

# Die Jurabreccien der Eisenspitze

von Tilman Achtnich \*)

## Zusammenfassung

Die jurassischen Breccien der Eisenspitze, die eine, von Spalten durchsetzte, obertriadische Kalkplattform überlagern, wurden in 4 grobklastische Komplexe unterteilt. Die Breccien; vor allem die Megabreccie mit ihren Olistolithen, gehen auf submarine Felsstürze, debris flows, zum Teil auf grain flows und turbidity currents zurück. Der Ablagerungsraum der Klastika wird dargestellt, fazielle Verzahnung mit der kondensierten Rotkalkentwicklung der Zürser Schwelle demonstriert.

## Summary

The Jurassic breccias of the "Eisenspitze" - resting on an Upper Triassic carbonate platform which is interspersed with fissures - were divided into four coarse-grained clastic complexes. The breccias, especially the megabreccia with olistolithes, originate from submarine rockfalls (debris flows), partly from grain flows and turbidity currents. The sedimentation area of the clastic rocks is presented, facies interfingering with the condensed red limestones of the "Zürser Schwelle" is demonstrated.

## Inhalt

Einleitung

Rhät und Unterlias

Klassifikation subaquatischer Massenbewegungen

Die jurassischen Breccien

Megabreccie

Feinklastische Serie I

Breccie II

Feinklastische Serie II

Breccie III

Breccie IV

Komponentenverteilungsanalyse der vier Breccienkomplexe

---

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. Tilman Achtnich, Gutenbergstr. 75, D-7000 Stuttgart 1

Faziesschema der jurassischen Eisenspitzenentwicklung  
Paläogeographie und Ablagerungsraum  
Parseierbecken  
Zürser Schwelle  
Trias/Jura - Wende und der ostalpine Schelf

### Einleitung

Die außergewöhnliche, grobklastische Juraentwicklung der Eisenspitze war schon seit langem Gegenstand der Forschung. AMPFERER (1915, 1920, 1930, 1943) interpretierte die Eisenspitzbreccien als Gosausedimente, später machte er sie zu pleistozänen Gehängeverschüttungen. HUCKRIEDE (1959) und WESTRUP (1970) erkannten den synsedimentären, jurassischen Charakter.

Gliederung der Abfolge, Sedimentologie, Transportmechanismus der Breccien, Paläogeographie des Ablagerungsraums waren bisher noch im Dunkeln.

Tektonisch stellt das Eisenspitzenmassiv den leicht überkippten Südflügel einer Muldenstruktur dar. Tertiäre Tektonik versetzt die triadische, jurassische und kretazische Schichtfolge entlang eines subparallelen Lateralverschiebungssystems.

### Rhät und Unterlias

Rhätoliaskalk, Kössener Schichten: Ein echter rhätischer Riffgürtel ist in den südlichen Lechtaler Alpen nicht entwickelt. Vielmehr bestehen laterale Verzahnungen einer back-reef-Fazies des Rhätoliaskalks und einer, bathymetrisch nur wenig tieferliegenden Kössener, Beckenfazies. Organodetrituskalke und Oolithe des Flachwasserbereichs werden abgelöst von Mergeln und Tonschiefern, in die sich Korallenschuttkalke und Lumachellen einschalten.

### Spalten im Rhätoliaskalk, Interbreccie:

Im obersten Rhät einsetzende extensionale Tektonik führt zum Aufreißen von Spaltensystemen in der Karbonatplattform. Diese Erscheinung der Altkimmerischen Phase ist nicht außergewöhnlich in den Nördlichen Kalkalpen. Manche Spaltensysteme wurden mehrfach aktiviert: bis zu 3 subparallele Generationen kommen vor, wobei auch 3 verschiedene Füllsedimenttypen beteiligt sind (siehe Foto 1). Die Spaltenfüllungen sind meist brecciös, da Kalkmaterial, das von den Spaltenwänden abbricht, im Füllsediment eingebettet wird. Die einzelnen Generationen unterscheiden sich im Klastenanteil und in der Klastgröße. Die Matrix besteht aus roten Biomikriten mit Crinoidenbruch; der Organodetritusanteil wechselt. Häufig sind Anzeichen von Mangelsedimentation (submarine Kalklösung, Bildung von Kleinhöhlen und Mikroreliefs, Fasercalcittapeten, etc.). Dunkle Fe-Mn-Krusten legten sich bei Sedimentationsstillständen auf das Kleinrelief.

Vor allem in den jüngsten Spaltensedimenten sind Fe-Mn-Knollen und Bruchstücke von Krusten aufgearbeitet. Sie erscheinen heute als Mn-Silikat Braunit, dazu kommen Reste verschiedener Mn-Oxide (Pyrolusit, Bixbyit, Todorokit), ab und zu Hämatit und Goethit. Obwohl die Bildung von Braunit im sedimentären Zyklus noch nicht sicher nachgewiesen ist, läßt sich sein Entstehen doch erklären: primäres Wachstum von Fe-Mn-Knollen und Krusten, wie es für die Lias-Rotkalkentwicklung typisch ist; wechselnde Lagen von Karbonat, gelagertem Mn-Oxid und Goethit. Unter Diagenesebedingungen und SiO<sub>2</sub>-Zufuhr (Dogger und Malm?) bauten sich die Mn-Oxide in das Silikat



Foto 1: Mehrphasige Spaltenfüllung im Rhätoliaskalk

Braunit um. Reliktische, gekräuselte Gelstrukturen sind in den Braunitknollen noch gut zu erkennen.

Im Hangenden der Spalten, teilweise aber auch zwischen ihnen lagert eine rötlich-helle Internbreccie (oder auch syndimentäre Breccie). Genetisch ist sie mit den Liasspaltsystemen aufs engste verwandt: bereits lithifizierte oder halbverfestigte Mikrite, Biomikrite bis Crinosparite werden durch die andauernde Bodenunruhe des oberen Lias immer wieder aufgearbeitet, verbacken, erneut aufgearbeitet, etc. Oft muß das Brecciengerüst scharfkantiger Komponenten längere Zeit am Meeresboden offen gelegen haben, denn auch hier gibt es Anzeichen für Mangelsedimentation mit sehr geringer Sedimentanlieferung.

Diese Interbreccie, die nur im Westen des Eisenspitzgebietes, vor allem im Ablagerungsbereich der roten Crinoidenkalkte gebildet wurde, verzahnt gegen Osten mit der Fazies der grauen Crinoidenkalkte. Linsen stark umkristallisierter Crinosparite schalten sich ein. Sie führen oft kleinere Plastiklasten aus Matrixmaterial.

Schließlich, noch weiter im Osten, greift diese graue Crinoidenkalkfazies in die Beckensedimentation der Älteren Allgäuschichten vor. Gleitfalten im cm-Bereich, aufgearbeitete Plastiklasten aus dem Mergelmaterial der Allgäuschichten demonstrieren ein Bodenrelief im Übergangsbereich. Im eigentlichen Becken dagegen kommen nur mehr eintönige, gelbgraue bis bräunliche Mergel und Mergelkalkte vor.

Nur im Westen, im Bereich der Spalten und der Internbreccie, steht die sogenannte Knollenbreccie an: in einer roten, biotitkritischen Grundmasse schwimmen faustgroße Komponenten derselben Mikrofazies, die weiche Außenformen haben. Diese Plastiklasten entstanden in unverfestigtem Zustand, durch starke Wasserzirkulation an der Sedimentoberfläche. Die biotitkritische Matrix führt Crinoidenreste; dazu kommen verschiedene Lageniden, allerdings ohne *Involutina liassica*.

### Klassifikation subaquatischer Massenbewegungen

Sämtliche Erscheinungen der Eisenspitzebreccien gehen auf submarine Prozesse zurück. Deshalb wird, ganz kurz, eine Klassifikation der subaquatischen Massenbewegungen vorgelegt, wie sie im folgenden benützt wird: sie beruht auf der internen Zerlegung des transportierten Materials und stellt eine Reihung der Mechanismen auf, vom einen Extrem "Felssturz" bis zu "turbidity current".

"Submarine Felsstürze" haben äußerst geringe Transportweiten und finden nur an steilen Hängen und Wänden statt. Das entstehende Sediment ist völlig unsortiert und chaotisch gelagert. Die Einheit hat keine scharfen Ober- und Untergrenzen.

Bei "slides" und "slumps" werden Sedimentkörper entlang getrennter Scherflächen bewegt. Im Körper findet kaum Relativbewegung einzelner Partikel zueinander statt. Die Hangneigung ist sehr gering ( $< 1^\circ$ ). Ungeregelte Faltenstrukturen und Stauchfalten sind typisch. Die Untergrenze kann erosiv sein.

Die "submarinen Trägheitsströme" unterteilen sich in "debris flows" und "grain flows". Debris flows stellen ein Gemisch aus Tonmineralen, Wasser und unsortiertem Schutt dar. Der Schlammstrom braucht einen Matrixgehalt von mehr als 25%, er kann durch einen Schwimmeffekt sogar Olistolithe transportieren. Die Sedimentationseinheit hat eine scharfe, oft erosive Untergrenze, sehr schlechte Sortierung und praktisch keine Gradierung.

"Grain flows" sind gering viskos, haben keine feinkörnige Matrix. Ihre Kornverteilung ist unimodal, arenitisch; Transportmechanismus durch Korninteraktion (vielfaches Aufeinanderprallen der Partikel). Charakteristisch sind eine scharf begrenzte Sedimentationseinheit, basal inverse Gradierung; im Oberteil herrscht normale Gradierung, dazu kommt eine undeutliche Feinschichtung.

"Turbidity currents" brauchen nur geringe Hangneigung; große Transportweiten sind möglich. Durch hohen Schlammanteil entsteht ein viskoses Gemisch, das bei Bewegung in Turbulenzen gerät; diese halten die Kornfracht in Suspension. Bestimmte sedimentäre und biogene Merkmale sind typisch für die Turbidite. Die BOUMA-Sequenz beschreibt eine charakteristische Abfolge von Gradierung, Laminationen, Rippel- und Wickelschichtung in Sedimenten wechselnder Korngröße. Diese Abfolge ist im distalen Teil von Turbiditen entwickelt. Grundsätzlich zeigen Turbidite die besten "Ordnungsstrukturen" aller subaquatischen Massenbewegungsprodukte.

So klar diese Klassifikation auch sein mag, so dürfen wir nicht vergessen, daß sich in der Natur Vorgänge abgespielt haben, die die beschriebenen Mechanismen vermischten, sich folglich also auch vermischte Sedimentstrukturen entwickelt haben.

## Die jurassischen Breccien

Durch die Juraentwicklung des Eisenspitzenmassivs wurden 9 detaillierte Profile aufgenommen und bearbeitet. Sie sind, mit ihren Buchstabenkürzeln, auf Abb. 1 dargestellt.

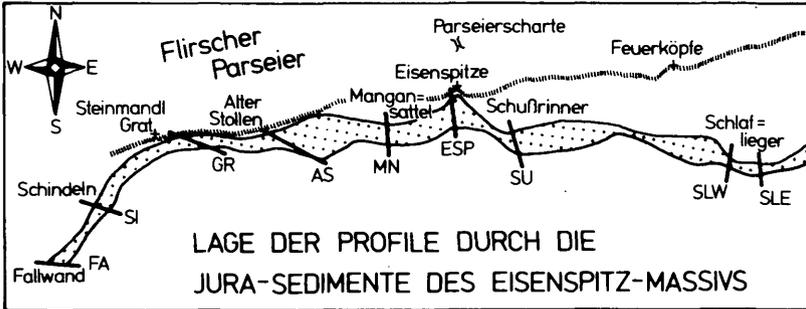


Abb. 1

Tafel 1 zeigt die schematisierten Profile. Obwohl der Zusammenhang dieser Profile tektonisch stark gestört ist, konnten 4 grobklastische Einheiten ausgedehnt und, aufgrund sedimentologischer Charakteristika korreliert werden. Feinklastische Zwischenserien trennen jeweils die 4 Breccienkörper.

### Megabreccie

Der älteste Breccienkomplex, der dazu die größte Längserstreckung (E-W) hat. Der Begriff "Megabreccie" (COOK et al., 1972: Hauptmenge der Klanten 1-4 m groß) wurde gewählt, weil die Klanten in diesem Bereich liegen, zum Teil 4 m sogar überschreiten. Sie werden dann "Olistolithe" (ABBATE et al., 1970) genannt.

Untergrenze der Megabreccie: nur im Westen der Eisenspitze (Profil SI) schaltet sich ein 4 m mächtiges, klastisches Paket kontinuierlich in die liegenden roten Mergelschiefer der "Knollenbreccie" ein. Dieses Paket läutet die Entwicklung der hangenden Megabreccie. In der Komponentengröße, der Komponentenabkunft, der Matrix und auch im Ablagerungsmechanismus unterscheidet sich dieses Paket "Schindeln" von der eigentlichen Megabreccie: die größten Klanten messen 10 cm, ein Maximum liegt jedoch im arenitischen Korngrößenbereich. Die Sortierung ist recht gut (siehe Foto 2). 70% der Komponenten werden von verschiedenen Dolosparittypen gestellt, die der norischen Formation des Hauptdolomitsentstammen. Dazu kommen ca. 30% rhätische Karbonate, wie sie für die eigentliche Megabreccie typisch sind (siehe dort). Wichtig, und nur hier in diesem basalen Schüttungskörper der Megabreccie ganz im Westen vorkommend, sind winzige Bruchstücke (bis 5 mm) eines Feinsandsteins bis Siltits (Quarze max. 0,1 mm), der tonig gebunden ist. Diese Komponenten stammen aus den Raibler Schichten im Eisenspitzengebiet. Nur hier, im Klastpaket "Schindeln", erhalten wir den Hinweis für einen Abtrag karnischer Gesteine! Ein diffuser  $\text{SiO}_2$ -Gehalt in der schiefrigen Matrix des Klastpakets erklärt sich aus der Drucklösung jener karnischen Siliciklastika.

Tafel I.

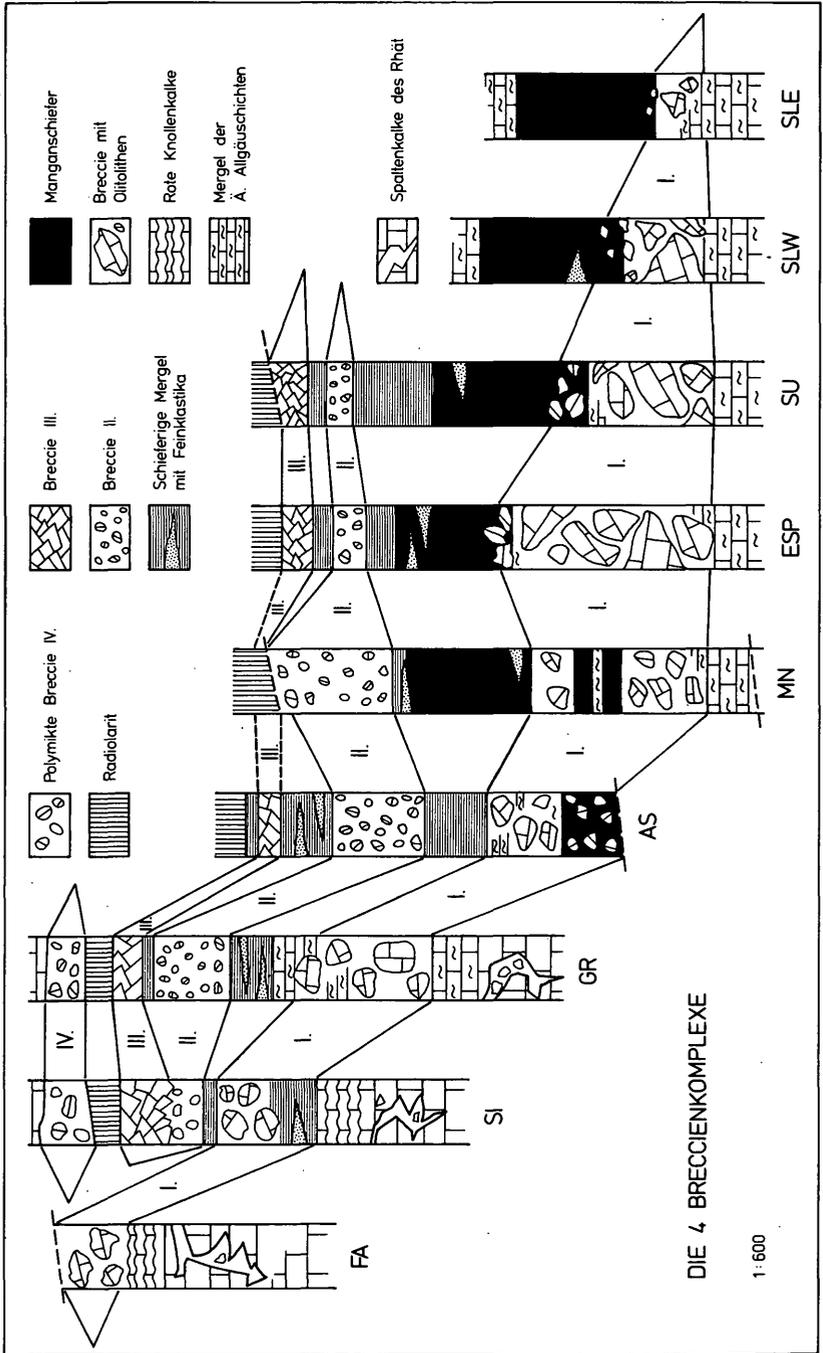




Foto 2: Breccie Schindeln mit Dolosparitkomponenten; x 6

Im Hangenden dieses Klastpakets "Schindeln" setzen kontinuierlich typische Kalkkomponenten der eigentlichen Megabreccie ein. Auch weiter im E des Eisenspitzgebiets, etwa in den Profilen ESP oder SU ist keine scharfe Untergrenze ausgebildet; Hinweise für Sedimentationsunterbrechungen finden sich ebenfalls nicht. Basal sind Slumpingstrukturen und arenitische Echinodermenschuttlinen häufig. Auch die Obergrenze ist nirgendwo scharf. Im Hangenden der Megabreccie liegen feinklastische Sedimente, Silt- und Tonschiefer. Im E des Gebiets sind sie als schwarze "Manganschiefer" ausgebildet. Je weiter wir nach Osten kommen, desto höher reicht der klastische Einfluß der Megabreccie in die Mn-Schiefer. Die Komponenten der Breccie stecken hier in einer schwarzen, vererzten Matrix. Mehrmals wurden in diesem Gestein Bergbauversuche unternommen (Profil AS-Alter Stollen). HUCKRIEDE (1959, S. 423) hielt dieses Vorkommen, getäuscht durch die Mikrofauna der Komponenten, für rhätisch und nahm folgerichtig auch eine rhätische Mangananreicherung an. Vergleiche im Mineralbestand "echter" Lias- $\epsilon$ -Manganschiefer

und der Matrix am AS ergaben aber eine deutliche Übereinstimmung. Mikrosondenanalysen winziger Rhodochrosite aus Mn-Schiefern und Matrix ergaben dasselbe. Schließlich zeigen Röntgenverteilungsbilder des Elements Mn, daß dieses Mn a u s s c h l i e ß l i c h in der Matrix auftritt und nicht (abgesehen von Klüften) in den rhätischen Karbonatkomponenten, wie es bei einer rhätischen Mn-Vererzung zu erwarten gewesen wäre (siehe Foto 3).

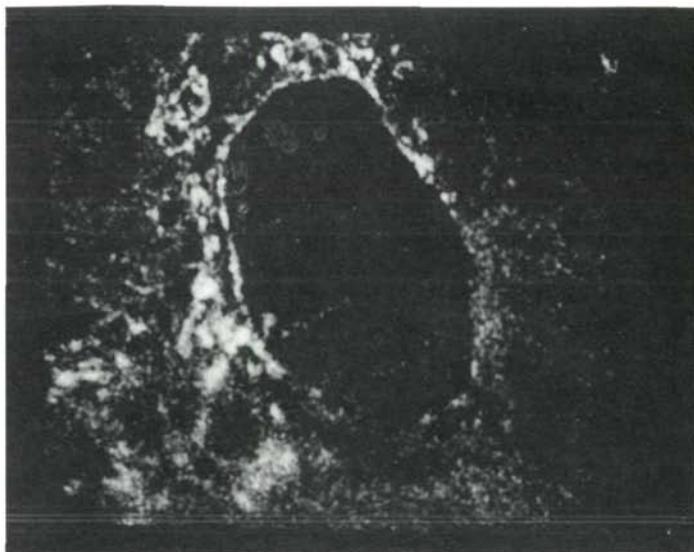


Foto 3: Mangan-Röntgenverteilungsbild der Megabreccie; x 1000

Die "normale" Grundmasse der Megabreccie ähnelt der Zusammensetzung der Älteren Allgäuschichten (Calcit, Illit, winzige detritäre Glimmer, Pyrit; praktisch kein Quarzdetritus). Die Megabreccie hält etwa 30% Matrix, 70% stellen die Komponenten. Vor allem im Westen (SI) zeigt die Matrix Anlagerungsgefüge in Zwickeln und Hohlräumen, oft auch Anzeichen von Verstellungen während der langsamen Verfüllung dieser Räume mit Grundmassematerial. Die Matrix erscheint meist gelbgrau, tonig-schiefrig und führt oft reichlich arenitischen Echinodermenschutt.

Die Lagerung der Komponenten in diesem ehemaligen Schlamm ist völlig ordnungslos, sogar als chaotisch zu bezeichnen: Fehlen von Schichtung, Bankung, Einregelung, Gradierung, Sortierung. Nur die Einlagerung der Olistolithe findet horizontgebunden statt (E-Seite des Eisenspitzzipfels).

Eine Komponentenverteilungsanalyse brachte wertvolle Erkenntnisse über die qualitative und quantitative Streuung der Klaster durch die einzelnen Profilschnitte. Mikrofazielle und sedimentologische Vergleiche der Klaster mit an-

stehenden Gesteinen ergaben folgende Zuordnung (stark vereinfacht):

- a) Komponenten der Crinoidengraukalkfazies und der Älteren Allgäuschichten:
  - graue Mikrite und Echinomikrite
  - Echinossilite
  - Crinosparite
  - Crinorudomikrite etc.
- b) Komponenten liassischer Rotkalke:
  - rote Echinomikrite und - Silite
- c) Komponenten der back-reef-Fazies des Rhätoliaskalks:
  - Biomikrite und Biopelmikrite
  - Biopelsparite, Foraminiferenpelsparite
  - Bioarenite
  - Oosparite etc.
- d) Komponenten der rhätischen "Beckenfazies" (Kössener Schichten):
  - verschiedene Lumachellen
  - Biomikrite mit Korallen
  - verschiedene Mikrosparrite mit umkrusteten Biogenresten und Bioturbationsgefügen etc. (siehe Foto 4)
- e) Dolomitkomponenten des Hauptdolomit:
  - verschiedene Dolosparite, z.T. mit Peloidghosts etc.
- f) Komponenten der Raibler Schichten:
  - Feinsandsteine und Silite (nur SI)



Foto 4: Megabreccie mit Komponenten der Kössener Schichten; x 6

Aus Dünn- und Anschliffen wurde nun die - flächenmäßige - Beteiligung dieser Typen am Komponentenbestand (jeweils = 100%) abgeschätzt (siehe Abb. 2). Deutlich zeigt sich ein Vorherrschen der Plattformsedimente des Rhätoliaskalks und der Kössener Schichten im Westen, während nach Osten hin Liasgraukalke und Klasten der Allgäuschichten dominieren. Das sedimentliefernde Hochgebiet, der zerbrechende Karbonatkörper, muß also im W des Eisenspitzgebiets zu suchen sein.

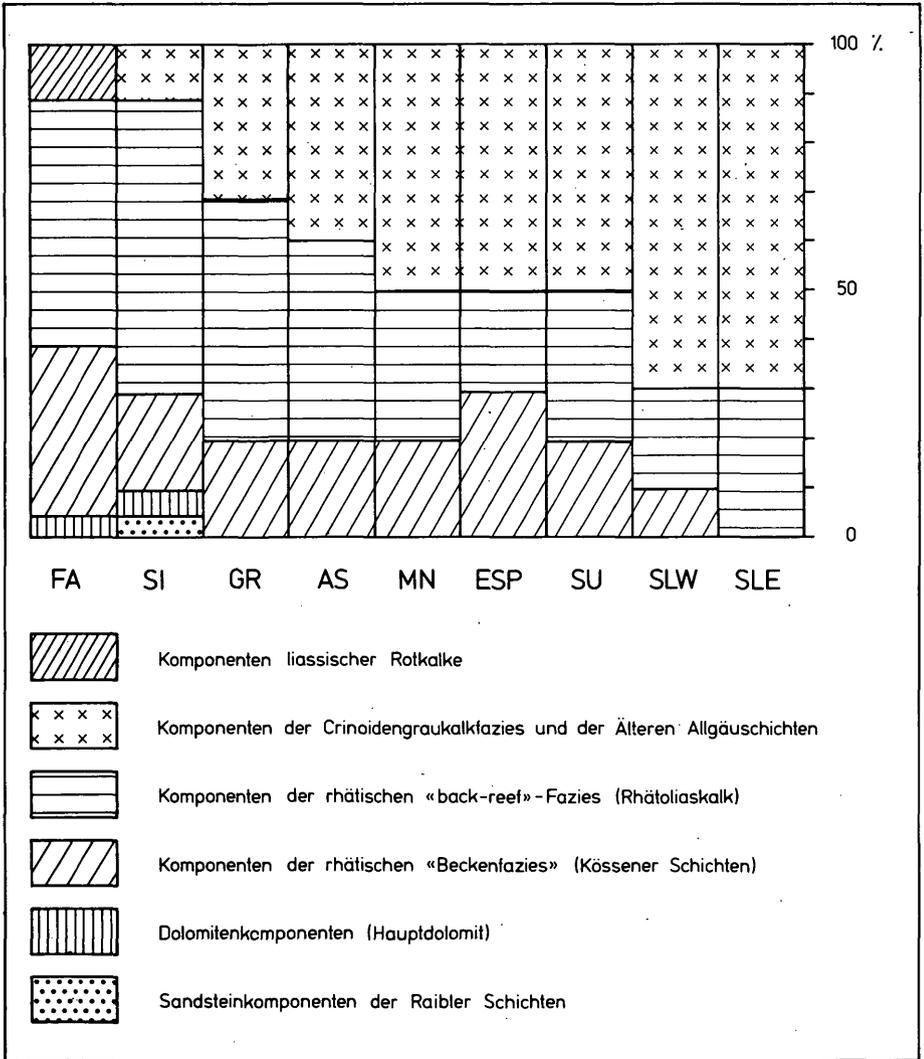
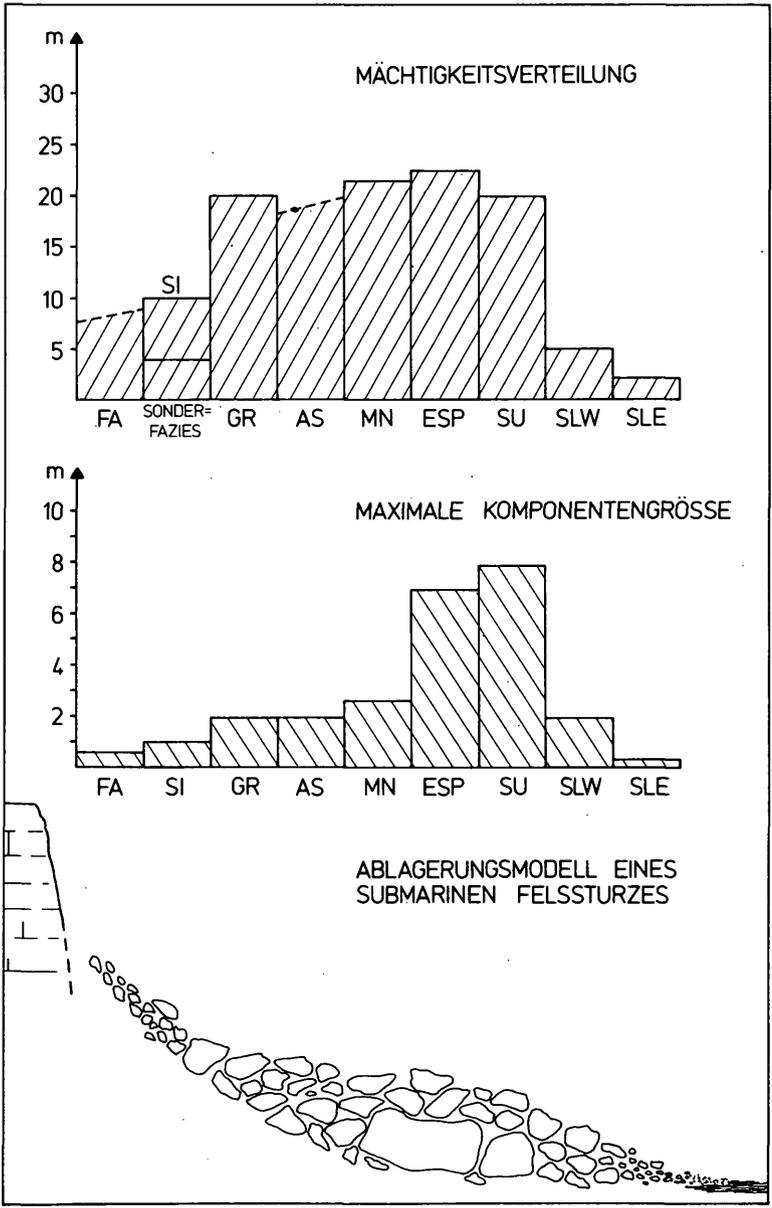


Abb. 2

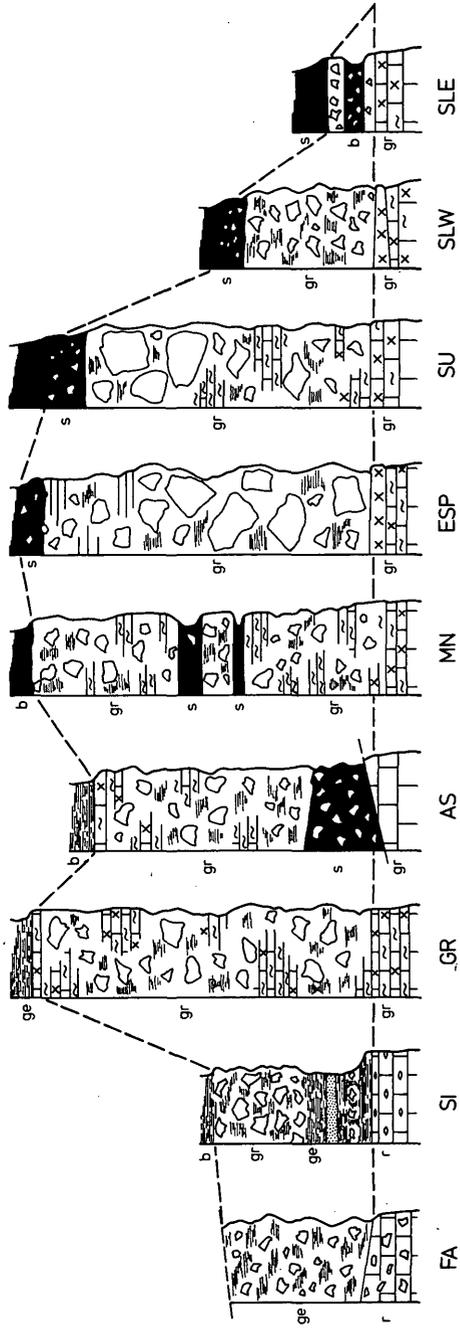
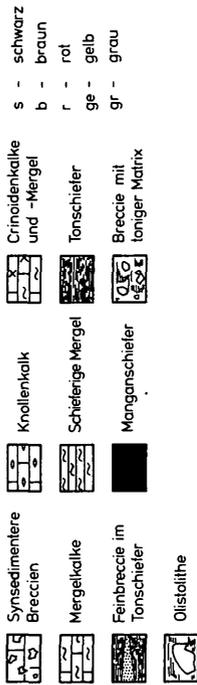
Auch die Mächtigkeit des Megabreccienkörpers sowie die maximale Komponentengröße ( $\varnothing$  der 3 größten Klaster) variieren in der E-W-Erstreckung (siehe Tafel II). Maxima treten deutlich im Gebiet ESP - SU auf. Dort liegen auch die Olistolithe aus Rhätoliaskalk, die HUCKRIEDE 1959, S. 420 noch für autochthone Riffkörper hielt.



Tafel II.

PROFILSERIE DURCH DIE  
MEGABRECCIE I

1 : 300



Fassen wir sämtliche Kriterien zusammen, so bietet sich als Ablagerungsmodell für die Megabreccie eine Kombination aus submarinen Felsstürzen und debris flows an (siehe Tafel II). Alle "ordnenden" Strukturen fehlen (Bankung, Schichtung, Lamination, scharfe Ober- und Untergrenzen, Gradierung, Imbrikation). Das transportierte Material ist völlig unsortiert, die Zurundung der Komponenten bestenfalls subangular. Der Anteil an feinkörniger Matrix beträgt 30%. Das Felssturzkonzept bietet hier eine Lösung - Gesteinsfragmente brechen von einem submarinen Kliff und stürzen (bzw. gleiten, siehe Olistolithe) in das Schlamm sediment eines Beckens.

Am Beckenhang finden dann sekundäre Transporte des produzierten Materials nach dem debris-flow-Modell statt: "schwimmender" Transport grober Klaster in einem Schlamm/Wasser-Gemisch. Auch rezent sind submarine Felsstürze oft mit debris flows verknüpft.

Andere Ablagerungsbedingungen galten für den geringmächtigen Schüttungskörper "Schindeln": Vormacht an arenitischem Material, gute Sortierung, keine Schlammatrix innerhalb der klastischen Lamellen etc. sprechen für einen Transport nach dem grain-flow-Konzept; allseitiger Druck, entstanden durch unzählige Korninteraktionen, hält hierbei die Partikel in Bewegung.

### Feinklastische Serie I

Die Megabreccie wird im gesamten Gebiet von feinkörnigen Sedimenten überlagert; helle Mergelschiefer geringer Mächtigkeit im Westen gehen lateral in mächtige (SU : 30 cm) schwarze, vererzte, tonige Schiefer über: die Manganschiefer im Osten. Der Ablagerungsraum der Megabreccie, mit dem Beckentiefl im E, wird also nachgezeichnet.

Feinklastische Einschaltungen im cm-Bereich stellen sich vor allem im oberen Teil der Schiefer ein. Teils Crinoidenschutt, teils Dolomitmaterial erscheint aufgearbeitet. Diese Einschaltungen treten nach E immer mehr zurück.

Verschiedene "regelnde" sedimentologische Kriterien weisen besonders die hangenden Teile dieser feinklastischen Serie I als Produkte von Vorgängen aus, die mit turbidity currents verwandt sind. Echte A-E-BOUMA-Sequenzen sind allerdings nirgendwo entwickelt. Besonders aber der hohe Anteil an tonig-feinkörnigem Material macht Turbiditätsströme wahrscheinlich, die beim Transport weniger viskos waren ("low-density turbidity currents").

Natürlich ist ein ideales turbidity-current-Modell in einem Ablagerungsbereich schwerlich anwendbar, dessen Längserstreckung nur 2 km beträgt. Trotzdem lassen sich deutliche Unterschiede in der Sedimentologie feststellen, die auf relative Nähe bzw. Entfernung zum Auslösegebiet der Schuttströme schließen lassen (proximal-distal). Abb. 3 zeigt 2 Profile durch die feinklastische Serie. Zum Vergleich dazu die idealisierte Sedimentationsänderung entlang eines Schuttstroms, der nach dem turbidity-current-Prinzip transportiert wurde (Abb. 4).

Wie beim Megabreccienkomplex bestätigt sich auch hier ein Ablagerungsraum mit einem sedimentliefernden Hoch im W, das in ein im E gelegenes Becken schüttet. Als Schutt fungiert immer noch aufgearbeitetes obertriadisches Material, vornehmlich aus dem Hauptdolomit. Dazu kommt liassischer Crinoidenschutt.

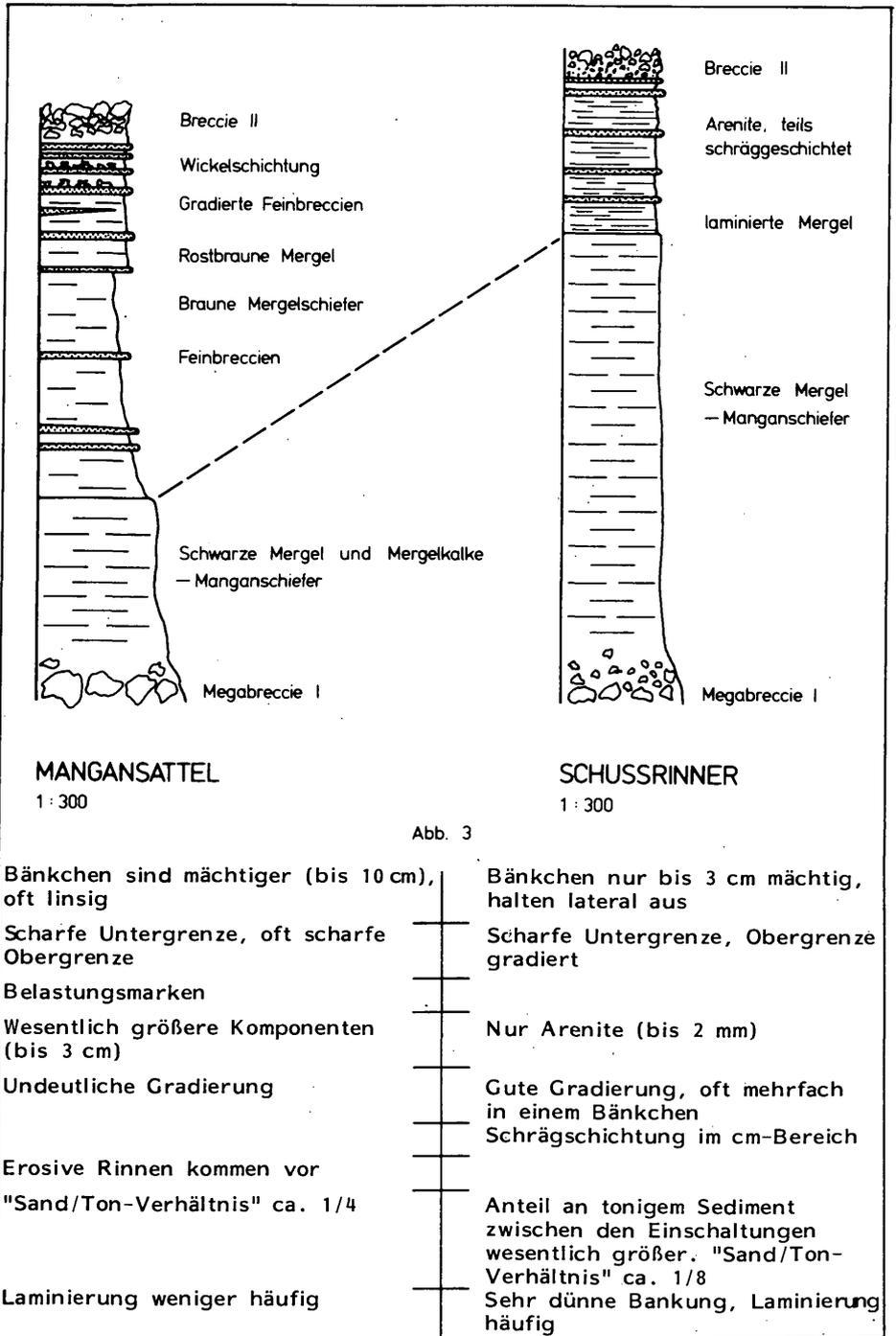




Foto 6: Schuttlinse mit Crinoiden im feinklastischen Komplex II; x 6

### Breccie III

Sie ist geringmächtig (1-4 m) und nur im W, bis etwa ESP entwickelt. Ihr Erscheinungsbild ist ähnlich wie das von Breccie II: sekundäre Matrixarmut; scharfe Untergrenze; maximale Klastgröße 1 m; schlechte Sortierung; stark polymikt. In den östlichen Ausläufern dieses Breccienkomplexes sinkt die maximale Komponentengröße auf 20 cm. Radiolarienführende kieselige Mergel schalten sich zwischen einzelne Breccienbänke.

Zu den Komponenten: Der Anteil ist auf über 70% gestiegen. Vor allem:

- verschiedene Dolosparite
- laminierte Dolomikrite mit Fenstergefügen
- Doloarenite mit grapestones und Onkoiden

An Kalken sind vorhanden:

- Biomikrite, Biopelmikrite
- Biosparite
- Lumachellen
- Oolithe
- Echinomikrite etc.

Auch Breccie III geht, wie der Breccienkomplex II, auf Mechanismen zurück, die nach dem debris-flow-Konzept abliefen.

Ein für die Lechtaler Alpen typisch ausgebildeter Radiolarit überlagert die Breccie III. Er geht schließlich, bei sinkendem Kieselsäuregehalt, in die basalen bunten Aptychenschichten über. In diese Basis schaltet sich, in zwei getrennten Vorkommen, die Breccie IV ein.

#### Breccie IV

Sie ist nur im äußersten W des Gebietes in zwei linsenförmigen Breccienkörpern ausgebildet (siehe Foto 7). Ihre größte Mächtigkeit liegt bei 6 m. Sie hat ein stark polymiktes Erscheinungsbild. Die Untergrenze ist scharf, ins Hangende bzw. lateral bestehen kontinuierliche Übergänge. Der Matrixgehalt liegt bei 25%; als Grundmasse fungiert ein roter Biosiltit. Er führt Echinodermenreste (fraglich Saccocoma), Lagenidenbruch und wenig Quarzdetritus. Hämatit, oft als aufgearbeitete Krüstchen, ist vorhanden. Die Matrix zeigt Anlagerungsgefüge und Anzeichen sehr langsamer Sedimentation.

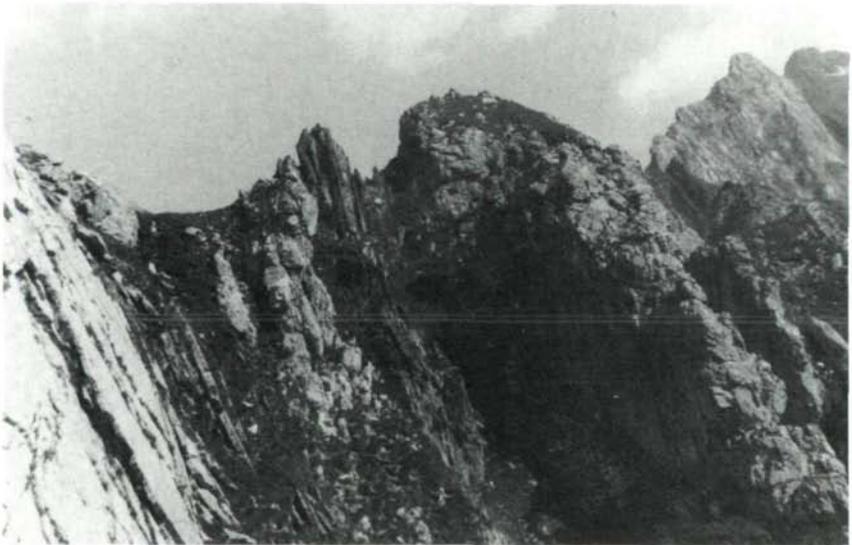


Foto 7: Breccie IV, eingeschaltet in die Aptychenschichten

Die Komponentenzusammensetzung ist recht vielfältig (siehe Foto 8):

- verschiedene Dolosparite des Hauptdolomit (10%)
- 50% rhätische Gesteine: Biomikrite  
    Biopelsparite mit Foraminiferen  
    Bioarenite  
    Oosparite etc.
- Echinomikrite und -siltite der liassischen Crinoiden-  
    graukalkfazies (10%)
- 30% jurassische Rotkalk: rote Biomikrite und -siltite  
    mit Fe-Mn-Knollen

Die roten Jurakalke sind also erstmalig am geschütteten Material beteiligt (siehe dazu folgendes Kapitel).

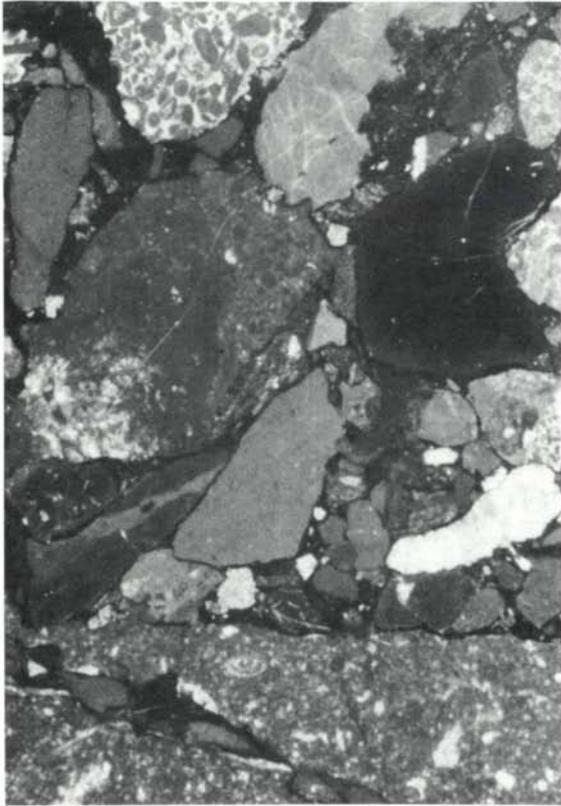


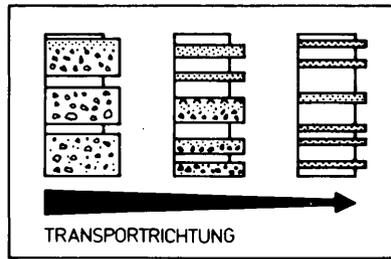
Foto 8: Polymikte Breccie IV; x 6

Im Erscheinungsbild der Breccie IV fehlen die entscheidenden ordnenden Strukturen. Alle Faktoren sprechen für einen debris-flow-Transport. Verschiedene Kriterien (verzögerte Hohlraumverfüllung, Anlagerungsgefüge in der Matrix) machen sogar die Beteiligung von felssturzähnlichen Vorgängen möglich.

#### Komponentenverteilungsanalyse der vier Breccienkomplexe

Während bei der Bearbeitung der Megabreccie die laterale Variation in der Komponentenzusammensetzung untersucht wurde, soll es jetzt auf die vertikale Veränderung ankommen. Welcher Komponententyp wird wann geschüttet? (Siehe Abb. 5).

Abb. 4



### Breccie II

Dieser grobklastische Komplex erreicht seine größte Mächtigkeit (12 m) im mittleren Eisenspitzgebiet (GR-AS-MN). Nach Osten klingt der klastische Einfluß aus, ist am Schläflieger (SLW) schon gar nicht mehr vorhanden.

Die Breccie II erscheint stark polymikt, ihre maximale Klastengröße beträgt 1.5 m (siehe Foto 5). Die Untergrenze des Pakets ist scharf, z.t. sogar erosiv (washouts). Im Hangenden besteht ein kontinuierlicher Übergang in die feinklastische Serie II.

Die Matrixarmut der Breccie ist sekundär; starke Druckbeanspruchung hat die ursprüngliche Zurundungsform der einzelnen Komponenten verändert (Stylolithisierung). Die Komponentenzusammensetzung hat sich gegenüber der Megabreccie stark verändert:

- 45-50% Dolosparite verschiedenster Art
- 15% Dolomikrite und Doloarenite mit norischen Foraminiferen
- 40% Kalke: Biomikrite und Biopelmikrite des Rhätoliaskalks; dazu Echinomikrite und -sparite aus der Fazies liassischer Graukalke

Zu obertriadischen Gesteinen (Hauptdolomit und Rhätoliaskalk) treten also jetzt auch Liaskomponenten.

Die folgenden sedimentologischen Kriterien sprechen deutlich für einen Transport nach dem debris-flow-Mechanismus:

Klastengröße bis 1.5 m; kein arenitisches Material beteiligt; kaum Sortierung; keine Bankung; nur schwache Einregelung der Komponenten; scharfe Untergrenze der Einheit; basal z.T. inverse Gradierung. Man muß allerdings davon ausgehen, daß primär eine sehr feinkörnige Schlammatrix mindestens 25-30% der Breccienmasse ausgemacht hat (die dann sekundär einer Drucklösung zum Opfer gefallen ist).



Foto 5: Breccie II am Alten Stollen

### Feinklastische Serie II

Sie tritt nur noch im W und im mittleren Eisenspitzegebiet auf; im E herrschen bereits die eintönigen Beckensedimente der Jüngeren Allgäuschichten vor, die keinerlei klastische Beeinflussung mehr zeigen. Im W (SI, GR) schalten sich in die 1-4 m mächtigen, von hämatitischem Pigment rot gefärbten, Mergel und Schiefer dünne Feinbreccienbänder ein. Der  $SiO_2$ -Einfluß im Sediment steigt, rote Hornsteine tauchen auf. Filamente schwimmen in der Grundmasse.

Die feinbrecciösen Linsen und Bänder bestehen zum größten Teil aus Echinodermendetritus (siehe Foto 6); Algenanbohrungen sind nicht selten. Das Material muß also aus dem photischen Bereich gekommen sein. Neben diesem Biogenschutt treten zu etwa 40% dolomitische Klasten und Kalkbruchstücke aus Obertrias und Lias auf.

Die sedimentologischen Charakteristika der Feinbreccienbänder machen einen grain-flow-Transport wahrscheinlich. Die Ablagerung erfolgte auf einem Meeresboden, der kleinräumig in Wannern, Rinnen und Schwellen gegliedert war. Rotes Pigment deutet auf gute Durchlüftung und oxidierendes Ablagerungsmilieu.

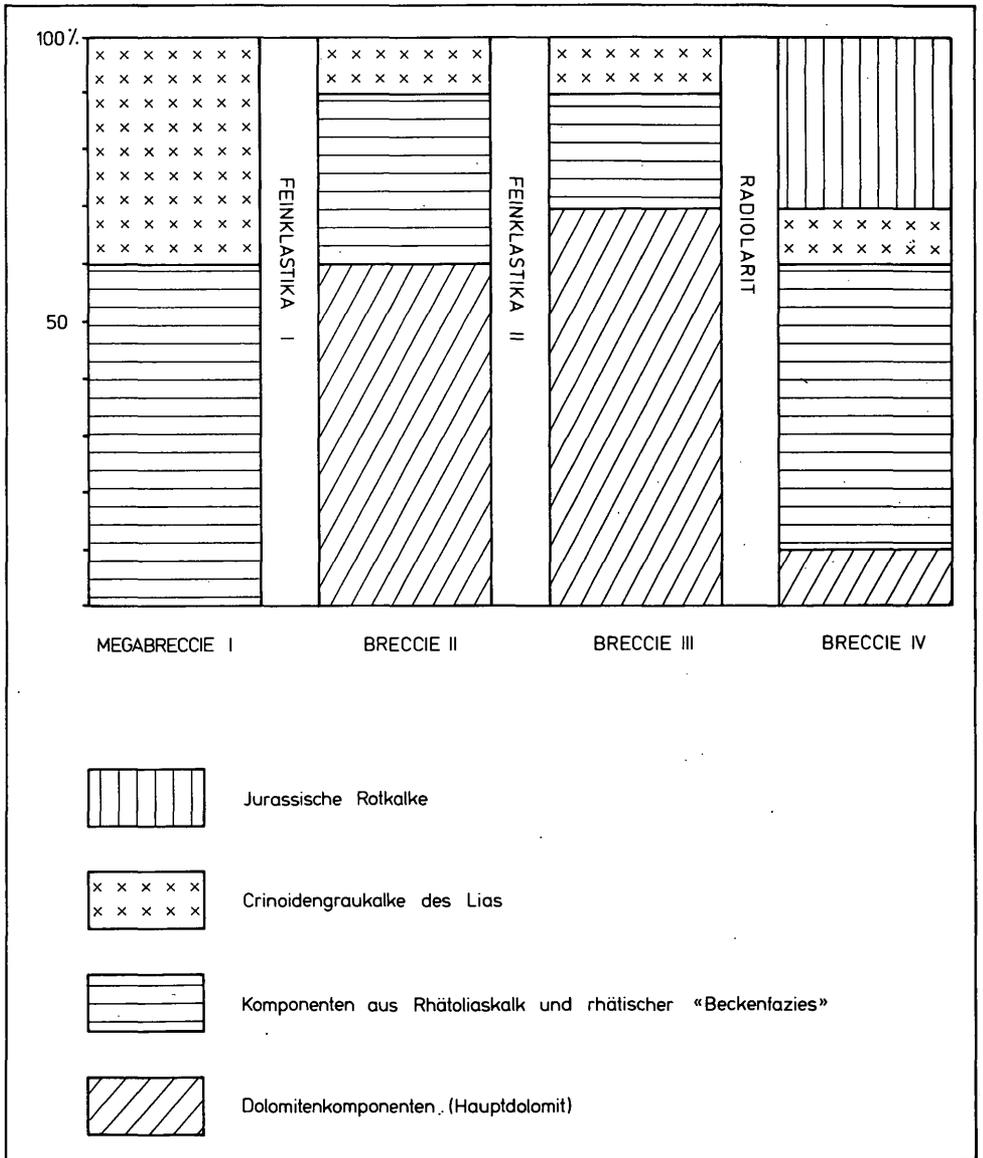


Abb. 5

Was sagt die Analyse aus? Beginnen wir bei der Megabreccie: Abgesehen vom Schüttungskörper "Schindeln", der auf grain flow zurückgeht und eine größere Transportweite zugrunde hat, liegt das rhätische und tiefliassische Komponentenmaterial der Megabreccie noch in relativer Nähe zum Liefergebiet. Submarine Felsstürze und debris flows transportieren ihr Schuttmaterial nicht sehr weit!

Dagegen haben die low-density turbidity currents der Feinklastika II ihr Dolomitmaterial wieder aus einem Liefergebiet, das in größerer Entfernung lag.

In den grobklastischen Breccien II und III steigt der Hauptdolomitanteil stark. Sie gehen auf debris flows zurück, die keine großen Transportweiten zulassen. Selbst wenn man annimmt, daß das Dolomitmaterial mehrfach umgelagert sein kann, so wird doch das Abtragungsgebiet norischer Gesteine nähergerückt sein.

Die Breccie IV, nur im extremen W des Gebiets, führt jurassische Rotkalke. Einige dieser Gesteine sind typisch für den geringmächtigen roten Schwellenjura der Zürser Schwelle (Crinoidenkalke mit Fe-Mn-Knollen). Ihr Material muß also bereits zur submarinen Abtragung gelangt sein.

Zusammenfassend: Ein Hauptdolomitleifer- bzw. Abtragungsgebiet tritt verstärkt erst im Dogger auf, "rückt" dann jedoch näher und dominiert mit seinen Klasten. Vorher beherrschen die Kalke der zerbrechenden obertriadischen Plattform das Geschehen. Material der Zürser Schwelle kommt im mittleren Malm auf, während der Hauptdolomitanteil stark sinkt. Das Schwellenhochgebiet scheint zu zerbrechen.

Trotz gewisser Schwankungen in der Schuttzusammensetzung der Eisenspitzebreccien war das Liefergebiet doch den gesamten Jura über stabil und ortsgebunden. Die Schuttvariation entstammt zum größten Teil dem erosiven Abschnitt e i n e r obertriadischen und jurassischen Schichtfolge. Exotika kommen niemals vor. Abtragungs- und Ablagerungsraum waren eng benachbart (extrem schlechte Aufbereitung und Reife der groben Eisenspitze-klastika). Im Gebiet muß eine sehr hohe Reliefenergie geherrscht haben.

### Faziesschema der jurassischen Eisenspitzenentwicklung

Tafel IV synthetisiert die erworbenen Erkenntnisse. Das räumliche und zeitliche Neben- und Übereinander der einzelnen Fazies wird grob schematisch dargestellt. Die zeitliche Einstufung der Schichtglieder ist nicht absolut, da es aufgrund der Lithologie der Breccien unmöglich war, Datierungen zu gewinnen. Trotzdem bieten im regionalen Rahmen datierte Schichtglieder (Mn-Schiefer, Radiolarit) zeitliche Fixpunkte.

Wie bereits mehrfach erwähnt, liegt im W der Eisenspitze-region ein Hochgebiet des Abtrags und der Schuttlagerung (Schwelle), während im E das eigentliche Becken mit den normal ausgebildeten Allgäuschichten gelegen ist.

Zu den Zusammenhängen: Rhätoliaskalk (RLK) und Kössener Schichten (KÖ) bilden die Basis der Eisenspitzenentwicklung. Das Auftreten von Kössener Schichten hat paläogeographisch keine Bedeutung; da sich die jurassischen Sedimente nicht an die vorgegebene Topographie halten. Der Aufbau der RLK-Plattform wird im Hochgebiet länger angehalten haben als im E.

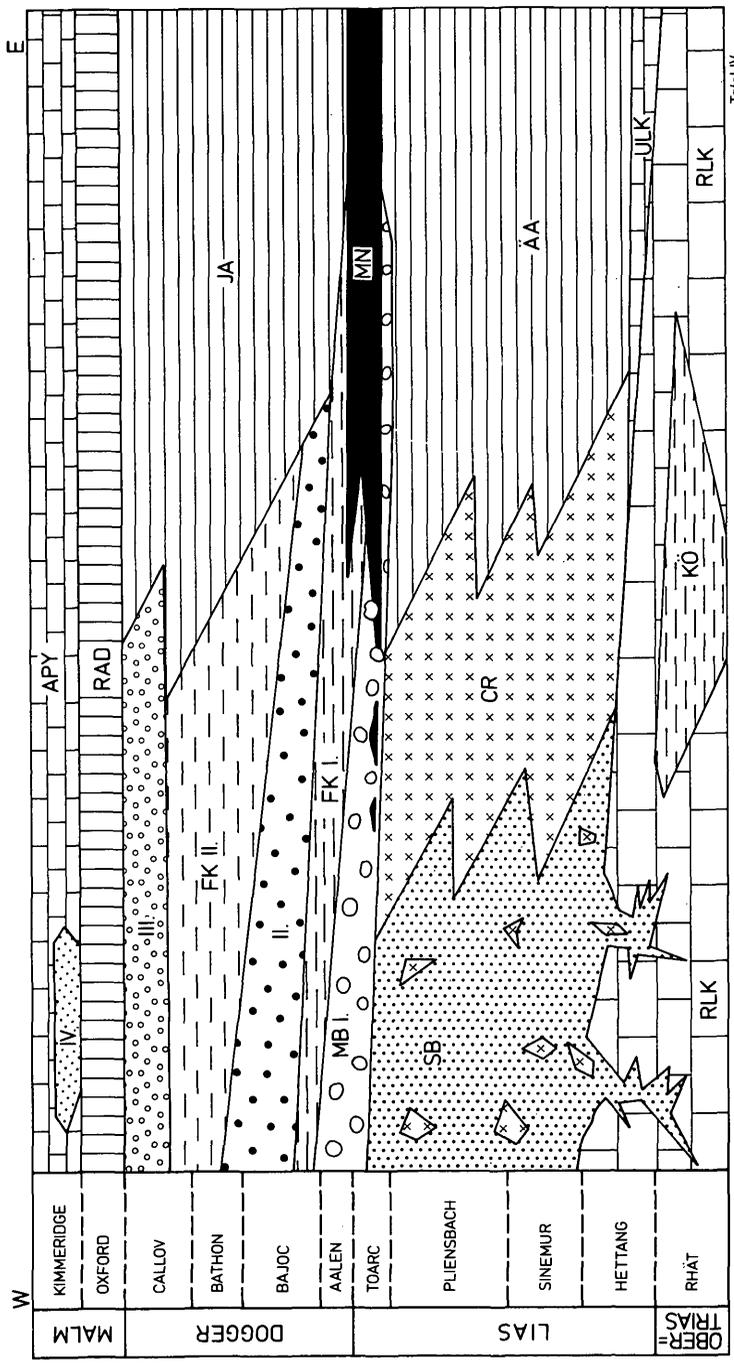
An der Wende Trias/Jura macht sich im gesamten Gebiet eine Absenkungstendenz bemerkbar, die von E her gegen das Hoch vorgreift. Die RLK-Plattform "durchläuft" im E relativ schnell das Niveau der Cephalopodenkalkentwicklung (Unterliaskalk - ULK). Im Hochgebiet dagegen beginnt die starre Plattform zu zerbrechen, Spalten reißen auf, die mit roten Crinoidenkalken verfüllt werden. Die Sedimentation geht langsam vor sich, sogar Stillstände treten auf. Das durch die tektonische Unruhe und die Absenkung bedingte Zerbrechen zerrüttet die Plattform immer mehr. Die Fazies der Internbreccie (IB), wo submarine Aufarbeitung und Sedimentation einander ablösen, spiegelt jene Phase wieder. Die IB verzahnt gegen E mit der etwas tiefer angelegten Fazies der Crinoidengraukalke (CR), die ihrerseits nach E in die Älteren Allgäuschichten (ÄA) übergehen. Diese stellen nur mehr die reine Beckenentwicklung dar, ohne das Zerbrechen der Triasplattform zu dokumentieren. Von W nach E steigt der Sedimentanfall, der Tongehalt der Ablagerungen, während oxidierendes von reuzierendem Milieu abgelöst wird.

Von E her tastet sich im unteren Toarcian die extreme Stillwasserfazies der Mn-Schiefer (MN) heran, die anaerobe Faulschlammbedingungen repräsentiert. Diese MN setzen gegen W aus und treten noch als letzte Linsen in dem vom Hoch vordringenden Schüttungskomplex der Megabreccie (MB) auf. Diese Grobklastika lagern im W der roten Knollenbreccie, der Internbreccie, den Crinoidengraukalken und im E schließlich den Allgäuschichten ohne Lücke auf und schieben sich weit ins Becken vor.

Überlagert wird die MB von der feinklastischen Serie I (FK I) mit ihren turbiditähnlichen Abfolgen. Diese Fazies geht lateral, gegen E, in die höheren Teile der Mn-Schiefer ohne klastische Beeinflussung über. Hangend zu den Mn-Schiefern folgen im Beckenbereich wieder eintönige Jüngere Allgäuschichten (JA). Von W her schaltet sich über FK I die grobe Schüttung der Breccie II (II) ein, die ins Becken hinein auskeilt. Bereits jetzt ist erkennbar, daß der klastische Einfluß der jüngeren Breccien nicht mehr so weit nach E reicht, wie noch im Toarcian (Megabreccie). Die gesamte klastische Entwicklung verlagert sich langsam in westliche Richtung, zum Hochgebiet hin. Diese Tendenz macht sich auch in der feinklastischen Serie II bemerkbar. Auch sie geht lateral nach E in Jüngere Allgäuschichten über, die sich weiter gegen W verschieben. Schließlich schaltet sich noch der grobklastische Schüttungskörper der Breccie III (III) ein.

Überdeckt werden Klastika und Beckensedimente von Radiolarit, dessen Entwicklung mit beginnendem Malm einsetzt. Jetzt sind die größten Reliefunterschiede ausgeglichen (eine Diskrepanz bleibt jedoch zwischen der Ablagerungstiefe der Dogger-Klastika und der des Radiolarits bestehen; die Grobklastika wurden sicher nicht in einer Tiefe von 3000-5000 m sedimentiert, wie sie als Ablagerungstiefe für den Radiolarit gefordert wird).

In der Basis der hangenden Aptychenschichten des Kimmeridge schaltet sich im W als letzter Ausläufer der klastischen Eisenspitzenentwicklung die Breccie IV (IV) ein. Danach verläuft die Beckensedimentation ohne jede weitere Beeinflussung kontinuierlich in die Unterkreide hinein.



Tafel IV.

## Paläogeographie und Ablagerungsraum

### Das Parseierbecken

Läßt sich der Ablagerungsraum der Eisenspitzklastika in die regionale Paläogeographie einfügen?

Rekonstruiert man das Streichen der jurassischen Eisenspitzgesteine vor der wirkungsvollen tertiären Tektonik, so ändert sich die Richtung nach WSW-ENE. Dies ist auch die generelle Streichrichtung im Sattel-Muldenbau der südlichen Lechtaler Alpen, besonders im Gebiet Eisenspitze-Parseier-spitze-Silberspitze. Mit Sicherheit hat sich die vorgosauische Tektonik, die diesen Sattel-Muldenbau schuf, an die gegebene Lithologie (also auch an die Faziesgrenzen) gehalten. Das heißt, der ursprüngliche Sedimentationsraum erstreckte sich in WSW-ENE-Richtung. Diese Tatsache hat sich ja bereits aus den sedimentologischen Kriterien ergeben.

Im Eisenspitz-Parseierspitz-Silberspitz-Bereich (Luftlinienerstreckung ca. 10 km) sind die Juragesteine in einen Sattel- und Muldenbau einbezogen, der oft noch deutlich die sedimentären Übergänge der einzelnen Strukturen ineinander erkennen läßt (Aufschiebungen, Lateralversatz). Diese Juragesteine (Allgäuschichten) lassen sich einer paläogeographischen Struktur zuordnen. Abb. 6 zeigt die Jura-Mächtigkeitenverhältnisse im Gebiet Eisenspitze-Silberspitze. Klar erkennt man Minima an der Eisenspitze und ein Maximum mit mehr als 400 m mächtigen Allgäuschichten um die Parseier-spitze. Schon JACOBSHAGEN (1965, S. 9) fiel diese extrem mächtige Jura-entwicklung auf; er sprach von einem "Parseierloch". Ich möchte eher den Begriff "Parseierbecken" verwenden, da es sich um eine längliche Depressionsstruktur handelt, die sich faziell mit Paläohängen und den Hochgebieten verbinden läßt; das Hoch im SW bildet die Zürser Schwelle mit ihren geringmächtigen kondensierten Sedimenten. Obwohl der ursprüngliche Zusammenhang Schwelle - slope tektonisch zerrissen ist, wissen wir doch, daß die Eisenspitzklastika auf diesem Hang abgelagert wurden; die Schüttungskörper keilen von WSW nach ENE aus, die Klastika werden zunehmend feiner. Die Verbindung zum eigentlichen Becken ist gegeben. Dort herrscht extreme Schichtmächtigkeit. Nach ENE, zur Silberspitze hin, schalten sich wieder Klastika in die Beckensedimente: erneuter Hinweis auf einen Paläohang. Die Grenz- Lechtaldecke/Inntaldecke schneidet die Juraentwicklung hier tektonisch ab.

Wie lassen sich die enormen Mächtigkeitsunterschiede erklären? Im obersten Rhät war das Bodenrelief noch ziemlich ausgeglichen (die Variation zwischen Flachwasserknollen und den Kössener Mergeln betrug höchstens einige Zehnermeter). An der Trias/Lias-Wende begann das Zerbrechen einer konsolidierten Plattform; Subsidenz setzte ein, von NE nach SW fortschreitend. Ein Tief mit einer sehr hohen Sedimentationsrate entstand. Vor allem bis zum Toarcian wurden enorme Mengen feinkörnigen Sediments ins Becken transportiert, von Hang und Hoch stammend. Im Hochgebiet herrschte ja submariner Abtrag bzw. war die Sedimentationsrate äußerst gering. Am Hang lagerten sich, meist nur episodisch, grobklastische Schuttströme ab, während das feinkörnige Material ins Becken gelangte.

Zur Zeit des Dogger schritt die Subsidenz immer weiter zum Hoch hin fort. Im Becken verlangsamte sich die Absenkung. Die Folge war ein zunehmender Reliefausgleich; auch die Sedimentationsraten glichen sich an. Mit dem Malm-radiolarit war der Ausgleich zwar fast erreicht, die Zürser Schwelle allerdings war noch nicht vollständig abgebaut. Zum einen lieferte sie noch

Charakteristische Sedimente sind verschiedenste rote Kalke und Mergel mit Cephalopoden, Brachiopoden, vor allem Echinodermen. Fe-Mn-Knollen kommen vor, wie auch andere Anzeichen für Mangelsedimentation. Horizonte mit endostratischer Aufarbeitung sind häufig, Konglomerate und Breccien können vorkommen.

In Tafel V ist die Paläogeographie der Zürser Schwelle vom Flexenpaß nach E rekonstruiert. Einige schematisierte Profile sollen dem Verlauf verdeutlichen. Sie stammen von HUCKRIEDE (1957), KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959), FELLERER (1964) und ACHTNICH (1980). Wie aus den Profilen ersichtlich, ist die eigentliche Schwelle nur im W erschlossen. Nach E hin werden die Schwellensedimente durch das angeschobene Silvretta-Kristallin tektonisch unterdrückt. Etwa ab der Kaiserjochhütte (oberhalb Pettneu) läßt sich keine Schwellenfazies mehr verfolgen, dafür tauchen aber jetzt Klastika auf, die durch die Zürser Schwelle beeinflußt wurden. Auch die Eisenspitzbreccien sind keine eigentlichen Schwellen-, sondern Hangsedimente. Ihre Verzahnung mit den Allgäuschichten des Beckens ist dokumentiert.

Auch an der Silberspitze sind Hangklastika erkennbar, wenn auch längst nicht so deutlich wie im Eisenspitzegebiet.

Noch weiter im Westen, in jenem Streifen der Lechtaldecke, der den Inn überschreitet, wird die Verfolgung der Schwelle schwierig. Und doch gibt es bei Imsterberg drei winzige Juravorkommen: isoklinal verfaltete rote Kalke mit Aufarbeitungsmerkmalen, unterlagert von Rhätoliaskalk mit verfallten Spalten.

In Abb. 7 ist anhand idealisierter Säulenprofile ein Schnitt durch eine jurassische Schwellen-Becken-Entwicklung dargestellt, wie sie im benachbarten Becken auftritt.

Auf der Schwelle herrscht eine kondensierte Rotkalkentwicklung, mit allen Anzeichen einer Mangelsedimentation. Spalten, mit Rotsediment verfallt, durchsetzen die unterlagernde Kalkplattform. Am Schwellenhang sind die Sedimente grobklastisch. Zum Becken hin erscheinen dann mächtige, graue, tonreiche Abfolgen mit klastischer Beeinflussung und Merkmalen synsedimentärer Umlagerungsprozesse (Slumpingstrukturen).

Vergleicht man nun die Aufarbeitungshorizonte von Schwelle und Hang stratigraphisch miteinander (im Westen der Zürser Schwelle sind die Profile makropaläontologisch datiert), so stellt man fest, daß die Klastika verstärkt im Liegenden des Lias  $\delta$ , also vor dem unteren Toarcian auftreten. Auch aus Mächtigkeitsvergleichen mit den Beckensedimenten wissen wir, daß gerade im Unter- und Mittellias die größte Reliefabsenkung stattfand.

Wir haben es bei diesen mittelliassischen "Unruhen" mit den Auswirkungen der "MESOKIMMERISCHEN PHASE" (TOLLMANN, 1966: S. 53) zu tun (siehe folgendes Kapitel). Bisher war man der Meinung, daß die Mesokimmerische Phase im Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen keine großen Auswirkungen hatte (TOLLMANN, 1966). Gerade aber der Hauptanteil der Eisenspitzbreccien, die Megabreccie mit ihren Olistolithen, entstand vor und während des unteren Toarcian und ist Ausdruck dieser Mesokimmerischen Phase!

Schutt in die Aptychenschichten (Breccie IV), zum anderen sind dort Malm und Unterkreide noch in Schwellenfazies ausgebildet.

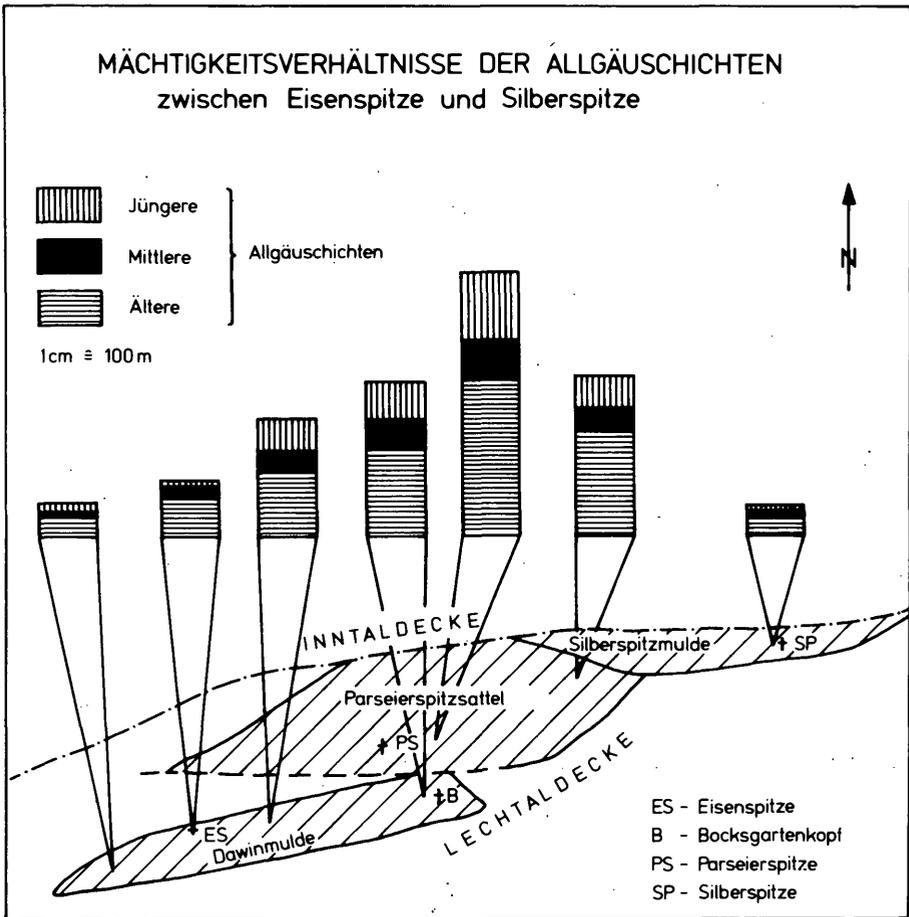
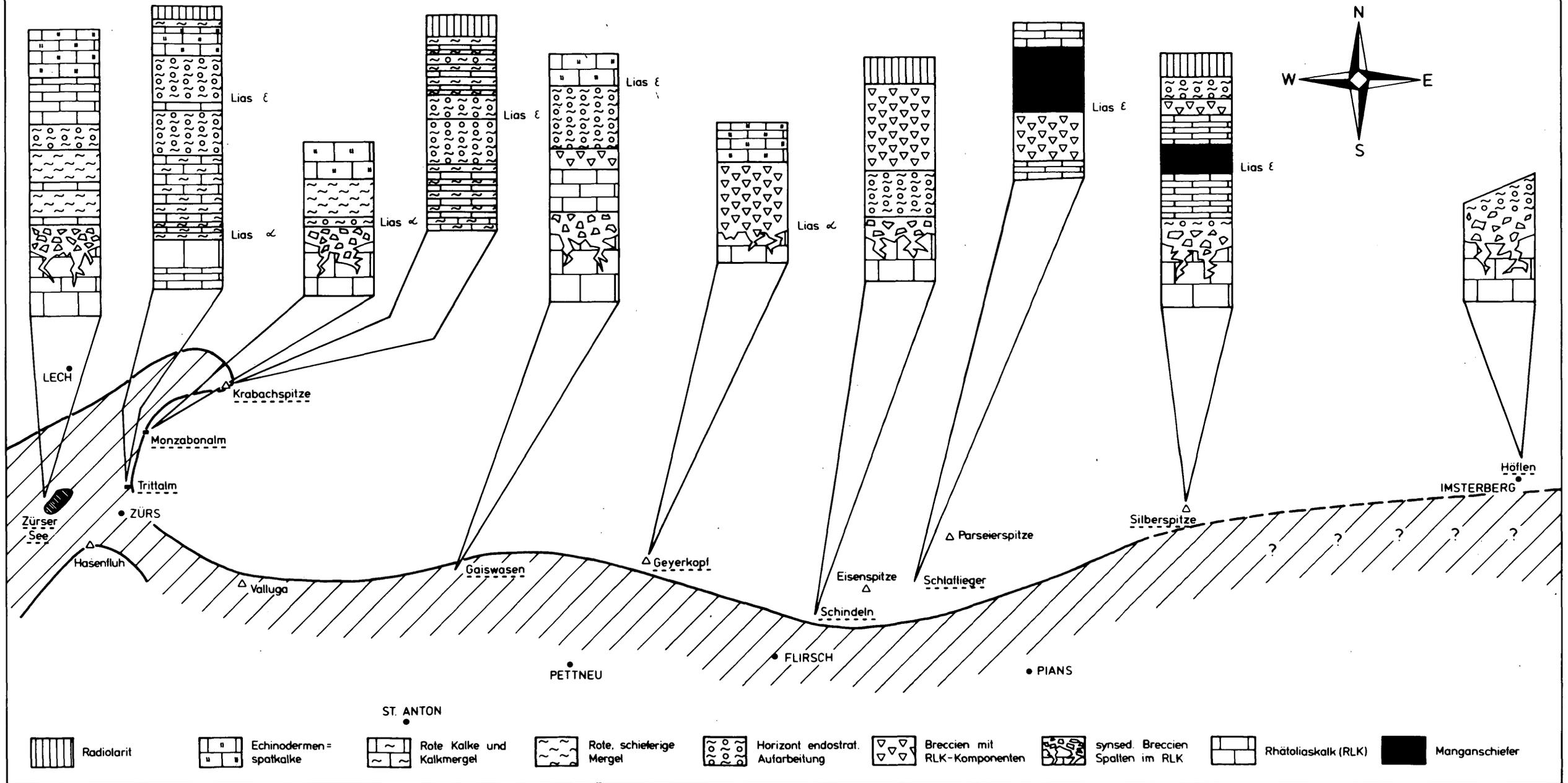


Abb. 6

### Die Zürser Schwelle

Kondensierte rote Juraabfolgen waren aus der Gegend des Flexenpasses schon lange bekannt. HUCKRIEDE (1957) und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) nahmen bereits die Existenz einer Juraschwelle in diesem Bereich an. JACOBSHAGEN (1965, S. 69) gab ihr den Namen "Zürser Schwelle" und konnte sie bis ins Rhätikon weiterverfolgen. Dort biegt die Schwelle nach Süden um, während sie in den Lechtaler Alpen in E-W-Richtung streicht.

DIE ZÜRSER SCHWELLE ZWISCHEN ZÜRS UND IMSTERBERG (in schematisierten Profilen, Maßstab 1:1000)



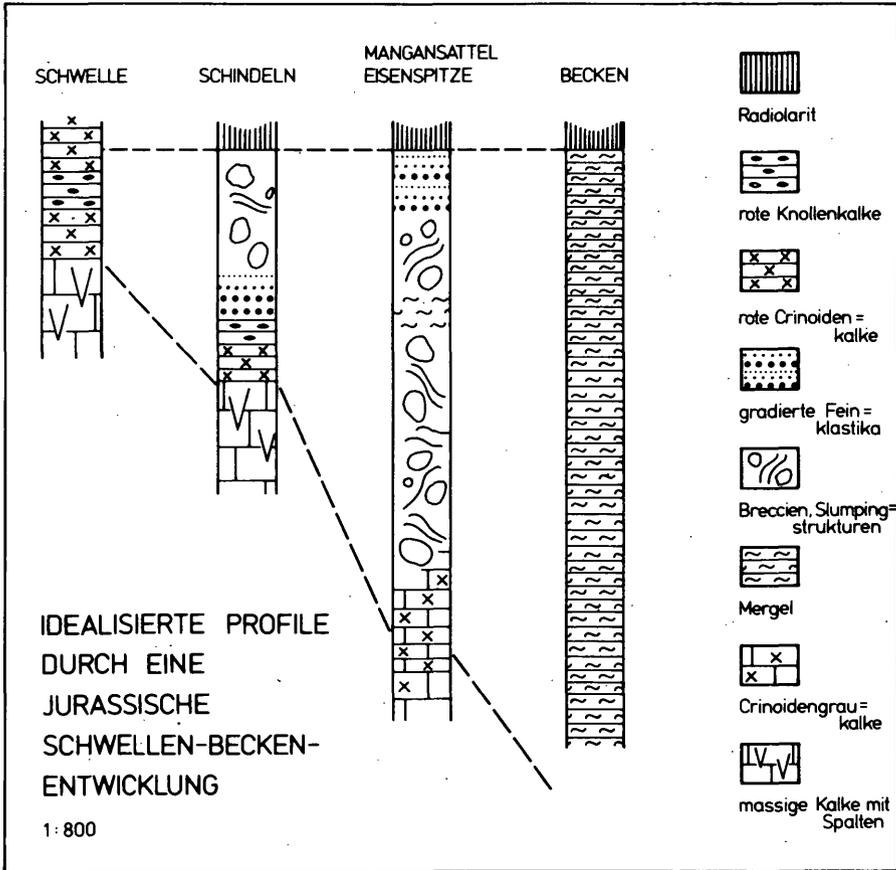


Abb. 7

Trias/Jura-Wende und der ostalpine Schelf

Die triadische Karbonatplattform großer Teile des ostalpinen Schelfs begann im oberen Rhät umfassender Subsidenz zum Opfer zu fallen; sie äußert sich im Aufreißen von Spalten oder dem völligen Plattformzusammenbruch. Flachwasserkarbonate werden von tiefermarinen Rotkalken und pelagischen, tonreichen Sedimenten abgelöst. Der basale Lias kann lokal submariner Omission unterliegen. SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1973) bezeichnen diesen Sedimentationsumschwung als "Adneter Wende". Die ausschließlich epirogenen Bewegungen im obersten Rhät und Lias  $\alpha$ , die diesem Umschwung zugrundeliegen, machen die "Altkimmerische Phase" aus.

Die unterschiedlichen Subsidenzraten des Schelfs ließen im Lias ein System von Becken und Schwellen entstehen; die beschriebene Faziesdivergenz setzte ein.

Wesentlich größere Auswirkungen als die Altkimmerische Phase hatten intra-liassische Bewegungen der "Mesokimmerischen Phase". Im Westteil der Ostalpen haben sich diese beiden kimmerischen Phasen weniger im Oberostalpin als vielmehr im unterostalpinen Faziesbereich bemerkbar gemacht: die Err-Bernina-Decken des Engadins beispielsweise führen mächtige grobklastische Abfolgen, die im basalen Lias einsetzen und um Pliesbach/Toarcian (Mesokimmerische Phase) ein Maximum aufweisen (FINGER, 1978). Weitere unterostalpine Klastika sind die Türkenwandbreccie, die Tarntaler Breccie etc. Gerade im Unterostalpin bilden sich also jene postulierten Systeme von Schwellen und Becken.

Auch die Engadiner Dolomiten, ins Mittelostalpin gestellt, weisen Liasbreccien auf (HESS, 1953).

In der Allgäudecke, als ehemals nördlichem Ablagerungsraum des Oberostalpins, hat sich ebenfalls ein liassisches Schwellen- und Beckensystem entwickelt (siehe z.B. Allgäu-Außerferner Trog; JACOBSHAGEN, 1965). Grobklastika fehlen allerdings in der Allgäudecke. In der südlich anschließenden Lechtaldecke hat sich vor allem die Mesokimmerische Phase wieder stark ausgeprägt (Zürser Schwelle, Eisenspitzebreccien etc.).

Der Zusammenbruch des Schelfs äußert sich also im gesamten westlichen Ostalpin in der Ausbildung von Schwellen und Becken, die bevorzugt E-W streichen. Im extremen W allerdings deutet sich ein Umbiegen in SW-NE streichende Strukturen an (vergl. etwa das Abbiegen der Zürser Schwelle in Voralpberg oder Schüttungsrichtungen der Eisenspitze-Klastika und der Err-Breccien des Unterostalpins).

Während im unterostalpinen Jura des grisoniden Faziesbereichs eine Aufarbeitung bis in die kristalline Basis erfolgte (Err-Breccie), wurde in den südlicher gelegenen Gebieten lediglich Obertrias abgetragen. Die epirogenen Bewegungen, die den ostalpinen Schelf zerbrachen, waren also im Norden (Unterostalpin) wesentlich stärker. Ausgehend vom beginnenden Spreading des südenninischen (piemontesischen) Ozeans, wurde der Schelf von beckenwärtiger Zugkraft erfaßt und stärker extensionaler Tektonik unterworfen.

Gerade im Westteil des ostalpinen Schelfs machen sich die Äußerungen der Ozwanisierung des Südpenninikums durch alle Einheiten bemerkbar. Weiter im Osten dagegen finden sich grobklastische Sedimente einzig im Unterostalpin. Mittelostalpine oder gar oberostalpine Einheiten zeigen keine derartigen Gesteine. Hier war der ostalpine Schelf wesentlich breiter und reagierte dadurch immobilere als im Westen. Dort hat ja das gleiche Ereignis (Spreading des Piemontais-Trog) das gesamte Ostalpin, vielleicht sogar noch das Südalpin (z.B. Arzo-Lias) beeinflußt. Die Fazieströge lagen in diesem Bereich wesentlich enger zusammen als dies im Osten der Fall war. Die paläogeographischen Großstrukturen biegen ja im Westen aus ihrem E-W-Streichen in ein SW-NE-Streichen um, laufen zusammen und finden in diesem Bereich auch ihr Ende. Jenes Umbiegen in SW-NE-Richtung prägt sich nicht nur in den Großstrukturen, sondern auch im Regional- und Lokalebereich aus.

## Literatur

- ABBATE, E.; BORTOLOTTI, V. & P. PASSERINI (1970): Olistostromes and olistolithes. - *Sedim. Geol.*, 4, S. 521-557, Amsterdam.
- ACHTNICH, T. (1980): Die Eisenspitze und ihre jurassischen Breccien. - Diss., Univ. Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1915): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. - *Jb. Geol. R.-A.*, 44, S. 307-326, Wien.
- AMPFERER, O. (1920): Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. - *Jb. Geol. St.-A.*, 70, S. 1-10, Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - *Jb. Geol. B.-A.*, 80, S. 407-451, Wien.
- AMPFERER, O. (1943): Die Eisenspitzebreccien auf dem überkippten Südrand der Lechtaldecke. - *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 152, S. 67-84, Wien.
- BANNERT, D. (1964): Die Geologie der Ruitel-Spitze und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. - Diss., Univ. Marburg, 166 S., Marburg.
- BERNOULLI, D. & H.C. JENKYN (1974): A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge (Salzburg, Austria). - *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, S. 504-531, Wien.
- COOK, H.E.; Mc DANIEL, P.N.; MOUNTJOY, E.W. & L.C. PRAY (1972): Allochthonous Carbonate Debris Flows at Devonian Bank ("Reef") Margins, Alberta; Canada. - *Can. Petr. Geol. Bull.*, 20, S. 439-497.
- DOERT, U. (1974): Der Gebirgsbau der südwestlichen Lechtaler Alpen östlich der Flexenstraße. - Diss., Univ. Erlangen, 260 S., Erlangen.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 25, S. 81-110, Wien.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpin) und ihre jurassischen Breccien. - *Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich*, 224, 140 S.
- FELLERER, E. (1966): Zur Geologie des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). - *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 116, S. 832-858, Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. & D.K. RICHTER (1980): Breccias: Criteria and Observations. - *Intern. Ass. Sedimentologists*, 1. Europ. Meeting, Bochum.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mn-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. - *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 17, S. 123-150, Berlin.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und dem Valle di Fraéle (Graubünden). - *Ecl. geol. Helv.*, 46, S. 39-142, Basel.
- HUCKRIEDE, R. (1957): Die Geologie der Umgebung von Kaisers. - Diss., Univ. Marburg.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. - *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 111, S. 410-433, Hannover.

- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäuschichten zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol. B.-A., 108, S. 1-114, Wien.
- KOCH, K.E. & W. STENGEL-RUTKOWSKI (1959): Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. - Verh. Geol. B.-A., 1959, S. 179-201, Wien.
- SCHLAGER, W. & W. SCHÖLLNBERGER (1973): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66, S. 166-193, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Geotekt. Forsch., 21, 156 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, 580 S., Wien.
- WESTRUP, J. (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau. - Diss., Univ. Marburg.