

# **Exkursion E7: Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See**

**HEINISCH, H. & SCHLAEGEL-BLAUT, P.**

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Lulsenstr. 37, D-8000  
München 2

## **1. Geologischer Überblick**

### **1.1 Einführung**

Der Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See beherbergt monotone siliciklastische Gesteine großer Mächtigkeit ("Wildschönauer Schiefer"). Darin treten Einschaltungen von basischen Magmatiten und sauren Vulkaniten (Porphyroide) auf. Im Nordteil des Arbeitsgebietes dominieren mächtige Karbonatgesteins-Abfolgen. Die Kitzbüheler Grauwackenzone ist schwachgradig metamorph (Grünschiefer-Fazies).

Tektonisch ist die Kitzbüheler Grauwackenzone dem Oberostalpin *sensu* TOLLMANN (1973) zuzurechnen. Sie wird im Norden winkeldiskordant von den permomesozoischen Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen überlagert (Abb. 1). Grundlegende geologische und conodontenstratigraphische Untersuchungen stammen von einer Innsbrucker Arbeitsgruppe (MOSTLER, 1968, 1970, 1984; MAVRIDIS & MOSTLER, 1970; COLINS et al., 1980). Die conodontenstratigraphischen Daten beschränkten sich naturgemäß auf das Verbreitungsgebiet der Karbonatgesteine im Norden, während der aus monotonen Wildschönauer Schiefem bestehende Hauptteil bisher als fossilieer galt ("Glemmtal-Einheit"). Diese monotonen Schiefererien wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme neu aufgenommen und detailliert stratigraphisch, petrographisch-sedimentologisch sowie geochemisch-vulkanologisch untersucht.

Wegen des guten Erhaltungszustandes der Gesteine, insbesondere auch der basischen und sauren Vulkanite, war die Kitzbüheler Grauwackenzone häufig Ausgangspunkt für geotektonische Hypothesen (Zusammenstellung vgl. HEINISCH, 1988). Die neu erarbeiteten Daten machen eine grundlegende Revision der bisherigen geotektonischen Konzepte notwendig. Die Exkursion soll einen kleinen Einblick in die vielschichtige Problematik geben und damit Gelegenheit zur Diskussion vor Ort ermöglichen. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen, insbesondere fehlen noch einige biostratigraphische Daten für die Konstruktion tektonischer Profile. Trotzdem ist in Abb. 1 die derzeit wahrscheinlichste Arbeitshypothese zum geologischen Großbau schematisch dargestellt.

### **1.2 Tektonische und stratigraphisch-fazielle Neugliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone**

Im Arbeitsgebiet wurden zwei tektonische Deckeneinheiten definiert, die sich auch in fazieller Hinsicht deutlich unterscheiden. Um Verwechslungen mit deckentektonischen Gliederungen früherer Bearbeiter zu vermeiden, wurden die Einheiten als Wildsee-

loder-Einheit und Glemmtal-Einheit benannt. Trennendes Element ist ein breiter tektonischer Schollenteppich, die Hochhörndler Schuppenzone (Abb.2). Am Südrand des Arbeitsgebietes wurde eine weitere tektonische Melangezone definiert, die Uttendorfer Schuppenzone. Diese bildet die Grenze zum Unterostalpin bzw. Penninikum.

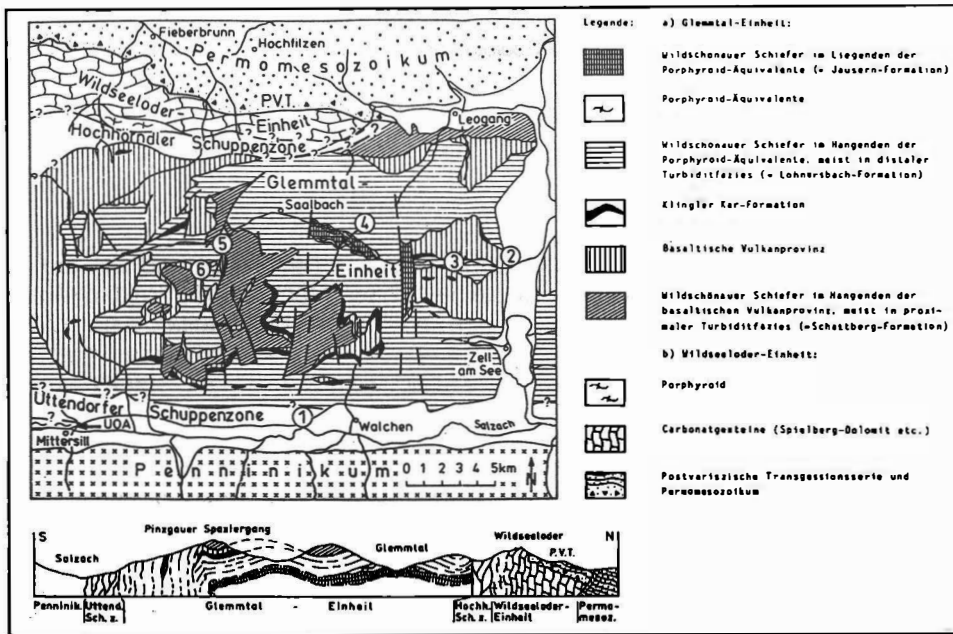
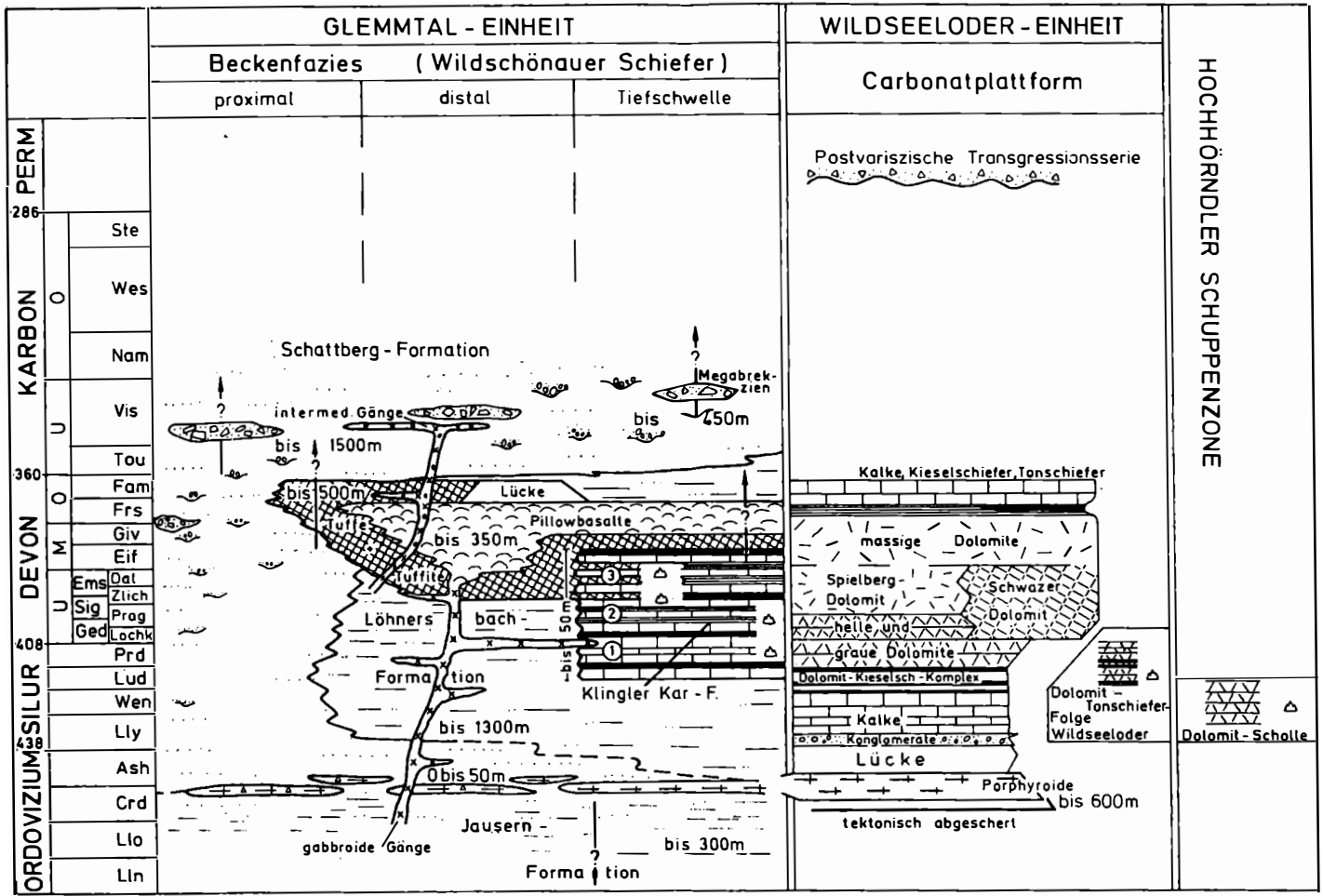


Abb. 1: Arbeitshypothese zum geologischen Großbau der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Paß Thurn und Zell am See. Stark generalisierte geologische Kartenskizze mit unmaßstäblichem 'Idealprofil'; UOA: Unterostalpin des Innsbrucker Quarzphyllits, Ziffern 1 bis 6: Exkursions-Haltepunkte.

Die Wildseeloder-Einheit umfaßt den Nordteil des Arbeitsgebietes und wird von der Postvariszischen Transgressionsserie überlagert (Abb. 1, 2). Im Oberordovizium treten hier mächtige Porphyroide auf, die als subaerische Ignimbrite abgelagert wurden (vgl. Kap. 1.5). Ihre primäre Unterlage ist tektonisch abgeschert. Auf dieser Porphyroplattform entwickelt sich im Silur und Devon die bereits durch frühere Bearbeiter ausführlich untersuchte Karbonatplattform mit Flachwasserdolomiten und Riffgesteinen.

Abb. 2: Stratigraphisch-fazielle Neugliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone; Stratigraphie der Wildseeloder-Einheit unter Einbeziehung von Literaturdaten (SCHÖNLAUB, 1979), Zeitskala nach HARLAND et al. (1982); lithologische Gliederung innerhalb der Klinger Kar-Formation: 1 Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge, 2 Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge, 3 Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge.



Die Glemmtal-Einheit beinhaltet im wesentlichen mächtige Sequenzen siliciklastischer Wildschönauer Schiefer. Hinzu treten geringmächtige, pelagische Karbonat- und Lyditfolgen. Aller Wahrscheinlichkeit nach zeitgleich mit den Ignimbriten der Wildseeloder-Einheit tritt auch hier Porphyrmaterial auf, jedoch in Form geringmächtiger, umgelagerter Vulkanoklastika. Der basische Magmatismus ist ein weiteres wesentliches Merkmal der Glemmtal-Einheit.

Pauschal läßt sich also die Plattform-Fazies der Wildseeloder-Einheit einer Beckenfazies in der Glemmtal-Einheit gegenüberstellen. Die neuen stratigraphischen Daten (HEINISCH et al., 1987) zeigen, daß entgegen der bisherigen Annahme der Hauptteil der Wildschönauer Schiefer nicht das stratigraphisch Liegende der Porphyroide und der Karbonatplattform darstellt. Die Abfolgen der Glemmtal-Einheit sind zeitgleich und paläogeographisch benachbart entstanden (Abb. 2).

Innerhalb der Glemmtal-Einheit war es möglich, nach faziellen Kriterien drei Teilräume abzugrenzen:

- Die Schattberg-Formation als Zone proximaler Turbiditsequenzen mit großen Sedimentmächtigkeiten
- Die Löhnersbach-Formation als Zone distaler Turbiditsequenzen mit ebenfalls großen Sedimentmächtigkeiten
- Die Klingler Kar-Formation als pelagische Tiefschwelle mit geringmächtigen Karbonat-Lydit-Abfolgen.

Der basaltische Vulkanismus stellt nach den wenigen bisher biostratigraphisch datierten Profilen (HEINISCH et al., 1987) ein relativ kurzzeitiges Ereignis dar. Die vulkanische Fazies greift lateral über die drei Fazies-Teilräume hinweg und beendet die Existenz der Tiefschwellen-Fazies. Damit kommt den basischen Vulkaniten innerhalb der fazies-heteropen Glemmtal-Einheit die wichtige Bedeutung einer Zeitmarke zu. Im Gegensatz zur bisher geltenden Auffassung hat der basische Vulkanismus dort, wo er zweifelsfrei datiert werden konnte, ein devonisches Alter.

### **1.3 Sedimentologische Merkmale der Wildschönauer Schiefer**

Hinter dem Begriff "Wildschönauer Schiefer" verbirgt sich eine monotone Wechselfolge aus schwachgradig metamorphen Tonschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen. Trotz mehrfacher Schieferung und Verscherung finden sich lokal sedimentäre Reliktgefüge (rhythmische Bänderungen, Gradierungen, Rippel-Schrägschichtungen, Laminationen, convolute bedding). Gelegentlich sind auch komplett oder teilweise erhaltene BOUMA-Zyklen rekonstruierbar (MIDDLETON & HAMPTON, 1973).

Damit lassen sich Turbidit-Mechanismen zur sedimentologischen Deutung der mehrere 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefer heranziehen. Mit Hilfe des klassischen Gliederungsschemas nach WALKER & MUTTI (1973) konnten die Hauptverbreitungsgebiete proximaler und distaler Turbiditfazies auskartiert werden (Mengenverhältnis Sand/Ton, Bankmächtigkeiten, Abb. 3). Diese Faziestypen verzahnen engräumig miteinander und sind in erster Linie als diachron aufzufassen. Allerdings zeichnet sich innerhalb der Gesamtsequenz recht deutlich ein "coarsening upwards" ab, im Zuge dessen die proximale Turbiditfazies alle übrigen Faziesräume der Glemmtal-Einheit überwältigt (Abb. 2).

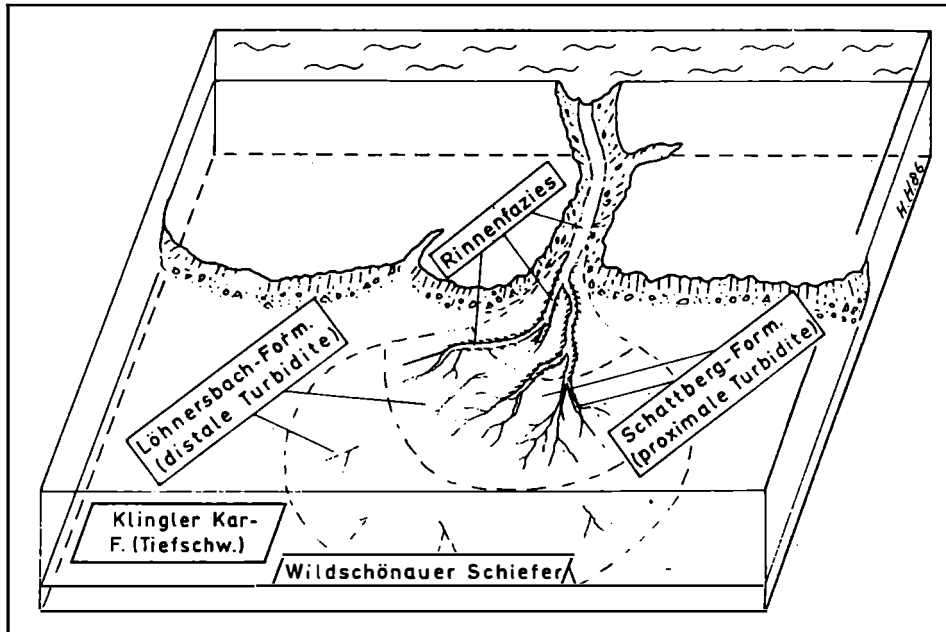


Abb. 3: Sedimentologische Interpretation der Wildschönauer Schiefer als Produkte proximaler und distaler Turbidite, abgelagert auf marinen Rinnenfächern.

Als weitere Besonderheiten fanden sich konkordante Einschaltungen von Mikrokonglomeraten, Konglomeraten und Brekzien. Die Aufschlußgeometrie dieser extrem seltenen Grobklastika ließ ihre Interpretation als Rinnensedimente zu. Daneben treten Megabrekzienkörper auf, die nicht den Charakter rinnengeführter Sedimente haben. Es handelt sich hierbei um syndementäre, olistolithische Rutschbrekzien. Die geröllanalytische Auswertung ergab ein außerordentlich buntes, lagenweise stark variierendes Geröllspektrum (HEINISCH, 1986). Einerseits treten Komponenten auf, die aus dem Faziesraum der Glemmtal-Einheit selbst bekannt sind (Sandsteine, Siltsteine, Tonschiefer, Lydite, Basaltlaven, Vulkaniklastika, Ganggesteine). Dies belegt Resedimentationsvorgänge, verknüpft mit syndementärer Tektonik. Andere Brekzienkörper enthalten exotische Komponenten (Granatgneise, Granat-Hornblendegneise, Amphibolite, Hornblendite, Quarzite, Serizitgneise, Granitoide). Damit ist als distributive Provinz ein metamorph zoniertes, von Plutonen durchsetztes Kontinentgebiet nachweisbar, das offensichtlich tiefgründig erodiert wurde.

Die Auswertung der Sandsteinpetrographie ergab ein vollkommen analoges Ergebnis. Die Sandsteine liegen überwiegend im Feld der Subgrauwacken. Bei Anwendung von Klassifikationsdiagrammen nach DICKINSON & SUCZEK (1979) zeigt sich eindeutig als distributive Provinz ein kontinentales Hinterland. Vulkanische Inselbögen lassen sich als Liefergebiet ausschließen. Für die Fazies der Wildschönauer Schiefer ergibt sich somit das Bild kleinräumig untereinander verzahnender, mariner Rinnenfächer mit distalen und proximalen Anteilen. Die genannten gröber klastischen Einschaltungen sind als channel fills im proximalen Teil der Fächersysteme zu verstehen. Die Kitzbüheler Grauwackenzone nahm also über lange erdgeschichtliche Zeiträume die Position eines Randbeckens in Nachbarschaft eines Kontinents ein, aus dem über

Trübestrom-Mechanismen und Canyonsysteme große Mengen von Detritus angeliefert wurden.

#### **1.4 Die Bedeutung der Klingler Kar-Formation**

Lateral neben den Bereichen, die von den Turbiditen der Wildschönauer Schiefer beherrscht wurden, existierte ab dem Obersilur bis etwa in das Mitteldevon eine Tiefschwelle. Auf dieser wurden kondensierte Cephalopodenkalke, Mergelfolgen, Tonschiefer, Lydite und Schwarzschiefer abgelagert. Die Mächtigkeiten erreichen maximal 50 m. Durch die Verfolgung dieses conodontenführenden, lithologisch markanten Leithorizontes gelang eine grobe stratigraphische Untergliederung der Gesamtfolgen (HEINISCH et al., 1987). Im Hangenden verzahnen dünne fossilführende Karbonatbänke mit basischen Vulkaniten, weshalb das Einsetzen des basischen Vulkanismus relativ genau mit höchstem Unterdevon angegeben werden kann. Offen bleibt bisher seine stratigraphische Obergrenze. Das in der Literatur angenommene tiefordovizische Alter konnte nicht bestätigt werden.

#### **1.5 Die Bedeutung des sauren Vulkanismus**

Aufgrund lithologischer Vergleiche mit dem Steirischen Blasseneck-Porphyroide ist für die Porphyroide des Arbeitsgebietes ein oberordovizisches Alter anzunehmen (SCHÖNLAUB, 1979). Direkte stratigraphische Datierungen waren in der Kitzbüheler Grauwackenzone bisher nicht möglich. Nur die Porphyroide überschreiten die fundamentale Fazies- und Deckengrenze zwischen Wildseeloder- und Glemmtal-Einheit (Abb. 2), allerdings sind zwei faziell völlig verschiedene Ausbildungen zu unterscheiden.

In der Wildseeloder-Einheit treten bis 600 m mächtige Ignimbritstapel auf. Es fehlen Sedimentzwischenschaltungen, die Abfolgen sind durchgehend verschweißt. Eine Vielzahl vulkanologischer Detailbeobachtungen belegt die Ignimbritnatur dieser Abfolgen (HEINISCH, 1981; MOSTLER, 1984). Eine subaerische Platznahme der Ignimbrite ist sehr wahrscheinlich. Beim Vergleich mit rezent beobachteten Ignimbritsequenzen (FISHER & SCHMINCKE, 1984) ließe sich allenfalls die Alternative einer Förderposition in einem epikontinentalen Flachmeer diskutieren. Dadurch ergibt sich ein weiteres Indiz für die Existenz eines Kontinentgebietes.

Die Porphyroide der Glemmtal-Einheit liegen innerhalb klastischer, mariner Sedimente. Hier umfaßt der vulkanogen beeinflusste Bereich wenige Zehnermeter oder Dezimeter Mächtigkeit. Es dominieren vulkanogene Grauwacken, die intensiv mit terrigen-detritischem Material wechsellagern. Diese Porphyräquivalente sind als allochthoner Abtragungsschutt der Porphyrplattformen zu interpretieren, der über Turbiditmechanismen in das Sedimentbecken gelangte (HEINISCH, 1986).

Die geochemische Untersuchung der Porphyroide zeigte für die Kitzbüheler Grauwackenzone ausschließlich Rhyolith- und Alkalirhyolith-Chemie (HEINISCH, 1981). Diese Gesteine lassen sich daher nicht als Beleg für ein kalkalkalisches Inselbogensystem verwenden.

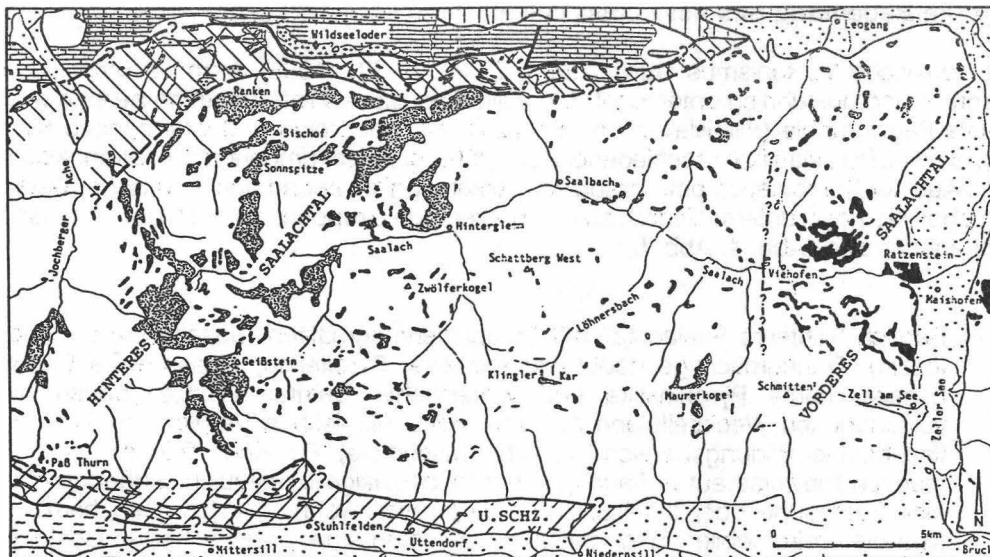


Abb. 4: Verbreitung der basischen Magmatite zwischen Paß Thurn und Zell am See, Konturen nach OHNESORGE et al. (1935). Tektonischer Großbau siehe Abb. 1, Gliederung der basischen Magmatite in zwei Regionen: a) Vorderes Saalachtal: Basalte, gabbroide und dioritische Lagergänge (schwarz); b) Hinteres Saalachtal: Basalte, Vulkaniklastika, gabbroide Lagergänge und Pyroxenite (Punktraster).

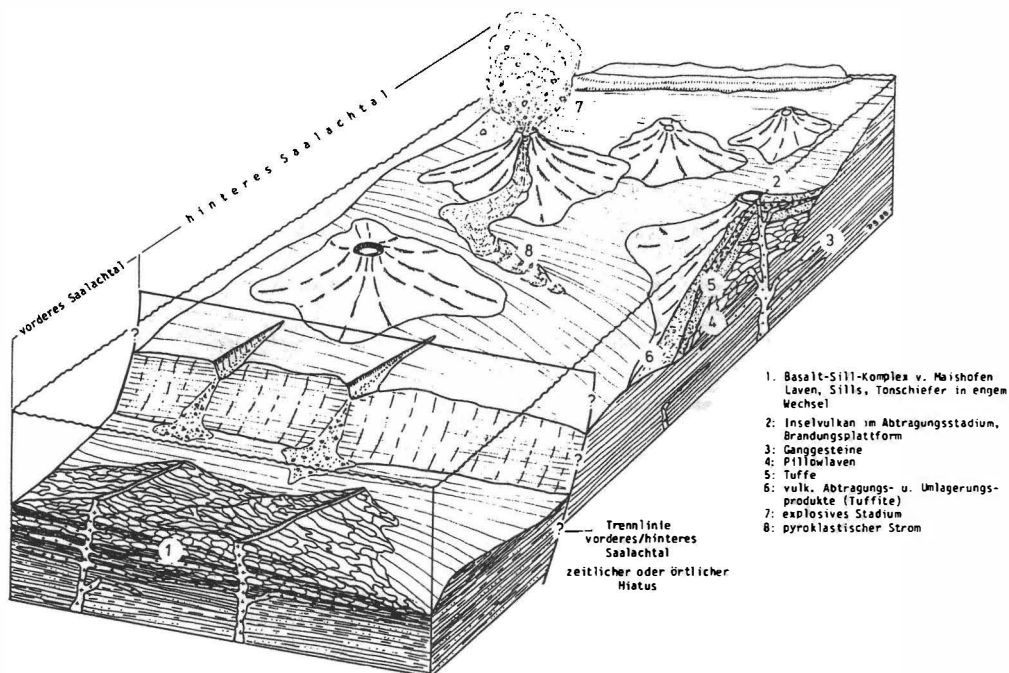


Abb. 5: Vulkanologische Interpretation der innerhalb der basaltischen Vulkanprovinz unterscheidbaren Faziesräume.

## 1.6 Die Bedeutung des basischen Vulkanismus

Der basische Vulkanismus wurde durch SCHLAEGEL (1988) erstmals umfassend beprobt und ausführlich untersucht. Die vulkanologische Profilaufnahme belegte eine bunte Petrographie (Pillowlaven und Schichtlaven, gabbroide und intermediäre Sills, Pyroxenite, Pyroklastika verschiedener Korngröße, gravitativ umgelagerte Vulkanoklastika). Aus der Kombination petrographisch-vulkanologischer und geochemischer Daten ergeben sich zwei unterschiedlich zu interpretierende Gruppen, die auch geographisch abtrennbar sind (Abb. 4, Abb. 5):

- a) Bereich "Hinteres Saalachtal" mit Intraplattenmagmatiten (Basalte Ozeanischer Inseln): Geringmächtige gabbroide Intrusiva, Pyroxenite, blasenreiche Pillowbasalte, bunte Pyroklastika und vulkanischer Detritus (Tuffite) bauen die vulkanogenen Wechselfolgen auf. Aus vulkanologischen Vergleichen folgt ein flachmariner Bildungsbereich (< 500 m Wassertiefe). Für einen Teil der Abfolgen machen Hinweise auf Auftauchphasen (hochblasige Bimsfetzen, Strandgerölle) eine Seamount- oder Inselvulkan-Förderposition wahrscheinlich. Geochemisch sind die an immobilen inkompatiblen Elementen stark angereicherten Gesteine als "transitional basalts" bzw. Alkalibasalte mit einer geotektonischen Intraplatten-Position ausgewiesen. Diese Abfolgen werden als vulkanische Hochzonen bzw. temporäre Inseln im flachmarinen Bereich nahe eines passiven Kontinentalrandes interpretiert. Dieser Gruppe gehört der überwiegende Teil der basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauackenzonen an. Auf diese Gruppe bezieht sich auch die biostratigraphische Datierung (Devon).

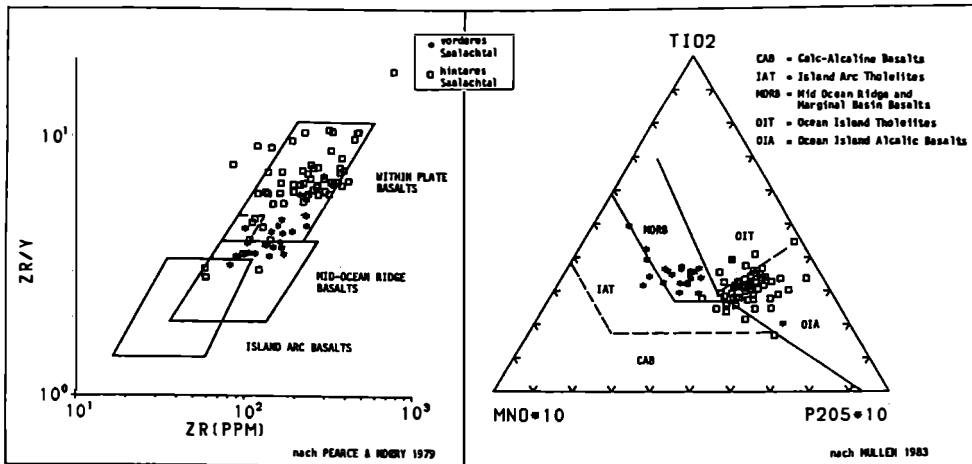


Abb. 6: Geotektonische Position der basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauackenzonen, am Beispiel der Basaltlaven. Die Proben 'vorderes Saalachtal' zeigen vorwiegend die Eigenschaften von Basalten mittelozeanischer Rücken, die Proben 'hinteres Saalachtal' sind als Intraplatten-Basalte bzw. Basalte Ozeanischer Inseln ausgewiesen.



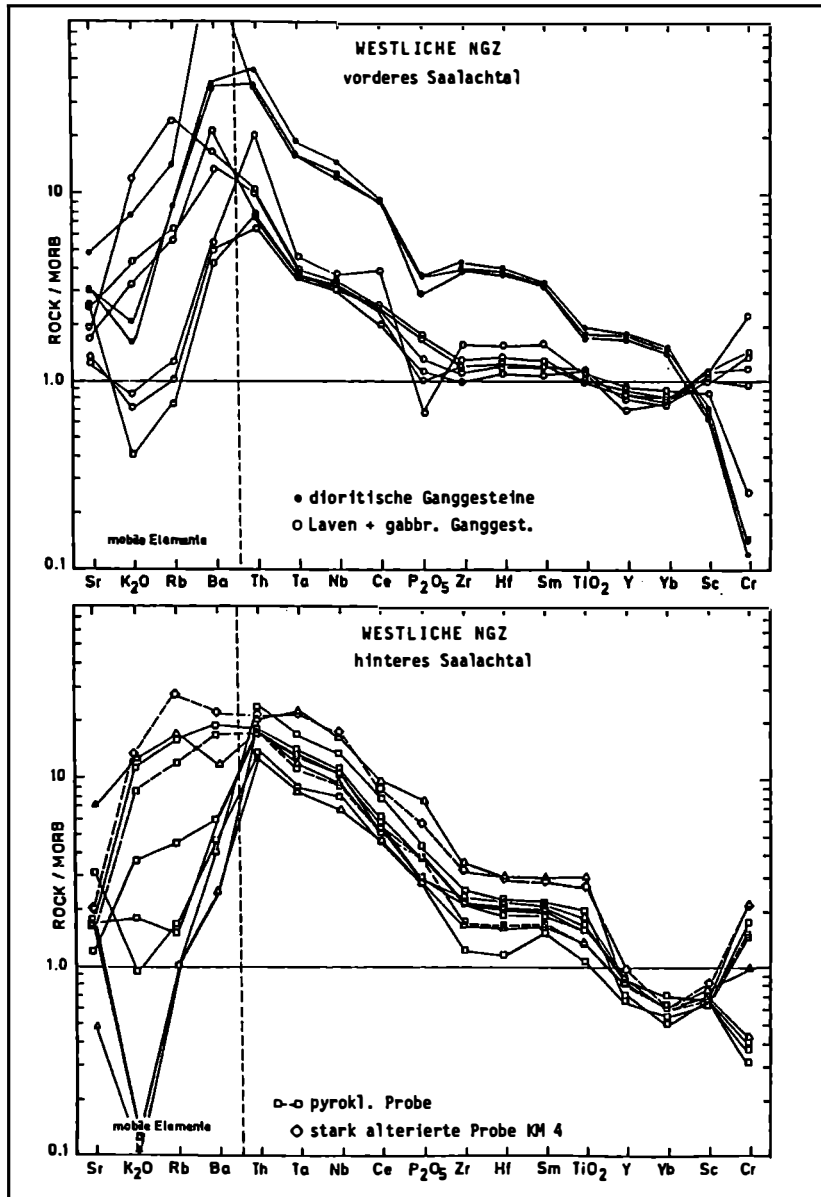


Abb. 7: MORB-normierte Elementverteilungsmuster der Proben aus der Kitzbüheler Grauwackenzone (Normierung nach PEARCE, 1982).

- b) Bereich "Vorderes Saalachtal" (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) mit Tholeiiten eines "marginal basin": Im Bereich um Viehhofen-Maishofen tritt eine Sonderentwicklung in Form von blasenarmen Pillow- und Schichtlaven im engen Verband mit gabbroiden Lagergängen auf. Zusätzlich finden sich intermediäre Ganggesteine in stratigraphisch noch ungesicherter Position. Zeugen eines explosiven Vulkanismus fehlen völlig. Die Abfolgen werden daher größeren Wassertiefen

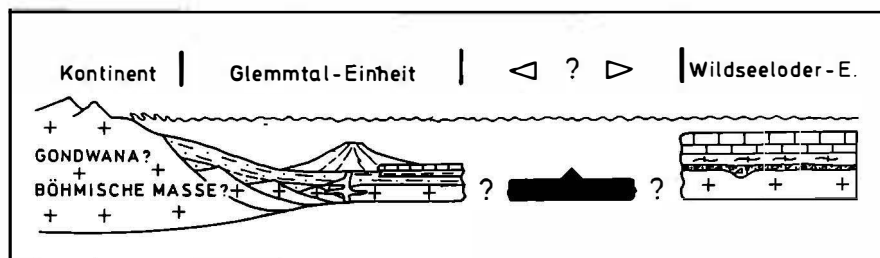
zugeordnet. Die Gesteine zeigen einen vorwiegend tholeiitischen Chemismus und eine weniger starke Anreicherung an immobilen inkompatiblen Elementen (Abb. 6, 7). Aus der Gesamtheit der Merkmale werden ein Riftsystem innerhalb eines marginal basin bzw. Bildungen einer Ozeanischen Plattform diskutiert (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Aus geologischen Gründen (Kartierung) wird angenommen, daß die Gesteine des vorderen Saalachtals einer jüngeren erdgeschichtlichen Epoche zuzuordnen sind (Karbon??).

Diese Daten widerlegen einen Großteil der in der Literatur vorzufindenden geotektonischen Hypothesen. Die basischen Magmatite der Kitzbüheler Grauwackenzone wurden nicht an einem aktiven Plattenrand gebildet. Weder die Existenz eines voll entwickelten Mittelozeanischen Rückens noch ordovizische Subduktionsprozesse sind zu belegen. Der basische Vulkanismus stellt sich als weitgehend horizontgebundenes, eigenständiges geotektonisches Ereignis dar.

### 1.7 Geotektonisches Modell

Wesentlich am neuen geotektonischen Konzept ist der Nachweis eines über lange erdgeschichtliche Zeiträume stabilen, passiven Kontinentalrandes. Recht eindeutig läßt sich hierbei die enge paläogeographische Nachbarschaft der Faziesräume innerhalb der Glemmtal-Einheit untereinander und zu einem kontinentalen Liefergebiet belegen. Unklar bleibt der Abstand zur Karbonatplattform (Abb. 8). Damit ist auch die Bedeutung der tektonischen Schollenzzone (Hochhörndler Schuppenzone) offen, die heute Wildseeloder-Einheit und Glemmtal-Einheit trennt. Die Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone sind nicht als ozeanische Sedimente eines paläozoischen Ozeanbodens interpretierbar.

Damit bleibt der Verlauf einer hypothetischen Proto-Tethys-Sutur offen, ebenso wie der genaue Zeitpunkt von Beginn und Ende der Sedimentation in den Faziesräumen, mangels genügend dichter stratigraphischer Informationen. Für den beschriebenen Zeitraum gibt es keinerlei Hinweise auf Einengungstektonik (Faltung, Detachment, Deckenstapelung) oder die Ausbildung von Akkretionsprismen. Altpaläozoische Subduktionsvorgänge bzw. eine kaledonische Kollisions-Orogenese im Sinne von FRISCH et al. (1984) sind daher für die Kitzbüheler Grauwackenzone nicht zu belegen.



**Abb. 8:** Schemabild der paläogeographischen Gesamtsituation: Die Glemmtal-Einheit bildet einen passiven Kontinentalrand mit proximalen und distalen Rinnenfächer-Sedimenten, einer landferneren Tiefschwelle und faziesübergreifendem basischem Vulkanismus. Die Karbonatplattform der Wildseeloder-Einheit zeigt kaum paläogeographische Beziehungen zur Glemmtal-Einheit. Es lassen sich derzeit weder die geographische Paläo-Position noch die Orientierung der Schemaskizze angeben.

Bei vorsichtiger Interpretation der lückenhaften neuen Datenbasis aus der Kitzbüheler Grauwackenzone zeichnet sich eine Dreiteilung der geotektonischen Entwicklung ab:

- Zerschneiden eines bereits prä-oberordovizisch kratonisierten Basements
- Ausbildung eines über lange Zeitabschnitte des Paläozoikums stabilen, passiven Kontinentalrands
- Spätere Umgestaltung des Ablagerungsraumes zu einem orogenen Flyschbecken im Zusammenhang mit der variszischen Plattenkonvergenz und Kollision.

Beim Versuch, das neu erkannte Bruchstück eines paläozoischen Kontinentalrands einem bestimmten Kontinent zuzuweisen, kann man, den klassischen paläogeographischen Skizzen folgend, eine Position am Südrand der Böhmisches Masse als Bestandteil des europäischen Kontinents vorsehen (SCHÖNLAUB, 1979). In paläomagnetischen Weltkarten des Paläozoikums werden Ostalpin und Dinariden alternativ nördlich der Proto-Tethys-Sutur (KASANEWICH et al., 1978) oder südlich der Proto-Tethys-Sutur angeordnet (SMITH et al., 1982).

## **2. Haltepunkte**

Route: Neukirchen - Salzachtal-Bundesstraße - Zell am See - Maishofen - Glemmtal-Bundesstraße - Jausern - Schwarzachengraben - Zwölferkogel bei Hinterglemm und zurück.

### **2.1 Straßenaufschlüsse entlang der Salzachtal-Bundesstraße**

Zwischen Mittersill und Niedernsill streichen vertikalgestellte Abfolgen spitzwinklig auf das Salzachtal zu. Diese komplex gebaute Zone wurde als Uttendorfer Schuppenzone benannt. Ein deutlicher Metamorphoseanstieg fällt mit einem hohen Grad an duktiler und bruchhafter Durchbewegung zusammen. Es handelt sich um eine tektonische Melangezone aus höher metamorphen Äquivalenten der Grauwackenzone (Phyllite, Metasandsteine), Bändergneisen, Plagioklasgneisen (biotit- und z.T. granatführend), Glimmerschiefern, Kalkglimmerschiefern, Serizitquarziten, Kalkphylliten, Schwarzphylliten, Dolomit-Marmoren, Kalkmarmoren, Prasiniten, Chloritschiefern. Bedingt durch Kompetenzkontrast ist eine typische Block-in-Matrix-Struktur ausgebildet. Die Matrix besteht aus Phylliten, Phylloniten und Myloniten.

Die genetische Deutung ist offen. Der Übergang zur Nördlichen Grauwackenzone vollzieht sich kontinuierlich. Die Problematik der Grenzziehung zum sog. "Unterostalpin des Innsbrucker Quarzphyllits" wird derzeit untersucht. Vermutlich handelt es sich bei der Uttendorfer Schuppenzone um ein Nord-Äquivalent der Matreier Zone (Grenze Ostalpin/Penninikum).

### **2.2 Maishofen - Steinbruch Ratzenstein**

Der aufgelassene Steinbruch befindet sich gut sichtbar (hinter Sägewerk) am Fuße des "Ratzenstein", 1,5 km NW Maishofen, Höhe 770 m.

Das Profil (Abb. 9) stellt einen typischen Schnitt durch die Basaltabfolgen des vorderen Saalachtals (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) dar. Die ca. 130 m mächtige Abfolge besteht aus einem Wechsel von blasenarmen Pillow- und Schichtlaven. Gabbroide

Lagergänge und ein Tonschieferhorizont sind eingeschaltet. Im mittleren Pillow-basaltstapel finden sich cm-mächtige Karbonatbändchen und karbonatische Zwickelfüllungen. Conodonten ließen sich bisher nicht isolieren. Das Liegende der Basalt-abfolge ist nicht aufgeschlossen.

Die Gesteine sind in der Regel einsprenglingsarm bis aphyrisch, mit sehr kleinen Phänokristallen aus Klinopyroxen und Plagioklas. Häufig überwiegt Plagioklas, wie es für Basalte mit geringen Gehalten an inkompatiblen Elementen typisch ist ("N-type" MORB; BRYAN, 1983).

Geochemisch ist die Abfolge zweigeteilt. Der Wechsel ist durch eine sprunghafte Zunahme des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts (im Hangendteil  $>53$  Gew.-%  $\text{SiO}_2$ , basaltische Andesite) und Abnahme des MgO- und Cr-Gehalts gekennzeichnet. An der Morphologie oder petrographischen Zusammensetzung der Laven läßt sich dieser geochemische Unterschied nicht nachvollziehen. Im Unterschied zu Profilen aus dem hinteren Saalachtal weisen die Basalte des Ratzenstein geringere Gehalte an  $\text{TiO}_2$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  auf, was sie geochemisch als Tholeiite ausweist. Die eingeschalteten feinkörnigen gabbroiden Lagergänge (Dolerite) unterscheiden sich chemisch nicht eindeutig von den Laven und sind daher einem gemeinsamen Ausgangsmagma zuzurechnen.

Der Wechsel von tholeiitischen, teilweise  $\text{SiO}_2$ -reichen Pillow- und Schichtlaven, gabbroiden Lagergängen und geringmächtigen Tonschieferhorizonten im Profil "Ratzenstein" ist typisch für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen (Teilgebiet "vorderes Saalachtal"). Die Art der Sequenz weist auf unregelmäßige Förderraten und Ruhephasen hin. Das Fehlen eines explosiven Vulkanismus kann als Hinweis auf eine Bildung in großer Wassertiefe gewertet werden. Die Interpretation der Basalte des vorderen Saalachtals als typische MORB's (MOSTLER, 1984) läßt sich nicht nachvollziehen. Übereinstimmung herrscht hinsichtlich der genetischen Interpretation als Bildungen tieferen Wassers.

### **2.3 Glemmtal-Bundesstraße - Wh. Glemmtaler Hof**

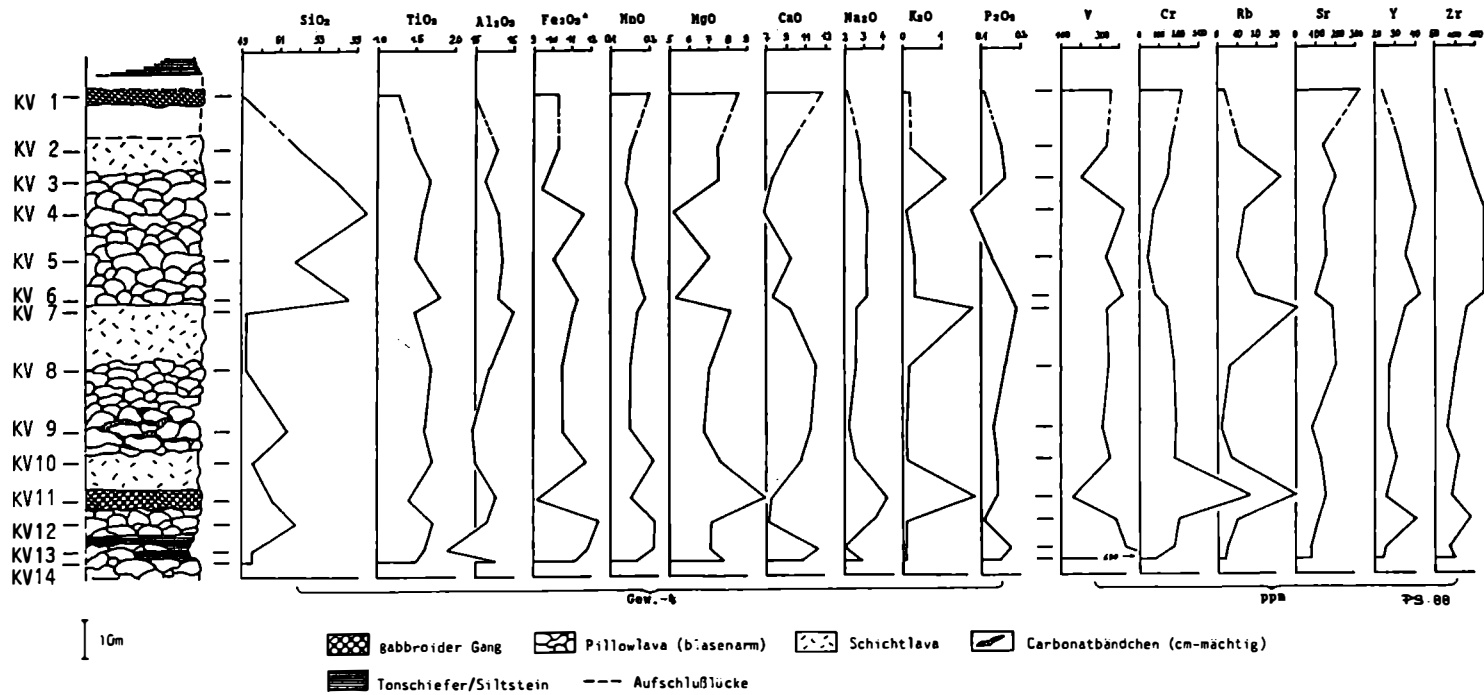
Der Aufschluß befindet sich ca. 200 m NW Gasthof Glemmerhof im Saalachtal, in der nördlichen Hangkante oberhalb zweier Bauernhäuser, erkennbar an frischer Abrißnische, Höhe 840 m. Es handelt sich um eine Metabrekzie mit sehr geringem Matrixanteil. Die bis zu mehrere Dezimeter großen Fragmente stützen sich aufeinander ab. Sie haben Phacoidform. Petrographisch handelt es sich ausschließlich um Basalt-Fragmente. Im Korngrößenbereich unter 1 cm ("Matrix") treten auch andere Gesteinsfragmente (Tonschieferfetzen, Siltsteine, Subgrauwacken) und Mineral-Klasten (Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Biotit, Granat, Zirkon, Epidot, Pyroxen, Klinozoisit/Zoisit und Titanit) auf.

Monomikte Großfragmente sind in einer polymikten Matrix eingelagert. Daraus folgt eine komplexe Entstehungsgeschichte. Die Basaltfragmente entstammen einer olistholithischen Gleitung aus dem Bereich der basaltischen Vulkanprovinz.

---

*Abb. 9: Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil 'Ratzenstein', charakteristisch für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, vorderes Saalachtal.*

# PROFIL RATZENSTEIN



Die Matrix entstand teils durch Resedimentation im Wildschönauer-Schiefer-See, teils durch Antransport terrigenen Materials (vgl. Kap. 1.3). Insgesamt handelt es sich um ein Beispiel proximaler Fazies, die mit dem tieferen Teil des Maishofener Basalt-Sill-Komplexes verzahnt.

## **2.4 Jausern**

Die Aufschlüsse befinden sich beidseits der Saalach, im Mündungsbereich des Löhnersbaches und gegenüber Landhaus Agnes. Im Talgrund sind mehrere Lagen von Porphyroiden erschlossen. Aufgrund ihrer Petrographie werden sie als Äquivalente des oberordovizischen Blasseneck-Porphyroides angesehen (Zeitmarke!). Vulkanologisch handelt es sich um umgelagertes, epiklastisches Porphyrmaterial, das intensiv mit Geröllpelitlagen und vulkanogen beeinflussten Grauwacken wechsellagert. Beispiele für Profile sind in Abb. 10 zusammengestellt.

Die Wildschönauer Schiefer im Liegenden dieser Einschaltungen werden als "Jausern-Formation" auskartiert. Nur für diese Abfolgen konnte ein prä-oberordovizisches Alter (älter als die Porphyroide) wahrscheinlich gemacht werden; sie stellen damit die ältesten Gesteine des Kartenblattes dar. Palynologische Test-Proben waren leider fossilieer.

## **2.5 Schwarzachengraben**

Der durch die Katastrophen-Muren des Jahres 1987 morphologisch neu ausgeformte Schwarzachengraben erschließt Wildschönauer Schiefer in distaler Fazies (Löhnersbach-Formation). Einzelne Sturzblöcke aus Metabasalten und Pyroklastika zeigen die vulkanologische Vielfalt des Zölferkogel-Gebietes.

## **2.6 Zwölferkogel bei Hinterglemm**

Die basischen Magmatite vom Profil "Zwölferkogel" sind am NE-Grat zwischen 1700 m und 1820 m Höhe, NE der Sessellift-Trasse aufgeschlossen. Pillowlaven finden sich auch hinter der Breitfuß-Skihütte (1688 m, SB-Restaurant).

Das Profil (Abb. 11) zeigt eine ca. 120 m mächtige Pillowbasaltabfolge, unterbrochen durch eine Brekzienlage, wie sie für das Untersuchungsgebiet "hinteres Saalachtal" charakteristisch ist. Im Liegenden der Laven sind Tuffite aufgeschlossen, das Hangende bilden ein Tuffband, zwei gabbroide Lagergänge und Tonschiefer.

Die Laven zeigen durchwegs Pillowstruktur, an den Formen konnte die aufrechte Lagerung des Profils belegt werden. Die gleichmäßige Größe der Pillows weist auf eine kontinuierliche Eruptionstätigkeit hin. Die Pillows zeigen einen deutlichen Gehalt an Blasenhöhlräumen, besonders blasig sind die Basalte unterhalb des Brekzienhorizonts und am Top des Profils. Sie stellen wahrscheinlich die primäre Oberfläche von kontinuierlich geförderten Pillowfolgen dar. Eventuell sind damit zwei Fördereinheiten zu unterscheiden, wofür auch die trennende Lage des Brekzienhorizonts spricht.

Für die Basalte ist ein deutlicher Phänokristallanteil charakteristisch. Die Laven im Liegenden weisen nur Klinopyroxen-Einsprenglinge auf, im Hangendteil Plagioklas und Klinopyroxen, mit überwiegend Klinopyroxen-Phänokristallen. Nach BRYAN (1983)

und WHITE et al. (1979) ist ein Überwiegen von Klinopyroxen-Phänokristallen typisch für "P-type" Basalte bzw. Alkalibasalte Ozeanischer Inseln. Die gabbroiden Lagergänge im Hangenden des Profils markieren die mechanische Diskontinuitätsfläche zwischen Basalten und auflagernden Sedimenten. Generell belegen die Geländedaten, daß der Großteil der Intrusiva jünger ist als die Hauptförderphase der Vulkanite.

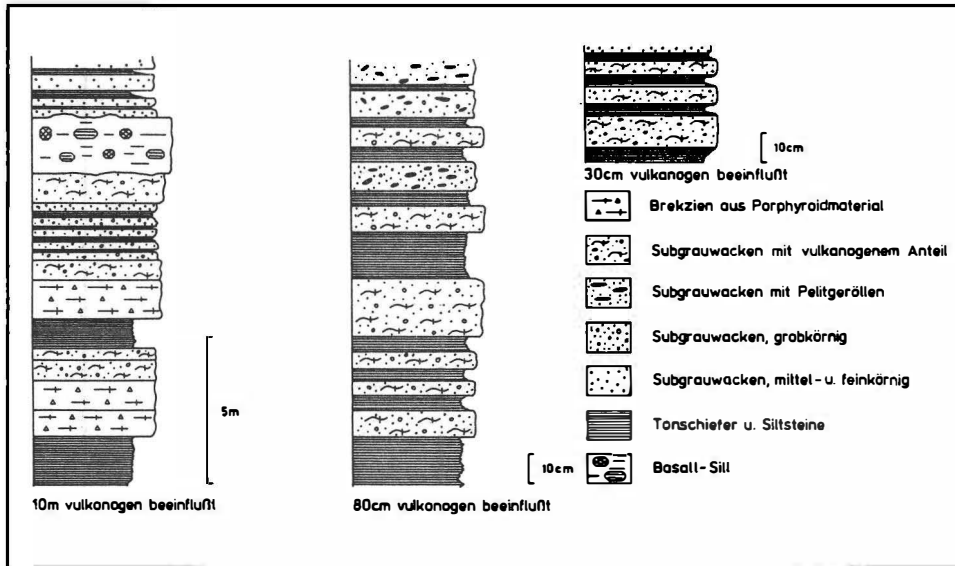


Abb. 10: Beispiele für Profile durch Porphyroid-Äquivalente der Glemmtal-Einheit, Umgebung von Jausem.

Geochemisch ergibt sich innerhalb der Basalte keinerlei Zonierung. Die Brekzie unterscheidet sich chemisch nicht von den Basalten, was darauf schließen läßt, daß keine ausgeprägte epiklastische Umlagerung stattfand. Die Elementgehalte zeigen die für die Basalte des hinteren Saalachtals charakteristischen Variationen, die der Zusammensetzung von "transitional basalts" bis Alkalibasalten entspricht (mittlere bis hohe Gehalte an  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und Zr).

Chemisch wie petrographisch unterscheiden sich die beiden Ganggesteine deutlich. Der liegende Gang weist neben Pyroxen einen deutlichen Feldspatanteil auf, seine chemische Zusammensetzung liegt im Rahmen der Basalte. Der hangende Gang besteht vorwiegend aus Pyroxen (Übergang zum Pyroxenit), und zeigt auch die für Pyroxenite typischen geringen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - sowie hohen MgO- und Cr-Werte.

Das Profil "Zwölferkogel" ist ein typisches Beispiel für die mächtigen, blasenreichen, lateral mit mächtigen Pyroklastika verzahnenden Pillowbasaltabfolgen des hinteren Saalachtals. Der Chemismus entspricht größtenteils dem von "transitional basalts" und Alkalibasalten Ozeanischer Inseln. Die Pillowbildung ist gleichbleibenden Förderbedingungen und einer niedrigen bis mittleren Eruptionsrate zuzuschreiben. Die Abfolge wird als Teil eines Pillowvulkans interpretiert.

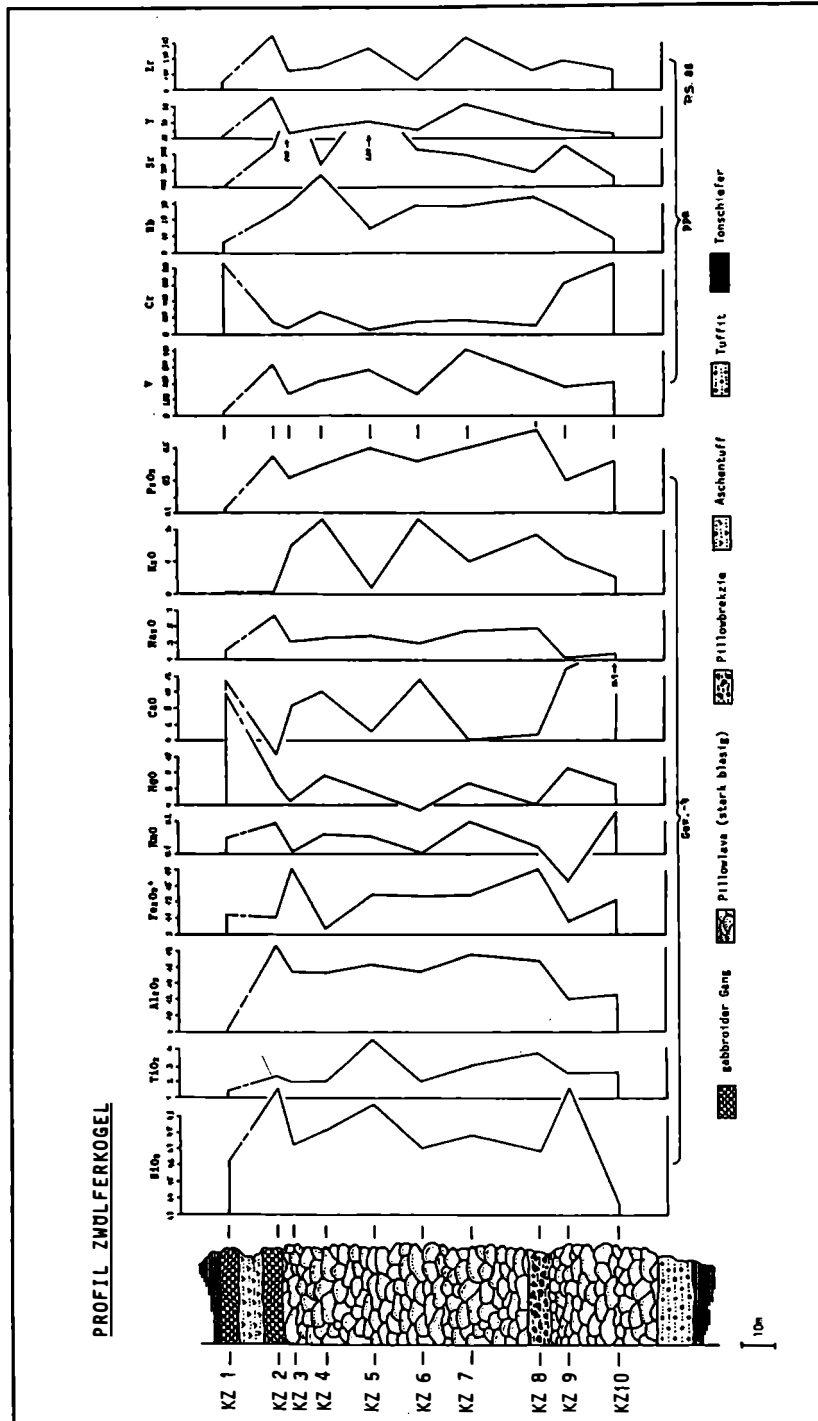


Abb. 11: Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil 'Zwölfertogel', charakteristisch für die Intra-Platten-Basaltlaven des hinteren Saalachtals.



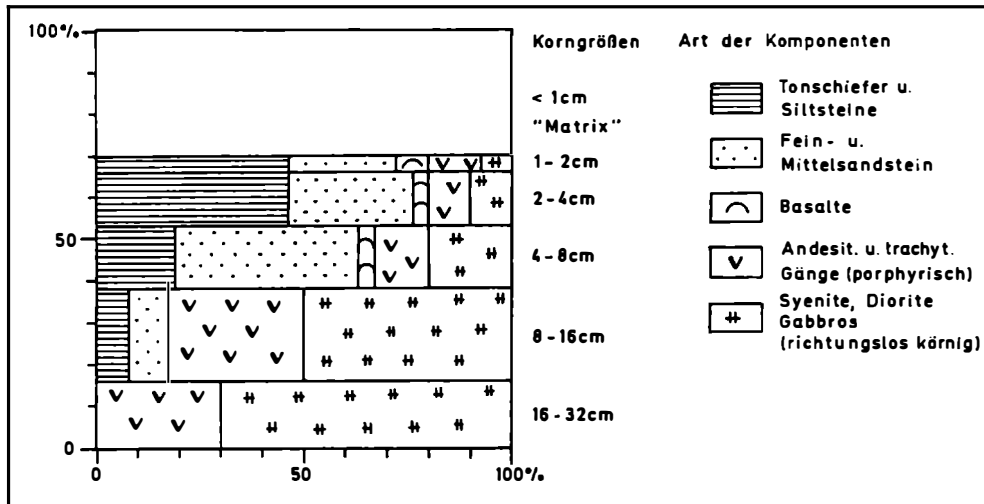


Abb. 12: Analyse des Geröllbestandes der Meta-Megabrekzie vom Zwölfkogel, Hinterglemm. Darstellung nach Geröllbestand und Korngrößen-Klasse in Flächen-%, ermittelt durch Geländemessungen.

Das stratigraphisch Hangende der Basaltfolgen ist an der Skiabfahrt vom Zwölfkogel zur Breitfuß-Skihütte und am Zwölfkogel-Gipfel zu besichtigen. Im heidekrautbewachsenen Hang steht auf ca. 1860 m Höhe (schwer auffindbar) die Meta-Megabrekzie vom Zwölfkogel an. Hier ist die Schattberg-Formation als typische proximale Turbidit-Fazies ausgebildet (mächtige, z.T. gradierte Sandsteine, aber auch Silt- und Tonsteinlagen). Darin konkordant eingeschaltet fand sich eine Meta-Megabrekzie mit z.T. exotischem, gut gerundetem Geröllbestand (Abb. 12), die analog zur Metabrekzie vom Glemmerhof eine sehr komplexe Entstehungsgeschichte hat. Die Gerölle belegen die Nähe des Ablagerungsraumes der Wildschönauer Schiefer zu einer kontinentalen distributiven Provinz.

### 3. Literaturverzeichnis

- BRYAN, W.B. (1983): Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. *Contrib.Mineral.Petrol.* **83**, 62-74.
- COLINS, E., HOSCHEK, E. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. *Mitt.österreich.geol.Ges.* **71/72**, 343-378.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEC, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *Bull.amer.Assoc.Petroleum Geol.* **63/12**, 2164-2182.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, 472 S.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol.Rdsch.* **73**, 47-68.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge. 131 p.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und

- Südalpen - Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Jb.Geol.B.-A. Wien 124, 1-109.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. Unveröff. Habilitationsschrift, Fak. f. Geowiss. Univ. München, 291 S., München.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone - Ostalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt. 68, 407-418.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). Jb.Geol.B.-A. Wien 130, 163-173.
- KASANEWICH, E.R., HAVSKOV, J. & EVANS, M.E. (1978): Plate tectonics in the Phanerozoic. Can.J.Earth Sci. 15, 919-955.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberg-horns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. Festbd.Geol.Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523-546, Innsbruck.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Mechanics of flow and deposition: I. Turbidites and deep water sedimentation. SEPM Pacific Short Course, 1-38, Los Angeles.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Mitt.Ges.Geol.- u. Bergbaustud. Wien 18, 89-150.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). Festbd.Geol.Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507-522, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill - Zell am See - Salzburg. Arch.f.Lagerst. forsch. Geol. B.-A. 5, 105-115.
- MULLEN, H. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments an its implications for petrogenesis. Earth and planet.Sci.Lett. 62, 53-62.
- OHNESORGE, Th. et al. (1935): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Kitzbühel und Zell am See. Geol.Bundesanst. Wien.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.- In: THORPE, R.S. (ed.): Andesites, 525-548, Chichester (Wiley).
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib.Mineral.Petrol. 69, 33-47.
- SCHLAEGEL, P. (1988): Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen - ein Überblick. Schweiz.Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 419-432.
- SCHLAEGEL-BLAUT P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. Abh.Geol. B.-A. Wien 43, Wien (im Druck).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Abh.Geol.B.-A. Wien, 33, 124 S.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums.- 102 S., Enke, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik.- XXIII+404 S., Deuticke, Wien.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. SEPM Pacific short course. 119-158, Los Angeles.
- WHITE, W.M., TAIPA, M.D. & SCHILLING J.-G. (1979): The petrology and geochemistry of the Azores Islands. Contrib.Mineral.Petrol. 69, 201-213.