

Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambriums der Böhmisches Masse und der Westkarpaten im gegenseitigen Vergleich *)

Von Vladimir Zoubek **)

Die beiden geologischen Haupteinheiten Europas, die in ihren charakteristischen Repräsentanten dem österreichischen und tschechoslovakischen Gebiet gemeinsam sind und so die österreichische und tschechoslovakische Geologie innig verbinden — die Böhmisches Masse als das schönste Stück Mesoeuropas, die Ostalpen und Westkarpaten als die in manchen Hinsichten besonders interessanten Sektoren Neoeuropas — sind in den letzten Jahren zum Gegenstand vom Gedankenaustausch der Geologen unserer beiden Länder geworden. Die Diskussionen wurden meistens auf spezifische Einzelfragen gerichtet, je nach dem Interesse der betreffenden Spezialisten, wobei im Fall des alpinen Baues natürlich die am meisten charakteristischen Glieder — die Formationen der alpinen Geosynklinale und die prächtige alpine Tektonik — bei weitem überwiegen. Es ist kein Wunder, daß dabei die prinzipiellen Fragen des alten Unterbaues bisher ein wenig vernachlässigt worden sind, obgleich schon ziemlich lange Zeit von dem Augenblick verflissen ist, wo F. E. SUESS (1931) den ersten tieferen Vergleich des böhmischen und ostalpinen Kristallins entworfen hat und wo ich selbst (1936) etwas ähnliches für die Westkarpaten versucht habe.

Die ungemene Kompliziertheit der alten Stockwerke, die durch mehrmals sich wiederholende, regional und zeitlich stark veränderliche deformative und thermische Vorgänge und Stoffmigrationen umgebildet und auf zahlreiche mehr oder weniger individualisierte Schollen zerstückelt worden sind, das alles hat zur Folge, daß das Gemeinsame gegen dem Spezifischen weit zurücktritt. Unter solchen Umständen ist jeder Versuch einer Zurückführung der so unhomogenisierten und differenzierten Gebiete auf den ursprünglichen großzügigen Bau mit einem Ungewißheitsgrad

*) Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geologischen Gesellschaft in Wien am 2. Dezember 1966

***) Anschrift des Verfassers: Dr. V. Zoubek, Československá Akademie věd, Geologický Ústav, Kořenského 1, Praha 5 — Smichov.

belastet. Doch glaube ich, daß es sich lohnt, von Zeit zu Zeit den allgemeinen Stand dieser prinzipiellen Fragen im Lichte der neu festgestellten Tatsachen zu überblicken und durch gemeinsame Diskussion die verschiedenartigen Standpunkte zu vergleichen. Deswegen habe ich die liebenswürdige Einladung mit Freude angenommen und spreche dafür der altberühmten Wiener Geologischen Gesellschaft und deren Präsidenten Herrn Kollegen CH. EXNER meinen aufrichtigen Dank aus.

Unter den prinzipiellen Grundfragen der beiden Haupteinheiten ist den Problemen des präkambrischen Fundaments eine ganz besondere Bedeutung beizumessen. In meinem Referat möchte ich versuchen (1), das Präkambrium der Böhmisches Masse und der Westkarpaten zu vergleichen und (2) einige Schlüsse anzudeuten, die aus den Ähnlichkeiten und Unterschieden hervorzugehen scheinen für die Grundlagen der historischen Entwicklung und für den Bau der tieferen Erdschichten. Der gegenseitige Vergleich der Entwicklung des Präkambriums des variszischen und alpinen Europas hat dabei einen tieferen Sinn: in den unterschiedlichen Merkmalen der Tiefenzonen liegen allem Anschein nach die Hauptgründe der so unterschiedlichen späteren Entwicklung verborgen. Nun machen die geologischen Wissenschaften die ersten Schritte, um den diese tiefe Gründe und Ursachen verdeckenden Schleier zu enthüllen; das bekannte internationale Projekt des oberen Erdmantels ist der beste Ausdruck dieser Tendenz. Unter solchen Verhältnissen können die genetischen Schlüsse nur als zaghafte Erwägungen betrachtet werden. Von diesem Standpunkte aus wollen Sie, bitte, die folgenden Gedanken als eine Basis der Diskussion annehmen.

1. Ein wichtiges Merkmal ist dem Präkambrium der beiden Haupteinheiten gemeinsam; nicht nur während der ganzen präkambrischen Ära, sondern auch in der unmittelbar folgenden Etappe war das Mesoeuropa wie Neoeuropa ein Bestandteil der mobilen Zonen der Erdkruste. Im Einklang damit bleiben die präkambrischen geosynklynal-tektonischen Großzyklen unvollendet; ihre Entwicklung wird durch neue geosynklinale Rejuvenation unterbrochen, bevor sie die späten Stadien der geosynklynal-tektonischen Entwicklung — insbesondere das Molassestadium mit der morphologischen Individualisation des Gebirges — durchlaufen könnten. Das prinzipiell unterschiedliche Verhalten beginnt sich erst im Spätvariszikum zu offenbaren und behauptet sich bis in unsere Zeit: während die Böhmisches Masse im Spätvariszikum einen typischen Molassecharakter aufweist und mit oberem Perm (MÁŠKA 1960) in ein konsolidiertes Plattformstadium eintritt, erfährt das Neoeuropa im oberen Paläozoikum eine neue geosynklinale Remobilisierung und bleibt ein Bestandteil der mobilen Zonen bis in die Gegenwart.

2. Im Präkambrium der Böhmischen Masse sind zwei ausgeprägt unterschiedliche Einheiten zu unterscheiden: das Moldanubikum einerseits und das sogenannte Barrandeum-Proterozoikum und dessen Äquivalente andererseits. Die letztgenannten Komplexe werden in der tschechischen Geologie gewöhnlich als Algonkium s. s. bezeichnet, nach den Vorschlägen der Klassiker der tschechoslovakischen Geologie POŠEPNY und KETTNER; in den neuen stratigraphischen Schemen, die in den alten Schilden auf Grund der Kombination hauptsächlich von strukturellen, lithologischen, metamorph-faziellen und radiometrischen Methoden entwickelt worden sind, werden diese Komplexe mit oberem Proterozoikum parallelisiert, d. h. mit der Hauptgruppe, die mit den Altersgrenzen 1700 ± 150 Mill. Jahre (= karelische Revolution) und 600 ± 50 Mill. Jahre (= assyntische Revolution) datiert ist. Auch wenn das Verhältnis des Moldanubikums zum Oberproterozoikum noch immer ein Gegenstand der Diskussion bleibt, sprechen die meisten Ergebnisse der neueren Forschungen dafür, daß die moldanubische geosynklinale Folge dem Altproterozoikum, d. h. der Periode 2500 ± 150 Mill. Jahre (= Kenoran-Revolution) bis 1700 ± 150 Mill. Jahre entspricht.¹⁾ — Die Unterschiede der beiden Haupteinheiten sind recht markant. In der Lithologie der vormetamorphen Sedimente ist für das Moldanubikum eine große Verbreitung von verhältnismäßig mächtigen Marmoren in der mittleren Abteilung der ganzen Schichtfolge charakteristisch. Dagegen sind in den „algonkischen“ Komplexen bedeutendere Marmorlagen nur auf eine schmale marginale Zone begrenzt, die der aufsteigenden Scholle der „Moldanubischen Elevation“ unmittelbar anliegt (das Moravikum, Eisengebirge, zum Teil auch Silesikum), nebst einigen Vorkommnissen in der Erzgebirgischen Zone. Der Hauptunterschied der moldanubischen und oberproterozoischen Schichtfolge der Böhmischen Masse kommt jedoch in der Natur des geosynklimalen Magmatismus zum Vorschein. Für das Moldanubikum ist die Granulitformation besonders charakteristisch. Trotz den noch bestehenden Meinungsdivergenzen möchte ich die Genese der betreffenden Gesteinsgemeinschaft im bereits von F. E. SUESS behaupteten Sinne durch neue Forschungen als prinzipiell geklärt betrachten, d. h. als eine eigenartige Formation des geosynklimalen (initialen) Vulkanismus, an dessen Zusammensetzung Laven, Tuffe, Tuffite und seichte subvulkanische Intrusionen, untergeordnet und lokal auch klastische Sedimente sich beteiligen, wobei die Gesteine von einer „extremen“ Zusammensetzung — die säuersten und ultrabasischen Glieder —

¹⁾ Eine Alternative, die dem letzten Stand der Kenntnisse noch besser entspricht: Barrandeum-Proterozoikum = oberes Proterozoikum = 1050 ± 150 (= Grenville-Revolution) — 600 ± 50 Mill. Jahre, Moldanubikum = mittleres Proterozoikum = 1700 ± 150 Mill. Jahre — 1050 ± 150 Mill. Jahre.

am häufigsten vorkommen, und die Gesteine der basaltischen und intermediären Zusammensetzung — Amphibolite und Pyroxengranulite — weniger häufig sind.

Die moldanubischen Granulite verdanken ihre mineralfaziellen Merkmale in der ersten Linie der Beschaffenheit (insbesondere dem niedrigen Wassergehalt) der ursprünglichen Gesteine, wie es bereits F. E. SUESS hervorgehoben hat; die begleitenden metapelitischen, metabasischen und karbonatischen Gesteine zeigen nur erste Andeutungen an die Granulitfazies (Kristallisation eines pyropreichen Granats nebst vorwiegendem Biotit in den Paragneisen, Pyroxen nebst vorwiegendem braunen Hochtemperaturamphibol, Forsterit in den unreinen Karbonatgesteinen). Daraus ist ersichtlich, daß die moldanubischen Granulite z. T. in der Übergangszone von den P-T-Bedingungen der Granatamphibolitfazies zu denjenigen der Granulitfazies, z. T. unter den Bedingungen der ersteren metamorphosiert worden sind.

Weitere charakteristische Merkmale der Granulitformation sind xenolithartige ultrabasische Einschlüsse in den granulitischen Gesteinen und, insbesondere, die Pyropführung der Ultrabasite, die nur auf die moldanubischen Vorkommnisse begrenzt ist mit einer einzigen bisher bekannten Ausnahme — Zöblitz im Sächsischen Erzgebirge — die nach Forschungen von BEHR, FRITSCH und MANSFELD (1965) durch das Zusammenspiel von ganz speziellen tektonischen Bedingungen hervorgerufen wurde. Dabei ist die Pyropführung der moldanubischen Serpentinite von der metamorphen Fazies der umliegenden Gesteinsgemeinschaften unabhängig: die Pyroperpentinite kommen ebenso in den tiefst metamorphen Gebieten vor, die durch allgemeine Anklänge an die Granulitfazies charakterisiert sind — z. B. im südböhmischen Granulitgebiet — wie in dem mesozonal metamorphen Kuttengerger Kristallin. In der eben stattfindenden Diskussion über die subkrustal-magmatische oder metamorphe Kristallisation des Pyrops spricht dies eher für die erstere Deutung.

Ich habe mich mit der Granulitformation eingehender beschäftigt, da sie im europäischen Kristallin auf die „moldanubischen“ Komplexe begrenzt ist und dabei in seiner oben angeführten Form in allen „moldanubischen“ Gebieten vorkommt. Außerhalb der eigentlichen „Moldanubischen Elevation“ möchte ich nur die moldanubischen Kerne der antiklinalen Strukturen im Saxothuringikum (Sächsisches Granulitgebirge), im assynitischen Kernkrystallin des Teplá-Gebietes (Egergranulite Nordböhmens) mit den Vorkommnissen im Liegenden der oberkretazischen Plattform-sedimente), in den westeuropäischen Horstgebirgen (Vogesen, Zentralmassiv) und im Kristallin der Iberischen Halbinsel erwähnen. Im Gegenteil, im Oberproterozoikum Paläo- und Mesoeuropas (des barrandeischen bzw.

brioverischen Typus) und im alpino-karpatischen Präkambrium ist die Granulitformation nicht bekannt. So kann diese initial-vulkanische Formation für die moldanubische Hauptgruppe bzw. Strukturetage als ein Leitmerkmal gelten. — Abweichend von der moldanubischen extrem differenzierten Granulitformation ist der initiale Vulkanismus im Oberproterozoikum der Böhmischen Masse ganz vorwiegend basisch, von der normalen basaltischen bzw. spilitischen Zusammensetzung; nur in der marginalen, an das Moldanubikum angrenzenden Zone übergeht er in der stratigraphisch höchst gelegenen vulkanischen Formation ins Hangende von den basischen in die intermediären und sauren Glieder. Die Ultrabasite sind im böhmischen Oberproterozoikum verhältnismäßig selten und im Gegensatz zu den moldanubischen nicht flächenhaft zerstreut, sondern auf gut definierte tiefreichende Brüche erster Ordnung begrenzt. Zwar läßt die Verteilung der Ultrabasite in einigen Gebieten Moldanubikums auch eine Bruchanlage vermuten (WEISS 1966: NNE und NW streichende Brüche im östlichen Teile der Moldanubischen Elevation); es handelt sich jedoch meistens um keine Brüche erster Ordnung, die sich in der ganzen historischen Entwicklung durchsetzen würden.

Nur die Anhäufung der Ultrabasite in der östlichen Randzone der moldanubischen Scholle läßt eine regionale Schwächezone erkennen, die sich später als die „moravische Linie“ (MÁŠKA-ZOUBEK 1960) (= in der „moldanubischen Überschiebung“ F. E. SUSS 1912) am klarsten geltend machte. In den oberproterozoischen Komplexen dagegen sind die Ultrabasite auf die langlebigen tiefreichenden Brüche (Suturen, Lineamente) erster Ordnung begrenzt, die sich gewöhnlich auch durch Anhäufung von sonstigen (basischen \pm saueren) vulkanischen Massen und durch das Vorkommen von subvulkanischen gabbroiden Formen des initialen Magmatismus offenbaren. Beispiele: Ultrabasite in dem an den Marienbader Bruch gebundenen Marienbader basischen Komplex; die Ultrabasitkörper im nördlichen Böhmerwald, an den Bruch des Böhmisches Pfahles und einen parallelen westlicheren Bruch gebunden, mit den gabbroiden Körpern von Poběžovice und Tachov (VEJNAR 1966); die Ultrabasite, Gabbroamphibolite und das stark differenzierte gabbroide Massiv von Ransko im Gebiete von Eisengebirge auf der Kreuzung der Elbe-Linie mit dem N—S verlaufenden Bruchsystem des alten Hlinsko-Grabens (MÁŠKA, MISAR); die Ultrabasite der basischen Komplexe von Letovice in Westmähren auf dem mit der moravischen Linie subparallel verlaufenden Bruchsystem u. a.

Im Gegensatz zur Böhmischen Masse ist die lithologisch-fazielle Entwicklung des westkarpatischen Präkambriums viel eintöniger. Zwar läßt die letztere auch eine gewisse Zweiteilung erkennen. Die untere Tatra- und obere Kohút-Gruppe (MÁŠKA-ZOUBEK 1960) unterscheiden sich jedoch

hauptsächlich nur durch den Metamorphosegrad: die Tatra-Gruppe ist kata- bis tief mesozonal, die Kohút-Gruppe meso- bis epizonal. Die Sedimentation hat in den beiden Gruppen im großen und ganzen denselben „fleyschartigen“ pelitisch-psammitischen Charakter; ebenso der initiale Vulkanismus bleibt ausnahmslos basisch, und nur ganz vereinzelte winzige Einlagerungen von lyditischen und karbonatischen Sedimenten, auf die obere (Kohút-) Gruppe begrenzt, bezeugen gewisse stratigraphische Selbständigkeit der beiden Gruppen. Ebenso wie es F. E. SUSS für die Ostalpen festgestellt hat, erscheinen auch im westkarpatischen Präkambrium keine Andeutungen der moldanubischen Komplexe; das ganze westkarpatische Präkambrium ist dem böhmischen Oberproterozoikum grundsätzlich ähnlich, was den ursprünglichen Charakter und die Gesamtmächtigkeit der geosynklinalen Sedimente und deren Metamorphose betrifft. So sprechen alle bisher bekannten Tatsachen dafür, daß das ganze Präkambrium der Westkarpaten mit dem böhmischen Oberproterozoikum stratigraphisch zu parallelisieren ist.

Auch der geosynklinaler Vulkanismus des westkarpatischen Präkambriums ist dem böhmischen Oberproterozoikum ähnlich, nur sind die betreffenden Eigentümlichkeiten noch mehr ausgeprägt. Er ist ausschließlich basisch, von einem basaltischen bzw. gabbroiden Charakter. Die Körper der Ultrabasite sind äußerst selten und winzig und ihre Einreihung in die Entwicklungsgeschichte der präkambrischen Komplexe problematisch. Keine sauren Glieder kommen im präkambrischen initialen Vulkanismus der Westkarpaten zum Vorschein. Um so krasser erscheint die Wende an der Präkambrium/Paläozoikum-Grenze, da in der nach der assyntischen Revolution folgenden kambroordovizischen Formation der intensive initiale Vulkanismus des kaledonischen Zyklus fast nur durch die sauren Glieder repräsentiert ist. Die Porphyrgesteine der Gelnica-Serie sind bekanntlich mit dem Blasseneckporphyr der ostalpinen Grauwackenzone zu parallelisieren.

Die regionale Verteilung der initial-magmatischen Formationen weist in einzelnen präkambrischen Haupteinheiten der Westkarpaten und der Böhmisches Masse recht ausgeprägte Eigentümlichkeiten auf. Im Moldanubikum sind die geosynklinal-vulkanischen Komplexe flächenhaft zerstreut, insbesondere wenn wir auch deren noch nicht entblößte und bereits der Denudation zum Opfer gefallene Teile in Erwägung nehmen. Im böhmischen Oberproterozoikum folgen die Hauptmassen der geosynklinalen Vulkanite den Brüchen (SLAVIK 1907), die die Verbindung des damaligen Meeresbodens mit der tiefkrustalen Basaltschicht besorgt haben, wobei die größten Anhäufungen der Vulkanite den regionalen Brüchen erster Ordnung folgen. Die Metabasite im westkarpatischen Präkambrium sind im

großen und ganzen gleichmäßig zerstreut; nur zwei Gebiete zeigen deren außerordentliche Anhäufung. In der Tatra-Gruppe ist dies die Außenzone des „veporiden“ Kristallins — die Kraklová-Subzone, insbesondere deren Außenrand, mit dem sie an das Kristallin der „Tatriden“ angrenzt. Durch diese Anreicherung der geosynklinalen Magmatite ist eine alte Schwächezone angedeutet, die sich später auch durch die Anreicherung des sauren permischen Vulkanismus offenbarte und letzten Endes eine der zwei wichtigsten tektonischen Grenzen des kristallinen Sockels — die Grenze des „tatriden“ und „veporiden“ Autochthons — bedingt hat. — Auch die andere Anhäufung des initialen basischen Vulkanismus, die in den Kleinen Karpaten vorkommt und allem Anschein nach der oberen Kohút-Gruppe angehört, entspricht offenbar einer strukturellen Schwächezone (CAMEL in Buday et al. 1962). Dieselbe offenbarte sich noch während des Altpaläozoikums; auch die geosynklinale Subsidenz und der basische kaledonisch-variszische Vulkanismus im Silur-Devon der Harmónia-Serie ist durch diese Schwächezone bedingt.

Ähnlich dem böhmischen Oberproterozoikum sind in den beiden Gebieten der Anhäufung des initialen Vulkanismus auch subvulkanische Intrusionen vertreten, deren gabbroide Struktur im kleinkarpatischen Komplex meistens gut erhalten bleibt, dank der viel kleineren Intensität der regionalen Metamorphose im Kristallin der Kleinen Karpaten. Im Gegenteil zum böhmischen Oberproterozoikum kommen jedoch in keinem der beiden Zentren des karpatischen initialen Vulkanismus Ultrabasite vor.

Von den eben geschilderten Verhältnissen, die während der geosynklinalen Etappe des Präkambriums der beiden Haupteinheiten geherrscht haben, kann man nun einige, wenn auch nicht ganz verlässliche allgemeine Schlüsse ziehen.

1. Die Basaltschicht im Liegenden des Sedimentationsraumes der moldanubischen Geosynklinale war allem Anschein nach weniger mächtig, so daß die Ultrabasite ohne Hilfe der Brüche erster Ordnung von der Außenschicht des oberen Erdmantels bis in die oberflächennahen Sedimente zu geraten imstande waren. Infolge der kurzen Aufstiegsbahn konnten die subkrustal kristallisierten Pyrope in vielen Fällen erhalten bleiben (vergl. MICHAÏLOV-ROVSCHA 1966). Es ist möglich, daß stellenweise die Basaltschicht sogar gefehlt hat, so daß die sauren magmatischen Massen des Sials mit der Peridotitschicht des oberen Mantels unmittelbar in Berührung kamen und die Gesteine der letzteren als magmatische Einschlüsse oder vielleicht auch Tuffbomben bei ihrem eruptiven Aufstieg mitgerissen haben.

2. Während der moldanubischen Revolution ist die Erdkruste (= Granitschicht + Basaltschicht) dicker geworden. Die Temperaturerhöhung war

jedoch während der geosynklinalen Etappe des assyntischen Zyklus in den Gebieten der oberproterozoischen Geosynklinalräume nicht so hoch, um die tiefen Sialmassen zu mobilisieren; auch in der Basaltschicht haben sich keine intensiven Differenzationsvorgänge geltend gemacht, die sauren Magmen produziert hätten. So haben sich im oberproterozoischen initialen Vulkanismus fast ausschließlich die Basalt- bzw. Spilitmagmen behauptet. Nur in Randgebieten der oberproterozoischen Geosynklinale, wo der Sedimentationsraum in die stärker konsolidierte dickere Scholle des moldanubischen Zentralmassivs (Zwischengebirges) übergang, wurden die tiefer reichenden Massen des dickeren Sials mobilisiert und nahmen im initialen Vulkanismus als intermediäre bis saure Magmen teil. Damit dürfte die starke Beteiligung der intermediären + sauren Magmen in den vulkanischen Komplexen der sogenannten Euler Zone und im Jungproterozoikum des Eisengebirges erklärt werden. Dies geschah erst kürzlich vor der Schlußphase der geosynklinalen Subsidenz, d. h. in der Zeit, wo die tiefsten Sial-Lagen des Sockels des oberproterozoischen Geosynklinalraumes bereits in den Bereich der anatektischen Prozesse geraten haben.

3. Der tiefkrustale bis subkrustale Unterbau des karpatischen Zweiges der oberproterozoischen Geosynklinale war demjenigen des böhmischen Zweiges ähnlich. Nur hat es in den Westkarpaten keinen „moldanubischen“ Zwischengebirgsblock gegeben, wie es in der Böhmischen Masse der Fall war; so gibt es da auch keine sauren assyntischen Initialvulkanite, die in der Böhmischen Masse die Übergangszone der assyntischen Geosynklinale in den moldanubischen Zwischengebirgsblock charakterisieren. Erst in den Ostkarpaten kommt eine gewissermaßen analoge Grenzzone der assyntischen Geosynklinale zu einem anderen, weit größeren konsolidierten Block der alten fenno-sarmatischen Plattform zum Vorschein. Dort begegnen wir in dem initialen, wahrscheinlich assyntischen Vulkanismus eine ganz analoge Erscheinung — der Vulkanismus der „epizonalen Serie“ der Ostkarpaten, den M. DESSILA-CODARCEA (nach einer mündlichen Mitteilung) ins Jungproterozoikum einreicht, ist sauer. — Die assyntische Orogenese bringt natürlich auch in den Westkarpaten eine Verdickung des Sials mit sich. Deswegen ist der nächstfolgende Vulkanismus — der Vulkanismus der kambroordovizischen Gelnica-Serie vom Typus des Blaseneck-Porphyr — ganz vorwiegend sauer.

Diese Erwägungen bringen weitere Fragen mit sich, die noch tiefer in die geologische Struktur und Vergangenheit reichen als die eben erwähnten und deswegen noch länger offen bleiben werden.

a) Hat es im Raume der Böhmischen Masse einen älteren als moldanubischen (= altproterozoischen) tektogenen Zyklus gegeben, oder stellt die

moldanubische Hauptgruppe ein „fundamentales Orogen“ im Sinne MICHOT's vor?

b) Eine ganz analoge Frage für die Westkarpaten: hat es im Raume der Westkarpaten einen älteren als den oberproterozoischen Zyklus gegeben, oder stellt der letztere ein „fundamentales Orogen“ vor? Wenn auch die heutzutage bekannten Tatsachen nicht genügen, diese Frage verlässlich zu beantworten, so scheinen die letzteren Deutungen wahrscheinlicher und fruchtbarer zu sein. Der Mangel der älteren Konsolidationen (= der tieferen Strukturetagen) als die moldanubische in der Böhmischen Masse, könnte die Hauptursache der bis zum Schluß der variszischen Orogenese dauernden Mobilität sein; in dem alpino-karpatischen Raum würde die Geschichte um eine Strukturetage nach oben verschoben werden.

Im Lichte der oberwähnten Erwägungen kommt die wichtige Rolle zum Vorschein, die der österreichische Sektor auch in dieser Hinsicht in der Erforschung Neoeuropas spielt. Im großartigen Megaantiklinorium der zentralen Ostalpen ist der kristalline Sockel viel tiefer erodiert und entblößt, als in den kleinen Antiklinorien der westkarpatischen Kerngebirge; so wäre ein Ausbiß einer (eventuellen) tieferen Strukturetage in den Ostalpen mit viel größerer Wahrscheinlichkeit zu erreichen.

Ich möchte nur ganz kurz einen Vergleich der Hauptzüge der späteren Etappen der Entwicklungsgeschichte der betrachteten vorkambrischen Komplexe andeuten.

Die Intensität der regionalen Metamorphose ist im guten Einklang mit denjenigen Hypothesen, die aus dem Vergleich des Charakters der geosynklinalen Etappen gezogen worden sind. In dem Moldanubikum als einem länger der Erosion ausgesetzten Komplex ist die Denudation bis an die Übergangszone vom Granatamphibolit- zur Granulitfazies vorgestoßen, ohne jedoch das Niveau der echten Pyroxengranulitfazies zu erreichen. Im Gegenteil, die Intensität der Regionalmetamorphose der oberproterozoischen Komplexe in der Böhmischen Masse ebenso wie in den Westkarpaten übersteigt nicht die Granatamphibolitfazies und bleibt meistens im Bereiche der tieferen Mesozone. Auch die „hochorogene“ Granitisation weist in den beiden Haupteinheiten gewisse Ähnlichkeiten auf. So zeigt die metasomatisch-anatektische Granitisierung der Kerne des Teplá-Antiklinorium im „barrandeischen“ Proterozoikum und des Dumbier-Antiklinorium der Westkarpaten manche ähnliche Züge; z. B. die intensivste Granitisationsstufe der beiden Strukturen — die grobkörnigen porphyroblastischen Mikroklinggranitgneise — sind ganz analog. Es gibt jedoch auch einige Unterschiede, die auf den ersten Blick unbeträchtlich erscheinen, deren gründliche Durchforschung jedoch einen tieferen Einblick in die betreffenden Prozesse ermöglichen möchte. Z. B.: welche ist die

Ursache der verschiedenen Rolle, die das Bor in der Metamorphose und Granitisation in den beiden Haupteinheiten spielt? (Turmalin ist in der vorgeschichtlichen regionalen Metamorphose und Granitisation ebenso wie in den variszischen Granitoiden der Böhmisches Masse viel mehr verbreitet als in den entsprechenden Gesteinen der Westkarpaten, wo er erst während der alpinen Metamorphose und Erzmineralisation in den Vordergrund kommt).

Auch die Analogien und Unterschiede der variszischen Granitisation in den beiden Gebieten sind recht bedeutend, ohne daß der derzeitige Stand des Wissens ermöglicht, eine befriedigende Erklärung zu bringen. Die Intensität bzw. räumliche Verbreitung der variszischen Granitisation der westkarpatischen vorgeschichtlichen Komplexe ist dem am stärksten granitisierten Gebiete der Böhmisches Masse — dem Gebiete der moldanubischen Elevation — ganz ähnlich. Doch ging die variszische Granitisation im karpatischen Raum unter bedeutend niedrigerer Temperatur vor sich — die periplutonische Metamorphose hat hier nirgends die für das Moldanubikum so typische Cordieritgneisfazies hervorgerufen. Daraus folgt auch ein ganz allgemeiner Schluß: der Zusammenhang der Granitintrusionen mit der Intensität der Wärmeströme scheint nicht so unmittelbar zu sein wie man manchmal glaubt. — Eine andere Frage: Warum erscheint die variszische Granitisation in den Ost- und Südkarpaten so beträchtlich seltener als in den Westkarpaten?

Ein anderer der wesentlichen Unterschiede liegt in der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der variszischen Granitoide, die in den Westkarpaten im großen und ganzen monoton, meistens typisch trondhjemitisch sind, in der Böhmisches Masse dagegen mit einer außerordentlichen Mannigfaltigkeit das ganze Register der Granitoide belegen, wobei die trondhjemitischen Gesteine eine ganz bescheidene Rolle spielen. Die prinzipiell unterschiedliche Rolle des Bors in der geochemischen Entwicklung der Böhmisches Masse und der Karpaten habe ich bereits erwähnt; etwas ähnliches gibt es auch für einen anderen volatilen Bestandteil der Plutonite — für das H_2O , das besonders in den Schlußstadien der magmatischen Kristallisation der variszischen Granitoide der Böhmisches Masse eine viel bedeutendere Rolle spielt als in denjenigen der Karpaten. Der deutische skelettartige metasomatische Muskovit, in den sauren Granitoiden der Böhmisches Masse allgemein verbreitet, fehlt in den karpatischen Granitoiden oder ist da recht selten. Die metasomatischen spätmagmatischen Stadien, die in den saueren Graniten der Böhmisches Masse allgemein durch Kristallisation des deutischen skelettartigen Muskovits zum Vorschein kommen, sind in den Karpaten oft trocken; ich meine damit z. B. die metasomatische Kalifeldspatbildung in den Spätgraniten

der Hohen Tatra (MICHALIK 1951). — Ein anderer prinzipieller Unterschied ist der Aluminiumüberschuß, der sich in den sauren, genetisch sonst recht unterschiedlichen Graniten der Böhmischen Masse in der Kristallisation von Andalusit und/oder Cordierit ganz regional geltend macht; in den Granitoiden der Westkarpaten fehlen diese aluminiumreichen Minerale. Die allgemeine Verbreitung der erwähnten Al-reichen Minerale im moldanubischen und Erzgebirgspluton kann man als einen Hinweis betrachten, daß die betreffenden granitischen Magmen durch Anatexis der tiefen Lagen der Paraschiefererien entstanden sind. Soll man den Mangel an diesen Mineralien in den karpatischen Granitoiden als einen Hinweis annehmen, daß in der stofflichen Zusammensetzung derselben die „juvenilen“ granitischen Stoffe vorwiegen, die durch Differenziation der basaltischen oder noch tieferen Schicht entstanden sind?

Eine der besonderen Eigentümlichkeiten des variszischen Plutonismus im Moldanubikum sind die lamprosyenodioritischen Gesteine. Verschiedenen Typen dieser recht mannigfaltigen Gesteinsfamilie ist als charakteristisches geochemisches Merkmal die Verbindung des hohen Gehalts an Kalium und Magnesium gemeinsam, der in hohem Anteil von Biotit (\pm Pyroxen und hellen Hornblenden) und Kalifeldspat in der Mineralzusammensetzung zum Ausdruck kommt. Durch die eingehenden petrologischen Studien, die an den durbachitischen Gesteinen von PALIVCOVÁ, RÖHLICHOVÁ und KRUPIČKA, an dem charnockitischen Syenodiorit von Tábor von JAKEŠ und FREJVALD durchgeführt wurden, kann man jetzt als bewiesen gelten lassen, daß diese Gesteine durch metasomatisch-anatektische Vorgänge an (oder fast an) Ort und Stelle entstanden sind, wobei sich in einigen Fällen allem Anschein nach um eine \pm isochemische Metamorphose handelt (Syenit von Tábor), in anderen die Frage der Kali-Zufuhr offen bleibt. Obwohl manche Detailfragen der Genese dieser eigentümlichen Gesteine noch offen bleiben, eines ist sicher: es handelt sich um Tiefenprozesse der Granitisation, die unter den hier behandelten Haupteinheiten ausschließlich dem Moldanubikum eigen sind, und dabei auch in anderen „moldanubischen“ Gebieten vorkommen (z. B. als der „Schwarze“ und „Blaue Granit“ der Vogesen). Die Genese dieser Gesteine ist ohne Zweifel durch Tiefenprozesse bedingt, die mit der tiefen Lage der moldanubischen Struktureinheit und mit den mächtigen Wärmeströmen in Gebieten der größten moldanubischen Elevationen während der variszischen Zeiten zusammenhängen. In der Enthüllung der Ursachen der Entstehung der syenodioritischen Gesteine liegt ohne Zweifel einer der Schlüssel des Erkennens der geohistorischen, stofflichen und räumlichen (strukturellen) Entwicklung des Moldanubikums und auch der Gründe der Individualisierung des variszischen und alpinen geosynklinal-orogenen Raumes. Dies alles hängt

offenbar mit den in den tiefkrustalen bis subkrustalen Schichten verlaufenden Prozessen zusammen, deren eingehendere Natur jedoch noch langdauernde und mühsame, jedoch desto interessantere Forschungsbestrebungen brauchen wird. Es ist ohne Zweifel, daß so ein komplexer Forschungsprozeß durch eine enge internationale Zusammenarbeit wesentlich beschleunigt werden kann und im Falle der österreichischen und tschechoslovakischen Geologie, gewiß tatsächlich beschleunigt werden wird.

Zitierte Literatur

- Behr H. J., Fritsch E., Mansfeld L. (1965): Die Granite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten. — *Krystalinikum* 3, S. 7, Praha.
- Buday T., Cambel B., Mahel M. et al. (1962): *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000*, Wien-Bratislava. — Bratislava.
- Dudek A., Suk M. (1965): Zur geologischen Entwicklung Moldanubikums. — *Ber. der Geol. Ges. in der DDR*, 10, S. 147, Berlin.
- Jakeš P., Frejvald M. (1964): The Tábor Massif in the Central Bohemian Pluton as an example of rocks of the syenite-granite series. — *Guide des excursions dans le noyau du Massif de la Bohême*, AZOPRO 1964, S. 73, Praha.
- Krupička J. (in Druck): The contact zone in the North of the Central Moldanubian Massif. — *Krystalinikum* 6, Praha.
- Máška M., Zoubek V. (1960): in Buday et al., *Tectonic development of Czechoslovakia*. — Praha.
- Michalík A. (1951): Brzezna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej. — *Panstw. Inst. Geol., Biult.*, 61, Warszawa.
- Michailov N. P., Rovsha V. S. (1966): Pyrope bearing peridotites of the Bohemian Massif and their genesis. — *Krystalinikum* 4, 87, Praha.
- Palivcová M. et al. (in Druck): Genesis of granitoids in the Bohemian Massif. — *Guide to the excursion A 29, C 29 of the 23. Session, I. G. C.*, Praha.
- (1964): Les problèmes de la g n se du pluton de la Boh me centrale. — *Guide des excursions dans le noyau du Massif de la Boh me*, AZOPRO, S. 61, Praha.
- (1965): The central Bohemian Pluton — a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. — *Krystalinikum* 3, S. 99, Praha.
- R hlichov  M. (1964): Petrographie und Genese der durbachitischen Gesteine (Typus „ ertovo b remeno“) in der Umgebung von Pisek. — *Acta Univ. Carol., Geol.* 3, S. 209, Praha.
- Slav k F. (1907): Spilitov  vyv řeliny v prekambriu mezi Kladnem a Klatovy. — *Arch. pro p řir. v yk.  ech*, 14.
- Sueb F. E. (1912): Die Moravischen Fenster. — *Akad. Wiss.* 88, Wien.
- (1931): Ostalpines und b hmisches Grundgebirge. — *Mitt. d. Geol. Ges.*, 24, Wien.
- Vejnar Z. (1966): Peridotites and serpentinites of the  esk  Les Mts. — *Krystalinikum* 4, S. 163, Praha.
- Weiss J. (1966): Ultrabasic rocks of the West Moravian crystalline complex. — *Krystalinikum* 4, S. 171, Praha.
- Zoubek V. (1936): Bemerkungen  ber das Kristallin der Westkarpathen (R s.). — *V st. S. G.  *, 12, S. 207 (227), Praha.
- (1965): Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. — *Freiberger Forschungshefte C* 190, Geologie, S. 129.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 31. Mai 1967