

**Das Silur  
im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone  
(Tirol und Salzburg)**

41 Abb.

Helfried Mostler

Meinen Eltern gewidmet

Anschrift:  
Univ.Doz. Dr. Helfried Mostler  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universitätsstraße 4/II  
Innsbruck

|                               |         |      |           |                 |
|-------------------------------|---------|------|-----------|-----------------|
| Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. | 18. Bd. | 1967 | S. 89—150 | Wien, Juli 1968 |
|-------------------------------|---------|------|-----------|-----------------|

## Inhaltsverzeichnis

|  |     |
|--|-----|
| 1. Zusammenfassung, Summary, Resumé . . . . .  | 91  |
| 2. Einleitung . . . . .  | 94  |
| 3. Methodik . . . . .  | 95  |
| 4. Die silurischen Karbonatgesteine . . . . .  | 97  |
| a) Kalke des tieferen Silurs . . . . .   | 98  |
| b) Dolomite und Kalke des mittleren und höheren Silurs . . . . .                         | 105 |
| 5. Die tiefunterdevonischen Karbonatgesteine (Schwazer Dolomit)                          | 112 |
| 6. Der Vulkanismus . . . . .   | 114 |
| a) saure Vulkanite . . . . .   | 114 |
| b) basische Vulkanite . . . . .  | 117 |
| c) Tuffe bzw. Tuffite intermediärer Abkunft . . . . .                                    | 118 |
| d) zeitliche Einstufung des sauren, intermediären und basischen<br>Vulkanismus . . . . . | 118 |
| e) takonische Phase? . . . . .   | 120 |
| 7. Konglomerathorizonte des tieferen und höheren Silurs . . . . .                        | 121 |
| a) an Porphyroide gebundene Konglomerate . . . . .                                       | 122 |
| b) Konglomerate innerhalb der Wildschönauer-Schiefer . . . . .                           | 127 |
| 8. Sedimentäre Kieselsäuregesteine . . . . .   | 130 |
| 9. Wildschönauer Schiefer . . . . .  | 138 |
| a) Liegendkomplex der Wildschönauer (Ordovizium) . . . . .                               | 138 |
| b) Hangendkomplex der Wildschönauer, z. T. Dientner Schiefer<br>(Silur) . . . . .        | 139 |
| 10. Bemerkungen zur Mikrofauna . . . . .   | 141 |
| 11. Literaturnachweis . . . . .  | 145 |

## 1. ZUSAMMENFASSUNG

Durch conodontenstratigraphische Untersuchungen gelang es erstmals das gesamte Silur, wenn man vom Übergangsbereich Ordoviz—Silur abieht, im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone nachzuweisen. Während es im tieferen Silur (Llandovery) innerhalb der Karbonatgesteins-Serien zu einer starken faziellen Aufsplitterung kommt (Kieselskalke, Seichtwassersedimente mit zeitweiser Trockenlegung, schwarze bituminöse Kalk-Bioarenite, alles celloni-Zone,\*) sowie gradierte Kalk-Bioarenomikrite der amorphognathoides-Zone) setzt mit mittleren bis höheren Wenlock eine recht gleichartige Dolomit-Kieselschieferentwicklung ein. Laminierte biogenreiche Dolomite wechsellagern auf engstem Raum mit Kieselschiefern. Diese charakteristische Gesteinsfolge läßt sich durch die gesamte nördliche Grauwackenzone verfolgen. Zeitlich reicht sie bis in das untere Mittel-Ludlow. Darüber folgen helle, z. T. laminierte Dolomite, die in das Unterdevon (Schwazer Dolomit) überleiten. Während die Silur/Devon-Grenze faunistisch gut faßbar ist, (steinhornensis-Stufe/woschmidt-Zone) ist eine lithologische Grenzziehung nicht durchführbar.

Unmittelbare Übergänge von Conodonten-führenden Karbonatgesteinen zu Tuffiten, Tuffen und Laven ermöglichten auch eine Einstufung der sauren, intermediären und basischen Vulkanite. Die Porphyroide (Quarzporphyre) sind an der Wende Ordoviz/Silur aufgedrungen, mit einem leicht intermediären Einschlag im Ausklingen des Porphyr-Vulkanismus (intermediäre Tuffe der celloni-Zone). Die Diabase, Spilite und „Andesite“ sind älter als die sauren Vulkanite, zur in den seltensten Fällen etwa gleich alt. Sie sind zum Großteil in das Ordovizium, mit wenigen Ausnahmen in das allertiefste Silur einstuftbar.

Mit dem Auftreten der sauren Vulkanite an der Ordoviz/Silur-Grenze verband sich die Frage nach einem möglichen Zusammenhang mit der takonischen Phase. In Verbindung damit wurde auf die recht gleichartigen, über beinahe die ganze nördliche Grauwackenzone ausgedehnten „Transgressionsbildungen“ unmittelbar über den Porphyroiden hingewiesen, die neben anderen Äußerungen, wie plötzlicher Faziesumschlag, auf takonische Bewegungen zurückzuführen sein dürften.

Die Wildschönauer Schiefer, gliederbar in zwei Komplexe, sind nur z. T. in das Ordovizium zu stellen (tiefere Wildschönauer). Durch Einschaltungen von Kalk-Dolomit-Lagen in den sogen. höheren Wildschönauer Schiefen ist es zweifelsohne gesichert, das neben der kalkig-dolomitischen Entwicklung im Llandovery und Wenlock eine tonig-sandige Entwicklung einherging. Eine Reihe von Anzeichen sprechen für eine tonig-sandige Sedimentation während des gesamten Silurs.

Während im Kitzbühler Raum sowohl eine kalkige als auch tonig-sandige Sedimentation zur Zeit des tieferen Silur stattfand, gibt es im

---

\*) Alle Fossilnamen werden in Ermangelung einer Kursiv-Schrift in Normal-schrift geführt!!

Salzburger Raum keine Hinweise für eine karbonatische Sedimentation zu dieser Zeit. Die tonig-sandige Fazies setzt sich vom Ordoviz ohne karbonatische Zwischenschaltung bis hinauf in das untere Ludlow fort.

In den an sich eintönigen Wildschönauer Schiefern war es möglich, Konglomerateinschaltungen sowohl lithologisch als zeitlich zu gliedern. Die tieferen Konglomerate, ausgezeichnet durch Gerölle, die nur aus dem unmittelbaren Untergrund stammen, stehen immer in einer Verbindung mit den sauren Vulkaniten; zeitlich sind sie in das tiefste Silur zu stellen. Die höheren Konglomeratlagen (mittleres bis höheres Silur) kennzeichnet eine Geröllgesellschaft, die zum Großteil aus einem kristallinen Hinterland beziehbar ist.

Dazu treten vereinzelt Kalkgerölle (Conodonten-führend), die einen weiteren Beweis für das Fortdauern einer tonig-sandigen Entwicklung im Silur der nördlichen Grauwackenzone liefern.

### Summary

The conodont-stratigraphical researches were successful for the first time in proving the existence of the whole Silurian (except the intermediate district Ordovician-Silurian) in the western part of the northern „Grauwacken-Zone“. Whereas in the lower Silurian (Llandoveryan) an intensive variation of facies occurs within the series of carbonate rocks (cherty limestones, shallow-water sediments with a temporal drainage, black bituminous bio-arenitic limestones, all of the celloni-Zone, as well as graded bedded bioarenomicritic limestones of the amorphognathoides-Zone), a rather homogeneous development of dolomitic chert sets in the Middle and Upper Wenlockian. Laminated dolomites containing a lot of organic matter alternate with cherts within narrow bounds. This characteristic sequence of rocks can be seen throughout the whole northern „Grauwackenzone“. As to time it occurs until up to the lower Middle-Ludlovian. On it there are light, partly laminated dolomites which pass over to the Lower Devonian. Where as faunally the Silurian-Devonian limit can easily be fixed (steinhornensis-stage/woschmidti-zone) a lithological boundary cannot be given.

The carbonate rocks containing conodonts pass directly over to tuffites, tuffs and lavas. This fact also makes it possible to classify the acid, intermediate and basic igneous rocks. The porphyroides („Quarzporphyre“) came up to the surface at the turning-point Ordovician/Silurian with a slight intermediate character in the end of the porphyric vulcanism (intermediate tuffs of the celloni-zone). The diabases, spilites, and „andesites“ are older than the acid igneous rocks, only very rarely they are of the same age. Mostly they are to be classified into the Ordovician, only a few exceptions belong to the lowest Silurian.

With the occurrence of the acid igneous rocks at the Ordovician/Silurian boundary the question arose of a possible coherence with the taconian phase. In connection with this the rather homogeneous „formations of transgression“ were mentioned, which are lying just over the porphyroides

an which nearly stretch across the whole northern Grauwackenzone. Among other phenomenous like a sudden change in facies, the formations of transgression might be caused by taconian movements.

The „Wildschönauer Schiefer“, which can be differentiated into two complexes belong only in part to the Ordovician (lower „Wildschönauer“). By layers of dolomites and limestones in the so-called higher „Wildsch. Sch.“ it is right without any doubt that besides the development of dolomites and limestones in the Llandoveryan and Wenlockian there was as well a development of clay and sand. A number of symptoms point to a sedimentation of clay and sand during the whole Silurian.

Whereas in the region of Kitzbühel a sedimentation of clay and sand as well as a sedimentation of limestones took place at the time of the lower Silurian, there are, in the region of Salzburg, no hints for a carbonate sedimentation at that time. The facies of clay and sand reaches from the Ordovician up to the lower Ludlovian without any carbonate layers.

In the monotonous „Wildsch. Sch.“ it was possible to differentiate layers of conglomerates concerning their lithology as well as their age. The lower conglomerates consisting of pebbles which only originate from the direct subsoil, always are connected with the acid igneous rocks. As to their age they belong to the lowest Silurian. The upper layers of conglomerates (Middle to Upper Silurian) are characterized by a mixture of pebbles which originate in a cristalline hinterland. In addition to this there are isolated pebbles of limestone (with conodonts) which supply a further proof for the continuous development of clay and sand in the Silurian of the northern „Grauwacken-Zone“.

## Résumé

Les recherches stratigraphiques à l'aide des conodontes ont conduit à constater le Silurien entier (la limite Ordovicien/Silurien exceptée) dans la partie occidentale de la Grauwackenzone du Nord. Tandis que les séries carbonatiques du Silurien inférieur (Llandovery) se composent d'un faciès assez différencié (dans la zone de celloni des calcaires siliceux, des sédiments de bas-fond de temps en temps asséchés, des bioarenites calcaires noirs et bitumineux et des bioarenomicrites calcaires gradués de la zone de amorphognathoides) le Wenlock moyen et supérieur est présenté uniformément par un faciès dolomitique et siliceux. L'alternance des dolomites laminés riches en biogènes et du faciès siliceux est significative pour toute la Grauwackenzone du Nord. Cette alternance a duré jusqu'au Ludlow-moyen inférieur. Elle est superposée des dolomites clairs laminés qui conduisent au Devonien inférieur (dolomite de Schwaz). A l'aide des conodontes (stade de steinhornensis-zone de woschmidt) on peut bien délimiter le Silurien du Devonien, pas à l'aide de la lithologie.

Les roches carbonatiques à conodontes sont liées verticalement et dans l'horizontale immédiatement à des tufs, des tufites et des laves et nous fournissent ainsi l'âge des vulcanites acides, intermédiaires et basiques. Les porphyroïdes (de quartz) se sont formés à la limite Ordovicien—

Silurien avec un chimisme un peu intermédiaire à la fin du volcanisme porphyrique (tufs intermédiaires de la zone de celloni). Les Diabases, Spilites et „Andesites“ sont plus agés que les vulcanites acides, rarement à-peu-près du même âge. Pour la plus grande partie ils appartiennent à l'Ordovicien exceptionnellement au Silurien le plus bas.

Les vulcanites acides à la limite Ordovicien-Silurien nous indiquent la probabilité d'un effet de la phase taconique. Dans ce sens là j'ai nommé les sédiments de transgression au dessus des Porphyroides qui sont développés uniformément dans presque toute la Grauwackenzone du Nord, de même le changement rapid du faciès.

Les schistes de Wildschönau, divisés en deux, n'appartiennent qu'en partie à l'Ordovicien (schistes de Wildschönau inférieurs). Les intercalations de bancs de calcaires et dolomies dans les schistes de Wildschönau supérieurs nous assurent l'existence d'un faciès argileux-gréseux près d'un faciès de calcaires et dolomites au Llandovery et Wenlock. Il y a plusieurs signes pour une sédimentation argileuse-gréseuse pendant le Silurien entier.

A l'entour de Kitzbühel on trouve dans de Silurien inférieur une sédimentation argileuse-gréseuse et des calcaires, à Salzburg, les calcaires de ce temps là manquent. Le faciès argileux-gréseux du Ordovicien se continue sans intercalations de calcaires jusqu'au Ludlow inférieur.

Dans les schistes de Wildschönau assez monotones une division lithologique et temporaire des bancs de conglomérats était possible. Les conglomérats inférieurs qui se composent des galets directement du soubassement sont liés aux vulcanites acides; ils datent du Silurien inférieur. Les conglomérats des horizons plus hauts (Silurien moyen et supérieur) sont caractérisés par leurs galets qui dérivent surtout d'un cristallin. Rarement on trouve des galets calcaires (avec conodontes) qui prouvent la persistance d'une sédimentation argileuse-gréseuse dans la Grauwackenzone du Nord pendant le Silurien.

## 2. EINLEITUNG

Vorliegende Arbeit soll einen ersten Überblick über das Silur der Grauwackenzone im Tiroler und Salzburger Raum geben. Die im Jahre 1963 begonnenen Conodontenuntersuchungen, die zunächst nur an Testproben dieses Gebietes durchgeführt wurden, waren so positiv ausgefallen, daß eine Weiterarbeit lohnend erschien. Ausgehend von dem einzigen silurischen Makrofossilfundpunkt in Tirol, der Lachtal-Grundalm bei Fieberbrunn, waren die schon lange bekannten Fossilfundstellen von Dienten und Entachen-Alm in Salzburg die weiteren stratigraphisch einigermaßen guten Fixpunkte. Die anfangs vom Verfasser vertretene Meinung, voll auf den meist durch Graptolithen eingestuften Schichtgliedern aufzubauen, es handelt sich hierbei ja immer um Kieselschiefer, kieselige Tonschiefer und Lydite, mußte bald aufgegeben werden. Alle drei erwähnten klassischen Fossilfundpunkte, die soweit es die Aufschlußverhältnisse zuließen, in sehr engen Abständen profilmäßig bemustert wurden, zeigten auf Grund

der Conodontenführung, daß sie einer kritischen Überprüfung unterzogen werden mußten.

Mit der aus den ersten Profilen gewonnenen Erfahrung wurden die weiteren Untersuchungen auf die daran anschließenden Gebiete mit karbonatischer Entwicklung ausgedehnt.

Von den bisher in Tirol und Salzburg aufgesammelten Proben gelangten 1173 zur Bearbeitung, wovon 251 Proben stratigraphisch verwertbar waren, das sind 21.4%. Im Gegensatz hierzu hat G. FLAJS (1966 : 1) in den Eisenerzer-Alpen (nördliche Grauwackenzone) nur 15% aller Proben stratigraphisch verwerten können, was zum Teil auf die mehr „kalkigen“ Proben im Eisenerzer Raum, worauf später noch Bezug genommen wird, zurückzuführen sein könnte.

Bei allen fündigen Proben (Tirol, Salzburg) handelt es sich fast ausschließlich um silurisches Alter bzw. zum Teil infolge Fehlens von Leit-Conodonten um obersilurisch bis unter-devonisches Alter. Nur ganz im Westen zwischen Rattenberg und Schwaz (Schwazer Dolomit) war sicheres Unterdevon (Gedinnium) nachweisbar.

Meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL bin ich zu tiefem Dank verpflichtet für sein stetes Interesse um meine Fortschritte in der Stratigraphie der Grauwackenzone, die lange schon und noch heute sein engeres Arbeitsgebiet darstellt, sowie für sein Verständnis für den Massenverbrauch an Chemikalien, die für conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen notwendig waren.

Besonders danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER, der mir in liebenswürdiger Weise im Jahre 1963 in seine damals noch unpublizierte Arbeit „Conodonten des Silurs“ Einblick gewährte und mir auch sein Material in Marburg/Lahn zu Vergleichsstudien zur Verfügung stellte.

Herrn Dr. G. FLAJS danke ich herzlichst für die Einsichtnahme in seine im Druck befindliche Dissertation, sowie für die schriftliche und mündliche Diskussionsmöglichkeit.

### 3. METHODIK

Sämtliche artlich angeführten Conodonten wurden aus Karbonatgesteinen herausgelöst. Es handelte sich dabei im wesentlichen um Dolomite und dolomitische Kalke. Kalke und Kalkmergel — Mergel treten sehr in den Hintergrund. Die in An- und Dünnschliffen getroffenen Schnitte von Conodonten, wobei sogar oft Conodonten in Quarzsandsteinen gefunden werden konnten, ließen nicht einmal eine generische Bestimmung zu, da es sich außerdem noch meistens um Einzahnformen handelte.

Alle Versuche, auf Schichtflächen von Lyditen, Kieselschiefern und kieseligen Tonschiefern Conodonten zu finden, scheiterten. Dies dürfte wohl auf die zum Teil ss-parallele Durchbewegung zurückzuführen sein, denn die oft nur im cm-Bereich diesen Gesteinen zwischengeschalteten

Dolomite führen doch, wenn auch spärlich Conodonten. Da es aber Kieselschiefer gibt, die ihr ursprüngliches Gefüge voll bewahrt haben und trotzdem keine Conodonten führen, scheint es doch sehr wahrscheinlich, daß die Kieselschiefer und kieseligen Tonschiefer schon primär arm bzw. frei an Conodonten waren, im Gegensatz zu M. LINDSTRÖM (1964:66), der ganz allgemein schwarze Schiefer als sehr hoffnungsvoll für Conodonten anführt.

Wie schon erwähnt, waren dolomitische Gesteine vorherrschend. Sie wurden mit 15—30%iger Ameisensäure aufgelöst. Fe-reiche Magnesite sind mit heißer Ameisensäure aufgeschlossen worden, ohne daß die Conodonten dabei wesentlich korrodiert wurden. Um die Conodontenbegleitfauna in dolomitischen Kalken und reinen Kalken schonend zu behandeln, wurde mit technischer Essigsäure im Verhältnis 1 : 3, 1 : 3,5 und 1 : 4 mit Wasser vermischt, gearbeitet. Bewährt hatte es sich, Dolomitgesteine mit Ameisensäure 1 : 4 mit Wasser gemischt aufzulösen, wobei vor allem Ostrakodenschalen recht gut erhalten blieben.

Tonreiche Karbonatgesteine wurden mit erhitzter Monochloressigsäure aufbereitet, und zwar deswegen erhitzt, um die Tonpartikelchen in laufender Turbulenz zu halten, denn sie sind es im allgemeinen, die bei einem langsamen Auflösungsverfahren bald jede Reaktion stoppen, da sie sich wie ein Film über die noch aufzulösenden Gesteinsbrocken legen.

Sämtliche Proben sind wenigstens zweimal aufgelöst worden. Mehr als zwei Drittel wurden dreimal, meist nach zwei verschiedenen Methoden aufgelöst. Beinahe ein Drittel der fündigen Proben sind einem fünfmaligen Lösungsprozeß unterworfen worden.

All die erwähnten Methoden in einem sinnvollen Wechselspiel angewandt, erbrachten aus den durch Conodonten gesicherten silurischen Karbonatgesteinen eine Mikrofauna mit folgender Zusammensetzung:

**Echinodermaten:** a) Crinoiden: Vor allem Stielglieder, Pinnulae etc.  
b) Echiniden: Stachelelemente  
c) Ophiuren: Einige, meist nicht ganz erhaltene Wirbel  
d) Holothuriensklerite: Siebplatten. Es handelt sich um die ersten Holothuriensklerite, die aus dem Silur überhaupt bekannt wurden.

**Mollusken:** a) Lamellibranchiaten }  
b) Gastropoden } zum Teil „embryonale“ Formen

**Brachiopoden:** (möglicherweise embryonale Formen)

**Arthropoden:** a) Trilobiten: Pleuren, Glabella etc.  
b) Ostrakoden: (glattschalig und skulpturierte Formen)

**Poriferen:** Kalkspiculae und Kieselspiculae

**Protozoen:** a) Foraminiferen (agglutinierte Formen)  
b) Radiolarien

**Graptolithen:** (Reticula-Fragmente)

Stratigraphische Übersicht der Karbonatgesteine in der Grauwackenzone (Tirol und Salzburg)

H. Mostler 1966/67

ABB: 1

Maßstab 1:150000

- Legende:
- Silur
  - Ober-Silur - Unter-Devon (Emsium)
  - Unter-Devon
  - ? Unter-Devon (und jünger)



**Conodonten:** (Einzahnformen, Astformen, Plattformtypen)

**Scolecodonten:**

**Mikroproblematika:** a) „Pseudoconodonten“ (gewebeartige Struktur)  
b) „Hütchenformen“ (Ca-Phosphat)

#### 4. DIE SILURISCHEN KARBONATGESTEINE

Bevor an die Besprechung der einzelnen Profile gegangen wird, sei der gegenwärtige Kenntnisstand über die Alterseinstufung der Karbonatgesteine an Hand einer geologischen Karte, wo alle Karbonatgesteine der Grauwackenzone Tirols und Salzburgs dargestellt sind, vorweggenommen (siehe Abb. 1).

Allein für die silurischen Karbonatgesteine wurden 56 Probeentnahmestellen ausgewählt mit einer Probenanzahl von 1173. Von diesen waren 251 stratigraphisch verwertbar. Da auch der unterdevonische Schwazer Dolomit zur Darstellung kam, soll gleich erwähnt werden, daß von insgesamt 82 Proben 26 verwertbar waren. Die verhältnismäßig geringe Zahl an fündigen Proben dürfte zum Teil auf einen für Conodonten ungünstigen Faziesraum zurückzuführen sein (siehe Kap. Schwazer Dolomit).

Der Verfasser ist sich bewußt, daß die Karbonatgesteine nach der derzeitigen stratigraphischen Darstellung noch weiter modifizierbar sein werden. Aber gerade eine solche Darstellung wiederum ist einfach notwendig, um zu sehen, wo man die weiteren Untersuchungen ansetzen muß. Sie war vor allem schon deswegen nötig, weil sich diese Darstellung nicht mit der bisherigen prostratigraphischen Gliederung zur Deckung bringen ließ. (Vergleiche geol. Karte der Umgebung Kitzbühel von Th. OHNESORGE.)

Es war nicht immer leicht, alle kleinen und kleinsten Karbonatzüge der Grauwackenzone in der Darstellung mit aufzunehmen, sodaß manche von ihnen aus diesem Grunde zu einem großen Komplex zusammengezogen wurden. Besonders schwierig war dies im Dientner-Raum bzw. südlich von den Ortschaften Dienten und Alm. Dort war einer Schematisierung der Karbonatgesteinsvorkommen nicht zu entgehen, wie dies auch die Kartenaufnahme (1 : 25.000) von H. LOACKER (1962) zeigt. Ihm gelang es nicht, die vielen Kalkzüge aus dem Kieselschieferverband herauszuschälen.

Beispielsweise treten in diesem Raum crinoidenreiche, helle Kalke auf, die bisher dem Silur fremd sind. Der Verfasser hat infolge Fehlens von Conodonten für diese keine Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung. Am ehestens sind sie ins Unterdevon zu stellen und zwar im Vergleich mit den crinoidenreichen Dolomiten des Kitzbühler Horns. Infolge ihrer geringen, flächenmäßigen Verteilung sind sie unberücksichtigt geblieben bzw. unter die Silursignatur gefallen.

Abgesehen vom Schwazer Dolomit (Unterdevon), der hier nur oberflächlich behandelt werden soll, wurde eine eigene Signatur für alle gesicherten Silurvorkommen gewählt. Innerhalb dieser Vorkommen lassen

sich zwei Züge auseinanderhalten. Es sind dies im Norden die silurischen Karbonatgesteine mit inverser Lagerung, im Süden ein oft stark tektonisch reduzierter Zug von normal stratigraphischer Abfolge.

Diejenigen Karbonate, die mit der Signatur für Obersilur—Unterdevon gekennzeichnet sind, haben wohl Conodonten geliefert, zum Teil waren es sogar reiche Faunen, doch fehlten Leit-Conodonten. Erst eine Detailaufnahme mit vielen Feinprofilen könnte hier Abhilfe schaffen.

Ins Unterdevon bzw. möglicherweise auch jüngeren Alters sind crinoiden- und korallenreiche Dolomitgesteine einzustufen. Sie weisen große Ähnlichkeit zum Schwazer Dolomit auf. Allerdings blieben bisher sämtliche Conodontentests negativ.

#### a) Kalke des tieferen Silurs:

Die bisher stratigraphisch tiefsten durch Conodonten nachgewiesenen Karbonatgesteine sind in das tiefere Llandovery bzw. Valentium einzustufen. Tiefsilurische Kalke und Kieselkalke sind nur aus dem Kitzbühler Raum bekannt geworden; sie fehlen im Salzburger Raum. Auch im Eisenerzer Gebiet waren sie nicht nachzuweisen (G. FLAJS 1966:55). Im Salzburger Anteil der Grauwackenzone deuten eine Reihe von Beobachtungen darauf hin, daß zu dieser Zeit (Llandovery) nur tonig-sandige Sedimente zur Ablagerung kamen.

Karbonatgesteine ordovizischen Alters (Ashgill-Kalke) wie sie G. FLAJS (1966:8) aus den Eisenerzen Alpen nachgewiesen hat, scheinen auch im Kitzbühler Raum zu fehlen. Nur an einer Stelle in der Umgebung von Westendorf wäre es möglich, daß sich höchst ordovizische bis tiefst silurische Karbonatgesteine verbergen. Abgesehen von dieser Stelle scheint es sonst recht unwahrscheinlich, daß es zu einer Karbonatsedimentation während des Ordoviziums kam (vergl. Kap. Wildschönauer-Schiefer).

##### 1. Die Kalke der celloni-Zone:

Die wichtigsten Profile hierfür finden sich an der Lachtal-Grundalm; weiters am Lengfilzenbach etwa 1 km südlich der Lachtal-Alm und bei Westendorf oberhalb des Gehöftes Achenberg:

##### a. Lachtal-Grundalm:

Über Lyditen unsicherer Altersstellung (? Co-Bereich I) vermitteln Kieselknollen-Dolomite zu roten dickbankigen Kieselkalken. Es handelt sich im wesentlichen um Biomikrite, die schlierig um unregelmäßig bioarenitische, begrenzte Körper herumfließen. Das Sediment ist reich an Biogenen, vor allem an Filamenten, Echiniden, Crinoiden, Ostrakoden und agglutinierten Foraminiferen. H. MOSTLER (1966c:168) deutet sie als kondensierte Sedimente auf Grund der knolligen Ausbildung, des enorm hohen Biogenanteiles, besonders aber wegen der massenhaft anfallenden Conodonten (im Querschnitt auf 2 cm<sup>2</sup> über 50 einspitzige Conodonten). Nicht zuletzt weist auch der diffuse Kieselsäuregehalt in diese Richtung. (Über weitere Details dieser Schichtfolge siehe H. MOSTLER 1966c.)

Conodonten-Fauna:

Carniodus carnus WALLISER  
Neoprinioidus costatus paucidentatus WALLISER  
Neoprinioidus subcarnus WALLISER  
Neoprinioidus triangularis tenuirameus WALLISER  
Ozarkodina adiutricis WALLISER  
Ozarkodina sp. ex aff. Ozarkodina adiutricis WALLISER  
Roundya breviaalata WALLISER  
Spathognathodus pennatus angulatus WALLISER  
Spathognathodus celloni WALLISER

Weiters wurden herausgelöst:

Glattschalige Ostrakoden, agglutinierte Foraminiferen  
(Amodiscus) und „Hütchenformen“\*)

b. Lengfilzenbach:

Ein weiteres recht gut erschlossenes Profil liegt etwa 1 km südlich der Lachtal-Grundalm am orographisch rechten Gehänge des Lengfilzenbaches.

Es handelt sich hierbei um schwarze Kalke (Bioarenomikrite mit zum Teil stark arenitischen Einschlag). Sie sind vor allem reich an Schalen von Lamellibranchiaten, Crinoiden und Ostrakoden, vereinzelt kommen auch Orthoceren vor. Sie leiten einen Sedimenttypus ein, der dann im ganzen höheren Silur vorherrschend wird. Wenn auch in diesem Profil kein „graded bedding“ gefunden wurde, sind diese Gesteine doch mit dem Typus mit einem „turbiditartigen“ Schüttungsmechanismus engstens verbunden.

Die Conodontenfauna setzt sich im wesentlichen aus den beiden Leitformen

Spathognathodus celloni WALLISER  
Ozarkodina adiutricis\*\*) WALLISER

zusammen. Die Begleitfauna stellt wieder die eigenartigen „Hütchenformen“, sowie glattschalige Ostrakoden. Durch die in diesem Profil häufig auftretende Verkiesung sind auch sehr viele „embryonale“ Gastropoden und Lamellibranchiaten angefallen.

c. Westendorf:

Das bisher am genauesten untersuchte Profil der celloni-Zone liegt bei Westendorf am Bach oberhalb des Gehöftes Achenberg (3. Steilstufe, 1160 m Höhe).

Der Verfasser hat sich der Mühe unterzogen, das rund 4 m mächtige Profil cm-weise aufzunehmen, d. h. das ganze Profil wurde lückenlos entnommen. Von jedem Handstück gelangte sowohl ein Anschliff als auch ein Dünnschliff zur Untersuchung. Der Rest der Probe wurde geteilt und nach zwei verschiedenen Lösungsmethoden aufgelöst, wobei jede Probe dreimal

\*) Siehe Kap. Bemerkungen zur Mikrofauna

\*\*) Einzahn-Formen werden hier nicht behandelt.

aufbereitet wurde. Wie aus dem beigegebenen Profil (Abb. 2) ersichtlich, waren nur zwei Proben ohne Conodontenführung. Dies ist aber in den beiden Fällen auf ein primäres Fehlen von Conodonten zurückzuführen.

Erläuterungen zum Spezialprofil (Abb. 2):

Aus Tonflaserkalken unsicherer Altersstellung (es wird Conodontenbereich I vermutet), die reich an Crinoidendetritus sind, entwickeln sich fein-mittelkörnige Sandsteine, die zunächst noch Karbonat führen. Sie setzen sich zum Großteil aus eckigen bis schlecht gerundeten Quarzindividuen (selten Quarze mit Korrosionsschläuchen) zusammen. Untergeordnet sind Feldspate mit rund 10% beteiligt. Meist sind es Plagioklase seltener Mikroline. An Glimmer, es sind im Maximum 5%, herrschen Hellglimmer vor. Interessant sind die Akzessorien, bei welchen Turmalin mengenmäßig bei weitem den stärksten Vertreter stellt; ihm folgen nach der Häufigkeit aufgeführt Zirkon (zum Teil idiomorph), Rutil, Apatit und organische Substanz.

Recht auffallend ist das sehr häufige Auftreten von Conodontenquerschnitten; so kommen bei einer Auswertung von zwölf Großschliffen im Durchschnitt drei Conodonten auf einem Schliff (Abb. 26).

Darüber setzt ziemlich abrupt eine karbonatische Folge ein. Nur bei einer genauen Betrachtung von Probe 20 sieht man noch deutlich die Beeinflussung von den Sandsteinen im Liegenden, denn die Kalke führen noch einen Quarz-Feldspatgehalt von 15—20%.

Gleichzeitig mit dem Auftreten der Kalke macht sich eine tuffogene Einstreuung, sowohl bankintern als auch bankextern bemerkbar. Auf die Zusammensetzung der Tuffe—Tuffite wird in Kap. Vulkanite speziell eingegangen; hier sei nur festgehalten, daß im Zuge der vulkanischen Förderung auch Fluor frei wurde, welches in Form von Flußspat kleine Konkretionen (bis 1 mm im Durchmesser) bildet.

Bei den Kalken handelt es sich im wesentlichen um Bioarenomikrite bis Biomikrite, zum Teil auf Grund der Wühlgefüge und Dismikrite. Hier lassen sich zwei Typen von Wühlgefügen anführen. Es sind einerseits die bei weitem vorherrschenden, annähernd parallel zur Schichtung bzw. Bankung verlaufenden Wühlgefüge, andererseits die, die quer bzw. fast senkrecht durchgreifen (Abb. 27).

Mit Erreichen des ersten Stromatolithenhorizontes setzt schlagartig der Echinodermenreichtum aus. Erst unmittelbar auf die letzte Stromatolithenlage kommt es zu einer stärkeren Absenkung in einen Bereich, in dem Onkoide vorherrschen. Der Onkoidhorizont ist wieder reich an Biogenen.

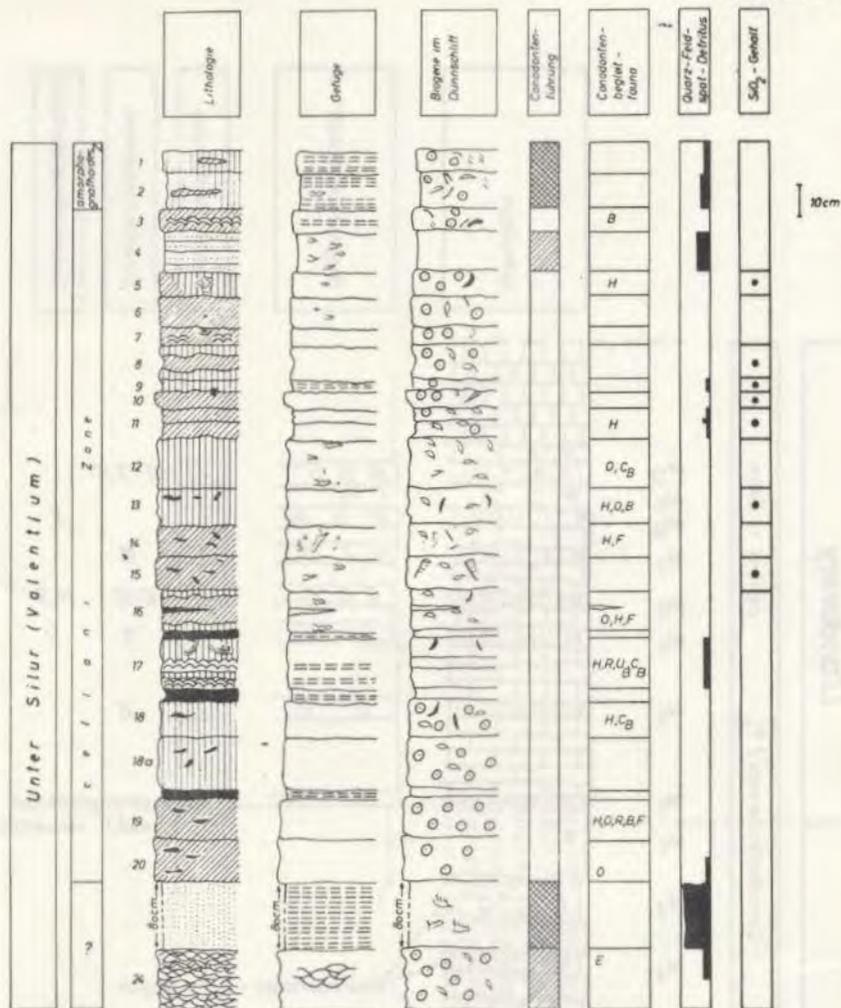
Die Stromatolithlagen verdienen besonders erwähnt zu werden. Sie sind einer der besten Indikatoren für Flachwasserbereiche, ja sie können sogar einer zeitweisen Trockenlegung ausgesetzt sein. Da die Stromatolithalgen unmittelbar auf der mächtigsten Tuffbank folgen, können auch für sie die gleichen Trockenbedingungen zugetroffen haben. Bei den Stromatolithalgen handelt es sich durchwegs um den LLH-C Typus nach B. W. LOGAN, R. REZAK & R. N. GINSBURG (1964:74); siehe dazu Abb. 28 und 29.

Lithologisches und Conodontenstratigraphisches Feinprofil  
(Westendorf bei Kitzbühel/Tirol)

Abb: 2

Maßstab 1:200000

H. Mostler 1966/67



H. Mostler 1966/67

Legende

Lithologie

- gelfaserte Crinoidenkalle
- Sandstein
- Biogenite - Biarenamikrite
- Biomikrite
- Tufflagen - bankstern
- Tufflagen - bankstern
- Stromatolithen
- Onkoide

Gefüge

- Schichtung
- Faserung
- horizontale Wuhlfuge
- vertikale Wuhlfuge

Biogene im Dünnschliff

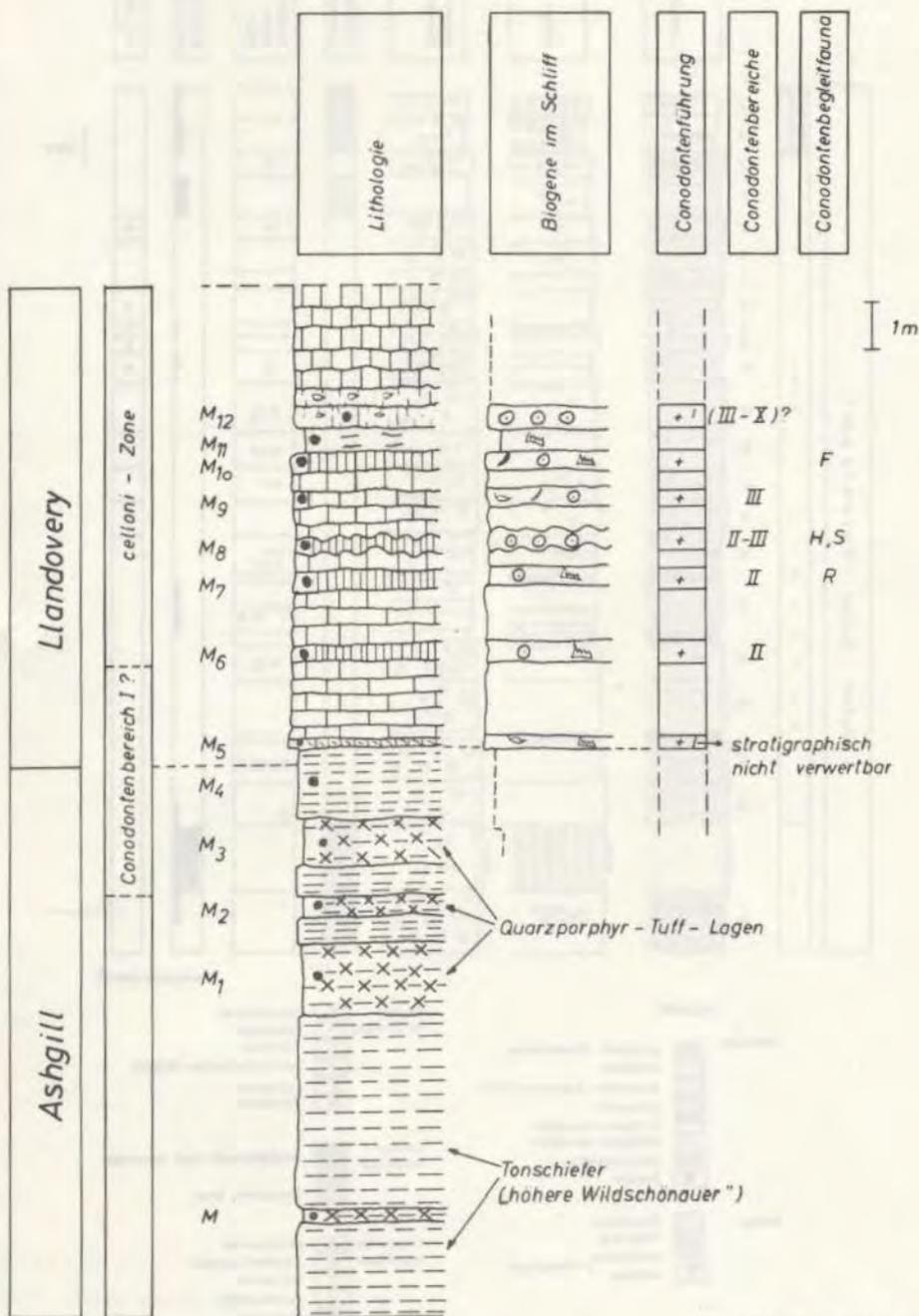
- Echinodermen
- Ostrakoden
- Filamente
- Lamellibranchiaten - Schalen
- Orthaceren
- Conodonten

Conodontenführung

- stratigraphisch nicht verwertbar
- Conodonten leihen

Conodontenbegleitfauna

- Brachiopoden
- Hutchen-Formen
- Ostrakoden
- Foraminiferen
- Radiolarien
- Echinodermen
- Conodonten-Basis



Interessant ist, daß der interne Bau der konzentrisch struierten Onkoide im wesentlichen dem Bautyp der Stromatolithrasen (LLH-C) beibehält. Die Onkoide haben immer einen organischen Kern (meist Echinodermenbruchstücke).

Da, wie schon erwähnt, die Stromatolithalgen einem Fast-Trockenbereich angehören, war es recht bemerkenswert, daß Proben, die nur aus Stromatolithen bestanden, Conodonten führten. Um sicher zu gehen, daß die Conodonten tatsächlich aus den Stromatolithen stammen und nicht aus dem umgebenden Sediment, also keine Ablagerungen tieferen Wassers darstellen, wurde aus den mittleren Teilen der Stromatolithen eine Lage herausgeschnitten und unter dem Binokular allseitig untersucht, ob es sich wohl ausschließlich um Stromatolithen handelt. Nachdem dies gesichert war, wurde diese Probe mit den Stromatolithen aufgelöst, wobei auch hier wieder der Nachweis von Conodonten gelang. Bisher hat nur K. FAHLBUSCH (1964:188) auf Conodontenfaunen aus dem „Flachwasser oder in zeitweisen Auftauchbereich“ hingewiesen, ohne aber einen triftigen Grund dafür zu bringen. Das Auftreten von Conodonten in den Stromatolithen kann nur so gedeutet werden, daß sie durch zeitweise Überflutung der Algenrasen (intertidialer Bereich) eingeschwemmt bzw. von dem Algenfilm, der als Sedimentbildner fungiert, mit eingebunden wurden. Jedenfalls können die Conodonten nicht aus einem tieferen Wasserbereich herangebracht worden sein, sondern dürften wohl auch im Flachwasserbereich verbreiteter gewesen sein, als man bisher annahm. Wie aus dem Profil hervorgeht, fehlen in den Stromatolith-Horizonten Biogene, ausgenommen die erwähnten Conodonten. Über den Stromatolith-Onkoidhorizont treten Echinodermen ganz in den Hintergrund bzw. fehlen überhaupt. Es überwiegen bei weitem Ostrakoden. Gleichzeitig kommt es in diesem Milieu zu einem Aufblühen von wühlenden Organismen, welche, sobald wieder Echinodermenschutt geliefert wird, zurückgehen bzw. aufhören.

Im höchsten Abschnitt der celloni-Zone finden wir einen Sedimenttypus, der zum Großteil den „Wurstl-Kalken“ des alpinen Muschelkalks ähnelt. Noch bessere Vergleiche können mit den tiefanisischen „Wurstl-Kalken“ von Recoaro gezogen werden (H. MOSTLER).\*) Die Durchwühlung ist so stark, daß vom primären Sediment fast nichts mehr zu sehen ist (Abb. 30).

Hinzuweisen wäre noch auf eine mehr oder weniger rhythmische Quarz-Feldspatschüttung, die im Nachbargraben (Westendorf 2) noch stärker fühlbar wird; dort ist in den crinoidenreichen Kalkareniten bis zu 40% Quarz-Feldspatdetritus nachweisbar. Das Liefergebiet dürfte sich nach den Schwermineralien Turmalin, Zirkon, Rutil und Apatit kaum geändert haben.

Ganz eigene Wege scheint der diffuse Kieselsäuregehalt in Form von Chalzedon und Quarzin zu gehen. Jedenfalls setzt die Kieselsäure nicht

---

\*) „Wühlgefüge in tiefanisischen Kalken von Recoaro“ (in Vorbereitung).

gleichzeitig mit den vulkanischen Förderprodukten ein, sondern erst etwas später und hält über diese hinaus fast bis zur amorphognathoides-Zone an.

Abschließend sei noch hervorgehoben, daß das eben besprochene Profil eine inverse Lagerung aufweist, was nicht nur auf Grund der durch Conodonten gegebenen Altersfolge sondern auch durch geopetale Gefüge wie sekundäre Hohlraumfüllung („Fossile Wasserwaagen“) und durch die verkehrte Lage der Stromatolithen belegbar ist.

Die Fauna ist in der beigegebenen Liste erfaßt (Abb. 5). Das Auftreten von jüngeren Formen in der höchsten celloni-Zone wird im Kapitel „Bemerkungen zur Mikrofauna“ behandelt.

Ganz kurz sei noch auf das bereits verwiesene Profil Westendorf 2 (Abb. 3) eingegangen, das uns erst bei der Alterseinstufung der Porphyroide in Speziellen interessieren wird. Hier treten Schwierigkeiten betreffs der Mächtigkeitserfassung der celloni-Zone auf, da im Hangendsten Glied dieser Zone bereits Formen der amorphognathoides-Zone aufscheinen. Für diese Erscheinung stehen zwei Möglichkeiten der Erklärung offen.

Der Hangenteil der celloni-Zone ist in der amorphognathoides-Zone aufgearbeitet; insbesondere würde hiefür sprechen die arenitische Beschaffenheit des Sedimentes; so wurden in den höchsten Partien noch Porphyroid- und Tonschieferfetzen aufgearbeitet gefunden oder aber

die celloni-Zone und amorphognathoides-Zone lassen sich nicht überall so streng fassen wie bisher angenommen. Übergangsformen (siehe Kap. Bemerkungen zur Mikrofauna) von der einen in die andere Zone lassen einige Berechtigung für diese Annahme zu. Dazu soll noch ins Treffen geführt werden, daß Faunen aus der celloni-Zone nach O. H. WALLISER (1964:Tab. 1) bisher nur aus den Karnischen Alpen bekannt waren, sodaß eine Bestätigung einer scharfen Trennung aus anderen Gebieten noch ausständig ist, außer dem Profil an der Lachtal-Grundalm in Tirol (H. MOSTLER 1966c:162).

Für uns ist es hier wichtig festzuhalten, daß wir neben den schwarzen bioarenitischen Kalken auch noch crinoidenreiche Kalkarenite mit einer starken Quarz-Feldspatschüttung kennen, ein Typus der vom Seichtwassersediment (ortsweise Trockenlegung) zu schwarzen Bioarenomikriten größerer Wassertiefen überleitet (siehe dazu Abb. 4). Die Kieselkalke dürften wohl in größerer Tiefe gebildet worden sein.

Innerhalb der celloni-Zone herrscht also eine recht ausgeprägte Faziesdifferenzierung. Einigermaßen vergleichbar mit dem Profil am Cellon wären nach der Mikrofaziesuntersuchung von H. FLÜGEL (1966:291) nur die zum Teil auch bioturbat verwühlten Bioarenomikrite bis Biomikrite von Westendorf. H. MOSTLER (1966c:164) versuchte, die Kieselkalke der celloni-Zone von der Lachtal-Grundalm nach der Gliederung von H. R. v. GAERTNER (1931:133) mit roten und schwarzen etwas „quarzitischen“ Kalken im Hangenden der Trilobitenschiefer zu vergleichen, da eine moderne lithologische Bearbeitung noch ausstand. Nachdem nun die Arbeit

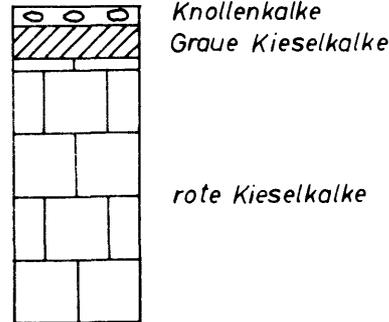
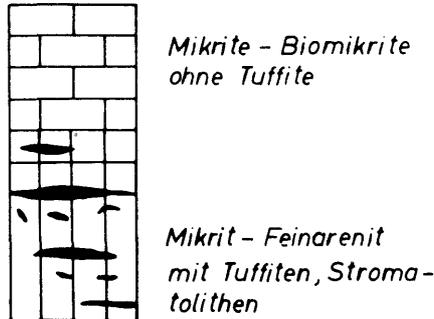
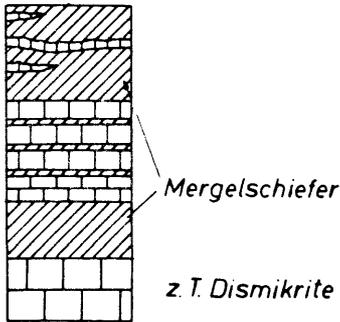
Die karbonatische Entwicklung in der celloni — Zone (Llandovery)  
im Kitzbüheler Raum und in den Karnischen Alpen

Karnische Alpen  
n. H. FLÜGEL 1966

Westendorf

Lachtalgrundalm

N - Göbra ( Lengfilzen )



|                                   | celloni - |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
|-----------------------------------|-----------|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|--|
|                                   | Zone      |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
|                                   | 1         | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |  |
| Ambalodus galerus                 | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Apsidognathus tuberculatus        | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| ?Carniodus carinthiacus           | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Carniodus carnicus                | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Carniodus carnus                  | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Carniodus eocarnicus              | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Hadrognathus staurognathoides     | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Hindeodella sp.                   | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Ligonodina egregia                | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Lonchodina fluegeli               | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Neoprioniodus cost. paucident.    | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Neoprioniodus planus              | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Neoprioniodus subcarnus           | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Neoprioniodus triang. tenuirameus | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Ozarkodina adiutricis             | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Pygodus lyra                      | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Roundya breviaolata               | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Roundya caudata                   | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Roundya detorta                   | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| ?Roundya trichonodelloides        | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Spathognathodus celloni           | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Spathognathodus pennat. angul.    | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Spathognathodus pennat. pennat.   | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |
| Synprioniodina silurica           | .         | . |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |  |

Abb. 5

von H. FLÜGEL (1966) zur Verfügung steht, und sich damit die Situation geändert hat, ist naturgemäß dieser Vergleich nicht mehr aufrecht zu erhalten.

Die Conodontenfauna ist in der beigegebenen Tabelle (Abb. 5) festgehalten. Die herausgelöste Conodontenbegleitfauna ist nicht gut erhalten, da die Kieselsäure zum Teil um die Biogene auskristallisierte und dabei die ursprüngliche Form durch ihre unregelmäßige Umkrustung stark verdeckt. Reste von Brachiopoden, agglutinierte Foraminiferen (?Ammodiscinen\*) sehr wenig Radiolarien, Ostrakoden (alle glattschalig); weiters die „Hütchenformen“ und zwar immer dreihöckrig; Echinodermatenreste wurden nur in den seltensten Fällen isoliert, obwohl sie bis 30% am Aufbau des Sedimentes beteiligt sind. Recht auffallend ist das Vorkommen von Conodontenbasen. O. H. WALLISER (1964:20) konnte für Stäbchen mit einer Reihe von Spitzen den Nachweis erbringen, daß es sich um die Basis von mehreren einspitzigen Conodonten handelt. Derartige Conodontenbasen sind im Profil Westendorf recht häufig vertreten.

Auch aus Apatit bestehend sind „dachrinnenförmige“ Gebilde, über deren Zugehörigkeit noch völlige Unklarheit herrscht. (Im Profil Abb. 2 mit U bezeichnet.)

## 2. Die Kalke der amorphognathoides-Zone:

Ihre stratigraphische Reichweite ist etwa vom oberen Llandovery bis tieferen Wenlock anzugeben. Im Gegensatz zur celloni-Zone ist diese ziemlich einheitlich entwickelt. Den Haupttypus stellen vor allem dunkle crinoidenreiche Kalkarenomikrite. Das bestens entwickelte Profil der amorphognathoides-Zone ist am Lachtalbach (oberhalb der Lachtal-Grundalm) erschlossen. (H. MOSTLER 1965:164, 1966c:161.)

Charakteristisch für die Sedimente ist ein gut erkennbares graded bedding von Echinodermendetritus; weiters eine ausgezeichnete Einsteuerung von Orthoceren. Faunistisch erwähnenswert ist eine Trilobitenlage, von der im Zuge einer Exkursion eine Platte mit 13 Trilobiten geborgen werden konnte, die nach bisherigen Bestimmungen den Gattungen Aulacopleura und Encrinurus zuordenbar sind.

Das hangendste Glied der amorphognathoides-Zone führt bereits die für die höheren Zonen charakteristischen Hornsteine, d. h. der Fazieswechsel vollzieht sich nicht gleichzeitig mit dem Faunenschnitt der amorphognathoides-patula-Zone, sondern eilt der Biozone voraus. Recht analoge Verhältnisse sind auch an der Liegendgrenze der amorphognathoides-Zone zu beobachten, wo die Knollenkalkentwicklung der celloni-Zone zunächst noch in die amorphognathoides-Zone hinaufzieht, dann aber schlagartig mit einer Bank von massenhaft Orthoceren abgelöst wird; ein völlig anderer Ablagerungsmechanismus kommt zum Durchschlag.

---

\*) Die Foraminiferen werden freundlicherweise von Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN bearbeitet.

Diese Sedimente mit der Orthocerenbank beginnend, gefolgt von gradierten Crinoidendetritus, — Einschaltung der Trilobitenbank — und wieder Crinoidendetritus wurden vom Verfasser mit den „allodapischen Kalken“ MEISCHNER's verglichen (H. MOSTLER 1965:166).

Conodontenfauna:

Carniodus carnicus WALLISER  
Carniodus carnulus WALLISER  
? Carniodus carinthiacus WALLISER  
Hadrognathus stauognathoides WALLISER  
Neoprioniodus costatus costatus WALLISER  
Neoprioniodus subcarnus WALLISER  
Ozarkodina gaertneri WALLISER  
Pterospathodus amorphognathoides WALLISER  
Synprioniodina silurica WALLISER

Conodontenbegleitfauna:

Vorherrschend sind vor allem Crinoidenstielglieder, unter anderem Scyphocrinites ? sp. Durch eine lokale, zum Teil recht starke Verkiesung blieben im unlöslichen Säurerückstand verkieste Graptolithen (Monograptus priodon BRONN) weiters eine Reihe von Trilobitenglabellen, Pleuren und Wangenstacheln. Dazu gesellten sich noch verkieste „embryonale“ Lamellibranchiaten, Gastropoden und Brachiopoden.

Am Lengfilzenbach (siehe auch Kap. celloni-Zone) setzt sich dieselbe Entwicklung, die mit Beginn der celloni-Zone einsetzte, fort, nur fehlt dort die deutlich erkennbare Gradierung des Biogendetritus; sonst unterscheiden sich die Sedimente nicht. Es wäre durchaus möglich, daß dort nicht die ganze Schichtfolge der amorphognathoides-Zone erhalten ist, denn eine quergreifende Metasomatose setzt jeder weiteren Suche nach eventuellen Reliktgefügen oder gar nach Biogenen ein Ende.

Noch dem Flachwasserbereich etwas angepaßt ist der untere Abschnitt der amorphognathoides-Zone in beiden Profilen von Westendorf; im höheren Teil beginnt sich die Entwicklung mit den dunklen, schwarzen, crinoidenreichen Bioareniten durchzusetzen.

Abschließend sei ein Vergleich der Sedimente der amorphognathoides-Zone mit denen der Karnischen Alpen und der Eisenerzer Alpen angestellt (Abb. 6). Während in den Karnischen Alpen (Cellonetta-Rinne) die z. T. durch Wühlgefüge charakterisierte Mergelentwicklung mit zetiweiser Einschaltung von Kalk-Bio-Mikriten anhält (H. FLÜGEL 1965:3), sind es im Kitzbühler Raum fast durchwegs Crinoiden-reiche Bioarenomikrite mit einem ganz anders gearteten Schüttungsmechanismus. Nur mit dem untersten Abschnitt der amorphognathoides-Zone von Westendorf 1 wäre eine noch einigermaßen ähnliche Sedimentation wie in den Karnischen Alpen gegeben. Ganz heraus fällt die Ausbildung der amorphognathoides-Zone in den Eisenerzer Alpen nach G. FLAJS (1966:Abb. 2,31), wo ein Teil in Kieselschieferentwicklung vorliegt. Diese Entwicklung ist für die amorphognathoides-Zone im Kitzbühler Raum vollkommen fremd.

## b) Dolomite und Kalke des mittleren und höheren Silurs

### 1. Kitzbühler Raum

Während im Kitzbühler Raum im Untersilur neben der noch zu besprechenden sandig-tonigen Entwicklung (siehe Kap. Wildschönauer-Schiefer) eine Kalkfazies parallel läuft, gibt es hierfür im Salzburger Raum bisher nicht die geringsten Anzeichen. Die Kalksedimentation scheint also dort mit recht großer Wahrscheinlichkeit erst im mittleren Silur einzusetzen.

Mit der patula-Zone\*) im Kitzbühler Raum, die den Großteil des Wenlocks (ausgenommen das tiefste Wenlock) einnimmt, setzt sich die z. T. schon in der celloni-Zone begonnene, stark crinoidenführende Sedimentation fort, nur mit dem Unterschied, daß sich periodisch eine Kieselschieferentwicklung (z. T. nur tonige Kieselschiefer) einschaltet. Für diesen Wechsel in den Ablagerungsbedingungen hat der Verfasser (H. MOSTLER 1966c:165) den Begriff: „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex“ geschaffen. Bei den Biogen-reichen, zum Großteil lamellierten Dolomiten handelt es sich um eine sekundäre Dolomitbildung, wobei die meisten primären Gefüge verloren gingen. Die Laminierung wird durch einen Korngrößenwechsel, bei dem Übergang zu den Kieselschiefern durch eine deutliche Herausarbeitung der Schichtung infolge des schwarzen Pigmentes hervorgehoben. Die plötzlichen Biogeneinschüttungen werden immer mehr zurückgedrängt und machen der ruhigen Sedimentation der „Kieselschiefer-Fazies“ für kurze Zeit Platz. Mit einem scharfen Schnitt beginnt hierauf wieder die Biogen-Detritus-Schüttung.

Eine ganz analoge Entwicklung finden wir an der Nordseite der Hohen Salve, im Walsengraben bei Kitzbühel, am Lengfilzenbach und im Gegengraben des Lachtalbaches. Bezüglich der Conodontenfundpunkte wird auf Abb. 7 und Abb. 8 verwiesen.

#### Conodonten-Begleitfauna:

Recht häufig sind Radiolarien, die naturgemäß vor allem aus den Übergangsschichten zwischen Kieselschiefer und Dolomit stammen; sie sind recht oft mit Kieselspiculae vergesellschaftet. Ostrakoden sind auf die reinen Dolomite beschränkt. Meist sind es Glattschaler, nur sehr untergeordnet skulpturierte Formen. Foraminiferen (agglutinierte Formen) wurden sehr selten angetroffen. Calcisphaeren, die möglicherweise zu den Foraminiferen gestellt werden könnten, sind verhältnismäßig häufig. Sehr stark vertreten sind Echinodermatenreste; sowohl Echinidenstachelemente als auch vor allem Crinoidenstielglieder und Pinnulae. Bryozoenreste wiederum sind spärlich (sie sind im Profil am Lengfilzenbach verkieselt und dadurch gut erhalten). Durch eine ortsweise Verkiesung blieb eine vielfältig zusammengesetzte Lamellibranchiaten- und Gastropoden Fauna, z.T. embryonale Formen, erhalten. Graptolithenreste (Reticula-Fragmente) sind besonders in der Schichtfolge der Lachtal-Grundalm erhalten.

---

\*) Die patula-Zone läßt sich nur indirekt, nicht aber durch Leitformen erfassen (siehe H. MOSTLER 1966c:166).

Hier sei betont, daß man von Graptolithenhorizonten nicht allein auf Grund makroskopischer Verbreitung derselben sprechen soll, denn durch mikrofaunistische Untersuchungen z. B. im erwähnten Profil, konnte eine durchgehende Graptolithenführung von der amorphognathoides-Zone bis hinauf zur crassa-Zone nachgewiesen werden und nicht nur auf die patula-Zone, wie es sich aus den Makrofossilfunden ergeben würde.

Vereinzelt finden sich kleine verkieste Orthoceren. Weiters sind auch Skelettreste von Trilobiten auffindbar, wie verkieste Pleuren und Trilobitenaugen.

Scolecodonten, wahrscheinlich der Gattung Eunicites zuordenbar, sowie weitere Bruchstücke, die keine Bestimmung erlauben, sind recht selten.

Zusammenfassend reicht im Kitzbühler Raum der „Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex“ bis maximal an die ploeckensis-Zone heran; ab höherer ploeckensis-Zone setzen die Kieselschiefer einschaltungen aus, es folgt nur mehr Dolomit ohne irgend welche Zwischenschaltungen (siehe Abb. 22). Damit hat man als kartierender Geologe lithologisch sehr gute Hinweise, die annähernd mittelsilurischen (patula-, crassa-, ploeckensis-Zone) Dolomite mit den Kieselschiefer einschaltungen von den obersilurischen (höhere ploeckensis-Zone bis steinhornensis-Stufe) auseinanderzuhalten.

## 2. Salzburger Raum

Trotz der ansehnlichen Testprobenzahl (227 Proben) ließen sich im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone keine Karbonatgesteine finden, die älter als Unter-Ludlow (sagitta-Zone) sind, nachweisen. Dafür setzt mit der ersten Karbonatsedimentation in Ludlow eine stark differenzierte Faziesentwicklung ein (siehe Abb. 9).

Ähnlich wie im Kitzbühler Raum waren es zuerst dunkle Karbonatgesteine, die die ersten Conodonten brachten. Sie sind bisher auch diejenigen, die das stratigraphisch tiefste belegbare Schichtglied bilden. Vertreter der schwarzen, z. T. knolligen Dolomite, die mit Lyditen vergesellschaftet sind, treffen wir besonders gut erschlossen bei Dienten (Stollen) und übertage, weniger gut aufgeschlossen an der Entachen-Alm (dort am besten entwickelt bei der obersten Stütze des Schlepliftes von Hinterthal). (H. MOSTLER 1966b:28, allerdings war die stratigraphische Einstufung zu dieser Zeit noch ungeklärt). Ein weiteres Vorkommen liegt bei Hütten im Schwarzleotal.

### a) Entachen-Alm

Über sandigen Wildschönauer Schiefen folgen „höhere Wildschönauer Schiefer“ (schwarz, teilweise kieselig), die ziemlich abrupt in bankige Lydite überleiten. Diesen Lyditen sind bis 15 cm mächtige Bänke von knolligem Dolomit zwischengeschaltet, O. M. FRIEDRICH\*) & I. PELTZ-

---

\*) Herrn Prof. Dr. Ing. O. H. FRIEDRICH, Mineralogisches Institut der Montanistischen Hochschule Leoben danke ich herzlichst für die freundliche Überlassung von Proben aus der Magnesitgrube.

MANN (1937:246) haben ein schematisiertes Feinprofil aus der Magnesit-Grube abgebildet, woraus auch die enge Wechsellagerung von Lyditen und schwarzen Magnesiten, seltener Dolomiten, hervorgeht. Das von A. HAIDEN\*\*) (1936:134) gezeichnete Profil zeigt die Einschaltung von „Kalkstraten“ in den Lyditen auch übertage. Nur folgt über den Lyditen mit den Karbonatlagen nicht ein mächtiger schwarzer Kalk, wie in HAIDEN zeichnet, (dieser gehört noch zum Lydit-Dolomitkomplex) sondern darüber folgen graue Dolomite als Übergangsglied zu den roten Knollendolomiten.

Die schwarzen Dolomite sind sehr homogen aufgebaute Biomikrite mit knolliger Ausbildung sowohl an der Bankober- als auch an der Bankunterseite. Die bis 3 cm tiefen taschenförmigen Vertiefungen sind teilweise mit einer tonig-karbonatischen Substanz gefüllt, wobei der Hauptteil von Biogenen gestellt wird, die eine ausgeprägte Sortierung erkennen lassen, im Gegensatz zu dem homogenen internen Aufbau des Dolomits.

Aufgrund der Conodontenfauna sind diese Dolomite, die nicht nur in vertikaler, sondern auch in lateraler Richtung mit Lyditen wechsellagern bzw. diese vertreten, in das tiefste Ludlow einzustufen.

Damit wird das von I. PELTZMANN (1937:251) aufgrund von *Climacograptus* ? und *Orthograptus* ? angenommene ordovizische Alter in den kalkfreien Lyditen gegenstandslos. Die aus den Karbonat führenden Kieselschiefern stammenden Graptolithen stuft I. PELTZMANN (1937:253) in das  $e \alpha 3$  und  $e \beta$  ein (Graptolithenzonen 27—34, ?35) nach W. GRÄF (1966:2) ist eine verantwortliche, artmäßige Bestimmung infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich. Demnach würde das nur etwa 3 m mächtige Paket zeitlich fast das gesamte Wenlock und zur Gänze das Untere Ludlow vertreten. Aufgrund der Conodontenfauna (sagitta-Zone) aber läßt sich nun diese Schichtfolge auf das tiefste Ludlow einengen.

Conodontenfauna:

Neben sehr vielen Einzahnformen kommen noch vor:

*Spathognathodus sagitta* WALLISER

*Ozarkodina edithae* WALLISER

*Neoprioniodus* cf. *excavatus* (BRANSON & MEHL)

Sehr gut erhalten ist die Conodonten Begleitfauna. Als erstes erwähnt werden sollen Holothuriensklerite, da bisher der Nachweis von Holothurien im Silur fehlte, und die aus dem Ordovizium gemeldeten (D. L. FRIZZELL & H. EXLINE 1955:35) angezweifelt werden. Der Verfasser ist sich bei diesen Formen sicher, da dieselben im Obersilur der Karnischen Alpen mit Formen der Gattung *Priscopedatus* vergesellschaftet auftreten.

Die Holothurien-Fauna setzt sich zusammen aus einer neuen Gattung, Formen der Gattung *Eocaudina* mit zwei neuen Arten. Weiters wird noch

---

\*\*) Hofrat Dipl.Ing. A. HAIDEN verdanke ich sehr viele Graptolithen-führende Handstücke, die meisten Graptolithen stammen nicht aus den Kieselschiefern, sondern von Schichtflächen der den Kieselschiefern zwischengeschalteten schwarzen Magnesite, seltener Dolomite.

eine Form, deren systematische Stellung unsicher ist, abgebildet (siehe Abb. 10).

Recht gut erhalten sind auch Skelettelemente von Echiniden, vor allem Stacheln. Neben zylindrischen Stachelformen treten eine Reihe von möglicherweise embryonalen Stachelementen auf (siehe Abb. 11). Dazu kommen noch Bruchstücke von Pedizellarien. Weiters kommen vor:

Ophiuren: nur teilweise erhaltene, schlanke distale Wirbel.

Crinoiden: a) Brachialia

b) Stielglieder mit gut erhaltenen Gelenkflächen.

Poriferen: sehr häufig sind Spiculae aus einer dolomitischen Substanz bestehend, wobei gleichmäßig triradiäre Formen vorherrschen.

Ostracoden\*): sehr reichlich skulpturierte Formen (die Bestimmung der Ostrakoden führt in dankenswerter Weise Dr. A. KOLLMANN, Rohöl-AG. Wien, durch).

Dazu gesellen sich noch ?Bryozoenreste, Radiolarien, agglutinierte Foraminiferen und einspitzige „Hütchenformen“.

Über den schwarzen knolligen Dolomiten folgt an der Entachen-Alm ein mittelgrauer biogenarmer Dolomit, der neben *Neoprioniodus excavatus* (BRANSON & MEHL) zwei Bruchstücke lieferte, die stark an *Ozarkodina crassa WALLISER* erinnern. Nachdem diese Form recht selten ist und kein voll erhaltenes Exemplar vorhanden ist, muß es offen gelassen werden, in wieweit die *crassa*-Zone sicher vertreten ist. Nachdem darüber aber Conodonten der *ploeckensis*-Zone auftreten, im Liegenden eindeutig die *sagitta*-Zone nachzuweisen war, gewinnt die Einstufung dieser grauen Dolomite in die *crassa*-Zone sehr hohe Wahrscheinlichkeit (siehe Abb. 9). Diese Dolomite sind meist sehr stark zu Magnesit umkristallisiert, sodaß sie kaum mehr primäre Gefüge erkennen lassen. Interessanterweise sind eine Reihe von Biogenen mit zu Magnesit umgewandelt. So findet man in Dünnschliffen noch Schalenreste von Lamellibranchiaten, weiters Orthoceren, Echiniden und Ostrakoden. Dieser Dolomit stellt sozusagen ein Übergangsglied zwischen den schwarzen Dolomiten der *sagitta*-Zone im Liegenden und den roten Knollendolomiten—Magnesiten im Hangenden dar.

Die roten knolligen Dolomite, die bankweise von einer intensiven Magnesium-Metasomatose erfaßt werden (der Magnesium-Gehalt schwankt z. T. recht beträchtlich innerhalb einer Bank), ähneln sehr den Gesteinen, die im Eisenerzer Raum unter „Sauburger Kalk“ laufen.

Diese „Sauburger Kalke“ wurden (H. MOSTLER 1966b:22) eingehend beschrieben, sodaß hier eine kurze Zusammenfassung genügt. Es sind rote, z. T. biogenreiche Dolomite und Magnesite. Das teilweise flaserige bis knollige Gefüge dürfte auf eine zeitlich unterschiedliche Verhärtung des Sedimentes zurückgehen, da man sieht, wie die fast biogenfreien Knollen vom Biomikrit umflossen werden, wobei zwischen beiden meist feine

\*) Siehe Abb. 12

Abb:10

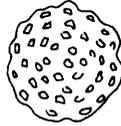
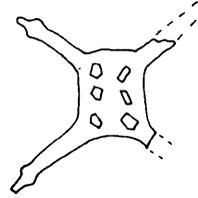
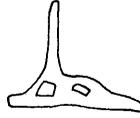


Abb:11

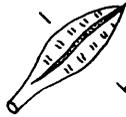
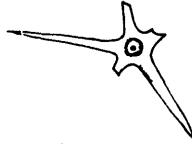
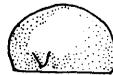
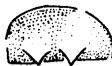
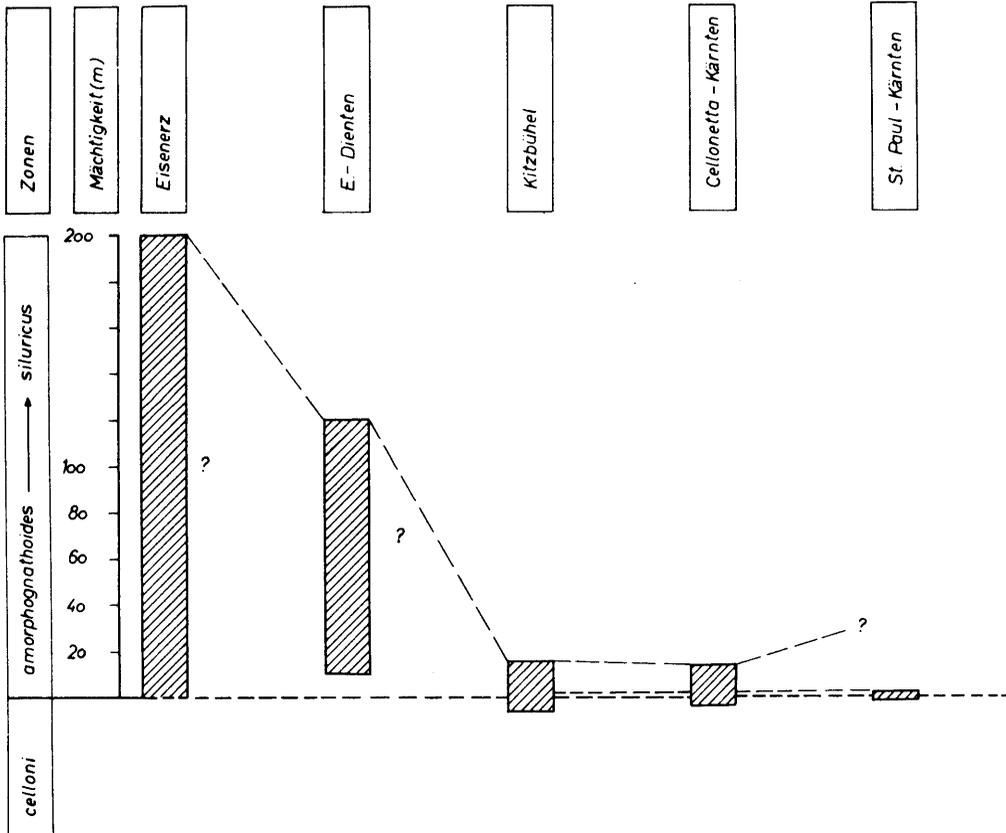


Abb:12



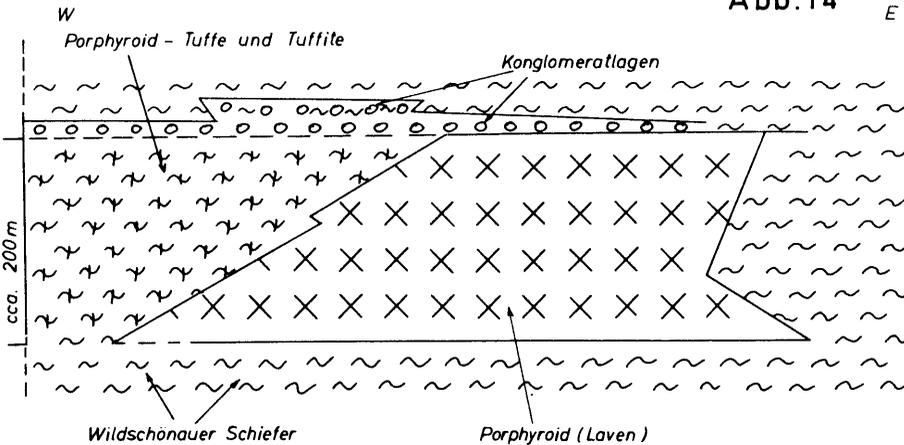
Versuch einer Mächtigkeitsdarstellung von Llandoverly - Ob. Ludlow  
(Karbonatgesteine)



H. Mostler 1966/67

Abb.14

E



H. Mostler 1967

Quarz-Serizitbestege auftreten. Ob diese Art der Knollenbildung auf eine Subsolution zurückgeht oder auf eine spätdiagenetische Überarbeitung, konnte nicht entschieden werden.

An Biogenen sind diese Knollenkalke reich. Makroskopisch sind Orthoceren und Crinoiden sehr häufig zu finden. Die Mikrofauna setzt sich neben den noch anzuführenden Conodonten aus Echinodermenresten, Ostrakoden, Calcisphaeren und „Pseudoconodonten“ zusammen. (Da zu den „Pseudoconodonten“ nichts sonderlich Neues dazugebracht werden kann, sei auf die Arbeit von H. MOSTLER, 1966:26, verwiesen.)

Conodontenfauna:

Hindeodella equidentata RHODES  
Lonchondina walliseri ZIEGLER  
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)  
Neoprioniodus latidentatus WALLISER  
Ozarkodina media WALLISER  
Plectospathodus extensus RHODES  
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)  
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

b) Dienten

Der schon seit 1847 bekannte Fossilfundpunkt Nagelschmiedpalfen bei Dienten (F. v. HAUER) bildet einen der wenigen Marksteine für die Stratigraphie der nördlichen Grauwackenzone. Die von F. HERITSCH (1929:139) bearbeitete Fauna erlaubt eine Einstufung in das untere Ludlow. Die Fauna stammt aus schwarzen kieseligen Tonschiefern (=Dientner Schiefern), die den tieferen dunklen Dolomiten (besser gesagt Fe-reichen schwarzen Magnesiten) zwischengeschaltet sind. Nachdem aus den so stark umgewandelten Dolomiten keine Conodonten gewonnen werden konnten, bleibt uns nur der Vergleich zu der recht nahe liegenden Entachen-Alm. Daraus geht wohl eindeutig hervor, daß das Alter der dunklen Dolomite in den Kieselschiefern (sagitta-Zone, tieferes Ludlow) bestens mit der Fauneneinstufung von F. HERITSCH als unteres Ludlow übereinstimmt.

Damit blieb von den drei bekannten Fossilfundstellen Lachtal-Grundalm in Tirol, Entachen-Alm und Dienten (beide Salzburg) nur Dienten als einigermaßen guter stratigraphischer Fixpunkt, denn die Graptolithen-führenden Kieselschiefer der Lachtalgrundalm, welche G. AIGNER (1931:25) in das Llandovery (=Graptolithenzone 18—22) eingestuft hat, sind nach Conodontenfaunen (H. MOSTLER 1966c:169) in das obere Wenlockium zu stellen. Zur stratigraphischen Umgruppierung der Verhältnisse an der Entachen-Alm siehe Abschnitt Entachen-Alm.

Über den dunklen Dolomiten, die bei Dienten selbst nur mehr sehr selten zu finden sind, bauen sich meist gleich darüber graubraune, tonreiche Kalke auf. Die im Profil (Abb. 9) hereingezeichneten roten Dolomite sind am Nagelschmiedpalfen nicht erschlossen, stehen aber gleich 150 m weiter an der Straße, Richtung Hinterthal, unterhalb der neuen Brücke, in. In der unmittelbaren Umgebung von Dienten sind noch richtige rote „Sauberger Kalke“ vertreten.

Wichtig festzuhalten sind die tonreichen Kalkgesteine, die zeitlich sehr gut faßbar sind. Sie reichen von der crassa-Zone bis Ende der siluricus-Zone, vertreten also beinahe das ganze Obersilur (höheres Unter-Ludlow bis unteres Ober-Ludlow). Während wir bei Dienten gerade im Bereich der Faziesverzahnung stehen, ist südöstlich davon am Langeck nur mehr die tonreiche Kalkentwicklung (braune Kalk-Mergel nach H. LOACKER 1962:37) über den Kieselschiefern gegeben.\*)

Die Gesteine sind recht eintönig in ihrer Zusammensetzung. Es sind feinschichtige tonreiche Kalke (Kalkmergel bis Mergel), wobei meist eine Trennung von mehr kalkreichen Lagen (1—3 cm dick) und tonigen, bis 1 cm dicken Lagen, möglich ist. Die tonigen Lagen bauen sich vor allem aus ?Illit, Serizit und feinstem Quarz, seltener Plagioklas und meist etwas Chlorit auf. Ortsweise ist Chlorit bis zu 40% beteiligt, sodaß ein großer Verdacht auf Tuffite fällt. Aber ein sicherer Hinweis für die vulkanische Abkunft konnte nicht erbracht werden.

Die Karbonatlagen, die auch bis zu 10% Tongehalt aufweisen können, sind aus feinstem, biogenreichen Mikrit aufgebaut. An Biogenen sind Ostrakoden das weitaus vorherrschende und bestimmende Element; sie stellen bis etwa 80% des gesamten Biogenanteils. Sonst sind noch Calcisphaeren, Filamente, Crinoiden und recht selten Bruchstücke von Lamellibranchiaten erhalten.

Lagenweise fällt eine Kalkkonkretionsbildung auf, was weiter nichts besonders darstellt, da tonhaltige Karbonatgesteine allgemein zu einer Konkretionsbildung neigen, vor allem da eine ortsweise starke Biogenanhäufung ein ph-Wert-Gefälle und damit eine CaCO<sub>3</sub>-Wanderung auslöst. Jedenfalls sind die konkretionären Bildungen auch reicher an Conodonten als die übrigen Karbonatlagen.

Innerhalb der tonigen Lagen bzw. an der Grenze Ton—Kalk finden sich im Dünnschliff immer wieder Conodontenquerschnitte parallel zur Schichtung. Ob diese Tonlagen als Residualtone im Sinne von R. HOLLMANN (1964:44) aufgefaßt werden könnten, läßt sich nicht entscheiden\*\*); der Verfasser würde eher dafür plädieren, daß es sich um Sedimente mit einer höheren Sedimentationsrate handelt als die der schwarzen Dolomite, grauen Dolomite und roten Knollendolomite, schon aus dem quantitativen Verhältnis der Conodontenführung in beiden, das etwa 10:1 für die knolligen Dolomite steht.

Conodontenfauna:

*Kockelella variabilis* WALLISER

*Neoprioniodus multiformis* WALLISER

---

\*) Meinen Kollegen Dr. F. BAUER und Dr. H. LOACKER danke ich herzlichst für die Führung in ihr Arbeitsgebiet, sowie für ihre Hilfe bei der Aufsammlung eines Teiles der Proben.

\*\* )Bei all den sedimentologischen Betrachtungen darf man nicht vergessen, daß man es mit anchimetamorphen bis schwach epimetamorphen Gesteinen zu tun hat!

Ozarkodina media WALLISER  
Plectospathodus extensus RHODES  
Spathognatodus inclinatus (RHODES)  
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

Conodontenbegleitfauna.

Sehr viele Ostrakoden, meist glattschalig; Calcisphaeren und Scolecodonten.

Versucht man sich an Hand des beigegebenen Profiles (Abb. 9) einen Überblick über die karbonatischen Sedimente des Obersilurs zu verschaffen, so steht einer (im gesamten Salzburger Raum) an die Kieselschiefer geknüpften schwarzen Dolomitentwicklung, mit einer geringmächtigen (etwa 30 m) Knollenkalkfazies eine mächtige (über 100 m) Mergelfazies gegenüber. Dies könnte dahin gedeutet werden, in den Knollen-Kalken reine Schwellenfazies zu sehen, während die Mergelfazies eine tiefere Beckenfazies darstellen könnte. Leider ergeben sich weder aus den Sedimenten noch aus der Fauna bei der Mergelfazies Hinweise, die bathymetrisch verwertbar wären, da die wichtigen Gefüge und vor allem Spurenfossilien fehlen.

Abschließend sei noch auf den Versuch einer Erfassung der Mächtigkeit der Karbonatgesteine von der Basis der amorphognathoides-Zone bis hinauf zur siluricus-Zone hingewiesen. Recht gut miteinander vergleichbar sind nur die Mächtigkeiten des Cellonetta-Profiles mit dem der Kitzbühler Alpen. Die verhältnismäßig große Mächtigkeit, etwa 200 m, in den Eisenerzer Alpen (aus den Profilen von G. FLAJS 1966 abgenommen), läßt immerhin die Vermutung aufkommen, daß hier Verschuppungen vorliegen könnten, zumal die Fazies (Kalkkieselschiefer) recht ähnlich ist der im Kitzbühler Raum, wobei hier aber die Mächtigkeit nur 30 m beträgt. Die Mächtigkeiten von Dienten und am Langeck sind verhältnismäßig groß; auch dort sind Schwierigkeiten aufgetreten, die Mächtigkeiten genauer zu erfassen, da eine Verschuppung nicht immer auszuschließen war.

Es wären noch eine Reihe von Karbonatgesteinen anzuführen, die infolge Fehlens von Leit-Conodonten nicht näher einstuftbar sind. Die stratigraphische Reichweite umfaßt mittleres meist höheres Silur und Unterdevon. Oft gelang durch eine stratigraphisch gut faßbare Unter- und Obergrenze mittels Conodonten eine noch recht präzise Einstufung, die meisten Vorkommen sind aber tektonisch isoliert, sodaß eine Entscheidung Obersilur—Unterdevon nicht möglich ist.

Gerade unter diesen zeitlich nicht genau einstuftbaren Gesteinen finden sich Typen wie

Tonflaserkalke  
helle kristalline Dolomite  
rote Orthoceren-Dolomite  
helle Korallen-Dolomite,

die wichtige Aufschlüsse über eine weitere fazielle Aufsplitterung geben könnten. Sie sind es, die in nächster Zeit spezieller untersucht werden

müssen, da sie bisher noch ein großes Fragezeichen besonders für den kartierenden Geologen darstellen.

Auch die Makrofossilien in den erwähnten Kalken und Dolomiten bieten keine Möglichkeit, Obersilur von Unterdevon zu trennen.

## **5. TIEFUNTERDEVONISCHE KARBONATGESTEINE (SCHWAZER DOLOMIT)**

Der Schwazer Dolomit wird hier nur deshalb behandelt, weil er aufgrund der von H. MOSTLER (1965:38) angeführten feinstratigraphischen Untersuchungen in das tiefere Unterdevon, genauer formuliert aufgrund von Conodonten, in die woschmidt-Zone zu stellen ist und damit eine scharfe Grenze zum Silur markiert. Da der Schwazer Dolomit nach oben hin nicht über das Emsium hinaufreicht, bildet er also ein genau stratigraphisch fixierbares Gesteinspaket, das umso willkommener ist, als im höchsten Silur bisher keine direkte Zonengliederung möglich war, sondern sich nur Conodonten-Stufen fassen ließen. So war an der Südseite der Hohen Salve die steinhornensis-Stufe nachweisbar, die nach lithologischen Vergleichen dem Schwazer Dolomit sehr ähnlich ist.

Als vorläufiges Ergebnis mag hier erwähnt werden, daß die dunklen Karbonatgesteine im obersten Silur stark zurückgehen (was z. T. sicher mit dem Aussetzen der Lydit-Kieselschieferfazies in Zusammenhang steht) und sich kaum ein Fazieswechsel zum Unterdevon hin spürbar macht. Damit hat der kartierende Geologe keine Möglichkeit, Obersilur von Unterdevon lithologisch zu trennen.

Der Schwazer Dolomit wurde von H. PIRKL (1961:9) ausführlich beschrieben. Er kann nach ihm recht unterschiedlich ausgebildet sein; dem Gesamthabitus nach stellt er einen mittelgrauen, stets stark kristallinen Dolomit dar. Die Dolomitsprossung zerstörte beinahe alle primären Sedimentgefüge. Nach den Reliktgefügen möchte der Verfasser zwei Typen auseinanderhalten

a) ein biogenreicher Arenomikrit bis Arenit mit Orthoceren, Lamelli-branchiatenschalen, Gastropoden, vor allem aber sehr vielen Crinoiden und Korallen. All diese Biogene sind auch von H. PIRKL (1961:59—64) angeführt. Mit diesem Typus werden wir ganz an die biogenreichen Arenomikrite des mittleren höheren Silurs im Kitzbühler Raum erinnert. (Geopetale Gefüge konnten bei Orthoceren aber leider nur an Rollstücken gefunden werden.)

b) Ein biogenarmer bis biogenfreier z. T. ausgeprägt laminiertes Dolomit. (Feinschichtung kommt oft erst durch eine selektive Anlösung mit 15% Ameisensäure sehr gut zum Vorschein.)

Neuerdings gewinnt die von H. PIRKL (1961:7) vertretene Ansicht, daß die teilweise mit den Dolomiten auftretenden Quarzite die sedimentäre Basis des Schwazer Dolomits darstellen, wieder an Bedeutung. Entgegen der früher von H. MOSTLER (1964:244) in Frage gestellten sedimentären

Zusammenhänge — es waren an drei Profilen nur tektonische Kontakte, ja sogar Quarzitschürflinge im Dolomit — gibt es besonders bei der Trojer Melkhütte Hinweise für einen transgressiven Verband. H. PIRKL (1961:10) beschreibt von dieser Lokalität Sandlagen im Schwazer Dolomit. Es fehlt nur noch ein sicherer Beleg, daß die Quarzite auch zu ihrem Liegenden, den Wildschönauer Schiefer, einen sedimentären Übergang bilden (eine Arbeit darüber ist noch nicht abgeschlossen).

Kann der sedimentäre Verband Quarzit—Wildschönauer belegt werden, so ergibt sich ein sicherer Hinweis, für das Hinaufreichen der Wildschönauer bis in das höchste Obersilur (siehe dazu Kap. Wildschönauer). Bei Zutreffen der eben in Erwägung gezogenen Situation wäre auch erklärbar, warum im Verbreitungsgebiet des Schwazer Dolomites silurische Karbonatgesteine fehlen.

Fauna:

Im Unterschied zu den gesicherten silurischen Karbonatgesteinen, wo Korallen so gut wie fehlen, — nur in den Kieselkalken der celloni-Zone gelang der Nachweis einer Koralle (H. MOSTLER 1966c:163) — führt der unterdevonische biogenreiche Arenomikrit bis Arenit recht häufig Korallen. Nachgewiesen wurden von H. PIRKL (1961:59)

*Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL  
*Thamnopora cf. reticulata* (De BLAINVILLE)  
*Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH)

Dieselben Gesteine, selbst Korallen- und Crinoiden-reiche Proben, führen Conodonten. Trotzdem liegen keine Riffbildungen vor, die ausnahmsweise Conodonten führen, sondern alle Biogene scheinen zusammengeschwemmt zu sein. Der Verfasser möchte hier nicht einmal von einem Biostrom sprechen, nachdem die Biogene verdriftet und schichtweise eingeschwemmt wurden.

Conodontenfauna (hier werden ausnahmsweise auch Einzahnformen angeführt).

*Belodus triangularis* STAUFFER  
*Hindeodella equidentata* RHODES  
*Icriodus woschmidti* ZIEGLER  
*Ligonodina* sp.  
*Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL)  
*Neoprioniodus excavatus* (BRANSON & MEHL)  
*Ozarkodina media* WALLISER  
*Ozarkodina cf. media* WALLISER  
*Ozarkodina* sp.  
*Paltodus cf. compressus* BRANSON & MEHL  
*Paltodus cf. unicastatus* BRANSON & MEHL  
*Paltodus cf. recurvatus* RHODES  
*Plectospathodus extensus* RHODES  
*Spathognathodus inclinatus inclinatus* RHODES

Die begleitende Mikrofauna ist kaum nennenswert. In zwei Proben treten Formen auf, die rein äußerlich den „Pseudoconodonten“ sehr ähneln, sonst sind nur Kleingastropoden enthalten.

In jüngster Zeit beschrieb G. M. PHILIP (1966:443) eine unterdevonische Conodontenfauna aus Australien und führt als besonderen Unterschied zu den europäischen Conodontenfaunen das Fehlen der Gattung *Belodus* bzw. *Belodella* an. Diese Gattung ist im Unterdevon Australiens nach seinen Angaben sehr häufig. Weiters stellt er besonders heraus, das völlige Fehlen von Formen der Gattung *Icriodus* in der australischen Fauna gegenüber dem häufigen Vorkommen dieser Gattung in Europa.

G. M. PHILIP bezieht sich vor allem auf die Arbeiten von W. ZIEGLER (1956) und G. BISCHOFF & D. SANNEMANN (1958), wo die Gattung *Icriodus* recht häufig vorkommt. Vergleichen wir aber die Fauna aus dem Schwazer Dolomit mit der von PHILIP beschriebenen unterdevonischen Fauna von Australien, so ergeben sich einige Parallelen, so z. B. das häufige Vorkommen von Formen der Gattung *Belodus* [eine Form daraus entspricht völlig der *Belodella resima* (PHILIP)] einerseits, andererseits das äußerst seltene Auftreten der Gattung *Icriodus*.

## 6. DER VULKANISMUS

Im Westabschnitt der Grauwackenzone gab es während des Altpaläozoikums einen ansehnlichen Vulkanismus, wobei sich saure und basische Vulkanite mengenmäßig ungefähr die Waage halten. Nur die sauren Ergußgesteine, in anchimetamorpher Gestalt als Porphyroide bezeichnet, treten massierter in Erscheinung. Der basische Vulkanismus in Form von „Diabasen“ ist wesentlich stärker verzettelt.

Durch unmittelbare Übergänge der Vulkanite in Karbonatgesteine, die wiederum durch Conodontenfunde datiert werden konnten, läßt sich ortsweise die Untergrenze aber auch die Obergrenze der vulkanischen Ereignisse recht gut fassen. So gelang es teils auf direktem Wege, teils indirekt, den sauren, intermediären und basischen Vulkanismus in den Kitzbühler Alpen und in der Grauwackenzone Salzburgs einigermaßen gut einzustufen.

### a) saure Vulkanite

Es besteht hier nicht die Absicht die Porphyroide speziell petrographisch zu behandeln, dazu sind vom Verfasser zuwenig Dünnschliffe durchgearbeitet worden, vor allem fehlen auch Analysen, die für eine geneue Untersuchung absolut notwendig wäre. Es wird hier viel mehr Wert darauf gelegt, in groben Zügen die Art des Auftretens der Porphyroide zu beleuchten. So wurde das Verhältnis massiger Porphyroide zu Porphyroidtuffen bis Tuffiten versucht, darzustellen. Weiters wurde in den massigen Porphyroidkörpern nach etwaigen reliktschen Ausgangsgesteinen gesucht. Sie fanden sich auch im Kern des mächtigen Porphyroidzuges vom Wildseeloder. Es sind vollkommen massige, rote, dem äußeren Aussehen nach

nicht vom Bozener Quarzporphyr zu unterscheidende Gesteine. (Gerölle davon finden sich gar nicht so selten im Bach des Pletzergrabens.)

Von Herrn Dr. F. LIST (Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Freie Universität Berlin) erfuh der Verfasser, daß Diplomanden, die im Raume Kitzbühel arbeiteten, Hinweise auf eine Ignimbrinitatur der Porphyroide gefunden haben. Die Diplomarbeiten darüber waren dem Verfasser nicht zugänglich. Nachdem aber in eigenen Dünnschliffen Anzeichen für eine Ignimbrinitabkunft gefunden wurden, soll hier kurz der Mineralbestand und das Gefüge der massigen Porphyroide (?Ignimbrite) besprochen werden. Ausgewählt wurden vor allem Typen aus dem Pletzergraben oberhalb der Postmeister-Grundalm.

In einer Grundmasse (Abb. 32) bestehend aus unregelmäßigen, oft scharf begrenzten Körpern, die eng aneinander gepreßt sind (als ehemalige Scherben von vulkanischem Glas deutet), die sich aus feinstem Chalzedonbüscheln bis flammenförmigen Chalzedonnestern zusammensetzen (entglaste Grundmasse), schwimmen zum Teil sehr stark korrodierte, zum Teil auch zersprungene Quarzdihexaeder (Abb. 33). Mengenmäßig den Einsprenglingsquarz übertreffend finden sich Kalinatron-Feldspäte. Sie können auch magmatische Korrosionserscheinungen aufweisen. Es handelt sich um ehemaligen Orthoklas (Karlsbader Zwillinge), der albitisiert wurde und in Form eines Fleckenperthites (Abb. 34) vorliegt (W. E. TRÖGER 1967:708). Plagioklase sind sehr selten, zum Teil sind sie in ein Mineralaggregat, wahrscheinlich Illit umgesetzt.

Dem Mineralbestand nach handelt es sich um einen Quarzporphyr (W. E. TRÖGER 1935:29). Es sind also reliktsch tatsächlich Quarzporphyre orthomagmatischer Fazies (F. ANGEL, J. HANSELMAYER etc. 1966:226) erhalten. Gleichzeitig kann die öfters geäußerte Meinung einer quarzkeratophyrischen Abkunft ausgeschlossen werden.

Das Gefüge (eutaxitische Textur) und die Vergleichbarkeit mit dem Bozener Quarzporphyr (besonders der Hangendkomplex = ignimbrische Serie) im Dünnschliffbereich zwingen sich mit der möglichen ignimbrischen Entstehung der Porphyroide auseinanderzusetzen. Für den sicheren Beleg, in den Porphyroiden Ignimbrite zu sehen, fehlen eine Reihe weiterer Merkmale, wie z. B. die große flächenmäßige Ausdehnung, wobei alle Hohlformen des Reliefs ausgefüllt werden müssen, weiters Härte und Zähigkeit des Gesteins, hohes spezifisches Gewicht etc. um nur einige, die A. MAUCHER (1960:429) anführt, zu nennen.

Zunächst wäre die Frage aufzuwerfen, ob ein derartiger Mechanismus submarin überhaupt möglich ist. Tatsächlich sind in neuester Zeit aus oberkretazischen orthogeosynklinalen Sedimenten Ignimbrite beschrieben worden (E. V. BYKOVSKAYA & V. K. ROTTMAN 1966:147), sodaß sich daraus nicht die Notwendigkeit eines subärischen Glutwolkenabsatzes ergibt. Nachdem bis auf sehr wenige Ausnahmen die Ignimbrite subärisch entstehen, wäre es doch denkbar, daß es in den landnahen Bereichen zu Glutwolkeabsätzen (Ignimbriten), in tieferen Beckenbereichen zu zeitweiligen Bildungen von Lavaströmen kommt. Diese Möglichkeit wird hier

insoferne diskutiert, da mit vielen Porphyroiden Geröllhorizonte in direkter Verbindung stehen (siehe Kap. Konglomerathorizonte), die eine Reihe von Hinweisen auf Transgressionsbildungen bringen. Es bestehen Schwierigkeiten die Konglomerathorizonte als submarine Aufarbeitungsprodukte in unmittelbarem Zusammenhang mit der Eruption zu deuten. Eher wären folgende zwei Deutungsmöglichkeiten denkbar.

Die mit dem Konglomeraten vergesellschafteten Porphyroide sind nicht submarin entstanden.\*) Während einer Absenkung wurden sie teilweise transgressiv aufgearbeitet. Oder aber sie stellen submarine Ergüsse dar, wurden herausgehoben und im Zuge einer späteren Absenkung unter Bildung von Transgressionskonglomeraten überflutet.

Der Verfasser ist sich wohl bewußt, daß er sich mit diesen Deutungen auf sehr spekulativen Boden begeben hat, hofft aber gerade dadurch Anregungen zu diesen Problemen zu erhalten.

Es gibt Gebiete, wo das Verhältnis massive Porphyroide zu Porphyroidtuffen bzw. oft nur Porphyroidtuffiten\*\*) etwa 1 : 10 beträgt. Das Hauptverbreitungsgebiet des stärksten Zurücktretens „echter Laven“ liegt im Gebiet um die Hohe Salve (Hopfgarten). Betrachten wir hiezu das Gebiet um den Hahnenkamm, so schlägt dieses Verhältnis um und es kommt schließlich im Gebiet des Kitzbühler Horns und Wildseeloder zu einem starken Vorherrschen der Laven (?Ignimbrite). Ähnliche Verhältnisse wurden in letzter Zeit öfters bekannt. So beschrieben beispielsweise V. A. APAPOV & V. N. TKACHEV (1966:160) über 60 m mächtigen rhyolithischen Porphyren eine 200—500 m mächtige Folge von Tuffen, die diesen Porphyren angehört.

Es verdient noch festgehalten zu werden, daß die sauren Eruptivkörper schon primär starken Mächtigkeitsschwankungen unterlagen. So kann O. MALZER (1964:16) für die Porphyroide am Nordfuß des Hahnenkamms Mächtigkeitsschwankungen von 200 m im SE bis auf 25 m im W belegen.\*\*\*) (Die vielfachen Verzahnungen mit den Wildschönauer Schiefen sind gerade in diesem Bereich recht klar erkennbar.) Beobachtungen dieser Art sind aber nur an großen Porphyroidkörpern möglich, da die kleinen meist als tektonisch abgesplittete Körper in den Wildschönauer Schiefen schwimmen.

Wenn wir zusammenfassend eine Rückschau halten, so handelt es sich bei den sauren Vulkaniten um anchimetamorph eingeformte Quarzporphyre, die nach den Dünnschliffbefunden des Verfassers und von O. MALZER 1964 wenig differenziert sind. Während im W des Kitzbühler Raumes Tuffe bis Tuffite vorherrschen, sind es im E Laven, vielleicht auch Ignimbrite. Auffallend und damit in Zusammenhang zu bringen ist die von O.

---

\*) G. FLAJS (1964:376) zieht eine obertägige Platznahme in Erwägung.

\*\* Der beste Beleg für die tuffogene Natur sind ein deutliches Parallelgefüge sowie feinste Tonschieferschmitzen bzw. der hohe Anteil an „toniger“ Matrix.

\*\*\*) Diese Beobachtung würde wieder schlecht in das Bild einer ignimbritischen Abkunft passen.

MALZER (1964:16) festgestellte Abnahme der aus den Laven hervorgegangenen Porphyroide, die gegen W stark an Mächtigkeit abnehmen (Abb. 14).

#### b) **basische Vulkanite**

Sie treten immer im Verband mit Wildschönauer Schiefen auf. Ihre sedimentäre Verknüpfung ist in den meisten Fällen durch die sie begleitenden Tuffe nachzuweisen, die in Tuffite (also mit Wildschönauer Schiefer, besonders Tonmaterial vermischt) überleiten. Eine primäre Verbindung mit Karbonatgesteinen war nicht zu belegen.

Die einzigen Vorkommen, wo Grüngesteine mit Kalk und Dolomitgesteinen in Verbindung treten (am Ehrenbachsattel und im Bereich der Brunn-Almen) sind nach O. MALZER (1964:24) auf tektonische Ursachen zurückzuführen.

Das Hauptverbreitungsgebiet der basischen Vulkanite liegt im E und SE des engeren Kitzbühler Raumes (etwa vom Jochberg bis zur Zeller-Furche). Es fällt mit der maximalsten Verbreitung der Wildschönauer Schiefer zusammen, während im eigentlichen Kitzbühler Raum die Grüngesteine bis auf wenige Züge recht in kleinere Vorkommen aufgesplittert sind.

Hier sollen nur ganz kurz die zwei Haupttypen der basischen Vulkanite erwähnt werden. Es sind dies die mehr im östlichen und südöstlichen Bereich von Kitzbühel auftretenden von F. ANGEL (1955:10) als Spilitdiabas bzw. Proterobasspilit und Diabasspilit bezeichneten Formen. Die im Kitzbühler Raum auftretenden Grüngesteine mit teilweise reliktschen Plagioklasen sind auf Normaldiabase, möglicherweise auf andesitische Glieder zurückzuführen. Metadiabase sind infolge ihrer schwach epimetamorphen Einformung\*) für unsere Betrachtung kaum brauchbar. Sie sind vor allem auf den südlichen Abschnitt der Grauwackenzone beschränkt.

Während die Proterobasspiliten und Diabasspiliten nach ANGEL reine Albiten führen (E. STREHL 1962:71 beschreibt aus der Magdalensbergserie ganz dieselben Albitdiabase), haben eine Reihe von Grüngesteinen einen Reliktplagioklas mit 30—35% An-Gehalt. Ähnliche Typen hat F. ANGEL (1955b:176) aus dem Murauer Paläozoikum als Uralit-Diabase bezeichnet und sie als normaldiabasische den spilitischen Gliedern gegenüber gestellt. Nun wären aber eine Reihe von Grüngesteinen mit einem sehr hohen Plagioklasgehalt (70% des gesamten Mineralbestandes) anzuführen. Sie sind es, die Reliktplagioklasen führen. Die Plagioklastafeln bilden ein Gebälk und lassen nur verhältnismäßig kleine Zwickelräume frei, die neben etwas Chlorit fast nur Erzpartikelchen erkennen lassen (Abb. 35). Sie entsprechen dem Typus den E. STREHL (1962:70) als „Gesteine mit intersertaler Struktur“ beschreibt. Da Hinweise für das ehemalige Vorhandensein eines Pyroxens fehlen, ist es wohl kaum möglich, etwa im Sinne wie es F. ANGEL (1955:4) versucht, den fehlenden höheren An-Gehalt (es müßte

---

\*) Die Metamorphose nimmt einheitlich im Westabschnitt der Grauwackenzone (von Schwaz in Tirol bis Radstadt in Salzburg) von N nach S zu.

sich mindestens um Labrador handeln) im Pyroxen unterzubringen. Der Verfasser glaubt viel eher, daß man hier auf ein andesitisches Ausgangsprodukt zurückgreifen muß. Wir hätten hiermit also Formen, die auf ein gabbroides, zum Teil aber auch dioritisches Magma zurückzuführen wären. Ganz in diese Richtung würden auch die Andesitgerölle aus dem „konglomeratführenden Porphyroidschiefern“ deuten.

**Zusammenfassung:**

Nach der Aufspaltung in eine Diabassplitgruppe und ein normal diabasisches Glied sind Anzeichen für Abkömmlinge eines etwas intermediär betonten Gesteinsgliedes (Andesit) in Erwägung zu ziehen.

### **c) Tuffe bzw. Tuffite intermediärer Abkunft:**

Erstmals ist es gelungen, genau datierbare Tuffe und Tuffite in Kalken der Grauwackenzone nachzuweisen (Abb. 36). Bei den bankextern angelegerten Gesteinen handelt es sich mehr um Tuffite. Sie setzen sich im wesentlichen aus Chlorit, Biotit und Albit zusammen. Chlorit stellt mit rund 50% den Hauptanteil, ihm folgen Biotit (Ti-reich) mit 10—20%. Albit ist mit 5% schon sehr hoch veranschlagt. Daneben kommen noch eckige, zum Teil auch runde Quarze vor. Über 10% stellen zusammen Pyrit, Hämatit und Titanit.

Bankintern kommen runde bis rundovale Körper vor, die an Lapilli erinnern. Sie sind im wesentlichen aus Chlorit, der radialstrahlig wächst, aufgebaut, wobei feiner Hämatitflitter nie fehlt. Immer ist auch etwas SiO<sub>2</sub> mit beteiligt, das in Form von Chalzedon am radialstrahligen Aufbau beteiligt ist.

Auf Grund des Mineralbestandes wird an ein intermediäres Ausgangsgestein gedacht. In Erwägung gezogen wird ein Zusammenhang mit den Porphyroiden (Quarzporphyr) da, wenn auch in geringem Ausmaß, intermediäre Tufflagen innerhalb der Quarzporphyrtuffe auftreten können. So beschreibt O. MALZER (1964:19) „Tuffe mit basischem Einschlag innerhalb der sauren Eruptivgesteine“.

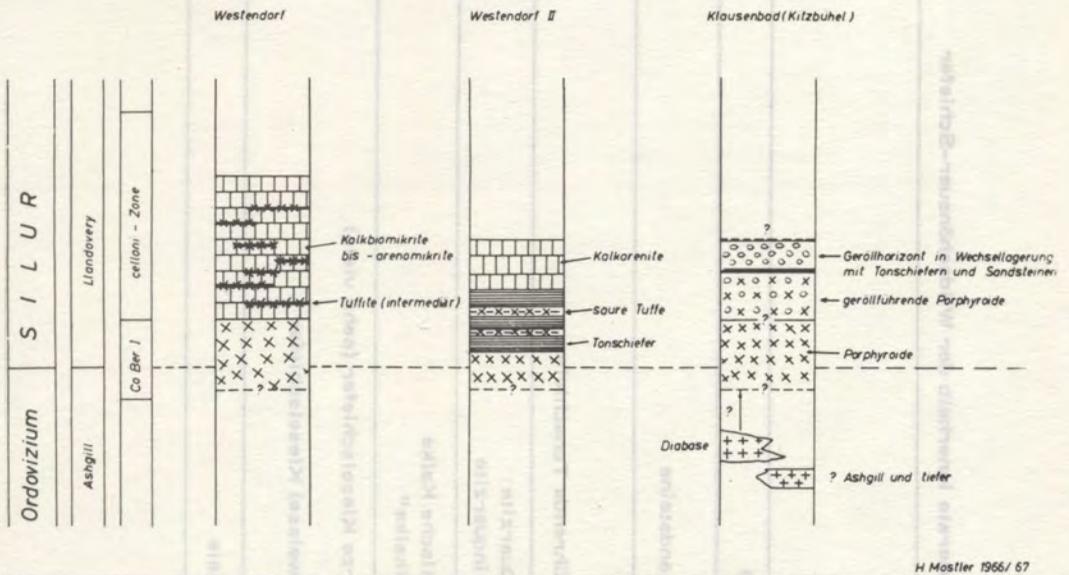
Da diese Tuffe und Tuffite in den Karbonatgesteinen die jüngsten nachgewiesenen vulkanischen Förderprodukte darstellen und zeitlich unmittelbar an die Porphyroide anschließen, glaubt der Verfasser, in ihnen einen Nachhall der sauren Laven zu sehen, der im letzten Stadium noch einen stark intermediären Umschwung erlitt.

### **d) zeitliche Einstufung des sauren, intermediären und basischen Vulkanismus**

Für die zum Teil mächtigen Porphyroidkörper läßt sich im Kitzbühler Raum eine Liegendgrenze zeitlich nicht fassen. Es gelang aber G. FLAJS (1964:374) für den Blasseneck-Porphyroid in den Eisenerzer Alpen die Liegendgrenze recht gut zu fixieren. Durch den Nachweis von Ashgillkalken mittels Conodonten (G. FLAJS 1964:371), welche die unmittelbare Unterlage, bis auf einen geringmächtigen Tonschieferhorizont, bildet, ist

Zeitliche Einstufung des sauren und basischen Vulkanismus  
im Kitzbüheler Raum

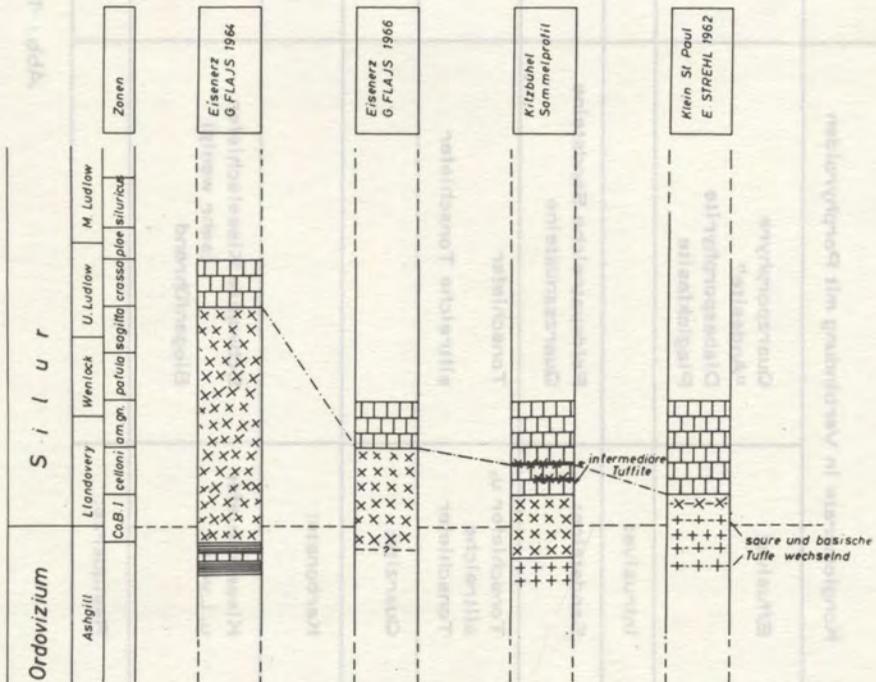
Abb: 15



H Mostler 1966/67

Saure und basische Magmatite im ostalpinen Altpaläozoikum  
(Eisenerz – Kitzbühel – Magdalensbergserie)

Abb: 16



H Mostler 1966/67

| Konglomerate in Verbindung mit Porphyroiden |  | Konglomerate innerhalb der Wildschönauer-Schiefer                               |
|---|--|---|
| Effusiva:                                   | Quarzporphyre<br>"Andesite"<br>Diabasporphyrite<br>Plagioklasite |   |
| Intrusiva:                                  |  | Granite   |
| Sandsteine:                                 | Feldspatreiche Sandsteine<br>Quarzsandsteine                     | Quarzsandsteine   |
| Tonschiefer u.<br>siltreiche<br>Tonschiefer | Tonschiefer<br>siltreiche Tonschiefer                            | Quarzführende Tonschiefer   |
| Quarzite:                                   |  | Albit-Quarzite<br>Turmalinquarzite  |
| Karbonate:                                  |  | Dolomitische Kalke<br>"Kieselkalke"   |
| Kieselschiefer<br>u. Lydite:                | Schwarze Kieselschiefer<br>(sehr wenig)<br>Biogenführend         | Schwarze Kieselschiefer (sehr viele)<br>Helle (weisse) Kieselschiefer<br>Lydite |
| Restquarze:                                 |  | sehr viele  |

Abb: 19

für die Porphyroide als stratigraphisch Ältestes tiefst silurisches Alter anzunehmen. Da im Kitzbühler Raum nur die Hangendgrenze der Porphyroide durch normal stratigraphische Überlagerung von Kalken der celloni-Zone (siehe Abb. 15) faßbar ist, stünde bei Annahme derselben Liegendgrenze wie in den Eisenerzer Alpen für den Vulkanismus nur das tiefste Silur (ein Teil des Conodontenbereichs I) zur Verfügung. Dagegen steht nach den Ausführungen von G. FLAJS (1964:371) für den Blasseneck-Porphyr ein Zeitraum, das gesamte Llandovery und Wenlock einnehmend, zur Verfügung, da über dem Porphyroid Kalke des unteren Ludlow transgredieren (siehe Abb. 16). Die weiteren Untersuchungen von G. FLAJS (1966:47) zeigten die Möglichkeiten eines früheren Beginns der Sedimentation über den Porphyroiden auf, wonach der Porphyroid älter als die amorphognathoides-Zone wäre. Diese Alters-Obergrenze würde recht gut mit der in den Kitzbühler Alpen übereinstimmen, es wäre nur ein geringer Zeitunterschied (Zeitdauer der celloni-Zone) gegeben. In einem Profil (Abb. 17) im Kitzbühler Raum besteht die Möglichkeit, daß die amorphognathoides-Zone über dem Porphyroid einsetzt, da die Frage um die Conodonten-Mischfauna keiner eindeutigen Klärung zuzuführen war.

Wie wäre nun aber die Zeitdauer von tieferem Llandovery bis zum unteren Ludlow nach dem ersten Profil von G. FLAJS für den Blasseneck-Porphyr erklärbar? Entweder hat die vulkanische Tätigkeit tatsächlich bis in das untere Ludlow angehalten oder aber der Blasseneck-Porphyr wurde schon im tieferen Silur herausgehoben, möglicherweise ist der höhere Teil des Porphyroid sogar subaerisch entstanden, (siehe Kap. Vulkanismus) und wurde erst wieder im tieferen Ludlow überflutet. Das von W. FRITSCH (1960:228) angeführte Transgredieren des „erzführenden Kalkes“ über dem Porphyroid könnte hier auch für diese Deutung verwertet werden.

In neuester Zeit hält H. HAJEK (1966:28) aufgrund des Auftretens von Porphyroiden in erzführendem Kalk es für möglich, daß der Quarzkeratophyr-Vulkanismus bis in das Devon reicht. Die vielen auftretenden Porphyroidlinsen bzw. geringmächtige Porphyroidlagen (H. HAJEK 1966:8), die Vergesellschaftung mit Tonschieferlinsen, die plötzlich im erzführenden Kalk auftauchen, sie alle wurden bisher als tektonisch bedingt angesehen, nach H. HAJEK (1966:29) aber dürften diese einer stratigraphisch normalen Abfolge entsprechen. Solange nicht ein klarer Beleg für eine normal stratigraphische Schichtfolge am Erzberg zu erbringen ist, — H. HAJEK 1964:29 spricht nur von einer Möglichkeit — und weiters die Altersstellung der Kalke paläontologisch nicht untermauert ist, kann von einer Mehrphasigkeit der sauren Vulkanite innerhalb der Grauwackenzone kaum gesprochen werden. Gegen einen devonischen sauren Vulkanismus, wie in H. HAJEK in Erwägung zieht, spricht im Kitzbühler Raum vor allem die Position der Porphyroide, die schon Th. OHNESORGE (1909:350) klar als Abschluß des mächtigen Wildschönauer Schieferkomplexes sieht. Nachdem im Kitzbühler Raum die Porphyroide immer im Liegenden der durch Conodonten datierten silurischen Kalk-Dolomit-Serie

auftreten, ist die von H. FLÜGEL (1964:149) mit Hilfe von Porphyroiden eine Gliederung wie im steirisch-niederösterreichischen Raum durchzuführen auf die Kitzbühler Alpen auszudehnen, möglich geworden.

Der intermediäre Vulkanismus, als Nachhall der sauren Vulkanite gedeutet, ist direkt innerhalb der tieferen celloni-Zone nachzuweisen, während man den basischen Vulkanismus nur mehr auf indirektem Wege einstufen kann. Innerhalb der „geröllführenden Porphyroide“ finden sich Diabasporphyrit-, Andesit- und Plagioklasitgerölle, die alle älter als der Porphyroid, im äußersten Falle gleich alt mit ihm sein können. Für eine mögliche gleichzeitige Bildung kann das Zusammenvorkommen von basischen und sauren Tuffen im Gebiet um den Hahnenkamm ins Treffen geführt werden. Auf Grund des ausnahmslosen Auftretens von basischen Vulkaniten in den tieferen Wildschönauer Schieferen, und auf Grund des Geröllbestandes (Konglomerathorizont der an der Grenze Ordoviz-Silur aufgedrungenen Vulkanite) ist für den basischen Vulkanismus vor allem ein ordovizisches Alter, vielleicht noch tiefst silurisches Alter anzunehmen.

Betrachten wir die basischen, sauren und intermediären Vulkanite im ostalpinen Altpaläozoikum (siehe Abb. 16)\*), so springt vor allem das geballte Auftreten der Vulkanite an der Wende Ordoviz-Silur besonders ins Auge. Dabei zeichnet sich schon recht gut ab, daß es zunächst ein basischer Vulkanismus war, der in einzelnen Gebieten (z. B. Magdalensberg-Serien, E. STREHL, 1962) schon früh von sauren Laven abgelöst wird, z. T. tritt ein starker Wechsel im Chemismus der Förderprodukte ein, und endet schließlich mit einem sauren, z. T. quarzporphyrischen teils quarzkeratophrischen Vulkanismus, wobei im Ausklingen des Vulkanismus noch ein intermediärer Umschlag möglich wäre.

#### e) takonische Phase?

Im Zusammenhang mit dem Auftreten der sauren Vulkanite an der Ordoviz/Silur-Grenze stellt man sich die Frage, wie sie bereits G. FLAJS (1964:376) stellte, auf welche Gebirgsbildung dieser Magmatismus zu beziehen wäre. Dabei dachte G. FLAJS an eine der kaledonischen Phasen, für die es nach H. FLÜGEL (1964:404) in den Ostalpen keine Anhaltspunkte gibt. Inzwischen hat sich G. FLAJS (1966:48) auf eine Arbeit von H. FLÜGEL (1965:295) bezogen, wonach sich am Cellonetta-Profil (Zentral-karnische Alpen) an der v. GAERTNER (1931) gezogenen Ordoviz/Silurgrenze (zwischen „Ashgill“ und „Untere Schichten“) ein auffallender Sedimentationsumschlag vollzog, der sich nach G. FLAJS (1966:48) „zwanglos auf die takonische Phase beziehen ließe“.

Betrachten wir, was sich an der Wende Ordoviz/Silur in der Grauwackenzone getan hat, abgesehen von den erwähnten Porphyry-Vulkanismus, so finden wir einige Hinweise, die auf takonische Bewegungen (nicht

---

\*) Die von R. SCHÖNENBERG (1965:31) angeführte Serie von Tuffen, Tuffiten und porphyrischen Feldspatgesteinen wurde in der Profilübersicht nicht mit aufgenommen, da einerseits noch keine genaue stratigraphische Einstufung möglich ist, andererseits nicht klar hervorgeht, ob es sich nur um einen intermediären Vulkanismus handelt.

Faltungen) beziehbar wären. Zunächst wären die „Transgressionsbildungen“ über dem Blasseneck-Pophyroid (W. FRITSCH 1960:228) zu erwähnen. Im unmittelbaren Zusammenhang damit sind die analogen, z. T. aber weitaus besser entwickelten Konglomeratbildungen im Hangenden der Porphyroide im Kitzbühler Raum und im Gebiet von Dienten (Salzburg) zu bringen. Diese Aufarbeitungshorizonte, die über weite Räume (beinahe der ganzen Grauwackenzone) recht ähnlich ausgebildet und immer im direkten Kontakt mit den Porphyroiden stehen, sind recht bemerkenswert, wenn auch ihre Natur als Transgressionskonglomerate noch nicht vollkommen geklärt ist.

Im plötzlichen Umschlag einer karbonatischen Sedimentation (Crinoiden-führende Flaserkalke) zu Quarzfeldspat-Sandsteinen unmittelbar im Liegenden der celloni-Zone bei Westendorf wäre ein weiterer Punkt zu sehen, der mit einer takonischen Bewegung in Verbindung gebracht werden kann.

Der Verfasser ist sich bewußt, daß die Untersuchungen diesbezüglich erst am Anfang stehen und möchte deshalb auch nicht für jeden Sedimentationsumschlag die takonische Phase verantwortlich machen. Aber auffallend sind nun einmal die weit verbreiteten Schüttungen (Sandsteine) an der Wende Ordoviz/Silur in Mitteleuropa, die von vielen Autoren, zuletzt von H. BRAUSE (1965:291) auf takonische Bewegungen zurückgeführt werden.

## **7. KONGLOMERATHORIZONTE DES TIEFEREN UND HÖHEREN SILURS**

Konglomerate in der Grauwackenzone sind schon seit langem bekannt; nur über die Alterseinstufung war man sich z. T. sehr im unklaren. Nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen lassen sich vier altersverschiedene Konglomerate nachweisen.

- 1) Konglomerate an saure Vulkanite gebunden (tieferes Silur)
- 2) Konglomerate in den höheren Wildschönauer Schiefer  
(mittleres bis höheres Silur)
- 3) Oberkarbonische Konglomerate (Typ Gainfeld)
- 4) Oberpermische Basal-Konglomerate (Typ Präbichl)

Uns interessieren hier die Konglomerate silurischen Alters. Diese wurden im Kitzbühler Raum erstmals durch Th.OHNESORGE (1917: geologische Karte der Umgebung von Kitzbühel) bekanntgemacht unter der Bezeichnung „geröllführende Quarzporphyrtuff- und Grauwackenschiefer“. Kommentarlos wurden sie von OHNESORGE in das Devon eingestuft. Diese Altersstellung mag wohl mit seiner (Th. OHNESORGE 1909:350) Einstufung der Porphyroide in das Devon zusammenhängen. Erst wieder durch O. MALZER (1964:15) werden die Konglomerate im Zuge einer Neukartierung auf Blatt Kitzbühel näher beleuchtet. Nach ihm kommen Geröllhorizonte im Innern der eigentlichen Wildschönauer Schiefer nicht vor, sondern treten ausnahmslos in Liegenden und Hangenden, saurer Laven und Tuffe auf. Z. T. geht dies schon aus OHNESORGE's Blatt Kitz-

büchel 1:25.000 hervor, in dem einmal die Konglomeratsignatur in die Porphyroide, das andere Mal knapp an der Grenze zu den Porphyroiden in die Wildschönauer Schiefer hineingezeichnet ist. Zur selben Zeit versucht H. FLÜGEL (1964:418) in einer regionalen Überschau die Konglomerathorizonte im Osten vom Silbersbergkonglomerat ausgehend über das Filzmooskonglomerat und Gainfeldkonglomerat auszudehnen bzw. Anschluß an die Konglomerate im Kitzbühler Raum zu finden. Für das von F. KARL (1954:222) allerdings ohne Fossilnachweis in das Oberkarbon gestellte Gainfeldkonglomerat hat bereits A. HAIDEN (1937:13) eine ähnliche Ansicht wie H. FLÜGEL (1964:418) entwickelt, in dem er es dem Altpaläozoikum zurechnet.

Inzwischen ist das Gainfeldkonglomerat durch Pollenfunde eindeutig in das Oberkarbon zu stellen (H. UNGER 1966:6). Eine analoge Position kommt dem Filzmooskonglomerat zu. Nichtsdestoweniger gibt es aber auch im Salzburger Raum eine Reihe von Konglomeraten, die ähnlich wie in der Umgebung von Kitzbühel an Porphyroide bzw. deren Tuffe gebunden sind.

H. LOACKER (1962:51) beschreibt drei Vorkommen aus dem Raume zwischen der Zeller-Furche und dem Griessergraben. Ein weiteres an Porphyroid gebundenes Konglomerat wurde von F. BAUER (1962:20) aus dem Dientner Raum bekannt gemacht. In jüngster Zeit (N. EBERHARDT & H. MOSTLER 1966:3) konnte der Nachweis erbracht werden, daß es entgegen der Meinung von O. MALZER (1964:15) zweierlei Arten von Geröllhorizonten gibt.

### **1. an Porphyroide bzw. deren „Tuffe“ gebundene Konglomerate:**

Alle bisher einigeraßen zeitlich gut eingestufte Porphyroide, die die oben genannten Geröllhorizonte führen, legen die Vermutung nahe, daß die Konglomerate immer im Hangenden der Porphyroide auftreten. Die von O. MALZER (1964:15) vertretene Meinung, daß Konglomerate sowohl im Hangenden als im Liegenden anzutreffen sind, beruht vor allem auf einer Beobachtung aus dem Klausenbachgraben, wo ein mehrmaliger Wechsel von Porphyroiden und Porphyroidtuffen mit Konglomeraten stattfindet. Dort sind tatsächlich als „tiefstes“ Konglomerate aufgeschlossen. Nachdem hier keine einstufigen Karbonatgesteine in irgend einer Verbindung zu den Porphyroiden stehen, — O. MALZER ging nur rein stratigraphisch vor — ist stratigraphisch Liegend oder Hangend nicht zu entscheiden. Abgesehen davon könnte ja auch das Porphyroid unter den immer mächtiger werdenden Bachschuttmassen am Eingang des Tales verschüttet sein. Trotz dieser Unsicherheit würde der Verfasser auch hier annehmen, daß die Konglomerate im Hangenden der Porphyroide auftreten, denn im obersten sich gabelnden Abschnitt des Klausenbaches konnte folgende Beobachtung verhältnismäßig gut Klarheit schaffen. „Über“\*) dem Porphyroid mit seinen Tuffen beginnt eine Grobschüttung (Konglomerate). Sie nimmt nach oben an Korngröße ab (Kies) und endet schließ-

---

\*) Da sich Liegend und Hangend nicht sicher feststellen läßt!

lich in einen feinsandigen Horizont, über dem neuerdings Konglomerate folgen. Dies wiederholt sich noch dreimal in derselben Reihenfolge. Damit darf man mit einiger Berechtigung auch für die anderen Vorkommen annehmen, daß es sich bei den Geröllhorizonten um das stratigraphische Hangende der Porphyroide handelt. Mit einem recht geringen Unsicherheitsfaktor belastet, kann man mit folgendem Ablauf rechnen. Über mehr oder weniger kompakten Porphyroiden setzt ein schiefriges, im allgemeinen als Porphyroid-Schiefer bezeichnetes Gestein ein, das eine Reihe von Geröllen führt. Nach oben hin nimmt die „porphyroidische“ Grundmasse ab, es setzt sich immer mehr eine tonig-schiefrige Matrix durch, die nichts mehr von den sauren Vulkanismus spüren läßt. Bei einer beobachteten Mächtigkeit der im Maximum 80 m betragenden Konglomerate wird gut die Hälfte der Grundmasse von der tonigen Matrix der Wildschönauer Schiefer gestellt. Die Gerölle bleiben sowohl qualitativ als quantitativ annähernd gleichmäßig verteilt. Nur die Porphyroid-Gerölle nehmen deutlich ab.

Die im folgenden kurze Charakterisierung der wichtigsten Komponenten aus den Konglomeraten ist nur als eine erste grobe Übersicht aufzufassen.

Vorherrschend ist die Gruppe der „Sandsteine“ vertreten. Feldspatreiche Sandsteine:

Die Sandsteinkomponenten sind alle recht gut gerundet. Sie weisen folgende Zusammensetzung auf:

Plagioklase: Meist polysynthetisch verzwilligte Individuen von denen der Großteil frisch und klar, ohne Einschlüsse ist. Untergeordnet treten „gefüllte“ Plagioklase auf. Der An-Gehalt schwankt zwischen 5 und 35%. Am häufigsten ist Oligo-Albit vertreten. Vereinzelt wurden gefüllte Plagioklase mit einem klaren Albit-Weiterwachssaum beobachtet. Einmal tritt auch Myrmekit auf.

Kalnatronfeldspäte:

- a) Mikrolin: Flau bis scharf gegittert in einzelnen Schliften besonders stark hervortretend.
- b) Perthit: Zum Teil häufig in der Form von Spindelperthit ausgebildet. Oft getrübt durch feine Pigmentierung.
- c) Schachbrettalbit: Er ist am häufigsten vertreten und hat gerne Quarz eingewachsen.

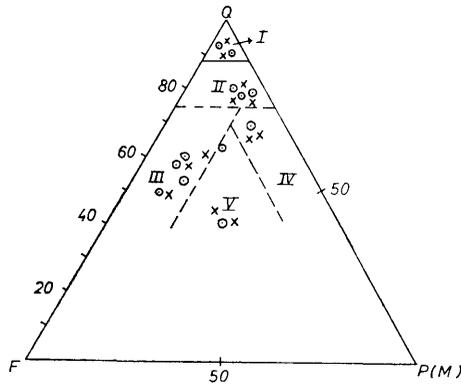
Quarze: Der Feldspatanteil beträgt 30—40%. Plagioklase mit einer sehr schlechten Abrundung sind vorherrschend. Mit über 50% stellt er den Hauptanteil. Er ist im Gegensatz zu den Feldspäten besser gerundet, durchwegs stark undulös. Ein Teil der Quarze fällt durch eine stärkere Pigmentierung heraus.

Glimmer: 5% nicht überschreitend. Bis auf wenige Ausnahmen ist es Hellglimmer. Reste von Biotit (meist chloritisiert) sind gerade noch erkennbar.

Akzessoiren: Nach ihrer Häufigkeit aufgezählt: Zirkon, Turmalin, Apatit und Rutil. Zirkon, der bei weitem überwiegt, ist zum Teil idiomorph, meist aber gerundet. Die restlichen drei Minerale sind stets nur xenomorph ausgebildet.

Die Grundmasse ist durchwegs tonig bis kieselig und schwankt zwischen 10 und 40%. Eine genauere Aufgliederung der feldspatreichen „Sandsteine“ wird in einem Diagramm (Abb. 18) gezeigt.

Quarz - Feldspat - Matrix - Diagramm  
nach G.H. HUCKENHOLZ 1963



x = Sandsteinlagen (Wildschönauer)  
o = Sandstein - Gerölle

I Quarzsandstein III Arkosen  
II Quarz-Feldspatsandstein IV Subgrauwacken  
V Grauwacken

H. Mastler 1967

### Quarzsandsteine:

Hier ist durch die Färbung eine Zweiteilung möglich. Im Mineralbestand gleichen sie sich vollkommen. Trotzdem ist es wichtig, die schwarzen Sandsteine\*) besonders herauszustellen, da sie nur allzuleicht mit Kiesel-schiefergeröllen verwechselt werden können, denen sie fast aufs Haar gleichen, wenn man sie nicht im frischen Bruch vor sich hat. Die Schwarzfärbung wird durch ein sehr dunkles Pigment, das sich intergranular um die Quarzkörner legt, hervorgerufen.

Der Feldspatgehalt überschreitet nie 10%. Beteiligt sind Plagioklase und Schachbrettalbit. Der Glimmergehalt, es handelt sich nur um Hellglimmer, erreicht im Maximum 15%. Der Quarz tritt in einem offenen Großquarzgefüge auf und ist dabei sehr gut gerundet. Dazwischen fügt sich ein geschlossenes Quarzkleinkorngefüge ein. Auf das intergranulare dunkle Pigment wurde bereits verwiesen.

### Feinquarz und siltführende Tonschiefer:

Immer wieder finden sich eine Reihe von Tonschiefern, die rein äußerlich durch ihre verschiedene Färbung eine große Vielfalt versprechen. Im Groben kann man aber nur zwei Gruppen aufstellen. Es sind dies einerseits stark pigmentierte dunkle bis schwarze Tonschiefer, die oft eine Feinquarzführung zeigen. Diese sind auch stets gefältelt. Leider läßt sich

\*) H. LOACKER (1962:29) beschreibt schwarze Sandsteine am Hundsteingipfel, die stark an Lydite erinnern.

über die Zeit der Fältelung nichts aussagen, da die Geröllhorizonte alle tektonisch überarbeitet sind. Auf der anderen Seite stellen helle siltreiche bis tonige Gesteine einen nicht geringen Anteil. Sie sind vor allem durch ihren akzesorischen Mineralgehalt (Zirkon, Turmalin, Rutil) mit dem vorher genannten Sandsteinen im Zusammenhang zu bringen. Zum Teil stimmen sie vollkommen mit der tonig schiefrigen Matrix der Wildschönauer Schiefer überein, sind als deren Resedimente aufzufassen.

#### Kieselschiefer:

Der Anteil an Kieselschiefern ist sehr gering. Bei der im Gelände durchgeführten groben Geröllanalyse haben sie etwa 10% des Gesamtgeröllanteiles ausgemacht. Dadurch, daß sich die meisten schwarzen Gerölle im Dünnschliff als fein bis mittelkörnige Sandsteine herausstellten, liegt ihre Beteiligung unter 2%.

Es handelt sich um Kieselschiefer, die eine Andeutung von einem ss erkennen lassen. Sie sind stark pigmentiert. Einige weiße runde Aussparungen weisen auf ehemalige Radiolarienführung hin.

#### Effusiva:

**Porphyroide:** Schollen von aufgearbeiteten Porphyroiden, die dieselbe Zusammensetzung zeigen als die im Liegenden auftretenden Porphyroide (siehe Kap. Porphyroide).

**Quarzporphyre:** Auffallend ist ein hoher Anteil einer holokristallinen Grundmasse. Vereinzelt ist eine spärolithische Ausbildung der Grundmasse (divergentstrahlige Chalzedonbüschel) zu beobachten. Quarz ist in Form von Dihexaeder mit typischen magmatischen Korrosionen (tiefgreifende Korrosionsschläuche, die durch Grundmasse oder eine jüngere Quarzvarietät ausgefüllt sind), ausgebildet. An Feldspäten wurde nur albitisierter Orthoklas (als Schachbrettalbit) nachgewiesen. Plagioklase selbst fehlen.

„Andesite“: Große idiomorphe Andesintafeln (30—35% An-Gehalt.)\* Diese Andesintafeln schwimmen in einem feinen Gebälk von Plagioklastäfelchen, die etwas basischer sind (35—40% An-Gehalt) und zum Teil noch ein fluidales Gefüge erkennen lassen. In den Zwickeln zwischen dem Plagioklasagebälk finden sich noch Reste von Biotit und Chlorit, die aber keine Rückführung auf ihren ursprünglichen Mineralbestand zulassen. Mitbeteiligt daran sind Ilmenit, Reste von Titanit, der meist zu Leukoxen umgesetzt ist und etwas Magnetit.

Große, zum Teil scharf begrenzte, meist sechsseitige Querschnitte, die völlig mit einem Fe-reichen Chlorit ausgefüllt sind, deuten auf Pseudomorphosen von Augit oder Hornblendeinsprenglingen, weniger scharf begrenzte bis runde Querschnitte haben mehr den Charakter von Mandelfüllungen, doch konnte hier keine endgültige Entscheidung getroffen werden.

**Diabasporphyrite:** Sie wurden von H. LOACKER (1962:52) beschrieben.

**Plagioklasite:** Vereinzelt finden sich Gerölle, die nur oder fast ausschließlich von Plagioklasen aufgebaut werden. Es handelt sich um ein mittelkörniges Plagioklasagebälk, mit z. T. sperrigem bis fluidalem Gefüge. Der Anorthit-Gehalt liegt um 30%. Auffällig ist eine Pigmentierung der Plagioklase. In den

---

\* )Kollege S. HOERNES (Inst. f. Petrographie, Innsbruck) überprüfte die An-Gehalte der Plagioklase mit dem U-Tisch und erhielt für die Einsprenglings-Plagioklase 30—32% An-Gehalt, für die Grundmasse-Plagioklase gemittelte Werte von 36—38% An-Gehalt.

Zwickelräumen finden sich ein hoher Prozentsatz an nicht näher bestimm-  
baren Erzpartikeln. Solche z. T. „erzführende Plagioklasite (Effusiva mit  
Fluidalgefüge)“ hat F. KARL (1953:5) aus dem Gainfeldkonglomerat be-  
schrieben. Nach seinen Untersuchungen (F. KARL 1954:232) an Diabasen der  
Grauwackenzone erscheint ihm „daher eine Abstammung dieser Gerölle aus  
der Grauwackenzone u. zw. dort zusammengehend mit Diabaseinschaltungen  
am wahrscheinlichsten“.

Es wurde der Versuch unternommen, die „Sandstein“-Gerölle nach  
ihren Hauptbestandteilen Quarz, Feldspat und Matrix (bzw. Phyllosili-  
katen) aufzugliedern. Von einer Darstellung der „Sandsteine“ in einem  
Diagramm mit Quarz, Feldspat und als dritte Komponenten Gesteins-  
bruchstücke von Chalzedon, wie dies H. FÜCHTBAUER (1959:610) ver-  
sucht, wurde abgegangen, da nach H. G. HUCKENHOLZ (1963:64) Ge-  
steinsbruchstücke kein überregional brauchbares Klassifikationsmerkmal  
darstellen. Die Gesteinsbruchstücke können an Hand ihres Mineralbestandes  
aufgegliedert d. h. nach Quarz, Feldspat und Matrix vollkommen erfaßt  
werden.

Nach diesem Gliederungsversuch von H. G. HUCKENHOLZ (1963) er-  
gibt sich für die „Sandstein“-Gerölle folgendes Bild:

1. Die Gruppe der „Feldspat-reichen Sandsteine“ fällt in den Bereich von  
Arkosen mit einer Tendenz zu Grauwacken.
2. Die Quarzsandsteine besetzen wohl zur Hauptsache das Feld Quarzsand-  
stein, aber ein Trend über Quarzfeldspatsandstein zu Subgrauwacken  
ist deutlich ablesbar.

Vergleichen wir die „Sandsteineinlagerungen“ in den Wildschönauer  
Schiefern mit den aus Sandstein bestehenden Komponenten der Konglo-  
merate, so fällt die recht analoge Besetzung der beiden im HUCKEN-  
HOLZ'schen Diagramm besonders auf. Die zunächst noch hypothetisch  
erscheinende Lösung, daß es sich ausschließlich um Material des aufgear-  
beiteten Untergrundes, also um stratigraphisch Liegendes handelt (hin-  
sichtlich der Tonschieferfetzen wohl auch des etwa gleichzeitig mit den  
Porphyroid abgelagerten Sedimentes), gewinnt damit einen sehr hohen  
Grad an Wahrscheinlichkeit.

Dieses Bild steht ganz im Gegensatz zu der Geröllzusammensetzung in  
den „höheren“ Wildschönauer Schiefern. Die Gerölle vulkanischer Abkunft  
geben für die Aufarbeitung des Untergrundes weitere Belege. Bei den  
Porphyroidschollen ist es wohl klar, daß es sich um unmittelbar aufge-  
arbeiteten Porphyroid handelt. Daß bereits eine derartige Verschieferung,  
d. h. eine Einformung dieser Schollen zu Porphyroiden möglich war, hängt  
mit der intensiven Verschieferung des Konglomerathorizontes über den  
massigen Porphyroidkörpern zusammen.

Die Porphyroide sind als zeitlich erste Porphyreffusionen auf-  
zufassen. Im Kapitel Vulkanismus wurde bereits darauf verwiesen, daß  
im Kern der großen Porphyroide, die alten Quarzporphyrstrukturen  
reliktisch noch erhalten sind. Allerdings ist die Ähnlichkeit der in den  
Konglomeraten auftretenden „Quarzporphyre“ zu den Anstehenden recht  
gering.

Unter „Andesit“-Geröllen wurden Typen zusammengefaßt, die noch ein ursprünglich fluidales Gefüge erkennen lassen und deren Chemismus etwa in Richtung der Andesite weist. Die reliktsch erhaltenen Plagioklase der Diabase (es wurde im Kapitel Vulkanismus schon darauf verwiesen), sind verhältnismäßig sauer (35% An-Gehalt) und geben einen weiteren Beleg, daß die Diabase in den Wildschönauer Schiefern zur Unterlage der Porphyroide gehören. Dazu kommt auch noch der Nachweis von Diabasporyphyriten durch H. LOACKER (1962:52) als Gerölle in den porphyroidführenden Konglomeraten.

Über die Herkunft der Plagioklasite ist es sehr schwierig eine Aussage zu machen. Tatsächlich gibt es aber Plagioklasite (Albitite) in den grünschieferreichen Anteilen der Wildschönauer Schiefer speziell in der Umgebung vom Paß Thurn. Th. OHNESORGE (1935: Geologische Karte Kitzbühel und Zell a. S.) hat am Latschenkogel westlich vom Paß Thurn ein mächtiges Vorkommen an Plagioklasiten auskartiert. Der Verfasser hat dieses Vorkommen nicht nur zu Vergleichszwecken besucht, sondern auch wegen der technischen Verwertungsmöglichkeit dieser Plagioklasite. Abgesehen vom An-Gehalt, der bei 5% liegt (also Albit) und abgesehen von der sekundären Verschieferung, sind sie denen der Gerölle sehr ähnlich. Da dieses Vorkommen im direktem Konnex mit „Diabasporyphyritschiefern“ steht, ist ein ursprünglicher basischer Plagioklas durchaus zu erwarten. Daraus wäre wiederum ableitbar, daß die Plagioklasite mit größter Wahrscheinlichkeit dem diabasischen Vulkanismus im Ordovizium angehören.

## 2. Konglomerate innerhalb der Wildschönauer Schiefer

N. EBERHARDT & H. MOSTLER (1966:3) haben erstmals den Nachweis erbracht, daß es auch innerhalb der Wildschönauer Schiefer, fernab von jeder Porphyrförderung Konglomerateinschaltungen gibt. Diese lassen sich, wie im folgenden erörtert wird, als ausgezeichnete Leithorizonte in den an sich stark tektonisch gequälten Grauwacken verwerten.

Geröllbestand:

Quarzsandsteine: sie entsprechen ganz den in den geröllführenden Porphyroidschiefern auftretenden Sandsteinen.

Intrusiva:

Granite: Hellgraue Biotitgranite. Eine sekundäre Karbonatinfiltation greift an den Intergranularen vor und verdrängt z. T. die Feldspäte.

Quarz: ein mittelkörniges Quarzplaster (leicht verzahnende Quarze) stets undulös.

Feldspäte:

a) Plagioklas: meist mit einer schwachen „Füllung“ (Serizit und Klinozoisit). Stets polysynthetisch verzwilligt; manche der „Altplagioklase“ weisen einen deutlichen Albit-Weiterwachsrand auf.

b) Kalinatronfeldspat: albitisierter Orthoklas in Form von Schachbrett-Albit. Die Albit-Weiterwachsrande verdrängen z. T. den Schachbrettalbit.

Biotit: nur vereinzelt noch deutlich pleochroitische Biotitscheiter (Ti-reicher Biotit). Der meiste Biotit ist zu Chlorit umgewandelt.

#### Kieselschiefer und Lydite:

- a) Kieselschiefer vom gleichen Typus wie in den an die Porphyroide gebundenen Konglomeraten.
- b) helle Kieselschiefer: recht häufig sind die hellen, fast weißen Kieselschiefer teilweise auch schon als kieselige Tonschiefer zu bezeichnen. Auffallend ist die plattige Gestalt der Gerölle. U. d. M. ist eine feinstkörnige  $\text{SiO}_2$  Masse mit einem hohen Anteil an „Illit“-Gehalt zu sehen. Deutlich erkennbar sind die vielen Radiolarien. Dieser Typus wurde bisher im Anstehenden trotz Kartierungsaufnahmen 1 : 10.000 nicht angetroffen.

#### Dolomitische Kalke und „Kieselkalke“:

- a) Dolomitische Kalke: Mikritreiche Crinoiden-Arenite mit teilweiser Dolospatitführung. An den stark untergeordneten Biogenen kommen Lamelli-branchiaten und Echinidenstachelelemente vor. Ein gut erhaltener Stachelquerschnitt wurde mit *Silurocidaris clavata* REGNELL (N. EBERHARDT & H. MOSTLER 1966:4) verglichen. Mittlerweile hat der Verfasser aus dem Geröll eine Conodontenfauna nachgewiesen, die das Kalkgeröll eindeutig in die amorphognathoides-Zone einstuft. Damit ist die geäußerte Vermutung, daß es sich um altersgleiche Kalke wie auf der Lachtal Grundalm handeln könnte, bestätigt.
- b) „Kieselkalke“:\*) Wie schon oben erwähnt, gibt es Übergänge von Lyditen zu kieseligen Kalken. Bei diesen Sedimenten hatte es sich primär um Kalkkieselpelite gehandelt, wobei aber im Zuge einer sekundären Verkieselung sich das Verhältnis  $\text{SiO}_2$  zu  $\text{CaCO}_3$  stark zugunsten des ersteren änderte. Die sekundäre Verkieselung ist z. T. noch in eingebettetem Zustand vor sich gegangen, denn Quarzkörner von umgebendem Gestein sind in den Vertiefungen der Gerölle eingekieselt worden.

Anhand der relikttisch erhaltenen Gefüge läßt sich folgendes ableiten (Abb. 37 und Abb. 38). Die ursprüngliche aus  $\text{SiO}_2$  bestehenden Schwammspiculae, die sehr häufig auftreten, sind zunächst in  $\text{CaCO}_3$  umgewandelt worden. Dies kann man deutlich an dem noch z. T. kieseligen Spiculae sehen, die vom Karbonat aufgezehrt werden. Später kam es zu einer wohl im Anfangsstadium stecken gebliebenen Resilizifizierung u. zw. beginnt der Chalzedon das Karbonat zu verdrängen.

#### Quarzite:

- a) Albitquarzite: Vereinzelt kommen gut gerundete Quarzitgerölle vor. Sie sind reich an Plagioklasen. Neben leicht gefüllten Oligoklasen kommen sehr viele frische Albite vor. Der Quarz bildet mit den Albiten oft einen innig verzahnten Lagenbau. Schachbrettalbit ist immer, wenn auch im geringen Prozentsatz vorhanden.
- b) Turmalinquarzite: sehr gut gerollte Komponenten, die sich neben Quarz ausschließlich aus Turmalin zusammensetzen. In einem stets undulösen, leicht texturierten Quarzgranulat treten Turmaline auf, die über 50% des Gesamtschliffbereiches einnehmen. Es sind deutlich zonar gebaute Turmaline, im Kern blau bis blaugrau, umgeben von einer braunen Hülle. Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. K. SCHMIDT/München, sind derartige Turmalinquarzitgerölle sehr häufig aus dem Präkambrium Mitteleuropas bekannt geworden.

#### Restquarze:

Es handelt sich um sehr gut gerundete, manchmal auch schon eckigzersprungene Quarzgerölle, die aus mobilisierten Quarzgängen eines Kristallins stammen dürften.

\*) „Kieselkalkgeröll“ Taf. IV, Bild 2

Wie Abb. 19 zeigt, weist der Geröllbestand der beiden Konglomerate einen geradezu eklatanten Unterschied auf. Die Gerölle der an die Porphyroide gebundenen Konglomerate sind eindeutig aus dem paläozoischen Untergrund zu beziehen; wir finden dabei kein Fremdmaterial. Nachdem die Porphyroide selbst zeitlich gut faßbar sind, haben wir auch hiemit einen indirekten Altershinweis bzw. eine klare Obergrenze für die „Andesite“, Plagioklasite und Diabasporphyrit also für den gesamten basischen Vulkanismus.

Gleichzeitig wissen wir, daß ein Teil der feldspatreichen Sandsteine, Quarzsandsteine, Tonschiefer, Silt-reiche Tonschiefer und Kieselschiefer nicht jünger als unteres Valentium sein kann. Damit ist also für einen Teil der Wildschönauer Schiefer mit seinen sandigen Einschaltungen (vgl. Diagramm) erstmals ordovizisches Alter voll belegbar.

Mit dem Nachweis von Kieselschiefern als Gerölle, rückt die Annahme (H. MOSTLER 1966c:164), daß die Lydite der Lachtal Grundalm in den Conodontenbereich I gehören könnten, in den Bereich großer Wahrscheinlichkeit.

Auf der anderen Seite haben wir in den geröllführenden Wildschönauer Schiefen einen Altershinweis, daß wir es mit einem stratigraphisch höheren Abschnitt der Wildschönauer Schiefen zu tun haben, da bereits die amorphognathoides-Zone aufgearbeitet nachweisbar ist. Das Fehlen von Karbonatgesteinen in den Konglomeraten der Porphyroide könnte dahin gedeutet werden, daß vor der Zeit des Porphyregusses noch keine Karbonatgesteine zur Ablagerung gekommen waren.

Recht interessant für die Geröllagen in den Wildschönauer Schiefen sind die Granit- und Quarzitgerölle, also das Fremdmaterial, wozu auch die vielen Restquarze gehören.

Abschließend sei noch auf die Genese der an die Porphyroide gebundenen Konglomerate eingegangen. Auf der einen Seite gewinnt man den Eindruck, daß es sich über den kompakten Porphyroiden um tuffogene Porphyroidschiefer handelt, die im Hangenden Konglomerate führen und damit als eine Art „Agglomerat“ deutbar wären. Abgesehen davon, daß von Porphyroiden nur etwa ein Drittel als reine Quarzporphyrabkömmlinge gerechnet werden kann, die meisten in Form von Tonschieferfetzen vorliegen, und von dem übrig bleibenden Drittel sicher manches ignimbritischer Entstehung (siehe Kap. Vulkanismus) ist, wäre immerhin noch zu bedenken, daß das, was wie tuffogenes Material aussieht, auch ohne weiteres (durch die Verschieferung sind außer den Korrosionsquarzen die ursprünglichen Gefüge zerstört) fein aufgearbeitetes Quarzporphyrmaterial sein kann. Der Verfasser fand im Hangenden des Bozener Quarzporphyrs in den Schichten von Tregiovo (H. MOSTLER 1966e:98) einen Konglomerathorizont, der mit sehr feinem Quarzporphyrdetritus verzahnt, wie er auch die Matrix zwischen den Geröllen stellt. Wenn man sich dieses Gestein verschiefert und anchimetamorph eingeformt vorstellt, ist es durchaus denkbar, daß es sich um Aufarbeitungsprodukte des Porphyrs und nicht um eine Tufförderung handelt.

Daß es sich um eine Art Transgressionsbildung handeln kann, dafür spricht auch, daß die Komponenten ohne porphyrische Matrix in den Wildschönauer Schiefen auftreten und daß z. T. ortsweise Grobschüttung und Feinschüttung rhythmisch wechselt.

Vergleichbar wären sie auch mit den Transgressionsbildungen der Blasseneckporphyroide. W. FRITSCH (1960:228) schreibt „... daß die erzführenden Kalke primär sedimentär unter Bildung einer Mischungszone („Übergangsporphyroide“) wahrscheinlich nach einer Schichtlücke transgrediert“\*) sind. Weiters wird das nicht ausschließliche Vorkommen von Porphyroidkomponenten erwähnt. Die vorher angeführte Möglichkeit einer Schichtlücke zwischen Porphyroid und Kalk (Conodontenbereich V nach G. FLAJS 1964:372) zu sehen, ist gar nicht so abwegig, denn damit würde die Zeit des vulkanischen Ereignisses doch auf einen kürzeren Zeitraum als sie FLAJS ursprünglich annahm, zusammenschmelzen (siehe dazu Kap. Vulkanismus).

Inwieweit man das Silbersberg-Konglomerat mit einem der silurischen Konglomerathorizonte in Tirol und Salzburg vergleichen kann, steht allerdings noch offen. Einerseits gäbe es eine Beziehung zum Porphyroid (H. P. CORNELIUS 1952:25), allerdings läge es nach obengenannten Autor unmittelbar unter dem Porphyroid; andererseits bezeichnet H. P. CORNELIUS (1952:23) das Silbersberg-Konglomerat als einen stark ausgelesenen Restschotter, was wieder mehr mit den Konglomeraten in den Wildschönauer Schiefen zusammenpassen würde.

## 8. SEDIMENTÄRE KIESELSÄUREGESTEINE

Die Kieselsäure spielt am Aufbau silurischer Sedimente, großregional gesehen, oft eine recht bedeutende Rolle. Nicht minder ist ihre Bedeutung in dem zu besprechenden Abschnitt der Grauwackenzone. Dabei ist Art und Auftreten der Kieselsäure recht unterschiedlich. Dies zwingt uns zu einer genauen Beschreibung der kieseligen Sedimente. Zu einer ersten groben Gliederung führt die räumliche Verteilung der Kieselsäure als Sedimentbildner.

1. Lateral über Meterbereich anhaltende Lagen von Kieselsäureführenden Gesteinen. Derartige Gesteine sind zusammenfassend **Kiesel-schiefer-Lydit-Gruppe** zu bezeichnen.
2. Knollig ausgebildete SiO<sub>2</sub>-Lagen, 10 cm Länge kaum überschreitend, sollen **Hornsteine** bzw. **cherts** genannt werden.
3. Diffus verteilte Kieselsäure tritt in Kalk- und Kalktonschiefen auf, die als **Kieselkalke**, **Kieselkalktonschiefer** zusammengefaßt werden.

---

\*) R. SCHWINNER (1928:218) spricht sogar von einer Abtragungsfläche der Porphyroide, über der die erzführenden Kalke mit Transgressionsverband und klastischen Basalbindungen liegen.

### 1) Kieselschiefer-Lydit-Gruppe:

Mit der Zusammenziehung von Lydit und Kieselschiefer wird ein in der Literatur sehr umstrittener Problembereich gestreift. Der Verfasser hat sich der Mühe unterzogen, die Literatur darüber zusammenzutragen und alle Gesichtspunkte herauszustellen, die bisher zur Definition von Kieselschiefer und Lydit herangezogen wurden. Aus den folgenden neun herausgearbeiteten Punkten geht klar hervor, daß zwischen Kieselschiefer und Lydit Unterschiede praktisch nur im Gefüge gegeben sind. Einem lagigem dickbankigem Gefüge beim Lydit, steht im Kieselschiefer ein schiefriges Gefüge gegenüber, das auf eine primär sedimentäre Anlage in Form einer Feinschichtung zurückzuführen ist. Keiner der anderen aufgeführten Punkte konnte zu einer Klassifikation herangezogen werden. Wir können nur zu diesen oder jenen Punkten ergänzend etwas hinzufügen, so zum Beispiel ist für Lydit und Kieselschiefer der Biogehalt wesentlich umfassender als bisher, d. h. nicht nur auf Radiolarien und Spiculae von Spongien beschränkt.

Zusammenstellung der wichtigsten in der Literatur bisher erwähnten Daten bezüglich Lydite und Kieselschiefer.\*)

Es sind hier nur die allerwichtigsten Autoren genannt:

A. v. CAROZZI 1960, C. W. CORRENS 1924, 1925, H. P. CORNELIUS 1951, R. HAAGE 1966, F. H. HERITSCH 1943, F. J. PETTIJOHN 1957, L. B. RUCHIN 1958, A. SCHWARZ 1928, 1929.

1. Lithologischer Verband: Wechsellagerung mit Graptolithenschiefern, Tonschiefern, Karbonat und vulkanischen Gesteinen.
2. Zeitliche Einstufung: Präkambrium und Paläozoikum, nur Paläozoikum, vom Präkambrium bis ins Tertiär.
3. Räumliche Verteilung: Lateral in Lagen über Meterbereich anhaltend; vertikal in Bänken 1 cm Dicke überschreitend.
4. Ablagerungsbereich: Tiefsee, Flachwasserbereich alles marin.
5. Gefüge: makroskopisch: (Lydit) vollkommen dichte Kieselgesteine; mikroskopisch: unregelmäßig bis schwache Regelung erkennbar an den Biogenen.  
makroskopisch: (Kieselschiefer) dichte Kieselschiefer mit deutlichem Lagenbau; mikroskopisch: Feinschichtung, z. T. von einer Schieferung überarbeitet.
6. Mineralbestand: Opal, Chalzedon, Quarzin und Quarz.
7. Farbe — Pigmentierung: weiß, rot, grün und schwarz mit allen Übergängen.
8. Biogene: Radiolarien und Kieselspiculae von Spongien.
9. Genese: Organogen, anorganisch; syngenetisch, diagenetisch.

\*) Die Daten beziehen sich auf beide Gesteine; beziehen sie sich nur auf eines der beiden, so ist das betreffende Gestein in Klammern gesetzt.

Eine jüngst erschienene Arbeit (R. HAAGE 1966) versucht die Bezeichnungen Kieselschiefer und Lydit auf ihren Wert als petrographische Begriffe zu prüfen. Dabei werden von oben genannten Autor zur Klassifizierung zwei Merkmale herausgestellt:

- a) Unterscheidung in der Pigmentierung (stark pigmentiert bis nicht pigmentiert).
- b. Der Anteil einer tonigen Komponente (tonige Kieselschiefer etc.).

Da nun der Grad der Pigmentierung und der Anteil an toniger Substanz als wesentlich betrachtet wird, läßt sich der Lydit als ein stark kohlig pigmentierter Kieselschiefer definieren. Damit wäre der Begriff Lydit nach R. HAAGE (1966:378) überflüssig und daher auszuschalten.

Diesem Gliederungsversuch kann sich der Verfasser nicht voll anschließen, schon aus dem Grund, da Lydite keine Schiefer sind.

Wenn auch im wesentlichen nur Gefügeunterschiede vorliegen — und wie viele Aufschlüsse zeigen, durch eine Wechsellagerung von sogenannten Lyditen mit Kieselschiefern eine Zuordnung zu einem oder anderem Gestein oft schwierig ist, — wäre es trotzdem zu empfehlen, beide Begriffe beizubehalten, ganz abgesehen davon, daß sie in der Aufnahmegeologie nicht wegzudenken wären.

Die Gefügeunterschiede verdienen es natürlich, berücksichtigt zu werden, da sie, wie schon erwähnt, auf eine Änderung der Sedimentationsbedingungen hinweisen. Da aber die meisten Gefüge erst im mikroskopischen Bereich gut fassbar sind, ist dies mikrofaziellen Untersuchungen vorbehalten. Erst sie ermöglichen es, diese Gesteinsgruppe einer weiteren Aufgliederung zu unterwerfen.

Wir wollen daher, wie eingangs schon angedeutet, die im Gelände lateral über Meterbereich anhaltenden kieseligen Gesteine zu einer Gruppe, der Kieselschiefer-Lyditgruppe zusammenfassen. Erst im Handstückbereich oder wenn nötig im Dünnschliffbereich soll auf Grund der Gefügeunterschiede entschieden werden, ob es sich um Lydit oder Kieselschiefer handelt.

Da Kieselschiefer gerne mit (schwarzen) tonig-kieseligen Sedimenten in Verbindung stehen, sollen sie im Sinne von R. HAAGE (1966:377) als tonige Kieselschiefer noch in die Kieselschiefer-Lyditgruppe mit einbezogen werden.

Unter diesen Gesichtspunkten seien die Ausbildung und Verbreitung der Lydit-Kieselschiefergruppe in Tirol und Salzburg betrachtet, wobei im Bezug auf die aus der Literatur erarbeiteten neuen Punkte zur Definition von Lydit und Kieselschiefer sich einige Ergänzungen als notwendig erwiesen. Behandelt werden hier nur zeitlich gut fixierbare Vorkommen.

### **Die Lydit-Kieselschiefergruppe im Tiroler Raum**

Im Liegenden der celloni-Zone an der Lachtal-Grundalm tritt ein etwa 1 m mächtiges Paket von dunklen kieseligen Gesteinen auf. Aufgrund von Dünnschliffuntersuchungen handelt es sich ausschließlich um Lydite

(H. MOSTLER 1966:159). Nachdem Kieselschiefer in den „geröllführenden Porphyroiden“ nachgewiesen sind, dürfte den Lyditen höchstordovizisches bis tiefsilurisches Alter (Co.-Bereich I) zukommen. Es wären dies die einzigen stratigraphisch so tief nachgewiesenen Lydite.

Vertreter der Kieselschiefer-Lyditgruppe gibt es am Lachtalgraben erst wieder im Hangenden der amorphognathoides-Zone. Hierbei handelt es sich um schwarze kieselige Tonschiefer mit allen Übergängen zu Kieselschiefern. Sie stehen engstens mit laminierten Dolomiten in Wechselagerung (H. MOSTLER 1966c:165). Abgesehen vom schiefrigen Gefüge, das zum Teil noch reliktsch erhaltene Feinschichtung zeigt, weisen sie eine Fauna auf, die außer für Kieselschiefer und Lydite typische Radiolarien und Kieselspiculae, auch noch Ostrakodenschälchen, Echinodermenreste? Chitinozoen, Scolecodonten und selten Conodonten führen. Der Sedimentstapel, der die Kieselschiefer führt, wurde vom Verfasser (H. MOSTLER 1966c:165) „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex“ genannt. Er ist rund 5 m mächtig, wobei die Kieselschieferführung selbst recht gleichmäßig über das ganze Profil bzw. darüber hinaus bis zum erstmaligen Auftreten von *Polygnathoides emarginatus* anhält. Ausbildung und stratigraphische Reichweite der Kieselschiefer in der weiteren Umgebung der Lachtal-Grundalm entlang des Lengfilzenbaches (siehe beigegebenes Profil Abb. 20) zeigen dieselben Vergesellschaftungen von kieseligen Tonschiefern bzw. Kieselschiefern in engster Wechsellagerung mit Dolomiten. Zeitlich reicht die Kieselschieferentwicklung sicher bis an das Ende der ploekensis-Zone. Auch die Biogenführung dieses Vorkommens stimmt vollkommen mit der der Lachtal-Grundalm überein.

Ganz analog wechsellagern die Kieselschiefer am Fuße des Hahnenkamms mit Dolomiten cm-dm-weise. Nur macht sich hier eine starke Umkristallisation bemerkbar, sodaß in den Kieselschiefern nur äußerst selten Reliktgefüge nachweisbar sind. Die Kieselschiefer setzen sich fast ausschließlich aus einem Feinquarzgranulat mit etwa 5—10% darin aufgesproßten Dolomitrhomboedern zusammen. An Biogenen konnten nur spärliche Reste von Radiolarien nachgewiesen werden. Für diese Sedimente läßt sich mit Hilfe von Conodonten zeitlich nur so weit eine Aussage treffen, als daß sie nicht älter als die patula-Zone (höheres Wenlock) sein können.

Die teilweise mit dunklen bis schwarzen Wildschönauer Schiefer (= höhere Wildschönauer Schiefer) vergesellschafteten Kieselschiefer und tonigen Kieselschiefer (Leitner Alm, siehe O. MALZER 1964:33; Grünwald Alm (1440 m Höhe) südlich des Kitzbühler Horns), die nach oben hin allmählich in immer mächtiger werdende Dolomitlagen überleiten, sind tektonisch oft derart überarbeitet, daß es schwierig ist zu belegen, daß es sich hierbei um echte Lydite gehandelt hat. Jedenfalls ließ sich an einigen kompakteren Lagen weder eine Feinschichtung oder irgend eine Art von Texturierung nachweisen. An Biogenen finden sich noch Reste von Radiolarien in Form von runden pigmentausgesparten Querschnitten.

Leider sind in den Dolomitgesteinen bisher keine Leitconodonten aufgetaucht; Conodonten sind überhaupt recht spärlich und sehr schlecht erhalten, sodaß ähnlich wie am Fuß des Hahnenkamms für die Kiesel-schiefer nur eine Angabe der Altersuntergrenze möglich ist, die als Tiefstes mit höherem Wenlock datiert werden kann. Dennoch glaubt der Verfasser im Vergleich mit den noch zu besprechenden Kiesel-schiefer-Lydit-gesteinen des Salzburger Raumes an eine Einstufung in das untere Lud-low.

Zusammenfassend für den Kitzbühler Raum wird klar ersichtlich, daß echte Lydite (Definition mit Ergänzung der Biogenen) nur selten auftreten. Sie sind entweder in das höchste Ordovizium bzw. tiefste Unter-silur einzustufen, auf Grund der Überlagerung von Kieselkalken (celloni-Zone); oder sie sind mit den dunklen Wildschönauer Schiefern (höheren Wildschönauer Schiefern, siehe dazu Kap. Wildschönauer Schiefer) bzw. kieseligen Tonschiefern verknüpft, für die nur eine annähernde Alters-datierung möglich ist (nicht älter als höheres Wenlock, wahrscheinlich Unterludlow) in Analogie zu den Lyditen Salzburgs. Kiesel-schiefer und kieselige Tonschiefer wechsellagern in engsten Abständen mit Dolomit-gesteinen, wodurch eine Alterseinstufung möglich ist. Ihre zeitliche Ver-breitung ist demnach von der patula-Zone bis Ende ploeckensis-Zone (höheres Wenlock — unteres Ludlow).

Im Salzburger Raum soll zunächst mit dem Gebiet um Leogang bzw. Hütten begonnen werden, wo es dem Verfasser H. MOSTLER (1966c:4) gelang nachzuweisen, daß die in den schwarzen zum Teil kieseligen Ton-schiefern (dort nach der Altliteratur bereits Dientner Schiefer genannt) eingeschalteten Dolomitbänke nicht älter als ploeckensis-Zone = oberstes Unterludlow sein können. Kiesel-schiefer oder gar Lydite fehlen dort. Hier ist mehr die Alterseinstufung interessant, da sie zeitlich voll der Lydit-Kiesel-schieferentwicklung entspricht, d. h. keiselige Tonschiefer, Kiesel-schiefer und Lydite sind nicht nur in vertikaler Verknüpfung anzutreffen, sondern können sich auch lateral vertreten (siehe Detailprofil Abb. 21).

Das stratigraphisch Liegende der Kiesel-schiefer-Lyditgruppe von der Entachen-Alm bilden Wildschönauer Schiefer, die ziemlich abrupt in schwarze z.T. kieselige Tonschiefer übergehen. Nach oben hin ist eine deutliche Kieselsäurezunahme feststellbar; es entwickeln sich Kiesel-schiefer. Aus den vielen Schliffen, die ausgewertet wurden, ergibt sich zusammen-fassend folgender Aufbau:

Ein ausgezeichnet entwickeltes primäres Parallelgefüge z. T. durch unterschiedliche Korngrößen hervorgerufen, ist tektonisch etwas über-arbeitet. Die Kieselsäure liegt in Form von Feinquarz vor, wobei die Pig-mentierung zum Großteil in die Intergranularen abwanderte, seltener ist sie an Schichtflächen angereichert. Die ehemaligen Biogene (es konnten nur Radiolarien festgestellt werden) sind durch rund-ovale, pigmentfreie Aussparungen noch zu erkennen. Die Begrenzung zur pigmentierten Grundmasse ist durchwegs unscharf, (die Aussparungen sind von einem groben Quarzgranulat erfüllt) ganz im Gegensatz zu den Querschnitten

von Schwammspiculae, die scharf begrenzt sind, womit eine Verwechslungsmöglichkeit ausgeschaltet ist. Vereinzelt sind cm-Lagen eingeschaltet, die einen hohen Tongehalt aufweisen (etwa 30% Illit? und Serizit). Auch in diesen Bereichen sind ab und zu noch Radiolarienreste erhalten, wenn auch in stark zusammengedrückter Form.

Im stratigraphisch Hangenden treten echte Lydite auf. Sie sind bankig entwickelt, wirken makroskopisch völlig dicht und haben tektonische Bewegungen nur auf Bankflächen aufgenommen. Sie wechsellagern mit dunklen biogenreichen Dolomiten (ursprünglich Biomikrite). Auffallend ist das völlige Fehlen von irgend welchen gerichteten Gefügen, nur ortsweise wurde durch Biogene ein schwaches Parallelgefüge angedeutet. Die Kieselsäure ist derartig feinkörnig ausgefallen, daß sie mit dem normalen Durchlichtmikroskop nicht auflösbar ist. Die Pigmentierung ist recht gleichmäßig verteilt. Durch sie werden die massenhaft auftretenden Biogene besonders herausgearbeitet. An Biogenen konnten im Dünnschliff nachgewiesen werden: Echiniden (speziell Stachel), Ostrakoden, Kleingastropoden, Lamellibranchiatenschalen, Radiolarien, Spiculae, Reste von Chitinozoen, Orthoceren\*) und Conodonten (Abb. 39, Abb. 40).

Die Biogenenführung ist für einen Lydit etwas ungewöhnlich, sodaß zunächst eine sekundäre Verkieselung von ehemaligen Karbonatgesteinen in Erwägung gezogen wurde und zwar schon deshalb, weil in letzteren dieselben Biogene auftreten. Aber sowohl die über 2 m - Bereich anhaltende laterale Verbreitung, als auch die scharfe Begrenzung zu den vertikal zwischengeschalteten Karbonatgesteinen spricht gegen eine derartige Annahme. Wir müssen daher beim Aufbau der Lydite auch mit anderen Biogenen als nur mit Radiolarien und Kieselschwämmen rechnen.

Beinahe analoge Verhältnisse finden sich bei Dienten; nur daß im Liegendanteil der eigentlichen Kieselschiefer, Dientner Schiefer anstehen, die in kieselige Tonschiefer überleiten und scharf darüber Lydite von der Art wie auf der Entachen-Alm einsetzen, die auch im gleichen sedimentären Verband mit den Karbonatgesteinen stehen. Diese sind hier allerdings zum Großteil Magnesite (siehe Abb. 21).

Von F. BAUER (1962) und H. LOACKER (1961) wurde der Raum südlich der Entachen-Alm und südlich von Dienten bis zur Salzach geologisch aufgenommen. Dabei wurden mächtige Kalk-Kieselschieferkomplexe auskartiert. Vom Verfasser speziell untersucht wurde ein Profil am Langeck. Hier werden schwarze Dientner Schiefer z. T. schon tonige Kieselschiefer, von stark zerhackten Kieselschiefern nach oben hin abgelöst. Letztere sind sedimentär durch Übergänge mit braunen Kalk-Mergeln verbunden (H. LOACKER 1962:41). Ob echte Lydite, wie an der Entachen-Alm, auftreten ist recht unklar. Jedenfalls finden sich dafür keine Belege. Vereinzelt konnten in den oft stark durchschiefernten Kieselschiefern Hinweise auf mögliche Radiolarienführung gefunden werden.

\*) Für die Überlassung eines Lyditanschliffes mit einem sehr gut erhaltenen Orthocerenquerschnitt sowie eines biogenreichen Lyditdünnschliffes möchte ich Herrn Prof. Dr. SIEGEL (Montanistische Hochschule, Leoben) herzlich danken.

Eine sedimentäre Wiederholung der Kieselschiefer-Einschaltungen, wie sie H. LOACKER (1962:37) im Gebiet von Langeck annimmt, läßt sich bisher nicht belegen. Es wäre aber zu verfrüht, hier Endgültiges über die Altersstellung der vielen Kieselschiefer bzw. kieseligen Tonschiefer auszusagen. Bisher läßt sich nach einer Profilauswertung und sieben Stichproben (40 Handstücke) aus dem Gebiet zwischen Langeck und Grieser-Graben für die kieseligen Sedimente unteres Ludlow als Obergrenze angeben, d. h. die Kieselschieferentwicklung entspricht zeitlich vollkommen der von Dienten und der Entachen-Alm (Abb. 22). Im Gegensatz zum Kitzbühler Raum sind echte Lydite im Salzburger Gebiet weitaus stärker vertreten.

Zeitlich sind die bisher untersuchten Vorkommen alle in das tiefste Unterludlow zu stellen. Auf Grund der Untersuchungen von G. FLAJS (1966:31) im Eisenerzer Raum und den eigenen Untersuchungen im Salzburger und Tiroler Abschnitt läßt sich schon heute ein recht gutes Bild über das regionale und zeitliche Auftreten der Lydit-Kieselschiefergruppe aufstellen (siehe Abb. 22). Recht auffallend ist dabei, daß die Kieselschieferentwicklung in keinem der Profile die siluricus-Zone erreicht. Das heißt, ab höherem Mittelludlow hat die karbonatische Entwicklung in der nördlichen Grauwackenzone die kieselige, mit der sie bislang im steten Wechsel stand, verdrängen können.

### **Zur Genese der Kieselschiefer-Lydit-Gruppe**

Bis auf wenige Ausnahmen sind alle Kieselschiefer-Lyditgesteine mit Karbonatgesteinen in sedimentären Verband, sodaß zum Großteil daraus schon einiges über Bildungsbedingungen auszusagen ist.

Für die Lydite der Lachtal-Grundalm, die im Liegenden tektonisch amputiert sind (H. MOSTLER 1966:159) ist trotz einer sedimentären Verknüpfung zu SiO<sub>2</sub>-knollenführenden Dolomiten im Hangenden über die Wassertiefe selbst nichts auszusagen. Die Lydite können sowohl in Tief- als auch in Flachwasserbereich gebildet worden sein. Wesentlich günstiger stehen die Verhältnisse bei den über der amorphognathoidse-Zone auftretenden Kieselschiefern. Sie haben reliktsch noch gute Sedimentgefüge bewahrt, die schon zuverlässigere Aussagen ermöglichen. Es ist dies einmal eine ausgezeichnete ungestörte Feinschichtung. Sie wird in dem Augenblick gestört, wo plötzlich Biogendetritus darüber folgt. Erst allmählich beginnt sich das euxinische Milieu (sehr viele Graptolithenreste in den Kieselschiefern ohne Hinweise auf ein Grundleben) wieder durchzusetzen, um neuerdings von einer turbiditartigen Schüttung unterbrochen zu werden (H. MOSTLER 1965:166; 169). Mit den Daten, die sich aus den Karbonatgesteinen gewinnen ließen (siehe Kap. Crinoidenkalke) läßt sich mit Sicherheit Flachwasserbereich ausschließen.

Schwieriger lassen sich Aussagen über die Genese der Lydite der Entachen-Alm und von Dienten treffen. Es fehlen Sedimentgefüge und die vielen Biogene allein lassen keine bathymetrische Auswertung zu, denn nach K. MEISCHNER & A. SEILACHER (1966) ist bei paläozoischen

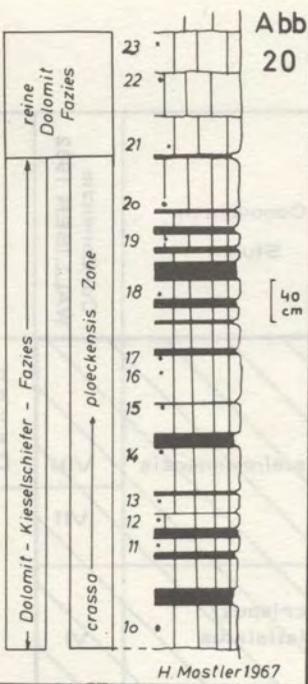
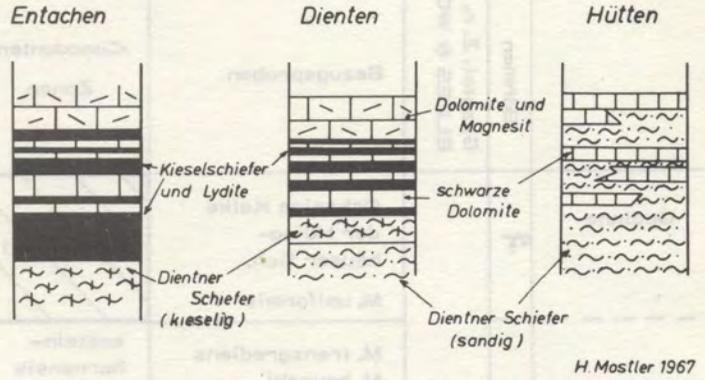
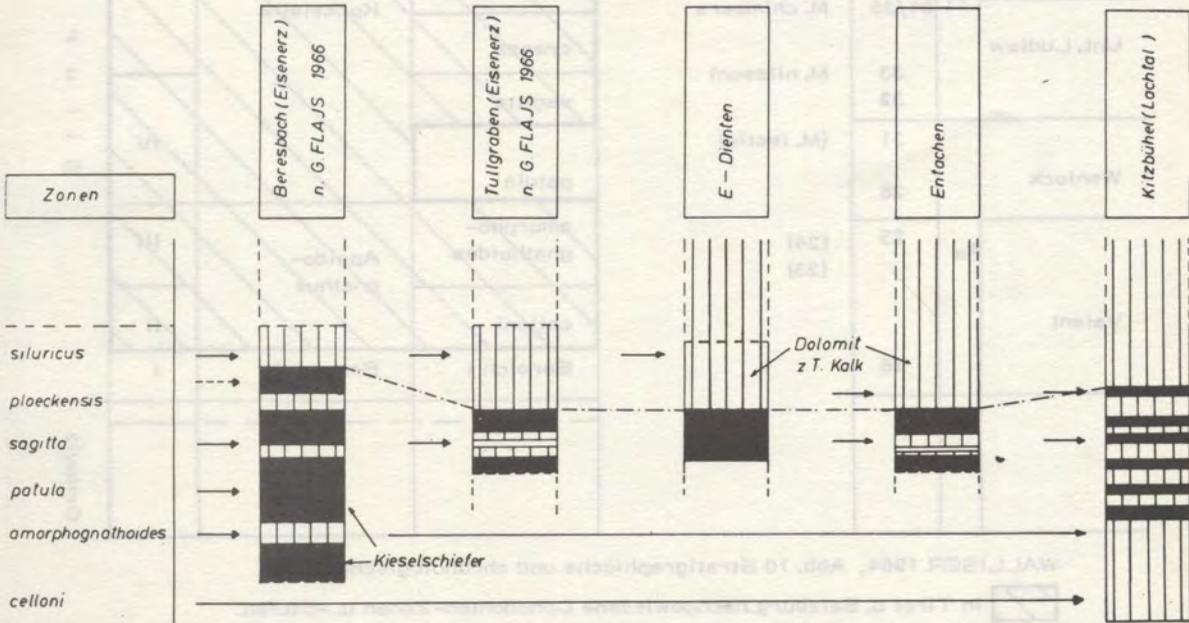


Abb: 21



Die Kalk - Kieselschiefer Entwicklung im Silur der nördlichen Grauwackenzone

Abb: 22



|             | Böhmien    | Graptol. Z. n.<br>ELLES & WOOD | Bezugsproben  | Conodonten-<br>Zonen               | Conodonten-<br>Stufen  | Co-Bereiche<br>WALLISER 1962 |       |
|-------------|------------|--------------------------------|---|------------------------------------|------------------------|------------------------------|-------|
| Gedinne     | $e\beta$   |                                | Ockerige Kalke<br>der Hühng-<br>häuser Sch.<br><br>M. uniformis | woschmidti                         | steinhornensis         | VIII                         | Devon |
|             | $e\beta_2$ |                                | M. transgrediens<br>M. bouceki                                  | eostein-<br>hornensis              |                        | VII                          |       |
|             |            |                                | M. ultimus  | crispus                            | crispus/<br>latialatus | VI                           | Silur |
| Ob. Ludlow  |            |                                | M. fritschi linearis  | snajdri-Ho-<br>rizont<br>siluricus |                        |                              |       |
| M. -Ludlow  | $e\beta_1$ | 36                             |   | ploeckensis                        | Kockelella             | V                            |       |
|             |            | 34/35                          | M. chimaera   | crassa                             |                        |                              |       |
| Unt. Ludlow |            | 33<br>32                       | M. nilssoni   | sagitta                            |                        |                              |       |
|             |            | 31                             | (M. testis)   | patula                             |                        | IV                           |       |
| Wenlock     |            | 26                             |   | amorpho-<br>gnathoides             | Apsido-<br>gnathus     | III                          |       |
|             | $e\alpha$  | 25                             | (24)<br>(23)  | celloni                            |                        | II                           |       |
| Valent      |            | 16                             |   | Bereich I                          | Bereich I              | I                            |       |
|             |            |                                |   |                                    |                        |                              |       |

WALLISER 1964, Abb. 10 Stratigraphische und chronologische Daten

 in Tirol u. Salzburg nachgewiesene Conodonten-Zonen u. -Stufen.

Fossilien kein Vergleich mit der Tiefenverteilung heute lebender Arten möglich. Die zwischengeschalteten Karbonate weisen mit ihrer knolligen Entwicklung auf eine Art Kondensation. Die sie begleitenden, nur einige Millimeter dick werdenden tonigen Sedimente zeigen im Handstückbereich deutliche Wühlgefüge. Mit einiger Vorsicht möchte der Verfasser auch hier Flachwasserbildungen ausschließen.

Über die Herkunft der Kieselsäure lassen sich keine direkten Hinweise bringen. Immerhin wäre es möglich, für die tiefsten Lydit-Horizonte im ausklingenden Quarzporphyrvulkanismus eine Bezugsquelle für Kieselsäure zu sehen.

## 2) $\text{SiO}_2$ in Form von Hornsteinknauern:

Die Kieselsäure, die wir bisher immer nur lateral auf weite Strecken regelmäßig verteilt vorgefunden haben, kommt aber auch in einer mehr konkretionären Form, in Ausbildung von linsigen Hornsteinknauern vor. Wir finden diese linsig begrenzten Hornsteinknauern im Hangenden der Lydite der Lachtal-Grundalm. Sie bilden dort nicht nur das Liegende der roten Kieselkalke (H. MOSTLER 1966:161), sondern treten auch noch an der Basis der biogenreichen Kalkarenite auf. Dünnschliffuntersuchungen zeigen, daß es sich primär um einen Kalk-Kieselpelit gehandelt haben muß, wobei diagenetisch eine starke Sammelkristallisation stattfand, vielleicht auch erst bei der Anchimetamorphose, denn fast alle Biogene sind in dem  $\text{SiO}_2$ -führenden Knollen zerstört, z.T. schneiden die konkretionären Kieselknollen alle primären Gefüge ab. Ein analoges Bild finden wir in den Aufschlüssen bei Westendorf, wo im selben Horizont, es handelt sich um die celloni-Zone, Kieselknollen z. T. Gefüge quer durchgreifen.

Für diese Kieselsäure haben wir auch eine direkte  $\text{SiO}_2$ -Bezugsquelle. Es sind dies intermediäre Tufflagen, wobei die Kieselsäure über die beobachtbare Tuff-Förderung hinausgeht.

Anders steht es mit den über der amorphognathoides-Zone auftretenden z. T. schon in den hangendsten Partien dieser Zone (H. MOSTLER 1966:161) auftretenden Hornsteinknauern. Sie zeigen frühdiagenetische Umlagerungen und haben dabei als gute Fossilisationsmedien gewirkt. In ihnen findet man die vielen sehr schön erhaltenen Kieselspiculae und Radiolarien. In höheren Zonen reicht die Kieselsäure, welche schon früh mobil wurde, nicht mehr aus, um Konkretionen zu bilden, sondern sammelte sich vor allen an Fossilresten. Auf diese Art ließen sich eine Reihe von Biogenen wie Orthoceren, Crinoiden, Gastropoden und Lamellibranchiaten auch in gewöhnlicher Monochloressigsäure herauslösen.

## 3) Diffus verteilte Kieselsäure:

In den Kieselkalken, speziell in den dickbankigen Horizonten hat sich die Kieselsäure in ihrer ursprünglich diffus verteilten Form erhalten bzw. kam es zu äußerst geringen  $\text{SiO}_2$ -Wandernugen. So ersetzt beispielsweise die Kieselsäure teilweise die karbonatische Substanz der Schalen von

Mikrofossilien; es kommt aber nie zu einer vollkommenen Ersetzung des  $\text{CaCO}_3$  durch  $\text{SiO}_2$ . Junge Klüftbildungen sind praktisch richtige Fallen für  $\text{SiO}_2$ -Ausscheidungen, die in Form von Klüft-Chalzedon oft beobachtet werden konnten.

## 9. WILDSCHÖNAUER SCHIEFER

Sie stellen rund zwei Drittel des Baumaterials des Westabschnittes der Grauwackenzone. Ihre Mächtigkeit ist infolge der stark wirkenden Intern-tektonik sehr schwer faßbar, ist aber mit 1000 m nicht übergriffen.\*) Der ganze Sedimentstapel ist im großen gesehen recht einheitlich aufgebaut.

Rein lithologisch lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen tieferen mächtigen Komplex und einen höheren, der kaum 200 m Mächtigkeit überschreitet, gliedern. Der tiefere Komplex ist reich an sandigen Einschaltungen, der höhere an seiner dunklen oft schwarzen Färbung erkennbar. Im Salzburger Raum entsprechen diesem Komplex die Dientner Schiefer.

Durch die zum Großteil geglückte stratigraphische Fassung der Karbonatgesteine ist es heute teils auf indirektem, teils auf direktem Wege möglich, eine grobe Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer bzw. deren Äquivalente in Salzburg, Pinzgauer Ppyllite, durchzuführen.

H. FLÜGEL (1964:417) bringt mit Recht den Vorwurf, daß bei der lithologisch möglichen Trennung einer sandig-tonigen Entwicklung von der kalkig-dolomitischen in der Grauwackenzone immer nur an eine vertikale Ablösung der Sedimente gedacht wird, aber alle Anzeichen einer faziellen Aufspaltung unberücksichtigt blieben. So gelang es beispielsweise G. FLAJS, H. FLÜGEL etc. (1963:127) für einen Teil der Grauwackenschiefer (entspricht den Wildschönauer Schiefer) in den Eisenerzer Alpen sogar tiefdevonische Alter, vermutlich Gedinnium, nachzuweisen.

### a) Liegendkomplex der Wildschönauer (Ordovizium)

Wie schon eingangs erwähnt, stellt er den weitaus mächtigsten Anteil mit über 800 m. Eine Alterseinstufung ist nur auf indirektem Wege möglich. Hierzu bieten sich folgende Möglichkeiten an.

a. Das Erkennen eines einzeitigen Ereignisses der sauren vulkanischen Förderprodukte durch den direkten Nachweis in Verbindung mit den conodontenführenden Karbonatgesteinen. D. h. die Porphyroide an der Wende Ordoviz-Silur aufgedrungen, bilden das Hangendste Glied der hellen, sandigen Wildschönauer Schiefer. Schon Th. OHNESORGE (1905: 376) machte diese Beobachtung. Demnach kann der tiefere Komplex der Wildschönauer Schiefer nicht jünger als Ordoviz sein, höchstens kann der die Porphyroide lateral vertretende Schiefer in das unterste Silur gestellt werden.

---

\*) Wie enorm die Bruchtektonik innerhalb der Wildschönauer Schiefer sein kann, darüber informiert die Arbeit (H. MOSTLER 1966e:4) Bericht über geologische Untersuchungen des Hahnenkammtunnels, unveröffentlichtes Manuskript).

b. Nachdem basische Vulkanite in den „geröllführenden Porphyroiden“ nachgewiesen wurden, ist es klar geworden, daß die Grüngesteine der Wildschönauer Schiefer älter als die Porphyroide sind, im äußersten Fall auch annähernd gleiches Alter haben können (siehe Kap. Porphyroide). Grüngesteine wurden nie im primären Verband mit Karbonatgesteinen angetroffen. Sie sind meist sedimentär mit den Wildschönauer Schiefeln verbunden.

c. Die vielen „Sandstein“-Gerölle, die vollkommen den sandigen Einschaltungen der Wildschönauer Schiefer entsprechen, dienen als ein weiterer Hinweis für die Alterseinstufung.

Daraus ergibt sich allein schon aufgrund der zeitlichen Einstufung der Porphyroide und der basischen Vulkanite eine grobe Alterseinstufung des tieferen Wildschönauer Schieferkomplexes. Allerdings ist eine scharfe Abgrenzung zum höheren Komplex kaum möglich. Zum Teil wird aber eine Abgrenzung ohne Zwischenschaltung des Porphyroids überhaupt nicht möglich sein, da es im Westen im Gebiet des Schwazer Dolomits den Anschein hat, daß die gleiche Entwicklung wie im tieferen Komplex in das höchste Silur fortsetzt.

#### **b) Hangendkomplex der Wildschönauer Schiefer, zum Teil Dientner-Schiefer (Silur)**

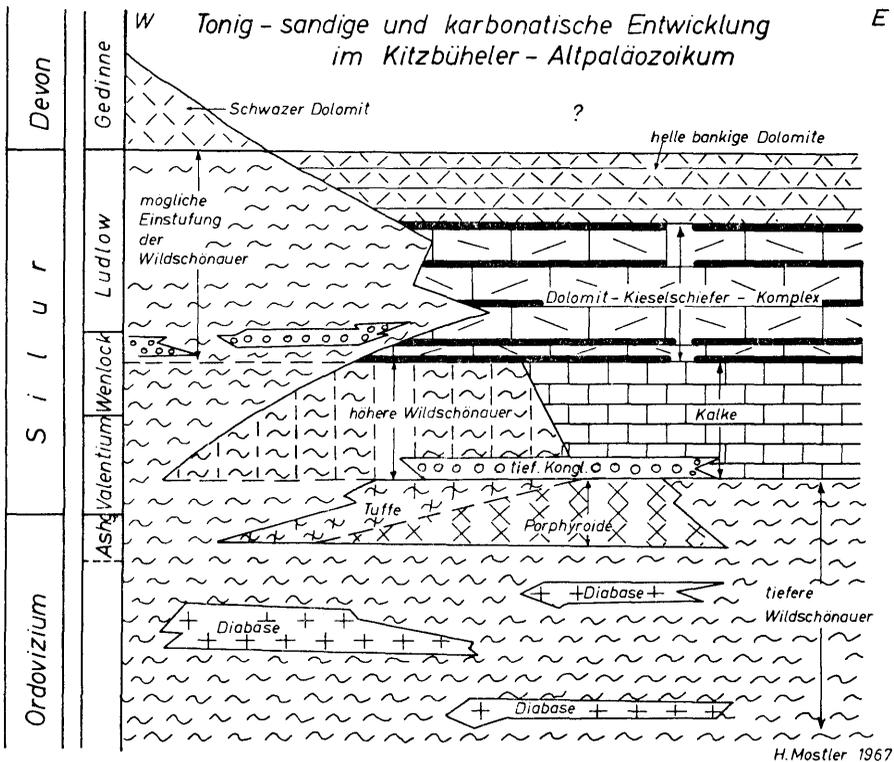
N. EBERHARDT & H. MOSTLER (1966:3) haben durch den Fund von Kalkgeröllen (?silurischen Alters) auf die Möglichkeit einer Zweigliederung der geröllführenden Wildschönauer Schiefer hingewiesen. Inzwischen gelang es dem Verfasser das silurische Alter eines Gerölls durch Conodonten sicherzustellen. Damit konnte für einen Teil der Wildschönauer Schiefer im Bereich des locus typicus in der Wildschönau mittel- bis höher silurisches Alter belegt werden.

Außerdem gelang es auch durch sedimentäre Übergänge der dunklen Wildschönauer Schiefer in Dolomitgesteine, die Conodonten führen, mittleres bis höheres Silur nachzuweisen. Die sedimentäre Mischungszone ist bis 10 m mächtig. Zunächst schalten sich allmählich in den dunklen Schiefeln 2—3 cm dicke Dolomitlagen ein, die zum Hangenden hin immer mächtiger werden, bis schließlich nur mehr kompakter Dolomit vorliegt. Die dunklen Schiefer führen sehr oft etwas SiO<sub>2</sub>, oder es schalten sich richtiggehende Kieselschieferlagen dazwischen ein (so z. B. am Fuße des Hahnenkamm, an der Hohen Salve etc.).

Im Salzburger Raum bei Hütten sind keine kieseligen Zwischenschaltungen im Übergangsbereich Dolomit—höhere Wildschönauer Schiefer feststellbar. Hier setzt sich eine mehr sandige Entwicklung fort, wenn auch diese schwarzen Gesteine ganz wie typische Dientner Schiefer aussehen. Die Conodontenfauna ermöglichte in allen Gebieten, die derartige sedimentäre Übergänge aufweisen (von Hopfgarten im Westen bis Leogang im Osten) nur z. T. eine exakte Alterseinstufung. Der Grenzbereich zwischen schiefrig sandiger und kalkig dolomitischer Ausbildung kann nicht

älter als unteres Wenlock sein, nach oben hin wäre mit Erreichen des oberen Emsiums eine Grenze zu ziehen. Nach der stratigraphischen Fassung der kieseligen Dientner Schiefer (siehe Kap. sedimentäre Kieselgesteine) ist eine Obergrenze mit unterstem Ludlow zu ziehen. Dies trifft auch für alle Vorkommen Salzburgs zu. Daraus folgt klar, daß im Westabschnitt der Grauwackenzone während des Llandovery und Wenlock neben einer kalkig dolomitischen Entwicklung auch eine tonig sandige Sedimentation einherging.

Im Gebiet zwischen Schwaz und Brixlegg fehlen dunkle Wildschönauer Schiefer. H. PIRKL (1961:8) sieht eine sedimentäre Verknüpfung der Wildschönauer Schiefer mit dem Schwazer Dolomit gegeben, durch Einschaltung eines Quarzithorizontes zwischen beiden. Während am sedimentären Verband zwischen Quarzit und Dolomit kaum mehr gezweifelt werden kann, ist der Verband zum Liegenden hin zu den Schiefen noch etwas in Frage gestellt. Jedenfalls hat es den Anschein, als ob sich die völlig gleichen Sedimente, die voll den unteren Wildschönauer Schiefen entsprechen, bis in das höchste Obersilur fortsetzen (siehe dazu Abb. 23).

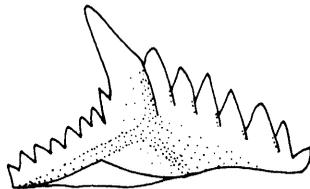
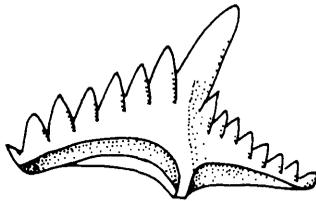
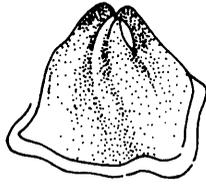
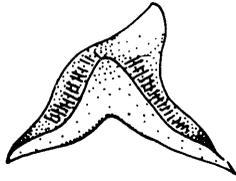


Anzeichen, daß der Schwazer Dolomit lateral durch Schiefer vertreten werden kann, sind keine vorhanden.

Stratigraphische und regionale Verbreitung nach O. H. WALLISER 1964  
(ergänzt von H. MOSTLER)

- Verbreitung beobachtet  
 .... Vereinzelttes Auftreten  
 + Auftreten von cf.-Formen

|   | Bereich I | celloni-Zone | amorphognathoides Z. | patula-Zone | Karnische Alpen | Saualpe | Grazer Paläozoikum | Eisenerzer Alpen | Kitzbühler Alpen |
|---|-----------|--------------|----------------------|-------------|-----------------|---------|--------------------|------------------|------------------|
| Ambalodus galerus                       |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Apsidognathus tuberculatus              |           | —            | —                    |             | /               | /       |                    |                  | /                |
| ?Carniodus carinthiacus                 |           | •            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Carniodus carnicus                      |           | •            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Carniodus carnulus                      |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Carniodus carnus                        |           | •••          | —                    |             | /               |         |                    |                  |                  |
| Carniodus eocarnicus                    |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Hadrognathus staurognathoides           |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Hindeodella sp.                         |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Ligonodina egregia                      |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Ligonodina salopia                      |           |              |                      | + +         | /               | /       | /                  | /                | /                |
| Lonchodina detorta                      |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Lonchodina fluegeli                     |           | +            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Lonchodina greilingi                    |           |              | +                    | —           | /               |         |                    |                  | /                |
| Neoprioniodus costatus costatus         |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Neoprioniodus excavatus                 |           | —            | —                    |             | /               | /       | /                  | /                | /                |
| Neoprioniodus planus                    |           | ••••••••     | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Neoprioniodus subcarnus                 |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Neoprioniodus triangularis tenuirameus  |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Neoprioniodus triangularis triangularis |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Ozarkodina adiutricis                   |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Ozarkodina gaertneri                    |           | —            | —                    |             | /               |         | /                  | /                | /                |
| Ozarkodina media                        |           | —            | —                    |             | /               | /       | /                  | /                | /                |
| Plectospathodus extensus                |           | ••••••••     | —                    |             | /               | /       | /                  | /                | /                |
| Pterospathodus amorphognathoides        |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Pygodus lyra                            |           | —            | —                    |             | /               | /       |                    |                  | /                |
| Roundya breviaolata                     |           | •            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Roundya caudata                         | +         | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Roundya detorta                         |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Roundya latialata                       |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| ?Roundya trichonodelloides              |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Spathognathodus celloni                 |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Spathognathodus inclinatus inclinatus   |           | —            | ••                   |             | /               | /       | /                  | /                | /                |
| Spathognathodus pennatus angulatus      |           | —            | —                    |             | /               |         |                    |                  | /                |
| Spathognathodus pennatus pennatus       |           | —            | —                    |             | /               |         | /                  | /                | /                |
| Spathognathodus pennatus procerus       |           | —            | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Synprioniodina silurica                 |           | ••••••••     | —                    |             | /               |         |                    | /                | /                |
| Trichonodella excavata                  | +••       | •••          | •••                  |             | /               | /       | /                  | /                | /                |



Abschließend sei noch ganz kurz auf die Ausbildung der höheren Wildschönauer z. T. Dientner Schiefer verwiesen. Aus hellen sandigen Ton-schiefern entwickeln sich unter allmählicher Aufnahme von dunklem Pigment (?Kohlenstoff) schwarze Schiefer. Sie sind fast durchwegs ärmer an sandigen Einschaltungen. Sind solche vorhanden, so handelt es sich maximal um 10 cm dicke Bänke ganz im Gegensatz zu den tieferen Wildschönauer Schiefen in denen zwischengeschaltete Sandsteinbänke bis 5 m mächtig werden können. Meist konform mit der starken Pigmentierung geht eine diffuse Kieselsäurebildung, die z. T. zu richtigen Kieselschiefern führen kann. Nach der Schwermineralführung Turmalin, Zirkon, Apatit und Rutil hat es den Anschein, daß das Liefergebiet im wesentlichen gleich blieb. Die Dientner Schiefer-Fazies im Kitzbühler Raum ist weitaus geringmächtiger (oft nur 10 m), als sie in der Umgebung des locus typicus Dienten ist (bis 200 m). Der von manchen Autoren (A. HAIDEN 1937b) bezweifelte Übergang von Pinzgauer Phylliten in Dientner Schiefer ist unbegründet. Abgesehen von den Beobachtungen des Verfassers beschreibt F. BAUER (1962:13) Aufschlüsse, wo sich die Dientner Schiefer aus grauen Grauwackenschiefern herausentwickeln.

#### 10) BEMERKUNGEN ZUR MIKROFAUNA

Anhand der Tabelle von O. H. WALLISER (1964:94) wurden die im Westabschnitt der Grauwackenzone nachgewiesenen Conodonten-Zonen bzw. Conodonten-Stufen des Silurs eingetragen (Abb. 24). Daraus geht hervor, daß das gesamte Silur bis auf den Conodonten-Bereich I\*) (=aller-tiefstes Llandovery bzw. Valentium) lückenlos speziell im Kitzbühler Raum in karbonatischer Entwicklung zur Ablagerung kam; darüber hinaus ohne Sedimentationsunterbrechung, in das tiefste Devon (woschmidt-Zone) überleitet.

Bezüglich der Silur/Devon-Grenzziehung hielt sich der Verfasser an die von O. H. WALLISER (1966:235) vorgeschlagene Grenze, wonach das Devon mit dem Auftreten von *Monograptus uniformis* PRIBYL definiert wird und den Vorteil hat, daß die woschmidt-Zone mit der zeitlichen Verbreitung der ebengenannten Graptolithenart übereinstimmt.

Mit dieser Grenzziehung durch den Nachweis der woschmidt-Zone (Schwazer Dolomit) läßt sich das Silur noch oben hin gegen das Devon faunistisch recht gut abgrenzen. Im Liegenden (zum Ordoviz) ist faunistisch bisher kein Anhaltspunkt für eine Abgrenzung zu finden, da Formen, wie sie O. H. WALLISER (1964) aus dem Conodontenbereich I beschreibt, fehlen. Inwieweit Formen (Zwei neue Gattungen), die als Vorläufer der monospezifischen Gattung *Apsidognathus* WALLISER\*\*) eventuell dem

---

\*) G. FLAJS (1966:50) weist auf die derzeit noch bestehenden Unklarheiten der Ordoviz/Silur-Grenze hin und schlägt zunächst eine Grenzziehung zwischen Bank 5 und 6 am Standardprofil (Cellonetta-Rinne, Karnische Alpen) vor.

\*\*) H. MOSTLER (1967c) Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbühler Alpen (im Druck).

Conodonten-Bereich I zuzuordnen wären, läßt sich bislang noch nicht eruieren.

Die celloni-Zone ist aus der Nördlichen Grauwackenzone bisher nur im Kitzbühler Raum nachgewiesen. (Siehe Abb. 25). Auffallend ist es, daß für die celloni-Zone nach G. FLAJS (1966) im Eisenerzer Raum jeder Hinweis fehlt, während sowohl der Conodonten-Bereich I im Liegenden als auch die amorphognathoides-Zone im Hangenden nachweisbar war. Möglicherweise fehlt die kalkige Entwicklung zu dieser Zeit in den Eisenerzer Alpen und wird von einer Kieselschieferfazies vertreten, vielleicht ist das Fehlen der celloni-Zone auch auf tektonische Ursachen zurückzuführen (?tektonische Heraushebung). Jedenfalls ist bisher die celloni-Zone nur aus den Karnischen Alpen und im Kitzbühler Raum nachgewiesen.

Während in einigen Profilen innerhalb der Grauwackenzone die celloni-Zone recht gut von der amorphognathoides-Zone abtrennbar ist, treten im Gebiet von Westendorf bezüglich der Grenzziehung Probleme auf. Im Profil Westendorf I ergab die Probe W13 folgende Fauna:

|   | erstmaliges Auftreten nach<br>O. H. WALLISER 1964                 |
|---|---|
| <i>Spathognathodus celloni</i>                    | celloni-Zone  |
| <i>Carniodus carnus</i>                           | celloni-Zone (selten)   |
| <i>Carniodus carnicus</i>                         | ?celloni-Zone   |
| ? <i>Carniodus carinthiacus</i>                   | ?celloni-Zone   |
| <i>Ozarkodina cf. gaertneri</i>                   | mögliche Übergangsformen*)<br>celloni-Z.-amorphognathoides-<br>Z. |
| <i>Pterospathodus cf. amorpho-<br/>gnathoides</i> |   |
| <i>Carnoides carnulus</i>                         | amorphognathoides-Zone  |
| <i>Neoprioniodus costatus costatus</i>            | amorphognathoides-Zone  |
| <i>Neoprioniodus triang. triang-<br/>ularis</i>   | amorphognathoides-Zone  |

Die Form *Ozarkodina cf. gaertneri* hat Anklänge an *Ozarkodina adiutricis*. Ganz allgemein läßt sich an den Exemplaren ein Trend von der *Ozarkodina adiutricis* mit weit ausgebuchteter Basalgrube auf der einen

\*) nach H. MOSTLER

Seite zu *Ozarkodina gaertneri* mit einer schon leichten Herauswölbung einer Plattform auf der anderen Seite beobachten. *Oz. cf. gaertneri* entspricht z. T. *Oz. exaff. Oz. adiutrix* WALLISER 1964.

Vom *Pterospathodus cf. amorphognathoides* waren bisher nur drei Exemplare zu finden,\*) sodaß eine nochmalige Bemusterung des Profils Westendorf I notwendig ist, um über die Natur der Grenze *celloni/ amorphognathoides*-Zone beitragen zu können.

Noch problematischer ist die Conodonten-Fauna aus dem Profil Westendorf II (siehe Abb.3).

| Proben-Nr. | Conodonten-Fauna Westendorf II   | erstmaliges Auftreten n. O. H. WALLISER 1964   |
|------------|--|--|
| M 8        | <i>Neoprioniodus costatus costatus</i>   | amorphognathoides-Zone   |
|            | <i>Pterospathodus cf. amorphognathoides</i><br><i>Spathognathodus cf. celloni</i>  | mögliche Übergangsformen <i>celloni</i> -amorphognathoides-Zone*)  |
|            | <i>Neoprioniodus triangularis tenuirameus</i><br><i>Ozarkodina adiutricis</i><br><i>Roundya brevia</i>   | <i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.   |
| M 7        | <i>Ambalodus galerus</i><br><i>Carniodus eocarnicus</i><br><i>Hindeodella sp. WALLISER 1964</i><br><i>Neoprioniodus planus</i><br><i>Neoprioniodus triang. tenuirameus</i><br><i>?Roundya trichonodelloides</i><br><i>Trichonodella cf. excavata</i> | <i>celloni</i> -Z.<br>höhere <i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>?celloni</i> -Z. |
| M 6        | <i>Neoprioniodus planus</i><br><i>?Roundya trichonodelloides</i><br><i>Synprioniodina silurica</i><br><i>Trichonodella cf. excavata</i>  | <i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>celloni</i> -Z.<br><i>?celloni</i> -Z.**)   |

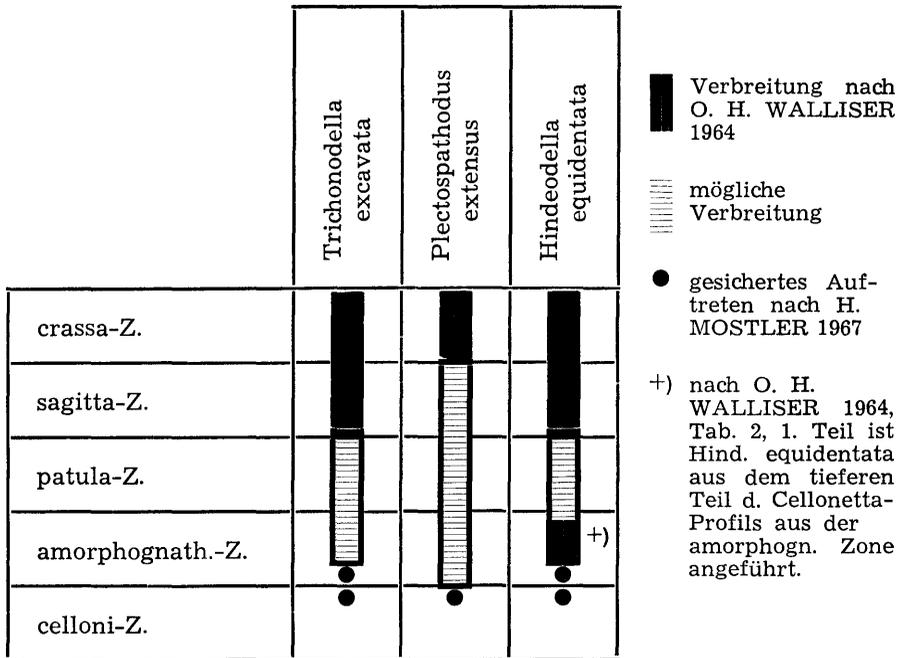
Abgesehen von der ähnlichen Situation wie in Westendorf I, mit möglichen hier auch an *Spathognathodus celloni* beobachtbaren Übergangsformen, ist vor allem das frühe Auftreten von *Trichonodella cf. excavata* auffallend. *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) leitet sich von der Ursprungsform *?Roundya trichonodelloides* nach O. H. WALLISER (1964:89) ab. Bei der als *Tr. cf. excavata* in der Faunenliste angeführten

\*) ein Exemplar aus dem Profil Westendorf II

\*\*\*) Vom Verfasser in Erwägung gezogenes erstmaliges Auftreten.

Form sieht man deutlich, wie die Basalgrube bereits stark auf den Hinterast übergreift, der zum Hauptzahn der *Tr. cf. excavata* wird. Vereinzelt kommen schon Formen vor, die von *Trichonodella excavata* nicht mehr unterscheidbar sind.

Mit *Trichonodella excavata* wären noch zwei weitere Formen zu erwähnen, die in der celloni-Zone nicht nur im Profil von Westendorf, sondern auch an der Lachtal-Grundalm, dort in Kieselkalken, vorkommen. Es sind dies *Hindeodella equidentata* und *Plectospathodus extensus*. Wenn auch bei Westendorf infolge der starken klastischen Einschüttung eine Mischfaunenbildung im Bereich der Möglichkeit steht, muß des innerhalb der Kieselkalkfazies vollkommen ausgeschlossen werden. Demnach glaubt der Verfasser mit einiger Berechtigung annehmen zu dürfen, daß die Formen *Tr. excavata*, *Pl. extensus* und *H. equidentata*, die zum Conodonten-Apparat H nach O. H. WALLISER (1964:14) gehören, bereits in der celloni-Zone einsetzen.



In den Eisenerzer Alpen ließen sich nach G. FLAJS (1966:54) ab der amorphognathoides-Zone dieselben Zonen bzw. Stufen nachweisen, wie in den Kitzbühler Alpen mit Ausnahme der siluricus-Zone, für die in den Kitzbühler Alpen keine Leitform gefunden werden konnten. Für die patula-, crassa-Zone und *crispus-latialis*-Stufe gibt es ganz analog, wie im Eisenerzer Raum, nur einen indirekten Nachweis (siehe H. MOSTLER 1966c:166).



Abb. 26



Abb. 28



Abb. 27



Abb. 29

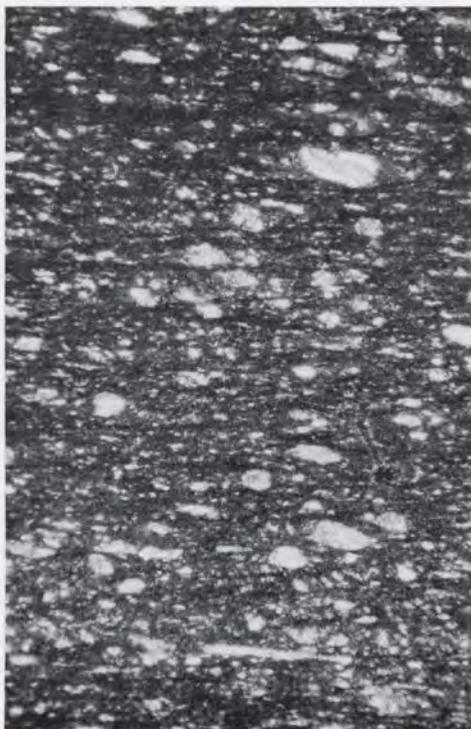


Abb. 30



Abb. 31



Abb. 32

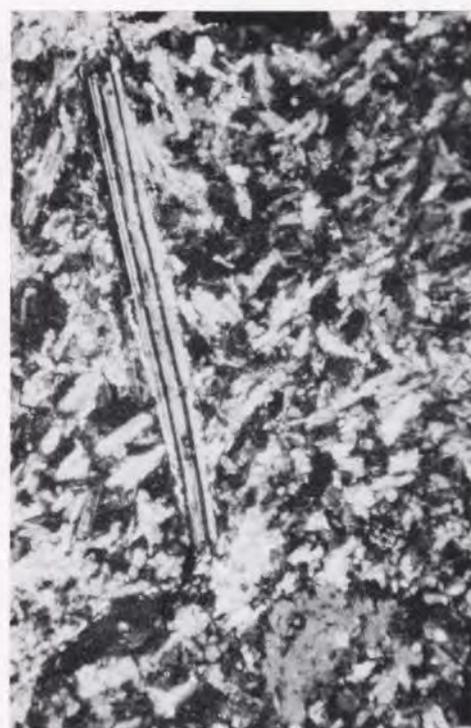


Abb. 33



Abb. 34

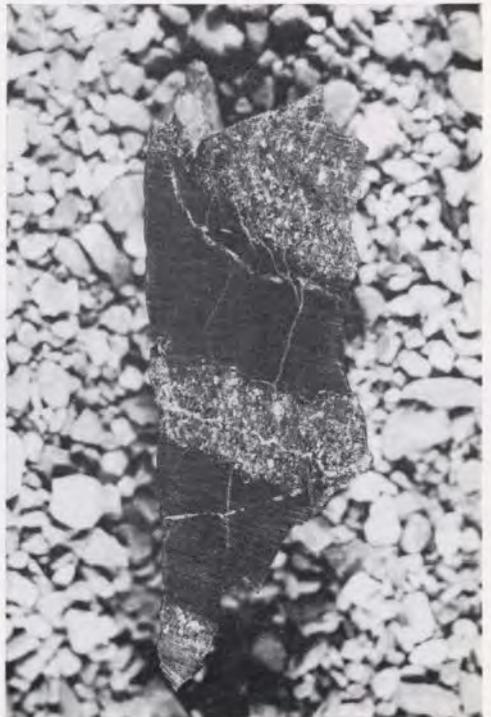


Abb. 35

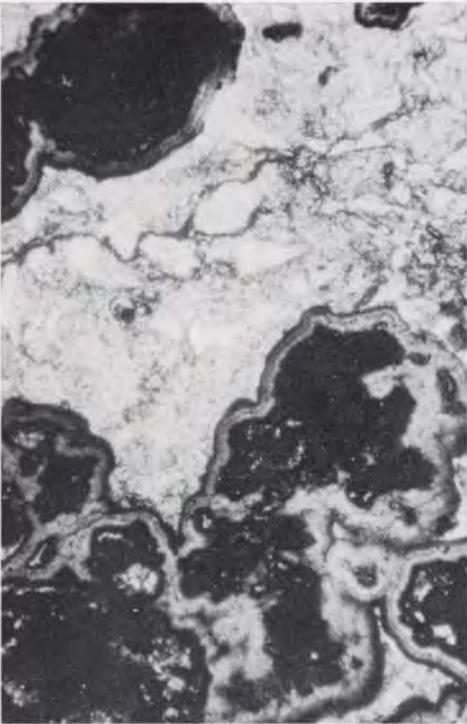


Abb. 36

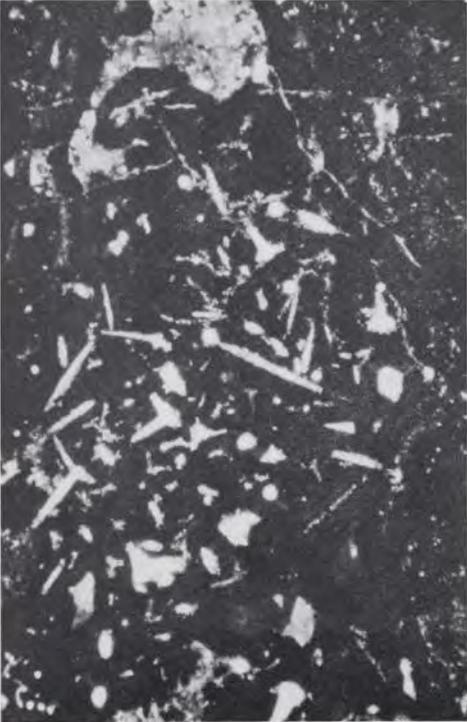


Abb. 37



Abb. 38

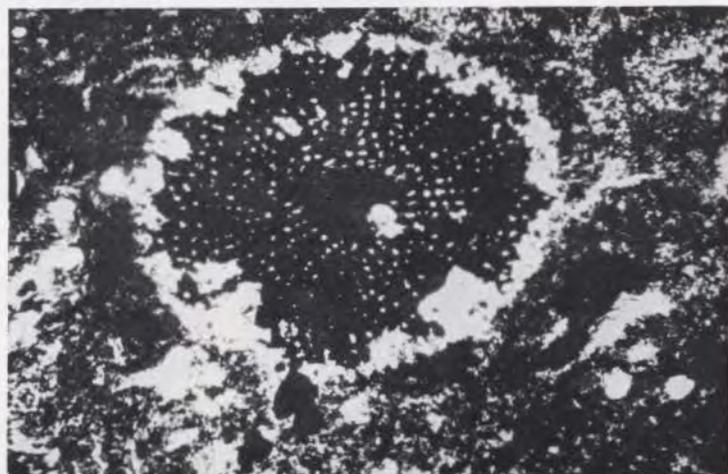


Abb. 39

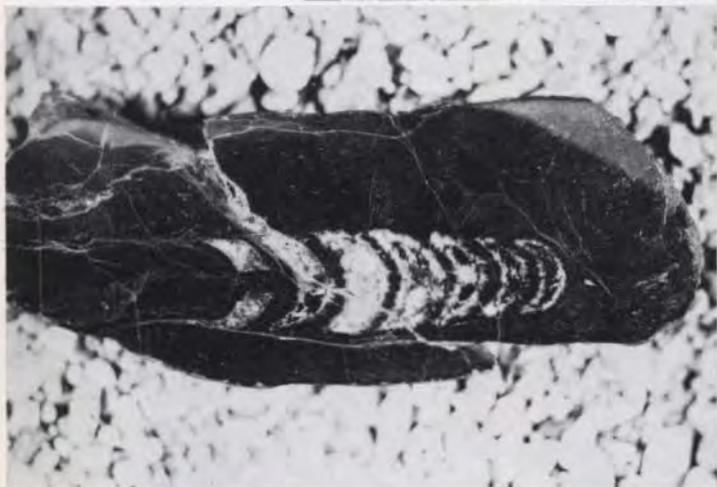


Abb. 40

Abschließend sei noch kurz auf einen Typus von Hütchenformen eingegangen, die bisher nur innerhalb der celloni-Zone beobachtet wurden und dort auch recht häufig vorkommen.

Auf einer breiten Basis, die zunächst meist steil hinaufzieht, entwickeln sich unter Herausbildung von schmalen Furchen drei zueinandergeneigte Köpfchen, die miteinander verschmelzen. Nach Dünnschliffuntersuchungen bestehen diese Hütchenformen, über deren systematische Zuordnung noch Unklarheit herrscht (vielleicht zu den Agnathen gehörend), aus Apatit. Die starke Pigmentierung verschleiert den Internbau sehr, sodaß nur selten eine Andeutung eines schichtigen Aufbaues erkennbar ist.

### 11) LITERATURNACHWEIS

- ANGEL, F.: Über die spilitisch-diabatische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1955, **48**; Wien 1955a.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. — Verh. Geol. B. A. Wien 1955b.
- ANGEL, F. & HANSELMAYER J. & LASKOVIC, F.: Drei Sonderfälle aus der Porphyroidmasse des Laming-Tales bei Bruck/Mur, Obersteiermark. — Min. Mitteil. Bl. Joanneum 1/2, Graz 1966.
- AIGNER, G.: Silurische Versteinerungen aus der Grauwackenzone bei Fieberbrunn in Tirol. — Verh. Geol. B. A. Wien 1930.
- AIGNER, G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn, Tirol, nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. — Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I, **140**, Wien 1931.
- ARAPOV, V. A. & V. N. TKACHEV: The upper paleozoic tufflavas and ignimbrites of Kuraminsky Ridge. — Tufflavas and Ignimbrites (a survey of Soviet studies). Elsevier, London 1966.
- ASH, S. R.: Bibliography and Index of Conodonts, 1949—1958. — micro-paleontology, **7**, New York 1961.
- BAUER, F.: Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Dientner Bach und Grieser Graben. — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck 1962.
- BISCHOFF, G. & D. SANNEMANN: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. — Not. Bl. Hess. LA. Bodenf., **86**, Wiesbaden 1958.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies no 3; Conodonts from the grassy creek shale of Missouri. — Mo. Univ. Studies **8**, 1933.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies 1,2. — Mo. Univ. **8**, Columbia 1933.
- BRAUSE, H.: Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. — Ber. Geol. Ges. DDR, **10**, Berlin 1965.

- BYKOVSKAYA, E. V. & V. K. ROTTMAN: Geologic position of ignimbrites in the different Far East volcanic zones. — Tufflavas and Ignimbrites (a survey of Soviet Studies). Elsevier, London 1966.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R. A. Bod.F. Zweigstelle Wien, 2, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl, 159, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — Geol. Rundsch. 39, 1951.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis zum Aflenzener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 42/43, Wien 1952.
- CAROZZI, A. V.: Microscopic Sedimentary Petrography. — John Wiley & Sons, Inc., New York 1960.
- CORRENS, C. W.: Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). — Mitt. Abt. f. Erz-, Salz- und Gesteinsmikroskopie, Preuss. Geol. L. A. Berlin 1924.
- CORRENS, C. W.: Einige Bemerkungen über die Entstehungsgeschichte der Lydite.—Nachr. Bl. f. Geol. etc., 2, Leipzig 1925.
- DUFTSCHMID-WILSER, W.: Probleme aus der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. — Zs. Dt. Geol. Ges., 82, Berlin 1930.
- EBERHADT, N. & H. MOSTLER: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Wien 1966.
- FAHLBUSCH, K.: Die Stellung der Conodontida im biologischen System. — Paläontographica, 123, Stuttgart 1964.
- FAY, R. O.: Catalogue of Conodonts. — Kansas Univ. Pal. Contr., Vertebrata, Art 3, 1952.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blassenecksporphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Unveröff. Diss. Univ. Graz 1966.
- FLAJS, G; FLÜGEL, H. & HASLER, St.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Wien 1963.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum von Österreich. — Mitt. Geol.Ges.Wien 56, Wien 1964.
- FLÜGEL, H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Celon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 13, 1965.

- FRIEDRICH, O. & I. PELTZMANN: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachenalm, Pinzgau. — Verh. Geol. B. A. Wien 1937.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. — Berg- u. Hm. Mh. **105**, Wien 1960.
- FRIZZELL, D. L. & H. EXLINE: Monograph of fossil holothurian Sclerites. Bull. Univ. Miss. Rolla, Missouri 1955.
- FUECHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle **12**, 1959.
- GAERTNER, H. R. v.: Geologie der zentralkarnischen Alpen. — Denksch. Österr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. **102**, Wien 1931.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Zs. Dt. Geol. Ges. **86**, Berlin 1934.
- HAAGE, R.: Zur Unterscheidung der petrographischen Begriffe „Kiesel-schiefer“ und „Lydite“. — Geologie, **15**, Berlin 1966.
- HAIDEN, A.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm in Pinzgau. — Verh. Geol. B. A. Wien 1936.
- HAIDEN, A.: Bericht über die Geologie der Dientner Berge. — Unveröff. MS (Geol. B. A., Wien). Salzburg 1937.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroid-horizonte im steirischen Erzberg. — Arch. f. Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen, **4**, Leoben 1966.
- HERITSCH, F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. — Abh. Geol. B. A. **23**, Wien 1929.
- HERITSCH, F.: Bemerkungen zur Notiz von A. HAIDEN über Silurversteinerungen von der Entachenalm. — Verh. Geol. B. A. Wien 1936.
- HERITSCH, F. & H.: Lydite und ähnliche Gesteine aus den Karnischen Alpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **34**, 1941.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — Jb. Geol. B. A. **79**, Wien 1929.
- HOLLMANN, R.: Subsolutionsfragmente. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **119**, Stuttgart 1964.
- HUCKENHOLZ, M. G.: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortsch. Min. **40**, 1963.
- KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (Nördl. Grauwackenzone) und seine Beziehung zu einigen Konglomeraten in den Tauern und den Westalpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien m.-n. Kl., Wien 1953.
- KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). — Verh. Geol. B. A. Wien 1954.

- KREBS, W.: Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. — Senck. leth. **45**, Frankfurt 1964.
- LINDSTRÖM, M.: Conodonts. — Elsevier Verl. 1964. London.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & R. N. GINSBURG: Classification and environmental significance of algal Stromatolites. — Journ. of Geol. **72**, 1964.
- LOACKER, H.: Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Zeller Furche und Grieser Graben. — Unveröff. Diss., Innsbruck 1962.
- MALZER, O.: Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). — Unveröff. Diss., Innsbruck 1964.
- MAUCHER, A.: Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. — Geol. Rundschau, **49**, Stuttgart 1960.
- MEISCHNER, K. D.: Allodapische Kalke Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. — Developments in Sedimentology, **3**, Turbidites. Elsevier, A'dam 1964.
- MEISCHNER, D. & SEILACHER, A.: Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — Geol. Rundsch. **54**, 1964, Stuttgart 1965.
- MOSTLER, H.: Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. — Verh. Geol. B. A. Wien 1964.
- MOSTLER, H.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Wien 1965 a.
- MOSTLER, H.: Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbühler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B. A. Wien 1965 b.
- MOSTLER, H.: Das Silur der Lachtalgrundalm. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Wien 1966 a.
- MOSTLER, H.: Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachenalm. — Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **54**, Innsbruck 1966 b.
- MOSTLER, H.: Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). — Verh. Geol. B. A. Wien 1966 c.
- MOSTLER, H.: Bericht über geologische Untersuchungen des Hahnenkamm-Pipelinetunnels (Tirol). — Unveröff. MS. Cu-Bergbau Mitterberg. 1966 d.
- MOSTLER, H.: Sedimentäre Blei-Zinkvererzung in den mittelpermischen „Schichten von Tregiovo“. — Mineralium deposita, **2**, Stuttgart 1966,e.
- MOSTLER, H.: Bericht 1965 über stratigraphische Untersuchungen auf Blatt Fieberbrunn (122/2). Verh. Geol. B. A. Wien 1967 a.
- MOSTLER, H.: Bemerkungen zur Geologie der Co-Ni-Lagerstätte Nöckelberg, Salzburg. — Arch. f. Lagerstätten i. d. Ostalpen. — Leoben 1967b.
- MOSTLER, H.: Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbühler Alpen (Tirol). — KÜHN-Festschrift Wien 1967c.

- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie, III., Vertebraten, Jena 1966.
- OHNESORGE, Th.: Das Devon und Silur in den Kitzbühler Alpen. — Verh. Geol. B. A. Wien 1905.
- OHNESORGE, Th.: Über Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel. — Verh. Geol. R. A. Wien 1909.
- OHNESORGE, Th.: Aufnahmsbericht über Blatt Kitzbühel—Zell a. See. — Verh. Geol. B. A. 1925, Wien 1926.
- PELTZMANN, I.: Zu den Graptolithen der Entachenalm. — Verh. Geol. B. A. Wien 1936.
- PHILIP, G. M.: Lower Devonian conodonts from the Buchan Group, Eastern Victoria. — Micropaleontology, **12**, New York 1966.
- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — Jb. Geol. B. A. **104**, Wien 1961.
- RHODES, F. H. P.: Some British Lower paleozoic conodont faunas. — Phil. Trans. Royal Soc. **237**, London 1953.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodonten-Stratigraphie und Tektonik des Seeberg-Sattel (Paläozoikum, Karawanken). — Max Richter-Festschrift, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SCHWARZ, A.: Die Natur des culmischen Kieselschiefers. — Abh. Senck. Naturf. Ges. **44**, Frankfurt 1928.
- SCHWARZ, A.: Untersuchungen über Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäuregesteinen mit klastischem Ursprung. — Senck. **11**, Frankfurt 1929.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rundschau, **20**, Berlin 1929.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) IV. (Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein-St. Paul und Bruckl).— Carinthia II, **152**, Klagenfurt 1962.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin 1935.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1. Stuttgart 1959.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. Stuttgart 1967.
- UNGER, H.: Geologische Untersuchungen im Bereich des Mitterberger Hauptganges. — Sympos. Internat. sui Giamenti minerari delle Alpi, Trento 1966.

- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. — Notizbl. hess. L. A. Bodenf. **85**, Wiesbaden 1957.
- WALLISER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (-Gotlandinums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — Sympos. Silur-Devon, Bonn—Bruxelles 1960, Stuttgart 1962.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abb. Hess. L. A. Bodenf. **41**, Wiesbaden 1964.
- WALLISER, O. H.: Die Silur/Devon-Grenze. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **125**, Festband Schindewolf, Stuttgart 1966.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zogensis-Kalk. — Notizbl. Hess., L. A. Bodenforsch., **84**, Wiesbaden 1956.