

Die Geologie des Hochstaufenmassivs in den Nördlichen Kalkalpen

Von RÜDIGER HENRICH & HEINRICH ZANKL *)

Mit 3 Abbildungen, 3 Tafeln und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 63

Schlüsselwörter

Bundesrepublik Deutschland
Berchtesgadener Alpen
Hochstaufenmassiv
Nördliche Kalkalpen
Flyschzone
Bajuvarikum
Tirolikum
Stratigraphie
Sedimentologie
Tektonik

INHALT

1. Einleitung	33
1.1. Geologische Bearbeitung	33
1.2. Tektonischer Rahmen und geomorphologische Charakteristik	33
2. Schichtenfolge	34
2.1. Reichenhaller Schichten	34
2.2. Bemerkungen um Begriff „Alpiner Muschelkalk“	35
2.2.1. „Wechselfolge der Wurstkalke“	35
2.2.2. Steinalmkalk	37
2.2.3. Untere Reiflingerkalke	38
2.3. Partnachschichten	39
2.4. Obere Reiflingerkalke	40
2.5. Wettersteinkalk	40
2.5.1. Vorriff-Fazies	40
2.5.2. Riffkernfazies	41
2.5.3. Riffrückseitenfazies	42
2.5.4. Lagunenfazies	42
2.6. Raibler Schichten	43
2.7. Hauptdolomit	43
2.8. Nor / Rhätkalke	43
2.9. Vilser Kalk (Dogger-Bajuvarikum)	44
2.10. Gosaukonglomerate	44
2.11. Eozän	44
3. Tektonik	44
3.1. Tektonischer Rahmen und Baustil	44
3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Ereignisse	48
4. Quartärgeschichte	50

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. RÜDIGER HENRICH & Prof. Dr. HEINRICH ZANKL, Geologisches Institut der Philipps-Universität Marburg, Lahnberge, D-3550 Marburg.

Zusammenfassung

Sedimentologische und mikrofazielle Untersuchungen der unter- und mitteltriadischen Schichtglieder des Hochstaufenmassives ermöglichten eine Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung des Sedimentationsraums.

Während die Reichenhaller Schichten noch stark abgeschnürte lagunäre Verhältnisse mit lokal hypersalinem, supratidalem Environment anzeigen, vollzieht sich in der hangenden „Wechselfolge der Wurstl-Kalke“ im Anis der Übergang in eine weitläufige Flachwasserplattform. Die Zyklizität der Sedimente spiegelt eine engräumige fazielle Differenzierung wieder. Schlickareale mit reger Bioturbationstätigkeit werden von Gezeitenkanälen durchzogen und umrahmen periodisch trockenfallende Gebiete mit hypersalinen Einflüssen. Die folgende Fazies des Steinalkalks dokumentiert den Übergang von einem flach lagunären Ablagerungsraum mit ausgedehnten Algenrasen und einer Grapestone- und „Krusten“-Fazies in die Beckenfazies der Reiflinger Kalke. Zwischengeschaltet ist eine Plattformrandfazies mit weitverbreiteten Crinoidensandfächern, die bereits einen pelagischen Einfluß in der Fauna erkennen lassen. Die Reiflinger Kalke weisen aufgrund ihrer Fauna offener marine Beckenbedingungen aus. Während die basalen Schichtglieder ein lebensfreundliches Weichbodenmilieu anzeigen, vollzieht sich in den hangenden Schichtgliedern der Übergang in ein stagnierendes Becken mit Tendenzen zur Faulschlamm-Bildung. Zunehmende morphologische Gliederung führt zur Ausbildung von Schwellen mit initialem Riffwachstum und Teiltrögen mit fortlaufender Beckensedimentation, die durch allodapische Schüttungen von den Schwellen beeinflusst wird.

Am Hochstaufenmassiv werden die Reiflinger Kalke durch zwischengeschaltete Partnachschichten in eine Untere und eine Obere Faziesgruppe untergliedert. Die Partnachschichten keilen nach W (Blatt Inzell) aus und werden dort durch eine durchlaufende Sedimentation von Reiflinger Kalken ersetzt.

Die Wettersteinkalkentwicklung dokumentiert in der Faziesabfolge Vorriff, Riffkern und Lagune eine zunehmende Ausdehnung der Riffplattform gegen die angrenzenden Beckenareale. Innerhalb des Riffkerns können ökologische Zonierungen abgegrenzt werden. Die zyklischen Lagunensedimente zeigen eine klare Dominanz der Grapestonefazies in den Kompaktbänken. Die Zwischenschichten zeichnen sich insbesondere durch zahlreiche Calichehorizonte aus.

Bei der tektonischen Analyse erwies sich die kartographische Differenzierung bisher ungegliederter Serien als besonders hilfreich. Faltenbau und Deckenschub juvavischer und tirolischer Decken können als vorgosauische Ereignisse erkannt werden. Nachgosauisch bis Posteoazän kam es zur Ausbildung einer engständigen, tiefreichenden Aufschiebungs- und Schuppungstektonik innerhalb der tirolischen Decke. Aufgrund der Detailanalyse der Aufschiebungstektonik des Hochstaufenmassives ist das bisher vertretene Modell einer flachen schüsselartigen Eintiefung der tirolischen Decke unter dem Hochjuvavikum erheblich zu modifizieren. Es muß vielmehr mit einem steilen Abtauchen, einem intensiven Schuppenbau sowie einem erheblichen Tiefgang des Tirolikums am Alpennordrand gerechnet werden.

Abstract

The Middle Triassic series of the Hochstaufenmassif in the Northern Limestone Alps comprise a number of facies groups widely varying along the vertical section.

These exhibit in the lower parts a passage from shallow water conditions into a basin environment. The upper part of the section supplies evidence for the development of an extensive reef platform ("Wettersteinkalk").

The marginal transitions into the basin facies, which are tectonically disturbed in many other localities of the Northern Limestone Alps are here well preserved.

The lowermost group, the "Reichenhaller Schichten", refer to a restricted lagoonal, often hypersalin — supratidal environment. The sediments of the following group, the "Wechselfolge der Wurstlkalke" may be related to a transition into more circulating shallow water platform conditions. Small scale facies differentiation is documented by the cyclicity of the sediments. Mud flats, locally strong bioturbated, are intersected by tidal

channels. They surround areas of hypersaline nature, which were periodically exposed to subaerial conditions.

The facies of the "Steinalmkalk" show a transition from a shallow lagoonal environment with extended algal flats and a very typical "Krustenfazies" into the basinal environment of the "Reiflingeralk". It is significant that the uppermost part of the "Steinalmkalk" includes crinoidal sands with a pelagic influence in its faunal assemblage, thus documenting platform margin conditions.

The group of the "Reiflingeralk" refers to an open marine basinal development. The sedimentary and faunal parameters indicate sedimentation on a muddy substrate under oxidizing conditions. This environment must have been periodically interrupted by volcanic activities. In the upper part, however, tendency to stagnating basin conditions may be recognized through the high bitumen content of the sediments.

Facies differentiation is strongly controlled by the morphology. On swells, initial reef growth was established, while the intermittent troughs were filled up with basinal sediments often intercalated with allodapic limestone beds.

The "Reiflingeralk" of the Hochstaufenmassif is separated into a lower and an upper group through the intercalating "Partnachsichten". The "Partnachsichten" lense out to the W (geol. map of Bavaria: 1 : 25.000, Inzell), where a continuous sedimentation of "Reiflingeralk" can be observed.

The vertical facies distribution (forereef, centralreef, backreef, and lagoon) of the "Wettersteinkalk" group documents the successive spreading of the reef platform towards the basinal areas.

Ecological zonation is indicative for the central reef core. The cyclicity of the lagoonal sediments can be characterized by the dominance of grapestone facies in the "Kompaktbänke". The "Zwischenschichten" of the Hochstaufenmassif on the other hand give a good example of vadose diagenesis by numerous caliche profiles.

Facies study and detailed geological mapping of a chronologically non-classified sequence of limestone, has proved to be a good tool in tectonic analysis.

Folding and nappe tectonics of the juvavic and tyrolic nappes were recognized as pregosauic events. During postgosauic to posteoocene times intense upthrusting and deep wedging in the tyrolic nappe of the Hochstaufenmassif took place.

Detailed tectonic analysis made it necessary to modify the existing model of flat submergence of the tyrolic nappe under the overthrust juvavic nappe. Following this reasoning a very deep submergence combined with intense wedging must be postulated for the tyrolic nappe of the Hochstaufenmassif.

1. Einleitung

1.1. Geologische Bearbeitung

Das Hochstaufenmassiv wurde erstmals von W. ERHARDT 1931 im Rahmen seiner Dissertation ausführlich geologisch bearbeitet. Im Rahmen der Neukartierung des geologischen Meßtischblattes Rad Reichenhall Nr. 8343/8344 unter Leitung von Prof. Dr. H. ZANKL nahmen die Verfasser in den Jahren 1977/78 eine geologische Neuaufnahme vor.

1.2. Tektonischer Rahmen und geomorphologische Charakteristik

Die geographische Lage sowie der tektonische Rahmen des Hochstaufenmassives können der Übersichtsskizze in Abb. 1 entnommen werden. Die wesentlichen morphologischen Charakteristika sind:

1. Im Westen dominierend der hochalpine Formenschatz des Hoch- und Mittelstaufens (1771 m u. 1670 m) mit nahezu senkrechten Abstürzen gegen die noch beachtlich hohe Mittelgebirgslandschaft des Flysches im Norden.

2. Im Osten ragen die durchweg bewaldeten Muschelkalkberge mit 1350 m Höhe gegen das Talniveau von ca. 500 m auf. Charakteristische Verebnungsflächen und tiefe Einschnitte der Partnachschieben sind morphologisch signifikant.

3. Die Landschaft im Vorfeld des Gebirges wird durch steile Hangschuttkegel und glaziale Ereignisse der Lokal- und Fernvergletscherung geprägt.

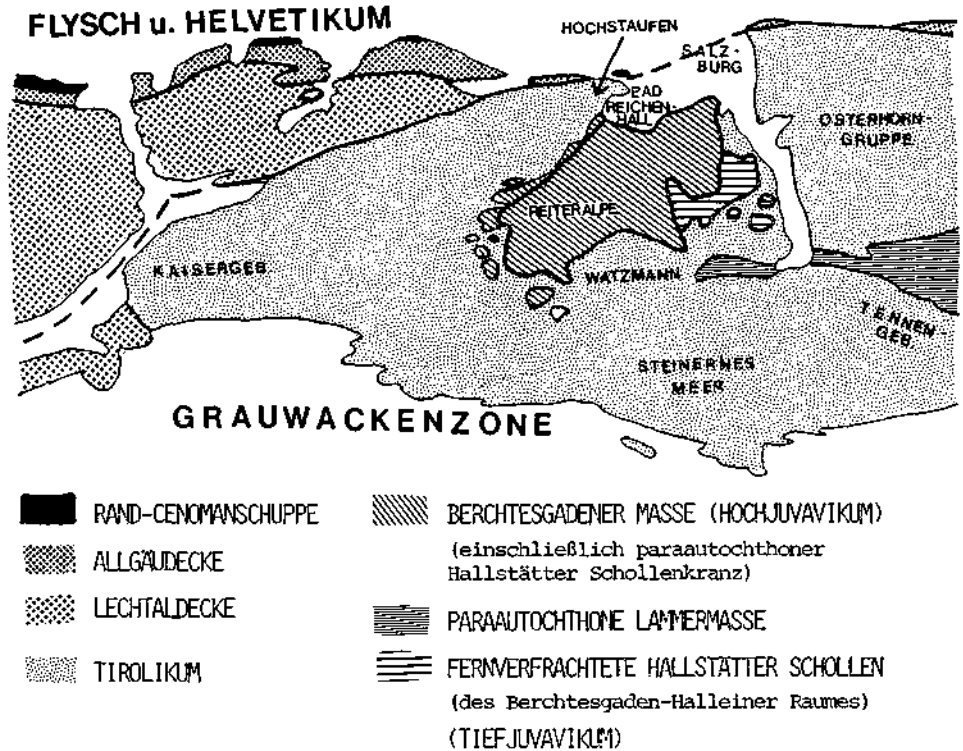


Abb. 1: Tektonische Übersichtsskizze des NW-Randes des tirolischen Bogens zwischen Inn- und Salzachtal

2. Schichtenfolge

Der folgende Abschnitt beinhaltet eine erste zusammenfassende Darstellung mikrofazieller Untersuchungen der Karbonatserien des Hochstaufenmassives. Detaillierte Darstellungen der Mikrofazies und Gefügeuntersuchungen einzelner Schichtglieder sind in Vorbereitung. Bei der Bezeichnung der Lokalitäten wird auf die Namensgebung des amtlichen Meßtischblattes Bezug genommen.

2.1. Reichenhaller Schichten

Die Reichenhaller Schichten des Hochstaufenmassives zeichnen sich durch die Ausbildung zweier deutlich unterscheidbarer Lithofaziestypen aus.

„Typische“ Reichenhaller Schichten finden sich 300 m östlich der Mairalm in 760 m Höhe. Die schwarzbraunen, gut gebankten, meist stark bituminösen Dolomite

und Kalke zeichnen sich insbesondere durch das polygonale, schneeweiße Kluftnetz sowie durch hohe Fluoritgehalte aus. Schichtparallele Dolomitlagen werden durch selektive Verwitterung in Form einer engständigen bräunlichen Lamination herauspräpariert. Das sedimentäre Strukturinventar dokumentiert ruhige, niederenergetische Ablagerungsverhältnisse. Flaserschichtung, Kryptoschrägschichtung, Anreicherung von Komponenten in Mikrokanälen, gelegentliche Bioturbationsgefüge sowie bituminöse Sedimentkrusten sind neben frühdiagenetischen Schrumpfs-, Entwässerungs- und Entgasungsrissen signifikante Parameter. Die Biogenführung (Gastropoden, Muscheln, Crinoiden, Ostracoden, Feinschill und Foraminiferen) ist im allgemeinen gering außer in horizontweisen Anreicherungen. Die generelle Artenarmut dokumentiert eingeschränkte Lebensbedingungen. Das Mikrofaziespektrum umfaßt meist stark rekristallisierte Mikrite und Biopelmikrite.

Diese Parameter weisen auf subtidale Sedimentationsvorgänge lagunärer Bereiche unter stark abgeschnürten Verhältnissen hin. Der hohe Bitumengehalt in Verbindung mit Dolomit- und Fluoritgehalten können als Indikatoren für ein Sapropelmilieu mit stark hypersalinem Einschlag angesehen werden.

Der zweite Lithofaziestyp ist im Kareinschnitt der Hockeralm aufgeschlossen. Die Schichtenfolge umfaßt gutgebankte Dolomite sowie dünnbankige, gelblich-rötliche Dololaminite und Kalke mit linsigen Einlagerungen von gelblich-rötlichen Rauhewacken, die randlich Übergänge zu Dololaminiten mit Fließ- und Rutschfalten sowie syngenetischen Staffelbrüchen aufweisen.

Stromatolithe mit Lösungshohlräumen (Taf. 1, Fig. 1) und Dolomite mit schwalbenschwanzartigen Messerstichformen (Gipspseudomorphosen, Taf. 1, Fig. 2) weisen auch hier auf ein hypersalines Environment hin.

Als Ablagerungsraum können inter- und supratidale Schlickflächen mit hohen Evaporationsraten angenommen werden. Frühdiagenetische Lösungsprozesse und syngenetische Rutschungen bedingten Sedimentkollapsstrukturen und können als wichtigste Mechanismen der Entstehung schichtiger Rauhewacken angesehen werden (vgl. FRISCH 1975, S. 100).

2.2. Bemerkungen zum Begriff „Alpiner Muschelkalk,,

ERHARDT (1931) faßte die bis zu 300 m mächtige Schichtenfolge unterhalb der Partnachsichten unter dem Begriff „Alpiner Muschelkalk“ zusammen. Aufgrund der sedimentologischen und faziellen Untersuchungen konnte eine in der schematischen Übersichtsskizze angegebene Dreigliederung (Tab. 1) durchgeführt werden. Die Verfasser ziehen die faziellen Begriffe „Wechselfolge der Wurstkalke“, Steinalmkalk und Reiflingeralk dem unklar abgegrenzten und mit einem gewissen stratigraphischen Leitwert (Anis) versehenen Begriff „Alpiner Muschelkalk“ vor.

2.2.1. „Wechselfolge der Wurstkalke“

Die bis zu 150 m mächtige „Wechselfolge der Wurstkalke“ umfaßt hauptsächlich dickbankige, dunkelgraubraune, bituminöse Kalke und Dolomite mit zyklischen Einschaltungen der besonders charakteristischen dünnbankigen WurstkalKBänke, ferner helle Dololaminite und Stromatolithe sowie Bioarenite. Die hangendsten Bänke weisen häufig Oolithe auf.

In den meist eintönigen Mikriten und Biopelmikriten tritt horizontweise reiche Biogenführung auf. Insbesondere sind schichtig eingeregelt kleine Gastropoden sowie längere Crinoidenstielglieder zu nennen. In den WurstkalKBänken kulminiert die Bioturbationstätigkeit. Die oft wirre Aneinanderlagerung von Wühlbauten und

Tabelle 1: „Alpiner Muschelkalk“ des Hochstaufenmassivs

Faziesgruppe	Mächtigkeiten	Lithologie	Ablagerungsraum
		Initiale Hornstein- Riffknospen knollenkalke Bituminöse Beckenkalke	
Untere Reiflinger-Kalke	150 m	mit eingeschalteten allodapischen Kalken, Hellgraue Stromatactis-Bankkalke, Knollenfaserkalke	Beckenfazies mit Schwellen und Teiltrögen
Steinamkalk	20 – 30 m	Dünnbankige onkolithische Fossilschuttkalke, Crinoidensparite, Massige Dasycladaceen-Kalke	Plattformrand mit Crinoidensandfächern, Flach subtidale Schlickflächen einer lagunären Plattform
Wechselfolge der Wurstkalke	150 m	Oolithe Helle Bioarenite Wurstkalke / Schlickbänke Stromatolithe / Dololaminite	Flachwasserplattform mit: Oolithbarren Gezeiten und Schlickflächen Supratidalfächen mit starker Evaporation

Grabgängen bedingte eine nahezu vollständige Entmischung des Sedimentes. Frühdiagenetisch werden die Wühlbauten infolge hoher Porositäten und hohen Gehalts an organischer Substanz bereits vollständig zementiert und somit gegenüber spätdiagenetischen Prozessen weitgehend versiegelt. Die umgebende Matrix weist hingegen noch Porositäten auf. Die unterschiedlichen Zementationsstadien der frühen Diagenese liefern Ansatzpunkte für spätdiagenetische differenzierte Lösungsprozesse, die für die letztendliche Ausgestaltung des heute vorliegenden Flasergefüges verantwortlich sind.

Die hellen Bioarenite bilden linsige Einschaltungen in die Schlammfazies aber auch länger durchhaltende Bänke. Die arenitische Schüttung setzt meist mit einem ausgeprägten Erosionsrelief über der unterlagernden Schlammbank ein (Taf. 1, Fig. 3). Dabei werden noch offene Grabgänge verfüllt. Die basalen Anteile der Schüttungen enthalten häufig plastisch-deformierte Schlickgerölle und sind stets durch strengflache Einregelung der Komponenten charakterisiert. In den höheren Anteilen können dagegen häufig steile Schrägschichtungsgefüge festgestellt werden. Der gut sortierte Biogensand weist ein weitgefächertes Komponentenspektrum auf. Es dominieren Schill, Crinoiden, Algenfilamente, Lumps, Pelloide und Intraklaste. Daneben treten Foraminiferen, Ostracoden, kleine Muscheln und Schnecken sowie gelegentlich Dasycladaceenreste auf.

Die schichtig eingeschalteten hellen Dololaminite und Stromatolite zeigen Trockenrisse, Fenestralgefüge sowie Calcitpseudomorphosen nach Gips. Dolomit weist außer schichtgebundenen syngenetischen Vorkommen eine weitgefächerte Palette von Erscheinungsformen auf, von denen hier lediglich die selektive Dolomitisierung der Matrix der Wurstkalke sowie reine grobkristalline, spätdiagenetische Dolosparite genannt seien.

Die zyklischen Sedimente der „Wechselfolge der Wurstkalken“ indizieren ein weit ausgedehntes, in sich stark faziell differenziertes Flachwasserareal, das im wesentlichen durch eine Schlicksedimentation charakterisiert ist. Regional kommt es zu reger Bioturbationstätigkeit. Die Schlickflächen werden in unregelmäßiger Form von Gezeitenkanälen durchzogen und umrahmen periodisch trockenfallende Areale mit starker Evaporation. Die Oolithe in den hangendsten Bänken werden als Barrenkörper aufgefaßt, die zu den lagunären Verhältnissen des Steinalmkalks überleiten.

2.2.2. Steinalmkalk

Der circa 30 m mächtige Steinalmkalk setzt mit der Sedimentation dickbankiger-massiger, heller Dasycladaceenkalken ein. Im Hangenden nimmt im Anschluß an einen 3–5 m mächtigen Crinoidenkalkhorizont die Bankung kontinuierlich ab. Gleichzeitig tendieren die Schichtflächen zu knolliger Ausbildung und es herrschen infolge zunehmender Bitumengehalte erneut dunkle Gesteinsfarben vor. Die Hangendgrenze kann mit dem Einsetzen der stark Hornstein führenden Knollenfaserkalken in Reiflinger Kalkfazies scharf gezogen werden.

Die geringfügig zerbrochenen Dasycladaceenthalli sowie die schlammgetragenen Gefüge machen für die Dasycladaceen-Bankfazies ruhige, lagunäre Ablagerungsbedingungen wahrscheinlich (Taf. 2, Fig. 1). Neben Dasycladaceen sind Foraminiferen, Pelloide und Lumps häufigste Sedimentbestandteile. Die Fossilliste umfaßt im einzelnen:

- Physoporella präalpina*
- Teutloporella peniculiformis*
- Ammodiscus* sp.
- Glomospirella* sp.

Der helle Crinoidenkalkhorizont zeigt hingegen aufgrund seines Strukturinventars höherenergetische Plattformrandbedingungen an. Signifikante Sedimentstrukturen sind deutliche Einregelung von Komponenten, Schrägschichtung, Auswaschung der feinkörnigen Matrix und anhaftende mikritische Klumpen an Trochiten. Das Komponentenspektrum umfaßt außer Crinoiden vor allem Schill, Ostracoden und Brachiopoden. Die Brachiopoden sind meist vorzüglich erhalten und geopetal mit Sediment verfüllt. Die Faunenliste kann ERHARDT (1931, S. 13) entnommen werden.

Die Sedimente des hangenden Abschnittes des Steinalmkalks weisen hohe Gehalte an Echinodermenschutt sowie zahlreiche Ostracoden auf. Besonders signifikant ist das häufige Auftreten von *Fronicularia* sp. Charakteristisch ist die Umkrustung der Komponenten. Neben echten Onkoiden sind noch zahlreiche bisher nicht näher identifizierte Krustentypen zu verzeichnen. Zum Hangenden gewinnen pelagische Elemente (Filamente, Radiolarien) immer mehr an Bedeutung und zeigen eine deutliche Eintiefung an. Zunehmende Auswaschung des Feinanteils des komponentengestützten Sediments führt zur Bildung zahlreicher kleinräumiger Hohlräumgefüge, die später zum Teil geopetal mit Schlick verfüllt werden.

In den Sedimenten des Steinalmkalks ist der Übergang von einem ruhigen, flach lagunärem Ablagerungsraum mit ausgedehnten Algenrasen und einer Grapestone- und Onkoidfazies in eine Plattformrandfazies dokumentiert. Am Rande der Plattform entstehen durch intensive Strömungen ausgedehnte, gut ausgewaschene Crinoidensandfächer, in deren geschützteren Bereichen Brachiopoden siedelten. Der Plattformrand fällt flach gegen die Beckenbereiche ab und empfängt umgelagertes Flachwassermaterial wie auch pelagische Faunen.

2.2.3. Untere Reiflingerkalke

Die bis zu 150 m mächtigen Unteren Reiflingerkalke setzen mit der Sedimentation der ca. 25 m mächtigen, dünnbankigen, stark Hornstein führenden Knollenfaserkalke ein. Durch Zunahme der Bankmächtigkeiten erfolgt der Übergang in die ca. 40 m mächtigen, hellgrauen, dickbankigen Stromatactis-Bankkalke. Der hangende Abschnitt wird von gut gebankten, dunklen, bituminösen Kalken mit Einlagerungen allodapischer Bänke eingenommen.

Die beiden basalen Gesteinskörper der Unteren Reiflingerkalke liefern ein eindrucksvolles Beispiel für unterschiedliche Gefügeausformung während der Diagenese. Dabei wird deutlich, daß mineralogisch heterogenes Sediment sehr viel stärker durch spät-diagenetische Prozesse umgeformt wird als mineralogisch reineres Karbonat. Im ersten Fall werden sedimentäre und frühdiagenetische Strukturen überprägt oder ausgelöscht, im zweiten Fall sind sie erhaltungsfähig (vgl. KUBANEK, 1979, S. 148 ff.; BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974 a, S. 34/35).

Die Knollenfaserkalke und die Stromatactis-Bankkalke zeigen nahezu gleiche Mikrofaziestypen. Es dominieren Biopelmikrite mit pelagischen Faunen (Radiolarien, Kieselspiculae, Conodonten, Filamente und Foraminiferen). Die Knollenfaserkalke sind infolge ihrer starken vulkanischen Beeinflussung mineralogisch sehr heterogen. Sie zeichnen sich insbesondere durch bis zu 60 cm mächtige Bentonitlagen und durch reiche Hornsteinführung aus. Frühdiagenetische Umverteilungsprozesse der Kieselsäure sowie selektive frühdiagenetische karbonatische Zementation infolge hoher organischer Gehalte (Bauten etc.) ermöglichten eine partielle Erhaltung des sedimentären und frühdiagenetischen Strukturinventars. Der Mechanismus der Kieselsäuremobilisation wird als Lösung von kieseligen Organismen in tieferen reduzierenden Sedimentschichten und erneute Ausfällung von Quarz unter Mitwirkung CO₂ reicher Porenwässer (vulkanisch beeinflusst?) in einem höheren Niveau verstanden. Die besonders intensive Hornsteinführung im Einflußbereich der Bentonite kann auf Halmyrolyse zurückgeführt werden. Die durch wechselnde Mineralogie (Tone, Hornsteine, Tuffe) vorgezeichneten Inhomogenitätsflächen lieferten bevorzugte Ansatzpunkte für spät-diagenetische Drucklösungsprozesse und bedingten das typische Flasergefüge. Hingegen sind die vergleichsweise mineralogisch homogenen Stromatactis-Bankkalke vor allem durch die Erhaltung des sedimentären und frühdiagenetischen Strukturinventars charakterisiert. Die spät-diagenetische Drucklösung erfolgte hier entlang zahlreicher Einzelstyolithen. Bioturbation, sowohl in Form wohldefinierter Bauten als auch in Form einer allgemeinen Störung der Schichtung, ist weit verbreitet. Schlickgerölle und leichte Rutschfalten dokumentieren synsedimentäre Aufarbeitung.

Die frühe Diagenese ist vor allem durch Setzungs- und Entwässerungsphänomene sowie erste, oft selektiv einsetzende Lithifikation charakterisiert. So werden Bioturbationsgefüge infolge ihrer hohen Porositäten und ihres hohen Gehaltes an organischer Substanz bereits sehr früh zementiert. Die auf Setzungs- und Entwässerungsprozesse zurückzuführenden Stromatactisstrukturen sind in besonders vielfältiger Ausbildung überliefert (Taf. 2, Fig. 2) (vgl. BECHSTÄDT, 1974 b, S. 657—660).

Die circa 60—80 m mächtige hangende Faziesgruppe weist aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung in Form gutgebankter, dunkelgraubrauner, bituminöser Beckenkalke mit eingeschalteten allodapischen Bänken auf eine zunehmende Gliederung der Beckenbereiche in Teiltröge und Schwellen hin. Die Zunahme der allodapischen Bänke zum Hangenden sowohl in Zahl als auch an Mächtigkeit betont dies.

Im obersten Abschnitt stehen sich zwei grundsätzlich verschiedene Faziestypen gegenüber:

In den Teiltrögen werden gut gebankte, dunkle, meist ovalrunde Hornsteine führende Beckenkalk abgelagert, die durch öfters eingelagerte, dünne Mergelbänder zur Sedimentation der Partnachschichten überleiten.

Gleichzeitig beginnt auf den Schwellen über allodapischen Schüttungen Riffwachstum. Diese initialen Riffknospen sind durch eine Schlammbankphase des Riffwachstums charakterisiert.

Im Mikrofaziespektrum der Beckenkalk dominieren Biopelmikrite mit zahlreichen Radiolarien, Foraminiferen und Filamenten. Größere Pelloide sind besonders in Bioturbationsgefügen angereichert. Auffallend ist der hohe Anteil an organischer Substanz, der sich in dem meist starken Bitumengehalt dokumentiert. Er mag für die zahlreichen frühangelegten Risse verantwortlich sein, die als Entgasungskanäle für die zersetzenden organischen Stoffe gedient haben könnten. Die Schüttungsphasen der allodapischen Kalke sind anfangs fast immer durch hohe Gehalte an Echinodermenschutt, insbesondere Crinoiden, charakterisiert. Während das Material der Vorphase noch recht gut sortiert ist, weist der Schutt der Hauptphase kaum noch eine Sortierung auf. Die allochthonen Riffkalkkomponenten zeichnen sich durch besonders kantige Ausbildung aus, ein Hinweis auf sehr frühe Lithifikation der Riffbereiche. Dagegen sind die „parautochthonen“, ruditischen Beckenkalkkomponenten oft plastisch deformiert, ein Hinweis auf zumindest unvollständige Verfestigung und geringe Transportweiten (Taf. 3, Fig. 1).

Die Riffkalkkomponenten zeichnen sich durch besonders hohe Anteile von Solenoporaceen und Codiaceenschutt aus. Aber auch andere Riffbildner wie Tubiphytes, Korallen, Kalkschwämme und Hydrozoen sind zu beobachten. In der arenitisch-lutitischen Matrix zwischen den Komponenten vermischen sich die Elemente von Riff und Beckenfazies. Bioklasten und Intraklasten weisen häufig onkoidische Krusten und Rindenzemente auf (Taf. 2, Fig. 3).

In den obersten Bänken erscheint an verschiedenen Stellen initiales Riffwachstum. Diese Riffe zeigen die typische Ausbildung einer Schlammbankphase (Taf. 1, Fig. 4) Alle Riffbildner des Wettersteinkalkes sind bereits vorhanden. Es herrschen jedoch weitgehend schlammgetragene Gefüge mit lediglich kleinen Hohlraumstrukturen vor.

Die basalen Fazieskörper der Unteren Reiflinger Kalke indizieren eine offenermarine Beckenfazies mit einem lebensfreundlichen Weichbodenmilieu, das abschnittsweise stark von vulkanischen Aktivitäten beeinflusst wird. In den hangenden Serien erfolgt der Umschlag in ein stagnierendes Becken mit Tendenzen zur Paulschlammabildung. Zunehmende morphologische Gliederung der Beckenbereiche führt zur Differenzierung der Fazies. Auf Schwellen entsteht initiales Riffwachstum (Wassertiefen oberhalb 50 m), während in den benachbarten Teiltrögen (um 200 m Wassertiefe) Beckensedimente und allodapische Kalke abgelagert werden (vgl. SARNTHEIM, 1967, Abb. 43; BECHSTÄDT & MOSTLER 1976, S. 279/280).

2.3. Partnachschichten

Die Partnachschichten, eine 50–70 m mächtige Wechselfolge von Mergelbändern und zwischengeschalteten Kalkpaketen, unterteilt die Reiflinger Kalke des Arbeitsgebietes in ein Unteres und ein Oberes Niveau. Die Partnachschichten keilen nach W (Blatt Inzell) aus und werden dort durch eine durchlaufende Reiflinger Kalksedimentation vertreten. Am Mittergang sind sie mit vier 3–15 m mächtigen graugrünen, oft etwas sandigen Mergelbändern aufgeschlossen. Die zwischengeschalteten 5–20 m

mächtigen Kalkpakete entsprechen in ihrer Mikrofazies weitgehend den Reiflinger Kalken. Sie enthalten vereinzelt Ausläufer allodapischer Schüttungen.

Kalkbänke und Mergelbänder sind stets durch scharfe Grenzen getrennt. Innerhalb der Mergel treten vereinzelt dolomitische Mergelkalklinsen sowie Pyrit führende Kalklinsen auf. Horizontweise wurde eine schlecht erhaltene Brachiopodenfauna festgestellt. ERHARDT (1931, S. 14) erwähnt *Rhynchonella faucensis* ROTHPL.

Die Partnachsichten dokumentieren einen offenmarinen Sedimentationsraum, der insbesondere durch eine hohe Tonsedimentationsrate gekennzeichnet ist. Hohe Bitumen- und Pyritgehalte geben Hinweise auf ein Halbfaulschlamm-Milieu, das lediglich von einigen spezialisierten Brachiopoden bevorzugt wurde.

2.4. Obere Reiflinger Kalke

Die ca. 60–80 m mächtigen, gutgebankten, dunklen, meist stark bituminösen Oberen Reiflinger Kalke bilden eine Übergangsfazies zwischen Partnachsichten und Wettersteinvorriff-Fazies. Der Übergang kann durch die folgenden Tendenzen charakterisiert werden:

1. Die Bankung ist im liegenden Abschnitt vorwiegend dünnbankig und nimmt zum Hangenden kontinuierlich zu. Gleichläufig ist eine Tendenz zu helleren Gesteinsfarben korreliert mit abnehmenden Bitumengehalten.

2. Mit der Zunahme der Bankmächtigkeiten ist das Auftreten allodapischer Schüttungen verbunden. Diese enthalten neben Riffschutt eine Vielzahl intraformationale aufgearbeiteter Beckenkalke. Rutschfalten, Schlammbreccien und Schlickgerölle dokumentieren die Vielfalt synsedimentärer Aufarbeitung. Die Tendenz einer allgemeinen Kornvergrößerung ist mit der Zunahme des Riffschuttanteils verknüpft (Taf. 3, Fig. 2).

3. Die hangenden Abschnitte sind durch eine zunehmende Auswaschung des Schlammes und Tendenz zu einer ausgeprägten Hohlraum- und Blockwerksbildung gekennzeichnet.

Die faziellen Parameter weisen die Oberen Reiflinger Kalke als Beckenrandsedimente zwischen Partnachbecken einerseits und Wettersteinvorriffabhang andererseits aus. Aufgrund der vorliegenden Gefüge ist der Abfall in die Beckenbereiche sowohl durch eine starke Anlieferung von Riffschutt als auch durch eine intensive synsedimentäre Mobilität der Beckensedimente charakterisiert.

2.5. Wettersteinkalk

Der circa 400 m mächtige Wettersteinkalk des Hochstauftenmassives dokumentiert in der vertikalen Abfolge der Fazieskörper das seitliche Übergreifen einer in sich differenzierten Riffplattform gegen die angrenzenden Beckenbereiche.

Am Hochstauften folgen im Hangenden der Oberen Reiflingerkalke circa 50–100 m mächtige, helle, dickbankige-massige Vorriffkalke sowie 300 m mächtige, massige Riffkernablagerungen und circa 50 m mächtige gebankte Rückriff- und Lagunen sedimente. Die Lagunenfazies nimmt nach W an Mächtigkeit zu. Im Massiv des Mitterstauften (Hendelsbergkopf) erreicht sie bis zu 200 m und zeigt deutliche Zyklizität (Kompaktbänke und Zwischenschichten im Sinne SANDER's, 1936).

2.5.1. Vorriff-Fazies

Die Oberen Reiflingerkalke gehen durch Zunahme von grobem Riffschutt in dickbankige-massige, helle, meist intensiv dolomitisierte Vorriffkalke über. Stark fleckige Gesteinsfarben infolge zunehmender Auswaschung der Schlammanteile sowie der

Rückgang dunkler Beckensedimente bis auf gelegentliche Einschaltungen einiger Meter breiter, gut geschichteter, linsiger Körper charakterisieren den Übergangsbereich.

Das Vorriffsediment enthält neben kantigem, oft 10er Zentimeter großem Blockschutt reichlich Skeletttrümmer und Abrieb aus dem Riffkern. Auffallend ist der hohe Anteil an Echinodermen, insbesondere an Cidarisstacheln. Starke Auswaschung der Matrix bedingte hohe Porositäten und schuf die Wegsamkeit für spätdiagenetische Porenlösungen. Die spätdiagenetische Dolomitisation bildet daher bevorzugt Matrixgefüge ab (Taf. 3, Fig. 3). Im Bereich sehr hoher Porositäten kann es jedoch auch zur Bildung reiner, grobkristalliner Dolosparite kommen.

2.5.2. Riffkernfazies

Innerhalb der 300 m mächtigen Riffkernablagerungen des Hochstaufens dominieren Schuttkalke und Breccien gegenüber autochthonen Riffknospen. Die Schuttkalke sind aufgrund ihrer vollständig zementierten Gefüge deutlich von den Vorriffkalken unterscheidbar (Taf. 3, Fig. 4).

Innerhalb des Riffkerns können aufgrund ihres faunistischen Gehaltes, der Wuchsformen sowie des Substrates drei wesentliche ökologische Zonierungen unterschieden werden.

Am bedeutendsten ist die „Tubiphytesassoziation“. Sie ist durch die Gruppierung von bis zu 2 m hohen Tubiphytesstöcken auf schlammigem Substrat charakterisiert. *Tubiphytes obscurus* kommt jedoch auch in anderen Wuchsformen und als Krustenbildner sehr häufig in den übrigen Zonierungen vor. Aufgrund der niederenergetischen Parameter des Sediments kommen ruhige Standorte etwas tieferen Wassers wie z. B. der untere Riffhang in Frage.

Hingegen ist die „Thecosmilienassoziation“ mit bis zu 1,5 m hohen Stöcken für etwas höherenergetische Bereiche charakteristisch. Sie bevorzugt arenitisches Substrat und ist gegen die Riffrückseite stark dominant. Großwüchsige Korallen des Typs *Montlivaultia* wie auch kleinwüchsige Formen (Astdurchmesser bis 2 mm) sind in Bezug auf ihre ökologische Zuordnung aufgrund des vorliegenden Materials noch nicht eingruppierbar.

Die dritte Ökozone ist insbesondere durch die Häufigkeit von Kalkschwämmen und durch arenitisches Substrat gekennzeichnet. Außer Kalkschwämmen sind Codiaceen (Taf. 2, Fig. 4), Hydrozoen (Polster und astförmige Wuchsformen) sowie kleinwüchsige Tubiphytesstöckchen wesentliche Riffbildner. Innerhalb der weitausgedehnten Schuttareale kommt es immer wieder zur Bildung kleinräumiger, flacher Riffstotzen.

Bei den Kalkschwämmen konnten die folgenden Gattungen nachgewiesen werden: (Bestimmung nach OTT, 1967)

Uvanella irregularis (Taf. 2, Fig. 5)

Dictyocelesia mamon (Taf. 2, Fig. 6)

Cryptocoelia zitteli

Colospongia catenulata

Peronidella sp.

Für sämtliche ökologische Zonierungen sind intensive Krustenbildungen zu verzeichnen. Es dominieren Spongiostromatakrusten. Daneben treten Tubiphytes sowie inkrustierende Foraminiferen (*Microtubus communis*) häufig auf. Die Palette der Riffbewohner umfaßt neben Brachiopoden, Muscheln und Schnecken vor allem Echinodermen und Foraminiferen.

2.5.3. Riffrückseitenfazies

Das Wettersteinkalkprofil des Hochstaufen schließt mit circa 50 m mächtigen Calcareniten, die eine charakteristische „Thecosmilienassoziation“ aufweisen, ab. Das Komponentenspektrum weist neben kleinstückigem Riffschutt häufig Pelloide, Grapestones, Schill, Foraminiferen und schlecht erhaltene Dasycladaceenfragmente auf. Besonders auffallend sind bis zu 1 cm dicke *Cidarisstachel*. Die Rifffknospen der „Thecosmilienassoziation“ werden aus einzelstehenden bis 1,5 m hohen Korallenstöcken gebildet. Daneben kann häufiger auch eine lockere Gruppierung mehrerer Stöcke zu einem Gesamtverband beobachtet werden. Insgesamt ist das fast völlige Fehlen anderer Riffbilder signifikant. Die Korallen sind meist von Spongiostromatakrusten überzogen und dienen den Epöken *Ladinella porata* als Substrat.

2.5.4. Lagunenfazies

Die Lagunenfazies kann aufgrund ihrer zyklischen Abfolge dickbankiger „Kompaktbänke“ und dünnbankiger „Zwischenschichten“ deutlich von der Riff-Fazies abgegrenzt werden. Innerhalb der Kompaktbänke können eine Grapestone-, eine Biogen-Schlamm- und eine Pellet-Schlammfazies unterschieden werden (vgl. SARNTHEIM, 1965, 1966; ENDERS, 1974). Die Zwischenschichten sind durch syngenetische Dolomitierungsprozesse charakterisiert. Als Besonderheit der Zwischenschichten des Mitterstaufen ist das häufige Auftreten von Calichehorizonten hervorzuheben.

Die Kompaktbänke des Mitterstaufen zeichnen sich durch eine absolute Dominanz der Grapestonefazies aus. Die Grapestones erreichen durch mehrfache Agglutinierungsprozesse öfters Größen von mehreren cm und sind stets durch ausgeprägte Rindenbildung gekennzeichnet. Die Rinden erweisen sich als besonders lösungsresistent, zeigen jedoch eine starke Anfälligkeit gegenüber Dolomitierung. Cayeuxien mit Wuchsform von bis zu 10 cm hohen Stöckchen bevorzugen diese Fazies (Taf. 2, Fig. 7).

Insgesamt ist für die Grapestonefazies ein ausgedehntes flachlagunäres Warmwasserareal mit herabgesetzter Zirkulation und fehlender Kalkschlammsedimentation anzunehmen. Gelegentlich auftretende Gradierung, Schrägschichtung und kleine Erosionskanäle deuten auf lokal höherenergetische Bedingungen hin. Die Biogenschlammfazies kann aufgrund ihres vielfältigeren Komponentenspektrums sowie dem Vorhandensein von schlammiger Matrix abgegrenzt werden. Dasycladaceenfragmente, Echinodermen, Schill, Foraminiferen und Gastropoden sind die wichtigsten Biogene. Daneben sind Pellets, Lumps, vereinzelt Grapestones und Onkoide zu nennen. Besonders signifikant ist das Auftreten von *Ammobaculites radstatensis*. Das Strukturinventar umfaßt: Einregelung von Komponenten, Schrumpfungs- und Entwässerungsstrukturen und Bird-eyes (vgl. WOLFF, 1973, S. 260 ff.).

Die eintönige Pellet-Schlammfazies ist in den Kompaktbänken des Mitterstaufen von ganz untergeordneter Bedeutung.

In allen Faziesbereichen kann es zu horizontweisen Anreicherungen von großen Biogenen, insbesondere großen Chemnitzien, kommen. Die stets große Individuenzahl bei gleichzeitiger Artenarmut dokumentiert die eingeschränkten Lebensbedingungen mit Annäherung an das hypersaline Milieu.

Als wesentliches Charakteristikum der Zwischenschichten soll das vielfältige Erscheinungsbild syngenetischer Dolomitierung hervorgehoben werden. Die arenitischen Sedimente weisen häufig selektiv dolomitisierte Komponenten und einzelne dolomitische Sedimentlagen auf. Aufgrund ihres Strukturinventars wie z. B. Gradie-

rung, Schrägschichtung, Erosionskanäle, Fenestralgefüge und Sedimentstabilisierung durch dünne Algenfilme sind sie dem höheren Intertidal zuzuweisen. Mehrfache Aufarbeitungs- und Resedimentationsprozesse sowie frühe Lithifikation sind durch mehrfach zerrissene und erneut synsedimentär verkittete Algenmatten, intraformationale Breccien sowie Doloklasten in calzitischer Matrix dokumentiert.

Vielfältige Phänomene der vadosen Diagenese können in den mächtigen Pisolith- und Calichekrusten innerhalb der Zwischenschichten des Mitterstaufen in idealer Ausbildung studiert werden. Taf. 3, Fig. 5 zeigt einen Anchliff aus einem Calichehorizont. Eine detaillierte Studie über die Bildung der Calichehorizonte ist in Vorbereitung. Hier soll daher eine Auflistung der wichtigsten Phänomene genügen:

1. Mitkritisierung
 - a) Mitkritisierung von Komponenten
 - b) Entstehung mikritischer Laminae.
2. Bildung von Pisoiden.
3. Reverse-graded-bedding.
4. Dripstonezemente.
5. Vadoser Silt.
6. Trockenrisse mit Füllungen von vadosem Fasercazit.
7. Dolomitisierung und Dedolomitisierung.

Taf. 2, Fig. 8 vermittelt in einer Dünnschliffaufnahme ein repräsentatives Gefügebild eines Pisolithhorizontes. Deutlich ist mehrfach konkretionäres Wachstum der PISOIDE zu erkennen. Die Kerne der PISOIDE sind teilweise vollständig mikritisiert, teilweise weggelöst und später durch Sparit gefüllt. Die den PISOIDEN anhaftenden mikrostrahlitischen Zemente (Dripstonezement) sind meist stark rekristallisiert, jedoch durch einen dunklen mikritischen Kristallsaum deutlich markiert.

Die Lagunensedimente des Mitterstaufen dokumentieren im Alternieren mariner Sande und Stromatolithe mit vadosen Calichehorizonten einen ständigen Wechsel zwischen Trockenperioden mit Süßwassereinflüssen und mariner Sedimentation auf flachsten lagunären Arealen. Die starke Dominanz der Grapestonefazies mit ihrer charakteristischen Flora (Cayeuxien) und Fauna (*Ammobaculites* sp., zahlreiche Chemnitzien) ist für den relativ riffnahen Abschnitt der Wettersteinkalklagunen charakteristisch (vgl. WOLFF, 1973, S. 260 ff.).

2.6. Raibler Schichten

Raibler Schichten sind im Arbeitsgebiet nur an drei tektonisch isolierten Schuppungsresten mit circa 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Es handelt sich um Tonsteine, Sandsteine und Sphärosco dien kalkbänke aus der „Unteren Schieferntonfolge“ des Raibler Niveaus (vgl. DOBEN & FREIMOSER, 1973, Erl. Blatt Inzell, S. 23–26).

2.7. Hauptdolomit

Der Hauptdolomit zeigt die für die tirolische Entwicklung typische Ausbildung. Er ist in seinen liegenden Anteilen massigbrecciös ausgebildet, meist sehr hell und kleinstückig polygonal zerbrechend. Hangend ist eine Tendenz zu einer ausgeprägten Bankung festzustellen.

2.8. Nor/Rhätkalke

Die Nor/Rhätkalke des Buchwaldes (Staufensüdflanke) gehen in einem kontinuierlichen Profil aus Hauptdolomit hervor und zeigen eine lithologische Dreiglied-

derung. Der basale Abschnitt ist durch Zyklitheme charakterisiert, die im Gelände besonders durch Stromatolithhorizonte auffallen. Es bestehen Analogien zu den von CZURDA & NICKLAS (1970) aus den Klostertaler Alpen beschriebenen Plattenkalkzyklithemen. Der mittlere Abschnitt ist durch zunehmende Bankung und helle Gesteinsfarben sowie das häufige Auftreten von Oolithen gekennzeichnet. Im hangenden Anteil nimmt die Bankung wieder ab bei gleichlaufender Tendenz zu dunkleren Gesteinsfarben und infolge zunehmender Mergelgehalte leicht knolliger Ausbildung der Bänke. Onkoidisch umkrusteter Schill und Lumachellenkalke dokumentieren klar den Übergang in eine Kössener Fazies. Zusammenfassend kann das Nor/Rhätprofil als ein Übergangsprofil zwischen Hauptdolomitfazies und Kössenerfazies aufgefaßt werden, eine Situation, die ganz den Verhältnissen am Sonntagshorn und der Steinplatte entspricht.

2.9. Vilser Kalk (Dogger-Bajuvarikum)

Die dem Bajuvarikum zuzurechnenden Vilser Kalke von Schloß Staufeneck zeichnen sich durch eine Dominanz von gelblichrötlichen Echinodermenspariten gegenüber hellen Mikriten aus. Besonders charakteristisch ist die reiche Brachiopodenfauna, die ERHARDT (1931, S. 24) beschreibt.

2.10. Gosaukonglomerate

Die ca. 100 m mächtigen, meist gut gerundeten, mit rötlichem Bindemittel gebundenen Gosaukonglomerate des Staufenmassivs weisen rasch auskeilende Sandstein- und bauxitische Tonlinsen auf. Die Komponentengröße erreicht bis zu 20 cm Durchmesser. Die Zusammensetzung der Konglomerate zeigt nach HERM (1962, S. 331) eine klare Dominanz von Wettersteinkalk und Muschelkalk, häufig sind Rhätkalke und Radiolarit. Besondere Erwähnung verdient das Auftreten von Buntsandstein und Plassenkalk als Komponente. Kartierbare Transgressionshorizonte sind selten: im Buchwald transgredieren die Gosaukonglomerate auf Rhätkalke, an der Fischzucht in Karlstein auf verstellte „Muschelkalke“ und möglicherweise am Anstieg von der Padinger Alm zur Bartlmahd in 930 m Höhe auf Hauptdolomit (die hier anstehende Hauptdolomitbreccie mit rötlichem Bindemittel kann jedoch auch als tektonische Breccie aufgefaßt werden). Überall sonst sind die Gosaukonglomerate durch Störungen gegen die angrenzenden Gesteine der Trias abgegrenzt. HERM (1962) stellt die Gosaukonglomerate des Hochstaufens in die mittlere Gosau (Oberanton).

2.11. Eozän

Eozäne Ablagerungen konnten im Arbeitsgebiet nirgends anstehend nachgewiesen werden. Die in der ERDARDT'schen Karte angegebenen Vorkommen werden angezweifelt. An den angegebenen Stellen liegt heute lediglich eine an Eozänblöcken reiche Fernmoräne vor.

3. Tektonik

3.1. Tektonischer Rahmen und Baustil

Die in Anlehnung an A. TOLLMANN (1969, 1976) entworfene tektonische Übersichtsskizze in Abb. 1 zeigt die besonders exponierte Lage des Hochstaufensmassives den NW-Rand des tirolischen Bogens. An der Nordfront des Massives überwältigt die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke endgültig das nach E immer schmaler

ausstreichende und intensiv gefaltete Bajuvarikum und rückt unmittelbar an den Flysch heran. Die Südflanke und das südlich anschließende Reichenhaller Becken zeichnen sich durch den besonders engen Kontakt zur hochjuvavischen Berchtesgadener Decke mit ihrem Hallstätter Schollenkranz aus.

Folgend soll im Anschluß an einen Überblick über die wesentlichen Strukturelemente des Hochstaufenmassives der Versuch einer Interpretation des zeitlichen Ablaufs der tektonischen Ereignisse vorgenommen werden.

Aufgrund der Neukartierung (vgl. Geol. Karte in Abb. 2) konnten die in der tektonischen Karte in Abb. 3 ausgewiesenen Einheiten unterschieden werden. Es sind dies:

1. Der Flysch
2. Das nahezu vollständig überwältigte Bajuvarikum mit einem kleinen Vorkommen von Vilserkalken am Schloß Staufeneck
3. Das Tirolikum mit:
 - a) der Staufenmulde,
 - b) der Sattelstruktur des Mauthausenerberges,
 - c) den von Süden aufgeschobenen Schuppen der Bartlmahd und Buchmahd, (einschließlich obertriadischer Schuppungsreste des Kerns der Staufenmulde).
 - d) die Schuppungsmassen des Reichenhaller Talkessels mit Haselgebirge, Reichenhaller Schichten, Gosau und Alttertiär (vgl. SCHAUBERGER & ZANKL, 1976).

Der Überschiebungsrand der tirolischen Decke des Staufenmassives auf den Flysch im Norden ist durch die Ausbildung einer ausgeprägten Stirnfront charakterisiert. Diese umfaßt die folgenden Elemente (vgl. Abb. 2):

1. Eine Stirnfalte in Form eines liegenden Sattels innerhalb des „Alpinen Muschelkalks“ am Ostende des Mitterganges.
2. Die Ausbildung einer Stirnschuppe aus untertriadischen Gesteinen an der Überschiebungsfrent (vgl. ERHARDT, 1931, S. 45; TOLLMANN, 1969, S. 143).
3. Staffelartiges Abschieben von Segmenten des Nordflügels der Staufenmulde nach NE.

Die Stirnschuppe ist an der Mairalm (vgl. Abb. 2 und 3) mit Reichenhaller Schichten und Schuppungsresten von Haselgebirge und Werfener Schichten aufgeschlossen. Der in der tektonischen Karte dargestellte Verlauf der Stirnschuppe ist stark schematisiert. Eine genaue Kartierung war aufgrund der mächtigen Überdeckung durch steile Hangschuttkegel nicht möglich. Aufgrund des besonders hohen Anteils untertriadischer Gesteine (Bundsandstein, Werfener Schichten, Haselgebirge und Reichenhaller Schichten) in der Lokalmoräne des Leitengrabens erscheinen die in der Karte angenommenen Dimensionen der Stirnschuppe gerechtfertigt.

Die Verfasser sehen in der dem Zwieselmassiv vorgelagerten Nordrandzone (bestehend aus Reichenhaller Schichten, Werfener Schichten und Haselgebirge) die westliche Fortsetzung der Stirnschuppe des Staufenmassives. In den Erläuterungen zu Blatt INZELL wurde diese Zone dem Bajuvarikum zugewiesen, die Gesteine weisen jedoch auf eine sehr enge Verbindung zum Staufenmassiv hin.

Das Tirolikum des Staufenmassives bildet zwei große Falten. Die Staufenmulde im W umfaßt den Mitter- und Hochstaufen sowie das Fuderheumassiv. Im E schließt sich die Sattelstruktur des Mauthausenerberges an. Beide Faltenstrukturen zeigen steil nach SW eintauchende Achsen. Die Mulde und Sattel trennende Störung kann als eine durch Blattverschiebungen überprägte schräge Aufschiebung aufgefaßt werden.

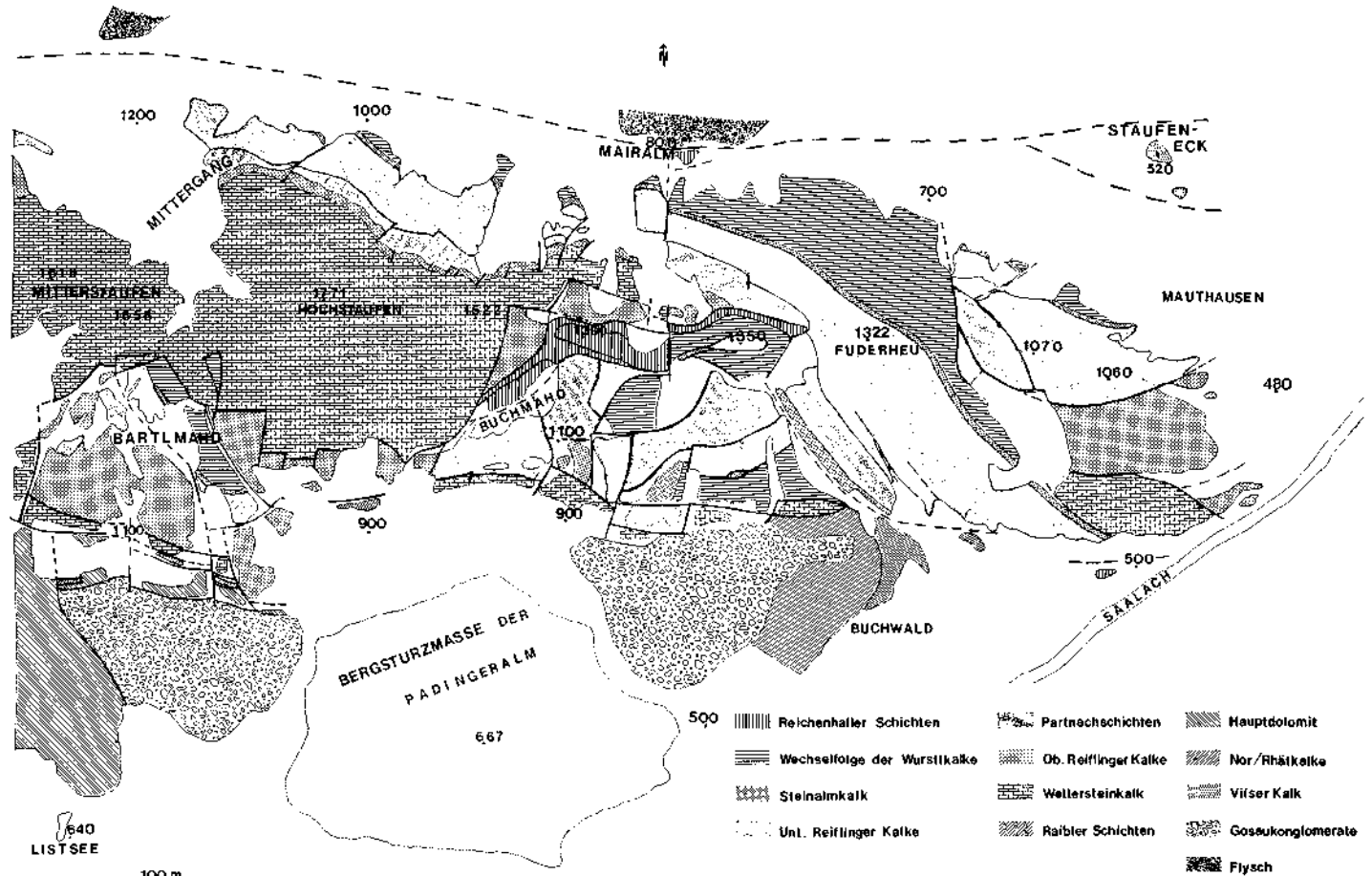


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Hochstaufenmassivs

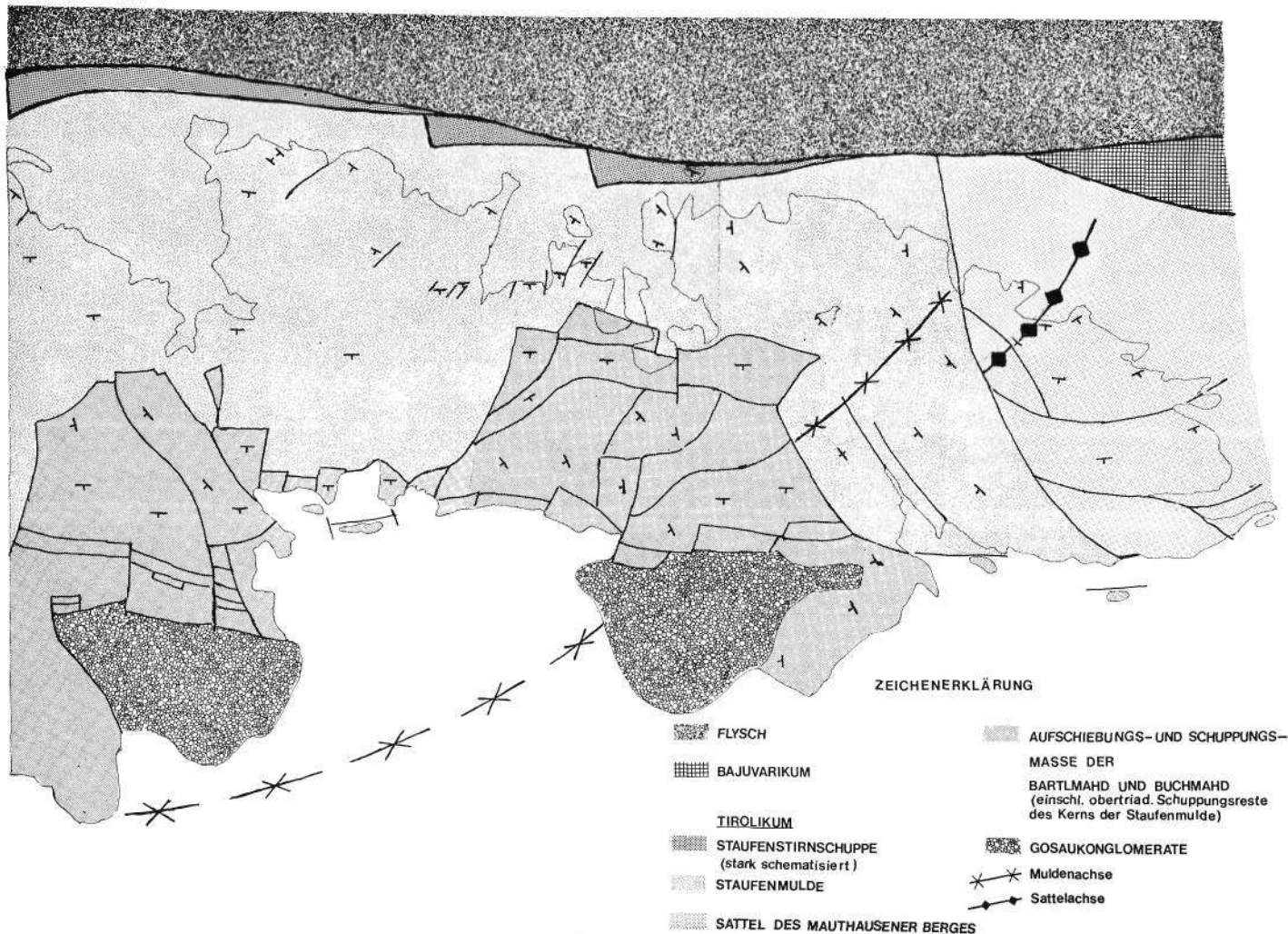


Abb. 3: Tektonische Übersichtskarte des Hochstaufenmassivs

Der Nordflügel der Staufenmulde (Hoch- und Mitterstauen) umfaßt eine 40—50° S-fallende Wettersteinkalkplatte mit unterlagernden Partnachschieben und „Alpinem Muschelkalk“.

Am W-Ende des Mittergang ist innerhalb des „Alpinen Muschelkalks“ die oben schon erwähnte Stirnfalte angelegt, die sich jedoch in den Partnachschieben verliert und die Wettersteinkalkplatte nicht mehr betroffen hat.

Auf den normal liegenden Nordflügel der Staufenmulde ist in der Südflanke des Mitter- und Hochstauens an der Bartmahd und Buchmahd eine tektonisch stark reduzierte Folge von Reichenhaller Schichten bis Reiflingeralken längs steil (50—60°) südfallender Schuppungsbahnen mit sowohl vertikalen als auch horizontalen Harnischstriemungen und mächtigen Reibungsbreccien aufgeschoben. Diese Schubmassen bestehen aus den tieferen Anteilen des Muldenordflügels, die als tektonisch stark ausgedünnte Schuppen abgesichert wurden. Die Aufschiebungsfront ist durch Querverwerfungen mehrfach versetzt. Meist sind die Bewegungsbahnen durch mehrere Meter mächtige Partnachmergel oder Reichenhaller Rauhacken verschmiert.

Die Schuppungstektonik setzt sich mit immer engständiger gescharten steilen Längsverwerfungen nach S gegen den Muldenkern fort. Die Raibler Schichten werden bis auf isolierte Späne von 10 Meter Mächtigkeit reduziert, der Wettersteinkalk bis auf 50 m. Auch für den Hauptdolomit müssen erhebliche Mächtigkeitsreduktionen angesetzt werden. Mit in den Schuppenbau einbezogen sind die Gosaukonglomerate, die im Buchwald auf Rhätkalke und an der Fischzucht in Karlstein auf „Alpinen Muschelkalk“ der Staufenmulde transgressiv aufliegen.

3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Ereignisse

Die Analyse der Beziehungen der verschiedenen Strukturelemente führte zur Aufstellung des folgenden Zeitplans:

1. Faltung und Anlage des Deckenbaus (tirolische und juvavische Decken) in vorgosauischer Zeit.
2. Transgression der Gosau auf den vorgefalteten Deckenstapel.
3. Einengung und Schuppung, nachgosauisch bis posteoazän.
4. Im Gefolge der Ausgestaltung des tirolischen Bogens Eingleiten des Deckenstapels in seine heutige Position mit endgültiger Überwältigung des Bajuvarikums und des Flysches in posteoazäner Zeit. Dabei Anlage einer Überschiebungsfront an der Stirn des Tirolikums und abschließende Ausgestaltung der Aufschiebungstektonik an der S-Flanke des Hochstauenmassives sowie Rotation der Faltenachsen.
5. Heraushebung des Gebirges mit intensiver Blocktektonik.

Als Ausgangspunkt der tektonischen Entwicklung wird eine vorgosauische Faltung angesehen, die zur Bildung einer weitläufigen Mulde und einem nördlich anschließenden Sattel führte. Die erste Anlage der Deckentektonik muß in vorgosauischer Zeit angenommen werden. Hinweise hierfür finden sich in der in sich geschlossenen Sedimentationsgeschichte der Gosausedimente des „Reichenhaller Beckens“ (HERM, 1962) sowie dem Geröllspektrum der Gosaukonglomerate des Hochstauenmassives, das auch Elemente aus der tief- und hochjuvavischen Decke aufweist sowie den Transgressionsverhältnissen der Gosaukonglomerate auf verstellte „Muschelkalke“ an der Fischzucht in Karlstein und auf Rhätkalke im Buchwald.

Bezüglich des genauen Zeitpunkts der Platznahme der Berchtesgadener Decke sowie der Existenz fernüberschobener Hallstätter Deckschollen geben die Verhält-

nisse am Hochstaufenmassiv keine näheren Hinweise. Eine zusammenfassende Diskussion der unterschiedlichen Auffassungen haben jüngst H. HÄUSLER & BERG, 1980, S. 85 vorgenommen. Nach HÄUSLER & BERG ist ein Ferntransport von Schollen der Hallstätter Gesamtentwicklung anzunehmen. Der westliche und nordwestliche Schollenkranz der Berchtesgadener Masse ist jedoch als zur hochjuvavischen Masse zugehörige parautochthone Einheit aufzufassen (H. HÄUSLER & BERG, 1980, S. 83).

Bezüglich des Zeitpunktes der Platznahme der Berchtesgadener Masse werden in der Literatur hauptsächlich zwei Ansichten vertreten:

H. BÖGEL (1971, S. 114) faßt die Berchtesgadener Masse als einen in das Jurameer geglittenen Megaolistolith auf. Andere Autoren gehen von einem Einschub im höheren Neokom aus (A. G. FISCHER, 1965, S. 23; R. E. GARRISON, 1964, S. 162ff.). FAUPL & A. TOLLMANN (1979, S. 110) sehen ähnlich wie bereits MEDWENTZSCH (1949, 1958) die Wildflyschbreccie der Oberen Roßfeldschichten als Abbild großtektonischer Vorgänge an. Infolgedessen könnte die Platznahme der Berchtesgadener Masse auch im Oberhauertive erfolgt sein.

Geht man von der Annahme aus, daß die Anlage der Falten tektonik innerhalb des Tirolikums im Zusammenhang mit dem Eingleiten der Berchtesgadener Masse erfolgte, so kann man den Einschub frühestens im höheren Neokom ansetzen, da die Faltung noch tiefneokome Schichten der Staufenmulde bei Karlstein betroffen hat.

Eine erste Einengungsphase ist im Zusammenhang mit dem Eingleiten der Berchtesgadener Decke möglich. Die besonders auffallende Schuppungstektonik an der Staufen-südseite ist jedoch sicher nachgosauisch, da die Gosau noch mit einbezogen wurde. Die Einengungstektonik erstreckt sich über einen Zeitraum, der bis in posteoazäne Zeit reichen muß. Hierauf weisen Gosau und Ältertertiär in einem Schuppenbau zusammen mit Haselgebirge in der Bohrung REI 3 am Lattengebirgs-nordfuß hin (SCHAUBERGER & ZANKL, 1976, S. 561—563).

Bei zunehmender Einengung wurden immer größere Späne aus der Staufenmulde gelöst und von S her aufgeschoben. Im Laufe der Zeit erfaßte die Abscherung immer tiefere Anteile des Tirolikums. Für die Schuppen an der Buchmahd kann eine zweiphasige Bewegung nachgewiesen werden. Auf den Wettersteinkalk der Staufenmulde folgt an der Hockeralm (vgl. Abb. 2 u. 3) eine erste Schuppe aus Reiflingeralken, der später eine zweite mit Reichenhaller Schichten und „Alpinem Muschelkalk“ aufgeschoben wurde. Diese zweite Aufschiebungsmasse, die als abgescherte Basis des Tirolikums aufgefaßt werden kann, setzt sich in den Reichenhaller Talkessel fort.

Haselgebirge und Reichenhaller Schichten des Reichenhaller Talkessels müssen unter diesem Aspekt als tirolisch angesehen werden. Dafür sprechen auch die großen faziellen Übereinstimmungen zwischen den Reichenhaller Schichten des Reichenhaller Talkessels und denen des Staufenmassives. Außerdem haben SCHAUBERGER & ZANKL (1976) mehrfach auf die Eigenständigkeit des Reichenhaller Haselgebirges im Vergleich zum Berchtesgadener und Halleiner Typus hingewiesen.

Während an der S-Flanke des Staufenmassives die Einengungstektonik zu diesem Schuppenbau führte, erfolgte am Nordrand das Ablösen der Basisschuppe des Tirolikums im Zusammenhang mit dem posteoazänen Eingleiten des Deckenstapels einschließlich des Flysch in seine heutige Position. Gleichzeitig kam es zur Ausgestaltung der Überschiebungsfrent mit der beschriebenen Stirnbildung. Im Zuge der endgültigen tektonischen Formung des tirolischen Bogens erfolgte die Rotation der Flatenachsen in ihre heutige Lage.

Aufgrund der oben aufgeführten intensiven Einengungstektonik ist das einfache Modell einer flachen schüsselartigen Eintiefung des Tirolikums unter der Berchtes-

gadener Decke für den Abschnitt des Reichenhaller Talkessels erheblich zu modifizieren. Der Ansatz der Schuppung ist in größerer Versenkungstiefe anzunehmen. Außerdem hat die Einengung nicht nur zu einem Ausschuppen von Material nach oben, sondern sicherlich auch zu einem verstärkten Eintauchen des Deckenstapels in den Flysch geführt. Daher ist mit einem steilen Abtauchen, einem intensiven Schuppenbau sowie einem erheblichen Tiefgang des Tirolikums zu rechnen. Dies würde auch erklären, warum bisher keine der Tiefbohrungen (bis 1200 m unter der Talsohle) im Reichenhaller Talkessel das Tirolikum durchteufen konnte. Die tiefe Versenkung des Tirolikums könnte bei der posteoziänen Heraushebung des Gebirges zu einer gegenüber der Umgebung verstärkten Aufstiegsbewegung geführt haben. Außerdem wäre zu erwarten, daß in diese Blockbewegung randliche Teile des Flysches einbezogen wurden. Die vergleichsweise hohe Lage der dem Hochstufenmassiv vorgelagerten Flyschberge, die am Top die Ausbildung einer deutlichen Verebnungsfläche zeigen, könnte hierdurch eine Erklärung finden.

4. Quartärgeschichte

Bei der Beschreibung der Lokal- und Fernvergletscherung des Staufenmassives kann im wesentlichen auf die Darstellung von ERHARDT (1931, S. 29ff.) verwiesen werden. Folgend wird lediglich auf einige Aspekte der quartären Geschichte eingegangen. Die junge Heraushebung des Gebirges wird stark durch glaziale Ereignisse überprägt. Die Schürfbewegung der Gletscher führte zu einer Versteilung der Hänge, insbesondere auch zu einem Abhobeln des Gebirgsfußes. So konnte es schon vor dem Würmhöchststadium (= Maximum der Fernvergletscherung) zum Abrutschen einer großdimensionierten Bergsturzmasse, die heute den Komplex der Padinger Alm aufbaut, kommen. Die Konturen des abgescherten Gesteinskörpers sind heute noch in der Südflanke des Hochstaufens, in der Goldtropfwand, andeutungsweise zu erkennen. Als Abscherhorizonte bieten sich die durch Partnachmergel und Rauhwacken geschmierten Aufschiebungsbahnen an. Die durch das Abgleiten einer sehr großen Masse sich entladenden Spannungen verursachten ein intensives Bergzerreißen. Zahlreiche E-W streichende oft bis zu 10 m offene, tief hinabreichende Spalten durchziehen das Staufenmassiv. Jüngst registrierte seismologische Ereignisse unter dem Hochstauen könnten möglicherweise durch sich lösende Restspannungen verursacht sein.

Danksagung

Die Untersuchungen zur Mikrofazies und Diagenese der mitteltriadischen Schichtglieder des Hochstufenmassives werden zur Zeit in einem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekt durchgeführt. Für die Bereitstellung der Mittel möchten wir danken. Besonderer Dank gebührt der Saline Bad Reichenhall, insbesondere Herrn F. HOFMANN vom hydrogeologischen Büro, für die vielfältige Unterstützung der Geländearbeiten.

Literatur

- BECHSTÄDT, T.: Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calzit Faziesindikatoren? — N. Jb. Paläont. Mh., 643—663, Stuttgart 1974.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4. H. 5/6, 1—74, 4 Abb., 4 Tab., Taf. 1—4, Innsbruck 1974.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 127/1, 271—290, Hannover 1976.

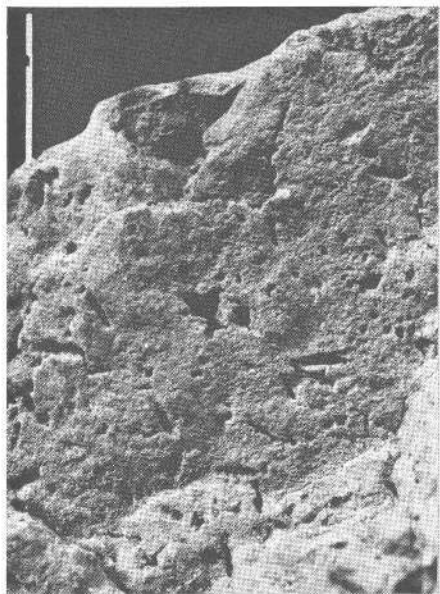
- BÖGEL, H.:** Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). — Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München, 146 S., 8 Abb., 5 Taf., München 1971.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L.:** Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalkniveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätiköns. — Festband d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165—253, Tab. 1—5, Taf. 1—3, Phototaf. 1—10, Innsbruck 1970.
- DOBEN, K. & FREIMOSER, M.:** Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8242 Inzell. — Bayr. Geol. L. A., München 1973.
- ENDERS, P.:** Beiträge zur Lithofazies und Paläogeographie des Wettersteinkalks der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Lech. — Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München, München 1974.
- ERHARDT, W.:** Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. — Wiss. Veröff. Dtsch. Österr. Alpenver., 11, 52 S., 8 Abb., 5 Taf., 1 geol. Karte 1 : 25.000, Innsbruck 1931.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.:** Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefenrinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — Geol. Rdsch., 68, 93—120, Stuttgart 1979.
- FISCHER, A. G.:** Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 20—33, 7 Abb., Wien 1965.
- DRISCH, J.:** Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. — Jb. Geol. B.-A., 118, 76—110, Wien 1975.
- GARRISON, R. E.:** Jurassic and early Cretaceous Sedimentation in the Unken valley area, Austria. — Diss. Geol. Dept. Univ. Princeton, 188 S., 28 Fig., 22 Taf., 1 Karte, Princeton 1964.
- HÄUSLER, H. & BERG, D.:** Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. — Verh. Geol. B.-A., 1980, 63—95, 8 Abb., 2 Taf., Wien 1980.
- HENRICH, R.:** Die Geologie des Hochstausen in den Nördlichen Kalkalpen. — Unveröff. Diplomarb., Univ. Marburg, 187 S., 100 Abb., 15 Tab., 2 Anlagen (Prof. u. Karte 1 : 10.000), Marburg 1979.
- HERM, D.:** Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayrische/Salzburger Alpen). — Z. dtsh. geol. Ges., 113 (1961), 320—348, 4 Abb., Hannover 1962.
- KUBANEK, F.:** Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — Diss. Fak. Allg. Ingenieurwiss. Techn. Univ. Berlin, 202 S., Berlin (Photodruck Ladewig) 1970.
- MEDWENITSCH, W.:** Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl—Aussee. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1, 1—27, 1 Karte, 2 Tektonogr., Wien 1949.
- MEDWENITSCH, W.:** Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133—200, Taf. 1—4, Wien 1958.
- OTT, E.:** Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., 131, 96 S., 10 Taf., 9 Abb., 5 Tab., München 1967.
- SANDER, B.:** Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Min. u. petrogr. Mitt., N. F., 48, 209 S., Leipzig 1936.
- SARNTHEIM, M.:** Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 119—162, 1 Taf., Wien 1965.
- SARNTHEIM, M.:** Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. 1. Fortsetzung. — Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck, 54, 33—39, 5 Abb., Innsbruck 1966.
- SARNTHEIM, M.:** Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. — Geol. Rdsch., 56, 116—127, 1 Taf., 4 Abb., Stuttgart 1967.

- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W.: Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall. — Geol. Rdsch., 65, 558–579, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1976.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), 124–181, 1 Taf., Wien 1969.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XVI, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. — Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3 IX, 449+7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976b.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayrischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 264–274, Stuttgart 1973.

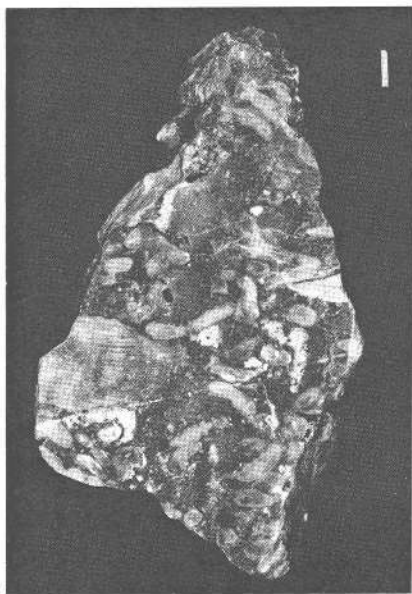
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. März 1981.

Tafel 1

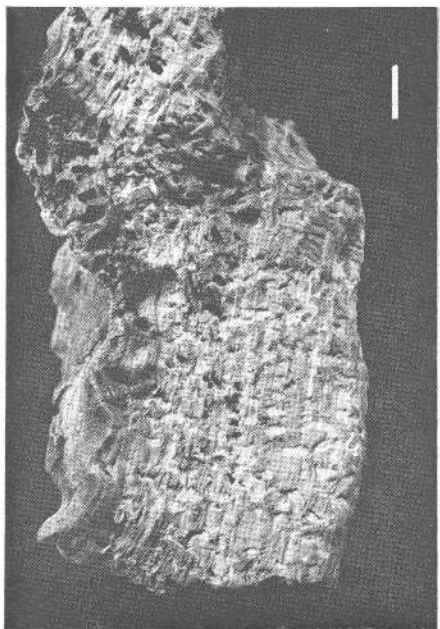
- Fig. 1: Stromatolithischer Dolominit mit senkrechten Schrumpfrissen, die vermutlich mit Evaporiten gefüllt waren. Reichenhaller Schichten, Hoekeralm (Vorderstufen), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: Messerstichkalk mit Lösungshohlräumen von Gipsen mit charakteristischer „Schwalbenschwanzverzwilligung“. Reichenhaller Schichten, Hoekeralm (Vorderstufen), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: Durchwühlte Schlammbank (unten) überlagert von arenitischer Schüttung mit deutlichem Erosionsrelief an der Basis, dabei Verfüllung der Grabgänge, im arenitischen Bereich Schlickgerölle sowie Einregelung der flachen Komponenten. „Wechselfolge der Wurstkalken“ — (Rinnenfüllung), Buchmahl — (Vorderstufen), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: „Thecosmilien-Montlivaultien“-Vergesellschaftung des beginnenden Riffwachstums in schlammiger Matrix mit kleinen, teils Calcit-zementierten Hohlräumen. Untere Reiflingerkalke, Mauthausener Berg, Balkenlänge 1 cm.



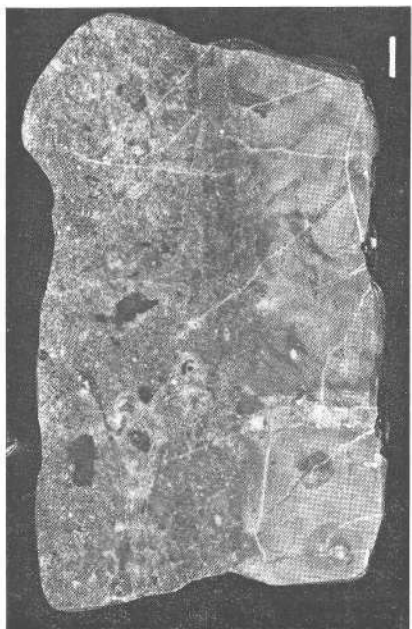
2



4



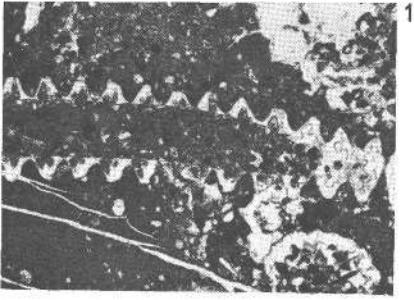
1



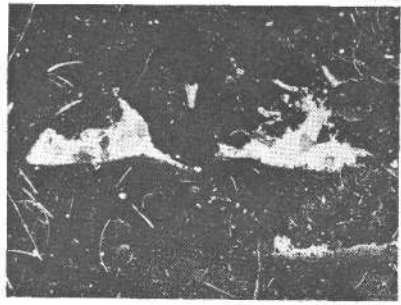
3

Tafel 2

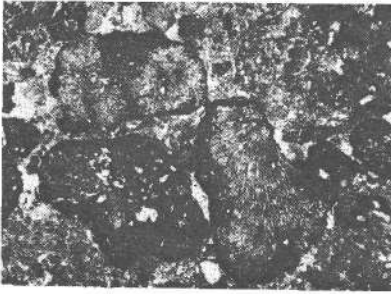
- Fig. 1: Biopelmikrit mit gut erhaltenen Thalli von *Physoporella präalpina*. Steinalmkalk, Vorderstaufer, Vergrößerung 5-fach.
- Fig. 2: Biomikrit mit calcitisierten Radiolarien, Filamenten und Echinodermenfragmenten; Stromatactishohlräume calcit-zementiert. Untere Reiflingerkalke, Fuderheuberg, Vergrößerung 5-fach.
- Fig. 3: Biosparit mit onkoidisch umkrusteten Komponenten (u. a. *Cayieucia* sp.), Ausschnitt aus einer allodapischen Bank. Untere Reiflingerkalke, Mauthausener Berg, Vergrößerung 6-fach.
- Fig. 4: *Pycnoporidium* sp. umkrustet von *Tubiphytes obscurus*. Wettersteinkalk-Riffkernfazies, Hochstaufer-Jägersteig 1500 m Höhe, Vergrößerung 2-fach.
- Fig. 5: *Uvanella irregularis* aufwachsend auf *Tubiphytes obscurus*. Wettersteinkalk-Riffkernfazies, Mauthausener Berg 780 m Höhe, Vergrößerung 2-fach.
- Fig. 6: Mehrfach umkrustetes Exemplar von *Dictyocoelia mamon*; 1. schwarze Kruste = *Tubiphytes obscurus* einschließlich *Ladinella porata* (Aufwuchs auf dem rechten Schwammteil); auf der ersten Kruste wächst *Folicatena* sp. auf, darüber folgt am oberen Bildrand eine helle Spongiostromatakruste. Wettersteinkalk-Riffkernfazies, Hochstaufer-Goldtropfwand, Vergrößerung 2-fach.
- Fig. 7: *Zonstrichites* p. mit deutlicher Rindenbildung. Wettersteinkalk-Lagune (Grapestonefazies), Mitterstaufer Höhe 1600 m, Vergrößerung 6-fach.
- Fig. 8: Pisolith mit mehrfach konkretionärem Wachstum der PISOIDE sowie mikrota-laktitischen Zementen (Dripstonezemente). Wettersteinkalk-Lagune (Calichekrusten), Mitterstaufer Höhe 1630 m, Vergrößerung 5-fach.



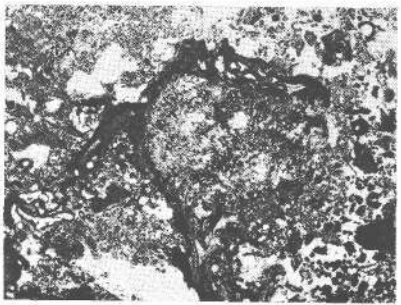
1



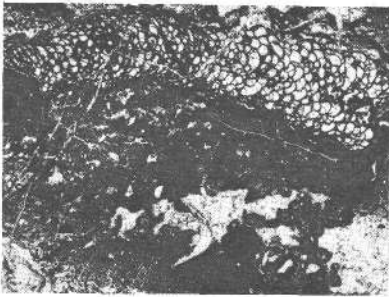
2



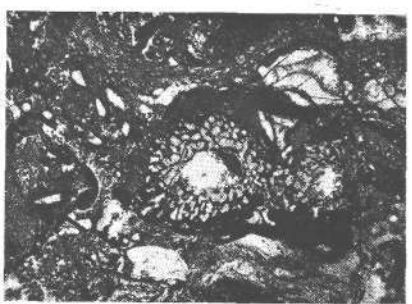
3



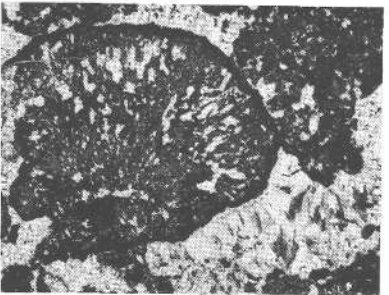
4



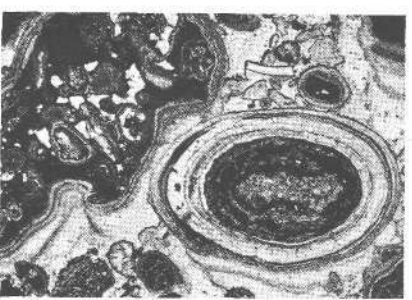
5



6



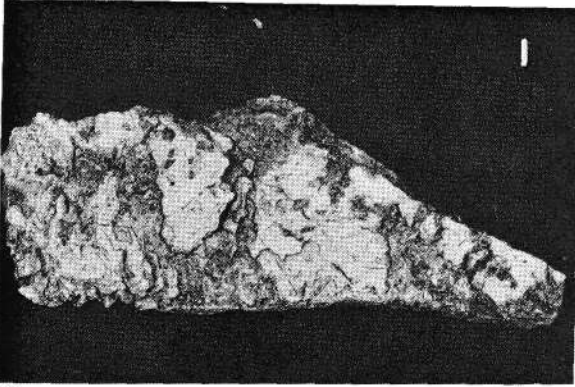
7



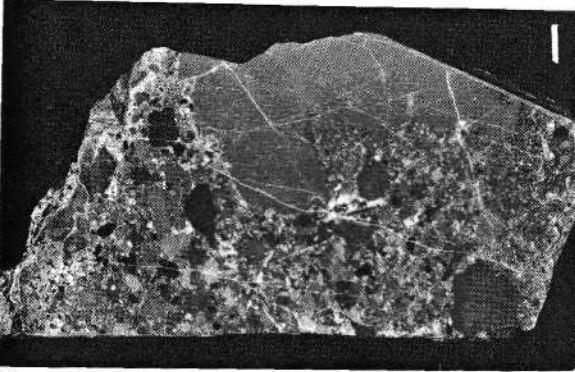
8

Tafel 3

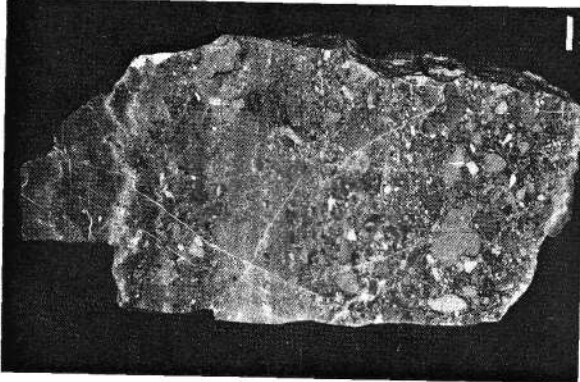
- Fig. 1: Kalkturbidit mit deutlichem Erosionsrelief über der unterlagernden Schlamm-
bank (Untere Bildkante) sowie deutlicher Gradierung, Bankmächtigkeit 19 cm.
Untere Reiflinterkalke, Mauthausener Berg, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: Schlamm-breccie mit zahlreichen oft plastisch-deformierten intraformationalen
Schlickgeröllen sowie kleinstückigem, hellem Riffdetritus, Bankmächtigkeit
1,2 m. Obere Reiflinterkalke, Soleitungsweg-Scharnkopf (Zwieselmassiv),
Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: Vorriffbreccie, Matrix dolomitisch und stark porös; Bankmächtigkeit 2 m. Wetter-
steinkalk-Vorriff-Fazies, Scharnkopf (Zwieselmassiv), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: Riffkernbreccie mit arenitischer Matrix und vollständig zementierten Resthohl-
räumen. Wettersteinkalk-Riffkernfazies, Hochstaufen-Jägersteig, Balkenlänge
1 cm.
- Fig. 5: Mehrfach aufgerissener (horizontal und vertikal) Calichehorizont mit konkretionären-mikritischen Krusten sowie umgekehrt-gradierte Piscoidlage. Wetter-
steinkalk-Lagune (Calichekruste), Mitterstaufen Höhe 1630 m.



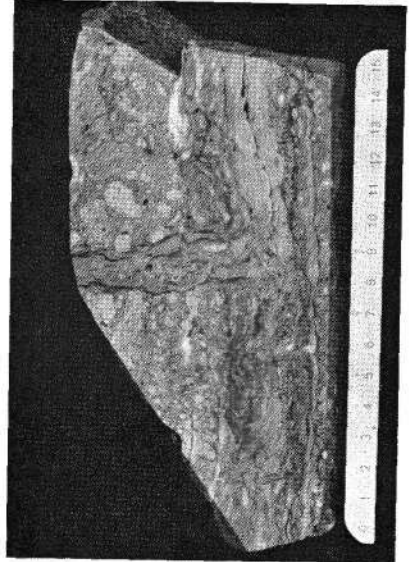
3



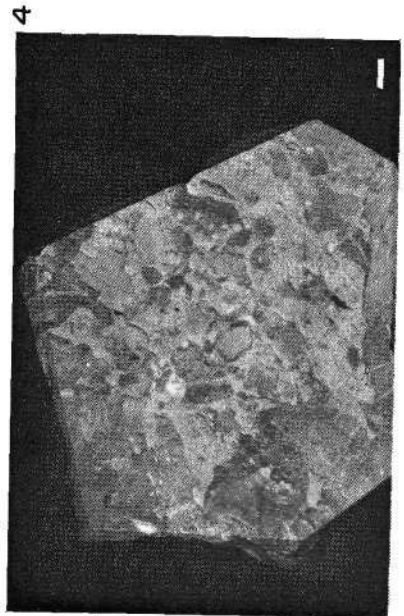
2



1



5



4