Z. geol. Wiss. · Berlin 7 (1979) 12 · S. 1393—1409

Bemerkungen zu den variszischen Faltungen in Mitteleuropa

Von Rolf Striegler, Ursula Striegler, Cottbus

Mit 3 Abbildungen und einer Tabelle

1. Einleitung

Das variszische Gebirge Mitteleuropas ist in zahlreichen Gebieten sehr gut durchforscht. Umfassende Synthesen stammen aus der Feder von Kossmat (1927), v. Bubnoff (1930), Stille (1951) und v. Gaertner (1960). Neuere Einschätzungen lieferten unter anderem Franke & Schroeder (1968), Möbus (1968), Dvořák & Paproth (1969).

Die rasche Entwicklung neuer globaltektonischer Vorstellungen (Plattentektonik), die auf umfassenden Untersuchungen der Ozeanböden beruhen, fordert eine Neueinschätzung orogenetischer Vorgänge. Erste plattentektonische Deutungen des variszischen Orogens geben Zwart (1969), Johnson (1971), Nicolas (1972) und Burrett (1972). Schroeder (1973) und Thierbach (1975) stellten Übersichten zusammen.

Befriedigen können diese Deutungen nicht. Burrett beispielsweise geht von einem mitteleuropäischen Ozean aus, der während der variszischen Ära durch zwei Subduktionszonen, die ihn im Norden und Süden begrenzen, geschlossen wird. Die durch die Kollision von Nord- und Südeuropa entstehende Suturlinie bildet die Grenze zwischen saxothuringischer und rhenoherzynischer Zone. Man müßte erwarten, daß das Faltungsalter von der Suturlinie nach außen zunimmt, doch zumindest in der rhenoherzynischen Zone ist gerade das Gegenteil der Fall.

Nicolas (1972) überträgt die geologischen Verhältnisse von Armorikanischem Massiv, Zentralmassiv, Vogesen und Schwarzwald auf das gesamte variszische Orogen von England bis zum Ural. Kennzeichnend für diesen Orogenzug seien ein andesitischer Vulkangürtel bei gleichzeitiger Kulmsedimentation, intensive Granitisation, aber schwache Metamorphose und Faltung sowie das Fehlen von Ophiolithen. Er folgert daraus, daß das variszische Orogen auf kontinentaler Kruste entstanden sein könnte. Nach Nicolas weist damit das Variszikum gegenüber älteren und jüngeren Orogenen Besonderheiten auf, die gegen eine Entstehung durch Kollision sprechen.

Zwart (1969) hält die variszische Ära überhaupt für eine Gebirgsbildungsperiode ohne Kontinentaldrift.

Demgegenüber spricht sich Thierbach (1975, S. 419) dafür aus, „daß mehrere spreading-Zyklen räumlich getrennt und zeitlich gestaffelt ablaufen können und daß keine Ära frei von Riftozeanen war . . .“

Eine interessante Deutung bietet Brause (1975a, b) mit der Süddrift Saxobohemias an, eines Schollenmosaiks im südlichen Vorfeld des Nordkontinents. Durch Rückstau an einem nicht näher benannten Hindernis im Süden begann die Faltung zuerst im Süden und rückte allmählich nach N vor.

In vorliegender Arbeit soll an Hand des Faltungsvorgangs überlegt werden, ob und wie das variszische Orogen in ein plattentektonisches Schema paßt, wie es z. B. von Wilson (1969) und Olszak & Thierbach (1973, S. 158) entwickelt wurde.

Verfasser möchten sich für die ihnen durch die Herren Prof. Dr. R. Lauterbach, Prof. Dr. G. Olszak und Doz. Dr. H. Thierbach, alle Leipzig, erwiesene Förderung bedanken.

2. Der Faltungsvorgang nach plattentektonischem Muster

Nach den Vorstellungen der Plattentektonik (ausführliche Darstellungen z. B. bei Dewey & Bird 1970; Dickinson 1971; Schroeder 1971; Olszak & Thierbach 1973; Stegena 1975) entsteht an den Rändern von zwei konvergierenden (zusammenstoßenden) Lithosphäreplatten eine Subduktionszone (Verschluckungszone, als Tiefseegraben morphologisch kenntlich), an der die eine Platte unter die andere abtaucht und im Erd-

mantel aufgelöst wird. Bedingung ist allerdings, daß mindestens eine Platte ozeanische Kruste trägt, denn kontinentale Kruste kann auf Grund ihres Auftriebs nicht verschluckt werden.

Durch die übergreifende Platte werden die Ozeanbodensedimente (Kieselschiefer, Tone und Karbonate) und Teile der oberen ozeanischen Kruste (Ophiolite) der abtauchenden Platte abgeschürft, gefaltet und am inneren Hang des Tiefseegrabens gestapelt. Diese deformierten Gesteinsfolgen unterliegen, bedingt durch hohe Drücke und niedrige Temperaturen, einer Hochdruck-(Versenkungs-)Metamorphose. Durch Aufschmelzung von ozeanischer Kruste und verschluckten Sedimenten bilden sich in tieferen Bereichen der Subduktionszone basische bis saure Magmen, welche parallel zum Tiefseegraben einen Vulkanbogen aufbauen, der außerdem durch große Plutone gekennzeichnet ist. Das Wärmeregime dieser Zone ist verantwortlich für die hier stattfindende Hochtemperatur-Metamorphose.

Tragen beide konvergierenden Platten ozeanische Kruste, entsteht ein vulkanischer Inselbogen im Ozean (z. B. Japan). Taucht ozeanische Kruste unter kontinentale Kruste ab, entsteht ein Vulkanbogen am Rande des Kontinents (z. B. Anden; Dickinson 1971).

Gleichzeitig mit der Subduktion schiebt sich in Richtung Tiefseegraben, vom Vulkanbogen ausgehend, ein mächtiger turbiditischer Schuttfächer (Flysch) vor, der ebenfalls deformiert wird und durch Melange (tektonisch transportierte Gleitmassen) gekennzeichnet ist.

Je mehr Sedimente an den Vulkanbogen angefaltet werden und ihn dadurch verbreitern, desto weiter schiebt sich der Tiefseegraben vom Kern des Vulkanbogens weg. Das bedeutet, daß in der gleichen Richtung auch die Flyschablagerungen immer jünger werden. Diese Vorverlagerung des Flyschfächers vollzieht sich während der gesamten Schließungsetappe und endet erst mit der Kollision.

Bei der Beurteilung des Faltungsalters der variszischen Geosynklinalablagerungen kommt es also unseres Erachtens nicht so sehr darauf an, Winkeldiskordanzen mit zeitlich kurzem Hiatus zu finden, um diese etwa auf eine größere Zone zu übertragen; vielmehr sollte zur Fixierung einer Faltung der Abbruch der Flyschsedimentation herangezogen werden, der in Richtung auf das Vorland zunehmend später erfolgt und mit dem Vorschreiten des Tiefseegrabens einhergeht, somit ein klares Abbild der vorrückenden Faltungswelle darstellt. Dieser Sedimentationsabbruch läßt sich trotz anschließender Abtragung relativ genau fassen, da auf Grund der Einfaltung auch die jüngsten Schichten vor dem nachfolgenden Hiatus erhalten geblieben sind.

Mit Winkeldiskordanzen allein können

1. nur kleine Bereiche eines Gebirgszugs datiert werden, denn Winkeldiskordanzen sind selten und bestenfalls im Streichen des Gebirges übertragbar,

2. meist nur grobe Zeitangaben gemacht werden, da Winkeldiskordanzen mit lediglich kurzer Sedimentationsunterbrechung noch seltener sind.

Während einige Autoren auf Grund einzelner enger Winkeldiskordanzen kurzzeitige Faltungsphasen annahmen, wie sie von Stille definiert wurden, postuliert Krebs (1968) langzeitige Faltungsetappen, während der das variszische Gebirge von innen nach außen aufgefaltet wurde. Wunderlich (1965) kommt nach der faziellen Analyse im Rhenischen Trog ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die Einengungsvorgänge, die die variszische Geosynklinale ausfalteten, langfristig über große Zeiträume hinweg andauerten, während gleichzeitig in vorgelagerten Räumen Absenkung und Sedimentation stattfanden.

Am deutlichsten wird diese Feststellung durch das stetige Vorrücken der Grauwackenschüttungen im Rhenischen Trog, die auch hier ein Abbild der im gleichen Sinne vorwärts schreitenden Faltungen sind.

Im folgenden sollen diese Vorstellungen konkret auf einzelne Bereiche des mitteleuropäischen Variszikums angewendet werden.

3. Einzelbetrachtung der variszischen Faltungen

3.1. Barrandium

Die ca. 6000 m mächtige altpaläozoische Sedimentfolge des Barrandiums, zu der mächtiges klastisches, vorwiegend kontinentales Kambrium, basische Vulkanite führendes Ordoviz und Silur sowie kalkiges Unter- und Mitteldevon gehören, wurde im Givet gefaltet. Dadurch wurde die Schüttung der flyschoiden Srbsker Schichten ausgelöst, die schließlich selbst dieser Faltung unterworfen wurden.

Die Intensität der Faltung ist im Nordostteil des Barrandiums am größten und nimmt nach SW allmählich ab. Die Vergenzen sind nach außen gerichtet, also an der Nordwestflanke nach NW, an der Südostflanke nach SE (Chlupáč 1968).

3.2. Thuringischer Trog

Obwohl der Thuringische Trog zwischen Mitteldeutscher Kristallinzone und Erzgebirgsantiklinale „aus einer größeren Anzahl von unterschiedlich streichenden Einzeltrögen mit dazwischengelegenen Altbauteilen" besteht, besitzt er nach Brause u. a. (1968) doch einen einheitlichen Entwicklungsrhythmus (Brause 1970a, S. 284).

Den einzigen sicheren Diskordanz-Beleg für das Faltungsalter im Thuringischen Trog liefert das Frühmolassebecken von Borna-Hainichen, in welchem sich molassoides Dinant IIIbeta diskordant über gefaltetem älterem Kulm befindet, für den man analog zum Wildenfelser Kulm ein Alter von Dinant IIIalpha/beta annehmen kann (Pfeiffer 1971).

Das Fortschreiten der Faltung könnte erwogen werden, wenn man bedenkt, daß Kulmkonglomerate im Vogtländisch-Thüringischen Schiefergebirge intrakulmische Gerölle führen.

Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus der stratigraphischen Tabelle von Pfeiffer (1968c), nach der die Flyschsedimentation von Oberfranken über die Vogtländische Mulde zum Westteil der Ostthüringischen Hauptmulde mit immer jüngeren Sedimenten aussetzt, woraus auf ein NW-wärtiges Wandern des Faltungsimpulses geschlossen werden muß.

In bezug auf das Dinant IIIalpha von Doberlug sind wir wie Möbus (1968) und Paech (1973), entgegen den Auffassungen von Pfeiffer (1971) und Nöldeke (1976) der Meinung, daß es sich hierbei am ehesten um eine Frühmolasse handelt, die nicht der sudetischen Faltung unterzogen wurde.

Die Vergenzen sind im Thuringischen Trog im allgemeinen nach S gerichtet, abgesehen von lokalen Abweichungen in den unterschiedlich streichenden Einzeltrögen (Brause 1970a, S. 286).

3.3. Rhenischer Trog

Für den Geosynklinalraum nördlich der Mitteldeutschen Kristallinzone nimmt Krebs (1968) mit Simpson (1962) und Wunderlich (1965, beide zitiert von Krebs) eine in Raum und Zeit nach außen fortlaufende alpinotype Faltungswelle an, die er wie Krejci-Graf (1950, zitiert von Krebs) durch Zeiten relativer tektonischer Ruhe in drei Faltungsetappen zerlegt. Diese Ruhepausen, die sich durch Alaunschiefer-Sedimentation auszeichnen, nennt Krebs „paläogeographische Wendepunkte". Die Liegenden Alaunschiefer im Dinant IIalpha kennzeichnen die Abgrenzung von bretonischer zu sudetischer

Faltungsetappe, während die Hangenden Alaunschiefer im Namur A zwischen sudetischer und asturischer Faltungsetappe liegen.

Wenn man diese Etappen auf die vorher besprochenen Gebiete überträgt, würde die Faltung im Barrandium bretonisch, im Thuringischen Trog sudetisch sein.

3.3.1. Bretonische Faltungsetappe

Nach Neumann (1973) ist der Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone bis ins Lochkov Sedimentationsraum gewesen (am Ruhlaer Sattel metamorphe Äquivalente der Oberen Graptolithenschiefer). Aber bereits seit dem Zlichov zeichnet sich die Schwelle durch Lieferung klastischen Materials in den Nereitenquarziten des Thuringischen und in der Geröllgrauwacke des Rhenischen Trogs als Sedimentliefergebiet ab. Ob dies Ausdruck einer beginnenden Faltung ist, bleibt vorläufig ungewiß.

Deutlicher tritt die Schwelle dann erst im Hemberg, Dasberg und eventuell Dinant I durch Schüttung der flyschoiden Südharz-Selke-Grauwacken in Erscheinung, die am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinzone abgelagert werden und als Auswirkung bretonischer Faltung zu deuten sind.

An den Ablagerungsraum der Grauwacken schließt sich nördlich ein Streifen mit Kieselschiefern an, die einen Tiefseegraben bezeichnen, hinter dem ein breiter Faziesbereich mit tonigen, kieseligen und kalkigen Sedimenten folgt.

3.3.2. Sudetische Faltungsetappe

Eine deutliche tektonische Ruheperiode im Sinne von Krebs (1968) ist im unteren Dinant des Harzes nicht erkennbar. Statt dessen scheinen hier die sudetischen Faltungen unmittelbar an die bretonischen anzuschließen. Das wird durch die kontinuierliche Verlagerung der Fazieskombination Grauwacke—Kieselschiefer nach NW dokumentiert.

Das Verdrängen der pelagischen Sedimente nach NW ist in der Zusammenstellung von Lutzens (1972, S. 69) deutlich zu verfolgen. Auf das Vorrücken der Grauwacken, die sich auf diese Weise in nordwestlicher Richtung dachziegelartig überlappen (Schneider 1954), soll etwas näher eingegangen werden (vgl. dazu Dahlgrün 1950; Wunderlich 1965; Krebs 1968; Pfeiffer u. a. 1968), da die Grauwacken die unmittelbar bevorstehende Anfaltung des betreffenden Gebiets an die Mitteldeutsche Kristallinzone, bzw. nun wohl besser als Mitteldeutsche Schwelle zu bezeichnen, ankündigen.

An die Südharz-Selke-Grauwacke schließen im Dinant II bis frühes IIIalpha die Tonschiefer und Grauwacken der Harzgeröder Zone und des Tanner Zuges an (vgl. Lutzens 1972). Gleichzeitig damit werden durch die Faltung an der Mitteldeutschen Schwelle Olisthostrome, Gleitschollen und Gleitdecken ausgelöst, die gravitativ nach NW gleiten und auf dem autochthonen Flysch der Harzgeröder Zone zu liegen kommen.

Die Gleitdecken und -schollen der Südharz- und Selke-Mulde wurden bereits von Kossmat (1927) als ortsfremd erkannt und als alpinotype Deckenüberschiebung von der Mitteldeutschen Schwelle gedeutet. Folgende Tatsachen konnten auf diese Weise erklärt werden:

1. die isolierte Oberdevonfazies der Südharz-Selke-Mulde,
2. die stratigraphisch-lithologische Übereinstimmung dieser Zone mit der Wippraer Zone,
3. die als oberdevonische Grauwacke nicht in den Vorschüttungsplan hineinpassende Südharz-Selke-Grauwacke.

Nachdem Reichstein (1965) die Diskussion um die Deckenfrage mit neuen Fakten wieder aufgenommen hatte, gelang es Lutzens & Schwab (1972) und Lutzens (1973, 1975), den Charakter der Oberdevon-Komplexe der Südharz- und Selke-Mulde in Zusammenhang mit den Olisthostromen der Harzgeröder Zone als gravitative Gleit-

decken zu erklären. Die Olisthostrome haben nach LUTZENS & SCHWAB (1972, S. 638) durch tektonische Gefügeprägung den Charakter von Melange erhalten.

Interessanterweise wird auch im Rhenoherzynikum von Cornwall und Devon (Südwestengland) eine Decke (Lizard-Decke) angenommen, die aus devonischen Ophiolithen in Grünschieferfazies besteht. Sie soll in der bretonischen Etappe unmittelbar vor Beginn des Karbons überschoben worden sein (DUNNING 1964).

Die Äquivalente der Tanner Grauwacke lassen sich durch das gesamte oberflächig zugängliche Rhenoherzynikum verfolgen. Ihr entsprechen (von E nach W im variszischen Streichen) die Zerbster, Witzenhäuser und Hundshäuser Grauwacken, während die Gießener Grauwacke der Lahnmulde und die ihr im Kellerwald entsprechende Jesberger Grauwacke zwar noch ins Dinant IIIalpha gehören, aber doch schon etwas jünger sein dürften (DAHLGRÜN 1950; PAPROTH 1960).

Im obersten Dinant IIIalpha, an der Grenze zum Dinant IIIbeta, erreicht die Kulmgrauwackenschüttung die Dill-Mulde, im unteren Dinant IIIbeta die Eder- (Rheinisches Schiefergebirge) und die Söse-Mulde, im oberen Dinant IIIbeta den Nordwestteil der Clausthaler Kulmfaltenzone (Harz) sowie die Wittgensteiner und Waldecker Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) (PAPROTH 1960).

Im Dinant IIIgamma dauert die Grauwackensedimentation im Oberharz noch an, gleichzeitig erreicht sie im Rheinischen Schiefergebirge die südliche Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels.

Am Nordwestende des Oberharzes sind sogar namurische Kulmgrauwacken bekannt geworden (FIGGE 1964). Sie umfassen den in ihnen gefundenen Goniatiten *Cravenoceras leion* und *Eumorphoceras* (*Edm.*) *pseudocoronula* zufolge das tiefste Namur, das hier in einer Mächtigkeit von etwa 200 m aufgeschlossen ist. Weiterhin stehen auf der Flechtingen-Roßlauer Scholle (nördlich Magdeburg) Kulmtonschiefer mit *Eumorphoceras tornquisti* an. Die darüber liegenden Kulmgrauwacken müßten weit ins untere Namur hineinreichen (PFEIFFER 1967a). Eine von FREYER u. a. (1970) beschriebene Goniatitenfauna (*Eu. medusa, Eu. medusa* var. *sinosus, Eu. pseudocoronula*) ist noch etwas jünger als *Eu. tornquisti* (WEYER & MEISSNER 1972).

Offenbar reicht die Flyschsedimentation am gesamten Nordrand des mitteleuropäischen Orogens bis in das Namur, denn auch aus der Umrandung des Ostsauerländer Hauptsattels (Rheinisches Schiefergebirge; PAPROTH 1960, 1971), aus der polnischen Bohrung Ostrzeszów (Subsudetische Monoklinale; KOREJWO & TELLER 1967) und aus dem Becken von Gorny Śląsk (Schichten von Kyjovice; DEMBOWSKI & JACHOWICZ 1968) ist namurischer Kulm bekannt.

Das namurische Alter dieser Schichten bewog zahlreiche Autoren (z. B. FIGGE 1964; PFEIFFER 1967a, 1971; PFEIFFER u. a. 1968; MÖBUS 1968; KÖLBEL 1968), die Faltung im äußeren Teil des Rhenoherzynikums als asturisch anzusehen, sollte doch die sudetische Faltung viel früher abgelaufen sein (z. B. nach PFEIFFER im Dinant IIIbeta). Eine zeitlich und räumlich fortschreitende sudetische Faltung wird den beschriebenen Tatsachen aber besser gerecht.

Am Nordrand des Rhenoherzynikums ist ein kontinuierlicher Übergang von der Flysch- zur Molassesedimentation zu beobachten (STILLE 1951). Entsprechende Verhältnisse sind im rheinischen Karbon (PAPROTH 1960) und im Karbon von Górny Śląsk (v. BUBNOFF 1930) aufgeschlossen.

3.3.3. Asturische Faltungsetappe

Nach der sudetischen Faltung wird am nördlichen Rand des Gebirges die Außenmolasse abgelagert. Je nach Stabilität des Untergrunds, d. h., je nach Nähe des nördlichen Schelfs, entstehen zu Beginn des Oberkarbons unterschiedliche Sedimente.

In einem schmalen Resttrog bilden sich mit dem Flözleeren Namur (A, B) flyschartige Sedimente, die vorlandwärts zum stratigraphischen Hangenden in typische paralische Außenmolasse (Flözführendes ab Namur C) übergehen.

Auf vorgeschobenem Schelf, der im Dinant durch Kohlenkalk gekennzeichnet ist, beginnt die typische Molasse dagegen bereits im Namur A.

Die Außenmolasse wird asturisch gefaltet. Da sie besonders gut in Nordrhein-Westfalen untersucht ist, soll an Hand dieses Gebiets das Fortschreiten auch der asturischen Faltung dokumentiert werden.

Die westfälische Außenmolasse besteht überwiegend aus brackischen bis terrestrischen Sedimenten und zeigt einen zyklischen Aufbau. Den Wendepunkt/Höhepunkt eines Zyklus bildet jeweils ein Kohlenflöz mit darüber gelagertem Schieferton, der oft einen Meeresvorstoß darstellt und hochmarine Fossilien (z. B. Goniatiten) enthalten kann (vgl. Rabitz 1966). Im liegenden Abschnitt des flözführenden Oberkarbons sind diese marinen Horizonte häufig, sie nehmen zum Hangenden ab.

Teichmüller (1956) sieht diese Zyklotheme als Ausdruck episodischer Anfaltungen im Süden an. Dies würde bedeuten, daß mit einem Beginn der asturischen Faltung bereits im Namur C zu rechnen ist. Nach Krebs (1968) setzt sie sogar noch früher ein.

Argumente für das Vorschreiten der asturischen Faltung (Auswahl):

1. Kontinuierliche Verlagerung der Achse des Molassetrogs in nördliche Richtung seit Namur B (Paproth 1960).

2. Niedriger Inkohlungsgrad der Steinkohlen am ehemaligen Südrand des Trogs spricht für frühzeitige Auffaltung dieses Gebiets (Teichmüller 1956; Mackowsky & Kötter 1962).

3. Gerölle des jüngeren Namur im Westfal A (Teichmüller 1962).

4. Fett- und Eßkohlengerölle im hohen Westfal B und Westfal C der Lippe-Mulde (Patteisky u. a. 1962).

5. Winkeldiskordanz von 50° zwischen Westfal C und D in der Bohrung Hoyel Z 1 (Fabian & Müller 1962).

6. Allmählicher Vorstoß der Geröllschüttungen nach N (Teichmüller 1962).

Im Westfal C verklingt die asturische Faltung allmählich im Raum nördlich Ibbenbüren. Mächtigkeitsunterschiede sind hier kaum noch spürbar.

Im Karbon von Górny Śląsk ist ebenfalls eine Wanderung der Trogachse von W nach E erkennbar (Dembowski & Jachowicz 1968), wofür ein gleichgerichteter Faltungsvorgang zwischen Namur B und Westfal D verantwortlich gemacht werden kann (vgl. v. Bubnoff 1930).

Da sich der Molassetrog hauptsächlich auf bereits konsolidiertem Untergrund entwickelt hatte, scherte das Oberkarbon bei der Faltung von dieser starren Unterlage ab. Bereits Pilger (1957) vermutete eine solche Abscherungsfläche zwischen Devon und kaledonischem Grundgebirge. Wie das Ergebnis der Bohrung Münsterland 1 (Richwien u. a. 1963; Hoyer 1967) zeigt, scherte aber nur das Oberkarbon ab. Es ist in der Bohrung steil aufgefaltet, während Unterkarbon und Devon fast flach liegen. Im Wattenscheider Sattel überlagert steil aufgefaltetes Oberkarbon gleichfalls relativ flach liegenden Kohlenkalk (Teichmüller 1956).

4. Die Mitteldeutsche Kristallinzone

Die Schilderung des Faltungsablaufs hat gezeigt, daß die Vorgänge in der variszischen Geosynklinale durchaus mit denen in rezenten Subduktionszonen vergleichbar sind. Aus der Gegenüberstellung des Thuringischen und des Rhenischen Trogs kann ab-

geleitet werden, daß der Mitteldeutschen Kristallinzone im variszischen Orogen eine besondere Bedeutung zukommt, denn

1. laufen die Faltungen in den beiden durch sie getrennten Trögen getrennt voneinander ab,
2. geht der Faltungsimpuls zumindest im Rhenischen Trog von ihr aus und wandert dann in Raum und Zeit von ihr weg,
3. stellt sie eine Scheitelungszone dar.

Eine plattentektonische Interpretation muß dieser Erkenntnis Rechnung tragen. Dabei drängt sich die Vermutung auf, daß die Mitteldeutsche Kristallinzone ein Inselbogen gewesen sein könnte — mit nördlich vorgelagerter Subduktionszone, an der ein ursprünglich existierender Ozean geschlossen worden ist.

Für diese Möglichkeit sprechen folgende Tatsachen:

1. Die weite Erstreckung der Kristallinzone durch das gesamte mittel- und westeuropäische Variszikum vom Atlantikschelf bis in das Moravosilesikum (vgl. v. Bubnoff 1948; v. Gaertner 1960; Möbus 1968).
2. Der hohe Metamorphosegrad und die starke magmatische Durchtränkung (vgl. Möbus 1968).
3. Eine Unterschiebungszone am Nordrand der Kristallinzone, von Neumann (1973) als Nordwestthüringisches Lineament bezeichnet.
4. Das Auftreten von Kieselschiefern (vgl. Pfeiffer 1968), Melange-artigen Bildungen (Harzgeröder Olisthostrome) und Gleitdecken (Lutzens 1975) am Nordrand der Kristallinzone.

Die Bildung der Olisthostrome und Gleitdecken kann man sich so vorstellen, daß Ozeanbodensedimente (? Ordoviz bis Oberdevon) — infolge der Subduktion zerbrochen und am inselbogenseitigen Hang des Tiefseegrabens gestapelt — sich mit dem von der Kristallinzone geschütteten Flysch vermischen und verzahnen, und in Form von Olistholithen, Blöcken und Schollen gravitativ in Richtung Tiefseegraben abgleiten.

Lutzens (1975) sieht die Mitteldeutsche Kristallinzone als „Subduktionsnarbe eines paläozoischen mitteleuropäischen Ozeans" im Sinne von Burrett an. Allerdings betrachtet er mit Kraus (1971) die Subduktionszone als Medianachse einer Geosynklinale, von wo aus der Hinabbau beiderseits nach außen migriert, was unseres Erachtens ohne Unterschiebung von Lithosphäreplatten erfolgt.

Gegen die Deutung der Mitteldeutschen Kristallinzone als Inselbogen könnte eingewendet werden, daß

1. kein basischer Vulkanismus feststellbar ist, während doch normalerweise auf Inselbögen reichlich basische Magmen gefördert werden (vgl. Dewey & Bird 1970);
2. am Südrand der Kristallinzone in einem Streifen von Torgau—Doberlug—Göllnitz kambrische Ablagerungen auftreten, die vermutlich vor der Öffnung eines mitteleuropäischen Ozeans entstanden sein müssen. Das bedeutet, daß sie nicht auf ozeanischer Kruste liegen können, sondern lediglich auf kontinentalem Fundament.

Beides kann zwanglos erklärt werden, wenn man die Ergebnisse von Brause (1970b, 1975a) und anderen zugrunde legt, wonach südlich von Frankfurt/Oder bis zur Böhmischen Masse ein präkambrisches Schollenmosaik vorliegt, das Brause einschließlich Böhmischer Masse Saxobohemia genannt hat.

Da sich der variszische Inselbogen größtenteils auf diesen präkambrischen Teilblöcken aufgebaut hat, kann mit einer geringeren Basizität der Magmen gerechnet werden, ähnlich wie in den magmatischen Bögen auf dem Kontinent.

Das Kambrium ist auf dem Schelf dieser Teilblöcke abgelagert worden. Der stabile Untergrund hat außerdem eine intensive variszische Faltung verhindert, so daß das Doberluger Kambrium heute nur in großwelliger Verbiegung vorliegt (vgl. Nöldeke 1976).

5. Die Erzgebirgsantiklinale

Nachdem die Faltung des Rhenoherzynikums durch Subduktion am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinzone gedeutet wurde, bleibt die Frage nach dem Faltungsmechanismus der Geosynklinalablagerungen südlich der Kristallinzone. Für die Lage einer Subduktionszone in diesem Raum käme in Frage:

1. der Südrand des Inselbogens Mitteldeutsche Kristallinzone (da Inselbögen tiefe Krustenwurzeln entwickeln, können sie als Mikrokontinente wirken; Dickinson 1971);
2. der Nordrand der Böhmischen Masse.

Für die erste Variante gibt es unseres Erachtens keinen Hinweis. Für die zweite spricht:

1. das Faltungsalter im Thuringischen „Trog", das von S nach N geringer wird;
2. eine mindestens 400 km lange Zone mit devonischen und unterkarbonischen Tiefwassersedimenten (bayerische Fazies), die sich in der Nähe des Kristallinrands der Böhmischen Masse hinzieht (vgl. Jaeger 1977).

Dieses Zentralsächsische Lineament Watznauers wurde bereits früher als Narbenzone angesprochen (z. B. Pfeiffer 1968) und könnte auch in einer plattentektonischen Interpretation die Funktion einer Subduktionsnarbe erhalten.

Die Erzgebirgsantiklinale müßte in diesem Falle als magmatischer Bogen auf dem Kontinent verstanden werden, was auf Grund der intensiven variszischen Metamorphose und der magmatischen Durchtränkung nicht unmöglich ist. Der Magmatismus beginnt bereits im Silur/Devon mit den Rotgneis-Graniten, die in Schichten des höchsten Ordoviz und Silurs intrudiert sind (vgl. Behr u. a. 1965; Behr 1969). Weitere Magmenbildung ist durch physikalische Alterswerte an Biotiten der sogenannten postorogenen Granite für das Devon (Gebirgsgranite: Durchschnitt 380 Mill. Jahre) und das Unterkarbon (ein Teil der Erzgebirgsgranite) belegt (vgl. Vinogradov u. a. 1959, 1962).

Aus den bisherigen Darlegungen ergibt sich, daß im mitteleuropäischen Variszikum gleichzeitig zwei Subduktionszonen aktiv waren, an denen Platten mit relativer Südbewegung verschluckt wurden. Ein entsprechendes Beispiel von zwei rezenten gestaffelten Tiefseegraben-Inselbogen-Systemen geben Dewey & Bird (1970, S. 2627, Abb. 2C) mit dem Philippinen- und dem Marianen-Bogen bzw. -Graben.

Infolge der Zerblockung im Thuringischen „Trog" ist mit weiteren, wenn auch unbedeutenden Subduktionszonen zu rechnen, soweit die Einzeltröge nicht nur durch Dehnung kontinentaler Kruste entstanden sind.

Das alpine System ist nach Dewey & Bird (1970) ebenfalls ein komplexes Labyrinth von Suturen, welche sich zwischen alten Mikrokontinenten und Inselbögen bildeten, die sich durch Kollision am Nordrand der Tethys angesammelt haben.

6. Ablauf der variszischen Orogenese

Die Analyse der variszischen Faltungen unter plattentektonischer Fragestellung hat zur Postulierung zweier magmatischer Bögen mit vorgelagerten Subduktionszonen geführt. Ob sich beide konvergierenden Plattenränder trotz des Fehlens wichtiger Merkmale, die normalerweise im Bereich junger Subduktionszonen zu finden sind, auch durch andere Argumente tatsächlich beweisen lassen, ist nicht Ziel dieser Arbeit, sondern bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten.

An dieser Stelle soll nun noch versucht werden, den Gesamtvorgang der variszischen Gebirgsbildung nach plattentektonischen Möglichkeiten zu skizzieren, um den beschriebenen Faltungsablauf logisch einzugliedern.

Als Ausgangssituation wäre im Jungalgonkium und Kambrium ein zusammenhängender Kontinent vorstellbar, zu dem zumindest der europäische Nordkontinent

und die Böhmische Masse (nebst Verlängerung in westlicher Richtung) gehörten (vgl. Brause 1975a). Auf dem „mitteleuropäischen" Schelf lagerte sich das Kambrium von Torgau—Doberlug—Göllnitz, von Thüringen und des späteren Görlitzer Trogs ab.

Am östlichen Rand der Böhmischen Masse bildete sich eine Keilspalte, die mit mächtigem Kambrium (3000 m) gefüllt wurde (vgl. bei Dewey & Bird 1970, Abb. 3: mächtige Sedimente zu Beginn der Öffnungsperiode).

Während des Ordoviz entstand infolge einer weiteren Drehbewegung des Kontinents im Zusammenhang mit dem Schließen der skandinavisch-britischen Kaledoniden ein Rift-System, das die Böhmische Masse einschließlich eines nördlich vorgelagerten Schelfs vom Nordkontinent abtrennte. Hinweis hierfür sind mächtige ordovizische Ablagerungen (1500—2000 m) am Nordrand der Böhmischen Masse. Diese Ablagerungen entsprechen der Miogeosynklinalassoziation Deweys & Birds, die für einen Kontinentalabhang vom Atlantik-Typ bezeichnend ist.

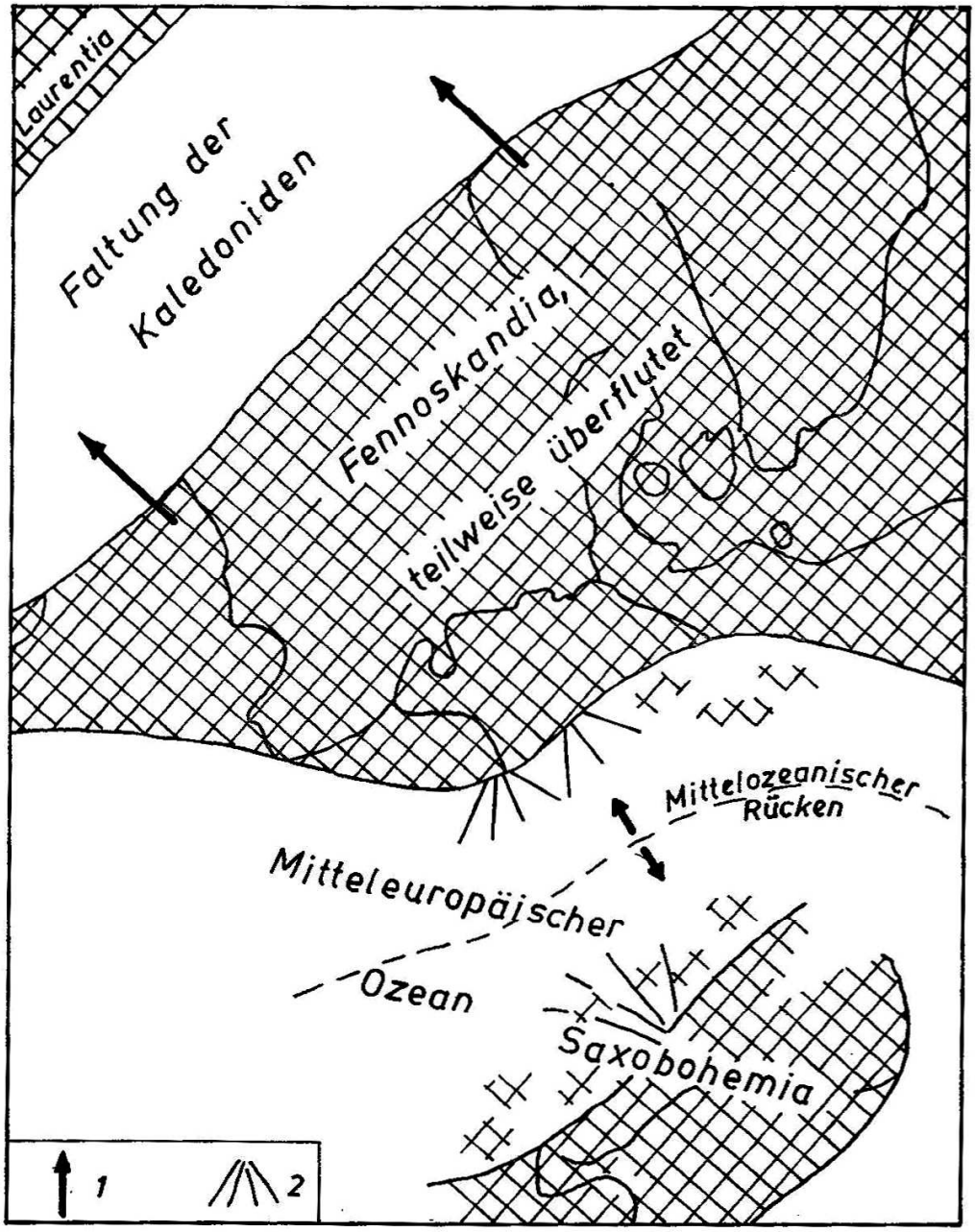

Abb. 1. Öffnung des Mitteleuropäischen Ozeans im Ordovizium/Silur

1 — relative Bewegungsrichtung der Lithosphäreplatten; 2 — miogeosynklinale Schuttfächer am Kontinentalabhang (z. B. Ordovizium von Thüringen, Remscheider Sattel)

Durch Ocean Floor Spreading weitete sich zwischen beiden Kontinentteilen ein Mitteleuropäischer Ozean (Abb. 1), dessen älteste Ablagerungen ordovizisch sind (vgl. Datierung der Phyllite am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinzone durch Burmann 1973a, b. Diese sind zugleich die ältesten Schichtglieder des späteren Rhenoherzynikums).

Das mächtige Ordovizium des Remscheider und Ebbe-Sattels im Rheinischen Schiefergebirge gehört möglicherweise zur Miogeosynklinalassoziation am südlichen Kontinentalabhang des Nordkontinents. Beim weiteren Spreading findet es seine Fortsetzung in der rheinischen Fazies des Devons. Die Kohlenkalk-Ablagerung im Dinant als Folge-Entwicklung der rheinischen Fazies (Paproth 1964, zit. bei Pfeiffer 1968) bringt zum Ausdruck, daß der nördliche Schelf durch den Miogeosynklinalfächer südwärts verbreitert wurde (vgl. Dewey & Bird 1970, Abb. 6).

Der der Böhmischen Masse im Norden vorgelagerte Schelf wurde bei der weiteren Öffnung in zahlreiche Teilblöcke (für die südöstliche DDR s. Brause 1970b) zerstückelt, zwischen denen durch Krustendehnung oder völliges Zerbrechen die saxothuringischen Einzeltröge entstanden.

Die Ausdehnung des Mitteleuropäischen Ozeans kann nicht sehr groß gewesen sein, denn bereits am Ende des Silurs kam dieser Vorgang durch die kaledonische Gebirgsbildung — hervorgerufen durch die Kollision Laurentias und Fennoskandias — zum Stillstand. Die Breite des Mitteleuropäischen Ozeans könnte aus den Einengungsbeträgen im späteren Variszikum errechnet werden. Entsprechende Werte sind bei Wunderlich

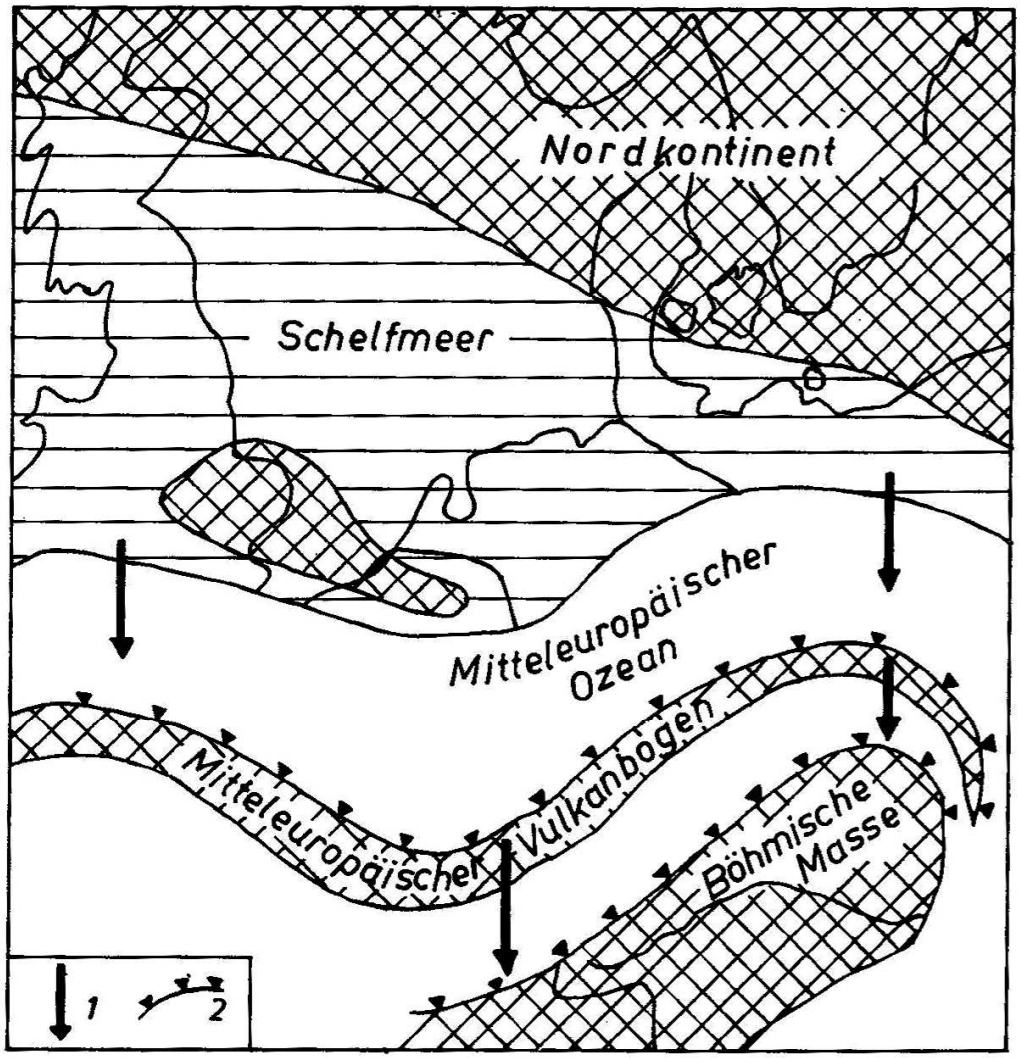

Abb. 2. Schließung des Mitteleuropäischen Ozeans im Dinant

1 — relative Bewegungsrichtung der Lithosphäreplatten; 2 — Subduktionszonen

(1965, für Harz und Rheinisches Schiefergebirge) und Brause (1969, für die Lausitz) zu finden.

Die Schließung dieses Ozeans (Abb. 2) setzte etwa im Mitteldevon ein, als die Keilspalte des Barrandiums wieder zugeschoben wurde. Etwa gleichzeitig entstand am Nordrand des saxobohemischen Schelfs eine Subduktionszone, hinter der sich auf den nördlichsten Teilblöcken in Form der Mitteldeutschen Kristallinzone ein magmatischer Inselbogen aufbaute, von dem mindestens ab Hemberg grobklastische Flysch-Schüttungen nach N und S ausgingen. Von da an rollte eine Flyschwelle mit Melange und Gleitdecken, die Anfaltungen an die Mitteldeutsche Schwelle begleitend, nach N, wo sie im unteren Namur den Südrand des Nordkontinents erreichte (Abb. 3).

Eine zweite Subduktionszone entstand am Nordrand der Böhmischen Masse wahrscheinlich ebenfalls bereits im Devon (oberdevonische Grauwackenschüttungen). In Form der Erzgebirgsantiklinale baute sich auch hier dahinter ein Magmatischer Bogen auf, dessen früheste Äußerung der Rotgneis-Magmatismus war. Damit verbunden ist der Beginn der Erzgebirgsmetamorphose.

Kleine Subduktionszonen deuten sich im Dinant in der Elbtalzone und im Görlitzer Trog durch die Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerate an, die eventuell mit Melange vergleichbar wären. Im Silur herrschten außerdem nach Jaeger (1977) im Görlitzer Trog (Eichberg bei Weißig) Faziesbedingungen, wie sie ähnlich am Zentralsächsischen Lineament zu beobachten sind.

Die Faltung der saxothuringischen Zone erreichte im Dinant IIIbeta ihren Höhepunkt. Die Subduktionszone dieser Zeit wurde als Narbenzone in Form des Zentralsächsischen Lineaments fixiert, da nördlich anstoßende Teilblöcke eine weitere Subduktion verhinderten. Trotzdem wurden die Grauwackenschüttungen bis ins höhere Dinant IIIbeta hinein sowie die im Oberdevon von der Kristallinzone ausgehenden Grauwacken durch die Kollision noch mit gefaltet. Wenig deformiert wurden dagegen Ablagerungen direkt auf den Teilblöcken, so das Kambrium der Synklinalzone von Torgau—Doberlug—Göllnitz sowie die Dinant-Vorkommen von Doberlug (IIIalpha) und Delitzsch (IIIbeta).

Auf Grund seiner Lage einerseits auf stabilem Untergrund, andererseits in unmittelbarer Nähe des Ozeans, hat das Doberluger Karbon Ähnlichkeiten mit der variszischen Außenmolasse Westfalens (Unterlage Kohlenkalk, zyklischer Aufbau der Ablagerungen mit Kohleflözen und marinen Horizonten). Über den tektonischen Status kann man infolgedessen unterschiedlicher Meinung sein, doch erscheint uns die Einschätzung als Flysch unzutreffend.

Die große Annäherung der Mitteldeutschen Kristallinzone an die Böhmische Masse wird außerdem dadurch belegt, daß im Kulm von Dolny Śląsk in dieser Zeit jäh die marinen Faunen verschwinden und der Kulm ausschließlich terrestrisch entwickelt ist, worauf Pfeiffer (1971) verweist. Das ist vor allem auf die Lage dieses Gebiets in einem Zwickel, wo sich die Kristallinzone eng der Böhmischen Masse genähert hat, zurückzuführen.

Das Ergebnis dieser saxotypen Entwicklung (Brause 1970b) ist ein Gebirgsstrang mit kleinräumigen, unterschiedlich streichenden Faltungsgebieten zwischen tektonisch weniger deformierten Altbauteilen, die allerdings in vielen Fällen magmatisch überprägt sind (Lausitzer Block, Erzgebirge, Mitteldeutsche Kristallinzone). Brause (1975a) sieht als Ursache für diesen intensiven Magmatismus die Freisetzung von Wärmeenergie (Closing-Wärme) an, die wiederum durch anomale Druckbedingungen beim Closing ausgelöst wird.

Das Ende der Subduktion nördlich der Kristallinzone und damit die Kollision des Nordkontinents mit der Kristallinzone deutet sich durch die Überleitung zur Molassesedimentation an. Eine mögliche Subduktionsnarbe, die nach Dewey & Bird (1970) sowie Dickinson (1971) als langgestreckte Zone mit eingepreßten Schollen ozeanischer Pelagite und Ophiolithe sowie von Melange gekennzeichnet sein müßte, ist nicht feststellbar.

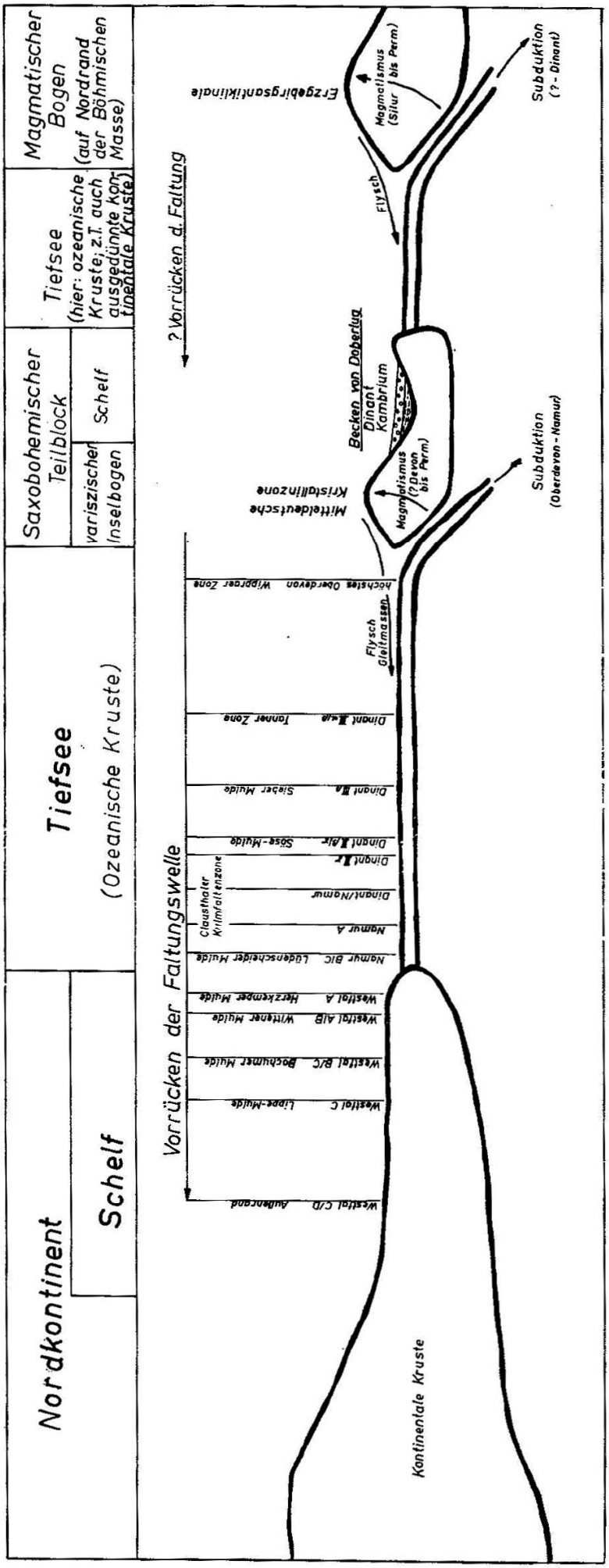

Abb. 3. Schema des Ablaufs des variszischen Faltungsvorgangs

Der Übergang vom Flysch zur Molasse vollzog sich in einem Resttrog, der mit mächtigem flözleerem Namur zugeschüttet wurde. Die weitere Sedimentation — nun schon auf flachem Schelf — ist weiträumiger und ausgeglichener. Ihr zyklischer Aufbau ist nach TEICHMÜLLER (1956) auf episodische Anfaltungen am Südrand des Molassebeckens zurückzuführen. Diese asturischen Anfaltungen, die letzte Auswirkungen der Kollision darstellen, setzten sich allmählich nach N fort, wo sie gegen Ende des Westfals C auf dem mehrere 100 km breiten Schelf ausklangen.

Die tektonisch-paläogeographische Entwicklung zeigt, daß Flysch und Außenmolasse tektogenetisch eng miteinander verknüpft sind. Während aber der Flysch aus Tiefseesedimenten besteht, wird die Außenmolasse vorwiegend auf dem Schelf abgelagert. Beide unterscheiden sich deshalb, wie PAECH (1973) betont, in sedimentologischen Merkmalen.

Der Südstrang des variszischen Gebirges, der in das alpine System einbezogen wurde, muß aus einer paläozoischen Tethys durch Unterschiebung unter die Böhmische Masse von S entstanden sein, also durch relative Norddrift Afrikas.

Die Auffaltung beider variszischer Faltenstränge aus einem einheitlichen Ozean durch Subduktion am Nord- und Südrand ist nicht möglich, da dann die innersten Gebirgsketten nicht die ältesten wären, wie es tatsächlich ist, sondern die jüngsten.

Die variszische Subduktion des Südstrangs ist jedoch wahrscheinlich vorzeitig unterbrochen worden und erst in alpidischer Ära, nach verschiedenen hier nicht zu diskutierenden „Umbauten", wieder aufgenommen worden.

Die Frage der Zuordnung des variszischen Gebirges zu einem der vier unterscheidbaren Grundtypen (vgl. Tabelle) ist nach unserer Auffassung zweitrangig, da es zwischen diesen Grundtypen alle Übergänge gibt und sie in den realen Gebirgen außerdem vielseitig kombiniert sind (DEWEY & BIRD 1970). Entscheidend für die Entstehung der beiden „einseitigen" Typen ist nach DEWEY & BIRD sowie DICKINSON (1971) nur die Lage der Subduktionszone — am Kontinentrand oder intraozeanisch.

Außerdem müssen beide Typen zwangsläufig in einen Kollisionstyp überführt werden, wenn die Subduktion schneller abläuft als das Spreading oder letzteres ganz aufhört. In diesem Sinne stellt sich z. B. BRAUSE (1975a) für den pazifischen Raum künftig ein N—S streichendes Gebirgssystem vor, dessen älteste Gebirgszonen die Kordilleren am Ostrand und Japan am Westrand sind.

Tabelle. Grundtypen der Gebirgsbildung
(zusammengestellt nach DEWEY & BIRD 1970; SCHROEDER 1971)

	Subduktionszone intraozeanisch	Subduktionszone am Kontinentrand
Spreading schneller als Closing oder gleich schnell	einseitiges Gebirge parallel eines Inselbogens (Japan-Typ)	einseitiges Gebirge am Kontinentrand (Anden-Typ)
Spreading langsamer als Closing (mit Kollision)	Gebirge zwischen Inselbogen und Kontinent (Neuguinea-Typ)	Gebirge im Kontinentinneren (Himalaya-Typ)

7. Schlußbemerkungen

In vorliegender Arbeit wurde versucht, den Faltungsablauf im variszischen Orogen plattentektonisch zu erläutern. Das hierbei entstandene Bild von der variszischen Gebirgsbildung kann nur ein grobes Schema sein und müßte durch zahlreiche Detailangaben überprüft, ergänzt, korrigiert oder gar verworfen werden.

Manche Fakten ließen sich bisher noch nicht zufriedenstellend einfügen. So bereitet beispielsweise die stratigraphisch-genetische Einordnung der Initialite (vgl. Rösler & Werner 1975) in dieses Bild Schwierigkeiten.

Zusammenfassung

Der fortschreitende Faltungsablauf im variszischen Gebirge Mitteleuropas nördlich der Böhmischen Masse ist mit Vorgängen in rezenten Subduktionszonen vergleichbar.

Das mitteleuropäische Variszikum entstand demnach durch die Schließung eines mitteleuropäischen Ozeans, die im Mitteldevon begann und mit der Kollision der Böhmischen Masse und des Nordkontinents im unteren Namur endete.

Gestaffelt an zwei markanten Linien — dem Nordrand des saxobohemischen Schelfs und dem Nordrand der Böhmischen Masse — bildeten sich gleichzeitig zwei Verschluckungszonen mit südwärts gerichteter Subduktion heraus, in denen die Ablagerungen des rhenoherzynischen und saxothuringischen Raums gefaltet wurden. Die Ablagerungen des Barrandiums wurden dagegen beim Schließen einer nach E geöffneten Keilspalte deformiert. Die Mitteldeutsche Kristallinzone und die Erzgebirgsantiklinale werden als magmatische Bögen parallel zu den erwähnten Subduktionszonen zur Diskussion gestellt.

Резюме

Прогрессирующий процесс складчатости в варисцидах Средней Европы севернее Богемского массива сопоставим с происходящими в современных субдукционных зонах процессами. Таким образом, образование среднеевропейских варисцидов могло быть связано с перекрытием среднеевропейского океана, которое началось со среднего девона и завершалось коллизией Богемского массива и Северного континента в нижненамюрское время.

Вдоль двух основных линии, а именно северного края саксобогемского шельфа и северного края Богемского массива образовались одновременно две зоны всасывания с южным направлением субдукции, в пределах которых отложения Рено-герцинской и Саксотюрингской зон были подвергнуты складчатости. В отличие от этого, отложения Барранднa подвергались складчатости при закрытии клинобразной трещины. Среднегерманский кристаллический порог и антиклиналь Рудных гор обсуждаются под аспектом магматических дуг, расположенных параллельно к указанным субдукционным зонам.

Summary

The progressive folding process in the Variscan mountains of Central Europe, north of the Bohemian Massif, can be compared with processes in recent subduction zones.

Accordingly, the Central European Variscides was formed by closing of a Central European ocean, beginning in the Middle Devonian and ending in the Lower Namurian with the collision of the Bohemian Massif and the northern continent.

Echeloned on two striking lines, the northern margin of the Saxo-Bohemian shelf and the northern margin of the Bohemian Massif, two subduction zones with a southward direction were formed at the same time; in the zones the depositions of the Rheno-Hercynian and Saxo-Thuringian areas were folded. The Barrandian depositions, on the other hand, were formed when a wedge-shaped fissure opened in an eastern direction was closed. The Central German crystalline zone and the Erzgebirgian anticline are submitted for discussion as magmatic arcs parallel with the above-mentioned subduction zones.

Literatur

Behr, H.-J.: Das Ergebnis von Aufschlußarbeiten am Kontakt zwischen Rotgneisgranit und dem Phyllitareal von Hermsdorf-Rehefeld. — Freiberger Forsch.-H., C, Leipzig 241 (1969), S. 117 bis 119.

Behr, H.-J.; Jordan, H.; Weber, W.: Ein paläontologischer Beleg der Vergneisung im Erzgebirge — Chitinozoen in den Phyllitarealen von Hermsdorf-Rehefeld. — Monatsber. deutsch. Akad. Wiss., Berlin **7** (1965) 5/6, S. 408—415.

Brause, H.: Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. — Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Bergb., Hüttenw. Montangeol., Berlin **1** (1968) (1969).

— Variszischer Bau und „Mitteldeutsche Kristallinzone". — Geologie, Berlin **19** (1970) 3, S. 281 bis 292, (1970a).

— Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Berlin **15** (1970) 3, S. 327—367, (1970b).

— Aussagen zur Geotraverse Skandinavien — Český massif. — Vortr. 22. Jahrestagg. Ges. Geol. Wiss. DDR, Dresden, 26. Sept. 1975; vgl. Exkursionsf., Teil B, Anteil DDR, S. 9—12, Berlin: Ges. Geol. Wiss. DDR 1975, (1975a).

— Paläodrift-Tektonik in Mitteleuropa. — Z. angew. Geol., Berlin **21** (1975) 7, S. 338—349, (1975b).

Brause, H.; Gotte, W.; Douffet, H.: Gesetzmäßigkeiten in der Saxothuringischen Zone des Variszikums und ihre Beziehungen zu älteren Orogenen. — Rep. 23rd Intern. Geol. Congr., Praha **3** (1968), S. 199—212.

Bubnoff, S. v.: Geologie von Europa. — Berlin; Verl. Gebr. Borntraeger 1930.

— Einführung in die Erdgeschichte. Teil I, II. — Halle: Mitteldeutsche Druck- und Verlagsanst. 1948.

Burmann, G.: Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. Teil I: Paschlebener Vorsprung. — Z. geol. Wiss., Berlin **1** (1973) 7, S. 757—787, (1973a).

— Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone, Teil II: Wippraer Zone. — Z. geol. Wiss., Themenh., Berlin 1 (1973), S. 9—43, (1973b).

Burrett, C. F.: Plate tectonics and the Hercynian orogeny. — Nature, London **239** (1972), S. 155—156.

Chlupáč, I.: Early Paleozoic of the Bohemian Massif. — Rep. 23rd Intern. Geol. Congr., Prague 1968, Guide to Exc. 11 AC.

Dahlgrün, F.: Zeitlicher und räumlicher Ablauf der variscischen Gebirgsbildung im rheinisch-herzynischen Becken. — Glückauf, Essen **86** (1950), S. 467—468.

Dembowski, Z.; Jachowicz, A.: General description of the Upper Silesian coal basin. — 23rd Intern. Geol. Congr., Prague 1968, Guide to Exc. C 43, S. 5—26.

Dewey, J. F.; Bird, J. M.: Mountain belts and the new global tectonics. — J. geophys. res., Richmond **75** (1970) 14, S. 2625—2647.

Dickinson, W. R.: Plate tectonic models of geosynclines. — Earth planet. sci. letters, Amsterdam **10** (1971), S. 165—174.

Dunning, W.: The Variscides of South-West England and South Wales. In: Explanat. note Intern. Tecton. Map Europe. — Moskva: 1964, S. 97—99.

Dvořák, J.; Paproth, E.: Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Stuttgart (1969), S. 65—88.

Fabian, H. J.; Müller, G.: Zur Petrographie und Altersstellung präsalinarer Sedimente zwischen der mittleren Weser und der Ems. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **3** (1962) 3, S. 1115—1140.

Figge, K.: Das Karbon am Nordwestende des Harzes. — Geol. Jb., Hannover **81** (1964), S. 771 bis 808.

Franke, D.; Schroeder, E.: Das variszische Orogen nördlich des Böhmischen Massivs. — Ein Überblick. — Geologie, Berlin **17** (1968) 6/7, S. 647—660.

Freyer, G.; Hoth, K.; Richter, R.: Neue Fossilfunde im Magdeburg-Flechtinger Kulm (Flechtinger Höhenzug). — Geologie, Berlin **19** (1970) 4, S. 390—397.

Gaertner, H.-R. v.: Über Gebirgszusammenhänge in den mitteleuropäischen varistischen Ketten (Geosynklinale und Lineament). — Geol. Rdsch., Stuttgart **50** (1960), S. 433—438.

Hoyer, P.: Die Tektonik des Steinkohlengebirges nördlich des Ruhrgebietes. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **13** (1967), S. 1359—1388.

Jaeger, H.: Einige biostratigraphische und paläogeographische Ergebnisse graptolithenkundlicher Untersuchungen im Frankenberger Zwischengebirge. — Vortr., Tagg. Ges. Geol. Wiss. DDR, Saßnitz, 26. April 1977.

Johnson: Crustal margins and plate tectonics during the Carboniferous. — 7. Intern. Kongr. Strat. Geol. Karbon, Krefeld 1971.

Kölbel, H.: Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. In: Grundriß der Geologie der DDR. Bd. 1. — Berlin: Akad.-Verl. 1968. S. 18—66.

Korejwo, K.; Teller, L.: Stratygrafia dolnego karbonu (górny wizen) s wiercén Sułow 1 i Lamki 1. — Acta geol. Pol., Warszawa **17** (1967) 2, S. 299—313.

Kossmat, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. — Abh. sächs. geol. Landesamt, Leipzig 1 (1927).

Kraus, E.: Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. 2. Aufl. — Berlin: Akad.-Verl. 1971.

Krebs, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherzynikum. — Geotekt. Forsch., Stuttgart 28 (1968).

Krejci-Graf, K.: Über die Phasen der Gebirgsbildung. — Geol. Rdsch., Stuttgart **38** (1950), S. 112—124.

Lutzens, H.: Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. — Geologie, Beih., Berlin 74 (1972), S. 1—105.

— Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. — Z. geol. Wiss., Themenh., Berlin 1 (1973), S. 137—144.

— Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes. — Metamorphe Zone, Südharz- und Selke-Mulde. — Z. geol. Wiss., Berlin **3** (1975) 3, S. 267—299.

Lutzens, H.; Schwab, M.: Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. — Geologie, Berlin **21** (1972), S. 627—640.

Mackowsky, T.; Kötter, K.: Kohlengerölle als Spuren vorasturischer Bewegungen am Südrand des Ruhrkarbons. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **3** (1962) 3, S. 1055—1060.

Möbus, G.: Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — Geologie, Berlin **17** (1968) 6/7, S. 631—646.

Neumann, W.: Zum Stockwerkbau im Bereich der „Mitteldeutschen Kristallinzone" (speziell im Ruhlaer Kristallin). — Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 391—409.

Nicolas, A.: Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? — Nature, London **236** (1972), S. 221—223.

Nöldeke, W.: Das Obervisé von Doberlug-Kirchhain. — Jb. Geol., Berlin **5/6** (1969/1970) (1976), S. 589—706.

Olszak, G.; Thierbach, H.: Einige geologisch-geophysikalische Strukturelemente der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre möglichen Beziehungen zu Tiefenbau und Entwicklung dieses Krustenabschnitts. — Z. geol. Wiss., Berlin **1** (1973) 2, S. 155—172.

Paech, H.-J.: Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas. — Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 353—372.

Paproth, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namur. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **3** (1960) 1, S. 385—425.

— Die Untergrenze des Karbons. — C. R. 5ième Congr. intern. stratigr. géol. Carbon. 1963, Paris (1964), S. 611—618.

— Unterkarbon (Dinantium). Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **19** (1971).

Patteisky, K.; Teichmüller, M.; Teichmüller, R.: Das Inkohlungsbild des Steinkohlengebirges an Rhein und Ruhr, dargestellt im Niveau von Flöz Sonnenschein. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **3** (1962), S. 687—700.

Pfeiffer, H.: Der Magdeburg-Flechtinger Kulm und seine stratigraphische und regionale Stellung. — Geologie, Berlin **16** (1967) 7, S. 781—790.

— Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung. — Geologie, Berlin **17** (1968) 1, S. 17—51.

— Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens. — Geologie, Berlin **20** (1971) 9, S. 945—958.

Pfeiffer, H.; Reichstein, M.; Ruchholz, K.: Lithologische und paläogeographische Entwicklung und Stratigraphie des Oberdevons und Dinants in der Umgebung der Mitteldeutschen Schwelle. — Rep. 23rd Intern. Geol. Congr., Praha **9** (1968), S. 9—19.

Pilger, A.: Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., Stuttgart **46** (1957), S. 197—212.

Rabitz, A.: Die marinen Horizonte des flözführenden Ruhrkarbons — Rückschau und Ausblick. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **13** (1966) 1, S. 243—296.

Reichstein, M.: Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. — Geologie, Berlin **14** (1965) 9, S. 1039—1076.

Richwien, J.; Schuster, A.; Teichmüller, R.; Wolburg, J.: Überblick über das Profil der Bohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., Krefeld **11** (1963), S. 9—18.

Rösler, H. J.; Werner, C.-D.: Zur stofflichen Entwicklung und strukturellen Stellung der Basite im Gebiet von Mitteleuropa. — Vortr. 22. Jahrestagg. Ges. Geol. Wiss. DDR, Dresden, 27. Sept. 1975.

Schneider, H.: Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerstetal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz). — Roemeriana, Clausthal-Zellerfeld **1** (1954), S. 103—132.

Schroeder, E.: Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Berlin **16** (1971) 3—5, S. 413—434.

— Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Variszíden. — Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 2, S. 273—302.

Simpson, S.: Variscan orogenic phases. In: K. Coe: Some aspects of the Variscan fold belt. — Manchester: 1962. S. 65—73.

Stegena, L.: Plattentektonik, Tethys und das Pannonische Becken. In: Tectonic problems of the Alpine system. — Bratislava: 1975. S. 87—108.

Stille, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jb., Beih., Hannover 2 (1951).

Teichmüller, R.: Die Entwicklung der subvariszischen Vortiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons. — Z. deutsch. geol. Ges., Hannover **107** (1956), S. 55—65.

— Die Entwicklung der subvariszischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. — Fortschr. Geol., Rheinld. Westf., Krefeld **3** (1962), S. 1237—1254.

Thierbach, H.: Zur Entwicklung globaltektonischer Anschauungen und deren Einfluß auf die Interpretation tektonischer Hauptelemente Mitteleuropas. — Z. geol. Wiss., Berlin **3** (1975) 4, S. 417—429.

Vinogradov, A. P.; Tugarinov, A. J.; Žirova, V.; Zykov, S. P.; Knorre, K. G.; Lebedev, V. J.: Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. — Freiberger Forsch.-H., C, Berlin 57 (1959), S. 73—85.

Vinogradov, A. P.; Tugarinov, A. J.; Zykov, S. P.; Knorre, G. K.; Sten'ko, V. A.; Lebedev, V. J.: Über das Alter der kristallinen Gesteine Zentraleuropas. — Freiberger Forsch.-H., C, Berlin 124 (1962), S. 39—56.

Weyer, D.; Meissner, B.: Zwei neue Ammonoideen-Faunen aus dem Namur des Magdeburg-Flechtinger Kulms. — Geologie, Berlin **21** (1972) 9, S. 1097—1107.

Wilson, J. T.: Static or mobile earth, the current scientific revolution. — Tectonophysics, Amsterdam 7 (1969) 5—6, S. 600—601.

Wunderlich, H. G.: Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges und Harzes. — Geol. Rdsch., Stuttgart **54** (1965), S. 861—882.

Zwart: Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. — Geol. ass. Canada, spec. paper, **5** (1969), S. 7—16.

Manuskripteingang: 17. März 1978

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. R. Striegler, Dipl.-Geoln. U. Striegler,
DDR - 75 Cottbus, Rostocker Straße 40