren Ober-Jura (TOLLMANN 1981b, 1987b; PLÖCHINGER 1979a, 1983, 1984, 1990) eingeglitten sein sollen. Durch beidseitigen Aushub über den tirolischen Rahmen wäre die Lammereinheit, die aus mehreren faziell eigenständigen und voneinander tektonisch abgegrenzten Teilstücken besteht, eine „autochthone Decke“.

Unterschiedliche Auffassungen bestanden über die Ausdehnung der „Lammereinheit“; besonders die Abgrenzung im Osten zur Dachsteindecke (vgl. SCHLAGER 1967a; PLÖCHINGER 1982a, b; MANDL 1984 b; TOLLMANN 1976a, 1985) und die tektonische Stellung des in obertriassischer Dachsteinkalkfazies ausgebildeten Gollinger Schwarzenbergkomplexes war umstritten: einerseits wurde der Schwarzenbergkomplex zur Lammereinheit gerechnet (s. o.), andererseits aber abgetrennt und zum Tirolikum gestellt (z.B. DEL-NEGRO 1968, 1970, 1983; PLÖCHINGER 1968, 1972, 1980), teilweise wurde auch nur der Gipfelbereich des Schwarzenberges von der Lammereinheit getrennt und zum Tirolikum (NOWAK 1911; HAHN 1913; KOBER 1923) oder zum Juvavikum (HAUG 1906) gestellt. Die Zugehörigkeit des gesamten Schwarzenbergkomplexes zu den Gleitschollen der Lammerzone ist heute belegt, er gehört zum allochthonen Gleitschollenschwarm im Lammertal (LEUSCHNER 1989; GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990; GAW-

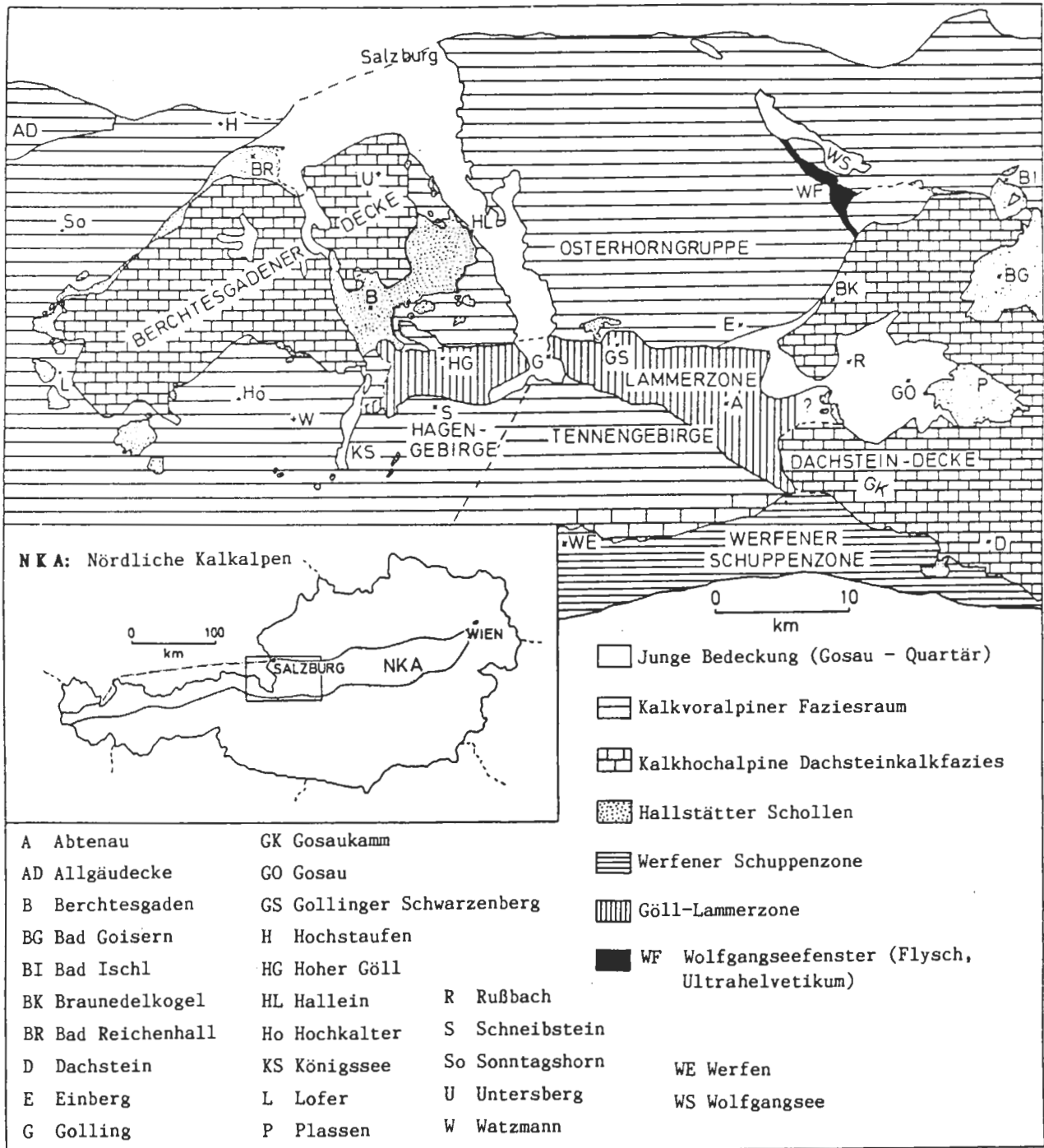


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (vereinfacht nach TOLLMANN 1985:157, 161, 194; GANSS et al. 1988, im Arbeitsgebiet verändert).

Fig. 1: Tectonical map of the central Middle-Sector of the Northern Calcareous Alps (simplified after TOLLMANN 1985: 157, 161, 194; GANSS et al. 1988, modified in the working area).

LICK 1991a, b). Eng verbunden mit der Frage nach der tektonischen Stellung des Gollinger Schwarzenbergkomplexes ist die Frage nach der tektonischen Stellung des Hohen Göll mit der Torrener-Joch-Zone und seiner Zugehörigkeit zum Tirolikum oder zur Lammereinheit.

Diskutiert wird bei den Vertretern der allochthonen Position der Lammereinheit auch die Frage nach dem

zeitlichen Einschub: später Ober-Jura bis späte Unterkreide.

1.2. Zielsetzung

Ziel der Arbeit war die Frage nach der tektonischen Stellung der Lammerzone, die durch stratigraphische und fazielle Untersuchungen sowie Geländebefunde auf eine neue Grundlage gestellt werden sollte. Beson-

ders die sedimentologische Untersuchung (z.B. Komponentenbestand, Schüttungsrichtung, Matrix, stratigraphische Stellung) der am Tennengebirgsnordrand auftretenden jurassischen Brekzienkörper (Strubbergbrekzie) sollte Rückschlüsse auf die ursprüngliche Lage der Lammergeinheit ermöglichen.

Der zentrale Bereich der Lammergezone, d.h. das Gebiet zwischen Golling im Westen und Abtenau im Osten, ist aufgrund seines sehr heterogenen Aufbaus für die Klärung der Fragestellung gut geeignet. Der Westteil (Göllkomplex, Torrener-Joch-Zone — vgl. PLÖCHINGER 1955, 1990; ZANKL 1962) ist aufgrund der intensiven tektonischen Deformation der Torrener-Joch-Zone und der Basis des Göllkomplexes nicht für eine grundlegende Klärung der Fragestellung geeignet. Auch der Ostteil der Lammergezone ist für die Klärung der tektonischen Stellung der Lammergezone weniger gut geeignet, denn Richtung Südosten (Ostteil der Lammergezone) nimmt sowohl die tektonische Deformation als auch die Temperaturüberprägung deutlich zu (KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987; GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993); auch die in die früh-oberjurassischen Strubbergsschichten eingeschalteten Brekzienkörper sind am nördlichen Ostrand des Tennengebirges nicht mehr aufgeschlossen.

Es erfolgte eine genaue Trennung der Lithofaziestypen der Hallstätter und hallstätterartigen Gesteine zu den bisher bekannten faziellen Herkunftsgebieten (vgl. dazu TOLLMANN 1976a, 1985, 1987c; MANDL 1984a; LEIN 1987a). Erschwert wird die klare Zuordnung der Sedimente der einzelnen Schollenkomplexe zu den einzelnen faziellen Herkunftsgebieten durch die ursprüngliche Verzahnung der einzelnen Ablagerungsräume untereinander (Kap. 3.2., Kap. 4.2., Kap. 5.2.). Schließlich erfolgte eine Zuordnung des Komponentenmaterials der Brekzienkörper zu ihren faziellen Herkunftsgebieten, was oft erst nach der Rekonstruktion der gesamten mobilisierten Schichtfolge möglich war. Ergänzend wurden gefügekundliche Daten herangezogen.

Aus den Ergebnissen dieser Untersuchung wird

- die obertriassische und jurassische Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens und
- die Herkunft der im Lammertal auftretenden Brekzienkörper und Gleitschollen rekonstruiert.

Es wird versucht

- den Übergang von einem triassischen/liassischen Passiven Kontinentalrand zu einem früh-oberjurassischen Aktiven Kontinentalrand und
- den Zusammenhang zwischen dem Sedimentationsablauf des Eingleitens der jurassischen Brekzien und Gleitschollen und seiner tektonischen Steuerung im geodynamischen Rahmen aufzuzeigen.

Die tektonische Abgrenzung der Lammergezone wird deshalb nicht mehr an den heute sichtbaren tektonischen Linien vorgenommen, sondern als Lammergezone wird die Füllung des sich im kalkvoralpinen Raumes entwickelnden, früh-oberjurassischen Strubbergsschichten-Beckens verstanden.

Die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Lammergezone aus den obertriassischen und jurassischen Ablagerungen im kalkvoralpinen Raum, die zeitliche und fazielle Entwicklung der einzelnen Schichtfolgen der Gleitschollen aus dem kalkhochalpinen Faziesraum ermöglichen auch Rückschlüsse auf die allgemeine Entwicklungsgeschichte des triassischen und jurassischen Kalkalpensüdrandes (Kap. 6).

2. Geologische und tektonische Übersicht

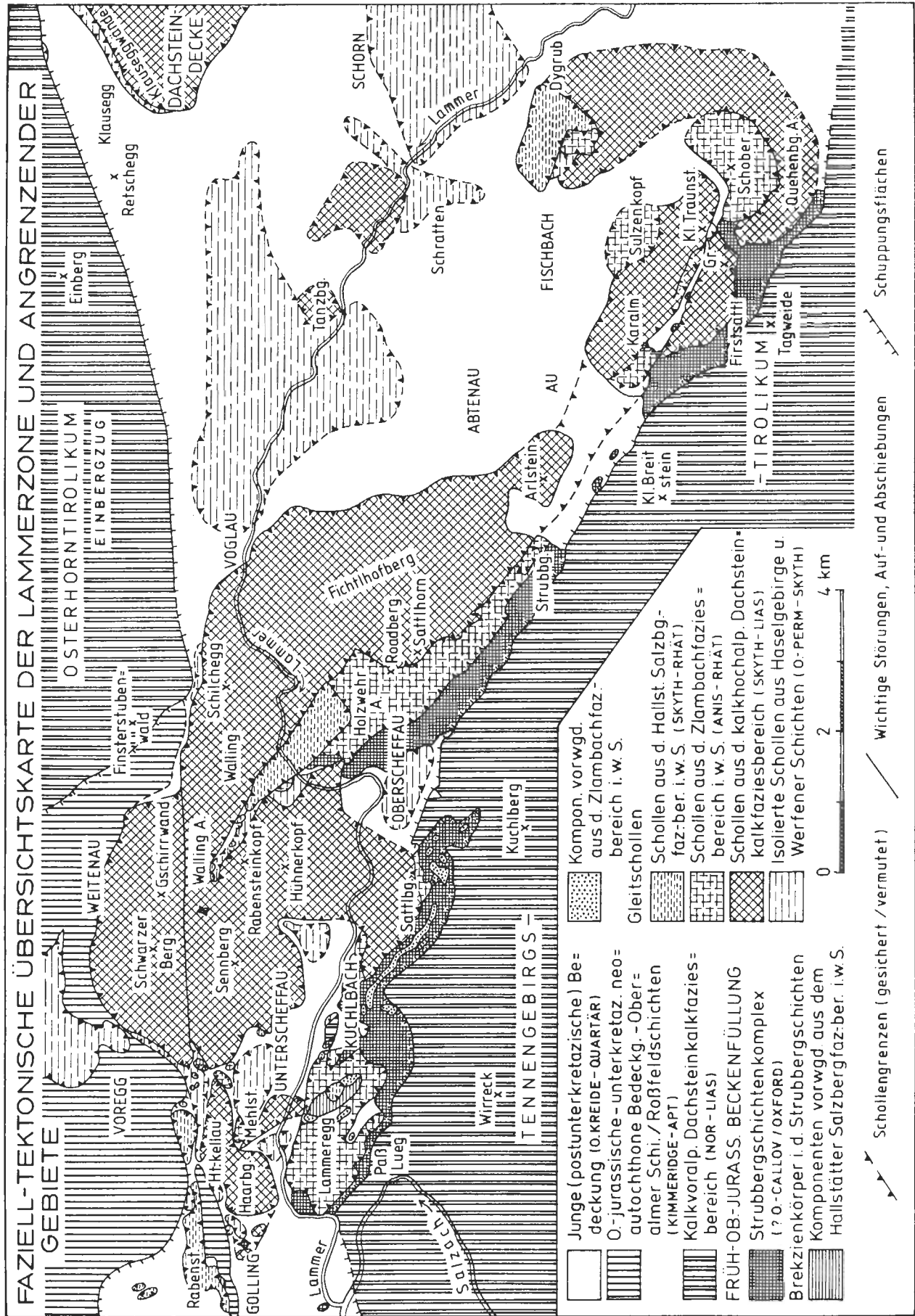
Die früh-oberjurassische Beckenfüllung der Lammergezone i.e.S. liegt im geographischen Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zwischen den Gesteinen der Osterhorngruppe im Norden und dem Tennengebirge sowie der Werfener Schuppenzone im Süden (Abb. 1, Abb. 2).

Der Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist durch die tirolische „Staufen-Höllengebirgsdecke“ als Trägerdecke für die kalkhochalpinen Elemente gekennzeichnet. Nach der Abwicklung des jüngeren tektonischen Baues zeigt die „Staufen-Höllengebirgsdecke“ eine zusammenhängende Obertrias-Karbonatplattform (vgl. z.B. PILLER & LOBITZER 1979; ZANKL 1971) in kalkvoralpiner Faziesentwicklung mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, lagunärem Dachsteinkalk und zum kalkhochalpinem Faziesraum überleitendem Dachsteinriffkalk.

Durch die jüngeren tektonischen Ereignisse, die zum Bau der Nördlichen Kalkalpen führten, wurde das kalkvoralpine früh-oberjurassische Lammerbecken mit seiner aus dem kalkhochalpinen Faziesraum stammenden Beckenfüllung stark eingeengt. Die Karbonatschollen wurden als nicht plastisch deformierbare Beckenfüllung herausgequetscht, so daß Teile der früh-oberjurassischen Beckenfüllung heute im Norden auf den oberjurassischen und kretazischen Gesteinen der Osterhorngruppe liegen (GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990). Im Süden, am Nordrand des Tennengebirges, liegen Teile der Beckenfüllung als rücküberschobene Einzelschollen sekundär auf den früh-oberjurassischen Strubbergsschichten. Der ursprüngli-

Abb. 2 (rechts): Faziell-tektonische Übersichtskarte der Lammergezone und angrenzender Gebiete; Geologische Neuaufnahme; östliche Lammergezone unter Verwendung von HAMILTON (1981) und PLÖCHINGER (1982a). Die in der Beschreibung der Profile genannten Lokalitäten sind namentlich aufgeführt.

Fig. 2 (right): Facies and tectonic map of the Lammergezone and adjacent areas: revised edition; eastern part with applications from HAMILTON (1981) and PLÖCHINGER (1982a).



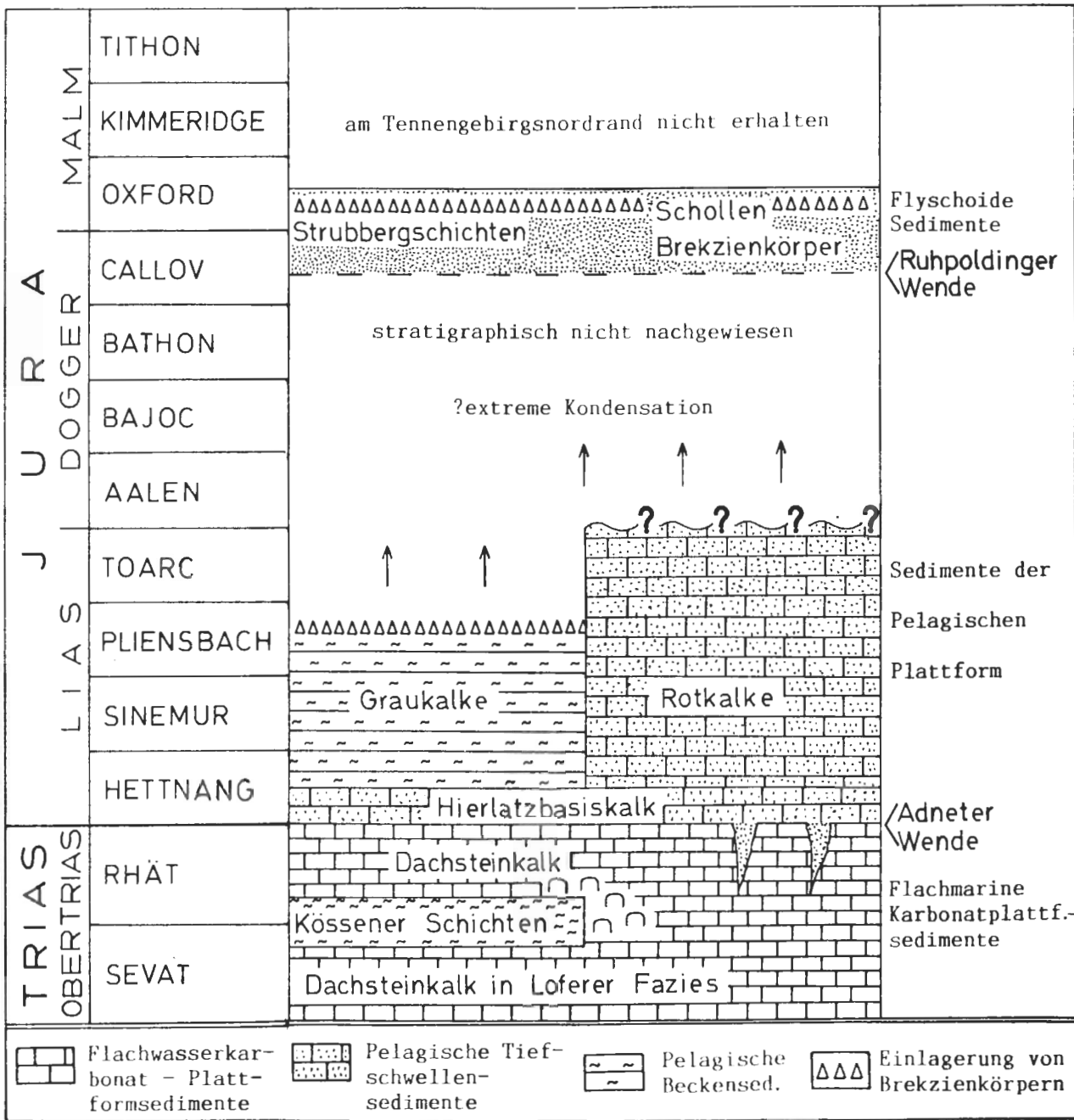


Abb. 3: Schematische Rekonstruktion der Schichtfolge am Tennenengebirgsnordrand.
 Fig. 3: Schematic reconstruction of the stratigraphic evolution at the northern margin of the Tennenengebirge.

che sedimentäre Verband ist nicht mehr erhalten geblieben, durch die Komponentenbestandsanalysen der jurassischen Brekzienkörper aber belegt (Kap. 4.2.). Das Eingleiten der kalkhochalpinen Schichtfolge in das kalkvorlpinne, früh-oberturische Becken ist ein kontinuierlicher Prozeß, der vom höheren Dogger an durch die Sedimentation der Brekzienkörper in den Strubergschichten dokumentiert ist. Eine tektonische Abgrenzung der Lammerzone zu den Hallstätter Schollen im Osten ist nicht möglich, denn das Eingleiten der Schollen des Lammerbeckens ist mit dem Eingleiten der Schollen des Dachsteindeckengebietes genetisch

verknüpft. Die zwischen der Gamsfeldmasse als nordöstlichem Ausläufer der Dachsteindecke und Abtenau lagernden Haselgebirgskörper und triassischen Dolomitschollen sind sowohl mit der Lammerzone als auch mit der Dachsteindeckenzzone verbunden. Als tektonische Basis der Gamsfeldmasse gehören sie aber nicht zur Lammereinheit i.e.S. Die tektonisch unter dem, in kalkhochalpiner Dachsteinkalkfazies ausgebildeten, Gosaukamm-Hauptblock gelegene Schollenreihe in Zlambachfazies (z.B. Lo-segg-Hofpürgl-Scholle) ist als Äquivalent der frühen Schollengeneration in Zlambachfazies (z.B. Lammer-

egg-Schollenkomplex, Sattelberg-Liegend-schollen) anzusehen. Die in typischer Hallstätter Buntkalkfazies ausgebildeten Schollen (z.B. Buchbergriedel, Pailwand) gehören wie die Gollinger Hallstätter Schollen einer Schollengeneration an, deren Basis durch das Auftreten von Haselgebirge markiert ist.

Die Abgrenzung der Gesteine der Lammerzone von der Dachsteindecke ist allein durch tektonische, fazielle, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen nur schwer möglich. Wichtig für die Abgrenzung der Lammerzone i.e.S. gegen die Dachsteindecke ist auch die metamorphe Überprägung: Während am östlichen Tennengebirgsnordrand die Schollen der Lammerzone und das Tennengebirge metamorph überprägt wurden, fehlt der Dachsteindecke i.w.S. dieser Metamorphoseeinfluß. Die Hofschoberschuppe südwestlich Annaberg, die aus nicht metamorph überprägten Werfener Schichten besteht, lagert auf den metamorph überprägten Serien des Tennengebirges (KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987) und wird deshalb als Dachsteindeckenbasis interpretiert. Auch die Hangenscholle des aus Pötschenschichten aufgebauten Schoberkomplexes wurde nicht metamorph überprägt, die Liegendscholle aber zeigt eine starke metamorphe Überprägung (GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993), d.h. die Schober-Hangenscholle müßte zur Dachsteindecke gestellt werden.

3. Der Passive Kontinentalrand: Ober-Perm — Lias/Dogger

3.1. Kalkvoralpine Faziesentwicklung

Die kalkvoralpine Faziesentwicklung repräsentiert im Gegensatz zu der kalkhochalpinen Faziesentwicklung den im allgemeinen nicht tethyal pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum des triassischen Schelfareals. Pelagische oder hemipelagische Sedimentationsbedingungen können sich aber in Intraplattformbecken einstellen (Partnachbecken, Reiflinger Becken – z.B. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976; HOHENEGGER & LEIN 1977; KRISTYN 1991). Die Schichtfolgen der Intraplattformbecken (vgl. BRIX & HAMILTON 1989) können, besonders in der Mittel-Trias, litho- und mikrofaziell den tethyal pelagisch beeinflussten Schichtfolgen der kalkhochalpinen Fazieszone gleichen, sind von dieser aber meist durch einen Flachwasserkarbonatgürtel getrennt.

Charakteristische Schichtglieder des kalkvoralpinen Faziesraumes (vgl. u.a. KOBER 1938; SPENGLER 1951; PLÖCHINGER 1980; TOLLMANN 1985) sind über dem Alpinen Buntsandstein/Werfener Schichten meist mitteltriassische Seichtwasserkarbonate, z.B. Reichenhaller Schichten, Steinalmkalk und -dolomit,

Wettersteinkalk und -dolomit, aber auch Tiefwasser-Karbonate, z.B. Reiflinger Schichten und Partnachschichten. Die Ober-Trias wird durch stark terrigen beeinflusste Nordalpine Raibler Schichten, Hauptdolomit und/oder gebankten Dachsteinkalk in Loferer Fazies und Kössener Schichten charakterisiert.

Ähnliche fazielle und stratigraphische Entwicklungen der obertriassischen und liassischen Schichtfolgen am Tennengebirgsnordrand und am Osterhorngruppensüdrand belegen einen relativ einheitlichen, zusammengehörenden Ablagerungsraum, dessen Sedimentation von den gleichen Prozessen gesteuert wurde.

Die triassischen Schichtfolgen spiegeln die Veränderungen der Sedimentationsbedingungen in der Lagune der Obertriaskarbonatplattform wider. Nur die Einlagerung von Kössener Schichten im Sevat/Rhät-Grenzbereich zeigt eine kurzzeitige Vertiefung des Ablagerungsraumes an, ohne daß sich offen marine Bedingungen einstellen.

Obwohl die direkte Verzahnung des Hauptdolomites/“Plattenkalkes“ am Osterhorngruppensüdrand mit dem in Loferer Fazies ausgebildeten Dachsteinkalk am Tennengebirgsnordrand von der früh-oberjurassischen Beckenfüllung der Lammerzone überdeckt ist, ist die Existenz eines zeitgleichen Hallstätter Faziesraumes zwischen dem Tennengebirgsnordrand und dem Osterhorngruppensüdrand auszuschließen.

3.1.1. Tennengebirgsnordrand

Am Tennengebirgsnordrand reicht die Schichtfolge vom gebankten obertriassischen Dachsteinkalk in Loferer Fazies bis zum Radiolarit (? Obercallovium/Oxfordium – Abb. 3)

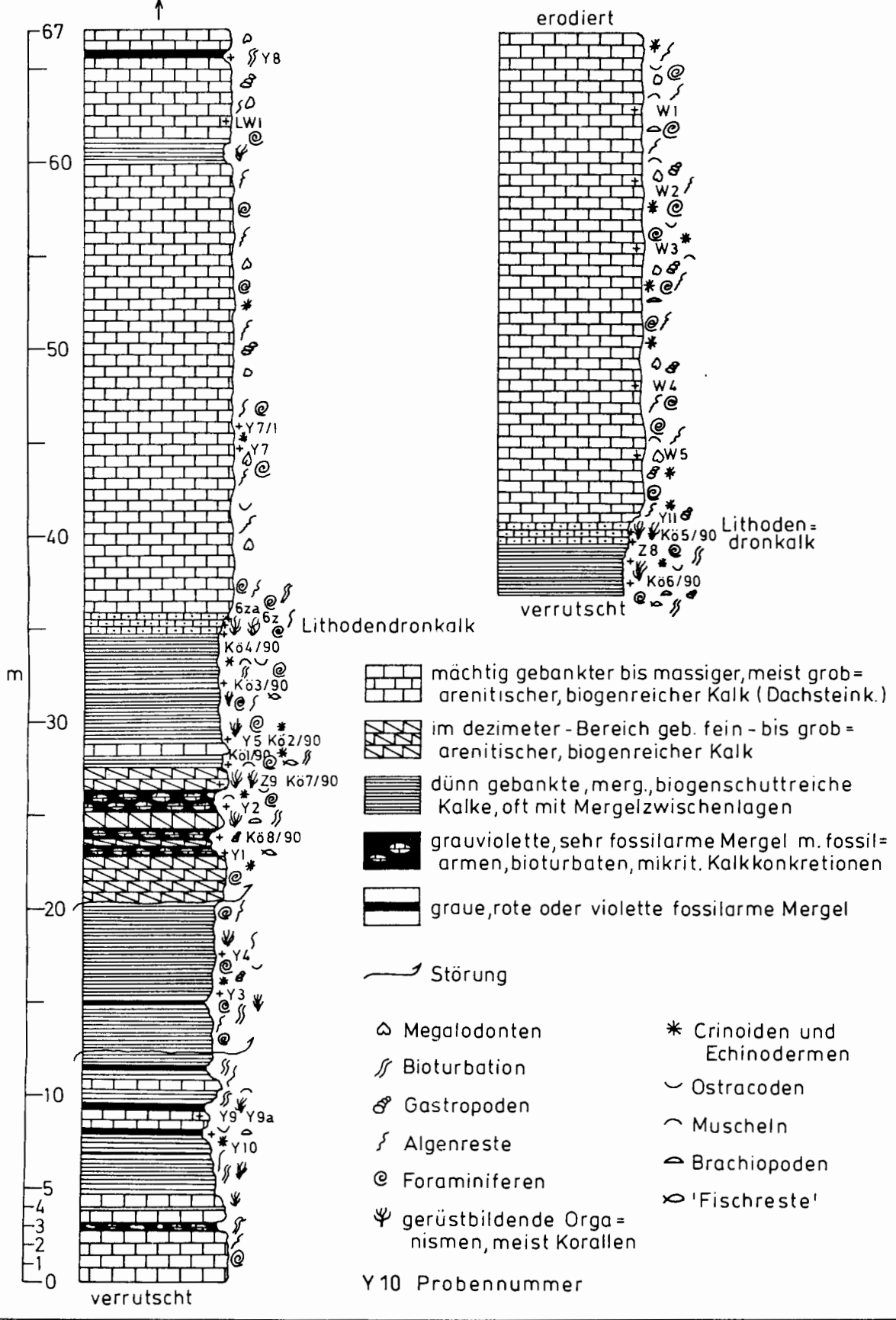
3.1.1.1. Trias: Nor und Rhät

Die Ober-Trias Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand zeigt wie am Osterhorngruppensüdrand (Kap. 3.1.2.) eine typische kalkvoralpine Faziesentwicklung, die in der höheren Ober-Trias durch eine Schichtfolge aus Hauptdolomit, lagunärem Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk gekennzeichnet ist (vgl. dazu SPENGLER 1951; KOBER 1938; ZANKL 1971).

Im westlichen Abschnitt des Tennengebirgsnordrandes ist die obertriassische Schichtfolge aufgrund von staffelförmigem bruchtektonischem Absinken in Richtung Lammertal rekonstruierbar (Abb. 3): Über dem gebankten, in typischer Loferer Fazies (FISCHER 1964, 1975) ausgebildeten, megalodontenführenden norischen Dachsteinkalk, z.B. am Paß Lueg, dem Winnerfall südlich Oberscheffau und südlich des Ebnetriedel, folgt gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auf-tauchhorizonte (z.B. Platteneck, Kuchlberg, Som-

Profil an der Straße
Paß Lueg-Luegwinkl

Profil an der Kletter=
wand Paß Lueg



mereckspitze). Darüber folgen Einlagerungen von Kössener Schichten (nördlich Paß Lueg, südlich des Rauhen Sommereck – GAWLICK 1988), die im Hangenden wieder von megalodontenführendem, gebanktem Dachsteinkalk überlagert werden.

Die Kössener Einlagerungen nördlich Paß Lueg (Abb. 4) markieren durch ihre Verzahnung mit dem lagunären Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes die größte Ausdehnung des Kössener Beckens im Ober-Sevat/Unter-Rhät (GOLEBIOWSKI 1986, 1991:110) und gehören zu den südlichsten bekannten Vorkommen von Kössener Schichten im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (vgl. BARTH 1968).

Die Dachsteinkalkentwicklung am **Ostrand des Tennengebirges** wurde von HAMILTON (1981:92ff.) untersucht. Der gebankte, steilstehende Dachsteinkalk in Loferer Fazies streicht vom Schwarzkogel südlich des Roadberges (Abb. 2) über den Kleinen Breitstein bis zur Tagweide und zum Sonntagkogel.

Zwischen dem gebankten Dachsteinkalk in Loferer Fazies an der Basis und dem massigen „Oberrhättriffkalk“ der Tagweide und des Sonntagkogels schalten sich tektonisch stark beanspruchte Kössener Schichten ein (HAMILTON 1981)

Kössener Einlagerungen im Dachsteinkalk, die die kalkvorlpinale Faziesentwicklung belegen, sind somit am gesamten Tennengebirgsnordrand vom Paß Lueg über das südliche Rauhe Sommereck und den Roadberg-Südostfuß (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1990) bis zum Sonntagkogel nachweisbar.

3.1.1.2. Jura: Lias und Dogger

Von der Trias/Jura-Grenze an beginnt die kalkvorlpinale Obertriaskarbonatplattform an tiefreichenden Störungen als Folge der weiteren Westverlagerung der Tethys zu zerbrechen (Adneter Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974:173ff.; vgl. LEIN 1985).

Die fazielle Ausbildung der liassischen Schichtglieder wird u. a. durch die unterschiedlich hohen Subsidenzraten der differenziert absinkenden Schollen gesteuert (BERNOULLI & JENKYN 1974). Auf Schwellenregionen werden stark kondensierte Rotkalken (z.B. Adneter Kalk, Hierlatzkalk) und in Depressionszonen graue Kalken (z.B. Liasfleckenmergel, Allgäuschichten) abgelagert.

Am **Tennengebirgsnordrand** weist die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder auf ein

im Norden gelegenes unterjurassisches Becken hin (vgl. auch BÖHM 1992), das von der früh-objurassischen Beckenfüllung der heutigen Lammerzone verdeckt ist. Die Beckengeometrie und die zeitliche Entwicklung des unterjurassischen Beckens am Tennengebirgsnordrand müssen rekonstruiert werden.

Im unteren Lias führt eine erste Dehnungsphase zum Aufreißen von Spalten. Die erste Spaltengeneration ist neben Dachsteinkalkkomponenten mit mikritischem Rotkalk, der stellenweise Ostracoden und Foraminiferen führt, verfüllt und kann bei der späteren Dehnung reaktiviert werden (vgl. dazu WENDT 1965, 1971). Die Mehrphasigkeit der einzelnen Liasspalten zeigt eine anhaltende Dehnung des Ablagerungsraumes an. Mit liassischem Rotkalk gefüllte, mehrphasige Spaltengenerationen im lagunären Dachsteinkalk sind am gesamten Tennengebirgsnordrand erhalten, in großer Zahl am Ostrand des Tennengebirges im Bereich Tagweide/Sonntagkogel (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HÄUSLER 1984), wo sie bis in den mittleren Lias reichen (PLÖCHINGER 1982b; BÖHM 1992). Die Verteilung der Spalten, die den Randbereich eines sich dehnenden Ablagerungsraumes anzeigt (FÜCHTBAUER & RICHTER 1983; WÄCHTER 1987:45ff.), weist auf eine (unter- bis mittel-, ?ober-)liassische Bruchzone hin, die vom Ostrand des Tennengebirges (Tagweide/Sonntagkogel) über den Tannhauser Berg bis zum Westrand des Hagengebirges reicht (vgl. HAHN 1985; SCHÖLL & WENDT 1971; JURGAN 1967, 1969; BÖHM 1992). Die anhaltende Dehnung im Lias könnte zur Ausbildung eines Riftbeckens, stellenweise mit Halbgrabenstruktur (Abb. 30), analog zu anderen Lias-Becken, geführt haben.

Ein weiterer Hinweis auf das unter der früh-objurassischen Beckenfüllung der Lammerzone verborgene Lias-Becken sind die grauen Liashornstein-Knollenkalke (Scheibenbergkalke i. w. S.) im Bereich des Sattlberges (Abb. 5).

Im Zusammenhang mit dem gehäuften Auftreten der Lias-Spalten stehen als Anzeiger für steile Hänge ?unterliassische Brekzien, vorwiegend aus Dachsteinkalkkomponenten.

Große liassische Spaltensysteme und Grobbrekzien treten am Ostrand des Tennengebirges bis zum Ebnetriedel auf, während der Westteil des Tennengebirgsnordrandes zwischen Luegwinkel und Winnerfall aufgrund der faziellen Ausbildung der unterliassischen Sedimente (Abb. 5) eher ein flacheres Relief anzeigt.

Abb. 4 (links): Detailprofilaufnahme (schematisch) der Schichtfolge Kössener Schichten/Dachsteinkalk: Straße Paß Lueg—Luegwinkel (Probennummern: Siehe GAWLICK 1992).

Fig. 4 (left): Kössen Formation/Dachstein limestone: Schematic profile adjacent to the road from Luegwinkel—Paß Lueg (see GAWLICK 1992 for samples).

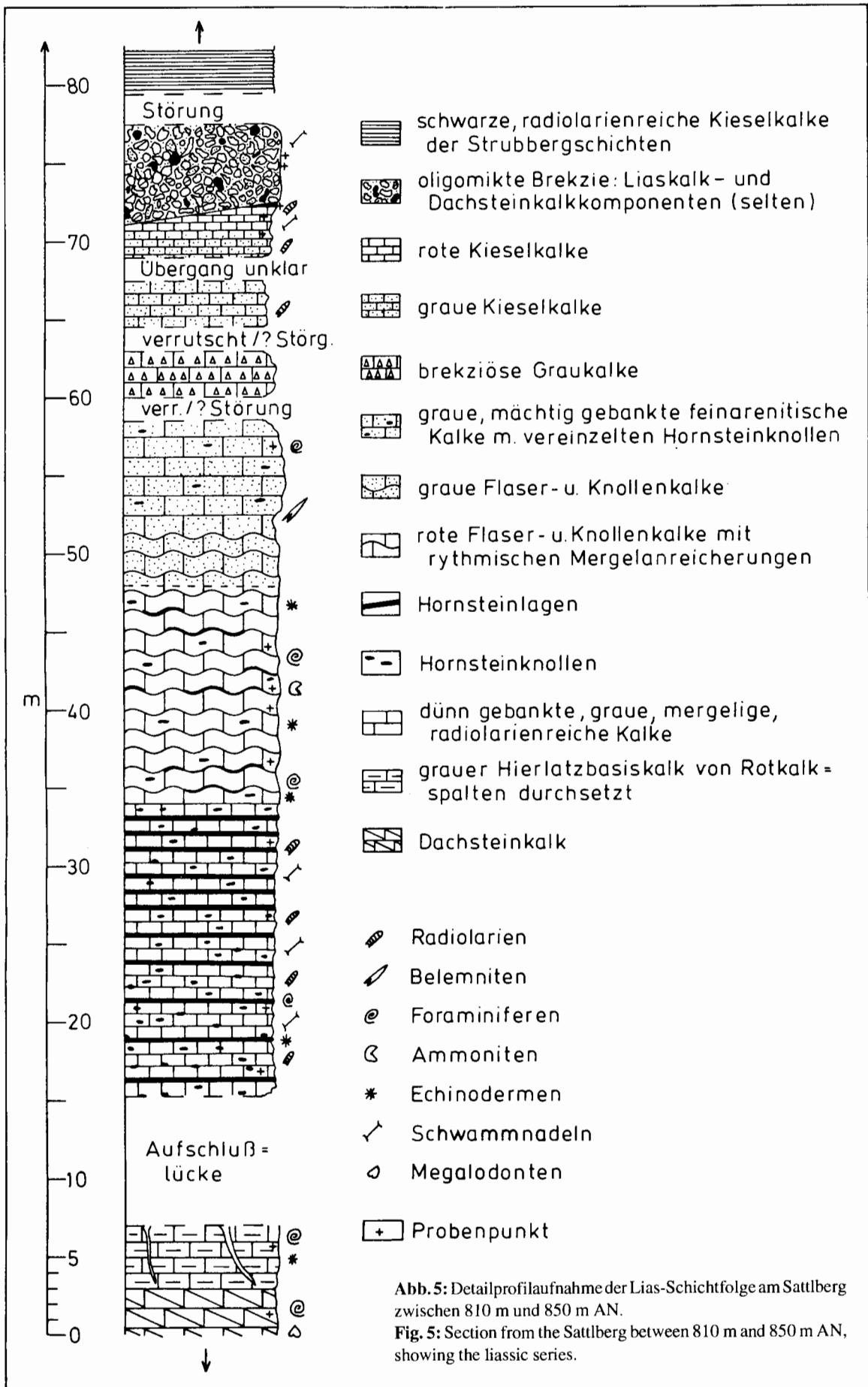


Abb. 5: Detailprofilaufnahme der Lias-Schichtfolge am Sattlberg zwischen 810 m und 850 m AN.
 Fig. 5: Section from the Sattlberg between 810 m and 850 m AN, showing the liassic series.

Ein steiler Abbruch muß, wenn vorhanden, hier weiter im Norden unter der heutigen Lammerzone gelegen haben.

An den Abrißkanten werden Brekzien mobilisiert, die sich im basalen Teil fast ausschließlich aus lagunärem Dachsteinkalk zusammensetzen (vgl. SCHÄFFER & STEIGER 1986).

Die liassischen Brekzienkörper, die in weiten Bereichen des Tennengebirgsnordrandes erhalten sind, setzen sich aus verschiedenen Dachsteinkalkkomponenten zusammen, die von einer roten Matrix in Form dünner Adern durchzogen werden. Stellenweise sind graue liassische Crinoidenkalken eingelagert. Große Dachsteinkalkschollen, die sich von den Flanken lösen, gleiten nach Norden in das liassische Becken (vgl. dazu MOSTLER, KRAINER & STINGL 1989 und EBERLI 1987, 1988), schürfen dabei das Sediment des liassischen Untergrundes auf und lagern es an (z.B. ?Dachsteinkalkmegaolitholith nördlich Kuchlbach).

Die basalen, meist massigen, z.T. auch undeutlich gebankten Brekzienkörper bestehen fast ausschließlich aus lagunärem Dachsteinkalk. Die einzelnen, meist eckigen Dachsteinkalkkomponenten sind jeweils von einem dünnen, haarfeinen roten Saum umgeben, der vereinzelt Crinoidenreste enthält. Im Hangenden dieser Brekzienkörper treten undeutlich gebankte Massflow-Brekzien auf: Bänke, die nur aus Dachsteinkalkkomponenten bestehen, wechsellagern mit Bänken, die Komponenten der Liasfleckenmergelserie (hellgraue Mikrite mit Schwammnadeln und Radiolarien) und Liasrotkalken enthalten. Die Komponentengröße in diesen matrixreichen Lagen erreicht fünf Zentimeter. Im Hangenden nimmt der Anteil der Dachsteinkalkkomponenten kontinuierlich ab. Einzelne angerundete Dachsteinkalkkomponenten schwimmen in einer rot-grauen liassischen Matrix (Packstone mit Radiolarien, Ostracoden und Foraminiferen, u.a. *Involutina liassica* (JONES 1853), die häufig Crinoiden enthält).

Kanalisierte Debris-Flows mit generell nordwärts gerichteter Schüttungsrichtung, die an den durch die Dehnung entstandenen Abrißkanten mobilisiert wurden, können am Tennengebirgsnordrand bis in den oberen Lias hinein belegt werden.

Am **Luegwinkl** folgt über dem, von Rotkalkspalten durchsetzten, hangendem gebankten Dachsteinkalk der Hierlatzbasiskalk des ?unteren Hettangium (BÖHM 1992). Im oberen Hettangium (BÖHM 1992) folgen gebankte Rotkalken, im höheren Teil mit *Arietites* sp. (Unterer Lias — ?Sinemurium) und darüber eine ungefähr fünfzehn Meter mächtige Knollenbrekzie (Wende Carixium/Domerium bis ?Toarcium), die sporadisch Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden und Ammoniten (vgl. GAWLICK 1988) führt.

Im Bereich des **Sattlberges** folgen über den roten Flaser- und Knollenkalken des Toarcium graue Flaser- und Knollenkalke und mächtig gebankte, graue, feinarenitische Kalken mit vereinzelt Hornsteinknollen. Der Hangenteil des Profiles (Abb. 5) ist sehr stark gestört. Als letztes ?liassisches Schichtglied zwischen grauroten, schwammnadelreichen Kieselkalken und den Strubbergsschichten ist eine bis über zehn Meter mächtige Rotkalkbrekzie mit nicht erosivem Basiskontakt aufgeschlossen. Die Mächtigkeitsverteilung weist auf einen Debris-flow mit nordwärts gerichteter Schüttungsrichtung hin.

Das Material des Brekzienkörpers stammt nur von den im Lias unmittelbar benachbarten Beckenflanken, meist sind es umgelagerte liassische Beckensedimente und Dachsteinkalk.

Alter und Komponentenbestand der Brekzienkörper belegen den genetischen Zusammenhang zwischen der Spaltenbildung an den Beckenflanken (Tennengebirgsnordrand, Hagengebirgsnordrand), der Mobilisierung der Brekzien und ihrer Ablagerung im distalen Bereich. Die Entstehung der Brekzienkörper wird auf ein tektonisches Ereignis zurückgeführt, das in weiten Bereichen der Nördlichen Kalkalpen Brekzienkörper als Leithorizont im Pliensbachium/Toarcium hinterließ und auch die Troggeometrie des liassischen Beckens am Tennengebirgsnordrand /Osterhorngruppe änderte (BÖHM 1989, 1992).

Verbunden mit der Änderung der Troggeometrie ist ein Umschwung der Sedimentationsbedingungen. Während in weiten Teilen der Nördlichen Kalkalpen die unter- bis mittelliassischen Rift-Becken durch den Manganschieferhorizont des unteren Toarcium (z.B. JACOBSSHAGEN 1964, 1965; GERMANN 1972, 1973; GERMANN & WALDVOGEL 1971) plombiert wurden (z.B. MOSTLER, KRAINER & STINGL 1989), werden am Tennengebirgsnordrand die liassischen Brekzienkörper von den frühoberjurassischen Strubbergsschichten stets tektonisch überlagert.

3.1.2. Osterhorngruppensüdrand

Am Südrand der tirolischen Osterhorngruppe reicht die Schichtfolge vom obertriassischen Hauptdolomit bis zu den Roßfeldschichten der Unter-Kreide (vgl. PLÖCHINGER 1990). Die Schichtfolge entspricht bis zum Ober-Jura weitgehend der Entwicklung am Tennengebirgsnordrand (vgl. Abb. 3, Abb. 6).

3.1.2. Trias: Nor und Rhät

Die Ober-Trias Schichtfolge ist in charakteristischer kalkvoralpiner Fazies in der West-Ost streichenden vorneokomen (PLÖCHINGER 1953), heute tektonisch allseitig begrenzten Aufwölbungszone des Einbergzuges entwickelt. Der Einbergzug wird im Westen von der Weitenauer Kreidemulde, im Norden von dem

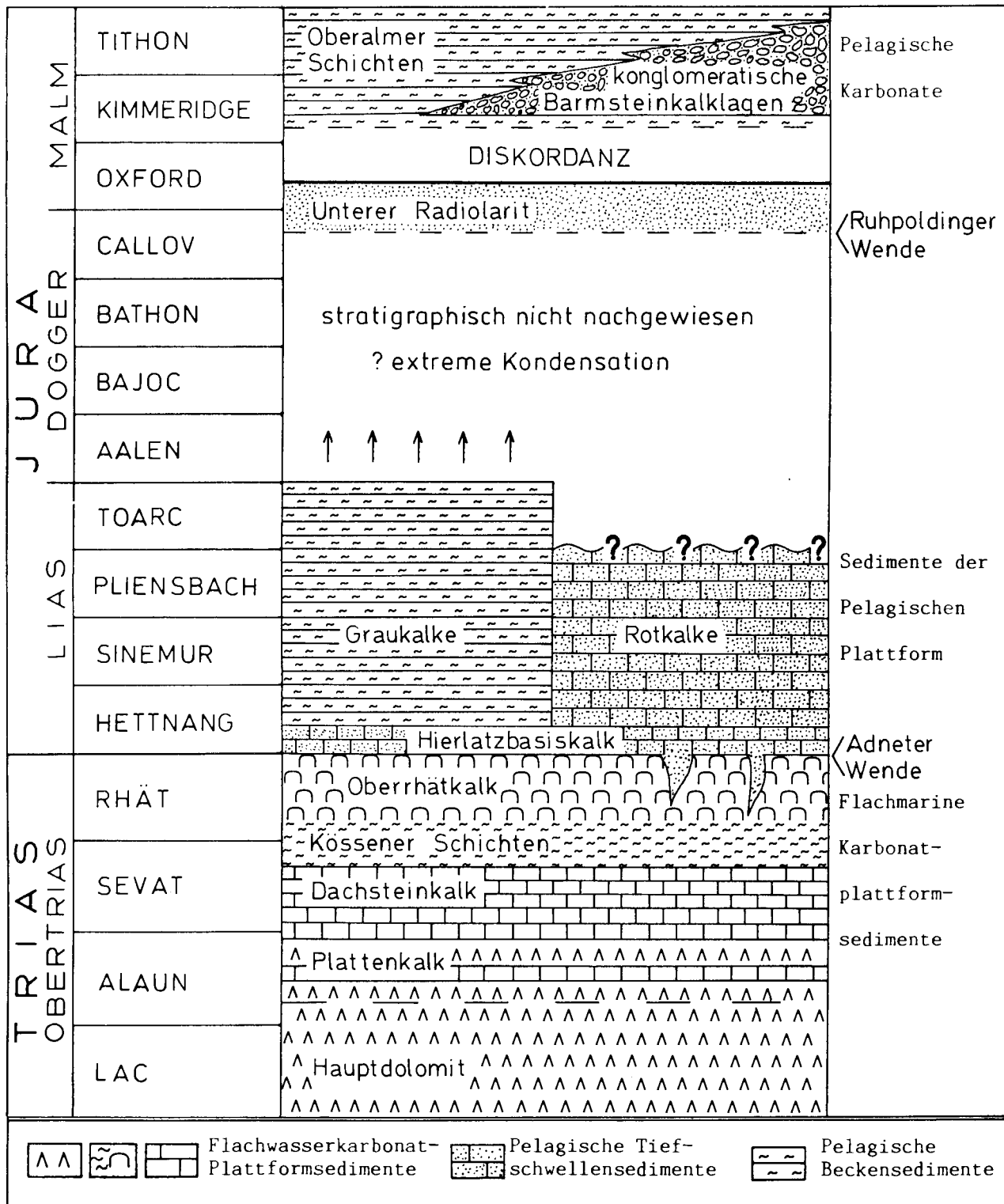
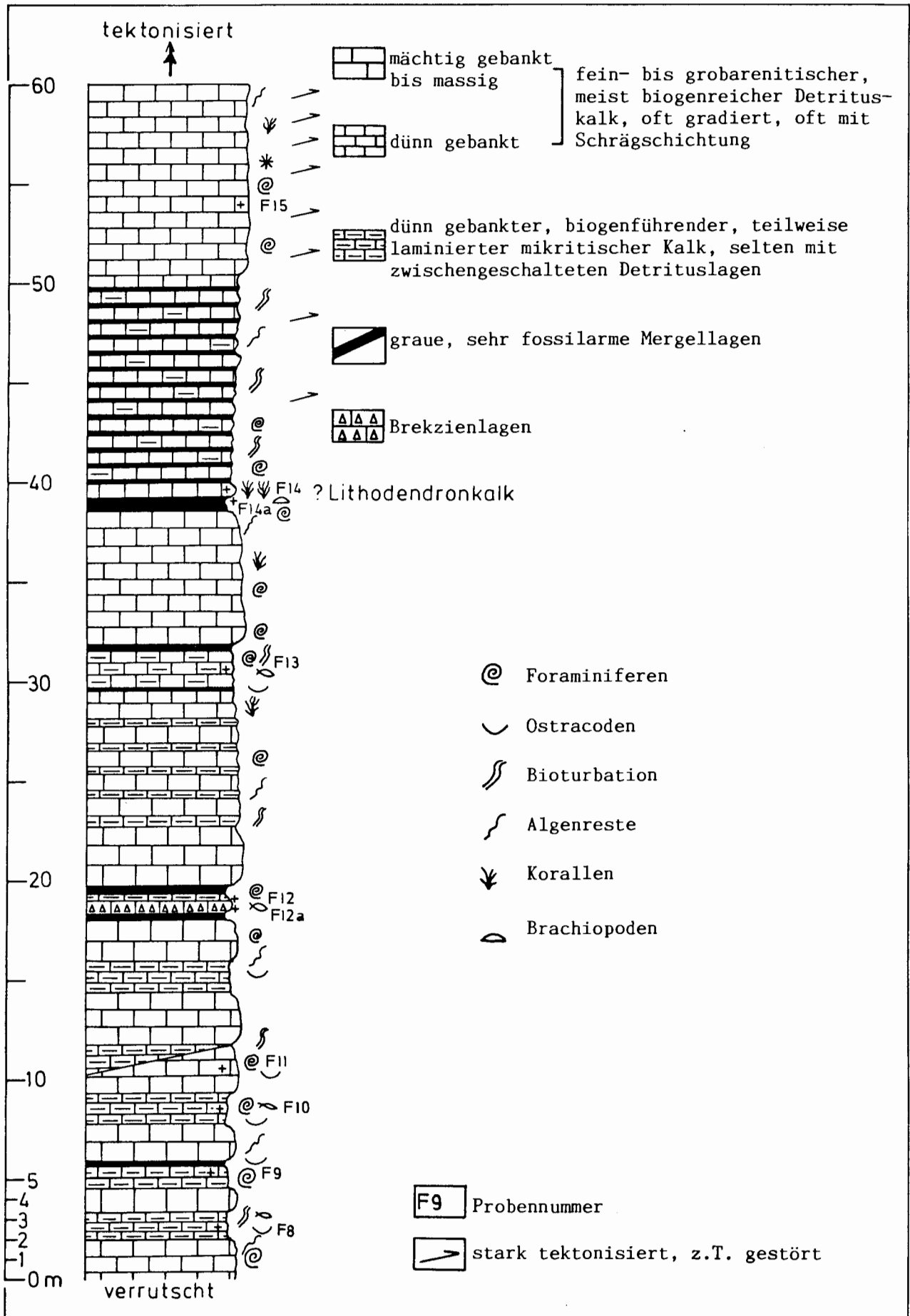


Abb. 6: Schematische Rekonstruktion der Schichtfolge am Osterhorngruppensüdrand im Bereich des Einbergzuges (Finsterstubenwald — Postalmgebiet), verändert nach PLOCHINGER (1990).

Fig. 6: Schematic reconstruction of the stratigraphic evolution at the southern margin of the Osterhorn group (Einberg — Finsterstubenwald — Postalm area), modified after PLOCHINGER (1990).

Abb. 7 (rechts): Detailprofilaufnahme: Kössener Schichten/Dachsteinkalk im Bereich des Lienbachsattels (Ostrand Einbergzug) zwischen 1260 m und 1300 m AN an der Postalmstraße. (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 7 (right): Kössen Formation/Dachstein limestone: Schematic profile near Lienbachsattel between 1260 m to 1360 m AN adjacent to the Postalm road (see GAWLICK 1992 for samples).



oberjurassischen Tauglbecken, im Süden durch den Osterhornsüdrandabbruch und im Osten durch die Gamsfeld-Überschiebung begrenzt.

Der intensiv bruchtektonisch gestörte Einbergzug (West-Ost: Finsterstubenwald–Einberg–Lienbachsattel) zeigt den allmählichen Übergang von Hauptdolomit über Dachsteinkalk (Plattenkalk — z.B. CZURDA 1970) zu den Kössener Schichten und dem „Oberrhätriffkalk“.

Während am **Tennengebirgsnordrand** megalodontenführender Dachsteinkalk über Kössener Einlagerungen folgt, ist am Einbergzug eine Übergangsfazies zwischen dem lagunären, rhätischen Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes und dem „Oberrhätriffkalk“ der inneren Osterhorngruppe entwickelt. Die Dachsteinkalkfazies des Finsterstubenwaldes (Rhät nach HÄUSLER 1979, 1981a:153; PLÖCHINGER 1987, 1990) stellt den faziellen Übergangsbereich zwischen dem Tennengebirgsnordrand und den typischen „Oberrhätriffkalen“ der Osterhorngruppe dar (z.B. Adneter Riff, Rötelwandriff, Feichtensteinriff, Gruberiff; SIEBER 1937; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1978, 1981; SENOWBARI-DARYAN 1980).

3.1.2.2. Jura: Lias bis tiefer Malm

Sedimente des Lias und Dogger sind im Bereich des Einbergzuges nur selten erhalten. Die obertriassischen Schichtglieder werden im Gebiet der Lienbachalm/Moosbergalm von liassischen Rot- und Graukalke überlagert. Der ursprüngliche sedimentäre Verband der stark zerscherten, gefalteten und teilweise steilgestellten liassischen Schichtglieder ist allerdings unter der mächtigen Quartärbedeckung nicht aufgeschlossen (Rekonstruktion der Schichtfolge siehe BÖHM 1992).

Neben Hierlatzkalke treten gebankte Rotkalke mit Crinoidenresten und Foraminiferen sowie Adneter Knollenkalke auf. Im Dezimeter-Bereich gebankte graue spicula- und radiolarienführende Liasfleckenmergel mit Hornsteinlagen und Mergelzwischenlagen scheinen die Rotkalke zu überlagern oder faziell zu vertreten (?Oberlias, PLÖCHINGER 1953, 1982a, b; vgl. BÖHM 1992). Nach einer Aufschlußlücke wird im Hangenden die bisher zu Liasfleckenmergeln gestellte Serie deutlich dunkler und kieselig und gleicht in ihrer sedimentären und faziellen Ausbildung den Kieselkalke der Strubbergsschichten. Darüber folgt (südlich der Moosbergalm) ein schwarzer Radiolarit.

Die triassische und unter- bis ?früh-oberjurassische Schichtfolge wird diskordant von den im gesamten Postalmgebiet nur leicht verfalteten Oberalmer Schichten überlagert.

3.2. Kalkhochalpine Faziesentwicklung

3.2.1. Hallstätter Salzbergfazies

Die Hallstätter Salzbergfazies (oft auch als Hallstätter Buntkalkfazies bezeichnet) repräsentiert die vom jeweiligen Karbonatplattformrand des triassischen Schelfs am weitesten entfernt liegende offen marine Entwicklung Richtung Tethys. Die epipelagische Buntkalkentwicklung setzt im Anis ein und es entwickelt sich eine in weiten Teilen des Tethysrandes übereinstimmende, lithofaziell gleichartige Schichtfolge (SCHLAGER 1969; KRYSSTYN 1974, 1980; KRYSSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971; LEIN 1981, 1987a; MANDL 1984a), die eine fazielle Zuordnung auch einzelner isolierter Vorkommen in fremder Umgebung ermöglicht.

Für eine genauere Lagenrekonstruktion einzelner Schollenkomplexe innerhalb des Hallstätter Faziesraumes ist neben der lithofaziellen Ausbildung der Schichtfolge besonders die genaue Kenntnis der stratigraphischen Entwicklung der gesamten Schichtfolge wichtig, denn durch die schrittweise Westverlagerung der Tethys während der gesamten Trias kommt es zu einer fortschreitenden Ausbreitung der epipelagischen Hallstätter Entwicklung über weite Bereiche des ehemaligen kalkalpinen Seichtwasserschelfes. Der jeweilige Südrand des Seichtwasserschelfes wird durch die bruchtektonische Zerlegung dem Hallstätter Faziesraum angegliedert (LEIN 1985, 1987a). Deshalb ist die genaue Zuordnung der Position von einzelnen isolierten obertriassischen Hallstätter Kalkschollen trotz der charakteristischen lithofaziellen Ausbildung innerhalb des Hallstätter Faziesraumes ohne die Kenntnis der gesamten Schichtfolge oder der jeweiligen Unterlage nicht möglich.

Die lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder wird überregional einerseits durch die Sedi- mentanlieferung von den kalkalpinen Karbonatplattformen gesteuert und ist andererseits abhängig von der sedimentgenetischen Position in dem intern stark gegliederten Hallstätter Faziesraum. In Schwellen- und Hangposition bilden sich bei stark reduzierter Sedi- mentanlieferung oft kondensierte Rotkalke (z.B. Roter Bankkalk im Tuval, Hangendrotkalk im Alaun/Sevat), während gleichzeitig in Senken noch mächtigere graue Kalke akkumuliert werden (vgl. BACHMANN & JACOBSHAGEN 1974).

3.2.1.1. Gollinger Hallstätter Schollen

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1979a, b, 1980, 1984, 1990; TOLLMANN 1981b; HÄUSLER 1979, 1980a, b, 1981a.

Die stratigraphische, litho- und mikrofazielle Entwicklung der Gollinger Hallstätter Schollen (Abb. 2) zeichnet vom Pelson bis zum Sevat eine epipelagische bis

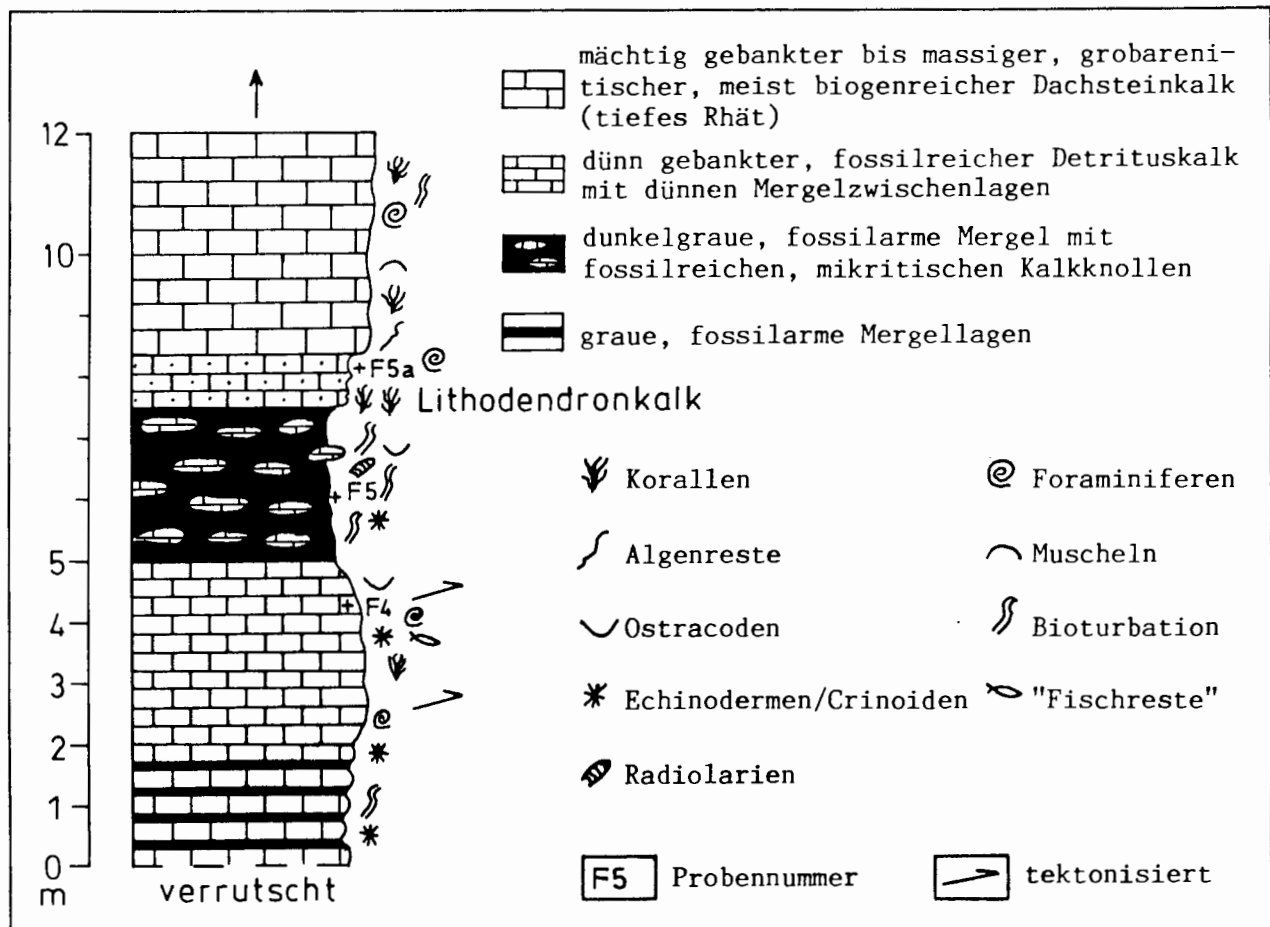


Abb. 8: Detailprofilaufnahme der Kössener Schichten an der Basis des rhätischen Dachsteinkalkes westlich des Ameiseggwaldes (Westrand Einbergzug) in 980 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 8: Kössen Formation/Dachstein limestone: Section in the western part of the Ameiseggwald in 980 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

pelagische Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Mit Ausnahme der im Illyr und im höheren Langobard eingeschalteten (heute dolomitisierten) Seichtwasserdetritusschüttungen handelt es sich stets um verschiedene Hallstätter Kalktypen. Ein unterkarnisches Terrigenintervall fehlt.

Die sedimentäre und fazielle Ausbildung der Schichtfolge, die der Scholle des westlichen Mitterberges (LEITHNER & KRYSZTYN 1984: dort ist die Schichtfolge allerdings nur bis Ober-Jul erhalten) ähnelt, weist auf eine paläogeographische Lage der Gollinger Hallstätter Schollen am ehemaligen Südrand der kalkalpinen Mitteltriaskarbonatplattform hin. Die in der Mittel-Trias eingeschalteten Riffdetrituslagen, das Fehlen der für die typische Hallstätter Salzbergfazies charakteristischen Fossilagerstätten (z.B. KRYSZTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971), das frühe Einsetzen der Beckenentwicklung im Pelson und die charakteristische lithofazielle Abfolge, die der typischen Salzbergfazies nahesteht, weist auf eine **Herkunft der Gollinger Hallstätter Schollen aus der noch in der höheren Mitteltrias-Karbonatplattformrand-beein-**

flußten Nähe des zentralen Bereiches der Hallstätter Salzbergfazies (= Buntkalkschwelle) hin.

3.2.1.2. Holzwehralmschollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: HÄUSLER 1979, 1981a; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952.

Die mächtige Graukalkentwicklung vom ?höheren Jul/tieferen Tuval an und die im tieferen Sevat in die Schichtfolge eingeschalteten polymikten Brekzienlagen, die ausschließlich Hallstätter Kalkkomponenten führen, belegen eine Ablagerung der Sedimente der südlichen Holzwehralmscholle (Abb. 2) in einer Depressionszone innerhalb des Hallstätter Buntkalkfaziesraumes (GAWLICK in Vorb.). Die durch die beginnende Dolomitisierung im Lac I angedeutete Annäherung der Obertriaskarbonatplattform und die feinen Detrituslagen innerhalb der Graukalke weisen auf eine **Herkunft der Holzwehralmsüdscholle aus einem Bereich hin, der ursprünglich plattformrandnäher beheimatet war als die Gollinger Hallstätter Schollen (= eingeschränkte Hallstätter Buntkalkfaziesentwicklung).**

3.2.1.3. Pailwand-Nordostscholle

Wichtigste Arbeiten: BITTNER 1884; FUGGER 1914; SICKENBERG 1926; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981; PLÖCHINGER 1982b.

Die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Pailwand Nordostscholle (Abb. 2) zeichnet vom (?tieferen) Pelson bis zum Rhät eine epipelagische bis pelagische Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Nur im höheren Anis weisen noch geringmächtige Seichtwasserdetritusschüttungen auf die Nähe der mitteltriassischen Karbonatplattform hin.

Die lithofazielle Ausbildung der verschiedenen Hallstätter Kalktypen ähnelt vom basalen Ladin an sehr den der typischen Hallstätter Buntkalkschwellefazies (vgl. u.a. KRYSZTYN 1974). Die bunten Knollenflaserkalk im Fassan und tieferen Langobard als Zeit-Äquivalent der Graugelben und Grauvioletten Bankkalk und die gebankten, rote Hornsteinlagen führenden Bankkalk im höheren Tuval als Zeit-Äquivalent des Roten Bankkalkes, der lokale Reichtum an Makrofossilien (z.B. BITTNER 1884; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981) belegen eine **Herkunft der Pailwand-Nordostscholle aus dem unmittelbaren Randbereich (Hangfazies) der Hallstätter Buntkalkschwelle** (vgl. MANDL 1984a: Beilage – Schiechlingkamm).

3.2.2. Zlambachfazies

Die Zlambachfazies (oft auch als Hallstätter Graufazies bezeichnet) repräsentiert den tethyal pelagisch beeinflussten Übergangsbereich zwischen der Hallstätter Salzbergfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies (= kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies). Die pelagisch beeinflusste Graukarbonatentwicklung setzt wahrscheinlich schon im Anis ein (Kap. 4.2.).

Wie bei den Schichtfolgen der Hallstätter Buntkalkfazies handelt es sich bei den Serien der Zlambachfazies um Sedimente einer primären Beckenfazies, auch wenn das Sediment sekundär verkieselt oder dolomitisiert wurde. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder innerhalb dieses Übergangsbereiches zwischen der offen marinen Hallstätter Buntkalkfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies ist noch stärker von der Entfernung des jeweiligen kalkalpinen Karbonatplattformrandes abhängig als bei den Schichtgliedern der Hallstätter Buntkalkfazies (vgl. dazu REIJMER & EVERAARS 1991). Turbiditische, riffdetritusführende Einschaltungen prägen das Sedimentationsbild. Intraformationale Gleitungen mit kataklastischer Zerlegung des Sedimentes sind häufig.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung der Zlambachfazies wurden bisher fast nur die verschiedenen Kalktypen genauer untersucht, während

die mächtigen, oft in die Schichtfolge eingeschalteten Dolomitserien, die für die genaue Lagenrekonstruktion einzelner Schollen innerhalb des Zlambachfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, vernachlässigt wurden (vgl. MANDL 1984a: Beilagen).

Charakteristische Schichtglieder der Hallstätter Graufazies sind die Pötschen- und Pedataschichten sowie mächtige bituminöse kieselige Dolomite (vgl. dazu „Nordjuvavische Hallstätter Fazies“: TOLLMANN 1985:102 ff.). Unterkarnische Schieferhorizonte dagegen sind kein charakteristisches Schichtglied des in sich stark gegliederten Ablagerungsraumes. Während auf Schwellenregionen oder in Hangpositionen Kieseldolomite (Zwieselalmfazies i.w.S.) abgelagert wurden, kam es in Senken oder Rinnen zur Akkumulation mächtiger dunkler Mergel und Tone, die als distale Vertretung der Leckkogelschichten (vgl. dazu DULLO & LEIN 1982) und nicht als Nordalpine Raibler Schichten (MANDL 1984a:139 ff.) anzusehen sind.

Die ursprüngliche sedimentäre Unterlagerung der Zlambachfazies-Schollen, die oft aus mitteltriassischen Karbonatplattform- und karbonatplattformrandnahen Sedimenten bestehen kann (LEIN 1985, 1987a), ist im Bereich des Lammertales meist nicht erhalten geblieben. Nur an der Basis des Lammereggs und der Roadberg-Hauptscholle, beides Schollenkomplexe aus einer Schwellen- oder Hangposition, sind an der Basis noch Reste der ursprünglichen Unterlagerung erhalten geblieben, während die anderen Schollen (z.B. Mehlstein, Sattlberg-Liegenschollen, Schober) wahrscheinlich an karnischen Schieferhorizonten von ihrem Sockel abgelöst wurden.

3.2.2.1. Gollinger Hallstätter Schollenregion

Alle in Zlambachfazies entwickelten Einzelschollen der Gollinger Hallstätter Schollenregion (Abb. 2, GAWLICK in Vorb.) lagern tektonisch auf oder neben dem Mitteltriasdolomit des Gollinger Schwarzenbergkomplexes (vgl. dazu HÄUSLER 1981a:147f. – Verzahnung). Die Mehlsteinscholle zeigt eine der Zwieselalmfazies ähnliche stratigraphisch/fazielle Entwicklung.

Die Schichtfolge der Mehlsteinscholle ähnelt in ihrer stratigraphischen und lithofaziellen Ausbildung der Zwieselalmfazies, die relativ karbonatplattformrandnah abgelagert wurde (MANDL 1984a; TOLLMANN 1985; GAWLICK in Vorb.), während die Schichtfolge der Haareckerscholle etwas offen marinere Sedimentationsbedingungen zeigt.

Die stratigraphische und fazielle Ausbildung der Schichtfolgen belegen eine **Herkunft aus einem karbonatplattformrandnahen Zlambachfaziesbereich** (Zwieselalmfazies i.w.S.). Der ursprüngliche Ablagerungs-

raum der Mehlsteinscholle lag näher an der Karbonatplattform als der der Haareckerscholle.

3.2.2.2. Lammeregg-Schollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a; GAWLICK 1988; PLÖCHINGER 1990.

Die stratigraphische, litho- und mikrofaziale Entwicklung der Teilschollen des Lammeregg-Schollenkomplexes (Abb. 2) zeichnen vom Jul bis zum Sevat eine sowohl Karbonatplattform- als auch pelagisch beeinflusste Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Die Schichtfolgen der beiden Teilschollen stammen aus dem Übergangsbereich zwischen der Hallstätter Salzbergfazies und der kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies (= kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies).

Die Graukalkentwicklung der Lammeregg-Nordscholle mit den im Alaun/Sevat-Grenzbereich und im tieferen Sevat eingelagerten polymikten Brekzienlagen und der Lammeregg-Südscholle belegt eine Ablagerung der Sedimente in tiefer Hang- oder Beckenposition innerhalb des Zlambachfaziesraumes. Die dolomitisierte Schichtfolge der Lammeregg-Südscholle dagegen zeigt eine der Zwieselalmfazies nahestehende Entwicklung. Die sedimentäre und stratigraphische Entwicklung der beiden Teilschollen weist auf eine **Herkunft des Lammeregg-Schollenkomplexes aus der inneren, eher dem Karbonatplattformrand nahestehenden Bereich des Zlambachfaziesraumes** (= Zwieselalmfazies i.w.S.) hin, in den durch die gesamte Ober-Trias hindurch Riffdetritus von der obertriassischen Karbonatplattform in Form von distalen Turbiditen geschüttet wurde.

3.2.2.3. Sattlberg-Liegendschollen

Die Schichtfolge (Tuval-Alaun) der Sattlberg-Ostscholle ähnelt sehr stark der in Zwieselalmfazies ausgebildeten Mehlsteinscholle (GAWLICK in Vorb.). Die Sedimentation der Schichtfolge der Sattlberg-Westscholle (Alaun-Sevat) ist stark von Riffdetritusschüttungen beeinflusst und wurde in nicht allzu großer Entfernung vom jeweiligen Karbonatplattformrand abgelagert. Aufgrund der Schichtfolge der Sattlberg-Liegendschollen ist eine **Herkunft der Schollen aus dem karbonatplattformrandnahen Zlambachfaziesbereich** (Zwieselalmfazies) wahrscheinlich.

3.2.2.4. Roadberg-Schollenkomplex

Wichtigste Arbeiten: PIA 1924; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1980a, 1981a.

Die stratigraphische, litho- und mikrofaziale Entwicklung der Teilschollen des Roadberg-Schollenkomplexes (Abb. 2) zeichnen vom Jul bis zum höheren

Sevat/?Rhät eine sowohl karbonatplattformrand- als auch pelagisch beeinflusste Sedimentationsgeschichte nach (GAWLICK in Vorb.). Die Schichtfolgen ähneln zwar denen des Lammeregg-Schollenkomplexes, stammen aber aus dem Übergangsbereich zwischen der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies und der Zwieselalmfazies.

Die stratigraphische und sedimentgenetische Entwicklung der ursprünglich aus benachbarten Sedimentationsräumen stammenden Teilschollen weist auf eine **Herkunft des Roadberg-Schollenkomplexes aus dem inneren, eher dem Hallstätter Salzbergfazies nahestehenden Bereich des Zlambachfaziesraumes** hin. Auch die im Alaun-Sevat abgelagerten, geringmächtigen, laminierten, mikritischen Pötschenschichten der Roadberg-Südscholle zeigen karbonatplattformrandferne Ablagerungsbedingungen an.

3.2.2.5. Die östliche Lammerzone

Wichtigste Arbeiten: SICKENBERG 1926 (1928); CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HAMILTON 1981.

Im Bereich der östlichen Lammerzone zwischen Abteu im Westen und Annaberg im Osten werden einige Schollen aus Pötschenschichten aufgebaut (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: geol. Karte; PLÖCHINGER 1982a: geol. Karte – viele der isoliert auftretenden Gutensteiner Dolomitvorkommen, HAMILTON 1981: geol. Karte). Die wichtigsten Schollen sind im Osten der Schoberkomplex und die Pailwand-Westscholle, im Westen die Sulzenkopfscholle und kleine Teilbereiche des Efetleck (Abb. 2).

3.2.3. Kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies

Die kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies repräsentiert im Gegensatz zu der kalkvoralpinen Dachsteinkalkfazies den zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen bzw. Karbonatrampen. Sie markiert den Übergang zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten (Zlambachfazies i.w.S.).

Die mikro- und lithofaziale Ausbildung der Schichtfolgen dieses Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandbereiches ist primär von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen abhängig. Die Veränderung der Ablagerungsbedingungen und Karbonatplattform- und/oder Karbonatrampengeometrien (vgl. READ 1985; SARG 1988) verursacht die Progradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes über primäre Beckensedimente oder die Aggradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes unter Einschaltung pelagisch beeinflusster Karbonate. Zusätzlich entstehen durch die anhaltende Dehnung des triassischen Kontinentalrandes neue Depoträume, die durch den Schutt von den

Karbonatplattformen oder Karbonatrampen rasch wieder verfüllt werden (LEIN 1987a, 1987b). Synsedimentäre Störungen sind häufig (vgl. ZANKL 1971). Der Übergangsbereich zwischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten ist durch eine komplexe Konfiguration entstehender und vergehender Depoträume sowie eustatisch und/oder tektonisch kontrollierter Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet. Eine detaillierte Rekonstruktion der Veränderung dieser Konfiguration durch Raum und Zeit fehlt bisher und kann erst nach der Untersuchung der einzelnen isolierten Schollenkomplexe am heutigen Kalkalpensüdrand versucht werden; dennoch blieb das prinzipielle Grundmuster als strukturell komplex gebauter Übergangsbereich zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten erhalten: Unter lagunären Sedimentationsbedingungen entstandene Kalke und Dolomite, im Rückriffbereich abgelagerte Karbonate, Riff- und Vorriffsedimente (Kalke und Dolomite) prägen die Schichtfolge. Sedimentationsunterbrechung mit Trockenfallen großer Areale oder die Einlagerung pelagischer Karbonate markieren extreme Ablagerungsbedingungen, verursacht durch eustatisch und/oder tektonische Faktoren.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung der Sedimentserien der kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies wurden bisher meist nur die verschiedenen mächtigen Karbonatplattform- oder Karbonatrampenkalke und -dolomite sowie die in die Schichtfolge eingeschalteten pelagisch beeinflussten Kalke, die die Progradation der im Zlambachfaziesbereich abgelagerten Sedimentserien anzeigen, genauer untersucht. Die mächtigen, in die Schichtfolge eingelagerten, dolomitisierten primären Beckensedimente, die für die genaue Lagenrekonstruktion der einzelnen Schollenkomplexe innerhalb des kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, wurden früher meist vernachlässigt (vgl. dazu TOLLMANN 1985; LEIN 1987a), im Lammertal bisher nicht erkannt.

Charakteristische Schichtglieder der kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies sind über Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit die mächtigen Karbonatfolgen der Mittel-Trias Karbonatplattform (Wettersteinkarbonatplattform) und der Ober-Trias Karbonatplattform (Dachsteinkalkkarbonatplattform) sowie eine meist geringmächtige unterkarnische Kalk/Schiefer-Wechselfolge (Leckkogelschichten).

3.2.3.1. Schwarzenbergkomplex

Wichtigste Arbeiten: FUGGER 1905; PIA 1924; DOLAK 1948; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER ab 1955; TOLLMANN 1976c, 1981b; HÄUSLER 1979, 1980c, 1981a; LEUSCHNER 1989; GAWLICK, LEUSCHNER & ZANKL 1990.

Teilschollen des Schwarzenbergkomplexes (Abb. 2), von West nach Ost (Golling-Abtenau): Haarberg, Gollinger Schwarzenbergkomplex i. c. S., Hühnerkopf-/Rabensteinkopfteilscholle, Sattlberg-Nordabfall, Schilchegg, Teile des Roadberges, Flichtlhofberg, Arlstein.

Die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung des Schwarzenbergkomplexes zeichnet vom Skyth bis zum Rhät die Sedimentationsgeschichte eines Karbonatplattformrandes nach (GAWLICK & LEUSCHNER in Vorb.).

Die Schichtfolge des Schwarzenbergkomplexes ähnelt in ihrer Entwicklung stark den Schichtfolgen des Gosaukammes (vgl. u. a. SCHLAGER 1967a; LEIN 1976; FLÜGEL et al. 1978; MANDL 1984b; SCHAUER 1984), des Südrandes des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone (ZANKL 1962; MOUSSAVI 1985) und des Grimmings (BÖHM 1988). Auch der Hochkönig zeigt eine prinzipiell ähnliche Schichtfolge (SCHAUER 1984), allerdings aus einer beckenwärtigen Position.

Eine Einwurzelung des Gollinger Schwarzenbergkomplexes zwischen Tennengebirgsnordrand und Osterhorngruppensüdrand ist allerdings nicht möglich. Am Osterhorngruppensüdrand entwickeln sich aus dem mächtigen Hauptdolomit (?Tuval/Lac) unter Wechselagerung von Dolomitbänken und Dachsteinkalkbänken (Plattenkalk) allmählich die Kössener Schichten. Darüber folgt der „Oberrhätriffkalk“

Die laterale Verzahnung der Schichtfolge des Osterhorngruppensüdrandes mit der Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand ist durch die früh-oberrhätriffische Beckenfüllung des Lammertales verhüllt. Lagunärer Dachsteinkalk in Loferer Fazies an der Basis, Kössener Einlagerungen und rhätischer Dachsteinkalk im Hangenden belegen aber einen ursprünglich einheitlichen, zusammenhängenden Sedimentationsraum (vgl. ZANKL 1971: Abb. 2). Der Gollinger Schwarzenbergkomplex müßte als autochthones Element im Lammertal eine vermittelnde Schichtfolge zeigen. Es fehlen aber sowohl der mächtige Hauptdolomit oder der lagunäre Dachsteinkalk in Loferer Fazies als auch die Kössener Schichten an der Basis der Dachsteinkalkentwicklung.

Neben tektonischen Belegen weisen auch die stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Schichtfolge, die Umkehr des Subsidenzverhaltens im höheren Nor (GAWLICK in Vorb.) auf eine **Herkunft des Schwarzenbergkomplexes von dem zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen** hin. Die Schichtfolge vermittelt zwischen dem Gosaukamm und dem Südrand des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone. Der Schwarzenbergkomplex kann deshalb, bei dem derzeitigen Kenntnisstand, aufgrund seiner Schichtfolge als

Bindeglied zwischen dem Gosaukamm und dem Südrand des Göll-Komplexes mit der Torrener-Joch-Zone interpretiert werden.

3.2.3.2. Traunstein/Schallwand-Komplex

Wichtigste Arbeiten: BITTNER 1884; FUGGER 1914; SICKENBERG 1926 (1928); CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HAMILTON 1981.

Teilschollen und tektonisch isolierte Schuppen des Traunstein/Schallwandkomplexes; von West nach Ost (Abtenau – Annaberg): Efelteck, Schallwand, Großer Traunstein, Kleiner Traunstein, Schoberwald: mehrere Teilschuppen, Pailwandschollenbasis, Ostbasis des Schober.

Die nur lückenhaft rekonstruierbare stratigraphische und lithofazielle Entwicklung des Traunstein/Schallwandkomplexes scheint wie die Schichtfolge des Schwarzenbergkomplexes die Sedimentationsgeschichte eines Karbonatplattformrandes nachzuzeichnen, da der Traunstein/Schallwandkomplex wahrscheinlich die Richtung Südosten streichende Fortsetzung des Schwarzenbergkomplexes ist. Detailstratigraphische Untersuchungen fehlen allerdings, denn bisher standen Fragen nach den tektonischen Lagerungsverhältnissen und der struktureologischen Entwicklungsgeschichte der östlichen Lammerzone im Vordergrund (FUGGER 1914; SICKENBERG 1926; CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; PLÖCHINGER 1982a, b; HAMILTON 1981). Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse sollte auch ohne detaillierte Kenntnis der stratigraphischen und/oder litho- und mikrofaziellen Entwicklung der Schichtfolge die Frage nach der tektonischen Stellung der östlichen Lammerzone klären. Die tektonische Isolation aller einzelnen Teilschollen und Schuppen am Ostrand des Tennengebirges wurde belegt. Fragen nach der Herkunft der Schollen und des Traunstein/Schallwandkomplexes blieben spekulativ (vgl. HAMILTON 1981).

Da der Traunstein/Schallwandkomplex wahrscheinlich die streichende Fortsetzung des Schwarzenbergkomplexes Richtung Südosten darstellt, verbunden durch die Werfener Schichten und den Gutensteiner Dolomit des Arlsteines und des Efelteck, ist eine **Herkunft des Traunstein/Schallwandkomplexes analog dem Schwarzenbergkomplex von dem zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen** möglich.

Da aber die gesamte, wenn auch in Teilschuppen zerlegte, genetisch zusammengehörende Schichtfolge vom Skyth bis in den Lias überkippt auf den Strubberg-schichten des Tennengebirgsnordrandes lagert, stellt der Dachsteinriffkalk des Großen Traunstein und der Schallwand lediglich das Hangende der gesamten Schichtfolge dar, die heute, durch jüngere Störungen zerrissen und geschuppt, am Tennengebirgsnordrand lagert.

3.2.4. Isolierte Schollen: Haselgebirge und Werfener Schichten (teilweise mit Gutensteiner Dolomit)

An der Basis von Schollen aus verschiedenen faziellen Herkunftsgebieten treten isolierte Schollen aus Haselgebirge und/oder Werfener Schichten auf, teilweise mit Resten von Gutensteiner Dolomit.

An der tektonischen Basis der **Lammeregg-Ostseite** (GAWLICK 1988: geol. Karte), westlich von Kuchlbach, unterlagert eine mehrere hundert Quadratmeter große Scholle aus Werfener Schichten die Lammeregg-Nordscholle.

Das im Bereich von **Unterscheffau** auftretende gipsreiche Haselgebirge mit Anteilen von Werfener Schichten (Abb. 2, DOLAK 1948; LEUSCHNER 1989: geol. Karte) unterlagert als tektonische Basis den Gollinger Schwarzenbergkomplex (vgl. dazu PLÖCHINGER 1973: A50, 1979a, b) und die kleinen Schollen aus dem Zlambachfaziesraum (Mehlstein, Kleinscholle zwischen Oetzer und Haarecker). Diese Scholle aus Haselgebirge kann sowohl die ursprüngliche stratigraphische Basis des Schwarzenbergkomplexes als auch eine isolierte Scholle sein. Bis zur nordwestlichen Umrahmung des Gollinger Schwarzenberges streichend, bildet das Haselgebirge zusammen mit den Werfener Schichten hier die tektonische Unterlage des Schwarzenbergkomplexes. In diesem Bereich ist es von der Grubach-Grabenwaldscholle nicht zu trennen (vgl. auch PIA 1924).

Die isolierte Scholle aus Werfener Schichten mit Resten von Gutensteiner Dolomit **zwischen dem Winerfall am Tennengebirgsnordrand und der Rabensteinkopfalm** (Abb. 2) innerhalb des Schwarzenbergkomplexes, überlagert am Tennengebirgsnordrand die Strubberg-schichten und sekundär tektonisch den Dachsteinkalk (vgl. HÄUSLER 1979).

Die meisten isolierten Schollen aus Werfener Schichten (unterhalb des Roadberg-Schollenkomplexes mit Gutensteiner Dolomit) lagern zwischen den Strubberg-schichten und den Zlambachfazies-Schollen. Sie gehören damit zur ersten Schollengeneration, die in das Lammerbecken eingeglitten ist. Zur Zeit der Mobilisierung dieser Schollen, deren Schichtfolgen von der stratigraphischen Basis des kalkalpinen Sedimentstapels stammen, muß die ursprüngliche sedimentäre Auflagerung bereits abgelöst worden sein (vgl. LEIN 1987b).

3.2.5. Isolierte Kleinschollen unsicherer Herkunft

Basis des Sattlberges

An der Basis des Sattlberg-Schollenkomplexes liegt nordöstlich von Kuchlbach in 500 m AN ein isolierter Schollenrest, der aufgrund seiner früh einsetzenden Beckenentwicklung im Pelson aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesraum oder dem späteren Zlambachfaziesraum hergeleitet werden kann. Lithofaziell vermittelt der dunkelgraue Kieseldolomit der Scholle

zwischen der Plattform- und der Beckenfazies. Die genaue Ausdehnung des Schollenrestes an der Basis der in Zlambachfazies ausgebildeten Sattlberg-Liegendscholle ist mangels guter Aufschlußverhältnisse am stark bewaldeten und mit Hangschutt bedeckten Sattlberg-Nordabfall nicht zu erfassen.

Das Eingleiten dieser Kleinscholle wird genetisch mit dem Eingleiten der Schollen aus Werfener Schichten zusammenhängen, die oft an der Basis der Zlambachfazies-Schollen, z.B. an der Basis des Lammeregg-Schollenkomplexes westlich von Kuchlbach auftreten.

Kleinscholle nördlich des Strubberges

Nördlich des Strubberges liegt in sekundär tektonischer Auflagerung eine mehr als hundert Meter große, anchimetamorph überprägte Kleinscholle (GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993) aus leicht dolomitisierten oberanischen Beckensedimenten auf den Pedata-Plattenkalken der Roadberg-Südscholle. Aufgrund der früh einsetzenden Beckenentwicklung im Ober-Anis kann diese Kleinscholle wie die Kleinscholle an der Basis des Sattlberges aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich oder dem späteren Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden.

Kleinscholle in der Gipfelregion des Lammeregg

Im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg in 860m AN liegt in sekundär tektonischer Auflagerung eine isolierte Kleinscholle aus einem völlig umkristallisierten Kieseldolomit des Fassan auf den oberkamischen Pötschenschichten der Lammeregg-Nordscholle. Diese Kleinscholle kann aufgrund der früh einsetzenden Beckenentwicklung und der höheren Temperaturüberprägung abgegrenzt werden. Sie ähnelt stark der Kleinscholle östlich Unterscheffau (Abb. 2) und könnte aus einem zwischen dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich und dem Ablagerungsraum des Grafensteigdolomites (Zlambachfaziesraum i.w.S., Kap. 3.2.3.) vermittelnden Ablagerungsraum hergeleitet werden. Im Komponentenbestand der Strubbergbrekzie des Lammeregg konnten keine Komponenten vergleichbarer faziieller Ausbildung und Temperaturgeschichte nachgewiesen werden.

Kleinschollen im Bereich von Kuchlbach/Oberscheffau

Nördlich der quartärbedeckten **Ebene von Kuchlbach** (Abb. 2) grenzt in 500–520 m AN ein isoliertes Vorkommen von Werfener Schiefen, gebankten mittelgrauen Werfener Kalken mit *Meandrospira* sp. und Gutensteiner Schichten tektonisch an den Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes (PIA 1924, HÄUSLER 1979:117, GAWLICK 1988:26). Die tektonischen Lagerungsverhältnisse zur Umrahmung sind aufgrund der mächtigen Quartärbedeckung im gesamten Bereich des Kuchlbacher Terrassenbeckens nicht erfaßbar. Wahrscheinlich gehört diese isolierte Teilscholle wie die isolierten Schollen aus Werfener Schichten an der östlichen Basis der Lammeregg-Scholle oder an der westlichen Basis des Roadberg-Schollenkomplexes zur ersten Schollengeneration im Lammertal.

Südlich der Ebene von Kuchlbach, zwischen 520 m und 600 m AN (Abb. 2), lagert direkt auf den Strubbergsschichten eine mehrere hundert Quadratmeter große, isolierte Einzelscholle aus undeutlich gebanktem bis massigem, sterilem, mittelgrauem bis grauschwarzem, z.T. brekziösem Dolomit, wahrscheinlich Gutensteiner Dolomit (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:72; HÄUSLER 1979:85, GAWLICK 1988:26).

Im **nordöstlichen Niederkar** zwischen 660 m und 740 m AN (Abb. 2) und südöstlich der Ramserwiese in ca. 660 m AN grenzen tektonisch isolierte Kleinschollen direkt an Strubbergsschichten (vgl. GAWLICK 1988: geol. Karte). Der dunkelgraue bis schwarze, sterile Dolomit ist wahrscheinlich wieder Gutensteiner Dolomit.

Alle isolierten Kleinschollen im Bereich von Kuchlbach/Oberscheffau, die direkt auf den Strubbergsschichten lagern oder tektonisch nur von Strubbergsschichten begrenzt werden, gehören wahrscheinlich wie die isolierten Schollen aus Werfener Schichten (Kap. 3.2.4.) zur ersten Schollengeneration im Lammertal.

3.3. Die Werfener Schuppenzone

Zwischen der Lammerzone im Westen und dem Gosaukammkomplex im Osten ist die intensiv verschuppte tektonische Basis des Tennengebirges, der Lammerzone und der westlichen Dachsteindecke durch die tiefgreifende Erosion der Lammer angeschnitten. TOUSSAINT (1971) und MANDL (1984b) rechnen diese Schuppenzone als tiefstes tektonisches Element zur Werfener Schuppenzone, die im „Annaberger Halbfenster“ (TOLLMANN 1969; MOSTLER & ROSSNER 1977) weit nach Norden bis zum Bärhof nordöstlich der Pailwandscholle reichen soll, d.h. die Lammerzone soll am gesamten **südöstlichen** Ostrand von der primär vorgosauisch nordvergent geschuppten St. Martin – Werfener Schuppenzone begrenzt werden (ROSSNER 1972, 1977). Die Werfener Schuppenzone soll als bedeutendes tektonisches Lineament die Lammerzone von der Dachsteindecke trennen.

Die Schichtfolgen der einzelnen Teilschuppen bestehen in diesem Raum nur aus Haselgebirge, Werfener und Gutensteiner Schichten (zur Schichtfolge der Werfener Schuppenzone vgl. Zusammenstellungen bei TOLLMANN 1976b:240ff. und 1985:174), während weiter im Süden im St. Martin Schuppenland der Lammerzone durchaus vergleichbare Schichtfolgen verschuppt wurden (ROSSNER 1972).

Die intensive Verschuppung mit mehrfacher Wiederholung der Schichtfolge aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten berechtigt aber nicht, das Gebiet zwischen der östlichen Lammerzone und dem Gosaukammkomplex zur Werfener Schuppenzone zu stellen. Eine intensive Verschuppung von

Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit ist auch an der Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollen sowohl am gesamten östlichen Tennengebirgsnordrand im Bereich des Schallwand/Traunsteinkomplexes (vgl. auch TOLLMANN 1985:172) als auch im Bereich der mittleren Lammerzone bis nach Golling im Westen, u.a. an der Basis des Schwarzenbergkomplexes (Abb. 2), ein durchaus charakteristisches tektonisches Element (vgl. dazu LEIN 1981). Zusätzlich erschweren die im frühen Ober-Jura in das Lammerbecken eingeglittenen Schollen aus Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit eine genaue tektonische Zuordnung zu einer definierten tektonischen Einheit wie der Werfener Schuppenzone.

Eine klare Abgrenzung zwischen der Werfener Schuppenzone i.e.S. und der geschuppten Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollengeneration ist damit im Bereich zwischen der Lammerzone und dem Gosaukammkomplex nicht möglich. Die Anlage der geschuppten Basis der aus dem kalkhochalpinen Ablagerungsraum stammenden Schollen und die Anlage der Werfener Schuppenzone erfolgte wahrscheinlich ungefähr zeitgleich mit dem Eingleiten der Schollen im frühen Ober-Jura (vgl. dazu NOWY & LEIN 1984:56). Die Bezeichnung „Werfener Schuppenzone“ sollte deshalb in diesem Bereich nur auf die südlich des Tennengebirgsostrandes gelegenen Teilschuppen angewendet werden (sensu ROSSNER 1972), nicht aber auf die im „Annaberger Halbfenster“ weit nach Norden reichende geschuppte Basis der aus dem kalkhochalpinen Raum stammenden Schollen.

4. Der aktive Kontinentalrand: Dogger/Malm

4.1. Strubbergsschichten

Wichtigste Arbeiten: CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; LECHNER & PLÖCHINGER 1956; HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; GÜNTHER & TICHY 1979; HÄUSLER 1979, 1980c, 1981a; DIERSCHKE 1980; BERAN, FAUPL & HAMILTON 1981, 1983; FAUPL & BERAN 1983; GAWLICK 1988; PLÖCHINGER 1982b, 1990.

Der Hauptteil der Strubbergsschichten besteht aus dünn gebankten, meist laminierten, stellenweise auch homogenen, mikritischen, radiolarienführenden Kalken, Kieselkalken und Radiolariten sowie dünnschichtigen, oft manganreichen, meist radiolarienführenden Mergeln und Mergelkalken (Abb. 9 bis Abb. 11). In die Folge eingeschaltet sind grobarenitische, gradierte Sequenzen mit Feinbrekzien, Resedimente und polymikrite Brekzienkörper mit dem Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Faziesraum (Kap. 4.2.). Synsedimentäre Gleitfalten und das Verrutschen von mehrere Meter mächtigen Sedimentpaketen sind häufig, z.B. im

basalen Teil des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9, vgl. auch DIERSCHKE 1980: Profil 110).

Kennzeichnend für die gesamte Schichtfolge ist das weitgehende Fehlen von Schwermineralen, denn im frühen Ober-Jura werden zunächst nur die Karbonate des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert. Erst in der Unter-Kreide weisen Kristallinkomponenten und der Schwermineralgehalt (DECKER et al. 1987, POBER & FAUPL 1988) darauf hin, daß die kalkalpine Sedimenthülle weitgehend erodiert und der kristalline Untergrund angeschnitten ist. Die vereinzelt auftretenden, stark korrodierten Granate im höheren Teil der Strubbergsschichtenfolge können aus den kalkhochalpinen karnischen Serien hergeleitet werden.

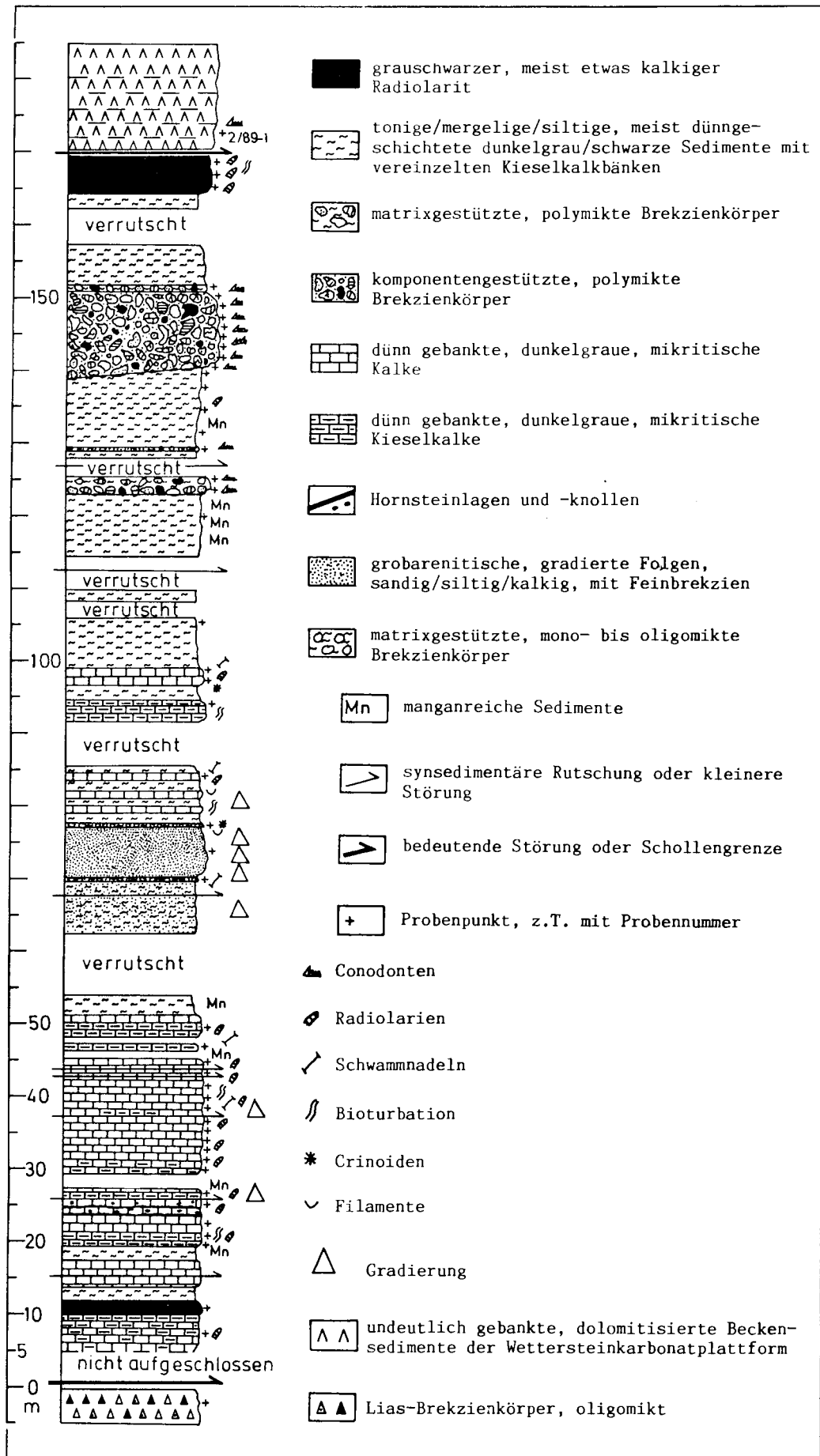
Als **Gesamtmächtigkeit** der Strubbergsschichten i.e.S. werden von BERAN et al. (1983) ungefähr zweihundert Meter angegeben. Aufgrund der meist intensiven tektonischen Durchbewegung und der stark wechselnden Sedimentation läßt sich die Gesamtmächtigkeit aber nicht genau ermitteln. Die vollständigsten Profile am Tennengebirgsnordrand (Abb. 9 und Abb. 10) bestätigen zwar die Größenordnung von ungefähr zweihundert Metern, lassen sich aber nur bedingt miteinander korrelieren, so daß die Mächtigkeit der Strubbergsschichten i.e.S. je nach sedimentgenetischer Position innerhalb des Lammerbeckens stellenweise sicher deutlich höher liegt (vgl. DIERSCHKE 1980). Addiert man die Mächtigkeiten der von Strubbergbrekzie eingesedimentierten Großschollen (siehe Kap. 4.2.) aus dem Zlambachfaziesraum und dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum hinzu, erreicht die Mächtigkeit der Beckenfüllung im westlichen Lammertal fast eintausend Meter, mit dem aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum stammenden Schwarzenbergkomplex über eintausendfünfhundert Meter.

Der **stratigraphische Umfang** der Strubbergsschichten ist bisher stark umstritten. Angenommen wurde, daß die Sedimentation im höheren Lias einsetzt (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:61; PLÖCHINGER 1980, 1983; HAMILTON 1981 — vgl. dazu PLÖCHINGER 1990 und Kap. 3.1.1.) und bis in den höheren Malm reicht (HÄUSLER 1979:100, 1981a:104). Der Nachweis des grauschwarzen Radiolarites als Hangendglied des unteren Radiolaritniveaus sensu DIERSCHKE (1980) im Hangenden der Strubbergsschichten (GAWLICK 1988) belegt, daß die Sedimentation der Strubbergsschichten aber bereits im ?mittleren Oxford endet.

Die höheren Strubbergsschichten mit ihren eingelagerten polymikten Brekzienkörpern können deshalb nicht mehr als zeitliches Äquivalent der Tauglbodenschichten (u.a. SCHLAGER, M. 1959; HÖCK & SCHLAGER 1964; SCHLAGER, W. 1968; SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974:183; PLÖCHINGER

Abb. 9:
Detailprofilaufnahme der Strubberg-schichten an der Westseite des Sattelberges zwischen 800 m und 820 m AN.

Fig. 9:
Section of the Strubberg Formation: west of Sattelberg between 800 m to 820 m AN.



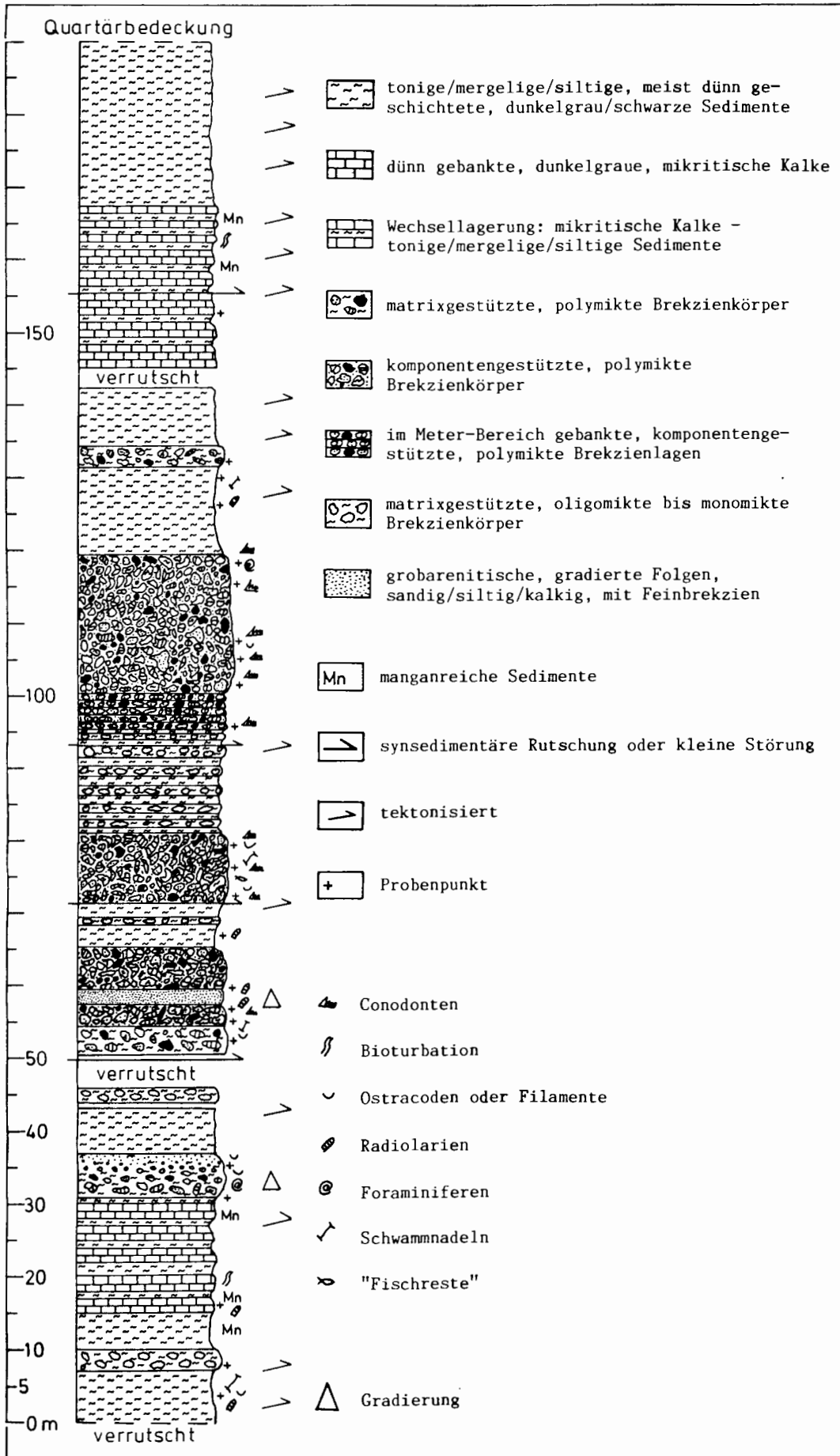


Abb. 10: Detailprofilaufnahme der Strubberg-schichten im Infanggraben südöstlich Kuchlbach zwischen 630 m und 710 m AN.

Fig. 10: Section of the Strubberg Formation: southeast Kuchlbach in the Infanggraben between 630 m to 710 m AN.

1979b:A106, 1984:295; HÄUSLER 1979:76, 1981a:146; TOLLMANN 1981b:178, 1985; BERAN, FAUPL & HAMILTON 1981, 1983:178) der inneren Osterhorngruppe (=tiefmalmische Plattenkalke VORTISCH 1953a, b, 1955) interpretiert werden, die dem höheren Radiolaritniveau angehören (nach DIERSCH 1980).

Die Strubbergsschichtenfolge ist die etwas ältere, sedimentgenetisch mit den Tauglbodenschichten vergleichbare Beckenfüllung des sich südlich des Tauglbeckens anschließenden Lammerbeckens.

Der Kontakt der Strubbergsschichten zur Unterlage ist stets tektonisch (vgl. dazu CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:171; HÖCK 1964; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970; HÄUSLER 1979).

Aus den im Liegenden auftretenden liassischen Serien, deren stratigraphische Reichweite bis in das Toarcium belegt werden konnte (Kap. 3.1.1.2.), können keine Aussagen über das stratigraphische Einsetzen der Strubbergsschichtensedimentation abgeleitet werden.

Die im basalen Teil der Strubbergsschichten des Sattlberg-Westprofiles (Abb. 9) auftretenden Kieselkalke und Radiolarite entsprechen litho- und mikrofaziell den im Hangenden der Folge auftretenden Radiolariten und sind der Radiolarien-Coeno-Zone des Oxford (sensu DIERSCH 1980:22) zuzuordnen. Auch die Radiolarienfaunen aus dem basalen Teil der Strubbergsschichtenfolge und den Hangendpartien sind weitgehend identisch. Eine Bearbeitung ist im Gange (GAWLICK & SCHMIDT-EFFING in Vorb.).

4.1.1. Sedimentologische, litho- und mikrofazielle Gliederung

1. Kalke, Kieselkalke und Radiolarite

Typ 1: Geschichtete Sedimenttypen

- Laminiert, die einzelnen Laminae ohne erosiven Basiskontakt.
- Mit bis zu zwei Zentimetern mächtigen, turbiditischen, gradierten Lagen. An der Basis oft mit Anreicherung von Erzkörnern, selten mit erosivem Basiskontakt, selten „flame structures“. Schrägschichtung selten vorhanden. Syndimentäre Rutschfalten sind häufig.

Mikrofazies

1. Meist radiolarienführende Wackestones, selten Packstones. Die Radiolarien sind meist stark, oft mäßig stark umkristallisiert (meist kalzitisiert). Filamente und/oder Schwammnadeln sind selten.

2. Fossilfreie Mikrite.

Typ 2: Nicht geschichtete, texturell homogene Sedimenttypen.

Syndimentäre Rutschfalten sind selten.

Mikrofazies

Fast immer radiolarienführende pelagische Mudstones. Die wenigen Radiolarien sind meist stark, oft mäßig stark rekristallisiert (meist kalzitisiert). Schwammnadeln sind selten.

2. Mergel und Mergelkalke

Typ 1: Meist dünn geschichtete, texturell homogene Sedimenttypen.

Oft mit syndimentären Rutschfalten und Setzungen, selten bioturbat, selten laminiert.

Mikrofazies

1. Radiolarienführende Wackestones, selten Packstones. Die Radiolarien sind meist mäßig stark, oft völlig rekristallisiert (kalzitisiert), Filamente und/oder Schwammnadeln sind selten.

2. Fast fossilfrei. Nur sehr selten mit stark rekristallisierten (kalzitisierten) vereinzelt Radiolarien oder Schwammnadeln.

Typ 2: Manganreiche Sedimente, wie Typ 1.

3. Resedimente

Intraformationale Brekzienlagen, die nur Fragmente der Strubbergsschichtenfolge als Komponenten führen. Sehr polymiktes, parautochthones Komponentenspektrum. Es können fast alle litho- und mikrofaziellen Typen auftreten, die aus der Strubbergsschichtenfolge bekannt sind. Die einzelnen Klasten sind meist gerundet, selten eckig. Diese syndimentären Umlagerungen lassen auf ein gegliedertes Relief innerhalb des Strubbergsschichtenbeckens schließen. Es treten auch reine Crinoidenschuttlagen auf.

4. Grobarenitische, gradierte Sequenzen mit Feinbrekzien

Bankmächtigkeit: 30–70 cm, die einzelnen Bänke werden durch dünne Tonfugen voneinander getrennt. Sehr crinoidenreich, gradiert. Oft sind bis zu einem Meter mächtige, matrixgestützte Brekzienkörper in diese Sequenz eingelagert. Das Komponentenspektrum ist oligomikt, vereinzelt mit allochthonen Komponenten.

5. Polymikte Brekzienkörper

Siehe Kapitel 4.2.

Manganmineralisation

Die Manganmineralisation ist vorwiegend an karbonatische Mineralphasen (BERAN et al. 1983), die zum größten Teil in den höheren Strubbergsschichten auftreten, gebunden (vgl. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; LECHNER & PLÖCHINGER 1956; DIERSCH 1980: Profil 110). Die Anreicherung des Mangans ist wahrscheinlich auf erhöhte Temperaturbedin-

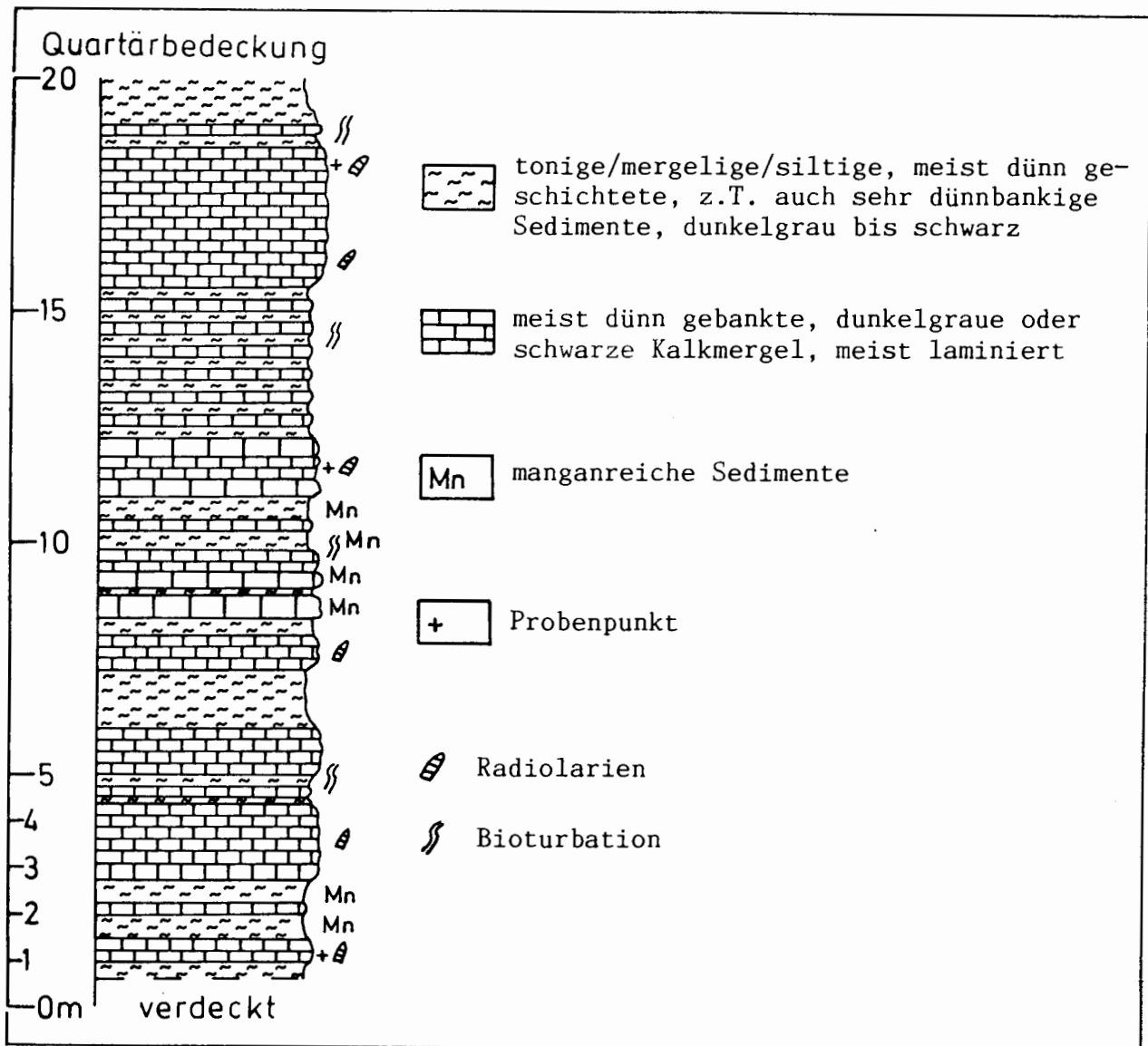


Abb. 11: Detailprofilaufnahme der im Epnerfenster am Nordwestende des Lammeregg-Schollenkomplexes aufgeschlossenen Strubbergsschichten zwischen 510 m und 530 m AN.

Fig. 11: Section of the Strubberg Formation: northwest Lammeregg, in the Epnerwindow between 510 m to 530 m AN.

gungen zurückzuführen (vgl. GÜNTHER & TICHY 1979:355), denn bereits bei Temperaturen von 50–100° Celsius diffundiert Mangan in das Kalzitgitter (GRUSS 1959:54f.; GERMANN & WALDVOGEL 1971:328; BERAN et al. 1983:176), wodurch zonar gebaute Mangankarbonate entstehen.

Als Quelle des Mangans kommen submarine hydrothermale Quellen (?Subduktionsvulkanismus – DIERSCHKE 1980; ?initialer Vulkanismus – u.a. GERMANN 1972, 1978), vielleicht auf Ausfällung (? mit Hilfe von Bakterien – PLÖCHINGER 1952b) im Bereich einer Upwelling-Zone vor der Subduktionsfront des akkretionierten Tethysozeans (sensu GEBERT 1989) in Betracht.

4.1.2. Radiolarit

Der Übergang von den tonig-kalkigen, oft manganhaltigen Schiefen der hangenden Strubbergsschichten zu dem meist kalkig-kieseligen, typischen Radiolarit erfolgt in einem geringmächtigen Übergangsbereich (Abb. 12). Im Liegenden ist der Radiolarit meist grau und etwas kalkig. Die einzelnen Bänke sind teilweise feinstlaminiert (vgl. GURSKY 1988) oder homogen und weisen wellige Bankober- und -unterseiten auf (vgl. DIERSCHKE 1980:49ff.). Manche Bänke weisen im Inneren massive rote oder rotschwarze karbonatfreie Kieselkonkretionen auf. Die Radiolarien sind nur noch stellenweise erkennbar und meist stark rekristallisiert. Unregelmäßigkeit der einzelnen Bänke mit Ineinander-

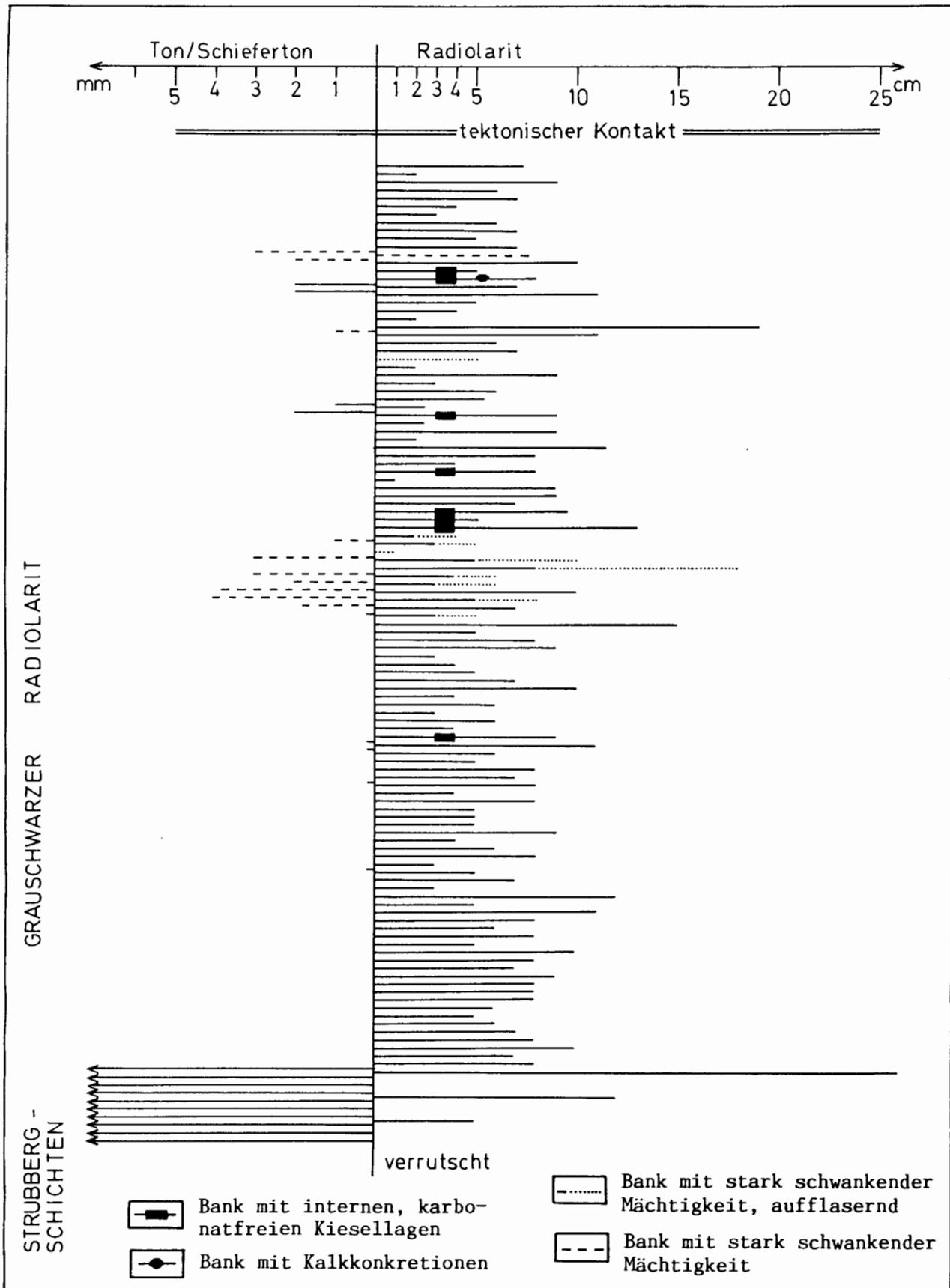


Abb. 12: Bankmächtigkeiten des Radiolarites im Hangenden der Strubbergschichten. Der Übergang von den etwas kalkigen Schiefen der Strubbergschichten zu dem Radiolarit erfolgt in einem geringmächtigen Übergangsbereich.

Fig. 12: Radiolarite on top of the Strubberg-Formation: Thickness of the individual layers. The sedimentation from the shales (Strubberg-Formation) to the Radiolarite changes rapidly.

auskeilen ist das typische Sedimentationsbild. Im höheren Teil treten vereinzelt grauschwarze Tonschieferzwischenlagen zwischen den einzelnen Bänken auf und die Serie wird etwas kalkiger. Lamination, selten auch Bioturbation und massive rötliche Kieselschnüre sind charakteristisch. Im Hangenden dominieren wieder massive, grauschwarze, fast karbonatfreie Bänke, die diskordant von der Sattlbergrücküberschiebung abgeschnitten werden. Die mittlere Bankmächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 7,8 cm (vgl. DIERSCHKE 1980:154).

Der Radiolarit an der Sattlberg-Westseite im Hangenden der Strubbergsschichten entspricht litho- und mikrofaziell dem höheren Teil des grauen Radiolarites (sensu DIERSCHKE 1980), d.h. die Strubbergsschichten repräsentieren den tieferen bis höheren Teil des **unteren Radiolaritniveaus**.

Der stratigraphische Umfang des unteren Radiolaritniveaus ist bisher nicht sicher umrissen. Als Obergrenze der Radiolaritsedimentation in den Nördlichen Kalkalpen wird allgemein die Wende Oxford/Kimmeridge bis basales Kimmeridge anerkannt (SCHLAGER, M. 1958; Zusammenstellung der Literatur bei DIERSCHKE 1980; TOLLMANN 1986). Das Einsetzen der Radiolaritsedimentation liegt im Dogger/Malm-Grenzbereich oder basalen Oxford (u.a. VORTISCH 1955; HUCKRIEDE 1971 – cum lit., MANDL 1982), setzt aber in Beckenbereichen wie dem Lammertrog wahrscheinlich etwas früher ein als in Schwellenbereichen (DIERSCHKE 1980:17; BAUMGARTNER 1987:856), so daß die Sedimentation der Strubbergsschichten wahrscheinlich in den Zeitraum Ober-Callov und Unter-Oxford fällt. Eine detailliertere Arbeit zur Sedimentologie und zur Radiolarienfauna der Strubbergsschichten/Radiolarit ist in Vorbereitung.

Die Meinung über die Ablagerungstiefe des alpinen Radiolarites (vgl. HALLAM 1971) reichen von 150–400 Meter (u.a. WENDT 1969, 1970; BERNOULLI & JENKYN 1970; KRYSZYN 1971) über 2000–2500 Meter (u.a. DIERSCHKE 1978, 1980; WÄCHTER 1987) bis zur 4000–5000 Meter (u.a. GARRISON & FISCHER 1969).

4.1.3. Genetische Deutung der Strubbergsschichten

Der Hauptteil der Strubbergsschichten des Sattlberg-Westprofiles (Abb. 9), das am besten die litho- und mikrofazielle Entwicklung der Strubbergsschichten widerspiegelt, kann als Faziesklasse G (nach PICKE-RING et al. 1989:65f., vgl. JENKYN 1986) mit Übergängen zu distalen Turbiditen der Faziesklasse V interpretiert werden (nach HESSE 1973, vgl. HESSE 1982; entspricht nach BOUMA (1962:49) dem Glied E i.w.S.). Die mikritischen, radiolarienführenden Kalke,

Kieselkalke und Radiolarite repräsentieren weitgehend das pelagische Autochthonsediment eines Tiefwasser-Ablagerungsbereiches (GURSKY 1988), die dünn-schichtigen, meist radiolarienführenden Mergel und Mergelkalke sowie die den Kieselkalcken und Radiolariten zwischengeschalteten Tonlagen dokumentieren raschere Akkumulation (sensu IJMA & UTADA 1983:53).

Die zwischen 35 und 55m des Profiles eingeschalteten, bis zu zwei Zentimeter mächtigen, gradierten Lagen, an der Basis oft mit Anreicherung von Erzkörnern, stellenweise mit erosivem Basiskontakt, stellenweise mit „flame structures“ und vereinzelt ausgebildeter Schrägschichtung leiten über in die gradierten Sequenzen vollständiger Bouma-Zyklen (Abb. 9). Stratigraphisch älteres, allochthones Komponentenmaterial ist selten, nur vereinzelt treten liassische Graukalkkomponenten auf (vgl. auch HÖCK 1964).

Im Hangenden dieser gradierten Sequenz, die insgesamt einen Dachbankzyklus repräsentiert, folgen wieder mikritische, radiolarienführende Kalke und Mergel, darüber die olisthstromatisch gebildeten (sensu GÖRLER & REUTTER 1968) Brekzienkörper, deren Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Faziesraum stammt. Ein grauschwarzer Radiolarit über dünn-schichtigen Mergeln ist das letzte Schichtglied der Strubbergsschichtenfolge am Sattlberg und dokumentiert das jüngste am Tennengebirgsnordrand auftretende Schichtglied vor dem Eingleiten der Großschollen. Die Sedimentation der Strubbergsschichten im unteren Radiolaritniveau wird vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz des Lammerbeckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Eine sequenzstratigraphische Auswertung des Profiles ist deshalb ohne genaue biostratigraphische oder magnetostratigraphische Daten nicht sinnvoll. Das Eingleiten von mächtigen Brekzienkörpern und zum Teil mehrere hundert Meter mächtigen Schollen im höheren Strubbergsschichtenniveau wirkt sich auf die Bathymetrie des Lammerbeckens, soweit diese sich in der Sedimentation der Strubbergsschichten widerspiegelt, nicht aus. Eine Ablagerungstiefe von 2000–2500 m (DIERSCHKE 1980) für die Strubbergsschichten dürfte eine realistische Größenordnung sein, da auch die Beckenfüllung sicher nicht mächtiger als zweitausend Meter war.

Die Strubbergsschichten können, mit ihren im Hangenden eingeschalteten Gleitschollen, nach SHAMMUGAM et al. (1988 cum lit.) als Sediment eines Tiefsee-grabens an einem Aktiven Kontinentalrand interpretiert werden. Die basalen Sedimente des Sattlberg-Westprofiles dokumentieren die autochthone Sedimentation in einem Tiefsee-graben (basin plain). Darüber folgen die turbiditischen Sequenzen des ersten Fly-

schlobus (lower fan). Die im höheren Profilabschnitt eingeschalteten Brekzienkörper mit dem allochthonen Komponentenmaterial, Megaolistolithen sowie der ersten Gleitschollengeneration aus dem kalkhochalpinen Faziesraum repräsentieren die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront (middle fan and upper fan). Das Eingleiten der Großschollen der zweiten und dritten Generation nach der Sedimentation des Radiolarites und deren Überlagerung durch weitere Brekzienkörper dokumentiert die letzte Phase der Sedimentation im Lammerbecken vor dem Eingleiten des mächtigen, aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum stammenden Schwarzenbergkomplex (Abb. 31).

Die Lammerbeckenfüllung spiegelt für den Zeitraum des unteren Radiolaritniveaus die Sedimentation in einem sich kontinuierlich absenkenden intrakontinentalen Tiefseeegraben am Südrand der Nördlichen Kalkalpen wider. Im höheren Radiolaritniveau endet die Sedimentation in dieser Tiefseerinne einerseits durch das Eingleiten der mächtigen Schollen aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, andererseits durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvoralpinen Faziesraum. Das Lammerbecken wird noch vor dem oberen Radiolaritniveau gehoben (vgl. DIERSCHKE 1980). Die Zone erhöhter Sedimentakkumulation mit Brekzienkörpern und großen Schollen in der Schichtfolge liegt im oberen Radiolaritniveau weiter nördlich im Bereich des Tauglbeckens.

4.2. Brekzienkörper im Lammertal: Strubbergbrekzie

Im Bereich des Lammertales treten sehr verschiedenartige Konglomerat- und Brekzienkörper auf, die bisher fast alle als Strubbergbrekzie zusammengefaßt wurden. Den Schwerpunkt der bisher vorliegenden Untersuchungen an den verschiedenen Konglomerat- und Brekzienkörpern (u.a. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952:202ff.; HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; HÄUSLER 1979:100ff., 1981a) bildete der Versuch, aus dem sedimentären Gefüge Schüttungsrichtungen zu erfassen. Die Analyse der Schüttungsrichtungen sollte Aufschluß über die Herkunft des Komponentenmaterials der Strubbergbrekzienkörper geben.

Andererseits stand die Frage nach der stratigraphischen Einordnung im Vordergrund, die eng mit der Frage nach dem zeitlichen Umfang der Strubbergsschichten zusammenhängt (vgl. Kap. 4.1.). Verschiedene „Hallstätter Gesteinskomponenten“ (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952; HÄUSLER 1979, 1981a; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1970:106; TOLLMANN 1976c) und „Hallstätter Kalk“-Großschollen

(HÖCK & SCHLAGER 1964) aus den sehr verschiedenartig aufgebauten Brekzienkörpern, stellenweise mit südvergenten Schüttungsrichtungen (HÖCK & SCHLAGER 1964; TOLLMANN 1976c; HÄUSLER 1979), wurden sowohl als Argument für gebundene Tektonik („Hallstätter Kanäle“) als auch für Deckentektonik herangezogen (vgl. Kap. 1.1.).

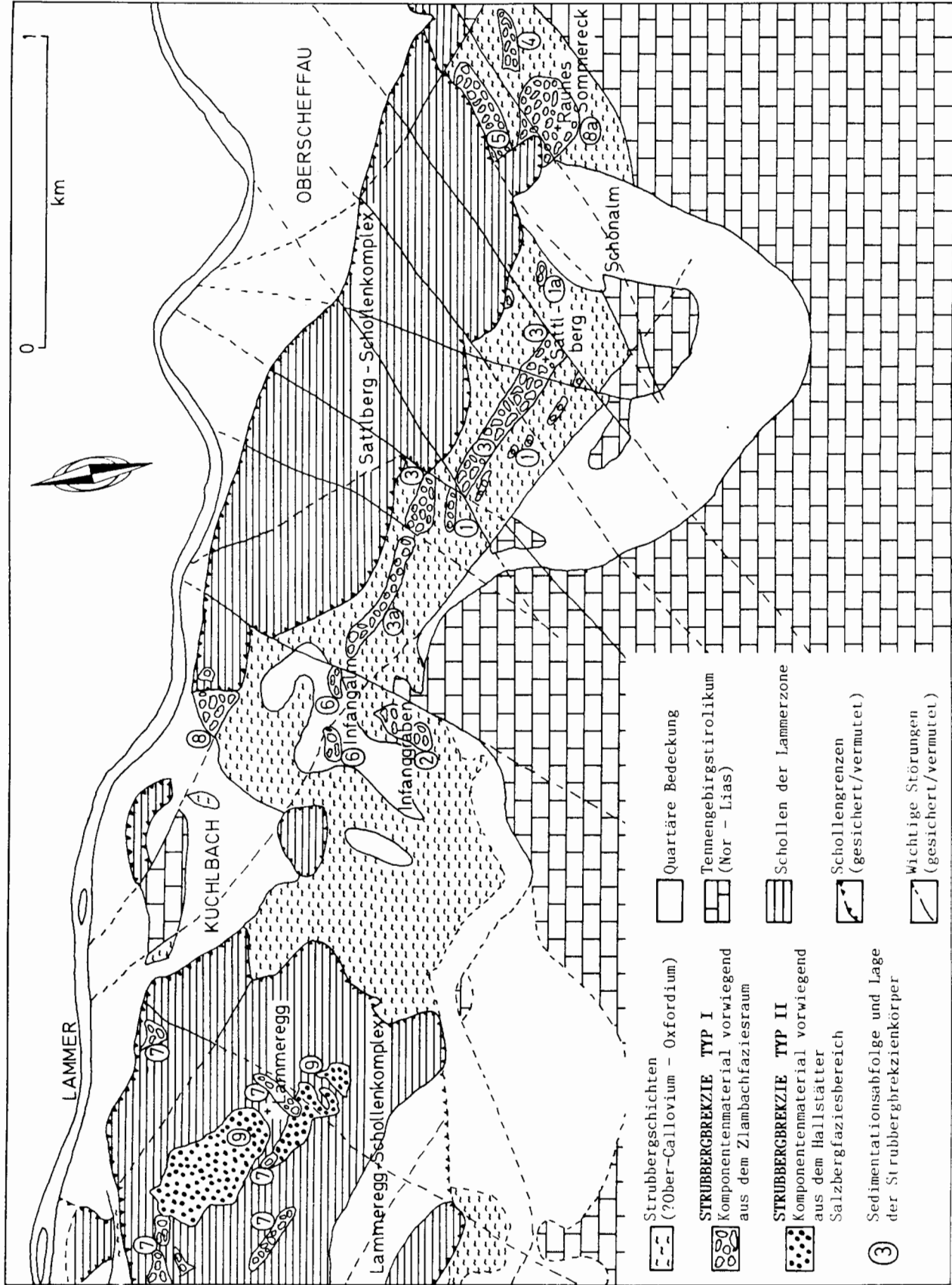
Eine Zuordnung der einzelnen Komponenten der verschiedenen Konglomerat- und Brekzienkörper zu ihren ursprünglichen faziellen Herkunftsgebieten setzt eine detaillierte Kenntnis der primären Schichtfolge voraus. Einzelne Komponenten aus den Konglomerat- und Brekzienkörpern können allerdings ihrem faziellen Herkunftsgebiet bereits nach einem litho- und mikrofaziellen Vergleich sowie der Kenntnis der genauen stratigraphischen Position innerhalb der ursprünglichen Schichtfolge zugeordnet werden. Meist aber erlaubt erst die Rekonstruktion der gesamten mobilisierten Schichtfolge Aussagen über das fazielle Herkunftsgebiet, denn in den faziell unterschiedlichen Ablagerungsräumen am triassischen kalkalpinen Südrand wurden oft in gleichen stratigraphischen Niveaus auch litho- und mikrofaziell gleichartige Schichtfolgen abgelagert (vgl. Kap. 3.).

Eine Zuordnung des Komponentenbestandes der einzelnen Konglomerat- und Brekzienkörper zu den Gesteinen der Lammerzone war zunächst nicht möglich. Nur in Ausnahmefällen konnten einzelne Brekzienkomponenten den verschiedenen Schichtfolgen der im Lammertal auftretenden Gleitschollen zugeordnet werden. Rückschlüsse auf die ursprüngliche Lage der Hallstätter Gesteine der „Lammereinheit“ schienen nicht möglich zu sein. Der bekannte Gesteinsbestand (vgl. HÄUSLER 1981a; PLÖCHINGER 1987, 1990) der Lammerzone und der Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper zeigten in ihrer Gesamtheit nur wenig Übereinstimmung, d.h. die Hallstätter und hallstätterartigen Gesteine der Lammerzone schienen genetisch nicht mit dem Komponentenbestand der jurassischen Strubbergbrekzienkörper vergleichbar zu sein.

Genau stratigraphische, litho- und mikrofazielle Bestandsaufnahmen der einzelnen isolierten Schollenkomplexe im Lammertal zeigen, daß die verschiedenen Schollen aus faziell verschiedenen Herkunftsgebieten des triassischen Kalkalpensüdrandes stammen (Abb. 2, Kap. 3.).

Während der lithofazielle Aufbau der Lammerzone von sehr verschiedenartigen Dolomittypen, mit Ausnahme der Schichtfolgen der Schollen aus dem Hall-

Abb. 13 (rechts) : Lage der untersuchten Brekzienkörper.
Fig. 13 (right): Locations of the analysed mass-flow deposits.



stätter Salzbergfaziesraum, beherrscht wird, dominieren sehr verschiedene Kalkkomponententypen den Aufbau der Brekzienkörper. Dolomitkomponenten treten nur untergeordnet auf, meist nur im Kleinkomponenten-Bereich der einzelnen Brekzienkörper oder in den Zwickeln zwischen den verschiedenen Kalkkomponenten. Große Olistholithe aus Kieseldolomiten oder kalkigen Dolomiten bilden die Ausnahme.

Komponentenbestandsanalysen aus isolierbaren Einzelkomponenten zeigen ein gehäuftes Auftreten von Komponenten aus bestimmten stratigraphischen Niveaus, besonders bei den Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich stammt. Der Nachweis der „fehlenden“ Schichtfolge gelang bei der Einzelkomponentenanalyse nicht. Auffällig ist, daß sich die nachweisbaren stratigraphischen Niveaus aus den Einzelkomponentenanalysen der Kalkkomponenten mit dem Auftreten von Kalkhorizonten innerhalb der stratigraphischen Entwicklung der einzelnen Schollen decken. Die in der Regel sehr fossilarmen, relativ mächtigen dolomitischen Schichtglieder der Schollen ließen sich nicht oder nur untergeordnet nachweisen. Erst nach einer chemischen Isolierung der deutlich kleineren, und im Gegensatz zu den Kalkkomponenten deutlich eckigeren Dolomitkomponenten aus den einzelnen Brekzienkörpern und nach der stratigraphischen Einstufung der Dolomitkomponenten konnten die stratigraphische, litho- und mikrofazielle Entwicklung der Schichtfolgen der einzelnen Schollen und die aus dem Komponentenbestand der einzelnen Brekzienkörper rekonstruierbaren Schichtfolgen miteinander verglichen werden.

Ursache für den Unterschied in der Dominanz der lithofaziellen Einheiten, d.h. Dominanz der Dolomite in der stratigraphischen Entwicklung der einzelnen Schollen und Dominanz von Kalkkomponenten in den einzelnen Brekzienkörpern, ist das unterschiedliche Verhalten der Dolomite bei Mobilisierung und Transport: oft feingrusige Zerlegung der Dolomite bei tektonischer Beanspruchung (vgl. z.B. Dolomitvorkommen im Lammertal), mechanische Instabilität bei der Zurundung der Komponenten im Bereitstellungsraum der Brekzienkörper, ein Zerbrechen der einzelnen Dolomitkomponenten durch Druckbeanspruchung zwischen den wesentlich größeren Kalkkomponenten beim Transport in das Lammerbecken und möglicherweise Frachtsonderung, die kleinere und größere Komponenten eventuell schon im Bereitstellungsraum voneinander trennte.

Rekonstruktionen der Schichtfolgen aus dem Komponentenbestand der einzelnen Konglomerat- und Brekzienkörper zeigen, daß das Komponentenmaterial jedes einzelnen Konglomerat- oder Brekzienkörpers meist

nur aus **einem** faziellen Herkunftsgebiet stammt, z.B. nur aus dem Zlambachfaziesraum. Dennoch schien der Komponentenbestand zu belegen, daß innerhalb des ursprünglichen faziellen Herkunftsgebietes gleichzeitig Material aus mindestens zwei sehr verschiedenartigen Liefergebieten zum Aufbau der heute im Lammertal auftretenden Brekzienkörper führte, d.h. es lassen sich **zwei** ähnliche Schichtfolgen aus dem Komponentenmaterial **eines** Konglomerat- oder Brekzienkörpers rekonstruieren.

Durch phänomenologische Vergleiche mit anderen Brekzien- und Konglomeratvorkommen (umfangreiche Literaturzusammenstellungen u.a. bei PICKERING, HISCOTT & HEIN 1989, FÜCHTBAUER 1988) sind die genetischen Bedingungen, die solche Komponentenbestandsmuster erzeugen, durchaus abzuleiten, aber nicht befriedigend. Erst die in der höheren Ober-Trias nachgewiesenen syngedimentären Umlagerungserscheinungen (GAWLICK 1993) in den Schichtfolgen der Gleitschollen erklären die Herkunft des Komponentenmaterials aus heterogenen Liefergebieten. In der höheren Ober-Trias wurden relativ mächtige Schichtfolgen freigelegt, teilweise wurden große Schollen umgelagert.

Die in den früh-oberjurassischen Konglomerat- und Brekzienkörpern nachgewiesene Heterogenität kann deshalb auf Umlagerungserscheinungen in der höheren Ober-Trias zurückgeführt werden. Im Jura, durch tektonische Prozesse angeschnitten, wurden die Komponenten der früh-oberjurassischen Strubbergbrekzien aus einer spät-obertriassisch primär heterogenen Schichtfolge mobilisiert.

Ohne die Kenntnis und Berücksichtigung der spät-obertriassischen Umlagerungen können weder die paläotektonischen Verhältnisse im frühen Ober-Jura noch der mögliche Mechanismus, der zur Mobilisierung der Komponenten führte, rekonstruiert werden.

Die verschiedenen Strubbergbrekzientypen, z.T. Konglomerate und teilweise echte Brekzien werden im folgenden aus Gründen der sprachlichen Vereinfachung als „Brekzienkörper“ bezeichnet.

Gliederung der Brekzienkörper im Lammertal

Eine Untergliederung der verschiedenen Brekzientypen wurde nach dem Komponentenbestand, der vorherrschenden Matrix zwischen den einzelnen Komponenten und den Sedimenten, in die die einzelnen Brekzienkörper eingelagert sind, vorgenommen. Aufgrund der Komponentenbestandsmuster konnte einerseits die Streichrichtung einzelner Brekzienkörper verfolgt werden, andererseits neben anderen sedimentologischen Kriterien belegt werden, daß die in die Strubbergsschichtenfolge eingeschalteten Brekzienkörper (Abb. 29) mehrere Schüttungen repräsentieren und nicht auf tektonischer Wiederholung beruhen (u.a. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, PLÖCHINGER 1955, DEL-NEGRO 1968:48).

Charakteristisch für alle verschiedenen Strubbergbrekzientypen ist, daß die Mobilisierung des Komponentenmaterials ausschließlich in der ersten Phase der früh-oberjurassischen Tektonik erfolgte.

4.2.1. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ I

Die einzelnen Brekzienkörper können über größere Areale nur miteinander korreliert werden, wenn die gesamte mobilisierte Schichtfolge, die Lösungscharakteristik der Komponenten und teilweise auch der Rundungsgrad der Komponenten herangezogen werden. Aus der Korrelation der verschiedenen Brekzienkörper kann schließlich die relative Abfolge der Sedimentation der Brekzienlagen ermittelt werden (Abb. 29), zusätzlich können aus der regionalen Verteilung Aussagen über die ungefähre Schüttungsrichtung des Komponentenmaterials gewonnen werden.

Detaillierte Schüttungsrichtungsanalysen innerhalb der einzelnen Brekzienkörper waren aufgrund des meist regellosen Gefüges nicht möglich. Schüttungsrichtungen sind, wenn ermittelbar, in ihrer Aussagekraft auch nur sehr gering zu bewerten.

Aus der Lage der Einzelolistholithe innerhalb der Brekzienkörper ist zwar theoretisch die Möglichkeit gegeben, die Bewegungsrichtung eines Schlammstromes zu rekonstruieren (vgl. u.a. GÖRLER & REUTTER 1968). Da aber beim laminaren Fließen des Schlammstromes beidseitig zur Hauptbewegungsrichtung mit senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung erfolgenden Bewegungen zu rechnen ist (WÄCHTER 1987), zusätzlich Schlammströme aufgrund möglicher vorhandener Hindernisse sich meist mäandrierend quer zur Längsachse des Sedimentationsbeckens bewegen, ist am Tennengebirgsnordrand z.Zt. aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse und der intensiven tektonischen Beanspruchung der Schichtfolge keine Abfolge geeigneter Aufschlüsse vorhanden, die sichere Hinweise auf die Bewegungsrichtung geben würden, zumal geeignete Aufschlüsse parallel zur mutmaßlichen Bewegungsrichtung und senkrecht zur Schichtung gewählt werden sollten. Sogar die Raumlage ist aufgrund der mehrphasigen Deformationsgeschichte der Schichtfolgen im Lammertal bei vielen der als Härtlinge aus den Strubbergschichten herauspräparierten Brekzienkörpern nicht exakt zu ermitteln: generell nordvergente verfalltet zeigen die Schichtfolgen zusätzlich eine westvergente Überprägung, dazu kommt die Deformation der Strubbergschichten beim Eingleiten der Schollen und ein Verbiegen der Faltenachsen, das Richtung Osten mit der Stirneinrollung des Tennengebirgsnordrandes zunimmt.

Die Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ I sind durch:

- 1. die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten = Strubbergschichten und**
- 2. den Komponentenbestand: vorwiegend Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich charakterisiert.**

4.2.1.1. Strubbergbrekzie Typ 1a

= Brekzienkörper, die innerhalb der Strubbergschichtfolge eingelagert sind.

Die sedimentäre Charakteristik dieser Brekzienkörper ist sehr heterogen. Das Komponentenmaterial kann zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden. Komponenten, die aus dem Hallstätter

Salzbergfaziesbereich oder dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich stammen, sind sehr selten und zeigen oft Umlagerungserscheinungen. Strubbergschichtenkomponenten sind häufig, teilweise als Plastiklasten. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Millimetern bis zu hausgroßen Blöcken. Die einzelnen Komponenten sind meist eckig mit beginnender Kantenrundung, das Spektrum des Rundungsgrades umfaßt aber den Gesamtbereich von eckig bis angerundet, selten auch gut gerundet. Das Rundungsgradspektrum ist bei den einzelnen isolierten Vorkommen unterschiedlich (s.u.). Eine Korrelation zwischen Rundungsgrad und faziellm Herkunftsgebiet ist nicht möglich. Prinzipiell zeigen die stratigraphisch jüngeren Komponenten einen besseren Zurundungsgrad als die Komponenten aus tieferen stratigraphischen Niveaus. Für statistische Untersuchungen ist allerdings die Menge des untersuchten Komponentenmaterials noch nicht ausreichend. Das Gefüge ist meist regellos („disorganized“).

Komponentengestützte Brekzienkörper:

1. Mit Strubbergschichten-Matrix
2. Ohne Strubbergschichten-Matrix

Matrixgestützte Brekzienkörper:

1. Komponenten-dominiert
2. Matrix-dominiert

Brekzienkörper, die in die früh-oberjurassischen Strubbergschichten eingelagert sind, treten fast nur im westlichen Bereich des Tennengebirgsnordrandes zwischen Golling im Westen und Abtenau im Osten auf, am häufigsten im Bereich von Unterscheffau und Oberscheffau.

Die wichtigsten Vorkommen:

1. Infangalm und Infanggraben
2. Sattlberg
3. Rauhes Sommereck

Weiter östlich werden die Vorkommen seltener und kleiner, z.B. südlich des Strubberges. Die Brekzienvorkommen sind dort allerdings erheblich deformiert: die einzelnen Kalkkomponenten sind stark rekrystallisiert und auf mehrere Dezimeter Länge ausgewalzt; eine Zuordnung zu einem faziellen Herkunftsgebiet ist nicht mehr möglich. Die Dolomitkomponenten sind zwar weitgehend undeformiert, aber sehr selten und kleiner. Eine Komponentenanalyse blieb ergebnislos. Im Bereich des Efelteck sind keine Brekzienkörper mehr aufgeschlossen, ebenso am gesamten östlichen Tennengebirgsnordrand.

Infangalm und Infanggraben

Südöstliche Infangalm

Der im Bereich der südöstlichen Infangalm zwischen 630 m und 660 m AN aufgeschlossene Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 3a — vgl. Abb. 29) ist die westliche Fortsetzung im Streichen des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9). Der Komponentenbestand, das sedimentäre Gefüge und die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge sind

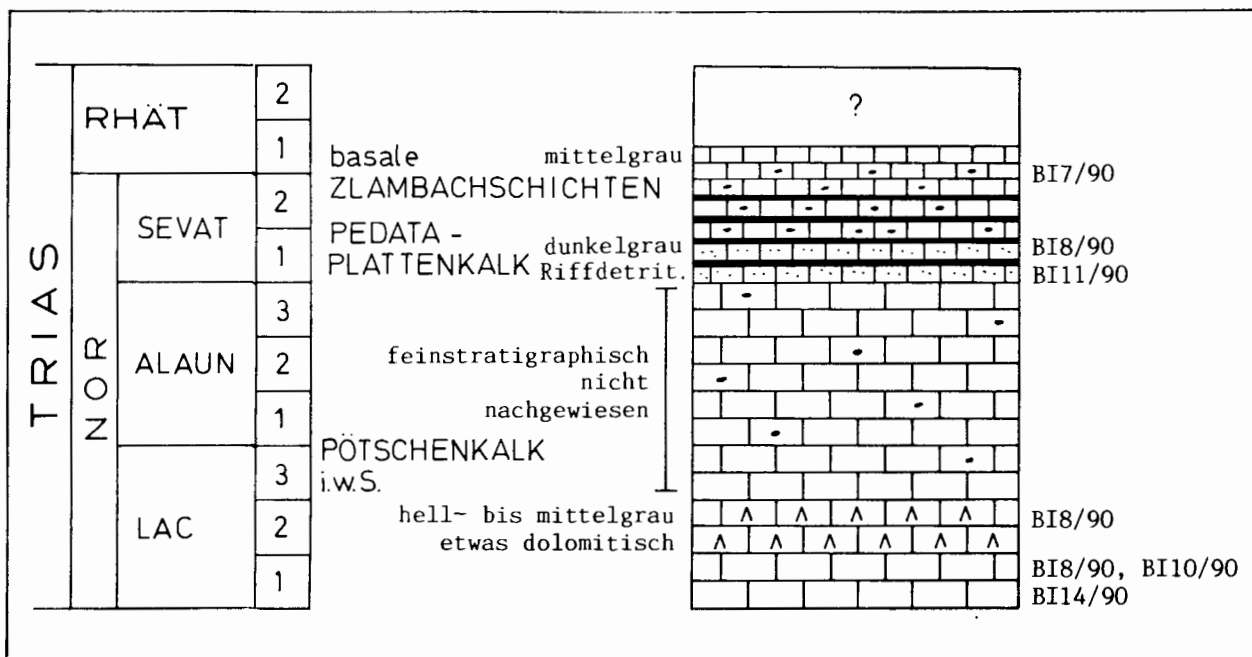


Abb. 14: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infngalm (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 14: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the western Infngalm (see GAWLICK 1992 for samples).

weitgehend identisch. Wie am Sattlberg in 860 m AN ist hier ein Pötschendolomit-Megaolitholith des Tuval in den Brekzienkörper eingelagert.

Komponentenbestand und Rekonstruktion der mobilisierten Schichtfolge: vgl. Sattlberg-Westprofil (Abb. 16), Oberer Brekzienkörper.

Westliche Infngalm

Der im Bereich der westlichen Infngalm in 600 m bis 620 m AN auftretende Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 6 — vgl. Abb. 29) führt verschiedene, litho- und mikrofaziell sehr ähnliche Komponenten. Verschiedene graue, biogenarme und biogenreiche Kalksteine, wahrscheinlich in der Mehrzahl aus der höheren Ober-Trias (wenige Conodonten, reich an Ostracoden und Foraminiferen) dominieren. Strubberschichtenkomponenten sind sehr selten. Die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge reicht vom Lac bis in das Sevat/Rhät. Sowohl aufgrund der lithofaziellen als auch der mikrofaziellen Charakteristik kann das **Komponentenmaterial aus einem Bereich hergeleitet werden, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich und der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies vermittelt.**

Die meisten Komponenten entsprechen litho- und mikrofaziell der Variationsbreite innerhalb des Zlambachfaziesbereiches, manche Komponenten gleichen mikrofaziell dem Massigen Hellkalk. Sehr wenige und nur kleine Dolomitkomponenten, die Häufigkeit von Ostracoden und, wenn vorhanden, Conodonten (fast jede zweite Komponente lieferte Fossilmaterial) zeigen einen offeneren marineren Charakter der mobilisierten Schichtfolge als der typische Zlambachfaziesbereich. Kondensierte Rotkalkkomponenten des typischen Hallstätter Buntkalkfaziesraumes fehlen jedoch.

Infanggraben

Das Profil im Infanggraben zwischen 640 m und 680 m AN (Abb. 10) zeigt mehrere Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 2 — Abb. 29), die in die Strubberschichtenfolge eingelagert sind und

die sich in ihrem Komponentenbestand weitgehend gleichen. Die liegenden Brekzieneinschaltungen werden in ihrem Komponentenbestand von umgelagerten Strubberschichten dominiert. Nur vereinzelt treten an der Basis triassische Komponenten auf (mit Ostracoden und Foraminiferen), zum Hangenden hin nimmt der Anteil der Trias-Komponenten kontinuierlich zu.

Die Brekzienkörper sind sehr heterogen aufgebaut: Bänke mit meist komponentengestütztem Gefüge stehen Bänke mit matrixgestütztem Gefüge gegenüber. Das Gefüge und die Anordnung der Gefügetypen sind regellos; Einregelung oder Imbrikation der Komponenten sind sehr selten.

Als Komponenten treten **vorwiegend verschiedene Graukalke und Dolomite aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich** (ähnlich dem Lammeregg-Schollenkomplex), daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine (Karn) sowie Strubberschichten auf. Pötschendolomite und Pötschenkalke dominieren, Pedataschichten sind selten. Die Matrix zwischen den abgerundeten, bis fünfzehn Zentimeter großen Komponenten besteht aus schwarzen, teilweise radiolarienführenden Mergeln der Strubberschichten. In den Zwickeln zwischen den Komponenten und den matrixgestützten Bereichen schwimmen eckige Komponenten aus dem gleichen Herkunftsgebiet.

Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom (Ober-Ladin)/Jul bis in die ausgehende Ober-Trias (vgl. Rekonstruktion der Schichtfolge Abb. 15); mikrofaziell den Liasfleckenmergeln nahestehende Komponenten treten auf.

Sattlberg

Sattlberg-Westprofil in 800 m AN, Oberer Brekzienkörper

Die in die Schichtfolge der Strubberschichten eingelagerten Brekzienkörper an der Sattlberg-Westseite in 800 m AN führen ein sehr polymiktes Komponentenspektrum. Pötschendolomite, Pötschenkalke und Pedatakalke überwiegen.

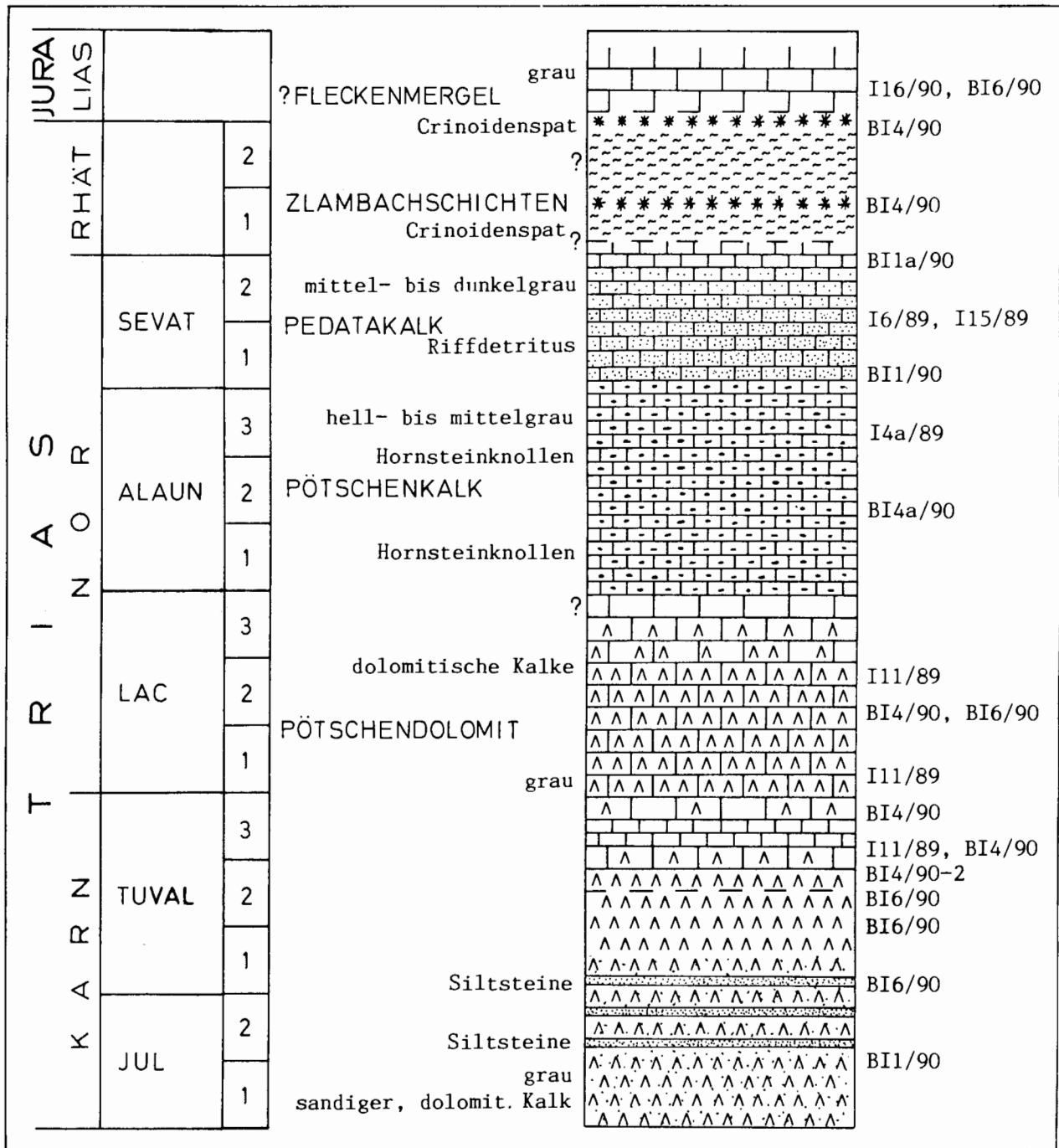


Abb. 15: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand der Brekzienkörper im Infang-graben (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 15: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the Infanggraben (see GAWLICK 1992 for samples).

Das stratigraphisch nachgewiesene Komponentenspektrum der beiden Hauptbrekzienkörper ist etwas unterschiedlich. Während im Unteren Brekzienkörper Komponentenmaterial vom Unterkorn bis in das Alaun/Sevat nachgewiesen werden konnte, beginnt die nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge im Oberen Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 3 — Abb. 29) bereits im Pelson.

Die Hauptmasse der Komponenten besteht in beiden Brekzienkörpern aus dem **Material des proximalen Zlambachfaziesbereiches** (vgl. Lammeregge); die bis zu fünf

Zentimeter großen Komponenten sind meist eckig und eckig mit beginnender Kantenrundung, während die größeren Komponenten meist eckig mit beginnender Kantenrundung oder angerundet sind.

Im Oberen Brekzienkörper konnten zusätzlich kleine **umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich** (Massiger Hellkalk) nachgewiesen werden. Die rekonstruierte Schichtfolge (Abb. 16) aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers zeigt aufgrund der stratigraphischen und faziellen Ausbildung der Komponenten bereits die Mobilisierung eines

etwas offen marineren Ablagerungsbereiches an (vgl. dazu Strubbergbrekzie im Bereich des Rauhen Sommereck).

Aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers am Sattlberg und dem Brekzienkörper im Bereich der südöstlichen Infangalm lassen sich scheinbar mindestens zwei faziell unterschiedliche Liefergebiete innerhalb des Zlambachfaziesbereiches rekonstruieren: ein Pötschdolomit und ein Pötschenkalk dominiertes Liefergebiet. Ursache dafür ist die synsedimentäre Umlagerung im Zlambachfaziesraum in der höheren Ober-Trias (GAWLICK 1993). **Es wurde eine bereits umgelagerte Schichtfolge mobilisiert.**

Sattlberg-Westprofil in 800 m AN: Unterer Brekzienkörper

Das Sedimentgefüge und die Komponentenzusammensetzung des Unteren Brekzienkörpers (Abb. 13, Brekzienkörper 1 — Abb. 29) entsprechen weitgehend dem des Oberen Brekzienkörpers.

Der Untere Brekzienkörper schneidet erosiv in die unterlagernden Strubbergsschichten ein und erodiert die in diesem Bereich auftretenden, noch nicht vollständig verfestigten Mergel der Strubbergsschichten, z.T. wird das dabei erodierte Material als Plastiklasten eingebaut.

Aufgebaut ist der Brekzienkörper aus zwei übereinanderfolgenden, deutlich gradierten Schüttungen (vgl. Abb. 9). Als Komponenten treten **ausschließlich verschiedene graue Kalke und Dolomite (Mikrite und Arenite) aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich**, Hornsteine der Pötschschichten sowie Strubbergsschichten auf. Das Komponentenmaterial ist im allgemeinen etwas fossilärmer als das des Oberen Brekzienkörpers.

Die einzelnen Komponenten sind eckig mit beginnender Kantenrundung, teilweise auch angerundet. Umgelagerte Komponenten wie im Oberen Brekzienkörper konnten nicht nachgewiesen werden.

Schönalm-Westseite in 860 m AN

Der polymikte, komponentengestützte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 1a — Abb. 29) an der Schönalm Westseite in 860m AN kann aufgrund seines Komponentenspektrums weitgehend mit dem Unteren Brekzienkörper des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9) korreliert werden. Die aus dem Komponentenbestand rekonstruierten Schichtfolgen der beiden Brekzienkörper sind fast identisch. Neben Komponenten aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (vgl. Lammeregg) und Strubbergsschichtenkomponenten konnten hier aber auch umgelagerte kleine Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die mikro- und lithofaziell dem Massigen Hellkalk entsprechen, nachgewiesen werden. Pötschenkalk, Pötschdolomite und Pedataschichten dominieren.

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus den radiolarienreichen Mergeln der Strubbergsschichten. Den bis zu mehreren Metern großen Einzelolithen stehen Partien mit nur wenige Zentimeter großen Komponenten gegenüber. Die Anordnung der Komponenten ist regellos. Schichtung oder Imbrikation der Komponenten sind nicht erkennbar.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine Schichtfolge vom Jul bis Alaun/Sevat, eventuell bis in das basale Rhät (vgl. Rekonstruktion der Schichtfolge Abb. 19).

Die Menge der Hornsteine, das ausschließliche Auftreten von grauen Kalktypen und grauen Dolomiten, das mikrofazielle und

lithofazielle Bild der Mehrzahl der Komponenten belegen eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich** (= Zwieselalmfazies i.w.S. — Lammeregg-Typ). Zusätzlich können einige kleine, bereits **umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich** hergeleitet werden.

Sattlberg Nordwest östlich Kuchlbach in 520 m AN

Der an der westlichen Sattlberg-Liegendscholle anlagernde, polymikte, komponentengestützte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 8 — Abb. 29) führt vorwiegend Komponenten des Zlambachfaziesraumes i.w.S. sowie Strubbergsschichtenkomponenten, z.T. als Plastiklasten.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Fassan bis in das obere Nor (vgl. Abb. 20). Die mikro- und lithofazielle Charakteristik des Komponentenmaterials und die Rekonstruktion der Schichtfolge machen eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus einem Faziesbereich, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesraum** vermittelt, wahrscheinlich. Ausschließlich in Graufazies (Kalke und wenige Dolomite) entwickelt, lag der Ablagerungsbereich am entfernten Rand oder einer benachbarten Fazieszone der Buntkalkschwelle (Hallstätter Salzbergfazies i.w.S.). Die lithofazielle Ausbildung der rekonstruierten Schichtfolge zeigt eine vermittelnde Stellung zwischen der Schichtfolge in Zlambachfazies des Roadberges und der Schichtfolge der Holzwehralmscholle.

Selten treten kleinere Dolomitkomponenten auf, die mikrofaziell dem typischen Leckkogeldolomit des Gollinger Schwarzenbergkomplexes entsprechen. Daneben treten kleine Flachwasserkalkkomponenten auf (?kalkhochalpine „Dachsteinkalkfazies“-komponenten).

Rauhes Sommereck

Nördliche Basis Rauhes Sommereck

Der Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 5 — Abb. 29) an der Nordseite des Rauhen Sommereck, an der Schönalm Forststraße zwischen 740 m und 760 m AN ist sehr heterogen aufgebaut: Abschnitten mit meist komponentengestütztem Gefüge stehen Bereiche mit matrixgestütztem Gefüge gegenüber. Das Gefüge und die Anordnung der Gefügetypen in den Brekzienlagen sind regellos.

Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene Graukalke und (selten) Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich, daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine sowie Strubbergsschichten auf. Kalkkomponenten dominieren. Die Matrix zwischen den einzelnen, meist eckigen Komponenten mit beginnender Kantenrundung oder angerundeten, bis zu fünfzehn Zentimetern großen Komponenten besteht aus den schwarzen, z.T. radiolarienführenden Mergeln der Strubbergsschichten. In den Zwickeln zwischen den Komponenten und den matrixgestützten Bereichen der Brekzienkörper schwimmen eckige Komponenten aus dem gleichen Herkunftsgebiet.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Ober-Ladin bis in den Lias (Abb. 21). Obwohl die litho- und mikrofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials sehr ähnlich der Zlambachfazieschichtfolge vom Typ der Lammeregg-Nordscholle ist, sind kleine Abweichungen festzustellen, die auf eine etwas offenere marine Position des Herkunftsgebietes der

Abb. 16 (rechts): Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 16 (right): Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit (higher mass-flow deposit) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg to southeast Infangalm (see GAWLICK 1992 for samples).

JURA	LIAS		?FLECKENMERGEL	grau		1b/89, 1/89	
		RHAT	2	braune Mergel		1/89-x	
			1	ZLAMBACHSCHICHTEN			BS3/90
NOR	SEVAT	2	mittel- bis dunkelgrau			04	
		1	PEDATAKALK	Riffdetrit.		BS3/90, 1/91	
	ALAUN		1	dunkelgrau			BS5/90
			3	biogenreich			04, BS3/90
			2	Hornsteine			4/89-1, BS4/90
			1	PÖTSCHENKALK			1b/89, S14
	S	LAC		hell- bis mittelgrau			HÄUSLER 1981
			1				K4/89-3
			3	Hornsteine			1a/89-3
		TUVAL	3				BS4/90
2						1/89-2, BS4/90	
TARRN	JUL		hell- bis mittelgrau			BS3/90, 1a/89-1	
		1				4/89-1	
		2				BS14a/90	
	KARN	TUVAL	3				o5, 1/89-6
			2	PÖTSCHENDOLOMIT	Kiesel dolomit		1/89b
		JUL	2	mittelgrau			BS3/90
			1	sandige Kalke	Siltsteine		4/89-1, BS4/90
LADIN	LANGO= BARD		dolomitischer Kalk			BS3/90	
		1				4/89-1, BS4/90	
	FASSAN	3	hellgrau			BS3/90	
		2	Osteocrinusfazies			04, BS14/90	
	ANIS	ILLYR	2	GRAFENSTEIGKALK	hell- bis mittelgrau		K4/89-2
			1		kieselig		K4/89-3
		PELSON	2	hell- bis mittelgrau			S14
			1	etwas dolomitisch			K4/89-3, BS4/90
OBER	PELSON		kieselig	?Hornsteinknollen		BS15/90	
			dunkelgrau	Ooiddolomit		BS15/90	
			GUTENSTEINER KALK	teilweise etwas dolomitisch		4/89-1, 1/89-2	

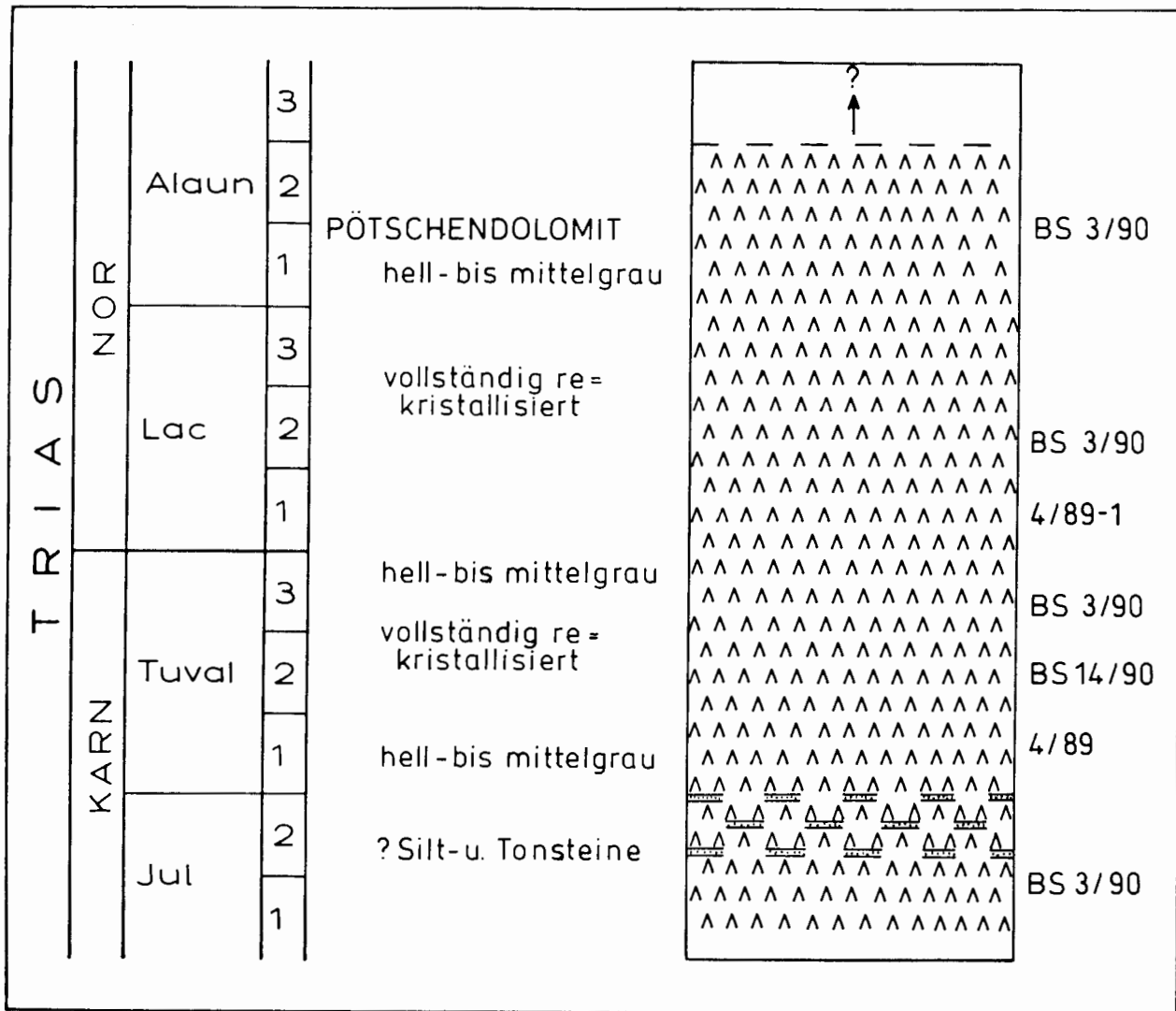


Abb. 17: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Oberen Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 17: Dolomitic Pötschensequence: Reconstruction of the original source area: Mass-flow deposits (higher mass-flow) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg to the south-east of the Infangalm (see GAWLICK 1992 for samples).

Komponenten schließen läßt. Auch die in den Brekzienkörpern vom Sattlberg häufigen Dolomitkomponenten (Hinweis auf den proximalen Zlambachfaziesbereich), treten hier im Komponentenspektrum nur noch untergeordnet auf.

Herkunftsgebiet ist wahrscheinlich ein Ablagerungsraum, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt (vgl. Brekzienkörper Sattlberg-West). Litho- und mikrofaziell leitet die aus dem Komponentenmaterial rekonstruierbare Schichtfolge zur faziellen Entwicklung der Schichtfolge der Holzwehralmscholle über. Hinweise dafür sind die stratigraphische Reichweite des Komponentenspektrums und das Auftreten von mitteltriassischen „Sephardiellen“ als Anzeiger offen mariner Verhältnisse.

Brekzienkörper nordöstlich des Rauhen Sommereck

Der aus verschiedenen Schüttungen (vgl. Abb. 22) aufgebaute, sehr polymikte Brekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 4 — Abb. 29) am Nordfuß des Rauhen Sommereck, im Liegenden des Brekzienkörpers zwischen 740 m und 760 m AN (s.o.), besteht vorwiegend aus Komponenten des **Zlambachfaziesbereiches**

i.e.S. und Strubbergschichten, Kalke überwiegen. Die Komponenten sind vorwiegend eckig und zeigen kaum Kantenrundung und sind umgeben von den schwarzen Mergeln der Strubbergschichten. Der Basiskontakt der unteren Schüttung ist nicht erosiv (slide-flow-Typ), weist aber „slumping“-Strukturen auf.

Nachweisbar ist eine lückenhaft rekonstruierbare Schichtfolge vom Tuval bis Sevat. Das Komponentenmaterial ist fossilarm.

Gipfelbereich Rauhes Sommereck

Die Strubbergbrekzie (Abb. 13, Brekzienkörper 8a — Abb. 29) im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck in 890 m AN entspricht in ihrer generellen Ausbildung weitgehend der an der Schönalm-Forststraße. Der Brekzienkörper ist mit dem Brekzienkörper an der Sattlberg-Nordwestseite vergleichbar.

Als **Komponenten** treten vorwiegend die **verschiedenen Graukalke und Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich i.w.S.**, Hornsteine und Strubbergschichten auf. Pötschenkalktypen überwiegen im südlichen und östlichen Gipfelbereich. Pötschendolomite dominieren im westlichen Gipfelbereich. Die Matrix zwischen den einzelnen, vorwiegend abgerundeten, bis

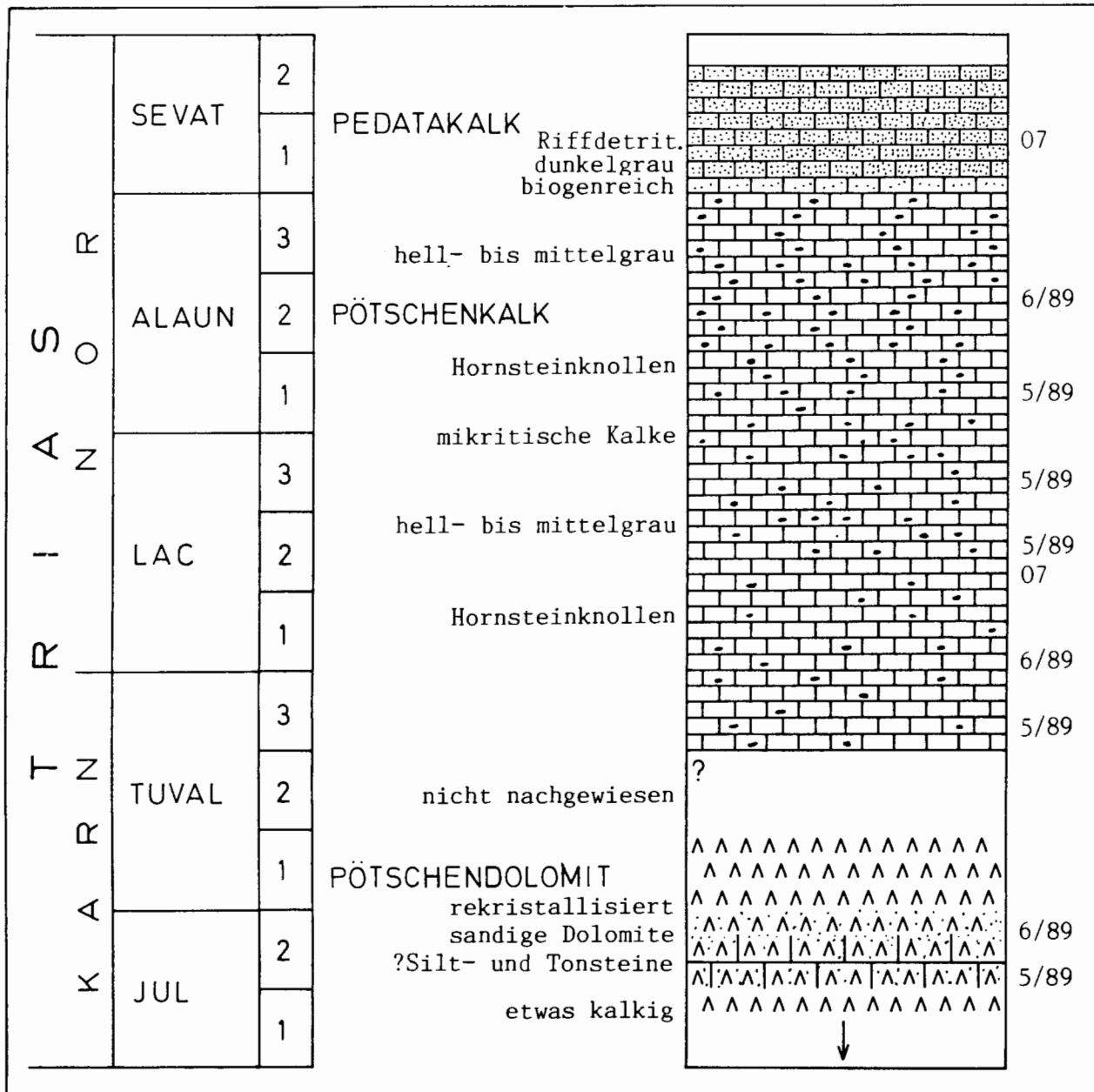


Abb. 18: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenbestand des Unteren Brekzienkörpers des Sattlberg-Westprofils (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 18: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area: Mass-flow deposit (lower mass-flow) in the section of the Strubberg Formation west of the Sattlberg (see GAWLICK 1992 for samples).

fünfzehn Zentimeter großen Komponenten besteht aus schwarzen, oft radiolarienführenden Mergeln der Strubbergsschichten. Umlagerungserscheinungen (nur Resedimente aus Strubbergbrekzienkörpern) sind selten.

In diesen Brekzienkörper sind verschiedene Megaolitholithe, darunter die östliche Sattlberg-Liegendscholle, eingelagert. Im südlichen Gipfelbereich besteht ein großer Megaolitholith (vgl. HÖCK & SCHLAGER 1964) aus Pötschenkalk i.w.S. Aus stratigraphischen (Alaun 1) und faziellen Gründen sowie der rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolge kann dieser Megaolitholith nicht aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich hergeleitet werden (z.B. HÖCK & SCHLAGER 1964; HÄUSLER ab 1979; TOLLMANN ab 1976c; PLÖCHINGER ab 1974).

Im nordwestlichen Gipfelbereich wird der von Kalkkomponenten dominierte Brekzienkörper von einem Dolomitkomponenten

dominierten Brekzienkörper abgelöst, in den die östliche Sattlberg-Liegendscholle aus PötschendoLOmit eingelagert ist.

Stratigraphisch nachweisbar ist eine mobilisierte Schichtfolge vom Langobard/Jul bis in das Alaun/Sevat (Abb. 24). Die Rekonstruktion der Schichtfolge macht eine **Herkunft des Komponentenmaterials aus einem Faziesbereich, der dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. nahesteht und zu dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich überleitet**, wahrscheinlich.

Ausschließlich in Graufazies entwickelt, lag dieser Ablagerungsbereich wahrscheinlich am entfernten inneren Rand der Buntkalkschwelle. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials zeigt eine vermittelnde Stellung zwischen der faziellen Ausbildung der Schichtfolge des Zlambachfaziesbereiches (z.B. Roadberg-Schollenkomplex) und der faziellen Ausbil-

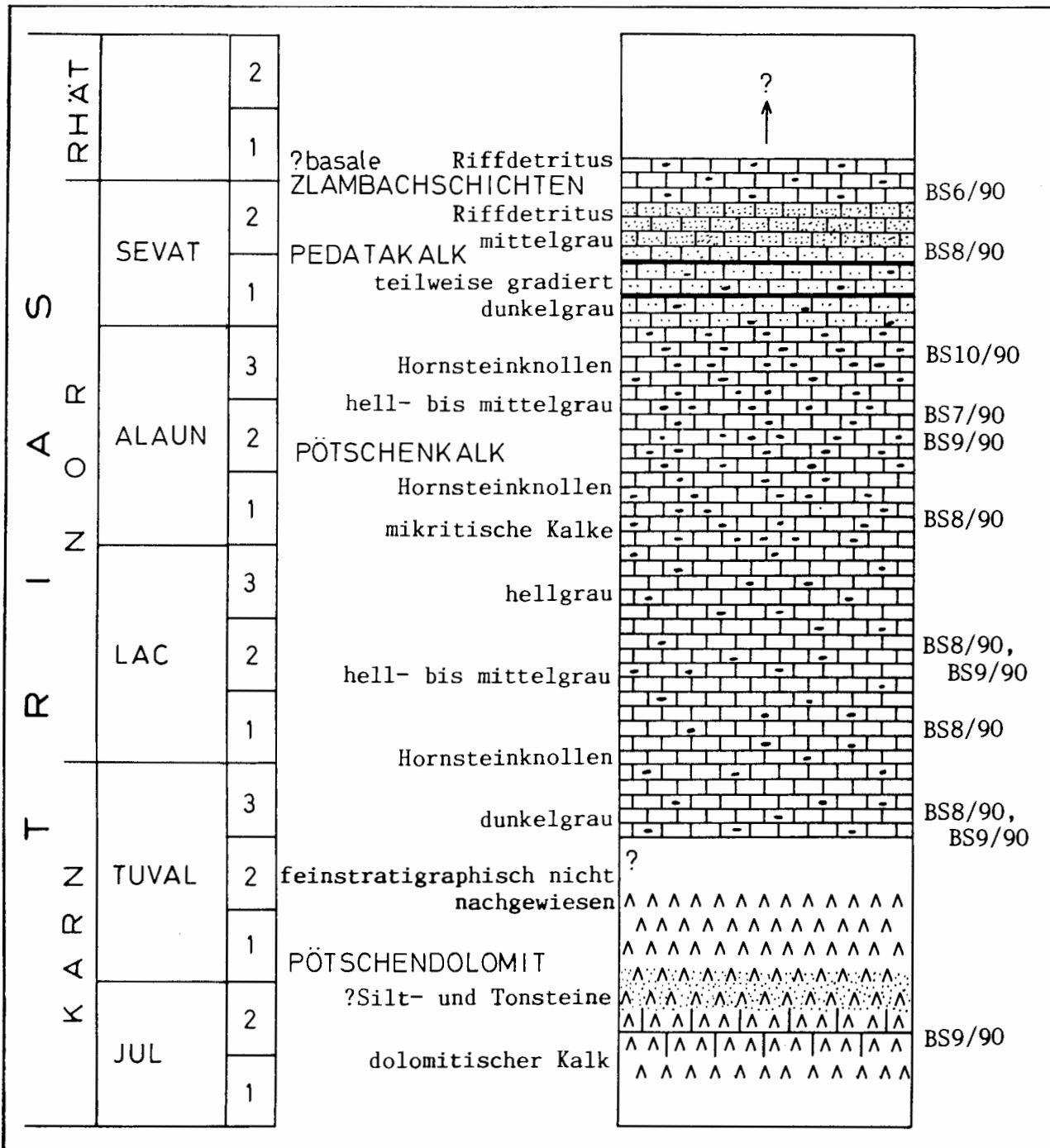


Abb. 19: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers an der Schönalm-Westseite in 860 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 19: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposits west of Schönalm in 860 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

dung der Schichtfolge der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies (z.B. Holzwehralmscholle).

Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials Strubbergbrekzie Typ 1a

Das Komponentenmaterial der einzelnen Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1a kann zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesbereich hergeleitet werden. Pötschen- und Pedataschichten dominieren. Auch die

mitteltriassischen, pelagisch beeinflussten Graukalke und -dolomite (Grafensteigkalk und -dolomit) entstammen dem gleichen faziellen Herkunftsgebiet.

Das Komponentenmaterial der liegenden Brekzienkörper (Abb. 29) stammt vorwiegend aus dem Zwiesselalmfaziesbereich i.w.S. Daneben treten vereinzelt kleine, mehrfach umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Typ: Massiger Hellkalk) auf. Sie wurden aus der Strubbergbrekzie Typ II,

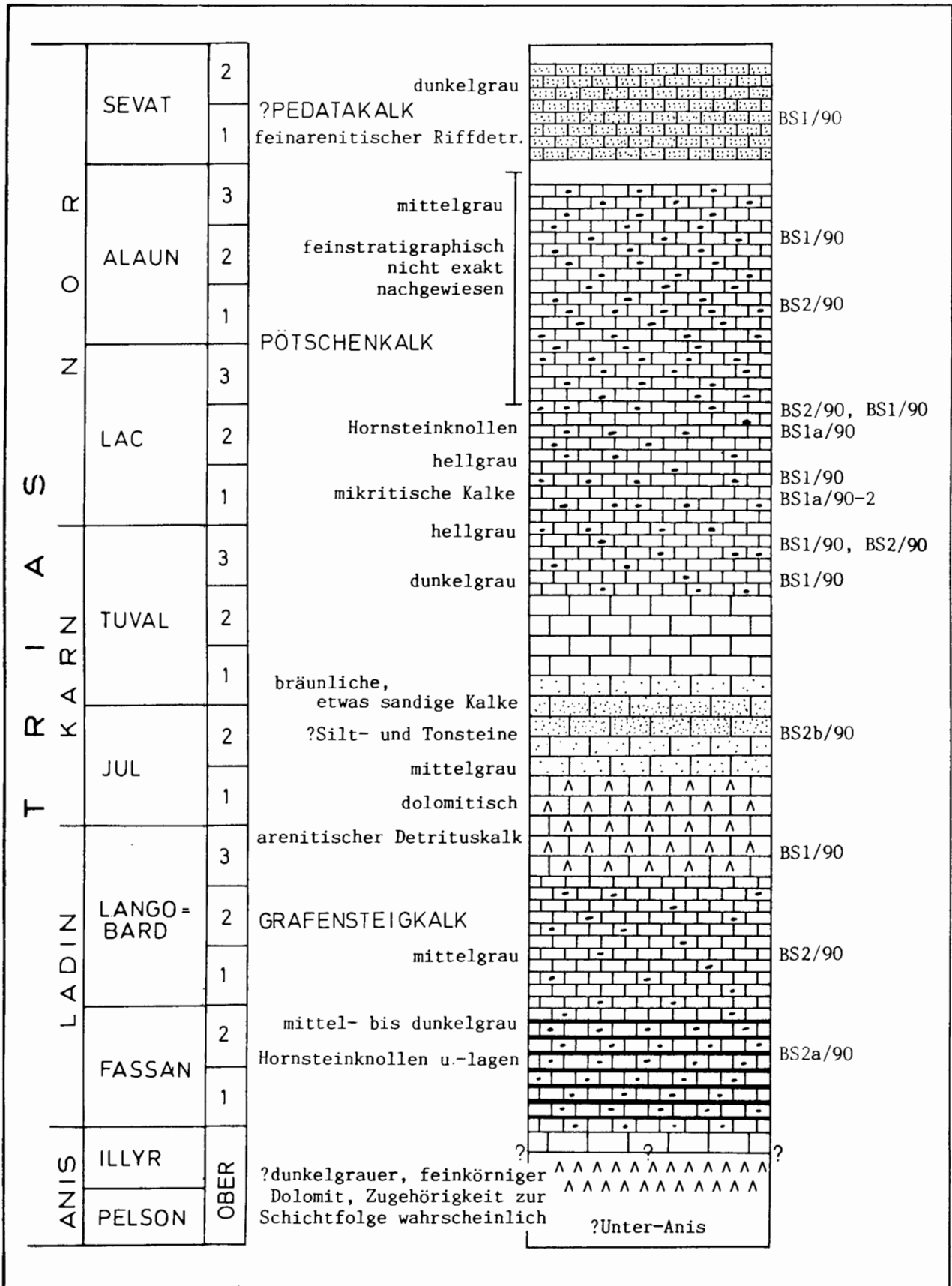


Abb. 20: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers am nordwestlichen Rand des Sattlbergschollenkomplexes (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).
Fig. 20: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northwest end of the Sattlberg (see GAWLICK 1992 for samples).

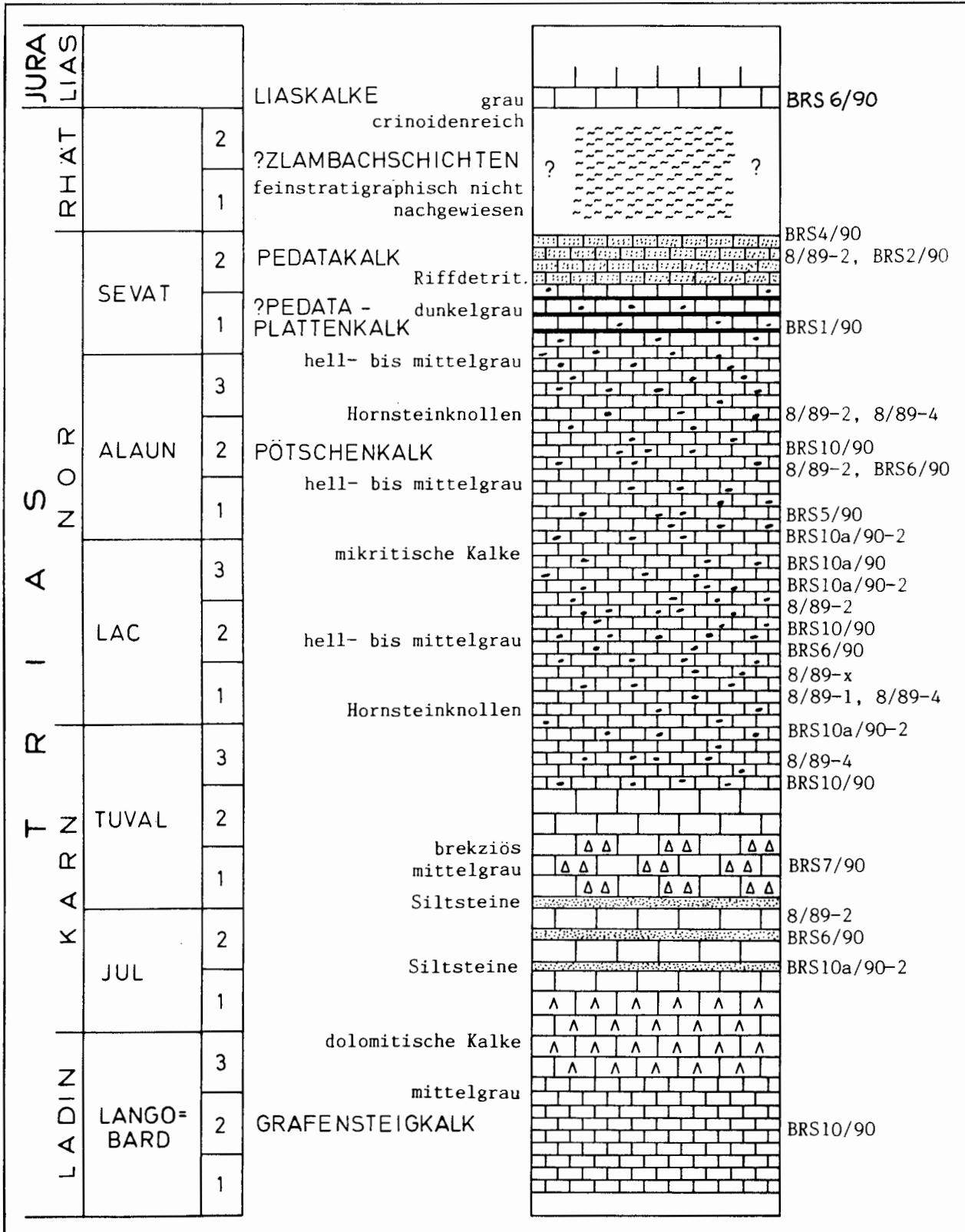


Abb. 21: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 21: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northern base of the Rauhes Sommereck (see GAWLICK 1992 for samples).

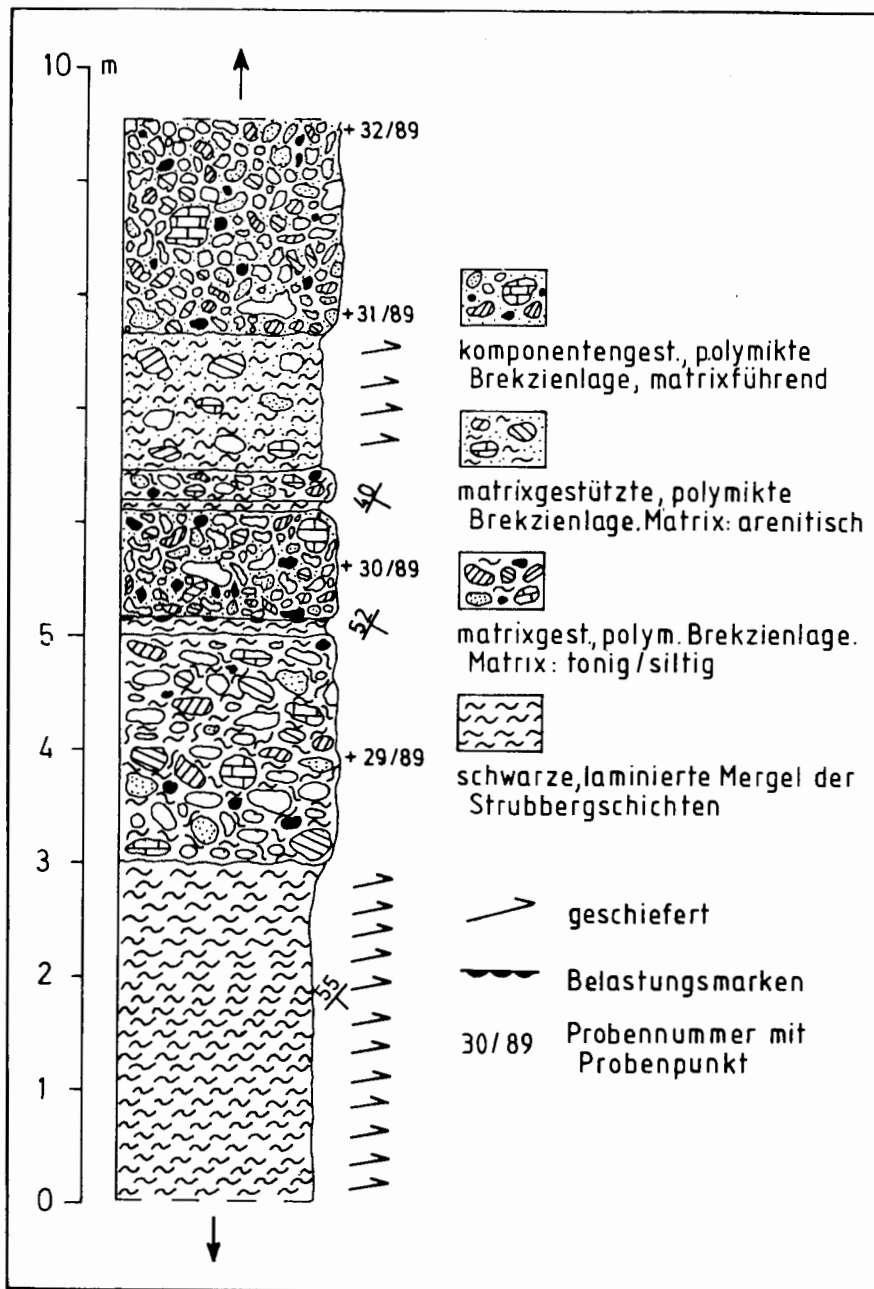


Abb. 22: Detailprofilanschnitt: aus mehreren Schüttungen aufgebauter Brekzienkörper an der Schönalm Forststraße: Nördliche Basis des Rauhen Sommereck in 740 m AN.

Fig. 22: Detailed section of the mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck adjacent to the Schönalm-Forststraße in 740 m AN, showing a many-layered composition.

Untertyp 1 mobilisiert, die als erste Brekzienkörpergeneration aus dem ursprünglichen Herkunftsgebiet der Hallstätter Salzbergfazies in den Sedimentationsraum des Zlambachfaziesbereiches geschüttet wurden. Bei der Mobilisierung des Komponentenmaterials der Strubbergbrekzie Typ 1a und der ersten, aus dem Zlambachfaziesraum stammenden Schollengeneration wurden auch Teile der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1 mobilisiert und umgelagert.

Die jüngeren Brekzienkörper (Abb. 29) führen keine umgelagerten Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum mehr. Pötschen- und Pedataschichten überwiegen. Das Komponentenmaterial dieser Brekzienkörper stammt vorwiegend aus einem Ablagerungsbereich, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und einem eingeschränkten, noch stark

karbonatplattformrand-beeinflußten, Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt. Vereinzelt treten kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich auf – Leckkogeldolomit, vermehrt karnische Silt- und Tonsteine sowie ?Mitteltriasdolomite. Im Hangenden schalten sich Megaolistholithe ein. Schließlich beendet die zweite, aus dem Zlambachfaziesraum stammende Schollengeneration die pelagische Sedimentation der Strubbergsschichten.

Das Komponentenspektrum der Strubbergbrekzie Typ 1a belegt, daß bereits im frühen Ober-Jura alle Ablagerungsräume des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert werden: zuerst der Hallstätter Salzbergfaziesraum, dann der Zlambachfaziesraum und schließlich der kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum.

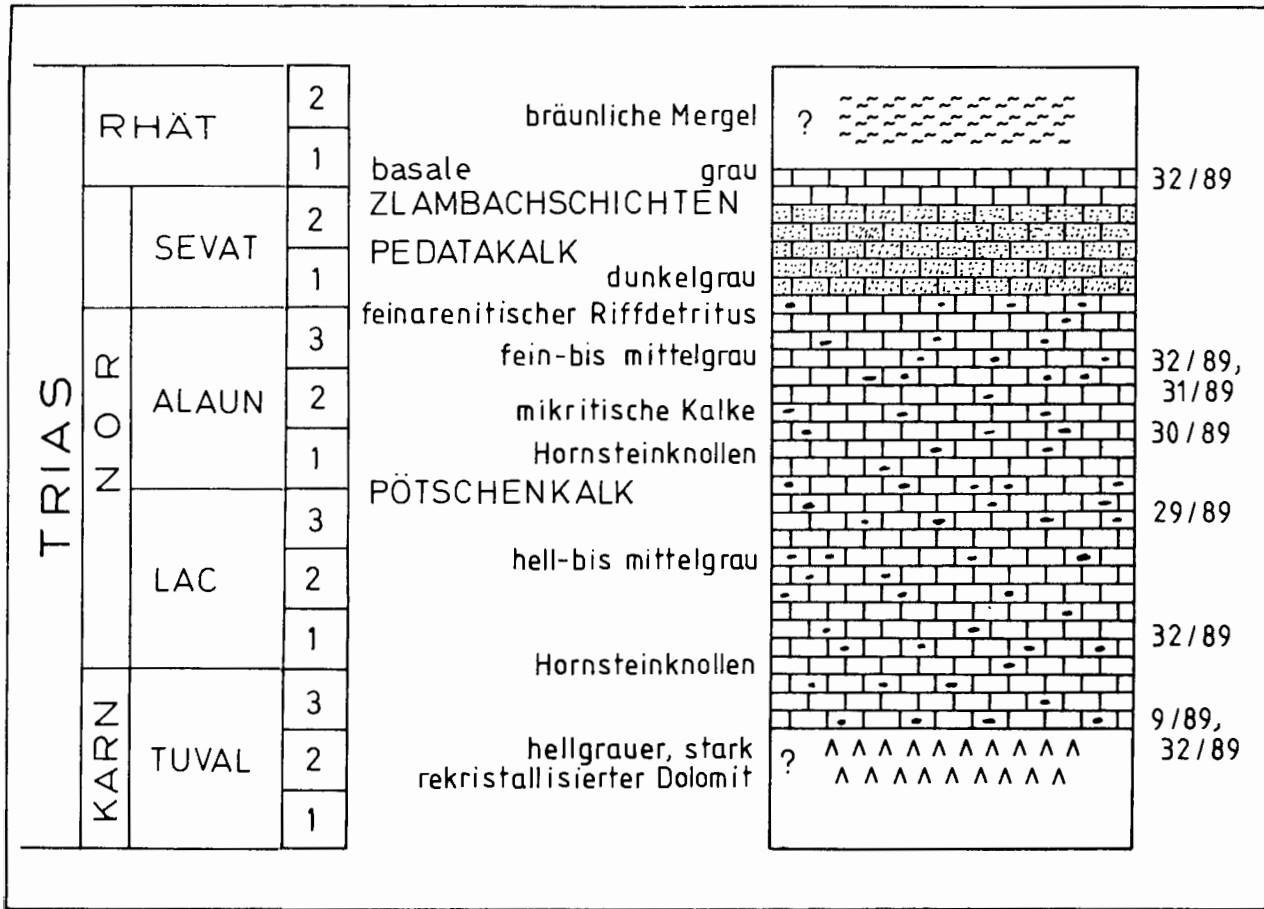


Abb. 23: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nordöstlichen Basis des Rauhen Sommereck in 740 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 23: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck in 740 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

4.2.1.2. Strubbergbrekzie Typ 1b

= Brekzienkörper, die nicht in den Strubberg-schichten eingelagert sind, aber als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten Strubberg-schichten und Strubberg-schichtenkomponenten führen.

Dieser Brekzienkörpertyp überlagert einzelne Gleitschollen und markiert das zeitliche Eingleiten. Einzelne Gleitschollen (z.B. Lammeregg-Schollenkomplex, Sattlberg-Liegendschollen) werden aufgrund ihrer Größe als Schollen abgetrennt; sie lagern als riesenhafte „Megaolistholithe“ in der Strubbergbrekzie Typ I.

Das Komponentenmaterial kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der litho- und mikrofaziell zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt. Komponenten aus der höheren Ober-Trias dominieren. Pötschendolomite fehlen weitgehend. Strubberg-schichtenkomponenten sind häufig. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Millimetern und metergroßen Olistholithen. Die Komponenten sind meist angerundet, das Run-

dungsgradspektrum ist nicht so variabel wie bei der Strubbergbrekzie Typ 1a, eckige Komponenten fehlen. Das Gefüge ist regellos. Die sedimentologische Charakteristik ist nicht mehr so heterogen wie bei der Strubbergbrekzie Typ 1a: neben komponentendominierten, matrixgestützten Brekzienkörpern treten komponentengestützte Brekzienkörper ohne Matrix auf.

Fehlen als Matrix Strubberg-schichten, sind die Brekzienkörper nur sehr schwer, aufgrund eines minimal anderen Komponentenbestandes oder durch den Nachweis von Strubberg-schichtenkomponenten von spät-obertriassischen Brekzienkörpern zu unterscheiden. Oft ist bei isolierten Brekzienkörpern eine Unterscheidung der Strubbergbrekzie Typ 1b ohne Matrix und spät-obertriassischen Brekzienkörpern nicht möglich.

Die Strubbergbrekzie Typ 1b gleicht in ihrem Komponentenbestand der Strubbergbrekzie Typ 1a, ist aber nicht innerhalb der Strubberg-schichten-Normalsedimentfolge eingelagert, sondern überlagert einzelne Schollenkomplexe, die aus dem Zlambachfaziesraum stammen. Die regionale Verbreitung ist gering und be-

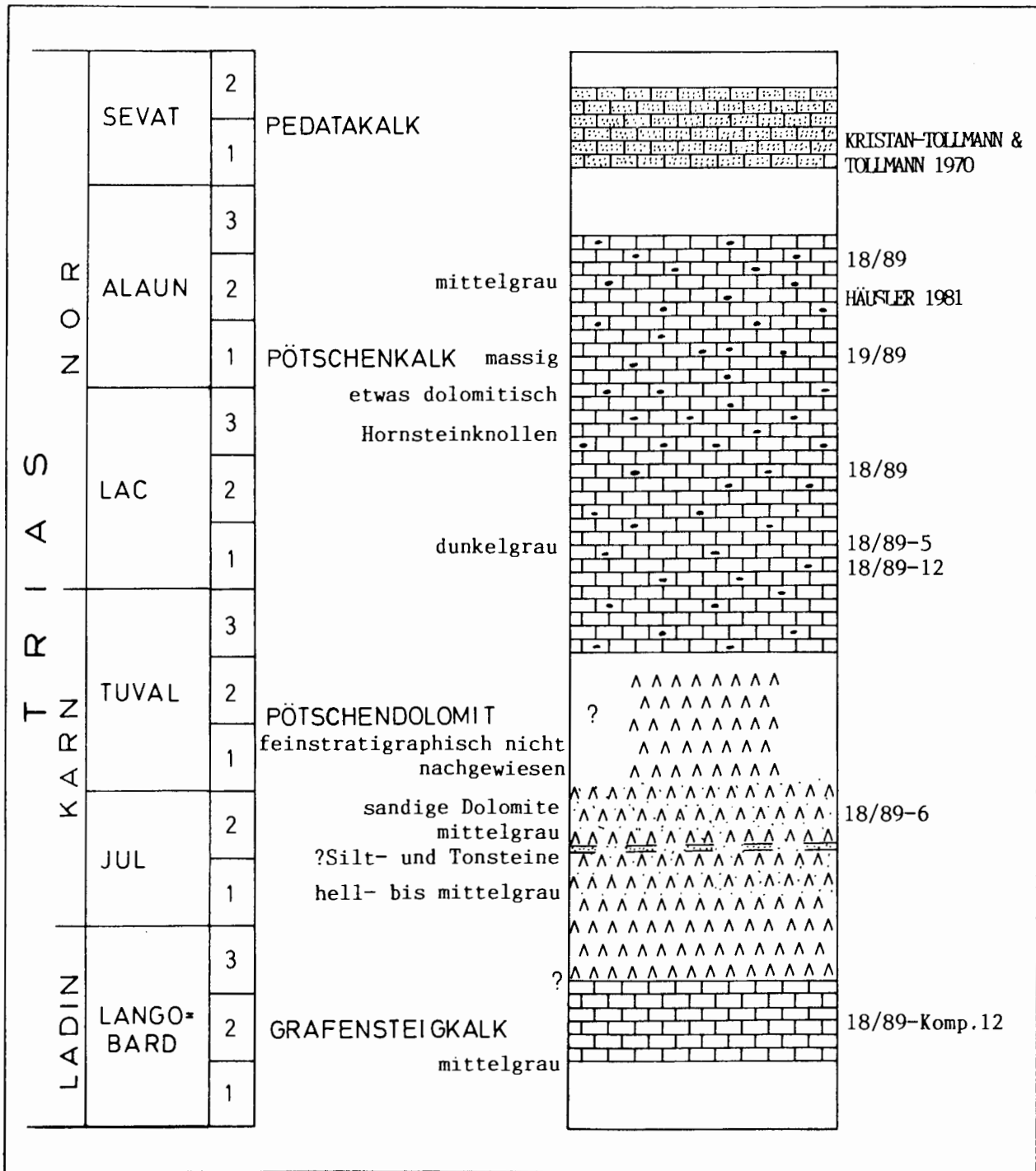


Abb. 24: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 24: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the ceiling-area of the Rauhes Sommereck (see GAWLICK 1992 for samples).

schränkt sich weitgehend auf den Lammeregg-Schollenkomplex. Daneben treten kleine Vorkommen im Bereich der östlichen Sattlberg-Liegendscholle auf, die aber nicht direkt mit den Vorkommen im Bereich des Lammeregg-Schollenkomplexes parallelisiert werden können.

Die Strubbergbrekzie Typ 1b markiert das zeitliche

Eingleiten der ersten Schollengeneration aus dem Zlambachfaziesraum. Der südost-nordwest streichende Brekzienkörper im Bereich der westlichen Gipfelregion des Lammeregg weist auf eine Schüttungsrichtung wahrscheinlich aus Süden bis Südosten, fehlende Rotation des Lammeregg-Schollenkomplexes vorausgesetzt.

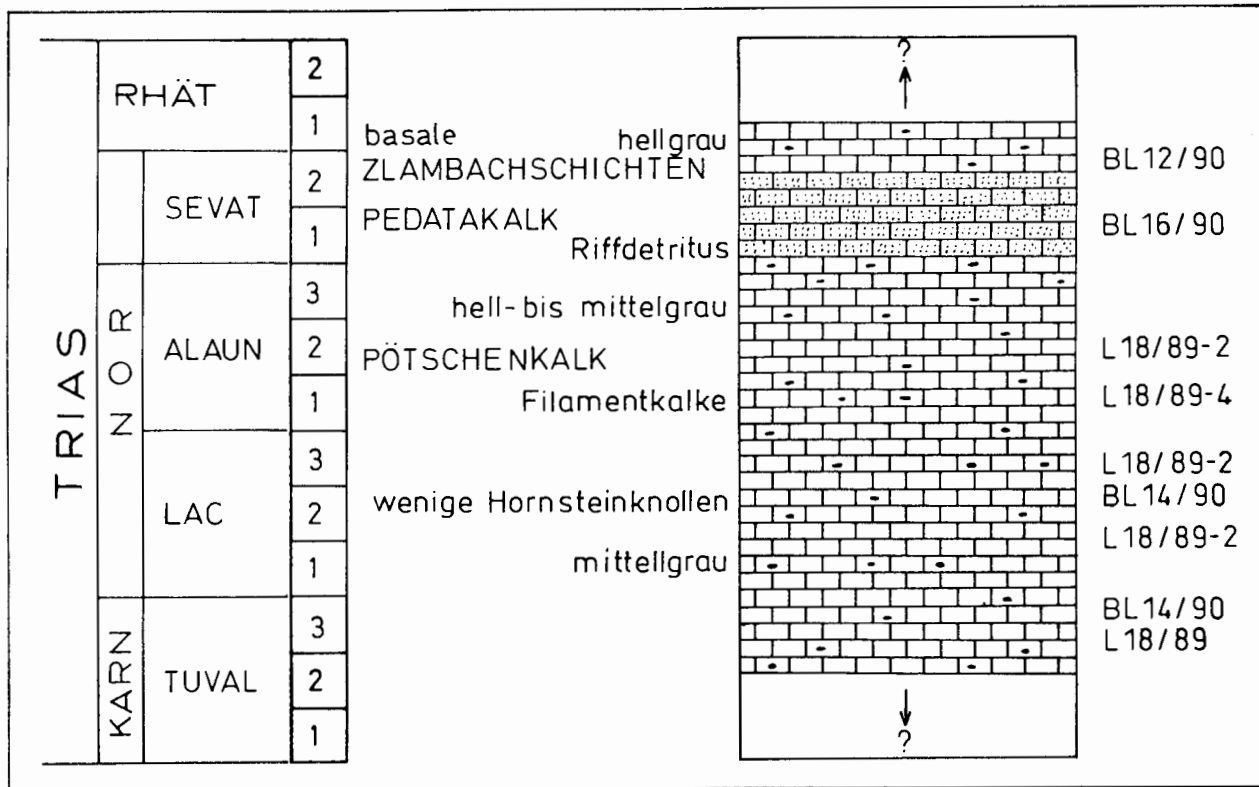


Abb. 25: Sammelrekonstruktion: mobilisierte Pötschenschichtfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper auf dem Lammeregg-Schollenkomplex (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 25: Pötschensequenz: compiled reconstruction of the original source area from the mass-flow deposits in the area of the Lammeregg (see GAWLICK 1992 for samples).

Lammeregg

Die Strubbergbrekzienkörper (Abb. 13, Brekzienkörper 7 — Abb. 29) an der Lammeregg-Nordseite, westlich der Gipfelregion in 740 m bis 760 m AN und im Gipfelbereich führen ausschließlich **Komponenten aus dem Zlambachfaziesbereich**. Pötschenkalke, Pedataschichten und Zlambachkalke dominieren. Es treten ausschließlich graue mikritische Kalke (sehr verschiedene Typen) auf, dazu vereinzelt Strubberg-schichtenkomponenten. Zwischen den einzelnen Komponenten tritt meist nur wenig Matrix auf.

In der **westlichen Gipfelregion** allerdings dominieren an der Basis des Brekzienkörpers matrixgestützte Partien. Dieser Brekzienkörper streicht von Südosten nach Nordwesten und ist nur geringmächtig. Im Komponentenbestand dominieren fossilarme Pedata-Plattenkalke und verschiedene Strubberg-schichtenkomponententypen: Graubrauner Mikrit, dunkelgrauer bis schwarzer Mikrit, dunkelgraue Kalkmergel und mikritische, sandig-siltige schwarze Kalke. Daneben treten Hornsteinknollen auf. Basal lagern die Komponenten in den schwarzen Manganschiefern der Strubberg-schichten; hier dominieren Strubberg-schichtenkomponenten. Im höheren Teil des Brekzienkörpers nimmt der Matrixanteil deutlich ab, der Komponentenbestand wird oligomikt.

Der Brekzienkörper an der **Lammeregg-Nordseite** südlich Wirrau in 540 m bis 580 m AN führt fast ausschließlich Pötschenkalkkomponenten und Kalke der Zlambachschichten. Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom höheren Karn bis in das Sevat/Rhät. Die Komponenten sind meist angerundet. Der Brekzienkörper zeigt ein komponentengestütztes Gefüge, die gelbgrauen Mergel in den Zwickeln zwischen den Komponenten sind bisher fossilleer. Strubberg-schichtenkomponenten sind selten und klein. Umlagerungserscheinungen sind häufig.

Der Brekzienkörper **im Gipfelbereich des Lammeregg-Schollenkomplexes** in 890 m AN besteht fast ausschließlich aus verschiedenen Pötschenkalkkomponenten. Nachgewiesen werden konnte eine lückenhafte Schichtfolge vom höheren Karn bis in das Sevat. Die Komponenten sind meist angerundet bis gut gerundet. Der Brekzienkörper zeigt ein komponentengestütztes Gefüge. Neben den Pötschenkalkkomponenten treten kleine schwarze Hornsteine und vereinzelt kleine Strubberg-schichtenkomponenten auf. Die Matrix bilden radiolarienführende, schwarzgraue typische Strubberg-schichtenmergel.

Diskussion: Herkunft des Komponentenmaterials Strubbergbrekzie Typ 1b

Das Komponentenmaterial der einzelnen Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1b kann aus **einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich vermittelt**.

4.2.2. Komponentenbestandsanalysen: Strubbergbrekzie Typ II

= Brekzienkörper, die fast ausschließlich Komponenten und Megaolitholithe aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum führen.

Diese Brekzienkörper überlagern einzelne Gleitschollen und stehen nicht im sedimentären Verband mit den

Strubbergsschichten. Strubbergsschichtenkomponenten fehlen meist. Als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten treten oft grünlichgraue, fossilere Mergel unbekannter stratigraphischer Stellung auf (meist an der Basis der aus mehreren Schüttungen aufgebauten Brekzienkörper), in den höheren Partien auch Strubbergsschichten-Normalsedimentähnliche Sedimente. Die Komponentengröße schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis zur hausgroßen Blöcken, vereinzelt treten auch größere Schollen auf.

Die einzelnen Komponenten sind in der Regel angerundet bis gut gerundet, eckige Komponenten mit beginnender Kantenrundung sind die Ausnahme. Das Gefüge ist meist regellos. Die sedimentologische Charakteristik dieser Brekzienkörper ist relativ homogen, matrixgestützte Brekzienkörper fehlen. Es gibt einzelne Schüttungen, die oft nur einen halben Meter mächtig sind. Komponentengestützte Brekzienkörper mit verschiedenartiger Matrix zwischen den einzelnen Komponenten dominieren. Matrixfreie Brekzienkörper sind selten. Die Strubbergsschicht Typ II tritt einerseits als Überlagerung von Gleitschollen (speziell dem Lammeregg-Schollenkomplex) auf und wird stellenweise überlagert von der Strubbergsschicht Typ Ib, andererseits tritt die Strubbergsschicht Typ II an der Basis von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum i.w.S. auf. Die regionale Verbreitung der Strubbergsschicht Typ II ist gering, sie beschränkt sich auf den Lammeregg-Schollenkomplex und den Rabenstein (Abb. 2).

Aufgrund der litho- und mikrofazialen Ausbildung des Komponentenmaterials, der Matrix zwischen den Komponenten und der rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolge aus dem Komponentenbestand wird die Strubbergsschicht Typ II in mehrere Untertypen unterteilt. Die einzelnen Untertypen wurden, obwohl sie heute, vor allem im Gipfelbereich des Lammeregg-Schollenkomplexes, neben- und übereinander lagern, in sehr unterschiedlichen Stadien der früh-oberrjurassischen Tektonik mobilisiert und abgelagert.

4.2.2.1. Untertyp 1

Das Komponentenmaterial der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 kann zum größten Teil **aus einem Ablagerungsbereich** des triassischen Kalkalpensüdrandes hergeleitet werden, der dem typischen **Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Buntkalkschwelle)** nahesteht. Strubbergsschichtenkomponenten fehlen. Verschiedene tiefpelagische Kieselkalk- und Radiolaritkomponenten treten auf, die aufgrund ihrer mikro- und lithofazialen Ausbildung (vgl. Brekzienkörper im südlichen Lammeregg-Gipfelbereich zwischen 830 m und 890 m AN) aus einem mit dem **Meliatikum** der Westkarpaten vergleichbaren Ablagerungsraum des triassischen Kalkalpensüdrandes hergeleitet werden

können (vgl. MANDL & ONDREJICKOVA 1991). Das Meliaticum schloß sich tethyswärts dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich (= Buntkalkschwelle) an (vgl. Meliata – Hallstatt Ozean; KOZUR 1991).

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus bunten Mergeln unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Sie zeigt keinerlei Ähnlichkeiten mit der Strubbergsschichtenmatrix.

Die Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 lagert direkt auf den Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und wird sowohl von der Strubbergsschicht Typ Ib als auch von der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 2 überlagert.

Die Lagerung, die mikro- und lithofaziale Ausbildung des Komponentenmaterials und die daraus rekonstruierbare mobilisierte Schichtfolge sowie die Ausbildung der Matrix belegen, daß dieser Brekzienkörpertyp aus einem sehr **frühen Stadium** der Mobilisierung des ehemaligen Kalkalpensüdrandes stammt. In den Ablagerungsbereich des triassischen Zlambachfaziesraumes geschüttet, wurde dieser Brekzienkörpertyp bei der Mobilisierung des Zlambachfaziesraumes remobilisiert. Kleine Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum i.w.S. in der Strubbergsschicht Typ Ia belegen die mehrfache Umlagerung.

Bei der Ablösung der Zlambachfazies-Schollen wurde die Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 als sedimentäre Auflagerung des Lammeregg-Schollenkomplexes zusammen mit dem Lammeregg-Schollenkomplex in das Lammerbecken verfrachtet, **d.h. die Ablagerung der Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 1 erfolgte nicht im Bereich des Lammertales, sondern im ursprünglichen fazialen Herkunftsgebiet des Lammeregg-Schollenkomplexes.**

Lammeregg-Schollenkomplex

Der Brekzienkörper im südlichen Gipfelbereich des Lammeregg zwischen 830 m und 890 m AN ist heterogen aufgebaut. Mehrere Schüttungen sind erkennbar. Es treten ausschließlich Komponenten aus einem pelagischen Hallstätter Buntkalkfaziesbereich auf: Unterkarnischer Hellkalk, Äquivalent des Roten Bankkalkes, Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk und pelagische Zlambachschichten. Die nachgewiesene, lückenhafte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Sevat/?Rhät (vgl. Rekonstruktion Abb. 26) und steht sowohl litho- als auch mikrofazial der typischen Hallstätter Salzbergfazies (= Buntkalkschwelle) nahe (Kap. 3.2.1.3.).

Die Komponenten des komponentengestützten Brekzienkörpers sind von einer grüngelben, fossilfreien mergeligen Matrix unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft umgeben. Strubbergsschichtenkomponenten oder Strubbergsschichtenmatrix konnten nicht nachgewiesen werden. Der Brekzienkörper lagert direkt auf Pötschenschichten verschiedener stratigraphischer Stellung und wird von anderen Brekzienkörpern überlagert: von Strubbergsschicht Typ II, Untertyp 2 im nördlichen und westlichen Gipfelbereich und Strubbergsschicht Typ Ib im engeren Gipfelbereich in 890 m AN.

Das den Aufbau des Brekzienkörpers dominierende Komponentenmaterial zeigt einen offen marinen Charakter. Die rekonstruierte Schichtfolge läßt auf einen offen marinen Ablagerungsraum schließen, der sich tethyswärts der Buntkalkschwelle angeschlossen haben könnte. Das Material des Brekzienkörpers kann aufgrund des Auftretens von triassischem Kieselkalken und Radiolariten vom tethyswärtigen **Rand der Hallstätter Buntkalkschwelle hergeleitet werden**. Kein Dolomit in der mobilisierten Schichtfolge und Anklänge an den typischen Roten Bankkalk der Buntkalkschwelle im Tuval belegen diesen Trend.

4.2.2.2. Untertyp 2

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 führt ausschließlich Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich und ist nicht innerhalb der Strubbergschichten-Normalsedimentfolge eingelagert. Im **nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg** überlagert dieser Brekzientyp (Abb. 13, Brekzienkörpertyp 9 — Abb. 29) die Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1. Megaolitholithe sind eingelagert. Es wurden nur Komponenten des Massigen Hellkalkes und des Hangendrotkalkes nachgewiesen. Strubbergschichtenkomponenten fehlen.

Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten besteht aus rostroten, teilweise braungelben fossilereen Mergeln unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Sie zeigt keinerlei Ähnlichkeit mit der Strubbergschichtenmatrix.

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg läßt sich **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**.

An den Hallstätter Kalken und Dolomiten der **südwestlichen Basis des Rabensteins** westlich des Egelsees lagert unterhalb der Oberalmer Schichten ein Brekzienkörper, der weitgehend der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 des nördlichen und westlichen Lammeregg-Gipfelbereiches entspricht. Es konnten nur Komponenten des Hangendrotkalkes und des Hangendgraukalkes sicher nachgewiesen werden. ?Zlambachkalk- und ?Liasalkalkkomponenten sind wahrscheinlich. Strubbergschichtenkomponenten fehlen.

Die Matrix zwischen den Komponenten besteht, wenn vorhanden, aus graugelben, fossilereen Mergeln, die keine Ähnlichkeit mit den Strubbergschichtenmergeln zeigt. Meist ist der komponentengestützte Brekzienkörper aber matrixfrei oder sehr matrixarm.

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der südwestlichen Basis des Rabensteins läßt sich **aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum herleiten**. Aufgrund des geringen stratigraphischen Umfangs der mobilisierten Schichtfolge ist es aber nicht möglich, Aussagen über die genaue Herkunft des Komponentenmaterials innerhalb des Hallstätter Buntkalkfaziesraumes zu tref-

fen. Eine Herkunft aus dem gleichen faziellen Herkunftsgebiet wie die Gollinger Hallstätter Schollen ist aufgrund der faziellen Ausbildung des Komponentenmaterials, der Häufigkeit des Hangendrotkalkes und der Lagerungsverhältnisse wahrscheinlich.

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 2 an der südwestlichen Basis des Rabensteines wird im Süden von steil nach Süden einfallenden Oberalmer Schichten überlagert. Der sedimentäre Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse des Brekzienkörpers an der Hallstätter Schichtfolge der Rabenstein-scholle unterhalb der Oberalmer Schichten und der Komponentenbestand zeigen, daß die Ablagerung dieses Brekzienkörpers kurz vor dem Eingleiten der Gollinger Hallstätter Schollen aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum, aber noch vor dem Beginn der Sedimentation der Oberalmer Schichten erfolgte. Die Gollinger Hallstätter Schollen in Hallstätter Buntkalkfazies sind in das nordwestliche Lammerbecken vor dem Sedimentationsbeginn der Oberalmer Schichten im ?Kimmeridge/Tithon (HÄUSLER 1981a: 155) eingeglitten, zeitäquivalent mit den Brekzienlagen der höheren Tauglbodenschichten (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, DIERSCHKE 1980:37). Sie werden von den Oberalmer Schichten überlagert.

Lammeregg-Schollenkomplex: nördlicher und westlicher Gipfelbereich

Der nördliche und westliche Gipfelbereich des Lammeregg wird von verschiedenen Hallstätter Kalk Megaolitholithen der Hallstätter Buntkalkfazies aufgebaut, die in polymikter Strubbergbrekzie lagern. Der komponentengestützte Brekzienkörper führt ausschließlich Komponenten aus dem gleichen Faziesraum. Die lückenhaft nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge reicht vom tieferen Lac bis in das höhere Alaun.

Die Komponenten schwimmen in einer rostroten Matrix oder braungelben, meist mergeligen Matrix unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft. Strubbergschichtenkomponenten oder Strubbergschichtenmatrix konnten nicht nachgewiesen werden.

Der Brekzienkörper lagert direkt auf den Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes und der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 1. Die Lagerungsverhältnisse zu dem Brekzienkörper der Strubbergbrekzie Typ 1b im Gipfelbereich sind aufgrund der dichten Bewaldung und der jüngeren tektonischen Überprägung bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nicht exakt zu verfolgen (Überlagerung ist wahrscheinlich).

Der Komponentenbestand des Brekzienkörpers läßt sich (mit Einschränkung) **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**.

Rabenstein

Der Brekzienkörper an der südwestlichen Basis des Rabensteines, östlich des Egelsees zwischen 520 m und 570 m AN, lagert an der Hallstätter Schichtfolge der Rabenstein-scholle. Fast matrixfrei, führt der Brekzienkörper fast ausschließlich angerundete bis gut gerundete Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich. Hangendrotkalkkomponenten und Hangendgraukalkkomponenten dominieren. Zlambachkalk- und Liasgraukalkkomponenten sind aufgrund der litho- und mikrofaziellen Ausbildung der Komponenten und der Fauna wahrscheinlich. Die Komponenten sind meist zwischen fünf und zwanzig Zentimetern groß, größere oder kleinere Komponenten sind selten. Die aus dem Komponentenmaterial nachgewiesene mobilisierte Schichtfolge reicht vom Alaun bis in das Rhät/?Lias.

Die Matrix des komponentengestützten, sehr matrixarmen Brekzienkörpers besteht aus graugelben, fossilfreien Mergeln

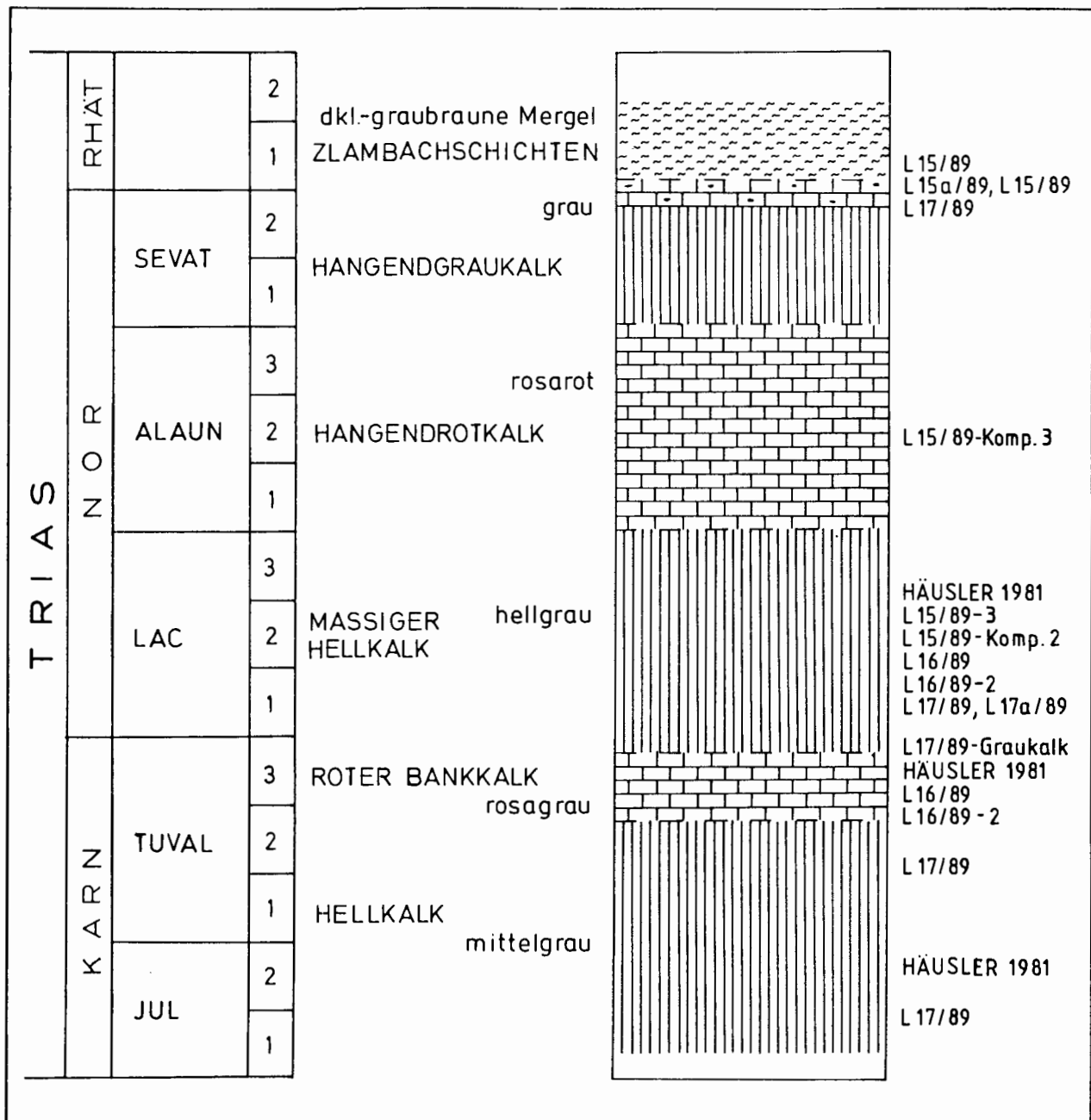


Abb. 26: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Komponentenmaterial des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite zwischen 830 m und 890 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 26: Hallstatt Limestone Sequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg between 830 m to 890 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

unbekannter stratigraphischer Stellung.

Im unteren Bereich des Brekzienkörpers dominieren Graukalkkomponenten, meist Hangendgraukalk. Das Komponentenmaterial ist deutlich fossilärmer als im höheren Brekzienkörperbereich, in dem Rotkalkkomponenten, meist Hangendrotkalkkomponenten, dominieren. Wichtig ist, daß bereits im Alaun 2 ein grauer Kalk den Hangendrotkalk in dem faziellen Herkunftsgebiet des Komponentenmaterials ersetzt. Eine Herkunft des Komponentenmaterials aus dem gleichen ursprünglichen Sedimentationsgebiet wie die Gollinger Hallstätter Schollen ist wahrscheinlich, Umlagerungserscheinungen treten vereinzelt, vor allem in den Hangendrotkalkkomponenten im höheren Brekzienkörperbereich auf (?triassische Umlagerungserscheinungen).

4.2.2.3. Untertyp 3

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 führt **vorwiegend Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich**. Daneben treten **vereinzelt kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich** und Strubberg-schichtenkomponenten auf. Die Matrix dieses komponentengestützten Brekzienkörpers besteht aus radiolarienführenden, schwarzbraunen Strubberg-schichtenmergeln.

Der Brekzienkörper überlagert im südwestlichen Gipfel-



Abb. 27: Schematische Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Brekzienkörper im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 27: Hallstatt Limestone Sequence: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the northern and western ceiling area of the Lammeregg (see GAWLICK 1992 for samples).

bereich des Lammeregg die Pötschenschichten des Lammeregg-Schollenkomplexes. Die regionale Verbreitung dieses Untertyps ist kleinräumig.

Die Lagerungsverhältnisse, die mikro- und lithofaziale Ausbildung des Komponentenmaterials und die daraus rekonstruierbare mobilisierte Schichtfolge sowie die Ausbildung der Matrix belegen, daß dieser Brekzientyp im Bereich des Lammerbeckens **nach** dem Eingleiten der Schollen aus dem Zlambachfaziesbereich sedimentiert wurde. Das **Komponentenmaterial** kann zum größten Teil **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich hergeleitet** werden. Das Auftreten von Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich belegt, daß zur Zeit der Ablagerung der Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 sowohl Material aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich als auch **aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich** mobilisiert wurde.

Die Strubbergbrekzie Typ II, Untertyp 3 repräsentiert die letzte Brekzienkörpergeneration im Bereich des Lammerbeckens vor dem Eingleiten der Schollen aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich (z.B. Holzwehralmschollenkomplex) und aus dem kalkhochalpinen Dachsteinfaziesbereich.

Mit dem Eingleiten des Schwarzenbergkomplexes aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich endet die nachweisbare früh-oberrjurassische Sedimentation im Bereich des südlichen Lammerbeckens am Tennengebirgsnordrand.

Die Akkumulation mächtiger flyschoider Karbo-

natbrekzien wird nach Norden verlagert; dokumentiert durch die „Oberalmer Basisbrekzie“ (SCHLAGER 1960; Mass-flow deposit nach WÄCHTER 1987) am Nordrand der früh-oberrjurassisch gehobenen Trattbergschwelle (SCHLAGER, M. ab 1953; DIERSCHKE 1980; PLÖCHINGER 1953, 1987, 1990) und am Nordrand des Göllkomplexes (KÜHNEL 1925; 1929; DEL-NEGRO 1972) und die Tauglbrekzien (SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. 1969; SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. 1973; DIERSCHKE 1980).

Lammeregg-Schollenkomplex

Der vor allem aus länglichen Komponenten bestehende, meist matrixarme, komponentengestützte polymikte Brekzienkörper (Abb. 13), Brekzienkörpertyp 9 — Abb. 29) an der Lammeregg Südseite in 810 m AN führt **vorwiegend Komponenten aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich**. **Daneben treten Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich**, Hornsteine und Strubbergschichtenkomponenten auf. Die Korngröße nimmt zum Hangenden ab. Vereinzelt treten sandig verwitternde Strubbergschichtenkomponenten, radiolarienführende Strubbergschichtenkomponenten und Hornsteine (Ladin) auf. Die meist länglichen, bis zwanzig Zentimeter großen Komponenten zeigen eine Tendenz zur Einregelung. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist nicht festzustellen, ob die Verteilung von Grob- und Feinbrekzien regelmäßig über den Brekzienkörper verteilt ist. Manche Komponenten zeigen Spuren tektonischer Beanspruchung, die sich an den Korngrenzen nicht fortsetzen.

Als Matrix zwischen den Komponenten treten radiolarienführende schwarzbraune Strubbergschichtenmergel auf.

Nachweisbar ist eine lückenhafte Schichtfolge vom Langobard bis in das Sevat (Abb. 28). Der überwiegende Teil des Komponentenbestandes des Brekzienkörpers läßt sich **aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich herleiten**. Die

litho- und mikrofazielle Ausbildung der Komponenten, der Anteil an dolomitischen Komponenten, der nachgewiesene Schichtumfang und das Fehlen eines Rotkalkes im Tuval stimmen weitgehend mit der Schichtfolge des Holzwehrsollenenkomplexes überein.

4.2.3. Korrelation der Strubbergbrekzienkörper

Für die Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Brekzienlagen in der Strubbergschichtenfolge des früh-oberrjurassischen Lammerbeckens ist die Kenntnis der jeweils mobilisierten gesamten ursprünglichen Schichtfolge wichtig (Kap. 4.2.).

Die einzelnen Strubbergbrekzienkörper im Bereich des westlichen Lammertales (Abb. 2, Abb. 13) können aufgrund des Komponentenbestandes, der relativen Lage im Gelände zueinander, der Lösungscharakteristik des Komponentenbestandes und unter Berücksichtigung des Rundungsgrades miteinander korreliert werden. Aus der regionalen Verteilung der Brekzienkörper und ihrer Lage zueinander können Aussagen über die ungefähre Schüttungsrichtung des Komponentenmaterials gewonnen werden: **Das Komponentenmaterial der Strubbergbrekzienkörper wurde generell aus Süden bis Südosten in das Lammerbecken geschüttet.** Sowohl die Lagerung und die sedimentologische Ausbildung der Brekzienkörper als auch die litho- und mikrofazielle Ausbildung der Strubbergschichten lassen auf eine Akkumulation des Komponentenmaterials der Brekzienkörper und der ersten und zweiten Schollengeneration am Hang eines sich generell nach Norden eintiefenden Ablagerungsraumes schließen (vgl. dazu DAMUTH et al 1988).

Die Brekzienkörper des Sattlberg-Westprofils (Abb. 9) und im Infanggraben repräsentieren die erste Brekzienkörpergeneration im Bereich des Lammertales.

Die Brekzienkörper **1** und **2** (Abb. 29) bestehen vorwiegend aus dem Komponentenmaterial des proximalen Zlambachfaziesraumes (Zwieselalmfazies). Strubbergschichtenkomponentenmaterial ist häufig. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Rhät oder den Lias.

Im Brekzienkörper **3** reicht die mobilisierte Schichtfolge stratigraphisch bereits bis in das Pelson hinunter. Das Liefergebiet besteht aus einer primär unterschiedlichen Schichtfolge ähnlich dem Lammeregg-Schollenkomplex. Resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum, eine Pötschendolomitfolge vom Jul bis in das Alaun und Kieseldolomitmegaolitholithe kündigen das Eingleiten der ersten Schollengeneration (z.B. Lammeregg-Schollenkomplex) an.

Die gesamte triassische Schichtfolge des proximalen Zlambachfaziesraumes (Zwieselalmfazies i.w.S.) wird also mobilisiert. Die stratigraphische Basis des kalk-

hochalpinen Sedimentstapels liegt frei. Die Werfener Schichten Scholle an der östlichen Basis des Lammeregg-Schollenkomplexes wird mobilisiert und gleitet in das Lammerbecken ein. Unmittelbar darauf folgte der Lammeregg-Schollenkomplex mit bereits auflagernden Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich herzuleiten ist und die triassische Kieselkalke und Radiolarite des Meliatikums führen (Kap. 4.2.2.). Komponentenmaterial aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlt.

Die Brekzienkörper **4**, **5** und **6** führen ausschließlich Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesraum. Die litho- und mikrofazielle Ausbildung des Komponentenmaterials und die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. und dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich. Komponenten aus der Ober-Trias dominieren. Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum oder dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Langobard bis in den Lias.

Die Brekzienkörper **7** (Kap. 4.2.1.2.), die den Lammeregg-Schollenkomplex überlagern, führen ein fast identisches Komponentenspektrum wie der Brekzienkörper **6** im Bereich der Infangalm.

Die Brekzienkörper **8** und **8a** repräsentieren die letzte Brekzienkörpergeneration innerhalb der Strubbergschichten und führen ein ähnliches Komponentenspektrum wie die Brekzienkörper **4**, **5**, **6** und **7** aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen den Schichtfolgen des Zlambachfaziesraumes i.e.S. und der eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfazies. Im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck sind Megalolitholithe und die östliche Sattlberg-Liegendscholle einsedimentiert. Die mobilisierte Schichtfolge umfaßt Ladin bis Rhät; zur Zeit der Mobilisierung der Brekzienkörper **8** und **8a** waren also bereits stratigraphisch liegende Serien angeschnitten, die in den Brekzienkörpern **4** bis **7** noch nicht nachweisbar sind. Komponenten aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesraum fehlen. Der Brekzienkörper **8** im Bereich der westlichen Sattlberg-Liegendscholle führt bereits erste kleine Komponenten aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, d.h.: **bereits während der Sedimentation der Strubbergschichten im basalen Oxford wird Material aus allen Faziesräumen des triassischen Kalkalpensüdrandes mobilisiert und nach Norden in das Lammerbecken geschüttet.**

Fast gleichzeitig mit dem Eingleiten der zweiten Schollengeneration aus dem Zlambachfaziesbereich i.e.S. wird Material aus dem eingeschränkten Hallstätter

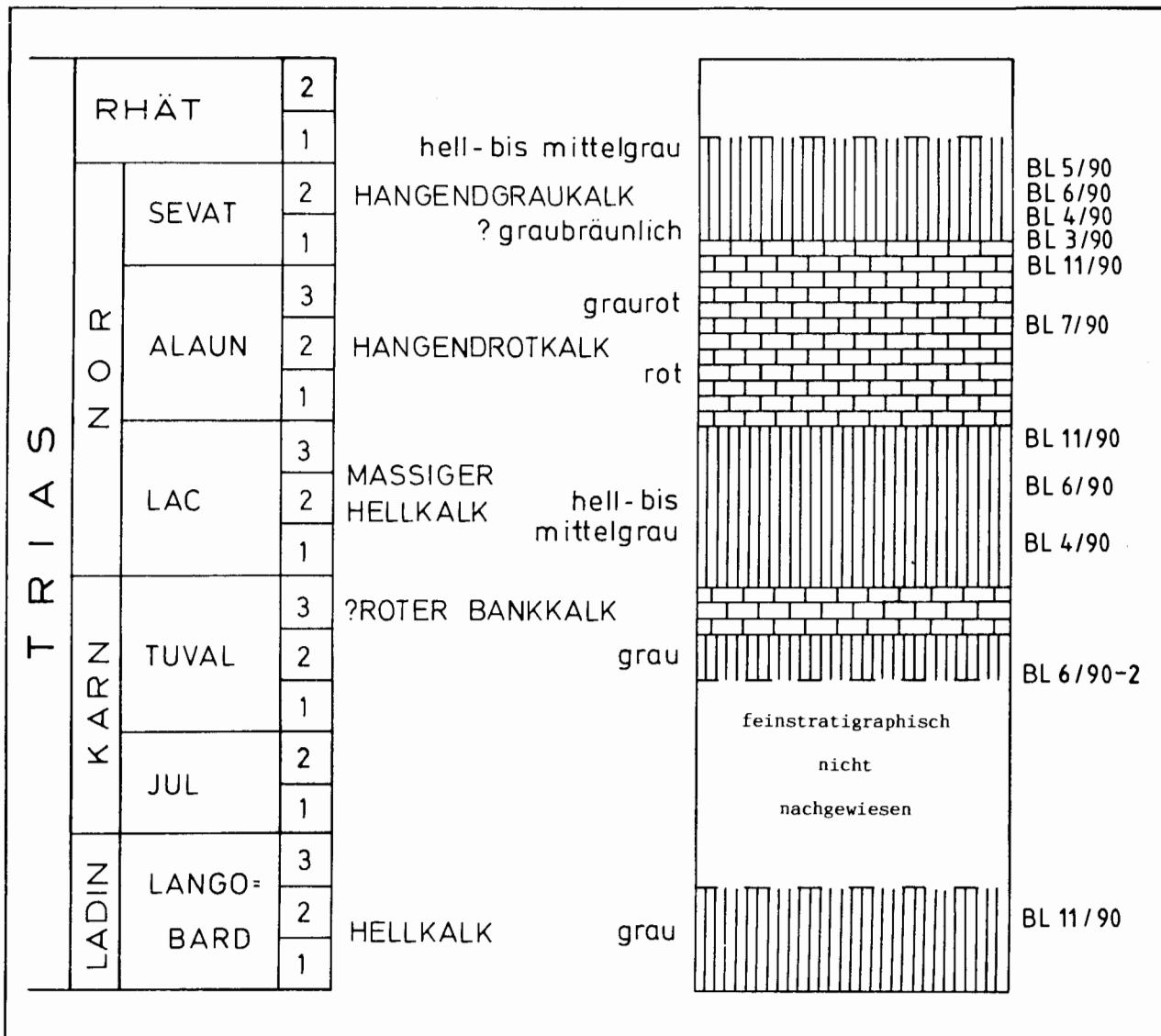


Abb. 28: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk-Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite in 810 m AN (Probennummern: siehe GAWLICK 1992).

Fig. 28: Hallstatt Limestone Facies: Reconstruction of the original source area. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg in 810 m AN (see GAWLICK 1992 for samples).

Buntkalkfaziesraum mobilisiert und in das Lammerbecken geschüttet. Die mobilisierte Schichtfolge des Brekzienkörpertyps 9 im Hangenden des Lammeregg-Schollenkomplexes gleicht litho- und mikrofaziell der Schichtfolge des eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereiches. Es treten Hallstätter Kalk Megaolistholithe auf, die das Eingleiten der dritten Schollengeneration aus dem eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesbereich anzeigen. Daneben tritt verstärkt Material aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich hinzu. Das Komponentenmaterial kündigt bereits das Eingleiten des Schwarzenbergkomplexes an.

5. Geodynamische Entwicklung

5.1. Entwicklungsgeschichte des Lammerbeckens

In der **Ober-Trias** dokumentiert sowohl die Schichtfolge am Tennengebirgsnordrand (Abb. 3) als auch die Schichtfolge am Osterhorngruppensüdrand (Abb. 6) die typische kalkvoralpine Faziesentwicklung.

Am **Tennengebirgsnordrand** folgen über dem gebankten, in Loferer Fazies ausgebildeten norischen Dachsteinkalk gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auftauchhorizonte, darüber Einlagerungen von Kössener Schichten, die im Hangenden wieder von megalodontenführendem, gebanktem Dachsteinkalk überlagert werden (Kap. 3.1.1.1.).

Am **Osterhorngruppensüdrand** wird der unternorische Hauptdolomit von einer Kalk/Dolomit-Wechselfolge (Plattenkalk) überlagert, die allmählich in gebankten, megalodontenführenden Dachsteinkalk übergeht. Im Hangenden entwickeln sich unter Einlagerung von Detrituskalken und Mergellagen die Kössener Schichten, die von rhätischem Dachsteinriffkalk überlagert werden (Kap. 3.1.2.1.).

Von der **Trias/Jura-Grenze** an beginnt die Obertrias-karbonatplattform zu zerbrechen. Die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder weist am **Tennengebirgsnordrand** auf ein im Norden gelegenes unterjurassisches Riftbecken hin, stellenweise wahrscheinlich mit Halbgrabenstruktur (Kap. 3.1.1.2.). Im proximalen Bereich belegen liassische Spalten den sich dehrenden Ablagerungsraum und weisen auf eine nördlich gelegene liassische Bruchzone hin. Am östlichen Tennengebirgsnordrand treten als Anzeiger für steile Hänge basal Megabrekzien auf, die fast ausschließlich aus Dachsteinkalkkomponenten und großen Dachsteinkalkblöcken bestehen. Am westlichen Tennengebirgsnordrand belegen Liashornsteinknollenkalke die tieferen Beckenbereiche (Kap. 3.1.1.2.). Die Liassedimentation konnte stratigraphisch bis in das Toarcium belegt werden, Aalenium bis ?tieferes Callovium konnten nicht nachgewiesen werden.

Am Südrand der **Osterhorngruppe** reicht die stark deformierte Schichtfolge aus Rot- und Graukalken bis in den höheren Lias, Brekzienkörper mit Dachsteinkalkkomponenten fehlen. Sedimente des Dogger sind bisher nicht nachgewiesen worden.

An der **Dogger/Malm-Grenze** wird die Sedimentation am **Tennengebirgsnordrand** vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz des Lammerbeckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Als Äquivalent des Unteren Radiolarites werden im Lammerbecken vom ?höheren Callovium bis zum mittleren Oxfordium die Strubbergsschichten abgelagert (Kap. 4.1.). Die Mächtigkeit der Beckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeegrabenfüllung interpretierbar ist (Kap. 4.1.3.), erreicht 1500–2000 Meter: Im Liegenden dominieren gebankte Kieselkalke bis Radiolarite und dünnschichtige Mergel, im Hangenden sind mächtige Brekzienkörper und Gleit-schollen in die Strubbergsschichtenfolge eingelagert (Kap. 4.2.), die die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront repräsentieren. Mit dem Eingleiten der letzten Schollengeneration aus dem kalkhochalpinen Dachsteinfaziesraum (Kap. 4.2.) endet die

Sedimentation am Tennengebirgsnordrand im Bereich des Lammerbeckens. Die zeitliche Abfolge der Sedimentation im Lammerbecken spiegelt die Sedimentation an einem Aktiven Kontinentalrand wider (Kap. 4.1., Abb. 31). Noch vor der Sedimentation des Oberen Radiolarites wird das Lammerbecken gehoben (Kap. 4.1.3. und DIERSCHKE 1980), wahrscheinlich durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvorpalpinen Raum.

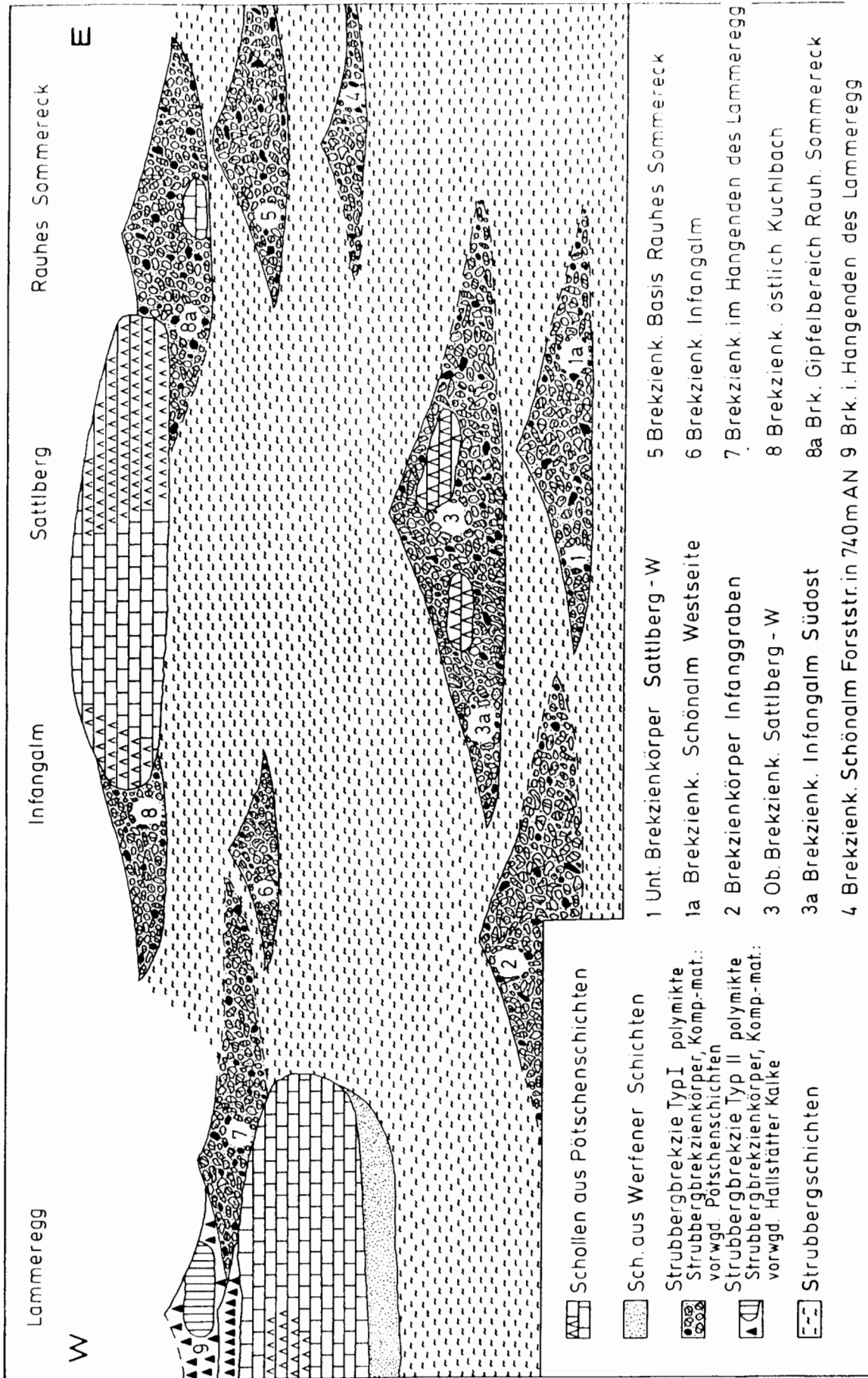
Am **Osterhorngruppensüdrand** wird im Bereich des Einbergzuges über den liassischen Rot- und Graukalken der, im Vergleich zu den Strubbergsschichten geringmächtige, schwarze Untere Radiolarit abgelagert. Bereits vor der Sedimentation des Oberen Radiolarites wird der Einbergzug als Trattbergschwelle (DIERSCHKE 1980 – cum lit.) gehoben, die Sedimente der Ober-Trias bis zum basalen Malm deformiert. Ablagerungen des höheren Radiolaritniveaus sind nur am Nordrand der Trattbergschwelle und im Tauglbekken der inneren Osterhorngruppe erhalten. Die Oberalmer Schichten überlagern vom ?höheren Kimmeridge an diskordant den Einbergzug.

5.2. Paläogeographie: Rekonstruktion der relativen Lage der Fazieszonen in der Trias

Die kontinuierliche Westverlagerung der Tethys führt zum Ausweiten der pelagisch beeinflussten Fazieszonen am triassischen Kalkalpensüdrand. Dennoch ist die litho- und mikrofaziale Ausbildung der kalkalpinen Schichtfolgen primär von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen abhängig. Zusätzlich entstehen durch die anhaltende Dehnung im Tethysraum während der gesamten Trias neue Depoträume, die die Sedimentationsbedingungen und die paläogeographische Anordnung der Faziesräume verändern. Diese Veränderung der Ablagerungsbedingungen und Karbonatplattform- und/oder Karbonatrampegeometrien verursacht die Progradation von Seichtwasserkarbonaten über primäre Beckensedimente oder die Aggradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes unter Einschaltung pelagisch beeinflusster Karbonate in die Schichtfolge. Die jeweilige paläogeographische Lage des Seichtwasserkarbonatrandes zum anschließenden Hang- und Beckenbereich beeinflusst die litho- und mikrofaziale Ausbildung der aus der Tethys pelagisch beeinflussten Karbonate des Zlambachfaziesraumes und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes durch karbonat-klastische Schüttungen.

Abb. 29 (rechts): Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Brekzienkörper in der Strubbergsschichtenfolge am westlichen Tennengebirgsnordrand.

Fig. 29 (right): Reconstruction of the sedimentary sequence of the mass-flow deposits in the Strubberg-Formation (western part of the northern edge of the Tennengebirge).



Im Norden repräsentiert der kalkvoralpine **Dachsteinkalkfaziesraum** den im allgemeinen nicht aus der Tethys pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum des triassischen Schelfareals, obwohl sich pelagische oder hemipelagische Sedimentationsbedingungen besonders in den mitteltriassischen Intraplattformbecken einstellen können. Die Seichtwasserkarbonatentwicklung setzt im Skyth/Anis-Grenzbereich ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Charakteristisch sind z.T. stark terrigen beeinflusste Sedimente, z.B. die Nordalpinen Raibler Schichten im Karn und die Kössener Schichten in der höheren Ober-Trias.

Die Schichtfolgen des sich Richtung Tethys anschließenden **kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes** dokumentieren den zeitweise aus der Tethys pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen und markieren den Übergangsbereich zwischen dem kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesbereich und dem Zlambachfaziesraum. Die Seichtwasserkarbonatentwicklung setzt im Skyth/Anis-Grenzbereich ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Pelagisch beeinflusste Karbonate, die im Fassan, im tieferen Langobard, im höheren Jul und im höheren Tuval in die Schichtfolgen eingeschaltet sind, leiten kontinuierlich in den Zlambachfaziesraum über.

Der **Zlambachfaziesraum** repräsentiert den aus der Tethys stark pelagisch beeinflussten Übergangsbereich zwischen dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich und dem Hallstätter Salzbergfaziesraum. Die pelagisch beeinflusste Sedimentation setzt im höheren Anis ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder ist hier stärker als im Hallstätter Salzbergfaziesbereich von der Entfernung des jeweiligen kalkalpinen Karbonatplattformrandes abhängig. Allodapische Kalke prägen das Sedimentationsbild. Intraformationale Gleitungen mit kataklastischer Zerlegung der Sedimente sind häufig. Der Zlambachfaziesraum kann in einen dolomitischen und stark Riffschuttbeeinflussten, karbonatplattformrandnahen **proximalen Zlambachfaziesraum** (Zwieselalmfazies) und in einen geringer Riffschuttbeeinflussten, dolomitarmen und karbonatplattformrandfernen **distalen Zlambachfaziesbereich** (= Zlambachfaziesraum i.e.S.) untergliedert werden. Der distale Zlambachfaziesbereich geht allmählich in den eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesraum über.

Die Schichtfolgen des **Hallstätter Salzbergfaziesraumes** dokumentieren die vom jeweiligen Karbonatplattformrand des triassischen Schelfes weit entfernt liegende, offen marine Entwicklung. Die aus der

Tethys pelagisch dominierte Sedimentation setzt im Anis ein und reicht stratigraphisch bis in das Rhät. Die litho- und mikrofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder wird wie im Zlambachfaziesraum einerseits durch die Sedimentanlieferung von den kalkalpinen Karbonatplattformen gesteuert und ist andererseits abhängig von der sedimentgenetischen Position innerhalb des intern in Schwellen und Becken gegliederten Faziesraumes. Analog zum Zlambachfaziesraum kann der Hallstätter Salzbergfaziesraum in einen karbonatplattformrandbeeinflussten Bereich, den **eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich** und in einen karbonatplattformrandfernen Bereich, den **Hallstätter Salzbergfaziesbereich i.e.S.** untergliedert werden. Der eingeschränkte Hallstätter Salzbergfaziesbereich weist noch geringe Dolomitanteile in der Schichtfolge auf. Kennzeichnend für den Hallstätter Salzbergfaziesbereich i.e.S. ist eine oft starke Kondensation der einzelnen Schichtglieder sowie eine überregional lithofaziell korrelierbare einheitliche Schichtfolge.

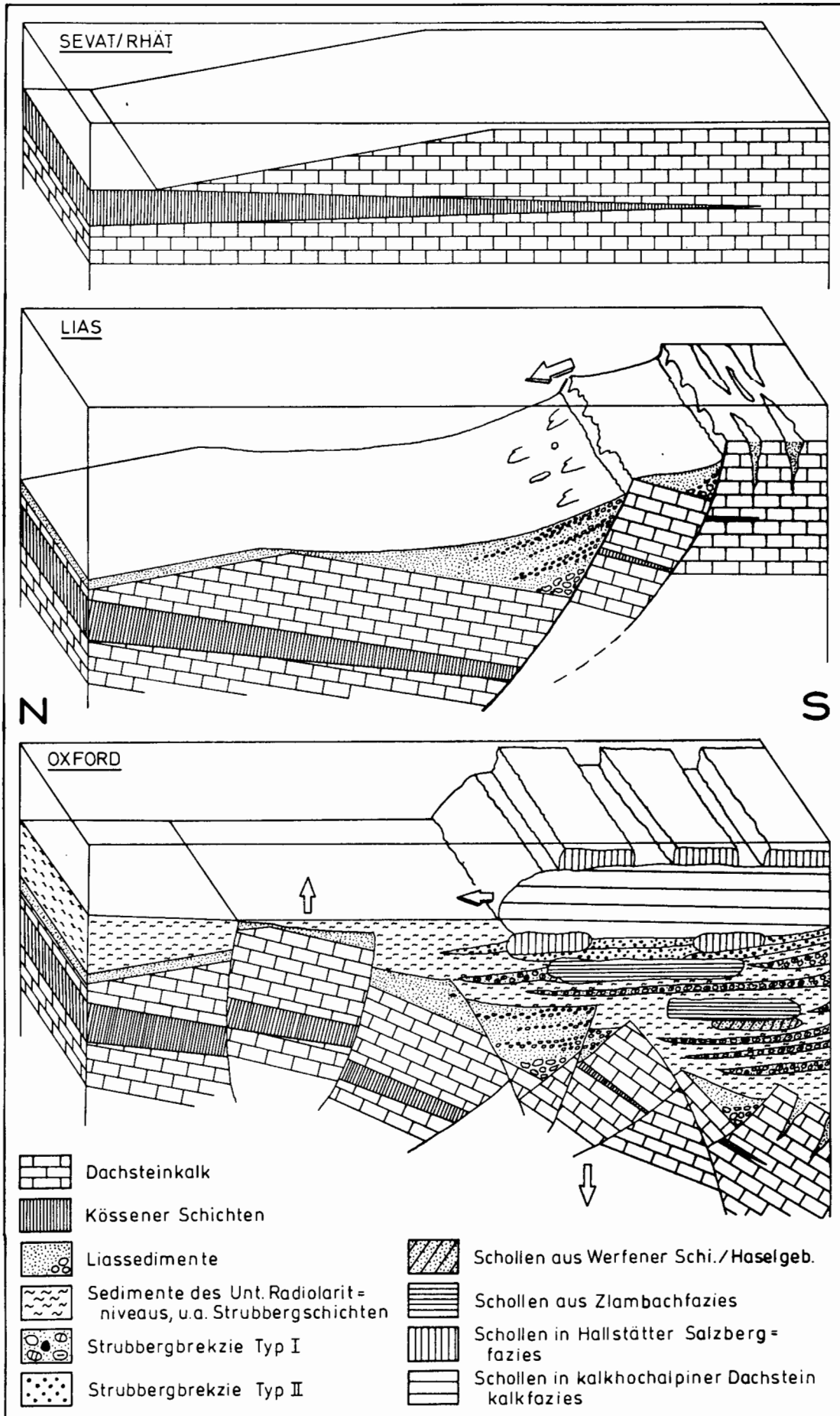
Der sich dem Hallstätter Salzbergfaziesraum Richtung Tethys anschließende, und mit dem **Meliatikum** der Westkarpaten vergleichbare Faziesraum ist durch vereinzelte triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarit) dokumentiert (Kap. 4.2.2.1.). Durch Dehnung im Tethysraum entstanden neue Depoträume, vor allen innerhalb des kalkhochalpinen Faziesraumes. Dehnungsspalten, Brekzienschüttungen und Umlagerungen größerer Schollen aus unmittelbar benachbarten Ablagerungsbereichen belegen bedeutende Reliefunterschiede: an den Schichtfolgen der Schollen der Lammerzone vor allem im Fassan/Langobard-Grenzbereich und im Alaun/Sevat-Grenzbereich. Bei dem derzeitigen Kenntnisstand sind aber noch keine detaillierteren paläogeographischen Rekonstruktionen vor allem des Zlambachfaziesraumes und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes möglich.

6. Diskussion der Ergebnisse

Aufgrund der faziellen Ausbildung der Strubbergsschichten (Kap. 4.1.), den Komponentenbestandsanalysen der Strubbergbrekzienkörper (Kap. 4.2.), der faziellen und stratigraphischen Ausbildung der im Bereich der Lammerzone auftretenden, z.T. in die Strubbergsschichtenfolge eingelagerten Gleitschollen (Kap. 3.2.) sowie der faziell und stratigraphisch eng zusammengehörenden kalkvoralpinen Ober-Trias Schichtfolge (Kap. 3.1.) kann die Existenz eines zeitgleichen Hallstätter Faziesraumes zwischen Tennengebirgsnordrand und Oster-

Abb. 30 (rechts): Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Lammerzone von der Ober-Trias bis zum tiefen Malm.

Fig. 30 (right): Evolution of the Lammer-basin: Late Triassic to Late Jurassic.



horngruppen-südrand ausgeschlossen werden. **Die aus der Tethys pelagisch beeinflussten Schichtfolgen im Bereich der Lammerzone sind kein Teil des Hallstätter Nordkanales, d.h. jenem obertriassischen „Hallstätter“-Intraplattformbecken, das dem Kalkvorlpin autochthon eingeschaltet ist, sondern verfüllen als orogene Trogfüllung ein früh-oberjurassisches Intraplattenbecken im kalkvorlpinen Raum** zwischen dem tirolischen Tennengebirgsnordrand im Süden und dem Osterhorntirolikum im Norden.

Die paläogeographische Rekonstruktion eines sich unmittelbar südlich des Hallstätter Salzbergfaziesraumes anschließenden Flachwasserkarbonatareals kann aufgrund der stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der triassischen Schichtfolgen der Lammerzone nicht bestätigt werden (siehe auch LEIN 1985). Der kontinuierlich Richtung Tethys zunehmende pelagische Einfluß schließt das Vorhandensein eines Flachwasserkarbonatareals unmittelbar gegenüber dem kalkalpinen Areal aus (i.S. von KOVACS 1982, MANDL 1984a). Die Existenz eines sich südlich des Hallstätter Salzbergfaziesraumes anschließenden ozeanischen Bereiches dagegen ist durch triassische Tiefwasserfazieskomponenten in der Strubbergbrekzie belegt (siehe auch MANDL & ONDREJICKOVA 1991). Auch für obertriassische „Hallstätter Kanäle“ im kalkvorlpinen Raum existieren im Bereich der Lammerzone keine Hinweise (vgl. dazu SCHÖLLN-BERGER 1972, 1973). Eine detaillierte Rekonstruktion des triassischen Kalkalpensüdrandes ist noch nicht möglich (vgl. Kap. 5.2.). Die Kenntnis der, vor allem durch die Dehnung im Tethysraum bedingten, Veränderungen der paläogeographischen Verhältnisse im kalkhochalpinen Ablagerungsraum im Übergangsbereich zwischen dem kalkalpinen Flachwasserschelfareal und der Tethys ist aber Voraussetzung für die Rekonstruktion der Mechanismen der früh-oberjurassischen Entwicklung.

Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper, die Megaolistholithe und die Gleitschollen stammen von dem triassischen Kalkalpensüdrand und sind in die Tiefwassersedimente des unteren Radiolaritniveaus (?höheres Callovium – tiefes Oxfordium) eingelagert. Der Sedimentationsverlauf der früh-oberjurassischen Beckenfüllung im Bereich des Lammertales ist kennzeichnend für ein Tiefseerinnen-Becken vor einem Aktiven Kontinentalrand.

Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper, die Sedimentationsabfolge und der Sedimentationsverlauf

im Lammerbecken dokumentieren die generell in Richtung auf den kalkvorlpinen Faziesraum vorschreitende Subduktionsfront: zuerst wird der Hallstätter Salzbergfaziesraum, dann der Zlambachfaziesraum und schließlich der kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum vom Untergrund abgelöst. Dabei werden Brekzienkomponenten, Megaolistholithe und Gleitschollen an entstehenden tektonischen Escarpments mobilisiert. Sie werden aufgrund des steilen Reliefs Richtung Kalkvorlpin transportiert und im Bereich des Lammerbeckens abgelagert. Bei Übergreifen der Subduktionsfront auf den kalkvorlpinen Raum endet die Sedimentation im Lammerbecken einerseits durch das Eingleiten der mächtigen Schollen aus dem kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, andererseits durch Hebung (vgl. auch DIERSCHKE 1980).

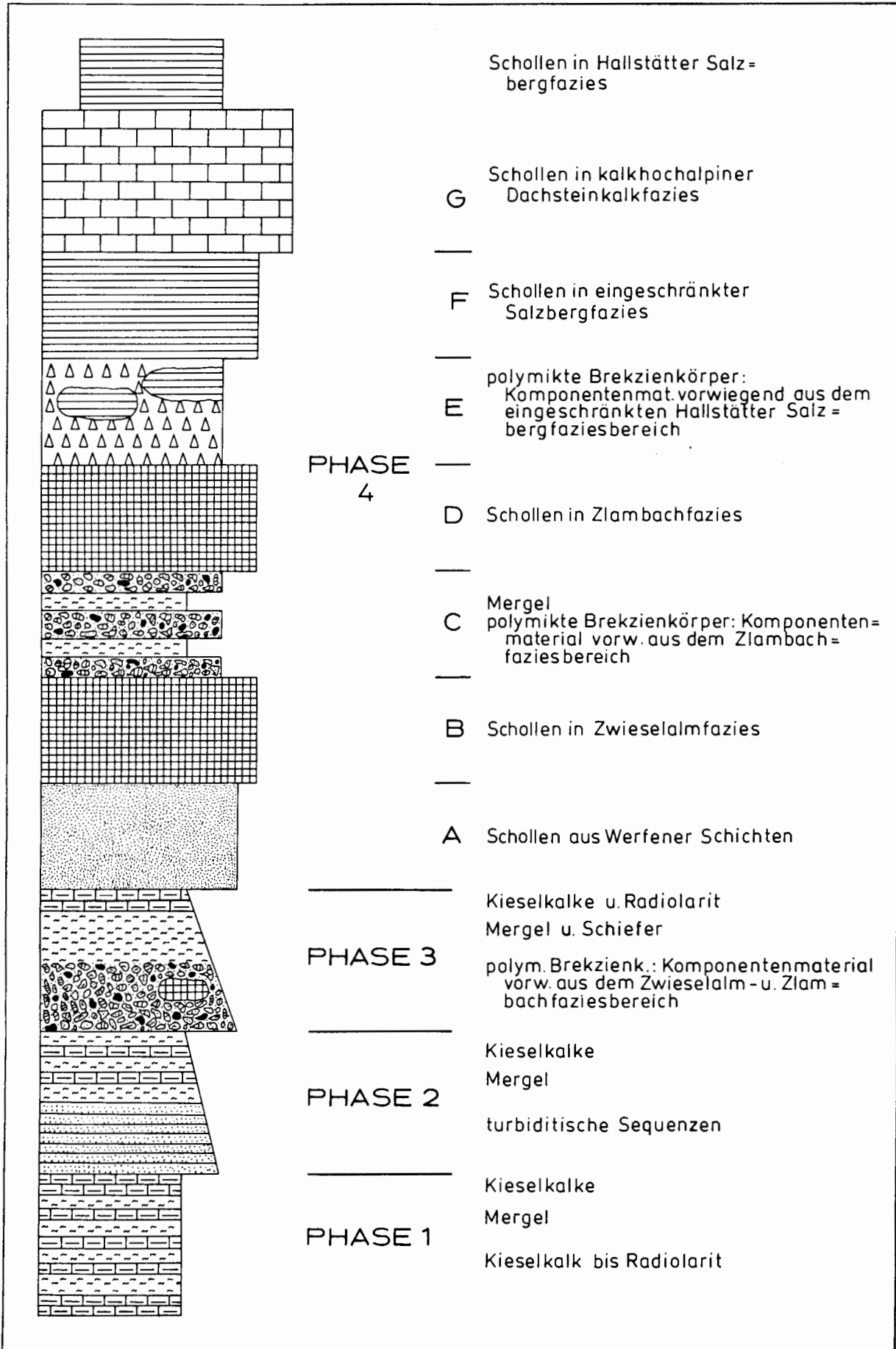
Ursache für die frühe Zerlegung und Ablösung des kalkhochalpinen Faziesraumes ist die Existenz einer früh-oberjurassischen Kollisionszone am Südrand der Nördlichen Kalkalpen, die durch die Beckenfüllung der Lammerzone dokumentiert ist (vgl. SCHÄFFER 1976). Diskutiert werden eine Subduktion Richtung Gegenplatte (Apulia – TRÜMPY 1988, vgl. BRANDNER 1984; – Adria Platte, JACOBSHAGEN 1982; ?Cimmeria – ZIEGLER 1988; DER COURT et al. 1986) oder eine Subduktion unter die kalkalpine Platte (u.a. POBER & FAUPL 1988, LEIN 1984, 1987a, b, FAUPL 1991 – ostalpin/westkarpatische Platte) mit Obduktion des kalkhochalpinen Materials.

Aufgrund des Sedimentationsverlaufes, der Mobilisierung des kalkhochalpinen Materials, der faziellen Entwicklung der Beckenfüllung und der metamorphen Überprägung vor der Unter-Kreide (unterkretazische Abkühlungsalter; KRALIK et al. 1981; KRALIK 1982, 1983; KRALIK et al. 1987) der südlichen Bereiche der Lammerzone scheint eine Subduktion Richtung Gegenplatte wahrscheinlich.

Generelle Dehnungstektonik am Kalkalpensüdrand (z.B. WÄCHTER 1987; VECSEI, FRISCH, PIRZER & WETZEL 1989; TOLLMANN 1985, 1986, 1987, 1987c – mit Seitenverschiebung; CHANNEL, BRANDNER, SPIELER & SMATHERS 1990; auch SCHMIDT, BLAU & KAZMÉR 1991; siehe dazu KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987, FRANK 1987) im frühen Ober-Jura ist auszuschließen, obwohl im späten Dogger und frühen Malm im kalkvorlpinen Raum noch Dehnungsstrukturen dominieren.

Abb. 31 (rechts): Vereinfachtes Sedimentationsmodell der zeitlichen Abfolge der früh-oberjurassischen Lammerbeckenfüllung. Der Sedimentationsverlauf ist kennzeichnend für den Ablagerungsraum einer Tiefseerinne vor einem aktiven Kontinentalrand.

Fig. 31 (right): Simplified stratigraphic superposition of the early Late Jurassic Lammer-basin. The sedimentary sequence can be interpreted as a trench filling at an active convergent margin.



7. Ausblick

Der genaue Verlauf der früh-oberjurassischen Kollisionstektonik im Bereich des Kalkalpensüdrandes ist ohne die Kenntnis der, vor allem durch die Dehnung im Tethysraum bedingten Veränderungen der paläogeographischen Verhältnisse im kalkhochalpinen Ablagerungsraum noch nicht rekonstruierbar. Eine detaillierte Kenntnis der Ablagerungsräume des triassischen Kalkalpensüdrandes ist aber die Voraussetzung für die Rekonstruktion der früh-oberjurassischen Entwicklung; wichtig wird besonders eine weitere Untersuchung der dolomitisierten triassischen Beckensedimente sein.

Inwieweit die Kollisionstektonik im Verlauf des tiefen Malm auch die nördlich der Lammerzone gelegenen kalkvoralpinen Einheiten prägt, ist bisher nicht untersucht worden. Der Sedimentationsverlauf in dem nördlich der Trattbergschwelle gelegenen Tauglbekken (vgl. DIERSCHKE 1980, SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. 1969; SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. 1973, PLÖCHINGER 1974b) im höheren Radiolaritniveau wird für die tektonische Interpretation des Kalkalpensüdrandes aber von erheblicher Bedeutung sein. Besonders die sedimentologische Untersuchung des Oberalmer Basiskonglomerates am Nordrand des Einbergzuges und der Vergleich mit den in die basalen Tauglbodenschichten eingelagerten Brekzienkörper sollte weitere Rückschlüsse auf die tektonischen Prozesse vom höheren Oxford an am Kalkalpensüdrand ermöglichen.

Dank

Die Arbeit ist die verkürzte und geringfügig veränderte Fassung einer Dissertation, die an der Philipps-Universität Marburg (Fachbereich Geowissenschaften) entstand.

Ich danke Prof. Dr. H. Zankl (Marburg), der diese Arbeit im Lammertal anregte für die Freiheit bei der Bearbeitung.

Für die Überprüfung und Korrektur der Conodontenfaunen sowie die Beratung bei der stratigraphischen Einstufung danke ich Univ.-Doz. Dr. L. Krystyn (Wien), der auch die Bestimmung der triassischen und einiger liassischer Ammoniten übernahm. Univ.-Doz. Dr. E. Kristan-Tollmann (Wien) bestimmte die Ostracoden und viele Foraminiferen, Prof. Dr. R. Fischer (Hannover) einige liassische Ammoniten. Prof. Dr. R. Schmidt-Effing (Marburg) sah die Schliffe und die Radiolarienfaunen der Strubbergsschichten durch. Univ.-Doz. H. Häusler (Wien) stellte mir sein Probenmaterial aus dem Lammertal zum Vergleich zur Verfügung. Univ.-Doz. Dr. R. Lein (Wien) und Univ.-Doz. Dr. L. Krystyn gaben in vielen Diskussionen zahlreiche Hinweise. Für weitere Diskussionsbeiträge danke ich besonders Prof. Dr. A. Tollmann und Prof. Dr. B. Plöchinger (beide Wien), Dipl.-Geol. K. Leuschner und anderen. D. Tanner (Gießen) übernahm die englische Übersetzung des Summary.

8. Literatur

ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**:50–137, Stuttgart.

BACHMANN, G.H. & JACOBSSHAGEN, V., (1974): Zur Fazies der Hallstätter Kalke von Epidaurus (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). — Z. dt. geol. Ges., **125**:195–223, Hannover.

BARTH, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**:119–177, Stuttgart.

BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. — *Eclogae geol. Helv.*, **80**:831–879, Basel.

BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **127**:271–289, Hannover.

BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1981): Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **118**:63–66, Wien.

—, FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergsschichten (Nördliche Kalkalpen, Österreich) – eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **31**:175–192, Wien.

BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**:504–531, Wien.

— & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. — *SEPM spec. Publ.*, **19**:129–160, Tulsa.

BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tennengebirges. — *Verh. Geol. R.-A.*, **1884**:358–367, Wien.

BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. — *Mitt. Ges. Geol.- Bergbaustud.*, **34/35**:151–184, Wien.

— (1989): Fazieswechsel im Lias der Osterhorngruppe – Eustatik oder Tektonik? (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Österreich). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**:11, Innsbruck.

— (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. — *Erlanger geol. Abh.*, **121**:57–217, Erlangen.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. — 1–168, (Elsevier) Amsterdam.

BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias des NW-Tethys. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126**:435–475, Wien.

BRIX, F. & HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. — *Führer Exk. Österr. Geol. Ges.*, 14./15. Okt. 1989: 1–55, Wien.

CHANNEL, 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, Boulder.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgsnordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — *Jb. Geol. B.-A.*, **95/2**:145–225, Wien.
- CZURDA, K. (1970): Das Plattenkalk-Niveau als Übergangsfazies aufgezeigt am Beispiel der Klostertaler Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**:549–550, Wien.
- DAMUTH, J.E., FLOOD, R.D., KOWSMANN, R.O., BELDERSON, R.H. & GORINI, M.A. (1988): Anatomy and Growth Pattern of Amazon Deep-Sea Fans Revealed by Long-Range Side-Scan Sonar (GLORIA) and High-Resolution Seismic Studies. — *AAPG Bull.*, **72**:885–911, Tulsa.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 126–141, Wien (Deuticke).
- DEL-NEGRO, W. (1930): Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. — *Geol. Rundschau*, **21**:302–304, Berlin.
- (1968): Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**:45–53, Wien.
- (1970): Salzburg. — *Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie*, 2. Aufl.: 1–101, Wien.
- (1972): Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/2**:309–314, Wien.
- (1983): *Geologie des Landes Salzburg*. — Schriftenreihe des Landespressebüros Salzburg, Sonderpubl. **45**:1–152, Salzburg.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENON, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geologic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. — *Tectonophysics*, **123**:241–315, Amsterdam.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic Radiolarites in the Northern Calcareous Alps. — *Int. Union Comm. on Geodynamics, Scientific report*, **38**:113–117, Stuttgart.
- (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geotekt. Forsch.*, **58**:1–217, Stuttgart.
- DOLAK, E.A. (1948): *Das Juvavikum der unteren Lammer*. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien: 1–88, Wien.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian Alps). — *Facies*, **6**:25–36, Erlangen.
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite Sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean. — *Sedimentology*, **34**:363–388, Amsterdam.
- (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.
- FAUPL, P. (1991): Subduction and Continent Collision in the Jurassic and Cretaceous History of the Eastern Alps. — *Terra abstracts*, **3**:259, Strasbourg.
- & BERAN, A. (1983): Diagenetische Veränderungen an Radiolarien- und Schwammspicula-führenden Gesteinen der Strubbergsschichten (Jura, Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1983**:129–140, Stuttgart.
- & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rundschau*, **68**:93–120, Stuttgart.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. — *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**:107–149, Lawrence.
- (1965): Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**:20–33, Wien.
- (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. — [In:] GINSBURG (Ed.): *Tidal deposits*: 235–242, New York (Springer).
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **25**:153–195, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 379–406, Wien (Deuticke).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. — 1–1141, 4. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart).
- & RICHTER, D.K. (1983): Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. — *Geol. Rundschau*, **72**:53–66, Stuttgart.
- FUGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzenberges. — *Jb. Geol. R.-A.*, **55**:189–216, Wien.
- (1914): Das Tennengebirge. — *Jb. Geol. R.-A.*, **64**:369–442, Wien.
- GANSS, O., HEJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 Bad Reichenhall: Geologische Übersichtskarte 1:200 000 der Bundesrepublik Deutschland. — (Hrsg.): *Geol. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe*, Hannover.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. — *SEPM spec. Publ.*, **14**:20–56, Tulsa.
- GAWLICK, H.-J. (1988): Jurassische Sedimentationsdynamik als Hauptformungsprozeß im unteren Lammertal

- zwischen Paß Lueg und Oberscheffau (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg: 1–68, Marburg/Lahn.
- (1991a): The Hallstätter Zone of the Lammer unit – a jurassic trough filling (Northern Calcareous Alps – Austria, Salzburg Area). — *Terraabstracts*, **3**:259–260, Strasbourg.
- (1991b): Die Lammereinheit – eine oberjurassische Beckenfüllung (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **46**:23–24, Hannover.
- (1992): Die früh-oberrurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Diss. Univ. Marburg/Lahn*: 1–149, Marburg.
- (1993): Synsedimentäre Schollengleitung in der Ober-Trias der Hallstätter Zone – Ergebnis einer stratigraphischen und faziellen Detailkartierung in den Salzburger Kalkalpen (Österreich). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **50**: Hannover.
- & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen – Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. (Salzburger Kalkalpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **136**/1:39–48, Wien.
- , LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990): Neuinterpretation eines Querprofils durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **133**/4:561–566, Wien.
- GEBERT, H. (1989): Schichtgebundene Manganlagerstätten. — 1–237, Stuttgart (Enke).
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. — *Tschermaks min.-petrogr. Mitt.*, **17**:123–150, New York.
- (1973): Deposition of Manganese and iron carbonates and silicates in Liassic marks of the Northern Limestone Alps (Kalkalpen). — *Int. Union Geol. Sci., ser. A*, **3**, Ores and sediments: 129–138, Berlin.
- (1978): Vulcanism and Manganese ore deposits in the Liassic of the Northern Calcareous Alps. — *Int. Union Comm. on Geodynamics, scientific report*, **38**: 96–98, Stuttgart (Schweizerbart).
- & WALDVOGEL, F. (1971): Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer“ (unteres Toarc) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **139**:316–345, Stuttgart.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. — *Geol. Rundschau*, **57**:484–514, Stuttgart.
- GOLEBIEWSKI, R. (1986): Neue Misikellen-Funde (Conodonts) und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s. str. in den Kössener Schichten. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **195**:53–65, Wien.
- (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias: Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. — *Exkursionsführer: Jungpaläozoikum–Mesozoikum Österreichs*: 79–119, *Österr. Paläont. Ges.*, Wien.
- GRUSS, H. (1958): Exhalativ-sedimentäre Mangan-karbonatlagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. — *N. Jb. Min. Abh.*, **92**:47–107, Stuttgart.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Manganberg- und -schurfbau im Bundesland Salzburg. — *Mitt. Ges. Salz. Landeskunde*, **119**:351–373, Salzburg.
- GURSKY, H.-J. (1988): Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Costa Rica). — *Münst. Forsch. Geol. Z. Paläont.*, **68**:I–XII, 1–189, Münster.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau. — *Jb. Geol. B.-A.*, **122**/1:75–141, Wien.
- (1980a): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der westlichen Hallstätter Zone zwischen Lammertal und Lofer (Kalkhochalpen). — *Jahresber. 1979: Hochschulschwerpkt. S15*, 132–38, Leoben.
- (1980b): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94 Hallein. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**: A64–A65, Wien.
- (1980c): Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**:403–413, Wien.
- (1981a): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **27**:145–159, Wien.
- (1981b): Zur Stratigraphie und Fazies einiger Hallstätter Schichtglieder in den salzburgisch-oberösterreichischen Kalkalpen. — *Frühalpiner Geschichte der Ostalpen*, Hochschulschwerpkt. S15, **2**:173–182, Graz, Leoben.
- (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94 Hallein. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**: A51–A52, Wien.
- & BERG, D. (1980): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**/2:63–95, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **6**: Teil I: 238–356, Teil II: 374–501, Wien.
- HAHN, H.D. (1985): Die Geologie des Hagengebirges zwischen Torrener Joch, Fagstein und Windschartenkopf (Berchtesgadener Alpen). — Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg: 1–113, I–IX, Marburg/Lahn.
- HALLAM, A. (1971): Evaluation of bathymetric criteria for the mediterranean Jurassic. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54**/ 2:63–69, Budapest.

- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — Unveröff. Diss. Univ. Wien: 1–226, 7 Beil., Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1. et 2. Parties. — Bull. soc. géol. France, (4) 6:359–422, Paris.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Schrittweiser Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — *Geologica et Palaeontologica*, Sdbd. 2:1–55, Marburg/Lahn (Elwert).
- (1982): Cretaceous-Palaeogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. — [In:] LEGETT, J.K. (Ed.): Trench-forearc Geology. — Geol. Soc. London, spec. Publ., 10:471–494, London (Blackwell).
- HÖCK, V. (1964): Geologische Kartierung an der Grenze Tirolikum des Tennengebirges – Lammermasse im Raume Oberscheffau im Lammertal (Sattlberg – Rauhes Sommereck). — Unveröff. Vorarb. Univ. Wien: 1–14, 1 Kt., Wien.
- & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I: 101: 228–229, Wien.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna, Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 24:203–261, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, 5:131–147, Marburg/Lahn.
- IJIMA, A. & UTADA, M. (1983): Recent developments in sedimentology of siliceous deposits in Japan. — [In:] IJIMA, A., HEIN, J.R. & SIEVER, R.: Siliceous deposits in the Pacific Region. — Develop. in Sediment., 36:45–64, Amsterdam (Elsevier).
- JACOBESHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Romana*, 3:303–318, Rom.
- (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — *Jb. Geol. B.-A.*, 108:1–114, Wien.
- (1982): Mediterrane Trias – Grundzüge und Probleme. — *Geol. Rundschau*, 71:973–985, Stuttgart.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic environments. — [In:] READING, H.G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies: 343–398, Oxford (Blackwell).
- JURGAN, H. (1967): Genese und Fazies von Lias-Sedimenten in den Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ.: 1–122, 4 Beil., Berlin.
- (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — *Geol. Rundschau*, 58:464–501, Stuttgart.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. — 1–283, Berlin (Borntraeger).
- (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. — 1–204, Wien (Springer).
- KOVACS, S. (1982): Problems of the „Pannonian Median Massiv“ and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of late Paleozoic—Early Mesozoic isotopic zones. — *Geol. Rundschau*, 71:617–640, Stuttgart.
- KOZUR, H. (1991): The Evolution of the Meliata-Hallstatt Ocean and its significance for the early Evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87:109–135, Amsterdam.
- KRALIK, M. (1982): Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. — *Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15*, 3:9–22, Graz, Leoben.
- (1983): Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. — *Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15*, 4:7–16, Leoben.
- , KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alp and in the Greywacke Zone. Illit-Cristallinity Data and Isotopic Ages. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps: 164–178, Wien (Deuticke).
- KRALIK, M., THÖNI, M. & FRANK, W. (1981): Metamorphoseuntersuchungen in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich. — *Früh Alpine Gesch. Ostalpen, Hochschulschwerpkt. S15*, 2:27–43, Graz, Leoben.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1971/3:486–509, Wien.
- (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. — *Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, 2:137–144, Wien.
- (1980): Triassic Conodont localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps), mit Beiträgen von B. PLÖCHINGER und H. LOBITZER. — [In:] SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Sec. Europ. Conodont. Symp.-ECOSII, Field-Trip B, Abh. Geol. B.-A., 35:61–98, Wien.
- (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. — *Exkursionsführer: Jungpaläozoikum—Mesozoikum Österreichs: 24–78*, Österr. Paläont. Ges., Wien.
- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 137/2: 137–144, Wien.

- KÜHNEL, J. (1925): Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll im Berchtesgadener Land. — *Geol. Rundschau*, **16**:378–383, Berlin.
- (1929): Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. B*, **61**: 447–559, Stuttgart.
- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagertstätten Österreichs. — [In:] REYNA, J.G. (Ed.): *Symp. sobre yacimientos de Manganeso, XX Congres Geol. Int.*: 299–313, Mexico.
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **184**:197–235, Wien.
- (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**:207–235, Wien.
- (1984): Geologie der Hohen Wand. — [In:] WURM, F. (Verf.): *Hohe Wand und Umgebung*, 10–28, Payerbach.
- (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. — *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **6**:117–128, Wien.
- (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 85–102, Wien (Deuticke).
- (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. — *OÖ. Geonachrichten*, **2/2**:21–37.
- (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin—Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. — 4. Treffen deutschspr. Sedimentologen, Innsbruck 1989: 2 S., Innsbruck.
- LEITHNER, W. & KRYSZTYN, L. (1984): Paläogeographie, Stratigraphie und Conodonten-Biofazies des Westlichen Mitterberges (Trias, Niederösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **30/31**:177–206, Wien.
- LEUSCHNER, K. (1989): Der Gollinger Schwarzenberg — Teil eines jurassischen Gleitschollenschwarmes (Österreich, Salzburger Land). — *Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg*: 1–92, Marburg/Lahn.
- MANDL, G. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **28**:55–76, Wien.
- (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes — ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **30/31**:133–176, Wien.
- (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **77**:1–31, Wien.
- & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen — ein Vorbericht. — *Jb. Geol. B.-A.*, **134**:309–318, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — [In:] DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F.E., UHLIG, V.: *Bau und Bild Österreichs*: 383–391, Wien, Leipzig.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989): Juraentwicklung (unterjurassische Gleittektonik und Beckensedimente) im Raum Lofer. — *Sediment 89*, Exkursionsführer zur Exkursion C am 21. Mai 1989: 1–5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6/2**:1–44, Innsbruck.
- & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. — *Facies*, **10**:87–144, Erlangen.
- MOUSSAVI, R. (1985): Die Geologie des mittleren Abschnittes der Torrener-Joch-Zone zwischen Jenner Bergstation und Oberjoch Alm (auf der österreichischen Seite). — *Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg*: I–IV, 1–122, 3 Beil., Marburg/Lahn.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — *Bull. Acad. Sci. Cracovie, Sér. A*, **1911**:57–112, Cracovie.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**:45–94, Wien.
- PIA, J. v. (1924): Wanderungen im unteren Lammertal. — [In:] SPENGLER, E. & PIA, J. v.: *Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut*. — *Sammlung Geol. Führer*, **26**:78–101, Berlin (Borntraeger).
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): Deep marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. — 1–416, London (Unwin Hyman).
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**:171–180, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1952a): Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. C*:107–111, Wien.
- (1952b): Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern. — *Mikroskopie*, **7**:197–201, Wien.
- (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. — *Jb. Geol. B.-A.*, **XCVI**:357–372, Wien.
- (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. — *Jb. Geol. B.-A.*, **98**:93–144, Wien.
- (1968): Die Hallstätter Deckscholle von Kuchl/Salzburg und ihre bis ins Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**:80–85, Wien.

- (1972): Aufnahmen 1971 im Bereich des Gollinger Schwarzenberges (Blatt 94, Hallein). — Verh. Geol. B.-A., **1972/3**:A61–A63, Wien.
- (1973): Aufnahmen 1972 auf den Blättern St. Wolfgang (95) und Hallein (94). — Verh. Geol. B.-A., **1973**:A48–A51, Wien.
- (1974a): Aufnahmen 1973 auf den Blättern 93 Berchtesgaden, 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. — Verh. Geol. B.-A., **1974**:A89–A91, Wien.
- (1974b): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., **1974/1**:71–88, Wien.
- (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Massen in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**:304–324, Stuttgart.
- (1979a): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., **1979**:181–194, Wien.
- (1979b): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen östlich von Golling – Blatt 94 Hallein. — Verh. Geol. B.-A., **1979**:A105–A106, Wien.
- (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. — [In:] OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs: 217–264, Wien (Springer).
- (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 95 St. Wolfgang. — Wien (Geol. B.-A.).
- (1982b): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut der Österr. Karte der Republik Österreich 1:50 000, 1–74, Wien (Geol. B.-A.).
- (1983): Salzburger Kalkalpen. — Sammlung geol. Führer, **73**:1–144, Stuttgart.
- (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). — Geol. Rundschau, **73**: 293–306, Stuttgart.
- (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 94 Hallein. — Wien (Geol. B.-A.).
- (1988): Besonderheiten aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — Abstracts Jahrestagung Österr. Geol. Ges., **1988**:24, Salzburg.
- (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der Österr. Karte der Republik Österreich 1:50 000, 1–76, Wien (Geol. B.-A.).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — Geol. Rundschau, **77**:641–670, Stuttgart.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. — AAPG Bull., **69/1**:1–21, Tulsa.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, S.L. (1991): Carbonate Platform Facies reflected in Carbonate Basin Facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). — Facies, **25**:253–278, Erlangen.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südrand des Tennengebirges (Oberostalpin). — Erlanger geol. Abh., **89**:1–57, Erlangen.
- (1977): N-Vergenz oder S-Vergenz im Schuppenbau der Werfen–St. Martiners Zone (Nordkalkalpen, Österreich)? — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1977**:419–432, Stuttgart.
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. — SEPM spec. Publ., **42**:155–181, Tulsa.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., **1978**:73–96, Wien.
- & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. — SEPM Spec. Publ., **30**: 241–259, Tulsa.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich. Blatt 96, Bad Ischl. — [In:] GATTINGER, T., SCHÄFFER, G., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H. & DRAXLER, I. (1976): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt **1976**, Bad Ischl: 6–26, Wien.
- & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee — Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwasser-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. — Exkursionsführer zur Jahrestag. Subkomm. Jura-Stratigraphie 12. bis 15. Sept. **1986**:1–67, München, Salzburg, Bad Aussee.
- SCHAUER, M. (1984): Zur Altersstellung obertriadischer Riffkalke. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **193**:127–137, Wien.
- SCHLAGER, M. (1953): Beitrag zur Geologie des Trattberges. — Mitt. naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur Salzburg, **3/4**:11–26, Salzburg.
- (1958): Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hallein (94). — Verh. Geol. B.-A., **1958**: 252–259, Wien.
- (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). — Verh. Geol. B.-A., **1959**: A70–A80, Wien.
- (1960): Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. — Mitt. naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur Salzburg, **11**:7–18, Salzburg.
- & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **106**:178–183, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967a): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich), II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes im Gosaukamm. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**:205–282, Wien.
- (1967b): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener

- Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1967**:50–70, Wien.
- (1968): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. — Verh. Geol. B.-A., **1968**: A59–A60, Wien.
- (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — Geol. Rundschau, **59**:289–308, Stuttgart.
- & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — *Sedimentology*, **20**:65–89, Amsterdam.
- & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**:165–193, Wien.
- SCHMIDT, Th., BLAU, J. & KAZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. — *Tectonophysics*, **200**:213–232, Amsterdam.
- SCHÖLL, W. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**:82–98, Stuttgart.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1972): Zur Geologie des Südrandes des Toten Gebirges (Nördl. Kalkalpen, Österr.). — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1972**:72–76, Wien.
- (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**:95–153, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). — *Fazies*, **3**:1–237, Erlangen.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., McPHERSON, J.G. & O'CONNELL, S. (1988): Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans. — *Sediment. Geol.*, **58**:63–77, Amsterdam.
- SICKENBERG, O. (1926): Das Ostende des Tennengebirges. — Mitt. geol. Ges. Wien, **19**:79–149, Wien (1928).
- SIEBER, R. (1937): Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nordalpinen Riffkalke. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **78**:B, 123–188, Stuttgart.
- SPENGLER, E. (1924): [In:] SPENGLER, E. & PIA, J. v.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Sammlung geol. Führer, **26**:1–150, Berlin (Borntraeger).
- (1943): Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen: Das Problem der Hallstätter Decke. — Mitt. Reichsanst. Bodenforsch., **1943**:3–17, Wien.
- (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — [In:] SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich: 302–413, Wien
- (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — 2. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., **99**:1–74, Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen—Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**:207–248, Wien.
- (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen — 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — Mitt. geol. Ges. Wien, **61**:124–181, Wien.
- (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. — 1–404, Wien (Deuticke).
- (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 1–580, Wien (Deuticke).
- (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 1–449, Text- und Tafelband, Wien (Deuticke).
- (1976c): Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**:237–257, Wien
- (1980): Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**:397–402, Wien.
- (1981a): Altalpidische Tektonik in der Hallstätter Zone. — Jb. 1980, Hochschulschwerpunkt S15, **2**:157–172, Graz, Leoben.
- (1981b): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**:167–195, Wien.
- (1985): Geologie von Österreich, Band 2. — 1–710, Wien (Deuticke).
- (1986): Geologie von Österreich, Band 3. — 1–718, Wien (Deuticke).
- (1987a): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. — Mitt. österr. geol. Ges., **80**:47–113, Wien.
- (1987b): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps: 112–125, Wien (Deuticke).
- (1987c): Geodynamic concepts of the Evolution of the Eastern Alps. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps: 361–378, Wien (Deuticke).
- & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **4**:87–145, Marburg/Lahn.
- TOUSSAINT, B. (1971): Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). — Steir. Beitr. Hydrogeol., **23**:5–115, Graz.

- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **218**:93–109.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic Significance of Radiolarien Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. — [In:] HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*: 65–80, New York (Springer).
- VORTISCH, W. (1953a): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgaben. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **96**:181–200, Stuttgart.
- (1953b): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. IV. Teil: (Hangendgebirge). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **98**:125–148, Stuttgart.
- (1955): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Teil. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **102**:77–142, Stuttgart.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **27**:1–239, Bochum.
- WENDT, J. (1965): Syntedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1965**:286–311, Stuttgart.
- (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonwendgebirge (Tirol, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **132/2**:219–238, Stuttgart.
- (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970**:433–448, Stuttgart.
- (1971): Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — *Paläontographica*, A **136**:121–192, Stuttgart.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **113**:446–462, Hannover.
- (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundschau*, **56**:128–139, Stuttgart.
- (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. — [In:] MÜLLER (Ed.): *Sedimentology of parts of central Europe*: 147–185, Frankfurt (Kramer).
- (1979): Exkursionsführer A2 Ostalpen vom 14.—18. Sept. 1979. — *Dt. geol. Ges.*, **131**(Hauptvers. 1979):1–21, Marburg/Lahn.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-north Atlantic and the Western Tethys. — *AAPG Memoir*, **43**:1–198, Beil. Bd., Tulsa.