

Teilprojekt 15/07:

DIE URSPRÜNGLICHE BASIS VON FLYSCH UND ULTRAHELVETIKUM
IN DER UMGEBUNG VON SALZBURG

G.FRASL, Salzburg

Ablagerungen des Flysches und des Ultrahelvetikums enthalten von der Unterkreide bis ins Eozän in einigen Horizonten exotische Blöcke eingestreut, die Rückschlüsse auf das Grundgebirge und das Mesozoikum in diesem Ablagerungsgebiet selbst oder auch an dessen Rändern erlauben. Einige Eigentümlichkeiten und Entwicklungsschritte dieses Liefergebietes und Ablagerungsraumes werden hauptsächlich aufgrund zweier Lokalitäten genauer untersucht, nämlich erstens im Oberndorfer Graben am Nordabfall des Haunsberges, 10 km N von Salzburg, zweitens bei den granitoiden Blöcken (Achthal A und B, Ramsaugranit) südlich von Teisendorf 20 km W von Salzburg. Aufgrund von Vergleichen mit dem Karpatenvorland wird die Idee einer Rechtsseitenverschiebung am Südrand von Stabileuropa vorgestellt.

1) O b e r n d o r f e r G r a b e n am Nordosthang
des Haunsberges

Dort läßt sich durch die Vielfalt an exotischen Blöcken über das Liefergebiet, den Untergrund und die basalen Bildungen der Flyschablagerungen besonders viel ablesen, und zwar trotz der Erschwerungen, welche sowohl die tektonischen Komplikationen an der Basis der Flyschdecke über dem Ultrahelvetikum (Buntmergelserie), als auch die lokalen Hangrutschungen für die Aufklärung der Lagerung mit sich bringen.

Über die hiesigen, an vulkanitischen Komponenten reichen Rotliegendblöcke ("Haunsberg-Verrucano") und deren geologische Einbindung wurden schon in den Jahresberichten (FRASL 1980b, 1981 und 1982) vorläufige Ergebnisse mitgeteilt. Von der vorkretazischen Geschichte des Untergrundes und Liefergebietes läßt sich nun aufgrund vermehrter Beobachtungen ein geschlosseneres Bild machen.

Die Exotika liegen in einer nur wenige Meter mächtigen Blockschicht, deren geologische Position nun wie folgt ganz kurz skizziert werden kann:

Zwischen der ultrahelvetischen Buntmergelserie nördlicher Begrenzung und dem Reiselberger Sandstein (Cenoman der Flyschzone) im Süden liegt ein tektonisch kompliziertes Paket basaler Flyschgesteine (vgl. Tafel 1 in ABERER & BRAUMÜLLER 1958), deren Normalsedimente bisher nur Mikro- und Nannofossilien der höheren Unterkreide geliefert haben, während der Fossilbestand von Malm bis Barreme bereits in klastischen Komponenten umgelagert vorkommt. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse, sowie der Moränenüberstreuung und Hangrutschungen lassen sich dabei zwei Schichtpakete deutlich unterscheiden:

- a) Eine nicht mehr als 50 m mächtige grünlichgraue inverse Serie von Tonschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen mit konglomeratischer Basis. Diese Serie schließt an die Buntmergelserie im Süden an. Ihre Lithologie entspricht bestens der Eschbannhauser-Serie bei Teisendorf (FRASL 1982, S.70), welche FREIMOSER (1970, 1972) ins Ultrahelvetikum stellt.

b) Eine südlich daran anschließende Serie, welche die Blockschicht beinhaltet. Letztere ist in der Höhe der fünf größten Rotliegendblöcke (vgl. FRASL 1980b, 1981) auf etwa 20 m Länge am besten zu studieren; das ist etwa 90 bis 110 m bachaufwärts von der oberen Mauer der Wildbachverbauung in ca. 555 bis 560 m über NN. Trotz der Überrollung durch Hangschutt kann man da an der orographisch linken Bachböschung sehen, daß die Blockschicht im nächsten Meter von einer normal liegenden Flyschfolge aus verschiedenen mittelgrauen bis grünlichgrauen Mergeltonen mit cm-dicken Bänkchen von Fleckenmergel und Quarzsandstein unterlagert wird. H.STRADNER (GBA Wien) hat daraus 1981 aufgrund einer von ihm mit M.GRILL aufgesammelten Mergeltonprobe die folgende Nannofossiliste erstellt:

Watznaueria barnesae hh
Parhabdolithus embergeri
Nannoconus colomi
Calciacalathina oblongata
Cruciellipsis cuvillieri
Ragodiscus sp.
Braarudosphaera hoschulzi
Cretarhabdus crenulatus
Conusphaera mexicana
Cyclagelosphaera margerelli
Nannoconus wassilii.

Daraus schließt er auf unteres bis mittleres Barreme. Außerdem hat St.GEROCH (Univ.Krakau) eine von mir aus demselben 3 m langen Aufschluß entnommene Probe eines leicht aufschlammbaren Mergeltones auf Foraminiferen untersucht. Er nennt daraus (Brief vom 12.2.1984): Spärliche kleinwüchsige und schlecht erhaltene Sand-schaler (?Hyperammina, Ammodiscus, Glomospira, Recurvoides, Haplophragmoides) und Kalkschaler (Denta-

lina, Nodosaria, Lenticulina, Astacolus, ?Pyrulinoides, ?Eoguttulina, ?Conorboides, ?Gavelinella, ?Spirillina und andere), sowie pyritisierte Radiolarien (Spumellaria und Nasselaria).

Die nächsten Meter über der Blockschicht bestehen aus schwärzlichen, schiefrigen Mergeltonen*), die den steilen Fließhang, welcher die Blockschichten enthält, weitestgehend überstreuen. Das exotische Material, das hier aus dem Hang herausquillt, ist in und unmittelbar gegenüber diesem Aufschluß zu studieren, aber auch bis 20 m bachabwärts, und schließlich durch eine große Flächenrutschung nochmals im Bachbett ca. 30 bis 50 m unter der unteren Sperre der Wildbachverbauung. Die Exotika umfassen ein breites Spektrum von kristallinen Gesteinen und unmetamorphem Sedimenten, wobei die letzteren sich vom Rotliegend bis zu Blöcken von Calpionellenkalk, also bis in die Unterkreide hinein erstrecken (vgl. auch die vorhergehenden Berichte).

Ein bemerkenswerter Neufund ist das Belegstück der unmittelbaren Ablagerung eines Calpionellen-führenden Kalkes auf rosa Granit bis Granodiorit etwa von Typ des Buchdenkmal-Granits. Mehrere bis über halbmeter große Blöcke von solchem Granit zeigen nämlich, daß der Granit mit dem zugehörigen seinerzeitigen lokalen granitischen Hangschutt unmittelbar von einem hellgrauen mikritischen Kalk mit Einzelexemplaren von Calpionella sp. überlagert und eingesedimentiert wurde. Darüber hinaus kann man derzeit 1 m über dem oben genannten Nanno- und Mikro-fossil-Fixpunkt an einer anderen Komponente der Blockschicht noch sehen, daß ein fast metergroßer Granitblock

*) Eine von H.STEYRER 10 m bachaufwärts und ca. 4 m über dem Bach aufgesammelte Probe enthielt laut telefonischer Mitteilung von H.STRADNER (25.2.1982) ein Nannofossil-spektrum der höheren Unterkreide.

ursprünglich wahrscheinlich sogar rundum vom Kalk eingehüllt war. Aus solchen Beobachtungen läßt sich allgemein ableiten, daß die Granitoberfläche an der Wende Jura-Kreide zumindest lokal bei einer submarinen Auftragung -- also wahrscheinlich an einem Abbruch an der Kante einer Bruchscholle -- freilag, und daß über dieser Granitoberfläche und ihrem Hang- und Haldenschutt unmittelbar der pelagische Mikrit abgesetzt wurde.

Etwas ähnliches dürfte sich aber schon etwas früher im Oberjura abgespielt haben, worauf bunte, also wechselnd rote, rötliche und graue mikritische Kalke als neptunische Spaltenfüllungen in mehreren älteren Sedimenten hinweisen, nämlich (1) sowohl in einer intensiv braunrot gefärbten, vermutlich fanglomeratischen Feinbreccie, die ich ins Rotliegende stelle, aber auch (2) z.B. in bunten, nämlich roten bis grünlichen Arkosen und (3) bei einem konglomeratischen groben Quarzsandstein, schließlich aber auch (4) in einem an Bioklastika (z.B. Echinodermengrus) reichen gelblichgrauen Kalkstein.

Eine musterhafte Spaltenfüllung in (2) zeigte ein exotischer Block, in welchem eine mehrere cm weite Spalte nicht nur von zwei Generationen von kristallinen Karbonatrasen ausgekleidet war, sondern auch von zwei Generationen von Schlammkalke, wobei die jüngere Generation durch ihre Farbbänder in grauen und rötlichen Nuancen deutlich die Schichtung des Mikrits in einer Spalte und die uhrglasartige Einmuldung in der Mitte erkennen ließ, welche im Zuge des Nachsinkens des Schlammes bei einer Kompaktion entstand. Der Mikrit zeigt im Schliff zwar keine Mikrofossilien; er ist aber aussehensmäßig am ehesten an jene Jurablöcke unter den Exotika anzuschließen, deren Mannigfaltigkeit und deren fazielle Besonderheit derzeit von E. FLÜGEL/Erlangen untersucht wird: roter Korallenriffkalk, gelblicher Riffschuttkalk; rötliche Schlammkalke mit Aptychen und Gehäuseresten von Ammoniten, verbunden mit Saccomen und Echinodermengrus, wobei die Matrix der zuletzt genannten Aptychenkalke den obenerwähnten Spaltenfüllungen am ähnlichsten ist.

Auch die stratigraphische Stellung der spaltendurchzogenen bunten Arkosen (2) und der hellgelblich anwitternden groben Quarzsandsteine (3) ist noch nicht sichergestellt. Beide Arten könnten sich lithologisch an die epikontinentale Ausbildung des germanischen Keupers in Bayern N der Donau anschließen lassen. Dabei ist aber bei den bunten Arkosen (2) eine Abtrennbarkeit vom Rotliegendesediment noch recht fraglich, während der Quarzsandstein (3) schon eher an eine grobe Ausbildung des Burgsandsteines erinnert.

Dazu im Einzelnen:

Die meisten exotischen Blöcke mit mikritischer Spaltenfüllung in der bunten Arkose (2) findet man ca. 30 bis 40 m bachabwärts von der unteren Sperre, wo sie wiederum aus der orographisch linken Böschung herauskommen. Außerdem liegt ein metergroßer solcher Block 30 m bachaufwärts von der oberen Sperre. Ein weiterer ähnlicher Meterblock aus z.T. rotvioletter und kieselig gebundener konglomeratischer Arkose (2) mit teilweiser Infiltration von mikritischem Rotkalk liegt mitten im Bach, im Knie ca. 90 m aufwärts von der oberen Sperre und zugleich ca. 20 m bachabwärts von den fünf größten, an Vulkanitgeröll reichen Verrucanoblöcken. Im selben Bachknie liegt aber auch der musterhafte Quarzsandsteinblock (3) mit mikritischer, weißlicher und z.T. rosa gefärbter Spaltenfüllung, und zwar als der größte Block der Gegend (ca. 4 m lang und nur ca. 1 m vom gerade zuletzt genannten bunten Arkoseblock entfernt). Der hellgelblich-grau anwitternde, darunter z.T. blaß rötlichviolett verfärbte, relativ grobe Quarzsandstein (3) hat kiesige Partien mit Einstreuungen von Quarzgeröll. Es ist dies im Gegensatz zu den vorgenannten Arkosen ein Quarzrestsediment von sehr hoher kompositioneller und textueller Reife entsprechend sehr starker Verwitterungsauslese, und es wurde wahrscheinlich in einer Küstenregion abgelagert. Übrigens fand ich eine typische "dolomitische Arkose", die mich an den Keuper bei Bayreuth erinnert, als Geröll in einer konglomeratischen Partie der Blockschicht, und zwar ca. 30 m unter der unteren Sperre.

Falls die obigen stratigraphischen Zuweisungen stimmen, dann könnte man mit einer Bildung von offenen Spalten durch Aufweitung der zumindest lokal am Meeresboden freiliegenden "Trias"-Sandsteine im Zusammenhang mit einer

K r u s t e n d e h n u n g in diesem Raum rechnen, wobei es zur unmittelbaren Sedimentation von pelagischen Kalkschlammern des O b e r e n J u r a kam. Das sind Entwicklungen, die im Prinzip von den Westalpen bis in die Karpaten bekannt geworden sind, wofür ich bloß zwei Arbeiten zitiere: (BOURBON & de GRACIANSKY 1975, sowie MISIK 1979).

Darüber hinaus ist aber ein über halbmeter großer Kalkblock ca. 10 m N der großen Verrucano-Blöcke im Wald zu erwähnen, der noch mehr Entwicklungsphasen dokumentiert. Zur Hauptsache ist es ein rosa Riffschuttkalk mit viel Crinoidengrus, ästigen Korallenbruchstücken (auch zwei großen Einzelkorallen), Bryozodenknollen und Muschelschill. Er enthält aber auch etliche kantengerundete Bruchstücke granitoider Gesteine, die mich in ihrer Verwitterungsauslese durch Beschränkung auf die glimmerärmsten, z.T. aplitischen Arten an den Schutt in unseren Ackerböden erinnerten, also an terrestrische Verwitterung. Andererseits wird dieser Schuttkalk von einem intensiv rotgefärbten Schlammkalk überlagert, dessen Sedimentation über der scharfen Gesteinsgrenze mit einer dünnen Limonitkrustenbildung und der Bildung limonitischer Knollen begann, was auf eine Sedimentationslücke und die Ablagerung des Schlammkalkes im Hungermilieu hinweist. Die vermutliche stratigraphische Einordnung könnte nach der evidenten relativen Einordnung der einzelnen Bildungsakte noch vor einer paläontologischen Untersuchung rein aufgrund lithologischer Eindrücke wie folgt aussehen: Ein intensiv gefärbter, mikritischer "Malm"-Kalk transgrediert auf einem Crinoidenkalk des ?Dogger, und dieser auf dem subaerisch verwitterten Granit einer Aufragung. Da der Block aus der Blockschicht stammt, die selbst wiederum in eine Unterkreideserie eingelagert ist, deren Ablagerungstiefe in der Nähe der CCD gelegen haben muß, läßt sich daraus eine stufenweise Absenkung des Meeresbodens einigermaßen rekonstruieren.

Es müssen sich im Liefergebiet der Blockschicht stellenweise aber auch B r a c h i o p o d e n k a l k e als Flachmeerbildungen des R h ä t o l i a s befunden haben. Das ist aus bisher zwei kopfgroßen runden Blöcken zu schließen, die unten aus dem Rutschhang gegenüber den fünf großen Rotliegendeblocken herauskamen. Es sind dies

sehr dunkelgraue, gelblich anwitternde, feinbrecciöse Kalke mit Resten von großen Terebrateln und Rhynchonellen, viel Crinoidensplitt und außerdem Dolomitsplitt. Bei kurzer Durchsicht eines paläontologischen Dünnschliffes fanden sich auch Foraminiferen (z.B. Trocholinen), die am ehesten zum Rhät oder Lias passen.

Zusammenfassend hätte nach alledem das Einzugsgebiet der hiesigen Blockschicht über dem Grundgebirge etwa folgende Entwicklung gehabt:

Es gibt ein kontinentales Rotliegend; wahrscheinlich gehören dann die gelb anwitternden und auch z.T. rauhwackigen Dolomite, die in bis halbmeter großen Blöcken vorkommen, in eine epikontinentale Mitteltrias (aber da wäre prinzipiell auch noch eine spätere Bildung bis im Oberjura möglich!). Daß eine germanische Obertrias in Form von Keupersandsteinen noch hierher nach Süden gereicht hat, ist nicht erstaunlich; man denke nur an die Quartenschiefer im Pennin der Hohen Tauern, und auch an den bunten Keuper im Unterostalpin des Semmeringgebietes und in den Karpaten. Dann käme wieder eine Absenkung: die dunkelgrauen Brachiopodenkalke des Rhätolias. Auf eine zunehmende Bodenunruhe und wahrscheinlich Bruchschollenbildung im Zusammenhang mit einer Krustendehnung etwa zu Beginn des Oberjura lassen die Mikrit-erfüllten Spalten ebenso schließen wie die Ablagerungen von Aptychenkalken neben der Bildung von Riffkalken. Dabei wurde auch der granitische Sockel mehrmals freigelegt (?Dogger, Malm). Ab der Zeit dieser Dehnung, aber möglicherweise auch erst im Laufe der weiteren Absenkung des Meeresbodens, die wahrscheinlich bis in die Untere Kreide weitergeht, könnten lokal auch die jüngeren Spilite aufgedrungen sein, die in Form von einigen Blöcken ebenfalls in der Blockschicht vertreten sind. Außerdem zeigen fast weiße Calpionellenkalke der

Jura-Kreide-Grenze nicht nur durch interne Schlammbröckel Rutschungen an, die schon während der Bildungsdauer der Calpionellenkalke stattfanden, sondern sie wurden wohl durch Abbröckeln an frischen Bruchschollenkanten selbst bald wieder in z.B. dm-große Blöcke zerlegt, die mit eckigem Schutt von Kristallin, Rotliegendefragmenten, gelbem Dolomit u.a. zu einem Zeitpunkt gespickt wurden, als die Bildung von Hornsteinknollen im Calpionellenkalk noch nicht ganz abgeschlossen war, also syndiagenetisch (FRASL 1982/66 f.).

Zur Lieferung der hiesigen Exotika und sonstigen Blöcke ist dabei schon seit der ersten Bildung von Riffkalken die Annahme eines über den Meeresspiegel hinausragenden "Cetischen Rückens" nicht notwendig, denn die **T r a n s g r e s s i o n d e r b u n t e n S c h l a m m k a l k e g e h t b e r e i t s s i c h t l i c h i m p e l a g i s c h e n B e r e i c h v o r s i c h.**

Nach der Bildung der Calpionellenkalke folgt als nächstes vermutlich in Begleitung weiterer kräftiger Absenkungen des Meeresbodens die Sedimentation von Tristelschichten und der oft grünschwärzen, sehr kalkarmen Ablagerungen des Gault, also die Normalsedimentation im Apt und Alb mit Konglomerathorizonten, und mit unserer Blockschicht.*) Das geschah also in einem zunehmend tiefer werdenden Flyschbecken, das im Gault jedenfalls unter die CCD kommt. -- Die weitere Flyschentwicklung im Bereich des Haunsberges ist dann der Arbeit von ABERER & BRAUMÜLLER zu entnehmen.

*) Über der Blockschicht und den sie in den nächsten Metern überlagernden schwarzen Tonmergeln folgt eine helle Fluxoturbiditbank, die reich ist an Calpionellenkalk, teilweise auch an Buntphyllit, und die stellenweise - z.B. - auch umgelagerte Aptychen führt. Nach meiner Vermutung stammen aus einer solchen Bank die feinbrecciösen Blöcke, aus denen ABERER & BRAUMÜLLER 1958 die Aptychen beschreiben haben.

Über die granitoiden Komponenten der Blockschicht des Oberndorfer Grabens läßt sich folgende Kurzcharakteristik zusammenfassen: Sie zeigen ausnahmslos eine deutliche Kornregelung bis Schieferung, sind also Gneise aus sauren Tiefen- und Ganggesteinen. Eine Rosafärbung kommt häufig vor; eine Vergrünung nur untergeordnet. Ausgangsmaterial waren zumeist grobkörnige bis mittelkörnige Granodiorite bis Granite, die nach dem makroskopischen und mikroskopischen Bild zum Formenkreis des Buchdenkmal-Granites (P.FAUPPL 1975/6f) zu rechnen sind. Seltener sind daneben die in den bunten Konglomeraten der Blockschicht auftretenden hellgrauen Gerölle von sehr harten, feinkörnigen Gneisen, die aus Oligoklas und Quarz sowie wenig Biotit bestehen und damit einem Trondhjemit entsprechen.

Im Oberndorfer Graben fehlen aber die mafitreicheren Tonalite und Quarzdiorite vom Typus Schaitten, die durch gröberes Korn und mehrere mm lange Hornblendsäulchen gekennzeichnet sind (FRASL 1980 a).

Aus den eben genannten Gegebenheiten erhebt sich die Frage, ob das Liefergebiet und zugleich Ablagerungsgebiet der Gesteinsgruppe vom Formenkreis des Buchdenkmal-Granits mit dem Liefergebiet und dem zugehörigen Sedimentations-"Trog" des tonalitischen Typus Schaitten zusammenhängt oder nicht. Die Lösung dieser Frage war aber nicht hier im Oberndorfer Graben möglich, sondern ergab sich glücklicherweise beim Vergleichsstudium der ungleich größeren Massen granitoider Gesteine ca. 20 km weiter WSW bei Achthal nahe Teisendorf (Obb.), welches wichtige Fundgebiet von Granitoiden innerhalb der Buntmergelserie im nächsten Abschnitt besprochen wird.

Nur so viel sei hier für die Lösung der obigen Frage kurz vorweggenommen: im "Granit"-Steinbruch Achthal ist der oben erwähnte trondhjemitische Gesteinstyp wieder zu finden, aber nur als untergeordnete, mafitarmer Partie innerhalb einer glimmer- und hornblendereicherer tonalitischer Normalausbildung, die dort jedoch eindeutig mit dem gröberen Tonalit vom Typus Schaitten verbunden ist. Wenn also letzterer Typus trotzdem im Oberndorfer Graben fehlt, so könnte dies auch auf eine Verwitterungsauslese der glimmerarmen Variante gegenüber der glimmerreicheren zurückzuführen sein, und die Tatsache des lokalen Fehlens ist also nicht als Argument für die Annahme separierter Ablagerungströge verwendbar.

Im Gegenteil komme ich durch das Studium der Gesteinsvorkommen bei Achthal umso mehr zu der Auffassung, daß die Tonalite vom Typus Schaitten und die helleren Buchdenkmal-Granite ursprünglich einer zusammenhängenden großen Intrusiv- und Gneismasse angehörten. Und ich habe bereits 1980 (a) darauf hingewiesen, daß die Verbreitung des Typus Schaitten zumindest von Salzburg (Achthal) bis Wien reicht. - Diese Intrusivmasse ist nicht die südliche Fortsetzung des Moldanubikums. Das hat P.FAUPL (1975) zuerst für den Abschnitt östlich vom Buchdenkmal postuliert, dann G.FRASL (1980a) für die ganze Länge Salzburg bis Wien.

Wenn ich dabei im Titel der Studie (1980a) von einem "helvetischen" Kristallin geschrieben habe, dann im Sinne eines im Norden an den rhenodanubischen, also nordpenninischen Flyschtrog anschließenden Krustenstreifens, also einem Streifen, bei dem nicht der kristalline Sockel, sondern erst die Kreide-Tertiärauflage genauer in Süd- und Nordultrahelvetikum, sowie in Süd- und Nordhelvetikum aufgegliedert werden kann. Der kristalline Krustenstreifen hat jedenfalls ab der Kreide seinen Schutt sowohl in das Nordpenninikum wie ins Ultrahelvetikum geliefert, was bezüglich der Granite und anderer grober Komponenten auch schon FREIMOSER für seinen Abschnitt betont hat. Die oben am Beispiel des Oberndorfer Grabens

vor Augen geführten engen genetischen Zusammenhänge, wonach sich die Schichtglieder in ihrer Verbindung miteinander gut in einem räumlich relativ kleinen Liefergebiet unterbringen lassen, sprechen dabei eher für nahe, ja interne Abtragungsgebiete, für Halden und Canyons, und man ist nicht gezwungen, große Ferntransporte anzunehmen.

Bezüglicher der weiteren, großräumigen Anknüpfung dieses durch Tonalite bis Quarzdiorite des Schaittener Typus gekennzeichneten Krustenstreifens sei auf den Schluß des vorliegenden Berichtes hingewiesen.

Noch ein kurzer Nachsatz zur *v o r p e r m i s c h e n* *S c h i e f e r h ü l l e* der Granitoide im Oberndorfer Graben: gleichgültig ob die Granitoide variszisch oder cadomisch sind, muß man mit einer vor- und einer nachgranitischen Schieferhülle rechnen. Wenn man dabei von grauen Phylliten und Buntphylliten, sowie Quarzit (auch Graphitquarzit oder Lydit), Paragneis und wahrscheinlich einem Teil der Grüngesteine absieht, ist bisher im Oberndorfer Graben so wenig an vermutlich hierher zu stellenden Komponenten gefunden worden, daß auf die nähere Untersuchung dieser Gruppe verzichtet wurde (siehe dazu auch FREIMOSER 1972, der Cordieritgneis, Knotenschiefer und Fleckenschiefer oder eventuell Granatglimmerschiefer nennt). Solche vorpermischen Gesteine liegen außerdem kaum in Form von großen Blöcken vor, sondern eher noch als kleine Gerölle.

2) Die granitoiden Exotika im Ultrahelvetikum südlich von Ober Teisendorf (Obb.)

Hier werden drei wichtige und altbekannte Vorkommen angesprochen: die beiden "Granit"-Vorkommen von Typ "Achtal A und B" nach FREIMOSER (1970 und 1972/ 27 f; vgl. Kärtchen von SCHMIDT-THOME 1939), sowie der "Ramsau"-Granit.

Davon wird der "Ramsau-Granit" vorweggenommen, denn er kann nun aufgrund von Vergleichen mit Sicherheit als Erratum eines Zentralgneises der Hohen Tauern ausgeklammert werden aus der Betrachtung des Untergrundes der Flyschzone oder des Ultrahelvetikums.

Dieses im "Ramsaufenster" der Flyschzone S von Teisendorf gleich bei der Autobahn liegende Blockvorkommen von ursprünglich ca. 5 m Durchmesser war schon seit 1922 bekannt und wurde öfters in die Problematik der Kristallin-"Scherlinge", "Schürflinge" oder "Schubspäne" aus dem Untergrund einbezogen. M.FREIMOSER hat das namengebende Vorkommen 1970 (Taf.11) abgebildet, sodaß es zweifelsfrei wiedergefunden wurde, und zwar im Graben 300 m SSW des Gehöfts Ramsau, das ist zugleich östlich der Loithalbrücke der Autobahn. Der mittelkörnige, sehr helle, zweiglimmerige Granitgneis erinnert schon makroskopisch an Zentralgneise des Granatspitzkernes, und das bestätigte sich u.d.M: der Plagioklas ist ja nicht Andesin oder Labrador (FREIMOSER 1970/49), was durchaus nicht zu zweiglimmerigen Gneisen und schon gar nicht zu solchen Zentralgneisen passen würde, sondern Albit; dabei hat der Albit sehr wenig Füllung von gut individualisierten Hellglimmer-Mikrolithen, wie sie in derart sauren Zentralgneisen üblich sind. Auch Farbe und Form der Glimmer passen in allen Eigenarten ebenso zu Schliffen aus dem Granatspitzkern, wie die breitadrig-fleckige Pethitisierung und schwache Gitterung des Mikroklin, wie auch der sekundäre Granat; und das geht weiter bis zum Verwachsungs- und Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten zueinander.

M.FREIMOSER (1972/26) hat zwar selbst schon Zweifel an der Zugehörigkeit zum Ultrahelvetikum geäußert, aber den "Granit aus dem Ramsaubach" dennoch im Streckeisen-

diagramm der Eruptivgesteinsvorkommen des Ultrahelvetikums eingetragen, was nun zu streichen wäre.

Nach dieser Klärung bleiben die im Bereich des Ultrahelvetikums von Achthal S von Oberteisendorf auftretenden granitoiden Blöcke zur Diskussion des kristallinen Untergrundes im Bereich Ultrahelvetikum und Flysch übrig. Die früher zum Teil steinbruchmäßig abgebauten Achthaler Großblöcke sind in der Literatur seit 1858 bekannt (Zusammenstellung in FREIMOSER 1972/26). FREIMOSER (1970/49f) hat zwei Typen von Achthaler Graniten unterschieden: "Achthal A", auch als "Hornblende-granitgneis" bezeichnet - und "Achthal B" unter dem Namen "Epidotgranit".

Der hellere Typ "A c h t h a l B" soll als erster beschrieben werden, denn schon FREIMOSER (1972/27) hat darauf hingewiesen, daß dieser Typ auch als Komponente in diversen Konglomeraten auftritt, sowie auch auf die Ähnlichkeit mit dem Buchdenkmal-Granit und dem Habkerngranit, die nach seinen Modalanalysen gemeinsam im Granodioritfeld des Streckeisendreiecks liegen. "Achthal B" schließt außerdem nicht nur durch den relativ geringen Glimmergehalt, die deutliche Schieferung und die oft vorhandene Rosafärbung der Feldspate schon äußerlich an die im vorigen Kapitel genannten rosa Granitoide des Oberndorfer Grabens an, sondern auch u.d.M.: z.B. durch den hohen Gehalt an Plagioklas, dann dessen gedrungen idiomorphen Bau; den in beiden Fällen übereinstimmenden idiomorphen Zonarbau (ev. Schalenbau mit zwei bis drei Rekurrenzen), der schwache Unterschiede im Anorthitgehalt aufweist (meist ab 22 bis 28, ausnahmsweise im Kern auch bis 38); dann durch die signifikanten Eigenschaften der Biotite etc. - Es gibt beim sogenannten Typ Achthal B jedoch schon unter den Großblöcken unmittelbar am namengebenden Ort eine beachtliche Variabilität, und deshalb

seien zu Vergleichszwecken wenigstens zwei Beispiele kurz charakterisiert, nachdem FREIMOSER (1970/50) die Beschreibung einer sekundär, nämlich hydrothermal stärker umgewandelten Partie geliefert hat. Nun wurden Blöcke herangezogen, die geeignet sind, möglichst den Primärzustand erkennen zu lassen.

Das e r s t e B e i s p i e l ist als grober rosa Granitgneis auch schon makroskopisch in einer Großprobe bei der Gegenüberstellung mit dem Hauptgestein vom Buch-Denkmal diesem zum Verwechseln ähnlich. Es stammt von einer Blockaufarbeitung der letzten zwanzig Jahre, nämlich vom Zufahrtsweg von Achthal zum Gehöft Sprung, und zwar zwischen dem Oberrand des alten Sandsteinbruches und der Wildfütterung ca. zwei Dutzend Schritte in den Wald hinein. (Wenige Meter neben dem straffer geregelten, betont rosagefärbten Granitgneis gab es eine massigere Variante mit schwach gelblich verfärbten Feldspaten, wobei diese Probe dem Beispiel 2 nahekommt; s.u.)

Das frische Gestein des ersten Beispiels ist also ein relativ grob aussehender, und dabei mit seinen Glimmerzügen und den Feldspat-Quarzlinsen straff geregelter Granitgneis, der aber doch im Block massig wirkt. Es sind aber keine markanten Feldspat-Augen ausgebildet, sondern die hellen Linsen bestehen aus einem Feldspat-Haufwerk von ein, zwei, seltener aber auch vier und sogar acht Millimeter großen Plagioklasen und der Biotit mit 1 bis 2 mm (selten bis 5 mm) Schuppengröße scheint im Handstück nicht chloritisiert. Unter dem Mikroskop ergibt sich als geschätzte Mengenzusammensetzung: ca. 60% Plagioklas, 25 bis 30% Quarz und ca. 7% Mafite einschließlich der Akzessoria.

U.d.M. überwiegen beim ersten Beispiel bei weitem die gedrungenen Plagioklase (Oligoklas mit Zonarbau von ca. 22 bis 27, und an einem großen Korn sogar 27 bis 38% An), wobei ein Albitsaum überhaupt fehlt und der seltene Myrmekit auch aus Oligoklas besteht. Häufig sind Einfachzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz erkennbar und eine sehr enge Lamellierung nach dem Albit- und Periklin-gesetz, und bis auf einige Verwitterungsflecken sind die gedrungenen Körner vorwiegend klar. Der gegenüber dem Plagioklas ganz unbedeutende Kalifeldspat ist flau gittert, kaum pertitisch entmischt und er bildet nur wenige xenomorphe Körner oder Zwickelfüllungen. Der Quarz als Spätausscheidung war bis ungefähr 4 mm groß und zeigt einen Kornzerfall auf ca. 0,5 mm Größe. Biotit ist grünlich braun und in geringem Maße durch blassen Chlorit, aber auch einen farblosen bis intensiv grünlichgelb

gefärbten Klinozoisit bis Epidot ersetzt, welcher meist unter 0,4 mm klein ist, aber bis 1,5 mm erreichen kann. Die Hornblende zeigt gedrungene Säulen bis 1 mm Größe und ist z.T. auch durch Epidot verdrängt; unter den Akzessoria wird der Orthit verhältnismäßig groß (bis 0,8 mm). Dieses nur vereinzelt auftretende Mineral ist wenig alteriert, und zeigt einen idiomorphen Schalenbau mit glatten Flächen. Auch der z.T. rautenförmige Titanit wird bis 0,8 mm groß und er ist z.T. in Kalzit und Leukoxen umgewandelt. Schließlich seien kleine Zirkone (Monazite?) mit schlecht erhaltenen Höfen im Biotit erwähnt und das opake Erz. Eine postkristalline Deformation zeigt sich in der Verbiegung von Plagioklaslamellen sowie von Biotitscheitern, sowie in der Kornzerkleinerung und ebenso wie bei den anderen Mineralen wandernden Auslöschungsschiefe des Quarzes. Die Rosafärbung des Gesteins kommt hauptsächlich von den mit entsprechenden Eisenoxiden bestäubten alterierten Flecken in den Plagioklasen.

Als z w e i t e s B e i s p i e l des hellen, groben Granitoids, das man zum Typus Achthal B stellen kann, sei das Material eines ca. 4 m hohen und breiten Blockes erwähnt, welcher am Hang hinter den historischen Werksgebäuden von Achthal in Dachhöhe halb aus dem Boden herauschaut, und zwar wenige Meterzehner südlich der Sohle des in der Karte 1:50.000 verzeichneten, ehemaligen großen Sandsteinbruches unmittelbar neben dem Ende der ehemaligen Werkswasserzuführung. Dieser Block ist bis in die äußersten Zentimeter auffallend wenig verwittert, wie sich schon beim Abschlagen aufgrund der relativ klaren, glasigen Plagioklase, die beinahe wie Quarze aussehen, und der recht frisch erscheinenden Biotite zeigt. Im Beispiel 2 ist die Verschieferung und Kornregelung des im Block noch völlig massig wirkenden Plutonits relativ sehr gering, etwa wie in den massigsten Varianten vom Buch-Denkmal. Aber die Plagioklase wirken viel klarer, nämlich sogar weniger milchigweiß als bei den frischen Werksteinen aus Weinsberger oder Mauthausener Granit, oder den moldanubischen Graniten im allgemeinen.

Der Unterschied zum Buch-Denkmal ist also kaum ein struktureller oder in der Mengenverteilung und Eigenart der Hauptminerale begründeter, er liegt eher am hiesigen Mangel an der Rosafärbung der Feldspate, und u. d. M. z. B. an der anderen sekundären Erscheinung, daß nämlich hier etwas häufiger ein Klinozoisit bis Epidot auftritt, während dort für die Umwandlung Stilpnomelan fazieskritisch ist.

U.d.M. ist schätzungsweise folgende Mengenverteilung: Feldspat ca 65 %, Quarz ca 25-30% und Mafite ca. 7%, wobei der Biotit die Hornblende etwa wie 4:1 überwiegt. Der Plagioklas ist auch u.d.M. zumeist sehr klar, nur selten und dann am ehesten in Kornnähe durch eine sehr gedrängte Anhäufung von Phyllosilikatmikrolithen unter lokaler Albitisierung umgewandelt. Die gedrungeenen Einkristalle oder Einfachzwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind dabei unlamelliert oder teilflächig schwach lamelliert; seltener sind kleine Kristalle ganz nach dem Albit- und/oder Periklingesetz feinst lamelliert, wobei diese Lamellierung normalerweise nur schwach sichtbar ist, da der Anorthitgehalt wenig von 20% abweicht, nämlich bis auf 25 und ausnahmsweise 28%. Dem entspricht ein schwach sichtbarer, einfacher, normaler Zonarbau, oder ein mit wenigen Rekurrenzen angedeuteter idiomorpher Schalenbau. Weder am Kornrand noch in den kleinen Mymekiten ist Albit statt Oligoklas entwickelt, der also nur in den alterierten Partien als entmischter, paramorpher Anteil vorkommt. Auf die Auskristallisation der Plagioklase aus einer Schmelze weisen die manchmal auftretenden idiomorphen, zonaren Plagioklaszwillinge als kleine Einschlüsse in der Hauptgeneration hin. - Der etwa ein Zehntel des Plagioklasgehaltes erreichende Kalifeldspat ist ein nur in Zwickeln entwickelter, flauer Mikroklin, der bis 0,8 mm groß wird, während der Plagioklas meist 1 bis 4 mm, und selten bis 8 mm erreicht. Der Quarz ist nur mehr selten 4 mm, häufig 0,5 bis 1 mm groß. Biotit (ca 4 %, meist um 1 mm, selten bis 4 mm) ist olivbraun, z. T. ins Grünliche, aber kaum chloritisiert. Hornblende (ca. 1.5 % bei Korngröße bis 2 mm) ist von hellbräunlichgrün bis zu einem mittleren Grün pleochroitisch. Titanit kann sogar bis zu 3 mm groß werden, ist hellrötlichbraun, wenig in Kalzit und Leukoxon umgewandelt und zeigt die gut idiomorphe Ausbildung mit spitzen Rauten. Apatit wird 0,2 mm groß, während Zirkon und Monazit sehr klein sind, etwas rundlich und kurz säulig mit schwachen Höfen im Biotit. Vom Klinozoisit sieht man erst die ersten Anfänge der Bildung, sodaß er weit unter 1 Vol.% ausmacht. Dazu kommt wie in den anderen Proben opakes Erz. - Die postkristalline Deformation ist

auch bei Quarz und Glimmer ebenso wie die Verzahnung der Korngrenzen verhältnismäßig wenig von Bedeutung. - Die Gesteinerhaltung ist daher dem Primärzustand des Magmatits noch relativ nahe, ähnlich wie beim dunkleren Typus Schaitten (FRASL 1980), von dem bei den vier Musterlokalitäten ja auch z. B. auf die relative Frische der Feldspate hingewiesen werden konnte. Da dieses Beispiel 2 auch fast kein Epidotmineral enthält, kann die von FREIMOSER 1970 geprägte Gruppenbezeichnung "Epidotgranit" für den hellen Anteil der Achthaler Granitoide nicht aufrechterhalten werden. Richtiger wäre die Bezeichnung als ein eher heller Tonalit bis Tonalitgneis, der zwar ein ähnliches Plagioklas-Quarz-Verhältnis besitzt wie der sogenannte Buchdenkmal-Granit, aber neben dem Biotit auch Hornblenden enthalten kann, und gerade das ist für großräumige Sippenvergleiche wesentlich.

Es ist insgesamt als wesentlich festzuhalten, daß innerhalb des bisher so bezeichneten Typus Achthal B der schwache Zonarbau der Plagioklase, aber auch die Farbe und die sonstige Ausbildung der Biotite und Hornblenden, sowie auch die Kornregelung (Vergneisung) in sehr einheitlicher und charakteristischer Weise ausgebildet ist, und gerade die Summe dieser spezifischen Mineralausbildungen verbinden den Typus Achthal B mit den Buchdenkmal-Graniten ebenso wie mit dem Typus Achthal A in seinen verschiedenen Varianten, und damit auch - weil eine solche Variante dem Typus Schaitten angehört - eben auch mit diesem Typus Schaitten (s.u. und FRASL 1980a). Das sieht man in den Blöcken und entsprechenden Geröllen recht gut, weil die eben genannten Charakteristika überhaupt noch erhalten sind und nicht durch epizonale, hydrothermale oder Verwitterungserscheinungen in den Feldspaten und Mafiten wie sonst oft bis zur Unkenntlichkeit verschleiert werden, sodaß dann am ehesten noch die Regelung der charakteristisch geformten und vergrüntten Reste der Mafite -- nämlich bei basischeren Varianten z. B. Säulchenformen von Pseudomorphosen nach Hornblenden -- an diese zusammengehörige Gruppe von Ausgangsgesteinen erinnern. Wegen der relativ guten Erhaltung der Primäreigenschaften könnte man manche Blöcke vom Typus Achthal B sogar als besonders gut erhaltene Variante des Formenkreises des Buchdenkmal-Granits auf-

fassen, und durch die vielen übereinstimmenden makroskopischen und mikroskopischen Eigentümlichkeiten kann man es nun als klargestellt und sicher betrachten, daß das Kristallin mit dem Buchdenkmal-Granit ebenso vom Wienerwald bis zumindest bis hierher über die Salzach nach Westen reicht, wie das bereits für das Kristallin mit dem Tonalit vom Typus Schaitten gezeigt werden konnte (FRASL 1980a). Und zwar gilt das auch dann, wenn wie in unserem besonders frischen Falle die für den Buchdenkmal-Granit immer als charakteristisch angegebene rosa Farbe, die ja am ehesten als ein Gradmesser für eine bestimmte Art von hydrothermalen Überprägung anzusehen ist, noch gar nicht zur Ausbildung gekommen ist, während aber die Charakteristika des Primärbestandes und auch die Anzeichen einer typischen Deformation übereinstimmen.

Die Einbettung der Großblöcke vom Typus Achthal B in das Helvetikum ist nicht unmittelbar aufgeschlossen, wohl aber sind - wie gesagt - kleinere Gerölle davon öfters als Komponenten in nahen Konglomerathorizonten enthalten, die FREIMOSER (z. B. 1982/27) hauptsächlich dem Ultrahelvetikum zurechnet. Interessanterweise ist das Verhältnis beim Typus Achthal A aber beinahe umgekehrt. Der locus typicus liegt nämlich in der fossilebelegten ultrahelvetischen Buntmergelserie (Maastricht bis Untereozän) des vom Ort Achthal nach Westen ziehenden Sprunggrabens, wie nach der Gesteinbeschreibung dieser großen Kristallinblöcke näher ausgeführt werden soll.

D u n k l e r e T o n a l i t g n e i s e b i s
Q u a r z d i o r i t g n e i s e ("Granite vom Typus
A c h t h a l A" nach FREIMOSER 1970/49 f, und partim:
Tonalite und Quarzdiorite vom Typus Schaitten nach FRASL
1980a):

Im Zusammenhang mit der Aufstellung des "Typus Schaitten" wurde schon der eine Block beschrieben (FRASL 1980/331),

welcher in seiner ganzen Ausbildung mit dem relativ groben Korn, der Idiomorphie von Plagioklas und Hornblende, der Frische und auch der geringen Kornregelung, sowie überhaupt der ganzen Mikroskopie perfekt der frischesten Variante an der namengebenden Typuslokalität Schaitten (siehe auch FAUPL 1975/9) entsprach. Übrigens: der damals im Zusammenhang mit der Fundortsangabe genannte Bezugspunkt "Blumenweg 17" gehört zu Achthal selbst und nicht zu Hammer.

Wir wenden uns daher der kleinerkörnigen, stark gneisartigen Variante zu, welche wenige Meterzehner vom obigen Block entfernt am südschauenden Hang des Sprunggrabens in Form eines kleinen Steinbruchs abgebaut wurde. Die etwa 10 x 6 m große, blöckreiche Bruchnische ist 50 m bachaufwärts von jenem großen Neubau zu erreichen, der innerhalb des Ortes Achthal die Bezeichnung "Teisendorferstraße 75" bekommen soll.

Im Bruch selbst findet man derzeit nur die kantigen Quarzdioritblöcke als relativ sehr frische Reste aus der Gewinnungszeit, manchmal kann man auch mit freiem Auge noch die kleinen Hornblenden neben dem reichlichen Biotit sehen. - Nur in manchen schwielenförmigen Partien[†]) ist das Gestein auch sehr mafitarm und dann wieder reich an recht klaren, fettig glänzenden Plagioklasen, wo bei der Mafitgehalt von Biotit, Hornblende, Epidot und Titanit auf etwa 5 % insgesamt abnimmt, während man für Plagioklas 65 und für Quarz ungefähr 30 % annehmen kann. Der Anorthitgehalt im Plagioklas ist so einheitlich bei 25 bis 26 %, daß sich nur selten ein deutlich erkennbarer idiomorpher Zonarbau entwickelt. Kalifeldspat ist höchstens in Form von "antiperthitischen" Auscheidungen im Gestein vorhanden und da sonst der Plagioklas fehlt, ist auch kein Myrmekit ausgebildet. Korngrößen: Plagioklas ist meist 1 bis 2, aber auch bis 5 mm groß, Biotit meist 0,8 mm und Epidot ca 0,1 bis 0,3 mm, in Gruppen z. T. bis 1 mm.

Die im Steinbruch überwiegende Ausbildung von dunklerem Quarzdioritgneis zeigt u.d.M. folgendes:

Plagioklas: ca. 53 %, meist 1 mm, selten bis über 5 mm

groß; gedrungene, subidiomorphe Formen, oft Einfachzwillinge (Karlsbader Gesetz), vorwiegend klar, und in seltenen Fällen am ehesten im Kern teilweise mit Prehnit gefüllt oder aber durch ein mikrolithisches Haufwerk von einem hellen Phyllosilikat (Kaolinit?) ersetzt.

Quarz: ca. 10 Vol.%; körnige Aggregate zwischen den Feldspäten.

Biotit: ca. 17 %; olivbraun, nur wenige Tafeln sind z. T. chloritisiert; 1 bis 3 mm, seltener 4 mm groß.

Hornblende: ca. 16 %; Pleochroismus von hellbräunlichgrün bis kräftig grün mit Stich ins bläuliche; nur bis 1 mm.

Akzessorien: 4 %; dazu gehören der Menge nach gereiht: Titanit, bis 1,3 mm große spitze Rauten, von Rändern und Spaltrissen beginnende Umwandlung in Leukoxen und Kalzit, im Schliff hellbräunlich.

Apatit; gedrungene Säulchen mit sehr guter Idiomorphie, bis 0,1 mm.

Opake Erze;

Epidot, bis 0,4 mm, sehr hell grünlichgelb.

Orthit; als Seltenheit, aber groß (2 mm); ursprünglich idiomorpher Schalenbau, aber völlig alteriert.

Zirkon/Monazit, bis 0,1 mm; rundlich sowie unscheinbare Säulchen ohne ebene Flächen.

[†]) Zum Vergleich für die oben genannten trondhjemitischen Gerölle im Oberndorfer Graben, sowie zum vorgenannten zweiten Beispiel von Achthal B, woraus sich die natürlichen Zusammenhänge ergeben!

Zur geologischen Einbindung der Quarzdiorite: Außer den beiden genannten Großblöcken, von denen der eine wie gesagt steinbruchmäßig aufgearbeitet wurde, liegen daneben im Wald und im Bach noch eine lockere Reihe von kleineren Tonalitblöcken an diesem südschauenden Hang des Sprungbaches. GANSS & KNIPSCHER haben aufgrund einer genauen Beprobung dieses ganz in der Buntmergelserie liegenden Bachprofiles beschrieben und eingezeichnet (GANSS & KNIPSCHER 1956/619-621), daß diese granitoiden Blöcke in den jüngeren, nämlich untereozänen Profilteil hineingehören. Dabei wurde diese Maastricht-Eozän-Folge noch ins Helvetikum gestellt und zwar als "Teisendorfer Fazies". HAGN (1965/93) hat die Mergelserie im selben Graben als zum Ultrahelvetikum gehörig erkannt, und zwar Foraminiferenspektren des

?Dan u. Paläozän bis Lutet gefunden. Das paßt aber vortrefflich zu den Hinweisen von PREY u. FAUPL (zitiert in FRASL 1980a/328), wonach der Tonalit von Schaitten selbst auch im Eozän des Ultrahelvetikums liegt.

3) A u s b l i c k a u f g r o ß r ä u m i g e Z u s a m m e n h ä n g e

Es wurde schon in der Studie FRASL 1980a nach sonstigen großräumigen Anknüpfungsmöglichkeiten für den Schaittener Tonalit und damit den durch ihn gekennzeichneten Kristallinstreifen gesucht, der seinen Schutt in den Bereich Ultrahelvetikum und nordpenninischer Flysch-trog geliefert hat. Dabei wurden aber keine überzeugenden Verwandtschaftsbeziehungen mit den in der Umgebung befindlichen größeren kristallinen Einheiten festgestellt und es wurde nur die Hoffnung geäußert, daß sich solche Anknüpfungen trotz der dortigen alpinmetamorphen Überprägungen bei den Tonalitgneisen des Penninikums im Tauernfenster eventuell doch verifizieren ließen. Die Chancen für die Aufklärung eines entsprechenden früheren Zusammenhanges wurden aber durch neuere Studien über die Tonalitgneise und Granodioritgneise der östlichen Hohen Tauern (CH. EXNER 1982) eher geringer, denn demnach erinnern dort z. B. weder Relikte noch Pseudomorphosen an die hier so typischen Hornblenden, wobei solche Hornblenden normalerweise auch bei einer regionalmetamorphen Wiederaufwärmung erfahrungsgemäß recht widerstandsfähig wären. Die Plagioklase jedoch sind dort so stark gefüllt, daß man sich auf sie für solche Vergleiche noch weniger stützen kann. Nach diesem Schwinden einer Hoffnung auf eine derartige regionale Anknüpfung im inneralpinen Bereich, ergab sich nun aber eine viel überzeugendere Anknüpfung im außeralpinen Bereich!

Ein mir von A. DUDEK zugesandter Sonderdruck über das in Mähren unter der Molassezone erbohrte und auch unter den Rand des Karpatenflysches hineinziehende Kristallin ("Bruno-Vistulicum"; DUDEK 1980) machte mich durch die anschaulichen Gesteinsbeschreibungen auf die erstaunlich gute Übereinstimmung der Blöcke vom Typ Schaitten mit dem dortigen "dunklen Hornblende-Biotit-Quarzdiorit bis Tonalit" aufmerksam, bei welchem schon die Typenbezeichnung "Zdanice type" auf ein ca. 20 x 8 km großes Massiv hinweist, dessen namengebende Lokalität ca 35 km ESE von Brünn liegt (und uns vom Steinitzer Mergel bekannt ist).

Eine Vergleichsfahrt nach Prag zu Herrn Dr. Dudek bestätigte aufgrund von Kernprobenschliffen die verblüffende Übereinstimmung z. B. des dort zufällig greifbaren, und zum Zdancer Typ gehörigen, aber damals ganz neuen und noch unpublizierten Bohrkernes von Uhrice 6 mit meinem mitgebrachten Material aus den vier Musterstellen des Typus Schaitten. Die gleiche Übereinstimmung gilt aber auch für den "hellen Hornblende-Biotit-Tonalit bis Quarzdiorit" ("Skavkov-type") vom "Slavkov-massif", und dieses ist unter der Molassezone zwischen 10 und 40 km östlich von Brünn gelegen. (Slavkov ist uns noch eher unter dem Namen Austerlitz bekannt!). Diese helleren Typen stimmen z. T. verblüffend überein mit der Mehrzahl der seinerzeit von Prof. BRÄUER gesammelten Kristallinblöcke bei St. Gilgen am Wolfgangsee (FRASL 1980a), also aus dem Doppelfenster von Ultrahelvetikum und Flysch, welches dort von B. PLÖCHINGER innerhalb der Kalkalpen erkannt worden war. Nicht nur das Aussehen und die Mikroskopie davon, auch die Projektionspunkte meiner Modalanalysen vom "Zdanice type" und "Slavkov type" (DUDEK 1980/36), daß dieses insgesamt über die Zufälligkeit hinausgeht.

Und zwar beginnen die überzeugendsten Übereinstimmungen bei den Feldspäten, wobei Dr. DUDEK mir gegenüber extra betonte, daß der allgemeine, fundamentale Unterschied

zwischen den quarzdioritischen und tonalitischen Gesteinen des Bruno-Vistulicums gegenüber den gleich benannten Gesteinen z. B. im mittelböhmischen Plutongebiet (Moldanubikum) hauptsächlich im Aufbau des Plagioklase besteht, indem hier der Zonarbau schwach ist, im moldanubischen Vergleichsgebiet aber ein sehr ausgeprägter Zonarbau besteht, der durch basischere Kerne und häufig auch resorbierte (Alt-)Kerne deutlich gemacht wird. Einen entsprechenden stärkeren Zonarbau mit viel basischeren Plagioklaskernen kennen wir ja auch hierzulande im Moldanubikum vom Freistädter Granodiorit und vom Gebhartser Quarzdiorit. - Übereinstimmend sind auch die Hornblenden und Biotite nach ihrem ganzen Erscheinungsbild einschließlich des Pleochroismus, dann die großen Titanite, aber auch die Korngrößen allgemein und auch überhaupt das makroskopische Aussehen. Und dazu kommt die spezifische Ausbildung der hydrothermalen bis epizonalen Überprägung da wie dort, sowie auch die meist deutliche Kornregelung, sodaß die Gesteine oft passender als Gneise zu bezeichnen sind.

Auf diesen Grundlagen postuliere ich eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit unseres Kristallinstreifens, welcher durch die tonalitisch-quarzdioritischen Gesteine vom Typus Schaitten charakterisiert ist, mit dem Bruno-Vistulicum, welches zumindest bis in die Gegend der Stadt Gottwaldov (früher Zlin) unter den Kärpatenflysch hinein nachgewiesen ist. Das ist aber immerhin eine Strecke von gut 400 km von Salzburg entfernt, aber wie gesagt gibt es zwischen da und dort Bindeglieder, zumindest von Salzburg bis in den Wienerwald.

Zur Überprüfung und Klarstellung des hier postulierten Zusammenhanges wird man wahrscheinlich am besten Altersbestimmungen am hiesigen Kristallin heranziehen, denn die Plutonite des Bruno-Vistulicums gaben ja vorvariszische Alterswerte zwischen 550 und 660 m.y., das ist am Ende der cadomischen Orogenese (DUDEK 1980/63-65). Diese Alterswerte unterscheiden sich damit sehr klar von den Alterswerten des moldanubischen Raumes, sowie auch dem Gros der voralpidischen Daten in den Zentralalpen, welche eher einem kaledonischen Ereignis und besonders der variszischen Orogenese entsprechen. Prof. FRANK/Wien

hat daher mit Vergleichsuntersuchungen an hiesigen Material begonnen.

Sollte sich meine Annahme des Zusammenhanges bestätigen, dann schiebt sich hier zumindest auf der Strecke zwischen Wien und Salzburg ein Präkambrium zwischen die variszischen Granite des Moldanubikums und die Variszischen Zentralgneise des Penninikums. Damit kann aber die in diesem Beitrag bekanntgemachte Exotikauntersuchung zu einer Initialzündung für weitere, proßräumigere Überlegungen werden, etwa, ob sich dieses alte Krustenstück noch weiter nach W und in die Alpen hinein verfolgen läßt. Ich denke da z. B. an das Bolgenkonglomerat, dessen Kristallinkomponenten ebenso wie der Habkern-Granit mit dem vorvariszischen Kristallin der Err-, Julier- und Berninagruppe verglichen werden.

Ein erstes Problem ergibt sich schon allein aus der bisher erfaßten Längserstreckung unseres Kristallinstreifens, welcher in Mähren eindeutig zum Südrand Stabileuropas gehörte, aber in unserem Abschnitt jedenfalls bereits irgendwie in den Alpenbau einbezogen wurde. Es ist zwar möglich, daß das Bruno-Vistulicum schon in voralpidischer Zeit auf diese Länge von 400 km als östliches und südliches Vorland des Moldanubikums kontinuierlich bis in unseren Raum nach SW gereicht hat. Es ist aber auch anzunehmen, daß sich am Südrand von Stabileuropa gegen die Tethys im Zuge der jurassischen Krustendehnung z. B. langgestreckte, stufenförmige Randschollen mit Teilstücken des Bruno-Vistulicums abgelöst haben; und die Ränder solcher gekippter Schollen haben wohl die Exotika in das Ultrahelvetikum und die rhenodanubische Flyschzone geliefert! Solche Randschollen könnten aber infolge von Lateralverschiebungen zwischen der europäischen und der afrikanischen Platte auch ein entsprechendes Stück lateral verschoben worden sein, und zwar auch um mehrere Hundert Kilometer.

Wo könnte man heute eine entsprechende Störungslinie oder ein etwa Ost-West verlaufenden Störungsbündel annehmen? Wohl etwa dort, wo der ultrahelvetische Ablagerungsraum einst gegen das rhenodanubische Flyschbecken stieß. Aber der entsprechende Krustenstreifen ist heute in der Tiefe der Alpen versteckt und wurde z. B. von den ganzen Nördlichen Kalkalpen überfahren. Ist eine solche versteckte Störungslinie heute etwa in Form der auffälligen Längstalfurche der Enns und der Salzach, also auch bei der Tauern-nordrandstörung durchgepaust? Es ergäbe sich damit auch die Möglichkeit der Annahme einer zweiten wichtigen Lateralverschiebungsfläche mit Rechtsseitenverschiebung nördlich der periadriatischen Linie, bloß mit dem Unterschied, daß die nördliche Lateralstörung alsbald von den ostalpinen Deckenmassen, insbesondere von den Nördlichen Kalkalpen überfahren wurde, während die periadriatische Linie oberflächlich weithin sichtbar ist. Solche Überlegungen könnten wahrscheinlich einige Antworten bringen auf Fragen über die Mechanik am Nordrand der Adriaplatte bei ihrer Drehung im Uhrzeigersinn. - Jedenfalls würde sich die am ehesten anzunehmende Situierung des Herkunftsgebietes der Salzburger Exotika unter den Alpen gegenüber dem weit entfernten Brünner Raum mit der Annahme einer Rechtsseitenverschiebung vor der eozänen Kollision des Ostalpins mit dem nördlichen Vorland ganz gut vertragen.

Eine solche Seitenverschiebung braucht aber wohl auch entsprechende Fortsetzungen in ihrer Verlängerung. Steckt eine solche vielleicht in der Klippenzone der Karpaten? Und wie steht es mit der Möglichkeit von Lateralverschiebungen z. B. am so schön geradlinigen Südrand des Aarmassivs? Man sollte auch gezielt nach ähnlichen Paßstücken Ausschau halten, so wie hier eine ursprüngliche Verbindung des Brünner Raumes mit dem Salzburger Raum aufgezeigt wurde. Vielleicht kann man dann aus einem solchen Mosaik in einigen Jahren schon mehr über Seitenverschiebungen am Südrand von Stabileuropa aussagen.

L i t e r a t u r :

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E., 1956: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. - Mitt. Geol. Ges., 49, 1-39, Wien 1958.

BOURBON, M. & de GRACIANSKY, P.C., 1975: L'enregistrement d'un episode de tectonique cassante par un systeme de filons synsedimentaires en Brianconnais. (Alpes Occidentales francaises). - IX. Congr. Int. de Sedim., 27 - 31, Nice 1975.

DUDEK, A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozprawy Czechoslov. Akad. Ved. - Rada matem. a priv. ved., 90/8, 1-85, Praha.

EXNER, CH., 1982: Geologie der zentralen Hafnergruppe. - Jahrb. Geol. B.-A. 125, 51-154, Wien.

FAUPL, P., 1975: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neckom) von Ober- und Niederösterreich. - Jahrb. Geol. B.A., 118, 1-74, Wien.

FRASL, G., 1980a: Zur Verbreitung der tonalitisch-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins). - Mitt. Österr. Geol. Ges. 71/72, 323-334, Wien.

-- 1980b: Die Suche nach Vulkaniten im Flysch von Salzburg und Oberösterreich insb. im Haunsberggebiet. - Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, 68-74, Leoben.

-- 1981 Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. - Teil B: Der vulkanitreiche "Haunsberg-Verrucano" in der Flyschzone bei Salzburg. - Jber. 1980,

Hochschulschwerpunkt S 15, 85-90, Leoben.

- 1982: Zur Stellung der basischen Vulkanitblöcke vom Haunsberg (Salzburg) im Grenzbereich Rhenodanubischer Flysch/Buntmergelserie. - Jber.1981, 61-70, Leoben.

FREIMOSER, M., 1970: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Unveröffentl. Diss. TU München, 1-208, München.

- 1972: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Geol. Bav. 66, 7-91, München.

GANSS, O. & KNIPSCHER, H. C. G., 1956: Die Maastricht-Eozänfolge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. - Geol. Jb. 71, 617-630, Hannover.

HAGN, H., 1960: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. - Geol. Bav. Nr. 44, 3-208, München.

MISIK, M., 1979: Sedimentological and microfacial study in the Jurassic of the Vrsatec (castle) klippe (neptunian dykes, Oxfordian bioherm facies). - Zapadne Karpaty, ser. geol., 5, 7-56, Bratislava.

SCHMIDT-THOME, P., 1939: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. - Z. deutsch. geol. Ges. 91, 273-289, Berlin.

D a n k s a g u n g

Ich danke für die unterstützende Untersuchung der Foraminiferen Herrn Prof. Dr. St. GEROCH/Krakau; bei den Nannofloren Herrn Hofrat Dr. Herbert STRADNER, Wien sowie Herrn Dr. J. DUDZIAK/Krakau und Herrn Johann EGGER/Salzburg; dann bei der Mikrofaziesuntersuchung Herrn Prof. Dr. Erik FLÜGEL/Erlangen und selbstverständlich Herrn Prof. Dr. Wolfgang FRANK/Wien, für die aufgenommenen Altersuntersuchungen. Die Schliffe machte in bewährter Weise Herr Manfred BRUNNER und die Schreibarbeiten Frau Cäcilia LUBLASSER an der Salzburger Universität.