

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR

Forschungsbereich Kosmische Physik

ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde

Nr. 14, Teil 3

Stockwerkbau und Felderteilung

**Symposium 25 Jahre geotektonische Forschung
an der Akademie der Wissenschaften der DDR**

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1973

Inhaltsverzeichnis

Teil 3

BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre	545
MUNDT, W.: Gemeinsame Korrelationsanalyse geologischer und geophysikalischer Karten zum Nachweis tektonischer Störungen	569
WATZNAUER, A.; LINDNER, H.; BEHR, H.-J.; TRÖGER, K.-A.: Versuch einer Stookwerkskorrelation im Südabschnitt des Elbe-Lineamentes (Raum Meißen - Bad Schandau)	575
BRAUSE, H.: Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa	601
LAUTERBACH, R.; LAUTERBACH, J.: Zur Rolle der Bruchsysteme in Ost--West-Richtung	617
TESCHKE, H.-J.: Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel	623
BONČEV, E.: Zu einigen Grundfragen der Rhegmagenese des östlichen Teils der Balkanhalbinsel	641
PORSTENDORFER, G.: Abbildungen des geotektonischen Baues im Erscheinungsbild natürlicher geoelektromagnetischer Variationen	653
HURTIG, E.; SCHLOSSER, P.: Analyse der Wärmeflußdaten Mitteleuropas	665

Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre

Von PETER BANKWITZ & ELFRIEDE BANKWITZ, Berlin¹⁾

In der Lithosphäre sind Rupturen der verschiedensten Art vorhanden. Da der bruchmechanische Anteil den Ablauf von Bildung und Entwicklung dieser Rupturen zu wesentlichen Teilen ausmacht, sind über ihn Schlußfolgerungen möglich, die für Geologie und Geophysik gleichermaßen von Bedeutung sind. Ohne das Spezifische der Geologie in Frage zu stellen, dürfte die Auffassung vertretbar sein, daß die Bewegungsvorgänge an Brüchen ihrem Wesen nach bruchphysikalischer Natur sind. Verschiedene Ausblicke in dieser Richtung sollen im folgenden andeuten, wie eine Wechselbeziehung zwischen physikalischer und geologischer Forschung die Kenntnis von scheinbar bereits bekannten Vorgängen weiter vertiefen kann.

Besonders berücksichtigt werden in dieser Arbeit:

- einige Kennzeichen von Bruchzonen globaler Ausdehnung,
- das gemeinsame Auftreten von Bruchflächen unterschiedlicher Dimension während einer Störungsaktivität,
- die quasi-punktförmige Aktivität in Störungszonen,
- die Beteiligung von mehreren Arten der Bruchdeformation an einer Spannungsableitung,
- der Bruchvorgang als solcher,
- die dreidimensionale Tendenz aller Bruchvorgänge,
- die Verknüpfung von feldgeologisch gewonnenen Erkenntnissen an Störungen mit solchen der Seismotektonik,
- der Zeitfaktor in der Entwicklung geologischer Brüche.

1. Lineamente

Der Charakter eines Lineaments oder einer analogen großen Bruchform, die zur Felderteilung der Kruste beitragen, wird wesentlich von magmatischen, thermischen und sedimentologischen Vorgängen geprägt. Der Vorgang der Entstehung, die Anlage der Richtung des Streichens, Tiefgang etc. sind zu wesentlichen Teilen bruchphysikalischer Natur, wodurch die Lineamente in eine Reihe mit kleiner dimensionierten Rupturen (Störungen, Klüften) gestellt werden können. Im Gegensatz zu Arbeiten, welche die Bedeutung von Bruchformen für das geologische Erscheinungsbild regionaler Einheiten untersuchen, soll hier auf einige bruchphysikalische Aspekte der verschiedensten Störungstypen (bis zu Lineamenten) hingewiesen werden. Dazu gehören auch die Entwicklungsphasen z.B. einer Störungszone zu einem Rift, einem Lineament usw. Nicht nur bei Lineamenten ermöglicht die Kenntnis der physikalischen Zusammenhänge, die spezifische Bedeutung der Rupturen besser einzuschätzen. Nicht aus Raumgründen verzichten wir auf (kompilatori-

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde

sche) Ausführlichkeit, sondern in der Absicht, nur die uns zur Zeit perspektiv erscheinenden Betrachtungsweisen herauszustellen. Bessere Informationen über Form und Aufbau der großen Mobilitätszonen der Lithosphäre und die in ihnen ablaufenden bruchmechanischen Verformungen werden gestatten, einige globaltektonische Vorstellungen zu korrigieren, zu bestätigen und zu erweitern.

Die zum Teil seit langem bekannten Lineamentspezifika sind: lineare Erstreckung, Beständigkeit von Aktivität und Lage in der Zeit, partiell erhöhte Sedimentmächtigkeit, zeitweiliger Geoisothermenanstieg, Besonderheiten im geochemischen Regime, Schärfe der Schweregradienten, zeitweilige Seismizität, Rückwirkung auf den Deformationsablauf der Flanken, Bruchtektonik sekundärer Art. Für sich genommen, ist kein Merkmal ausschließlich für Lineamente typisch. Studien über Fazieswechsel in Sedimenten allein sind deshalb kein hinreichendes Forschungsmittel etwa zur Lokalisierung von Lineamenten. Für die Interpretation der rezenten seismischen Vorgänge sollten bekannt sein: Herdmechanismen, Herdtiefe, Ausdehnung der primären Bruchfläche, frei gewordene Energie, Informationen über Nachbeben, Art und Größe der Deformation an der Erdoberfläche, geothermische Situation (BRACE & BYERLEE 1970 [97]). Weil diese Daten sowie die über die Welleneigenschaften selten gemeinsam bekannt sind, fehlt es an tektonischen Analysen von Erdbeben bisher stärker, als bei der Vielzahl von Beben zu erwarten wäre. In unterschiedlichem Maß sind auch Schwereanomalien mit lineamentären Schollengrenzen der Lithosphäre zu korrelieren (GAPOSHKIN & LAMBECK, zitiert in KAULA 1970 [217]). An ozeanischen Riften und Subduktionszonen, die Lineamenten entsprechen, ist zu erwarten, daß sich durch den Wechsel in der Zusammensetzung des heran- bzw. weggeführten Materials die Schwerewerte laufend ändern. Davon braucht die Lagekonstanz der Großschollen der Lithosphäre nicht betroffen zu sein.

Bei kontinentalen Lineamenten ist zu überprüfen, ob sie einer (fossilen) Plattengrenze entsprechen, mit ozeanischen Bruchzonen zusammenhängen oder einer gänzlich anderen "kontinentalen" Dynamik zuzuordnen sind. Man muß der Versuchung widerstehen, alles unter dem Aspekt der sich bewegenden Platten zu sehen - dazu ist die geologische Geschichte der kontinentalen Kruste zu komplex, und dazu kommt die eigentliche Ursache der tektonischen Vorgänge in den riftogenen Prozessen der Ozeane zu wenig direkt zum Ausdruck. Für die rezent bekannten horizontalen Verschiebungen fehlt es zur Zeit an hinreichenden Motivierungen (von rein lokalgeologischen Begründungen abgesehen). Hier könnte sich eine Beziehung zwischen der Aktivität in den ozeanischen Anteilen der Platten (im Sinne der Globaltektonik) und den kontinentalen herausstellen.

Ozeanische Riffe sind gleichfalls Lineamente - sie halten weit durch, weisen Benaktivität auf, zum Teil erhöhten Wärmefluß und basischen Vulkanismus bzw. als primäres und damit wichtigeres Merkmal eine Hochlage des Mantels. Über den Vulkanismus hinaus ist der Magmentransport in die unter Zug stehenden Riffe ein wesentliches Kennzeichen. Der Aufstieg des Materials aus dem Oberen Erdmantel kann durch verschiedene Mechanismen gedeutet werden. Bei unter Zug stehenden Kristallen ist die Selbstentwicklung von Versetzungen des Kristallgitters bekannt. Damit zusammenhängende Vorstellungen der Versetzungstheorie hat WEERTMAN (1971) [347] auf die Vorgänge an Riften übertragen. Danach kann eine Flüssigkeit, die an der Basisfläche der Lithosphäre in eine in der Ausdehnung begrenzte Spalte eindringt, durch die Lithosphäre aufsteigen. Vor

und hinter der Flüssigkeit öffnet bzw. schließt sich der Riß, wobei für den Weitungs-vorgang der BURGERS-Vektor sowie der Dichteunterschied (flüssig - fest) verantwortlich ist, letztendlich also das Gravitationsfeld. Voraussetzung ist allerdings, daß die Lithosphäre im Bereich der Riffe unter Zug steht. Selbstverständlich erklärt dieser Mechanismus allein nicht das Aufdringen der basischen Magmen. Er verkörpert aber - analog zu den weiter unten behandelten Verhältnissen an Bruchzonen - die partielle Aktivität einer Diskontinuitätsfläche, wobei sich mit der Zeit die Orte der Aktivität im Raum verlagern.

Wiederholt sind Störungssysteme von verschiedenen Autoren auf die globale Haupt-richtung, die durch die Rotationsachse markiert wird, bezogen worden. Manche dieser Betrachtungen abstrahierten von der oft kurzen Aktivitätszeit der Störungen und konnten schon dadurch für geologische Fragestellungen nicht befriedigen. Angesichts des Mobilismus, der gegenwärtig besonders durch die Globaltektonik diskutiert wird, erscheinen Betrachtungen, die ausschließlich von der Streichrichtung der Störungen ausgehen, etwas überholt. Es ist nach den Vorstellungen der Globaltektonik mit unterschiedlichen Drehungen zwischen Lithosphärenplatten zu rechnen, so daß parallele Richtungen Konvergenzen sein können. Umgekehrt haben viele Störungen zu verschiedenen geologischen Zeiten ein Streichen besessen, das sich vom heutigen unterschied. In Mitteleuropa verlief z.B. nach DIETZ & HOLDEN (1970) [13] und ROTHER (1971) [29] ein heute N-S streichendes Element am Ende des Paläozoikums NNW-SSE, im Jungproterozoikum NW-SE. Danach hatte die Elbelinie in variszischer Zeit fast E-W-Richtung. Vor zu rascher Generalisierung der Störungen als globale Scherflächen sollte auch warnen, daß angenommene Verschiebungsrichtungen zum Teil hypothetisch sind und mit der Realität nicht übereinstimmen, Weitung statt Scherung dominiert bzw. Bewegungsumkehr stattgefunden hat. Gegen eine zu stark vereinfachende Einteilung der Rupturen in Scher- und Zugflächen, die nur von der Rotation der Erde abhängen, spricht auch die Interpretation der ozeanischen Bruchzonen, die an Zahl und Größe den kontinentalen nicht nachstehen. Die ozeanischen Bruchzonen verlaufen bevorzugt E-W, drehen aber an vielen Stellen in die N-S-Richtung, ohne daß ernsthaft zu erwägen sei, ob sie damit durch einen Schersektor globalen Ausmaßes wandern würden. Vorwiegend repräsentieren sie ihrer Oberflächenwirkung nach Scherflächen, bei denen die vorhandene Zugkomponente (Ultrabasitintrusionen, Graben- und Horststruktur [7]) weniger auffällt. Erst aus beiden geht ihr wechselnder Charakter hervor. Die rezent aktiven ozeanischen Riffe sind (s.o.) durch Weitung gekennzeichnet. Das ist in jeder Hinsicht wichtiger als die Konfiguration Rift zu Bruchzone oder Rift zu kontinentaler Flanke. So sieht z.B. der Rift im Golf von Aden nach der Form der kontinentalen Ränder und der Anordnung der Bruchzonen wie ein linksdrehender Scherbruch aus, weil die rezente Weitung nicht senkrecht zum Rift verläuft. Auch am Chile-Ridge täuschen schiefwinklig verlaufende Bruchzonen eine Schersituation vor. Die Riffe ändern - wie die ozeanischen Bruchzonen - ihre Lage zur Rotationsachse. Dabei durchlaufen auch sie Quadranten, die bei vereinfachender Einteilung globale Zug- und Scherquadranten sein müßten. Da sich im Streichen der Riffe an den richtungsgeänderten Abschnitten Seismik und Chemismus der Vulkanite ihrem Wesen nach nicht ändern, kann man die Spannungsverhältnisse an der Erdoberfläche durch Bezeichnungen wie "orthogonal" und "diagonal" nicht ausreichend kennzeichnen. Da die Dynamik der Lithosphäre die der Asthenosphäre vermutlich nicht direkt widerspiegelt, muß offenbleiben, ob die letztere harmonischer auf die Rotationssymmetrie abgestimmt ist.

2. Ozeanische Bruchzonen

Einige Besonderheiten der tektonischen Aktivität ozeanischer Bruchzonen wurden von uns an anderer Stelle erörtert (BANKWITZ & BANKWITZ 1971, 1972 [6, 7]). Die dort nicht behandelten Möglichkeiten des Fortstreichens auf Kontinente sollen hier kurz diskutiert werden. Die wenigen bisher bekannten Fälle offenbaren komplexen Charakter, d.h., bei diesem Problem helfen erst recht keine zu früh verallgemeinernden Hypothesen und keine Linealkonstruktionen. Manche der veröffentlichten Hinweise sind für eine geologische Beweisführung dieser Frage zu schematisch (z.B. LEPICHON & HAYES 1971 [22]), weil sie nicht den Zusammenhang mit den Kontinenten zum Ziel haben. Erschwerend ist, daß die ozeanischen Störungen am Schelf in der Regel von jungen Sedimenten bedeckt sind, wenn sie bis dorthin weiterlaufen (deshalb hilft zukünftig der indirekte Nachweis durch Magnetanomalien, die auch im Schelfbereich nachweisbar sein können, weiter). Ozeanische Bruchzonen sind zeitweilig nur über kurze Strecken aktiv. Ihre globale Ausdehnung ergibt sich aus der Summierung von Teilstrecken, die zu verschiedenen Zeiten aktiv waren. Aus der morphologischen Persistenz darf nicht auf einzeitige Bewegungsvorgänge an ihnen geschlossen werden. Perspektiv für Untersuchungen über die Verbindung ozeanischer und kontinentaler Bruchzonen sind außer den unten genannten Störungen solche an den Küsten des Golfs von Aden, der Westküste Afrikas, den Küsten des Indiks und im Südpazifik (Beziehungen zur Antarktis), Ostgrönland (Jan-Mayen-Bruchzone). An der Nordostküste der Halbinsel Labrador könnte eine Störung, die STEVENSON (1970) [32] ca. 30 km nördlich der Groswater Bay beschrieb, in die Labrador-See weiterstreichen und an eine ozeanische Bruchzone Anschluß finden, die sich nach dem Magnetanomalienbild bei MAYHEW u.a. (1970) [25] andeutet, ohne daß die genannten Autoren eine solche Beziehung diskutieren.

Obwohl die Bruchzonen im Nordostpazifik von geophysikalischer Seite her gut untersucht sind, ist über ihre Kontakte mit dem amerikanischen Kontinent relativ wenig bekannt, wozu nicht unbeträchtlich beiträgt, daß eine Subduktionszone den gleitenden Übergang unterbricht.

- a) Die Murray-Bruchzone trifft in ihrer östlichen Verlängerung auf eine Biegung der San-Andreas-Störung bei ihrem Schnitt mit der Garlock-Störung. Als ihre kontinentale Vertretung gelten bei Los Angeles E-W-Störungen (COOK 1969 [10]), denen Isogammen der BOUGUER-Schwere parallel laufen. Eindeutig scheint die Verlängerung der Murray-Bruchzone bis jetzt nicht belegt zu sein.
- b) Überzeugender ist die Kenntnis über die Verlängerung der Mendocino-Störung nach Osten, die sich auf dem Kontinent durch Störungen und parallele Magnetanomalien markiert.
- c) Wohl am häufigsten genannt, aber noch nicht ausreichend interpretiert ist die San-Andreas-Störung, deren Transform-Charakter noch nicht bewiesen ist. HILL (1971) [19] nannte Diskrepanzen zwischen den tatsächlichen Strainverhältnissen an der San-Andreas-Störung und den theoretisch zu erwartenden, falls es sich tatsächlich um eine ozeanische Bruchzone handelt. Selbst wenn sie eine solche verkörpert, so zeigt sie sich praktisch nur auf dem Kontinent. Untersuchungen wie die von ATWATER (1970) [2] weisen auf mögliche Zusammenhänge mit den Bewegungen im Ozean hin, berücksichtigen aber nicht die historische und rezente Form und Entwicklung dieser seit lan-

gem von Geologen untersuchten Störungszone. Die deshalb etwas schematischen Vorstellungen von ATWATER haben den Einspruch von geologischer Seite begünstigt.

Im Bereich des Golfs von Guinea ist nach der Oberflächengeologie auf dem Festland und dem bathymetrischen Befund vor der Küste nach FAIL u.a. (1970) [14] der Bénoué-Graben die Verlängerung der Romanche-Bruchzone des Atlantiks. Der Graben ist seit dem Alb zu belegen. Die Verhältnisse werden allerdings durch eine dem Kontinent vorgelagerte Teilscholle kompliziert, wie sie auch andere Schelfränder markieren (HAYES & EWING 1970 [18]), z.B. die NE-Küste Südamerikas. Die von DE LOCZY (1970) [22] gegebene großzügige Interpretation vom ungebrochenen Durchlaufen ozeanischer Bruchzonen durch Südamerika ist für keinen konkreten Fall bewiesen. Statt dessen hat z.B. der Nordbrasilianische Rücken [18] keine genetische Beziehung zur Romanche-Bruchzone, die daran - entgegen der Auffassung von DE LOCZY - ausläuft.

Diese wenigen Beispiele (weitere z.B. bei GARSON & MITCHELL 1970 [15]) zeigen, daß der feldgeologische Nachweis der Verlängerung von ozeanischen Bruchzonen auf kontinentales Milieu in Gestalt von Bruchdeformationen bisher selten geglückt ist.

An ozeanischen Bruchzonen haben wir verschiedene Arten von Bewegungen im Vergleich zu denen im Mittelabschnitt der Bruchzonen (Transformstörungen) behandelt [6]. Ein kontinentales Beispiel hat ILLIES (1971) [20] angeführt. Danach ermöglichte die Bildung fiederspaltentypiger Keilgräben zwischen dem Süden des Oberrheingrabens und dem südwestlich von diesem gelegenen Bresse-Graben eine Transformbewegung innerhalb der Mittelmeer-Mjösen-Zone. Der Transformcharakter äußert sich darin, daß der scheinbare Ostversatz des Oberrheingrabens durch eine westwärts gerichtete Verschiebung (bzw. Weitung) bewirkt wurde.

Die inzwischen erweiterte Kenntnis über den Bau der ozeanischen Bruchzonen führt dazu, folgende Vorgänge zu unterscheiden:

1. Bildung alter Bruchzonen (Aufschiebungen, Abschiebungen, Blattverschiebungen), z.T. präozeanisch;
2. Gleitvorgänge während des Spreading;
3. Weitung und danach Intrusion (bis Protrusion) von Ultrabasiten (MALAHOFF & WOOLLARD 1970 [24], BONATTI & HONNOREZ 1971 [8]);
4. Verfestigung des ozeanischen Untergrundes an den Orten der Ultrabasitintrusionen;
5. spätere Gleitvorgänge mit Geschwindigkeitsunterschieden zwischen den Bruchzonen und den zwischen ihnen liegenden bewegungsaktiveren Teilschollen [8].

Schon daraus ergibt sich, daß einfaches Weiterzeichnen des Störungsverlaufs auf den Kontinent ohne eine Charakterisierung der Störungsentwicklung nicht ausreicht.

Durch die genannten Funktionen wird die Bedeutung der Bruchzonen innerhalb der Globaltektonik nicht geschwächt. Die Gleitvorgänge, die sich am Versatz der Magnetanomalien am einfachsten zeigen [7], vertreten die Langzeittektonik ($n \cdot 10^6$ Jahre) in Mobilitätszonen, die sich aus zahlreichen kleindimensionierten Vorgängen der Kurzzeittektonik (der bruchmechanischen Verformung z.B.) zusammensetzen.

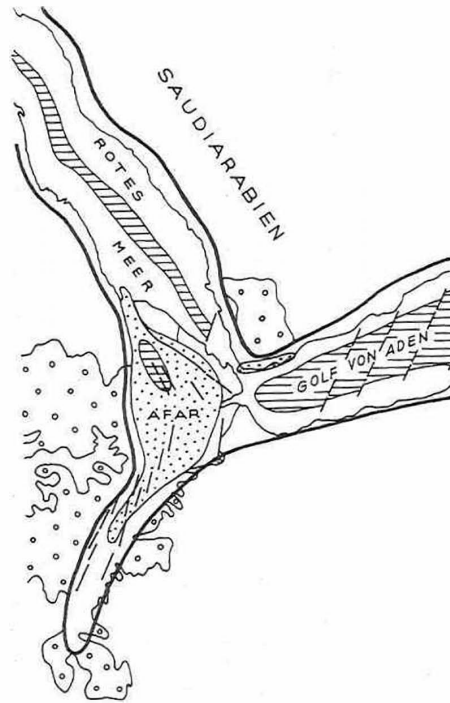


Abb. 1 Einige Strukturelemente
des Afro-Arabischen
Doms, nach GASS 1970
[16]

Dick umrandet - Gebiet
mit verminderter Krus-
tenmächtigkeit; hori-
zontal schraffiert -
Gebiete ohne sialische
Kruste; Punkte - "in-
termediäre" Basalte;
Kreise - im wesentli-
chen Alkalibasalte

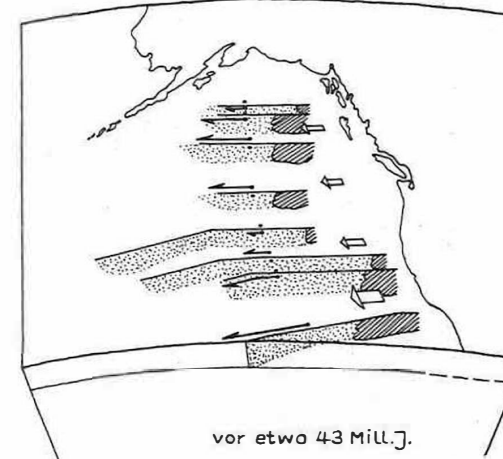
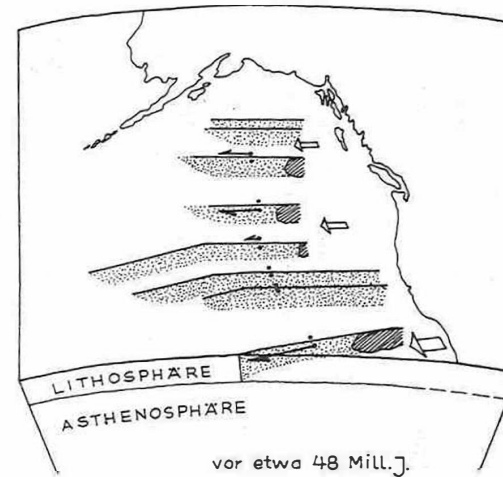


Abb. 2 Fleckenartige Aktivität an Bruchzonen des
Nordost-Pazifik, abgeleitet aus der unter-
schiedlichen Breite altersgleicher Strei-
fen des Ozeanbodens für eine bestimmte
Zeitdauer (Schemaskizze)

3. Zur Riftogenese ozeanischen Typs in kontinentaler Kruste

Dazu werden am häufigsten die Ostafrikanischen Gräben zitiert (GASS 1970 [16]). Ihre Entwicklung begann im Oligozän (DAVIES 1969 [12]), als die Arabisch-Äthiopische Schwelle entstand (Abb. 1). Die Weitung des Roten Meeres ist seit dem Miozän nachgewiesen. Seine Zentralstruktur ist im größeren Nordteil ein Graben, während die für auseinanderdriftende Ozeanböden typische Zentralschwelle erst im südlichen Teil existiert. Durch die Assoziation dieses zentralen Rückens mit einem Tholeiitbasaltvulkanismus ist erwiesen, daß in diesem Teil des Roten Meeres der Übergang in die Struktur von Ozeanen vollzogen ist. Das gleiche gilt für den Rift im Golf von Aden (zentraler Rücken, Tholeiitbasaltvulkanismus).

Auf den Schnittpunkt Rotes Meer - Golf von Aden trifft von Süden die Verlängerung der Ostafrikanischen Gräben. Zwischen dem Roten Meer und dem eigentlichen Grabensystem liegt das Afarplateau. Das Grabensystem wird verschiedentlich als der Ort der Umwandlung eines Rifts vom kontinentalen in einen solchen vom ozeanischen Typ angesehen. Argumente dafür sind die tektonische Entwicklung, Seismizität, basischer Vulkanismus sowie die gegenüber den Flanken verringerte Krustenmächtigkeit. Ganz in diesem Sinne kann man die parallelen Magnetanomalien (GIRDLER, zitiert bei DAVIES 1969 [12]) sowie die Tholeiitbasalte in einem Teil des Afarplateaus interpretieren. Nach unserer Auffassung ist eine andere Deutung nicht ausgeschlossen, die sich aus rein mechanischen Gründen anbietet. Danach könnte das Afarplateau das eigentliche riftogene Verbindungsstück zwischen dem Roten Meer und dem Golf von Aden darstellen, der Rift aber zur Zeit mehr zufällig auf und nicht vor dem afrikanischen Kontinent verlaufen. Die Verhältnisse im Afarplateau wären also kein Beweis für eine derzeitige Entwicklung Ostafrikas zu einem ozeanischen Rift. Trifft diese Deutung zu, dann sind auch die rein von der Richtung ausgehenden Vergleiche zwischen dem Roten Meer und den Ostafrikanischen Gräben nur bedingt zulässig, weil sie bei den kurzzeitigen Vorgängen (Seismizität, Lagerstättenbildung, Vulkanismus) bestehende Unterschiede verwischen. Da im Bereich des Afarplateaus die Spreadingraten der Riffe (Rotes Meer, Afar, Golf von Aden) unterschiedlich sind, ist zu erwarten, daß sich die Position dieses vermeintlichen Tripelpunktes mit der Zeit verlagert und dieser nicht mehr mit dem Afarplateau räumlich zusammenfällt (MOHR 1970 [21]).

Ohne Zweifel liegt in Ostafrika südlich der Wonji-Störungszone (Äthiopien) ein aktiver Rift vor, der, nach Literaturinformationen über Oberflächengeologie und Magmenchemismus geurteilt, das Stadium eines ozeanischen Rifts noch nicht erreicht hat. In Äthiopien sind die Basalte schwach alkalisch, weiter südlich (Kenia, Uganda, Tansania) stark alkalisch. Bemerkenswerterweise gehen nur an den Schnittpunkten größerer Riftteile die Alkalibasalte in olivintholeiitische über (HARRIS 1969 [17]), d.h., lokal und ohne Verbindung mit dem Roten Meer ist am ehesten ein Anschluß an die magmatologischen Verhältnisse der ozeanischen Kruste gegeben. Die mittlere Spreadingrate im Kenia-Rift beträgt nach BAKER & WOHLBERG (1971) [3] weniger als 0,5 mm/Jahr, wobei das Maximum der Weitung bereits im Tertiär lag. Ozeanische Förderraten, die für ozeanische Riffe gelten (1 - 2 cm/Jahr und darüber), setzen vermutlich tholeiitische Basalte bzw. eine extrem hohe Lage der aktiven Schmelzherde voraus [17].

Auf eine morphologische Eigenart der ostafrikanischen Riftabschnitte sei kurz hingewiesen: ihre Bogenform; dabei treffen sie mit einspringenden Ecken auf die Küste zum Indischen Ozean - der Eastern Rift an der Grenze Kenia/Tansania, der Western Rift im südlichen Mozambique.

Anhand des Ostafrikanischen Grabensystems läßt sich die Frage nach dem primären Alter von Transformstörungen bzw. allgemein von Störungen, die Riffe queren, diskutieren. Der äthiopische Rift zeigt von seinem Eintritt in das Afarplateau nach Norden zu (12. bis 7. Grad n.Br.) ein rechtsdrehendes Bruchsystem, wodurch der jeweils nördlich anschließende Abschnitt nach Osten verschoben zu sein scheint. Das gilt auch für den Teil des Afarplateaus mit Tholeiitbasaltvulkanismus (Salzebene), der die Verlängerung des Rote-Meer-Rifts sein kann. MOHR (1967) [267] hält diese Querstörungen für Transformstörungen. Da sie in den flankierenden somalischen bzw. äthiopischen Plateaus bereits im Jura aktiv waren [267], sind sie wesentlich älter als die Zone, die sich im Afarplateau rezent im ozeanisch-riftogenen, weiter im Süden im kontinental-riftogenen Zustand befindet. Das legt den Schluß nahe, daß, wie WILSON (1965) [357] annahm, (manche) Versätze ozeanischer Riffe ältere Schwächezonen sind. Das dürfte auch für die Störungen im Golf von Aden gelten. Danach wären Transformbruchzonen kein Spezifikum der ozeanischen Kruste, da sie auch auf kontinentaler Kruste vorhanden sein können - vor einer Riftbildung, vor einer Ozeanentstehung.

4. Partielle Aktivität großer Störungszonen

Die größte Tiefe, aus der Aktivitäten nachgewiesen sind, die auf Störungen zurückgehen, liegt bei ca. 800 km (Erdbeben in BENIOFF-Zonen), Bebenauslösender Faktor sind - nach Interpretationen der Seismologie - Massenverschiebe großen Ausmaßes. Die kleinste und zugleich erste Form neuentstehender Diskontinuitäten in einem beanspruchten Material stellen Mikrorisse dar (SCHOLZ 1968 [307]). Eine Berechtigung, derartige Mega- und Mikroformen miteinander zu vergleichen, liegt unter anderem darin, daß beide - wie auch die dazwischenliegenden Formen - nach dem gleichen Prinzip aktiviert werden, was z.T. gleichbedeutend ist mit dem Entstehungsvorgang. Die Einschränkung ist deshalb nötig, weil Großformen der Störungen "Komposit-Strukturen" (d.h. zusammengehörende Störungskomplexe) mit eigener Entwicklungsgeschichte darstellen. Derartige Störungskomplexe kennzeichnen nach unserer Auffassung die Mobilitätszonen der Erdkruste, an denen sich über längere Zeit hinweg der Spannungszustand und die Raumlage des Materials verändern. Sie sind aus vielen kleineren Elementen aufgebaut, die einmal Träger einer partiellen Aktivität in einer Störungszone waren oder wieder werden. Bei rezent aktiven Zonen muß man auch zukünftig mit sich neu bildenden Brüchen kleiner Dimension bis hin zu Mikrorissen rechnen. Nur diese Elemente vertreten die eigentlichen Orte der Spannungsableitung bzw. der Bewegungsaktivität, die in ihrer Gesamtheit und Zeitverschiedenheit erst die größere Störungszone als Resultierende ergeben. Versteht man unter der Aktivität einer Störung eine an ihr ablaufende Verschiebung der Flanken (ohne oder mit Bebenentstehung), so ist eine Komposit-Störung in der überwiegenden Zeit ihrer Mobilität inaktiv, wenn man die kurze Zeitdauer der Beben oder der Versatzbildung mit der Langlebigkeit derartiger Zonen vergleicht. Über die Zeit gemittelt, wird solchen Störungen aber dauernde Aktivität zugeschrieben. Weiterhin ist eine solche Großstörung auch über den größten Raum ihrer Erstreckung zum jeweils gleichen

Zeitpunkt untätig. Das heißt: Ihre wirkliche Aktivität im Sinne von Spannungsentladung, Bruchbildung, Verschiebung flackert nur an eng begrenzten Orten auf, die sich mit der Zeit innerhalb der Störungszone verlagern. Eine Komposit-Störung (Ausdehnung über 100 km) ist danach nur kurzzeitig und quasi-punktförmig (m bis km) aktiv.

Daß zusammengesetzte Brüche ein - wenn auch langfristig gebildetes - Analogon zur kurzzeitigen Bildung eines Einzelrisses darstellen, ist aus den Ergebnissen der Bruchphysik zu schließen. Der Entstehung eines freisichtigen Risses geht die Bildung zahlreicher Mikrorisse, begleitet von Mikrobeben, über die ganze beanspruchte Probe verteilt, voraus. Erst in der letzten Phase vor der Zerteilung der Probe häufen sich die Mikrorisse in der Ebene der späteren Bruchfläche bis zu 90 % und vereinigen sich dann zu einer Fläche (SCHOLZ 1968 [307]). Die Bruchfläche ist demnach eine Resultierende - aus kleinsten Aktivitätszentren verschiedener Positionen zusammengesetzt.

Rechnet man zur Aktivität einer Störung bzw. einer Störungszone nicht nur die Verschiebung der Flanken während der Bruchbildung, sondern auch die Veränderungen des Spannungszustandes vorher bzw. die dem Bruch vorausgehende bruchlose Deformation (Duktilität), so ist diese Zone insgesamt als aktiv anzusehen. Sie ist dann, genauer formuliert, eine durchgehende Deformationszone, aber keine durchgehende, distinkte Störung. Als Mobilitätsbereich der Lithosphäre untersteht sie einem sich langfristig und allmählich (lokal jedoch sprunghaft) ändernden Spannungszustand, der sich durch grundsätzlich erhöhte Spannungswerte und großregional relativ einheitliche Richtungen der Hauptspannungachsen auszeichnet. Ein Beispiel für eine durchgehende Deformationszone mit partieller Aktivität ist die San-Andreas-Störung mit ihren Parallelstörungen, in der ganz lokale mm-Verschiebungen in Zeitabständen von Tagen und räumlicher Entfernung von einigen Kilometern bis einigen 100 km ablaufen [17]. Folgender Bericht wurde in [17] veröffentlicht: Am 17.7.71 trat eine 9-mm-Verschiebung über 6 km an der Calaveras-Störung ein; am 11.7. eine 4-mm-Verschiebung am Nordende des eben genannten Störungsteils; am 14.7. ein 0,2-mm-Versatz am Südennde des aktiven Teils vom 17.7.; am 2.8.71 ein 0,8-mm-Versatz 5 km nördlich der Aktivität vom 17.7. In der genannten Zeit fanden 5 weitere Erdbeben über eine Strecke von 60 km an der San-Andreas-Störung statt.

Man kann bei diesen partiellen, die Entspannung begleitenden Bruchbildungen während einzelner Beben von unterschiedlich oder gar nicht aktiven Bereichen einer großen Störungszone sprechen. Es scheint ein Zusammenhang zwischen besonders intensiver Störungsdeformation (und größerer Erdbebenhäufung) und den Umbiegungsstellen von Störungen im kleinen und großen zu bestehen. Vermutlich geht das auf die größere Spannungskonzentration an solchen Umbiegungen zurück. Je nach der überregionalen tektonischen Situation, die sich ständig ändern dürfte, ändern sich die Spannungszustände auch innerhalb einer Störungszone bzw. an einer Störung. Mit variierenden Einengungs- oder Weitungsbedingungen variieren die Arten der Spannungsentlastung: nach Intensität, Häufung und Art. Danach ergibt sich der Störungscharakter großer Störungszone nur aus der Geschichte in Raum und Zeit. Hauptbestandteil der Entstehung und Aktivität jeder Störung ist die Ribbildung in der mm- bis cm-Dimension.

Für die großen ozeanischen Bruchzonen im Nordostpazifik ließ sich eine merkliche Änderung der Störungsaktivität für Zeitabschnitte in der Größenordnung von 1 - 2 Mill. Jahren nachweisen [17]. Diese Aktivitäten können auf rhythmische Verlagerungen des plattentektonischen Pols oder der Plattengrenzen zurückgehen. Bei stärker differenzierter Einbindungsmöglichkeit der Vorgänge wird man bedeutend kleinere Zeiträume erfassen können. Bereits in 1 - 2 Mill. Jahren kann die gleiche Störung aus einer vorübergehend inaktiven zu einer aktiven Störung werden, mit räumlich weitreichender Wirksamkeit. Wenn man unterstellt, daß eine Drehbewegung um steile Achsen, ausgelöst durch Riftlageveränderungen, an Störungen mit einigen 100 km Länge auch laterale Wirkungen (senkrecht zum Streichen) von ähnlicher Ausdehnung aufweist, dann bedeutet die Aktivität einer ozeanischen Bruchzone bei Drehung, daß wesentliche Teile der Lithosphäre unter den sich ändernden Spannungsverhältnissen stehen, die letztlich auf Bewegungen im Bereich des Riftes zurückgehen. In gleicher Zeit kann ein ähnliches Aktivitätszentrum an einer Nachbarstörung fast ganz erlöschen, an einer dritten Bruchzone jedoch über wesentlich längere Zeit (z.B. 3,5 Mill. Jahre) in gleicher Intensität bestehen bleiben (Abb. 2). Die Aktivität an solchen Komposit-Störungszonen pulsiert also: Sie läuft langsam an, weitet sich aus - und zwar räumlich sowie hinsichtlich ihrer Intensität und Zeitdauer - und klingt nach ungleich langen Intervallen wieder ab. Die Aktivitäts"flecken" verhalten sich selbst wieder wie kompositäre Störungen, d.h., sie sind in sich selbst nur an bestimmten Stellen aktiv energieableitend, Bruchflächen und Versatze bildend.

Unter dem kleinsten elementaren Vorgang, auf den die Aktivität von Störungszonen zurückzuführen ist, soll hier nicht der kleinstdimensionierte verstanden werden (etwa im Mikrobereich), sondern eine jeweils ohne Unterbrechung ablaufende Energieableitung, d.h. ein Vorgang, der sich nicht aus zahlreichen, erkennbaren Wiederholungen anderer Vorgänge zusammensetzt. Dazu gehört die Bruchbildung mit der Intensität eines Erdbebens ebenso wie die Ribentstehung in cm-Größe - beide unterscheiden im wesentlichen nur die Intensität des Vorganges. Nicht nur in dieser Hinsicht entsprechen sie sich: Sie machen den im Prinzip gleichen physikalischen Prozeß sichtbar.

5. Übereinstimmungen bei Bruchvorgängen in der Lithosphäre

Erdbeben und Bruchvorgängen kleinerer Intensität bis hin zum Mikroriß ist gemeinsam, daß sie die Ableitung von Energie (elastisch gespeichert) bewirken, d.h. diese Energie in Oberflächenenergie neugebildeter Flächen, Wärme, Energie für Massentransport sowie Wellenenergie überführen. Alle Umwandlungsprozesse von Spannungen, die Festigkeitswerte des betroffenen Mediums überschreiten, können mit der Bildung neuer Oberflächen verknüpft sein, d.h. mit einer Ribentstehung. Die Auffassung, daß alle starken Erdbeben durch Verschiebung längs bereits bestehender Diskontinuitäten erzeugt werden, steht im Widerspruch zu unseren Erfahrungen bei der Untersuchung von Störungen. Mit der Flächenbildung ist die Emission von (Schall- u.a.) Wellen verbunden. Diese Verknüpfung ist von Laboruntersuchungen an Gesteinsproben sowie von Erdbeben am geläufigsten bekannt. Art (Polarisation u.a.) und Energie dieser Wellen hängen von der Spannungskonzentration und der Art der Flächenbildung ab. Über das bei einem Erdbeben entstehende Flächeninventar (im tektonischen Sinne), wie wir es in der vorliegenden Arbeit zu diskutieren versuchen, ist bislang deshalb wenig bekannt, weil in diesem Sinne noch kein Erdbeben analysiert wurde.

Viele der Störungen, die heute die Erdoberfläche markant unterteilen, haben zur Zeit ihrer Bildung innerhalb der Erdkruste gelegen und sind als ehemalige Bebenherde anzusehen. Man darf für eine Bebenherdanalyse nicht von den an der Oberfläche entstehenden Versätzen ausgehen, die aus Mittelasien, Chile, Alaska oder dem westlichen Nordamerika in Vielzahl veröffentlicht wurden. Bei diesen handelt es sich um Fernauswirkungen, die nur bedingt als Ausdruck der Bebenstärke oder -art gewertet werden können, nicht aber als Ausdruck der tektonischen Prozesse am Bebenherd.

Störungen mit rezenter (geodätisch ermittelter) Aktivität ohne Makroseismik sind zu dem oben Gesagten kein Widerspruch. Einmal ist selbst von großen Störungszonen aseismisches Kriechen bekannt (SCHOLZ u.a. 1969 [317]), zum anderen ist Spannungsabbau durch Duktilität möglich, oder die Spannungskonzentration kann bei Zonen mit geringer Bewegung zu klein sein und nur mikroseismische Effekte hervorrufen.

Ein weiteres gemeinsames Kennzeichen der Bruchvorgänge ist der während der Energieumwandlung auftretende Massenverschiebung. Bei Scherbrüchen erfolgt er parallel, bei Zug- und Axialbrüchen senkrecht zur Bruchfläche (Weitung). Ein solcher Verschiebungsvorgang vorher benachbarter Teilchen ist weitgehend an die Ausdehnung der Bruchfläche und die dreidimensionale Wirkung der Spannungen gebunden. Seine Größe variiert mit der Entfernung vom Bruchzentrum in jeder Richtung und mit der Zeit. Die größte Bewegung erfolgt zu Beginn des Bruches. Sie nimmt - analog zum Bruchvorgang selbst - rapide ab und klingt über einen längeren Zeitraum aus. Die Massenverschiebung an Bruchflanken dominiert über die bruchlose Deformation (Verbiegung, Schleppung, Faltung in allgemeiner Form), die als Massenverschiebung gleichfalls zur Energieableitung beiträgt.

Der Transport von Masseteilchen erhebt - mehr noch als bereits die Trennung des Gesteinsverbandes durch den Kohäsionsverlust im Bereich des Bruches - die Risse, Klüfte, Störungen usw. zu Diskontinuitäten, die den vorausgegangenen Lagerungszustand der Lithosphäre verändern bzw. "stören". Diese Eigenschaft tritt an Störungen offensichtlicher zutage als bei Klüften. Bruchphysikalisch besteht aber kein Unterschied, lediglich in der Dimension der Ausdehnung und des Wirkungsgrades. Infolge ihrer Häufigkeit bringen Klüfte eine nicht unbeträchtliche Volumenänderung - meist Weitung - mit sich, ohne daß Spalten entstehen (unter Weitung wird hier bereits der Kohäsionsverlust verstanden, der einem Raumzuwachs entspricht). Bei Magmatiten sowie Sedimenten in der Kompaktionsphase kann der Kluftbildung eine Volumenverminderung entsprechen. Der Zwischenraum zwischen den Flanken einer Bruchfläche bleibt auch dann erhalten, wenn die Flanken einander unter Druck wieder genähert werden. Plangeschliffene Bruchflächen von Werkstoffen berühren sich nach CZICHOS (1971) [117] bei Kompression günstigfalls mit 20 % ihrer Oberfläche, die übrigen Flächenteile bleiben ohne Kontakt. Unebenheiten im μm -Bereich bewirken bei Kompression auf den scheinbar ebenen Flächen Spannungsspitzen, die eine weitere Annäherung zusätzlich blockieren. Nach diesen bruchphysikalischen Erfahrungen ist die Kluftbildung als Weitungsvorgang irreversibel. Gleichzeitig erklärt diese aus der Tribophysik zu übernehmende Erkenntnis unter anderem die leichte Wegsamkeit von Flüssigkeiten in kluftgeteilten Gesteinen, ihr Speichervermögen auch in größerer Tiefe usw.

Klüfte bewirken die Auflockerung der Gesteine. Da sie nach unserer Meinung bis an die Unterfläche der Lithosphäre auftreten können, sind sie ein wichtiges tektonisches

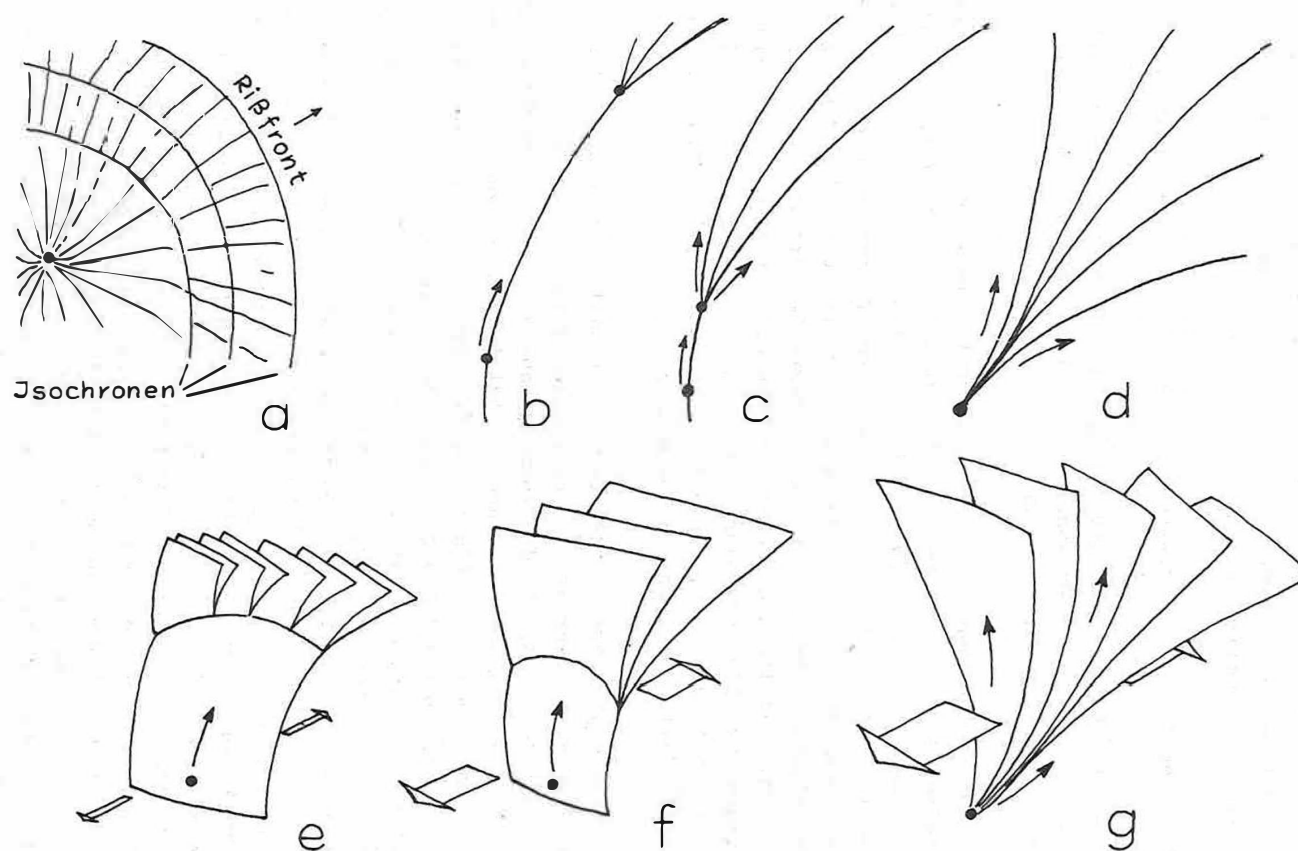


Abb. 3 Grundformen des Zugbruchs als Vielflächenbruch

a - kinematische Oberflächenstrukturen; b bis d im Querschnitt:
 b - Einzelkluft mit Randauffächerung (Randklüfte); c - der Einzelbruch geht in einen Bruchfächer (Kluftfächer) über; d - der Bruch breitet sich sofort in verschiedenen Ebenen aus (Kluftfächer);
 e bis g - räumliche Darstellung von b bis d. Dünne Pfeile: Hauptausbreitungsrichtung; dicke Pfeile - Intensität der Zugspannungen

Element auch in größerer Tiefe. Als Hinweis für noch tieferes Auftreten sehen wir die Zugbruch-Oberflächenstrukturen auf Ultrabasit-Xenolithen in Basalten (Beispiel: Feldstein bei Themar, Thüringen) sowie die rechteckigen Formen der Brekzien in Kimberlitpipes (nach Fotos in der Literatur) an. Die zum Teil regelmäßigen Einschlüsse dürften auf eine primär vorhandene Klüftigkeit zurückgehen.

6. Die dreidimensionale Form der Brüche

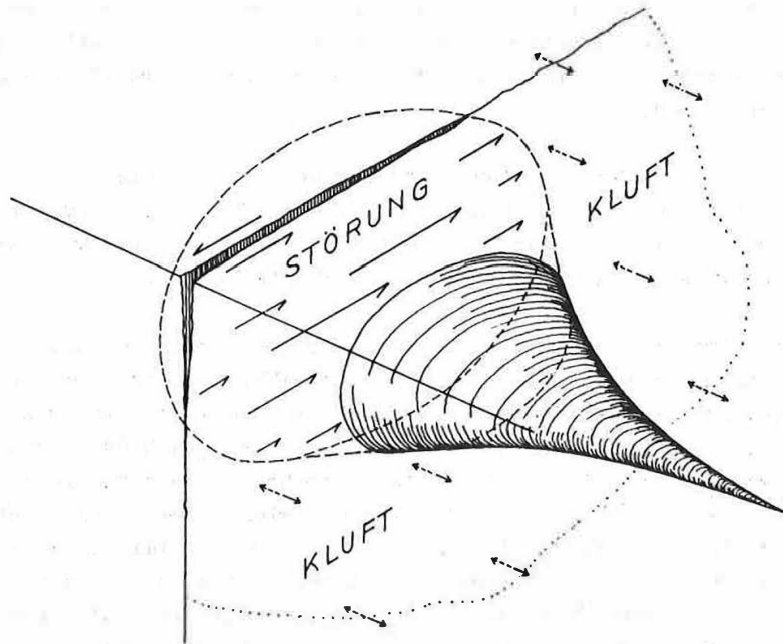
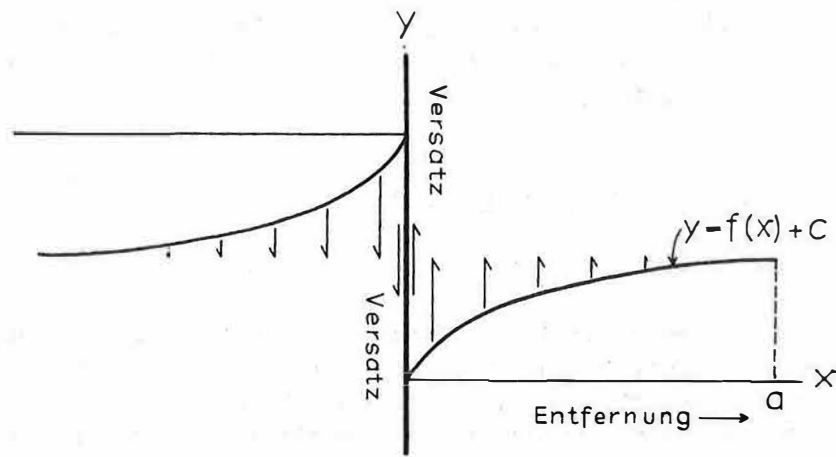
6.1. Zugbruch

Jedes Spannungsregime wirkt dreidimensional - entsprechend hat auch der Vorgang der Spannungsableitung die Tendenz zum Dreidimensionalen. Das zeigt sich meist schon an der Bruchform selbst, die fast nie eine Fläche erster Ordnung verkörpert und kaum Einzelflächen, sondern mehr oder weniger dreidimensional angeordnete Flächenensembles bildet. Trotz seiner komplizierten Form geht ein Vielflächenbruch auf einen einzigen Bruchvorgang zurück, d.h., es gehören Flächen mit recht unterschiedlicher Streich- und Fallrichtung genetisch zusammen. Das läßt sich anhand der Rißausbreitungsspuren auf den Teilflächen nachweisen (Abb. 3a). Sie dokumentieren außerdem die Richtung und quer dazu liegende Strukturen die Isochronen der Rißausbreitung (BANKWITZ 1966 [47]). Diese Merkmale sind in jeder Dimension von μm bis km die gleichen (BANKWITZ & BANKWITZ 1971 [57]).

Brüche von m- bis 10-m-Ausdehnung stellen meist nur Teile größerer Brüche dar - von Vielflächenbrüchen (10 m bis über 100 m). Klüfte dieses Typs vertreten Zugbruch, Störungen hauptsächlich Scherbruch. Vielflächenstörungen sind zusammengesetzter Natur, d.h., sie weisen Scherbruch- und Zugbruchanteile auf.

Die Tendenz der Brüche, sich dreidimensional auszubreiten, hat Flächen höherer Ordnung zur Folge, im Idealfall sphäroidische (Abb. 3b), wenn auch häufig mit sehr großem Radius. Es überwiegen allerdings unregelmäßig gekrümmte, ein hoher Anteil zeigt zylindroide oder sinusartige (im Schnitt) Formen, was an Klüften gut zu beobachten ist. Daraus ergeben sich "aktive" und "passive Bruchflanken", wie man sie von Störungen bereits kennt. Vielflächenbrüche können sich in einer oder mehreren gekrümmten Ebenen entwickeln (Abb. 3b-d). Die Endform ist stets dreidimensional. Breitet sich ein derartiger Bruch über einen großen Teil seiner Ausdehnung in mehreren Ebenen aus, entsteht ein Bruchfächer (bzw. ein "Kluftfächer"), dessen Teilflächen in der Ausbreitungsrichtung divergieren. Das Verhältnis der Ausbreitungsradien von Initialbruch zu sich daraus entwickelnden Bruchfächern kann von 1 : 50 (Großfächer mit kleiner Ausgangsfläche) bis zu 50 : 1 (großer Einzelbruch mit kleinen Randbrüchen) schwanken, die Vervielfachung der Flächen 1 : 200 überschreiten.

Der Winkel der Auffächerung sowie die Intensität der sphäroidischen Krümmung der Teilflächen, d.h. die Tendenz zur dreidimensionalen Bruchausbreitung, ist um so größer, je schneller die Bruchausbreitung vor sich geht, d.h. je explosiver die Spannungsableitung erfolgt (Abb. 3e-g). Das gilt auch für faltenförmig gekrümmte Flächen. Der Fächer ist ein Vielflächenbruch intensivster Bruchbildung, der bereits vom In-



Abnahme der Störungswirksamkeit

Abb. 4 Schema der möglichen lateralen Beeinflussung eines Gesteinsblockes durch eine Ruptur; oberer Teil nach GARFUNKEL [37]

itialpunkt oder -feld aus in verschiedenen Ebenen weiterläuft. Zu dieser Gruppe gehört der Kluffächer (Abb. 3g, d).

6.2. Scherbruch

Störungen besitzen entsprechende dreidimensionale Eigenschaften. Die Störungswirksamkeit wird mit zunehmender Entfernung vom Bruchzentrum geringer. Die Intensität der Verschiebung nimmt zunächst stark ab und klingt relativ langsam aus. Räumlich ergibt sich ein ähnliches Bild (Abb. 4 unten): Mit zunehmendem Abstand von der Störung wird die Beeinflussung des Gesteins immer kleiner (Versatz und Katakklase; Idealfall der Gesteinszerstörung an einer Ruptur: Brekzie - Mylonit - Blastomylonit). Bruchflächenbildung bis hin zu Mikrorissen kennzeichnet zumindest auf der aktiven Flanke noch in bemerkenswerter Entfernung von der Hauptstörungsfläche die dreidimensionale Ableitung der Spannungsenergie. Dabei steht die Tiefe der dritten Dimension in einem bestimmten Verhältnis zur Ausdehnung der Störungshauptfläche, bzw. beide sind ein quantitativer Ausdruck der Intensität der Spannungsableitung. Je geringer die Intensität des Bruchvorganges, um so schwächer die dreidimensionale Wirkung der Spannungsableitung. Das ist ein für Scher- und Zugbruch gleichermaßen geltendes Kennzeichen.

An der Hauptstörungsfläche nimmt der Massenvershub zum Rand hin ab. Verschiebungsinaktive Teile werden also am ehesten Randpartien besetzen (Abb. 3b), wo dann nur Kohäsionsverlust auftritt (in Abb. 4 ist die Veränderung der Reibung mit zunehmender Tiefe nicht berücksichtigt). Auf den Wellencharakter der Störungs kinematik und seine Bedeutung können wir nicht eingehen.

6.3. Einzeitiger Bruchverlauf

Das Abklingen der Störungsaktivität an den Rändern ist kein Widerspruch zu den Spannungsanhäufungen an Störungsenden. Durch diese Konzentration ist das GRIFITHSche Weiterwachsen einer Ruptur möglich, und es können - bevorzugt in ca. 30° -Stellung - Sekundärflächen aufreißen. Diese sind nicht nur auf die Störungsenden beschränkt, da durch Anisotropien Spannungskonzentrationen auch innerhalb einer Störungsfläche aufkommen können, allein schon durch die weiter oben erwähnte "Kontaktarmut" der beiden Flanken einer Ruptur. Das Weiterwachsen oder Aufgabeln einer Ruptur würde in der Regel einem zweiten Bruchbildungsvorgang bzw. einem zweiten Stadium zuzurechnen sein (nach einer Unterbrechung). Die besprochene dreidimensionale Bruchflächenverteilung bezieht sich dagegen auf einen einzeitigen, genetisch zusammengehörenden Bruchvorgang. Das gleiche gilt für den Vielflächen-Zugbruch, der sich in einem nicht unterbrochenen Vorgang und von einem Zentrum aus entwickelt, weshalb man berechtigt ist, von einem Bruch zu sprechen, selbst wenn er etwa 200 Folgeflächen entstehen läßt.

Innerhalb des einzeitigen Bruchverlaufs an Störungen und Zugbrüchen kann es mehrere Aktivierungsphasen geben. Auf Zugbruchoberflächen sind sie zu erkennen an neu einsetzenden Initialpunkten innerhalb der schwach divergierenden Ausbreitungsspuren (Abb. 5a). Von ihnen geht die Bruchausbreitung intensiver voran, die Bewegungsspuren divergieren wesentlich stärker. Die langsamer nachwandernde Rißfront schneidet sich

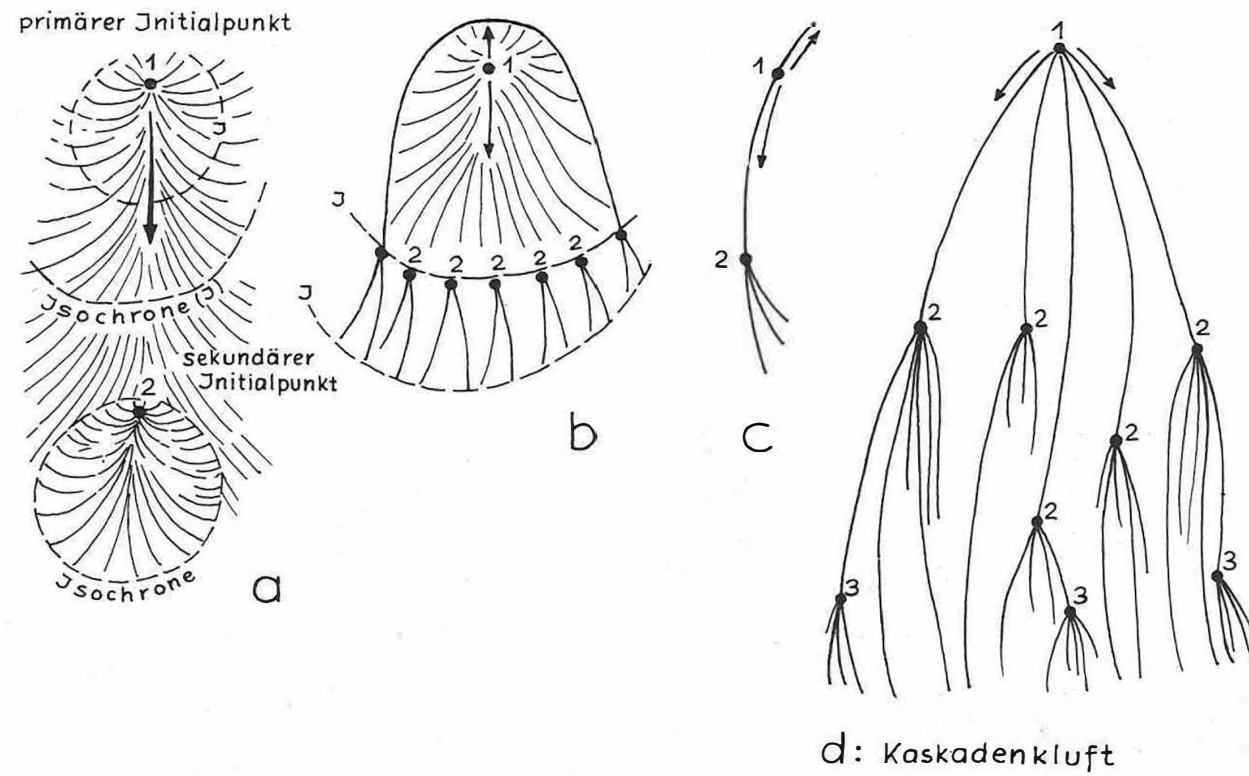


Abb. 5 Zugbrüche als Vielflächenbrüche mit primären (1), sekundären (2) und tertiären (3) Initialfeldern
 a und b - Aufsichten, c und d - Querschnitte; Pfeile - Hauptausbreitungsrichtungen

an bestimmten Linien mit den Spuren der intensiveren neuen Rißfront. Der aktivere Bruchverlauf produziert neue Oberflächen, d.h., der Teilbruch vervielfacht sich von einem solchen sekundären Initialpunkt aus. In der Regel ist dieser Spannungsüberschuß nach kurzem wieder abgebaut, so daß die neuen Bruchflächen büschelartig zwischen den großen Fächerflächen angeordnet sind. Durch sie wird der Fächerbruch zu einem "Kaskadenbruch" (Abb. 5d).

Treten derartige Aktivierungsfelder in Richtung der Bruchausbreitung nacheinander auf (Abb. 5a u. d), erweisen sie sich als ortsabhängig von der Rißfront (lokale Variation der Spannungskonzentration). Sind sie dagegen auf einer Isochrone nebeneinander angeordnet und damit zeitgleich, kann das auf eine zeitabhängige Variation der Spannungen zurückgehen (Abb. 5b u. c).

Bei Umwandlung der elastischen Energie in einen Scherbruch treten in gleicher Weise Phasen mit intensiverer Bruchausbreitung auf. Auch hier können die Aktivierungsfelder zeitlich und räumlich nacheinander oder nebeneinander angeordnet sein. Die von ihnen ausgehenden zusätzlichen Flächenbildungen innerhalb eines durchlaufenden Bruchvorganges tragen wesentlich zur dreidimensionalen Form einer Störung als Vielflächenbruch bei. Zum großen Teil handelt es sich dabei um Zugbruch. Zugbrüche sind leichter als Bestandteil ein- und desselben Bruchvorganges zu identifizieren als dazugehörige Scherbrüche, da sie eindeutiger Strukturen der Bruchkinematik tragen. Bewegungsmarken auf Scherbrüchen sind oft mehrdeutig.

Zugbruchfächer mehr oder weniger senkrecht zur Störungshauptfläche kennzeichnen unterschiedlichen Versatz an der Störung und damit unterschiedlich aktive Zonen auf der Störungsfläche (Abb. 6a). Es wiederholt sich hier in kleinerer Dimension, was im 1000-km-Maßstab für große Störungszonen charakteristisch ist: die fleckenartige Aktivität. Betrachtet man die Energieableitung, so schwankt die Aktivität einer Störung zwischen einem Minimum, das zur Bruchweiterentwicklung gerade noch reicht, und einem Energieüberschuß, der Anlaß für zusätzliche Zugbruchbildung ist. Zugbrüche, die sich genetisch aus und während der Ausbreitung eines Scherbruches ergeben, häufen sich am Rand einer Störungsfläche (s. dazu das Modell von RIEDEL). Man darf auf Grund von Beobachtungen annehmen, daß es geradezu die Regel ist, daß die unter komplizierteren Bedingungen ablaufenden Scherflächenbildungen, wenn sie zuviel Energie verloren haben, in die einfacher organisierten Zugbruchbildungen übergehen (Abb. 6b).

Offensichtlich gibt es unter den Störungsformen direkte Entsprechungen für die dreidimensionale Ausbildung der Zugbrüche. Die in ihrem Zentrum einflächig entstehenden Störungshauptflächen fächern nach außen zu auf, so daß die für Störungen typische fiedrige Anlage stets den Anschnitt außerhalb des Initialfeldes darstellt. Noch weiter ihrem natürlichen Ende zu - auch das im Hinblick auf die Dreidimensionalität gesehen - entstehen Zugbrüche. Auch diese können im Querschnitt fiedrig angeordnet sein, im Längsschnitt aber Bruchfächer verkörpern (Abb. 6c).

Analog zu den Bruchfächern bei Zugbruch können sich bei Scherbrüchen die Fiederstörungen jeweils räumlich weit untereinander fortsetzen, weshalb an der Störung linsige Körper entstehen. Bei sehr kleinen Störungen kann die Auffächerung in Fieder-

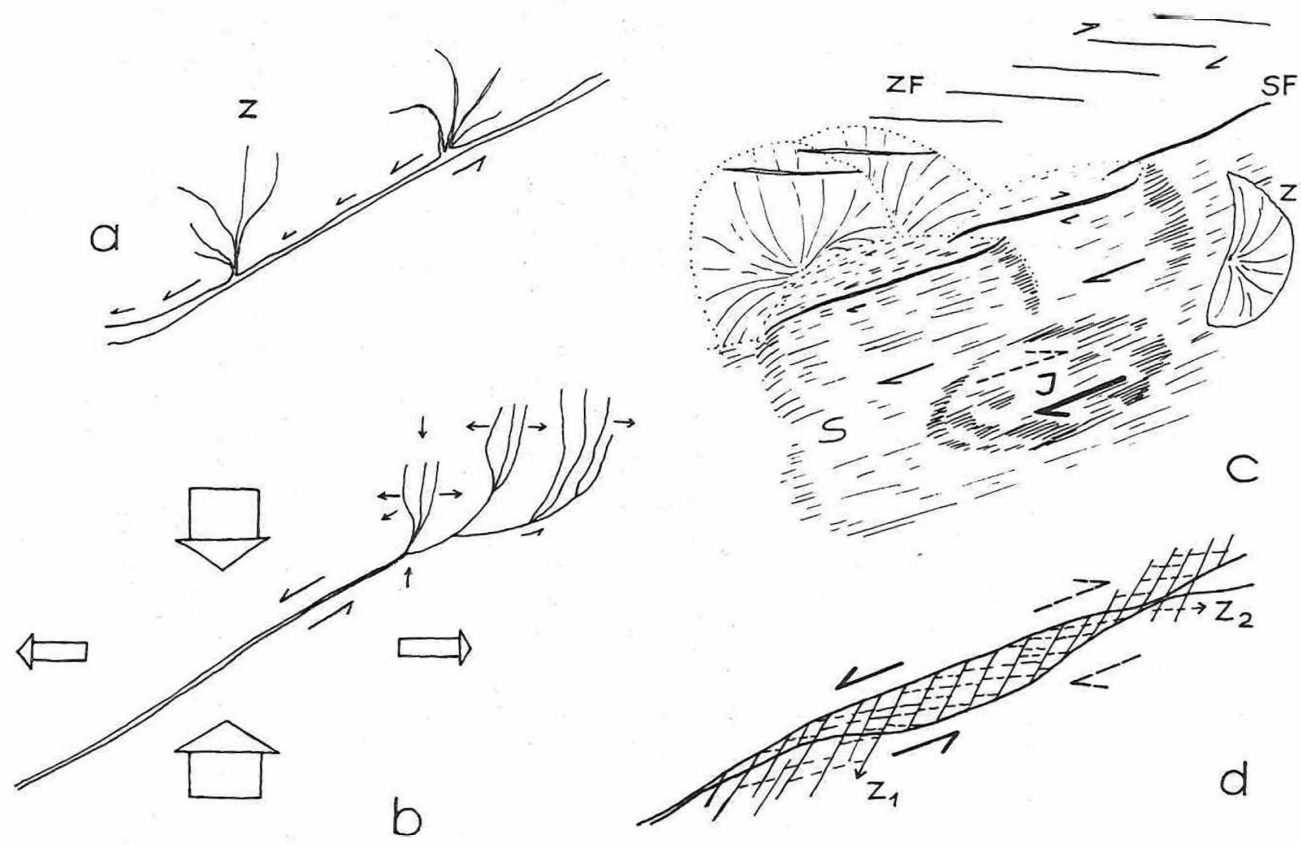


Abb. 6 Scherbruch als Vielflächenbruch

a - etwa senkrecht zur Störung auftretende Zugbruchfächer (Z) als Indikatoren unterschiedlich intensiver Störungsaktivität; b - ein in Zugbrüche auffächerndes Störungsende; c - Schema einer Störungsanlage; I - Initialfeld; S - Störungshauptfläche, die sich nach außen zu in Störungsfiederflächen aufgabelt (SF); ZF - Randbereich der Störung mit Zugbruchfiederflächen; Z - ein Beispiel von senkrecht zur Störung entstehenden Zugbrüchen während des Bruchvorganges; d - Schnitt mit Störungsfläche; Z₁ - Zugbrüche der ersten, Z₂ - Zugbrüche der zweiten reversiblen Bewegungsphase

teilflächen unterbleiben, wogegen synchron entstandene Zugbrüche wohl nie fehlen.

Das zeitgleich gebildete Bruchinventar eines Störungsbereiches gestattet Aussagen darüber, in welcher Zone der jeweils betrachtete Ausschnitt liegt (nahe oder fern vom Zentrum), ob die Störung ein- oder mehrfach aktiv war, ob die Duktilität vor dem Bruch wesentlich war. Daraus sind Rückschlüsse zu ziehen auf die Größe von Sigma 2 und Sigma 3 während der Entstehung bzw. auf die Tiefe, in der der Vorgang ausgelöst wurde.

Ein ganz anderer Typ einer dreidimensionalen Diskontinuität ist in den BENIOFF-Zonen zu erwarten, wenn sie als Subduktionszonen auftreten. Eine Lithosphärenplatte, die an der Erdoberfläche 4000 km lang ist und subduziert wird, erfährt in 100 km Tiefe eine Verkürzung um etwa 100 km, wenn eine seitliche Ausdehnung unterbunden ist. In 500 km Tiefe beträgt die Verkürzung bereits 350 km. Danach sollte eine abtauchende Platte in Abänderung der in der Literatur enthaltenen Vorstellungen ein Aussehen haben, wie es Abb. 7 schematisch wiedergibt. Aus der rein geometrisch begründeten Vorstellung ergibt sich die Vermutung, daß die Umbiegungsstellen eine Bedeutung für das Entstehen tiefer Beben haben. Eine Stütze solcher Überlegungen ist in der von STOIBER & CARR (1971) [33] für die Subduktionszone der Indo-Australischen Platte vor Sumatra nach seismischen Daten abgeleiteten undulösen Form zu sehen.

6.4. Nicht-einzeitiger Bruch

Der Prozeß des Bruches und die Form seiner Flächen wurden hier auf die Haupttypen reduziert dargestellt, um Gemeinsamkeiten zwischen seismotektonisch, geologisch und bruchphysikalisch untersuchten Brüchen herauszuarbeiten. Von dem bisher besprochenen einzeitigen Bruchverlauf eines Vielflächenbruches unterscheidet sich das Weiterwachsen eines bereits vorhandenen Bruches nach einer Zeit der Ruhe. Es können hierbei von der Fläche oder vom äußeren Rand des alten Bruches neue Bruchbildungen ausgehen. In der Mehrzahl werden im Bereich der alten Ruptur neue Flächen entstehen. Ein typisches Beispiel dafür sind die sich rhomboedrisch schneidenden Flächenscharen im Bereich einer Störung, die auf zwei Bewegungsphasen zurückzuführen sind. Ist der Schervorgang reversibel (Brüche eventuell ohne wahrnehmbare Versätze), entstehen Fiederklüfte in mehreren Richtungen, die auf Oszillationen an der Störung, d.h. auf mehrere Bewegungsphasen, hindeuten. Die Brüche Z_2 der Abb. 6d sind also nicht wie Z_1 während des Bruchvorganges entstanden, der zur Störungshauptfläche führte.

7. Langzeit- und Kurzzeittektonik

Alle Mobilitäten der Lithosphäre basieren auf langzeitigen tektonischen Veränderungen. Die sich daraus ergebenden plötzlichen Spannungsentladungen z.B. in Form von Bruchbildung, Massenvershub und Wellen (Schwingungen) verkörpern in jedem Fall Kurzzeittektonik. Selbst ein Erdbeben wie das von Alaska (27.3.64) mit 12 000 Nachbeben, über 69 Tage verteilt (PRESS & JACKSON 1965 [28]), ist Kurzzeittektonik - gemessen an dem Zeitraum mit duktiler Deformation, der dieser Bruchbildung vermutlich vorausging. Das Alaska-Beben vergleichen wir als Beispiel seinem bruchphysikalischen Wesen nach

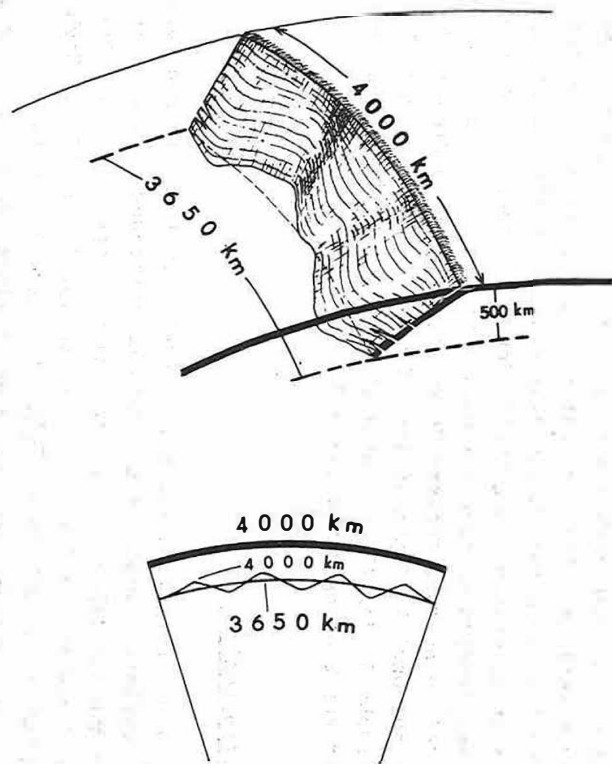


Abb. 7 Schema der Verkürzung einer abtauchenden Lithosphärenplatte (Subduktionszone)

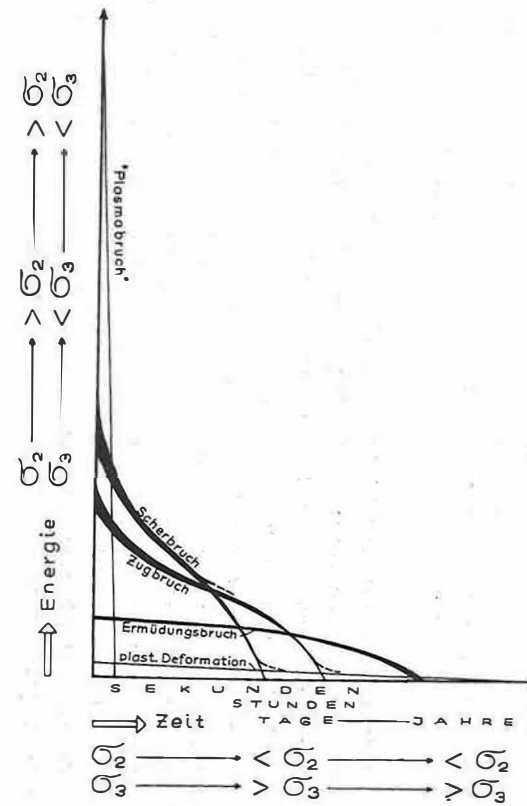


Abb. 8 Zusammenhang zwischen Intensität des Bruchs und Duktilität des Gesteins (abnehmendes σ_2 , zunehmendes σ_3) und Möglichkeit eines Bruchvorganges, während der Ausbreitung jeweils weniger intensive elastische Verformungen zu durchlaufen, nicht jedoch die höher intensiven Verformungen (schematische Darstellung)

mit der Rißbildung im om- bis km-Maßstab. Hier wie dort setzt sich der endgültige Bruch aus vielen Teilflächen bzw. Mikrorissen zusammen, wobei jeder Initialpunkt einem eigenen Bebenherd entspricht, an dem Schwingungen entstehen (vorwiegend beim Kohäsionsverlust), die sich in Wellenform ausbreiten. Wir sind der Meinung, daß Nachbeben auf Vorgänge an den oben beschriebenen Sekundärinitialpunkten zurückgehen, die auch mehrfach auf der gleichen Störungsfläche auftreten können, z.B. bei stick-slip-Vorgängen. Die Zahl der Nachbeben dürfte danach eine Vorstellung vom zwei- und dreidimensionalen Weiterwachsen und dem Charakter des Gesamtbruchvorganges vermitteln. Die Störungshauptfläche (Primärstörung) breitete sich während des Hauptbebens von Alaska nach 28 über etwa 800 km Länge von einem Initialpunkt zwischen 100 und 200 km Tiefe innerhalb von 6 Stunden aus, was einer typischen Kurzzeittektonik entspricht. Bereits die Hälfte des Energieumsatzes erfolgte am ersten Tag, wobei der Hauptschock 1/4 der gesamten Energiemenge ableitete. Die verbliebene Spannung wurde durch die Nachbeben abgeleitet. Das entspricht Bruchprozessen allgemein: am Anfang hoch intensiv abzulaufen mit starker Energieableitung, um dann verlangsamt auszuklingen - unter anhaltender Bruch- und Oberflächenbildung. In dieser letzten Phase schwankt die Lage der Teilbrüche in bezug auf den Hauptbruch stark. Überträgt man diese Erfahrung der Bruchphysik auf das Alaska-Beben, dann ist zu erwarten, daß die späten Nachbeben mit Flächen assoziiert sind, die von der Erststörung im Streichen abweichen.

Die Umwandlung eines solchen Mega-Störungsbruchs zu einer langlebigen Störungszone (Lineament, Subduktionszone) setzt wieder Langzeittektonik voraus, d.h. eine über $n \cdot 10^3$ Jahre andauernde Mobilität im gleichen Krustenbereich.

8. Beziehung der Brucharten untereinander

Die empirisch gewonnenen Kenntnisse über Bruchvorgänge in verschiedenen Dimensionen gestatten es, einige ihrer Eigenschaften schematisch zusammenzufassen (Abb. 8). Nach der Größe der Spannung - Voraussetzung für die Deformationen - und der Zeitdauer des Bruchvorganges sind plastische Deformation, Ermüdungsbruch, Zug-Druckbruch, Scherbruch und "Überschallbruch" (WINKLER u.a. 1970 36; durch Plasma bewirkt) zu unterscheiden. In der genannten Reihenfolge nimmt die Energie zu, die zum Auslösen der Deformation nötig ist, und die Zeit ab, in der die Deformation abläuft (Abb. 8). Ein Bruchvorgang kann in der Regel unter Scherbelastung durchaus auch Zugbrüche produzieren, und an seinen Reißenden (? Ermüdungsbrüche) kann plastische Deformation das Ausklingen der Spannungsableitung begleiten, z.B. zwischen den benachbarten Enden zweier Fiederteile einer Störung. Dagegen wird ein Zugbruch keinen Scherbruch hervorrufen, wohl aber plastische Deformation (Kompression senkrecht zur Bruchfläche) und eventuell Ermüdungsbruch.

Es wäre zu untersuchen, ob beim "Überschallbruch" (Bruchausbreitungsgeschwindigkeit größer als Schallgeschwindigkeit) während des Ausklingens der Deformation auch andere Bruchdeformationen auftreten können. Sie wären nach den Erfahrungen vorauszusagen.

Das Schema deutet an, daß z.B. ein Bruch während seiner Ausbreitung als Vielflächenruptur den Bereich von solchen Bruchdeformationen durchlaufen kann, die unter einfacheren Bedingungen eintreten und sich mit geringerer Intensität entwickeln.

9. Zusammenfassung

Man kann die Bruchelemente der Lithosphäre trotz aller Größenunterschiede nach ihrer mechanischen Wirkung unter einheitlichen Gesichtspunkten betrachten. In den einzelnen Störungszonen ist die Aktivität fast immer fleckenförmig und wandert in Raum und Zeit. Die bekanntesten Rupturenarten tendieren zu einer dreidimensionalen Form. Ihre Bildung und Aktivierung ist mit der Entstehung von Wellen im Gestein verbunden. An die Untersuchung geologischer Störungen lassen sich deshalb Überlegungen zur Paläoseismotektonik bzw. zur Bruchmechanik rezenter Erdbeben anknüpfen.

Literatur

- [1] ... San Andreas creep.
Geotimes 16 (1971) 11, S. 33
- [2] ATWATER, T. Implications of the plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America.
Geol. Soc. Amer. Bull. 81 (1970), S. 3513-3536
- [3] BAKER, B.H.; WOHLBERG, J. Structure and evolution of the Kenya rift valley.
Nature 229 (1971) 5286, S. 538-542
- [4] BANKWITZ, P. Über Klüfte, II.
Geologie 15 (1966), S. 896-941
- [5] BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. Bruchflächenanalyse in der Physik und in der Geologie.
Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin 13 (1971), S. 447 bis 463
- [6] BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. Geologische Gesichtspunkte zu einigen Bewegungsarten der Erdoberfläche.
Peterm. geogr. Mitt. 115 (1971), S. 148-159
- [7] BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. Zur tektonischen Entwicklung des Nordostpazifik.
Geologie 20 (1972), S. 393-408
- [8] BONATTI, E.; HONNOREZ, J. Nonspreading crustal blocks at the mid-Atlantic ridge.
Science 174 (1971) 4016, S. 1329-1331
- [9] BRACE, W.F.; BYERLEE, J.D. California earthquakes: why only shallow focus?
Science 168 (1970) 3939, S. 1573-1575
- [10] COOK, K.L. Active rift system in the Basin and Range Province.
Tectonophysics 8 (1969), S. 469-511
- [11] CZICHOS, H. Festkörperreibung - Teilgebiet der Tribologie.
Umschau 71 (1971), S. 116-120
- [12] DAVIES, D. The Red Sea: development of an ocean.
Science J. 5 A (1969), S. 39-44
- [13] DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present.
J. geophys. Res. 75 (1970), S. 4939-4956

- [14] FAIL, J.P.; u.a. Prolongation des zones de fracture de l'Océan Atlantique dans le Golfe de Guinée.
Earth and planet. Sci. Lett. 7 (1970), S. 413 bis 419
- [15] GARSON, M.S.; MITCHELL, A.H.G. Transform faulting in the Thai peninsula.
Nature 228 (1970) 5266, S. 45-47
- [16] GASS, I.G. Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian dome. In: African Magmatism and Tectonics. Hrsg. T.N. CLIFFORD & I.G. GASS, S. 285-300.
Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- [17] HARRIS, P.G. Basalt type and African rift tectonism.
Tectonophysics 8 (1969), S. 427-436
- [18] HAYES, D.E.; EWING, M. North Brazilian ridge and adjacent continental margin.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54 (1970), S. 2120 bis 2150
- [19] HILL, M.L. A test of new global tectonics: comparison of northeast Pacific and California.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 55 (1971), S. 3-9
- [20] ILLIES, H. Der Oberrheingraben.
Fridericiana 9 (1971), S. 17-32
- [21] KAULA, W.M. Earth's gravity field: relation to global tectonics.
Science 169 (1970) 3949, S. 982-985
- [22] LEPICHON, X.; HAYES, D.E. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic.
J. geophys. Res. 76 (1971), S. 6283-6293
- [23] DE LOCZY, L. Role of transcurrent faulting in South American tectonic framework.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 54 (1970), S. 2111 bis 2119
- [24] MALAHOFF, A.; WOOLLARD, G.P. Geophysical studies of the Hawaiian ridge and Murray fracture zone. In: The Sea, Bd. 4, 2, S. 73-131.
New York: Wiley-Interscience 1970
- [25] MAYHEW, M.A.; DRAKE, C.L.; NAFE, J.E. Marine geophysical measurements on the continental margins of the Labrador Sea.
Canad. J. Earth Sci. 7 (1970), S. 199-214
- [26] MOHR, P.A. Major volcano-tectonic lineament in the Ethiopian rift system.
Nature 213 (1967) 5077, S. 664-665
- [27] MOHR, P.A. The Afar triple junction and sea-floor spreading.
J. geophys. Res. 75 (1970), S. 7340-7351
- [28] PRESS, F.; JACKSON, D. Alaskan earthquake, 27 March 1964: vertical extent of faulting and elastic strain energy release.
Science 147 (1965) 3660, S. 867-868

- [29] ROTHER, K. Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR aus dem Präkambrium bis zum Tertiär und Folgerungen für die Veränderungen des geomagnetischen Hauptfeldes sowie für geologisch-geotektonische Interpretationsmöglichkeiten.
Veröff. Zentralinst. Physik der Erde Nr. 5 (1971), 92 S.
- [30] SCHOLZ, C.H. Experimental study of the fracturing process in brittle rock.
J. geophys. Res. 73 (1968), S. 1447-1454
- [31] SCHOLZ, C.H.; WYSS, M.; SMITH, S.W. Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault.
J. geophys. Res. 74 (1969), S. 2049-2069
- [32] STEVENSON, I.M. Rigolet and Groswater Bay map-areas, Newfoundland (Labrador).
Geol. Surv. Canada Pap. 69-48 (1970), 24 S.
- [33] STOIBER, R.E.; CARR, M.J. Lithospheric plates, Benioff zones, and volcanoes.
Geol. Soc. Amer. Bull. 82 (1971), S. 515-522
- [34] WEERTMAN, J. Theory of water-filled crevasses in glaciers applied to vertical magma transport beneath oceanic ridges.
J. geophys. Res. 76 (1971), S. 1171-1183
- [35] WILSON, J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift.
Nature 207 (1965) 4995, S. 343-347
- [36] WINKLER, S.; SHOCKEY, D.A.; CURRAN, D.R. Crack propagation at supersonic velocities, I.
Internat. J. Fract. Mech. 6 (1970), S. 151-158
- [37] GARFUNKEL, Z. Problems of wrench faults.
Tectonophysics 3 (1966), S. 457-473

Gemeinsame Korrelationsanalyse geologischer und geophysikalischer Karten
zum Nachweis tektonischer Störungen

Von WOLFGANG MUNDT, Potsdam¹⁾

1. Ziel und Grundlagen

Das Ziel der gemeinsamen Korrelationsanalyse besteht darin, neben der Lokalisierung tektonischer Störungen auch ihr Streichen, Fallen sowie ihre Länge, Breite und Tiefe zu bestimmen. Voraussetzung hierzu ist das Vorhandensein eines Satzes geologischer und geophysikalischer Karten, der Informationen bezüglich unterschiedlicher Tiefenniveaus beinhaltet.

Als Grundlage der Korrelationsanalyse dient die Tatsache, daß sich tektonische Störungen oder tiefe Brüche, auch wenn sie oberflächlich verdeckt sind, durch ihren weitgehend linearen Charakter mehr oder weniger eindeutig in den Formeigenschaften geologischer Strukturkarten und geophysikalischer Isolinienkarten ausdrücken. Dabei ist es gleichgültig, ob sie durch langgestreckte oder kettenförmig gereichte Anomalien oder durch Flanken hervortreten. In allen Fällen werden sie durch einen Übergang von der Kontinuität zur Diskontinuität im Linienverlauf entlang eines geraden Profils bestimmter Länge gekennzeichnet.

Die mathematische Grundlage der komplexen Korrelationsanalyse besteht aus den allgemein bekannten Beziehungen zur Berechnung des Korrelationskoeffizienten auf Profilen und der ein- und zweidimensionalen Autokorrelationsfunktion.

Korrelationskoeffizient:

$$r = \frac{\sum_{l=1}^N (x_1(l) - \bar{x}_1)(x_2(l) - \bar{x}_2)}{\left[\sum_{l=1}^N (x_1(l) - \bar{x}_1)^2 \sum_{l=1}^N (x_2(l) - \bar{x}_2)^2 \right]^{1/2}}$$

Eindimensionale Autokorrelationsfunktion:

$$R(\tau) = \frac{1}{N - \tau} \sum_{l=1}^{N-\tau} x(l + \tau) x(l).$$

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde

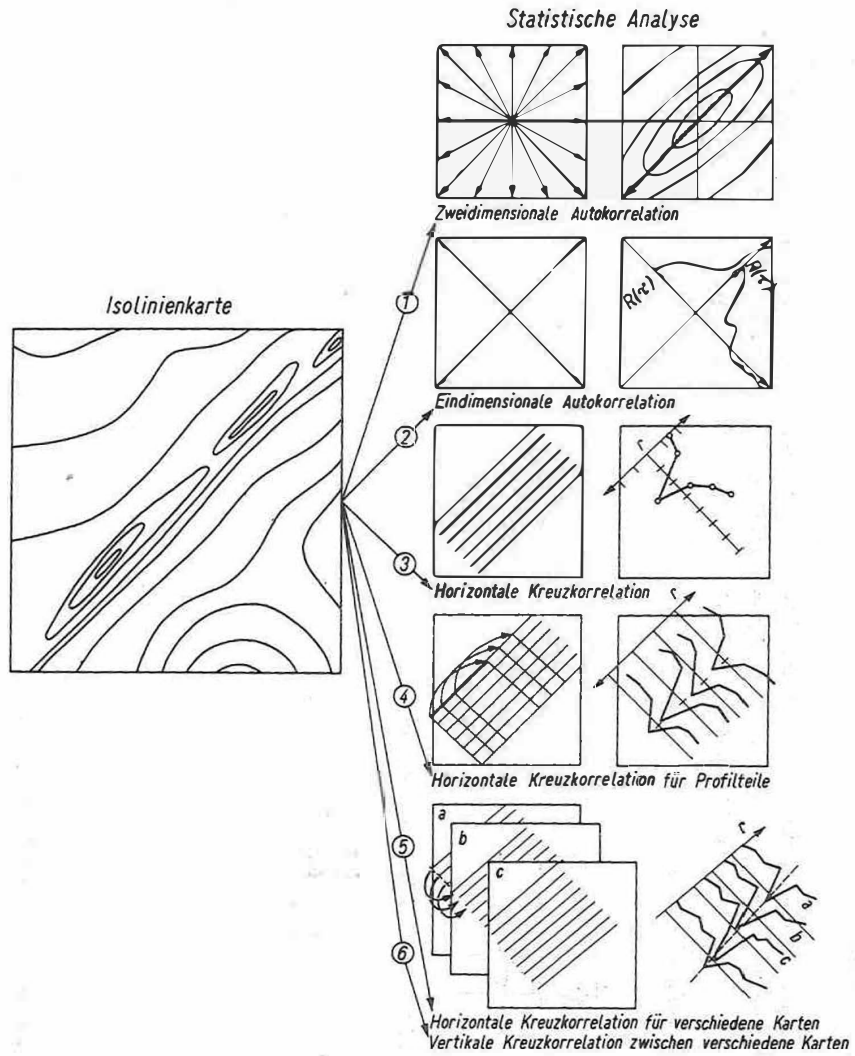


Abb. 1

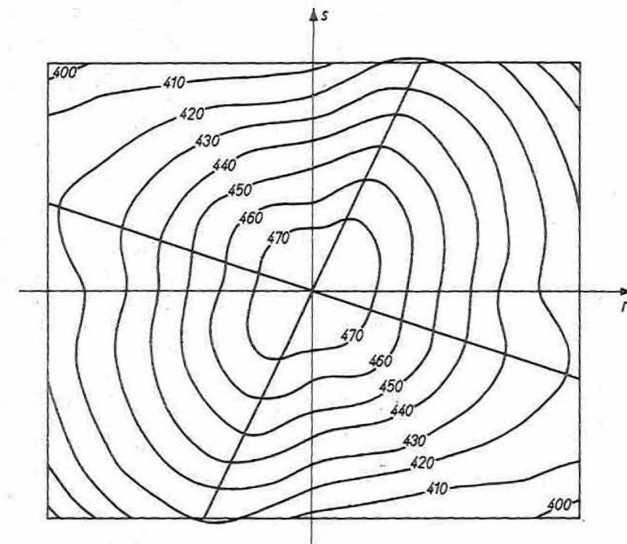


Abb. 2 Zweidimensionale Autokorrelationsfunktion Bouguer-Anomalien; Linienintervall 10 mGal²

Zweidimensionale Autokorrelationsfunktion:

$$R(r, s) = \frac{1}{(N-r)(N-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=1}^{N-s} x(i, j) x(i+r, j+s),$$

$$R(r, -s) = \frac{1}{(N-r)(N-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=s+1}^N x(i, j) x(i+r, j-s);$$

$$r, s = 0, 1, 2, \dots, m.$$

Symbole:

- x - Daten auf dem Profil bzw. im Wertennetz,
- N - Anzahl der Werte,
- τ - Verschiebungsbetrag.

Die Genauigkeit der Aussagen ist im wesentlichen eine Funktion der Güte und Vollständigkeit des vorliegenden Datenmaterials, da der mathematische Apparat theoretisch jede beliebige Genauigkeit ermöglicht.

2. Methode

Die vollständige Analyse wird in sechs Stufen durchgeführt (Abb. 1):

1. Die Berechnung der zweidimensionalen Autokorrelationsfunktionen für die vorliegenden Karten liefert Aussagen über Richtungen maximaler Autokorrelationen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit als Vorzugsrichtungen tektonischer Strukturen, d.h. als Hauptstreichrichtungen, gedeutet werden können. Das den weiteren Schritten zugrunde liegende System von Parallelprofilen ist so zu orientieren, daß es in die Hauptstreichrichtung fällt, da dann die Wahrscheinlichkeit zur Erfassung einzelner Störungen maximal ist.
2. Aus dem Charakter, speziell aus dem Abfallen der Autokorrelationsfunktionen auf einigen Parallelprofilen sowie für Wertefolgen senkrecht zu den Hauptstreichrichtungen, kann auf die vorherrschende Länge und Breite der Strukturen im Untersuchungsgebiet geschlossen werden. Man erhält damit Hinweise für die optimale Maschenweite des Wertennetzes, die dann vorliegt, wenn gerade die gesamte Information der zu analysierenden Karten erfaßt wird.
3. Die als Horizontalkorrelation bezeichnete Berechnung der Kreuzkorrelationskoeffizienten für jeweils benachbarte Parallelprofile liefert sogenannte Kontinuitätsprofile, die senkrecht zu den Parallelprofilen liegen und den Verlauf der Korrelationskoeffizienten darstellen. Nichtsignifikante Korrelationen zwischen zwei Profilen deuten auf Diskontinuitäten innerhalb des Bereiches zwischen ihnen hin. Aus den Kontinuitätsprofilen sind Aussagen sowohl über die Lage der Störungen als auch über deren ungefähre Breite möglich.
4. Werden die Kreuzkorrelationskoeffizienten im Rahmen der Horizontalkorrelation nicht nur für die Gesamtprofile, sondern auch für Teilabschnitte der Profile ermittelt, so resultieren mehrere Kontinuitätsprofile für jedes System von Parallel-

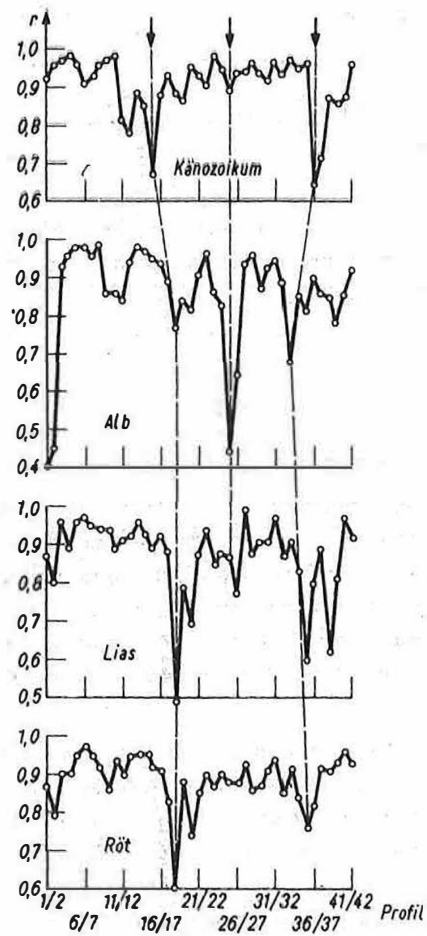


Abb. 3 Kontinuitätsprofile, berechnet aus geologischen Strukturkarten

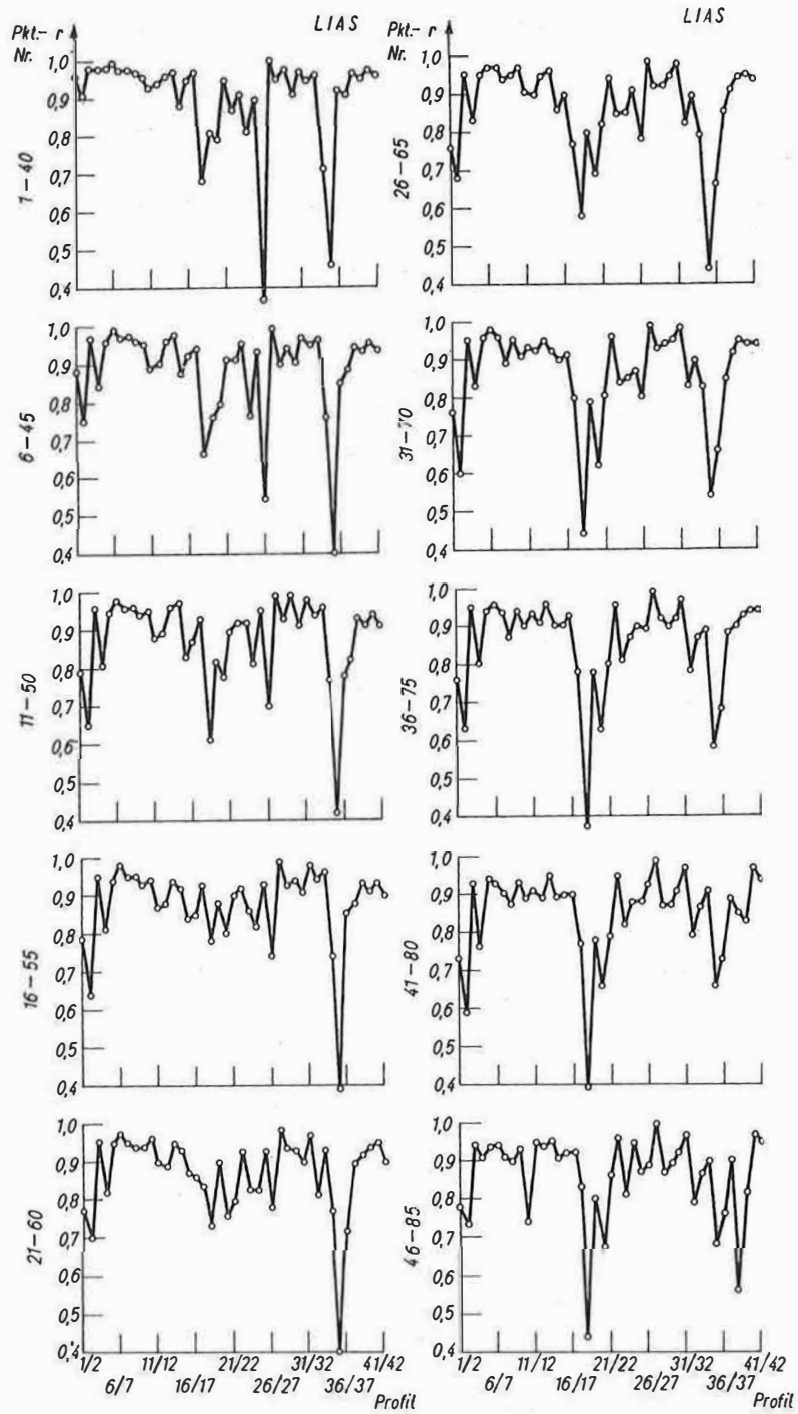


Abb. 4 Kontinuitätsprofile für Profilabschnitte, Liasunterkante

profilen. Dadurch können die ungefähre Länge der Störungen erfaßt bzw. die Hauptstörungsabschnitte lokalisiert werden.

5. Liegen der Analyse geologische Strukturkarten verschiedener Formationen sowie geophysikalische Potentialfeldkarten für verschiedene Tiefenniveaus zugrunde, so kann die Horizontalkorrelation auf das gesamte System von Karten ausgedehnt werden. Durch einen Vergleich der sich entsprechenden signifikanten Indikationen innerhalb der Kontinuitätsprofile für verschiedene Karten sind dann Aussagen über das Einfallen der Störungen sowie über ihre Tiefenerstreckung möglich.
6. Völlig unabhängig von der Horizontalkorrelation kann die Vertikalkorrelation durchgeführt werden. Darunter soll die Korrelation auf einem Profil zwischen jeweils zwei Wertefolgen aus verschiedenen Niveaus verstanden werden. Durch diese Operation können die bereits auf andere Weise ermittelten Aussagen über die ungefähre Lage einer Störung überprüft werden, soweit die Störung eine Grenze zwischen konkordanten und diskordanten Schichten oder Feldverteilungen darstellt. Außerdem lassen sich durch diese Rechnungen auch die Aussagen über die Breite und Tiefe der Störungen überprüfen.

3. Anwendungsbeispiele

Sämtliche Schritte der gemeinsamen Korrelationsanalyse wurden bereits an geologischem und geophysikalischem Beobachtungsmaterial im Gebiet der DDR auf ihre Leistungsfähigkeit hin überprüft. Einige Ergebnisse dieser Rechnungen sollen zur Erläuterung der bisherigen Ausführungen angegeben werden.

Das Resultat einer zweidimensionalen Autokorrelationsanalyse der BOUGUER-Schwere im Südwestteil der DDR ist in Abb. 2 wiedergegeben. Der Größe des analysierten Gebietes entsprechend beziehen sich die zu erkennenden Vorzugsrichtungen der Anomalien auf die global bzw. großregional ausgeprägten tektonischen Vorzugsrichtungen, die in unserem Gebiet etwa $N 30^{\circ} E$ bzw. $N 150^{\circ} E$ betragen.

In Abb. 3 sind die in den Stufen 3 und 5 beschriebenen Kontinuitätsprofile abgebildet, die sich auf ein System von 42 Parallelprofilen, $N 30^{\circ} E$ streichend, in einem Gebiet nordwestlich Berlins beziehen. Es wurden drei Störungen erfaßt, von denen zwei in allen vier Strukturen nachgewiesen werden konnten. Eine Störung ist im Känozoikum nicht nachweisbar und im Röt bereits wieder abgeklungen. Man kann aus den Darstellungen schon gesicherte Aussagen über Lage, Einfallen, Breite und Tiefe der Störungen entnehmen.

Abb. 4 zeigt als Beispiel Kontinuitätsprofile für die Lias-Unterkante, und zwar für 10 verschiedene Teilstücke des Gesamtprofils. Die einzelnen Profilabschnitte entstehen dabei durch Verschiebung der analysierten Wertefolge um jeweils fünf Punkte. Man erkennt, daß die für die einzelnen Störungen charakteristischen Peaks in ihrer Intensität variieren, so daß Hauptstörungsabschnitte gekennzeichnet bzw. Aussagen über die ungefähre Länge der Störung gewonnen werden können.

Versuch einer Stockwerkskorrelation im Südabschnitt des Elbe-Lineamentes
(Raum Meißen - Bad Schandau)

Von ADOLF WATZNAUER, Freiberg, HARALD LINDNER, Leipzig,
HANS-JÜRGEN BEHR, Leipzig, & KARL-ARMIN TRÖGER, Freiberg

Wenn man von den frühen Versuchen ALEXANDER VON HUMBOLDTs, eine globale Vorstellung vom Aufbau der Erde auf streng wissenschaftlicher Basis zu entwickeln, absieht, war E. SUESS um die Jahrhundertwende der erste, der diesem Versuch mit seinem Werk "Das Antlitz der Erde" eine abgerundete Form gab. Seine Grundkonzeption war die der Erdkontraktion. Aus ihr leitete er das gesamte globale Geschehen der Erde ab. STILLE übernahm dieses Leitprinzip und schuf ein tektonisches Erdbild und ein tektonisches Lehrgebäude von imposanter Größe. Erst in seinen Spätwerken ergänzte und verknüpfte er seine kontraktionistischen Vorstellungen durch mobilistische Züge. Gleichzeitig mit diesem Wandel im Aspekt vollzogen sich folgerichtig eine Schwerpunktverlagerung vom Geschehen im obersten Krustenbereich auf die Vorgänge in größeren Erdtiefen und die Akzeptierung der Tiefenvorgänge als der eigentlichen Ursachen des globalen tektonischen Geschehens. In diese Zeit fällt die große Menge der von vielen Autoren vorgeschlagenen geologischen Modelle zur Erklärung dieses Phänomens. Die Zahl der Beobachtungen, die sie stützen sollten, war klein. VON BUBNOFF hat damals mit Recht darauf hingewiesen, daß man in der Interpretation der hochkomplexen und hochkomplizierten regionalgeologischen Vorgänge logische Brücken zwischen den Beobachtungen nicht vermeiden können. Gleichzeitig begrüßte er jedoch jeden ernsthaften Versuch, die logischen Brücken durch feste Pfeiler der Beobachtung zu ersetzen. Ein solcher Versuch soll hier vorgelegt werden.

Das ausgewählte Gebiet umfaßt zwei tektonische Grundelemente: ein Lineament und ein Orogen. Sein Erkundungsgrad ist bis in eine Tiefe von etwa 10 km sehr hoch und seine tektonische und kinematische Entwicklung vom Karbon bis rezent durch Beobachtungen gut belegt. Der Vorgang der geologischen Analyse ist so gewählt, daß von den faziellen Verhältnissen und den tektonischen Strukturen des oberen Stockwerkes, das heißt des Deckgebirges, ausgegangen wird, diese in Korrelation zum Gefügeinventar des kristallinen mittleren Stockwerkes gebracht wird und auf Grund geophysikalischer Daten beide Stockwerke mit dem tiefsten erfaßten Stockwerk im Sinne einer komplexen Tiefenerkundung verbunden werden.

1. Die strukturelle Entwicklung des Deckgebirges als oberstes Stockwerk

Mit der strukturellen Entwicklung des Deckgebirges im Bereich des Elbe-Lineamentes zwischen Meißen und Bad Schandau haben sich, ausgehend von den Darstellungen von PIETZSCH (1956, 1962 [26, 27] - dort auch Zusammenfassung der älteren Literatur), besonders TRÖGER (1964, 1966, 1969 [36-38] - Oberkreide), DECKER (1963, 1968 [3, 4] - Oberkreide), MIBUS (1968 [19] - Oberkreide) und REICHEL (1966 [29] - Unterrotliegendes) beschäftigt. Zusammenfassende Darstellungen stammen von TRÖGER, BEHR & REICHEL (1969) [39] sowie MÜLLER & WÄCHTER (1970) [23].

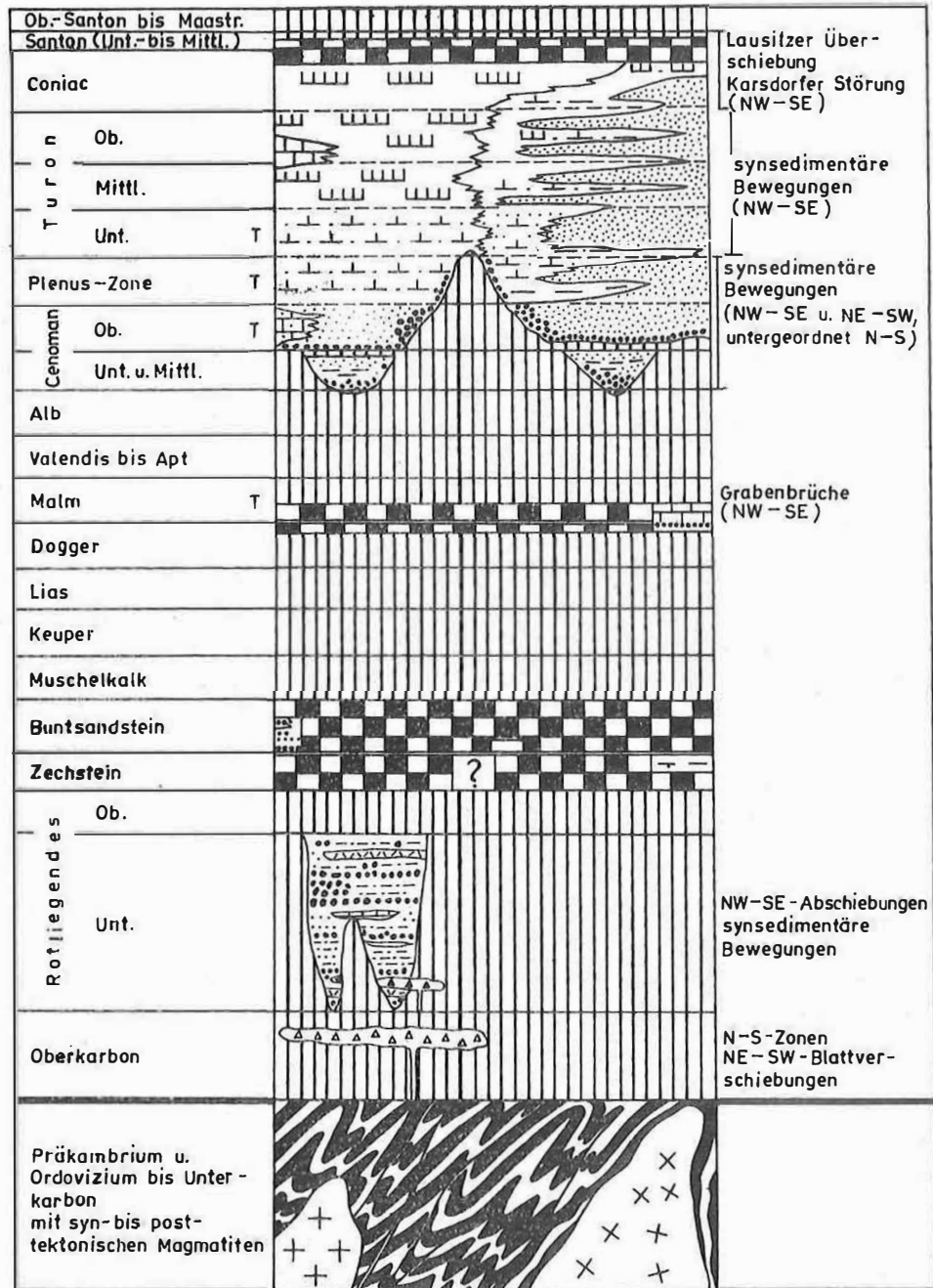


Abb. 1 Schema der lithofaziellen Entwicklung vom Jungpaläozoikum bis zum Mesozoikum im Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau

Das sedimentäre Deckgebirge im Bereich des Elbe-Lineamentes zwischen Meißen und Bad Schandau ist lückenhaft entwickelt. Nachgewiesen wurden Sedimente des Perms, der unteren Trias, des Callovs bis Kimmeridges, des Cenomans bis Coniacs, des Miozäns und des Pleistozäns (schematische Darstellung in Abb. 1). Diese Lückenhaftigkeit ist vor allem bedingt durch die südliche Randlage des betrachteten Lineamentabschnittes innerhalb des Nordwestdeutsch-polnischen Beckens, was zum Beispiel die Abwesenheit von Sedimenten des Lias bis Bath und der Unterkreide erklärt. Im Vergleich zum Erzgebirge und Lausitzer Block zeichnet sich aber das Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau durch eine Senkungstendenz aus, die nur von einzelnen Hebungsperioden unterbrochen wird. Das wird einerseits durch die größeren Mächtigkeiten der einzelnen Folgen besonders der Oberkreide und des Pleistozäns belegt. Andererseits liegt hier begründet, daß die Sedimente des oberen Perms, der unteren Trias und des Malms stellenweise von der Abtragung verschont blieben. Diese Erosionsrelikte weisen auf eine ursprünglich größere, über den Rahmen des Lineamentes hinausgehende Verbreitung hin.

Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung des Jungpaläozoikums und des Mesozoikums wird wesentlich durch bruchtektonische Vorgänge bestimmt. Durch sie wird ein Schollenmosaik nachgezeichnet, das zeitlich unterschiedlich stark in Erscheinung tritt und in verschiedener Tiefe wurzelt. Die für das Elbe-Lineament bezeichnenden Bewegungen entlang der NW—SE-Linien treten sowohl bezüglich ihrer paläogeographischen und lithofaziellen Wirksamkeit als auch im Hinblick auf ihre Intensität vom Jungpaläozoikum bis einschließlich der Oberkreide gegenüber den Bewegungen längs von NE—SW- und N—S- (einschließlich NNE—SSW- und NNW—SSE-)Linien deutlich hervor. So verlaufen die Trogachsen der Unterrotliegend-Becken in NW—SE-Richtung (Abb. 2), und die Callov-Transgression sowie die Obercenoman-Transgression benutzten NW—SE streichende Senkungszonen innerhalb des Elbe-Lineamentes. Neben dieser allgemeinen Senkungstendenz in NW—SE-Richtung treten aber zeitweise auch Bewegungen auf, die an NE—SW- und N—S- (NNE—SSW-, NNW—SSE-) Linien gebunden sind und besonders das lithofazielle Bild beeinflussen. Es handelt sich dabei um den Einfluß von Querelementen, die das Elbe-Lineament schneiden beziehungsweise an ihm abbrechen. Nach MÜLLER & WÄCHTER (1970) [23] sind vom Unterrotliegenden bis zur Oberkreide vor allem die Zeiten mit verstärkten Zerrungserscheinungen durch ein Aufleben der Querstrukturen gekennzeichnet. Dabei ergibt sich zwischen Meißen und Bad Schandau eine Verlagerung von NW nach SE. Im folgenden soll auf diese Entwicklung eingegangen werden.

Im Zyklus II des U n t e r r o t l i e g e n d e n im Döhlener Becken zeichnen sich NE—SW verlaufende Strukturen in Form des Weißeritz-Rückens und parallel zu ihm verlaufender Elemente deutlich ab (TRÜGER, BEHR & REICHEL 1969 [39]). Die stärksten Absenkungen innerhalb des Döhlener Beckens fanden anschließend während der Zyklen III und IV (REICHEL 1966 [29]) in zwei NW—SE-Senkungsgebieten statt. Es soll bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß die oben erwähnten NE—SW-Strukturen an der NW-Flanke des g_{zz} (IX)-Maximums von Kreischa-Radeberg und etwa in der südlichen Fortsetzung des Querversatzes der Westlausitzer Störung (MÖBUS 1964 [20]) liegen. Dieser ersten Periode stärkerer Absenkung im Deckgebirge folgte zwischen der T r i a s und der U n t e r k r e i d e ein Zeitabschnitt, in dem wenigstens zeitweise Hebungen auch im Bereich des Elbe-Lineamentes auftraten.

Nach den jungkimmerischen Bewegungen im Anschluß an die Callov-Transgression wurde eine zweite Periode mit intensiven Absenkungen durch ein Aufleben des Schollenmosaiks

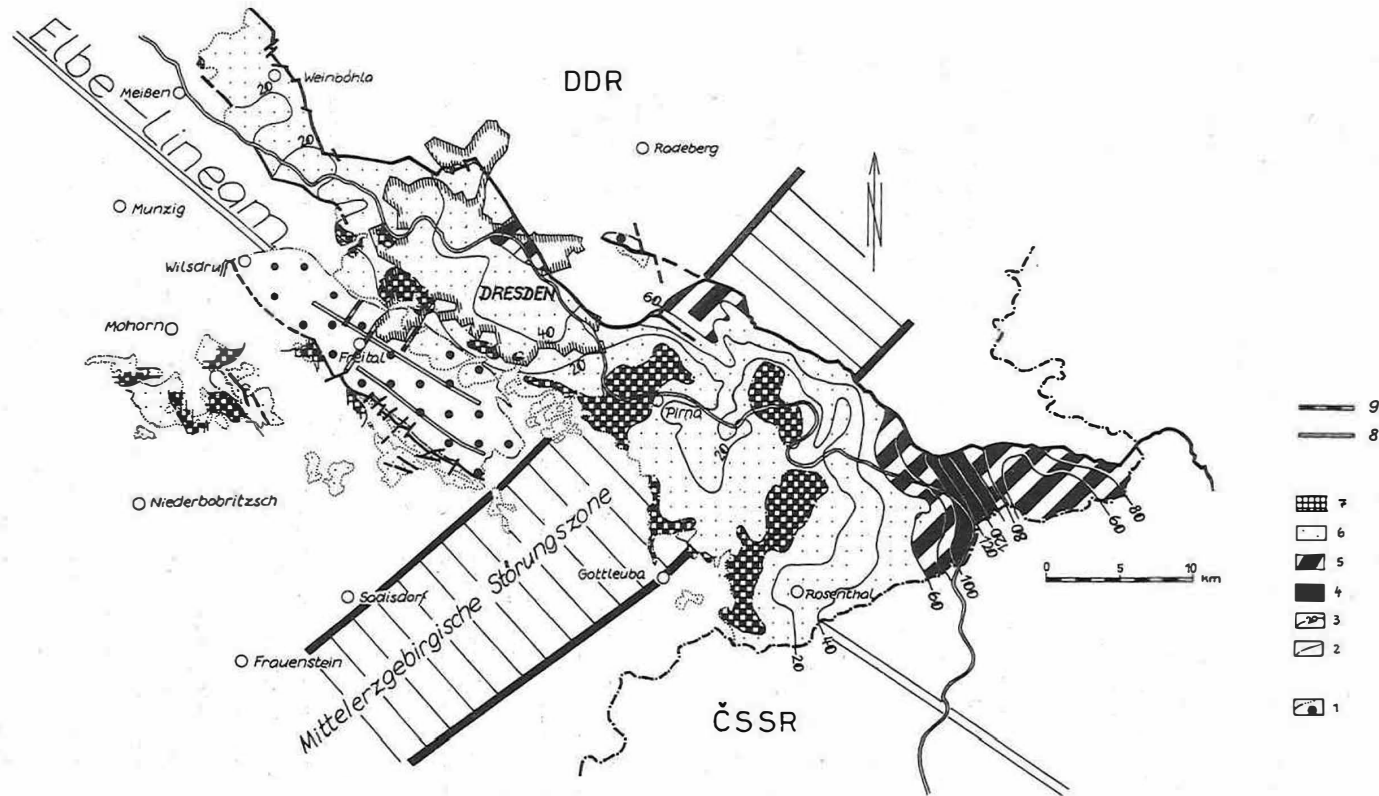


Abb. 2 Paläogeographie und Mächtigkeit des marinen Ober-Cenomans im Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau

1 - Unterrotliegendes; 2 - Erosionsgrenze des Ober-Cenomans; 3 - Isopachen des Ober-Cenomans einschließlich der Plenus-Zone [m];
 4 bis 6 - Mächtigkeit des Ober-Cenomans einschließlich der Plenus-Zone:
 4 - über 100 m; 5 - von 60 bis 100 m; 6 - unter 60 m; 7 - Insel im Ober-Cenoman; 8 - Verlauf der Beckenachsen im Unterrotliegenden; 9 - Verlauf der Rücken im Unterrotliegenden

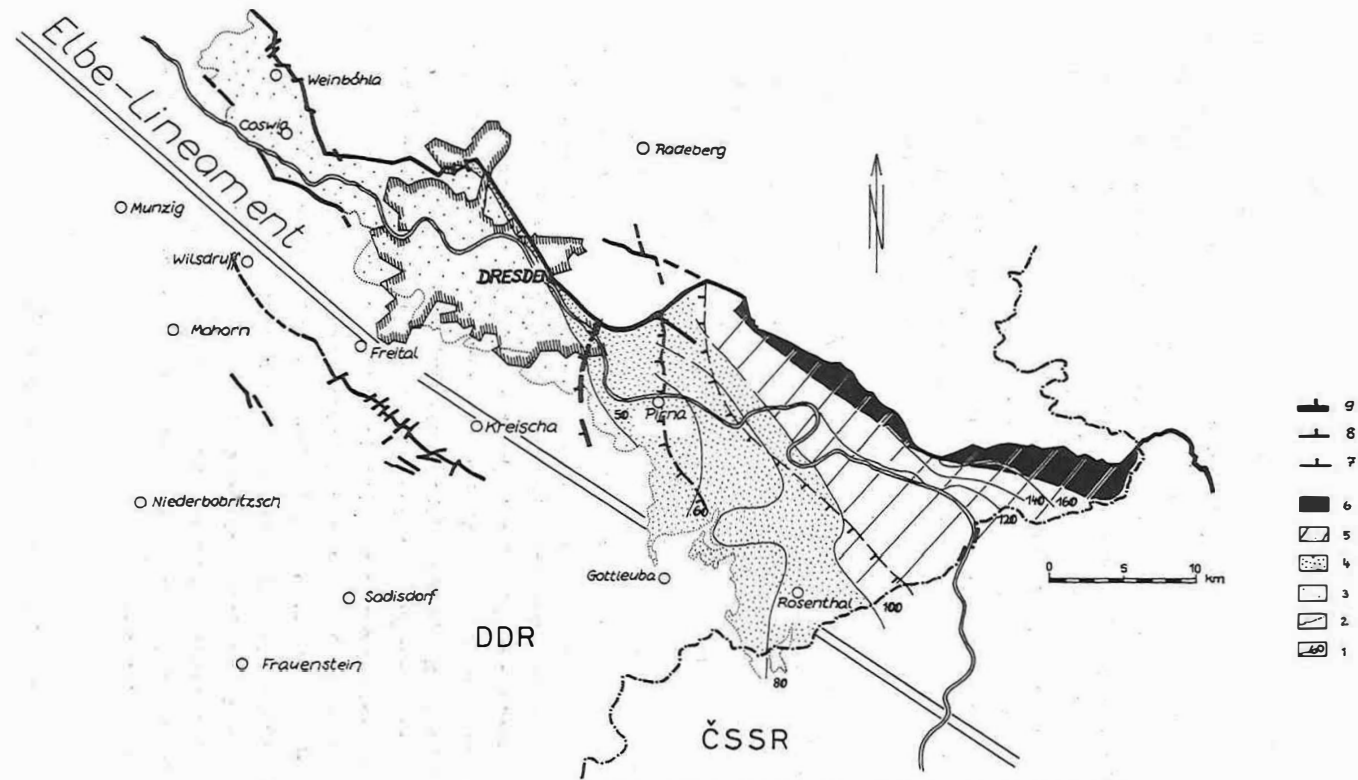


Abb. 3 Mächtigkeiten und lithofazielle Grenzen im Turon des Elbe-Lineamentes zwischen Meißen und Bad Schandau

1 - Isopachen des Unter-Turons; 2 - Erosionsgrenze des Unter-Turons; 3 bis 5 - Mächtigkeit des Unter-Turons: 3 - bis 50 m; 4 - von 50 bis 100 m; 5 - über 100 m; 6 - Mächtigkeit des Turons über 500 m; 7 bis 9 - Lithofaziesgrenzen im Mittel-Turon - die Zacken weisen in Richtung auf die tonig-mergelige Ausbildung; 7 - Grenze zwischen der tonig-mergeligen Ausbildung und der sandig-tonigen Übergangsausbildung; 8 - Grenze innerhalb der Übergangsausbildung; 9 - Grenze zwischen der Übergangsausbildung und der sandigen Ausbildung

im Alb bis Obercenoman eingeleitet. Der Einfluß der Querelemente war hier zu Beginn des Bewegungsvorganges ebenfalls sehr stark und bestimmte weitgehend das lithofazielle und paläogeographische Bild von den Niederschönaer Schichten (limnisch-fluviatiles Alb? bis Obercenoman) bis zum tiefsten Unterturon. Ab Unterturon klang der Einfluß der Querelemente aus, und das Elbe-Lineament bestimmte weitgehend die lithofazielle Entwicklung. Diese gesetzmäßige Veränderung im Bauplan ist in der Oberkreide noch deutlicher zu erkennen als im Unterrotliegenden, weshalb ausführlicher auf sie eingegangen wird.

Im marinen Obercenoman ist das Sedimentationsgebiet durch mehrere NW—SE verlaufende Inselzüge (Abb. 2) gegliedert. In ihnen zeigt sich der Einfluß des Elbe-Lineamentes. Im Pleistozän fanden vielfach an diesen Linien bruchtektonische Bewegungen statt, was ihre Stellung als Schollengrenze bestätigt. In dieser Beziehung fällt besonders der Inselzug von Meißen - Dresden - Heidenau - Gottleuba auf, der sich geophysikalisch als regionale Schwereplusachse abzeichnet. Neben diesen parallel im Elbe-Lineament verlaufenden Inselzügen treten SE von Heidenau bei Pirna und Königstein zwei Inselzüge auf, die in NE—SW-Richtung das Elbe-Lineament queren. Der Inselzug bei Pirna liegt innerhalb der Mittelerzgebirgischen Störungszone (TRÖGER, BEHR & REICHEL 1969 [397]) und an der SE-Flanke des g_{ZZ} (IX)-Maximums von Kreischa - Radeberg. Auf die Verwurzelung dieser Störungszone in verhältnismäßig großer Tiefe wird im geophysikalischen Teil noch besonders hingewiesen. Der Inselzug von Königstein liegt an der SE-Flanke der g_{ZZ} (IX)-Minuszone von Berggießhübel - Stolpen und des varistischen Querplutons von Markersbach. Das Isopachenbild des marinen Obercenomans einschließlich der plenus-Zone ist sehr unruhig (Abb. 2) und weist deutlich auf Bewegungen entlang eines Schollenmosaiks hin. Im Gegensatz dazu ist der Isopachenverlauf der unterturonen Sedimente ruhig und zeigt eine Betonung der NW—SE-Richtung. Das entspricht auch dem Verlauf der lithofaziellen Grenzen im Turon. Deutlich hebt sich die Lage eines NW—SE verlaufenden Randtrogens im Bereich der Lausitzer Störung zwischen der Staatsgrenze und dem Querversatz der Borsberg-Störung im Turon heraus (Abb. 3). Dabei dürfte auf große Strecken die Lage der Achse des Randtrogens mit der Lausitzer Störung übereinstimmen. Die Mächtigkeiten des Turons liegen hier bei 500 m und darüber. Abgeschlossen wurde die Entwicklung der Oberkreide durch eine starke Hebung des Lausitzer Blockes, in die das Elbe-Lineament zwischen Meißen und der ČSSR mit einbegriffen war. Unter Berücksichtigung der Verhältnisse in der ČSSR (SOUKUP 1956 [317]) dürften diese Bewegungen vor allem im Santon erfolgt sein. Mit Beginn der Entwicklung des Elbtalgrabens ab Mitteleozän haben nach MÜLLER & WÄCHTER (1970) [237] Bewegungen (Zerrungen) an NNE—SSW- und NNW—SSE-Linien eine beherrschende Bedeutung. Der geschilderte Wechsel im Aufleben und Abschwächen von Bewegungen längs eines Schollenmosaiks des Untergrundes, das wesentlich auf tief verwurzelten Querelementen beruht, ist bei allgemeiner Betonung der lineamenteigenen NW—SE-Richtung eines der wesentlichsten Merkmale in der Entwicklung des Deckgebirges im Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau.

2. Die strukturelle Entwicklung des kristallinen Grundgebirges als des mittleren Stockwerks

Das mittlere Stockwerk ist tektonisch seiner Kombination von Mineralneubildung und Bewegung entsprechend nur gefügefaziell zu erfassen. Das parakristallin deformierte Grundgebirgsstockwerk (mittleres Stockwerk) stellt auf Grund seiner Lage den Mittler

zwischen dem sedimentären Oberbau und dem magmatischen Unterbau dar. Es ist Ziel der Untersuchungen, nachzuweisen, inwieweit der strukturelle Bau des Grundgebirges einerseits Beziehungen zur gravimetrischen Richtungsanalyse des magmatischen Unterbaus und andererseits zu dem bruchtektonischen und tektonofaziellen Bau des Oberbaus erkennen läßt. Um die Wurzeln der sich im Deckgebirge abzeichnenden NE—SW-Querelemente innerhalb des NW—SE verlaufenden Lineamentes zu erkennen, muß besonders beim Grundgebirge von einem über den Rahmen des Lineamentes hinausreichenden regionalen Strukturbild (Abb. 4 und 5) ausgegangen werden.

Mit einer generellen Längserstreckung in NE—SW-Richtung schließt an das Elbe-Lineament nach SE das axial nach SW abtauchende Erzgebirgisch-fichtelgebirgische Antiklinorium an. Das Streichen der Strukturen in seinem kristallinen Anteil und seiner Schiefergebirgshülle weist wesentliche Unterschiede auf. Das axiale Interngefüge des gesamten Stockwerkes unterhalb der Schiefergebirgshülle wird von einem NW—SE-Achsenplan beherrscht. Das gilt für Faltenzonen in der Größenordnung von mehreren Kilometern Amplitude (z.B. Flöha-Synklinale, Faltenzone von Brand - Weissenborn - Hermsdorf - Rehfeld), für die Mehrzahl der Kleinfalten, abgesehen von Bereichen mit disharmonischer Tektonik, sowie für das konstante b-axiale parakristalline Linear- und das Mineralkorngefüge mit seiner hohen Raumstetigkeit in den Symmetrieeigenschaften und den Regelungsmechanismen. Im Interngefüge des weniger metamorphen Schiefermantels herrscht dagegen ein NE—SW-Streichen vor. Ausgenommen hiervon sind die Teile des Schiefermantels, die in das Elbe-Lineament einbiegen beziehungsweise innerhalb des Lineamentes verlaufen, z.B. das Elbtalschiefergebirge einschließlich der darin eingeschalteten Magmatite. Eine starke Zunahme der NW—SE gerichteten Streckung gab zunächst Anlaß, in der sich bis zur Stenglung steigernden Lineation Bewegungsmerkmale im Sinne von Harnischen zu sehen und diese als Hinweise für größere Transversalverschiebungen zu werten. WIEDEMANN (1959) [41] erkannte die b-axiale Natur dieses Elementes. Das bedeutet, daß das Lineament bereits vor seiner postvaristischen bruchtektonischen und tektonofaziellen Nachzeichnung als eine Pressungszone mit starker b-axialer Längung vorlag.

Das Einbiegen der Strukturen in das Elbe-Lineament betrifft nicht nur den Schiefermantel, sondern auch den kristallinen Anteil. Im mittleren Kristallinanteil des axial gegen NE hervorgehobenen Antiklinoriums bildet das parakristalline Flächengefüge Quellstrukturen in Form von Tumoren, Ringstrukturen und langgestreckten Antiklinalzonen. Im östlichen Teil des Erzgebirges richten sich die Längsachsen dieser Strukturen bereits parallel zum Elbe-Lineament aus, wie z.B. die Freiburger und die Osterzgebirgische Gneisstruktur. Unmittelbar am Rande des Elbe-Lineamentes erfolgt allgemein ein scharfes Einbiegen des Flächengefüges in die NW—SE-Richtung. Es zeigt sich, daß die vertikale Gliederung des Erzgebirgisch-fichtelgebirgischen Antiklinoriums in zwei Unterstockwerke mit unterschiedlichen parakristallinen Richtungsgefügen im Bereich des Lineamentes aufgehoben wird und das Schiefergebirgsstockwerk im Lineamentbereich in die kräftige b-axiale Streckung einbezogen ist. Das gilt gleichfalls für die strukturelle Anlage der in den Lineamentbereich intrudierten Magmatite von den Rotgneisgraniten (Serizitgneisen) bis zu den Syenodioriten des Massivs von Meißen. Es betrifft die Intrusionsform in gleichem Umfang wie das megaskopische und mikroskopische Interngefüge einschließlich des magmatischen Einströmgefüges mit Fließflächen und Fließlinearen und der postkristallinen Streckung. Diese beherrschende Stellung der NW—SE-Strukturen im Grundgebirge des Elbe-Lineamentes, die in den geophysikalischen Unterlagen besonders im Verlauf der Schwereplusachse von Kesselsdorf - Berggießhübel -

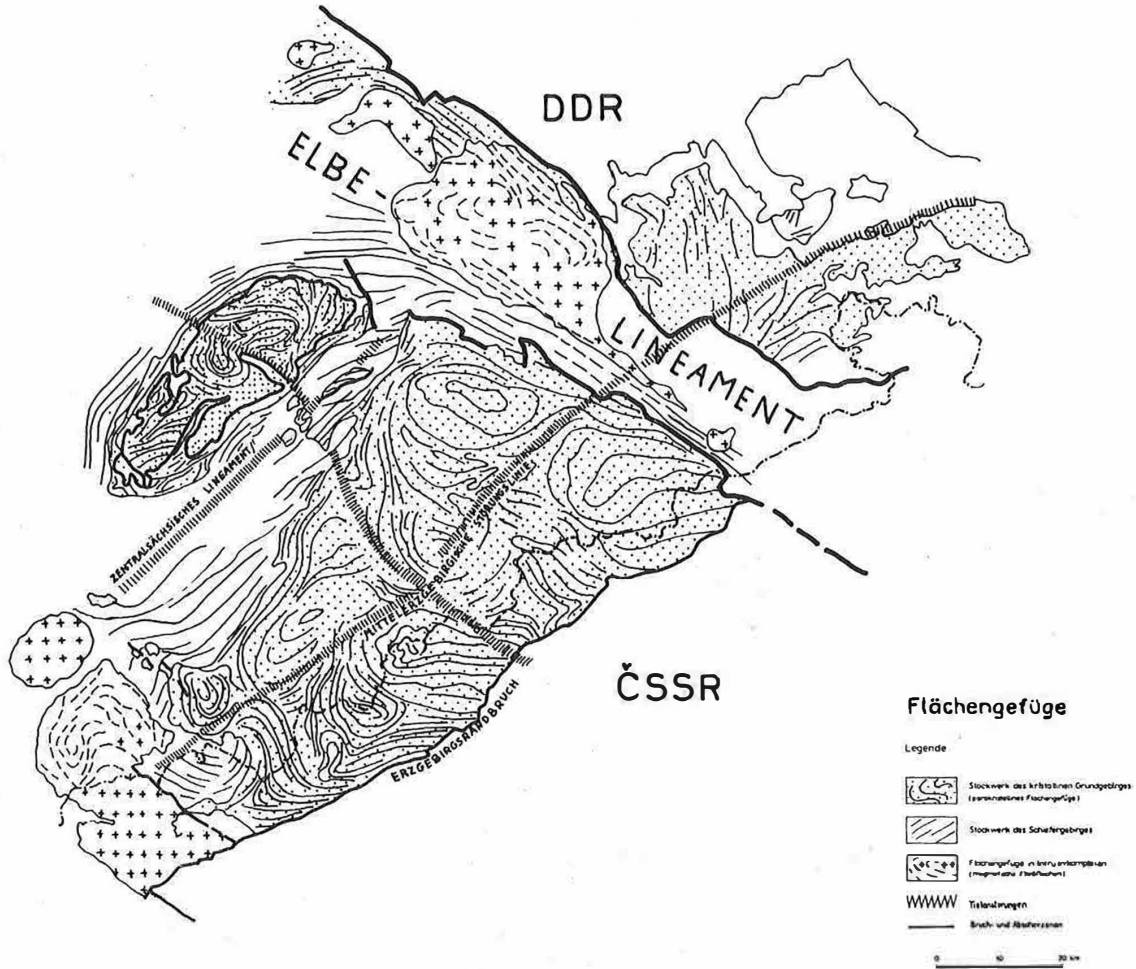


Abb. 4 Flächengefüge

1 - Stockwerk des kristallinen Grundgebirges (parakristallines Flächengefüge); 2 - Stockwerk des Schiefergebirges; 3 - Flächengefüge in Intrusivkomplexen (magmatische Fließflächen); 4 - Tiefenstörungen; 5 - Bruch- und Abscherzonen

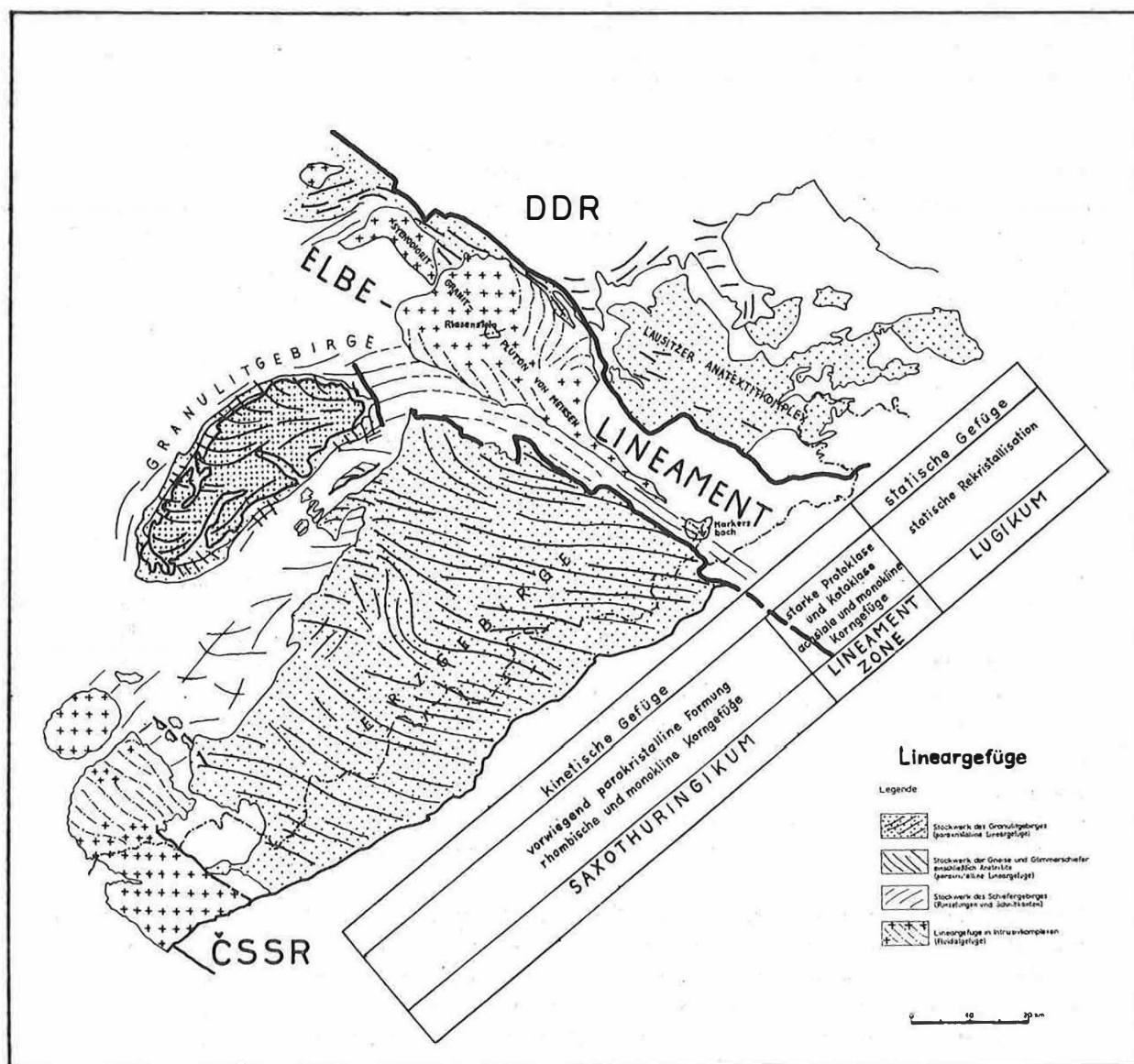


Abb. 5 Lineargefüge

1 - Stockwerk des Granulitgebirges (parakristallines Lineargefüge); 2 - Stockwerk der Gneise und Glimmerschiefer einschließlich Anatexite (parakristallines Lineargefüge); 3 - Stockwerk des Schiefergebirges (Runzelungen und Schnittkanten); 4 - Lineargefüge in Intrusivkomplexen (Fluidalgefüge)

Děčín und im Zuge der ΔZ - und ΔT -Isanomalien zum Ausdruck kommt, ist im Bereich des Querplutons von Markersbach unterbrochen. Ähnliche Verhältnisse deuten sich beim Riesensteingranit im Massiv von Meißen an. Es handelt sich um Granite, die in Zeiten mit Nachlassen der NW—SE-Streckung intrudierten und als Querelement das Elbe-Lineament teilweise überwältigten. Auf die direkten Beziehungen zum sedimentären Oberbau und dem magmatischen Unterbau wurde bereits hingewiesen.

Bei einer Einbeziehung des nach NE an das Elbe-Lineament anschließenden Lausitzer Massivs im Vergleich zum Erzgebirgisch-fichtelgebirgischen Antiklinorium zeichnet sich noch deutlicher die Stellung des Elbe-Lineamentes ab. Der eben geschilderten kinetischen Tektonik im Erzgebirgisch-fichtelgebirgischen Antiklinorium steht im Hybridgranodiorit des Lausitzer Massivs eine ausgesprochen statische Entwicklung gegenüber (Abb. 5). Der anatektische Hybridgranodiorit ist verhältnismäßig oberflächennah in einem thermischen Wellenrücken bei geringer tangentialer Durchbewegung durch mittelbare Teilbewegung im Bereich der Anatexis deformiert. Sein Korngefüge wurde durch Abbildungskristallisation, epitaktische Temperungsgefüge und nachweisbare, aber geringe elastizitätsabhängige Wachstumsorientierung geregelt (HIRSCHMANN 1966 [17]; SCHWAB 1962 [307]). Parakristalline Lineation und Grundgebirgsdiapirismus fehlen fast vollständig.

Das Elbe-Lineament tritt damit auch als Grenze zwischen zwei Schollen mit völlig unterschiedlicher Gefügefazies und einer unterschiedlichen subkrustalen Entwicklung in Erscheinung. Aus dem Deformationsbild des Kristallins lassen sich die prävaristische Altanlage des Elbe-Lineamentes und eine Ursache für die räumliche Lage im Untersuchungsgebiet ableiten. Aus der geschilderten Situation ergibt sich, daß für den Nahbereich der Lausitzer Block als Widerlager für das parakristalline Gesteinsfließen in Richtung des Erzgebirgisch-fichtelgebirgischen Antiklinoriums diente und dadurch die b₁b'-Streckung in NW—SE ausgelöst wurde. Letztere ist im Nahbereich der Schollen, im Lineament, besonders intensiv entwickelt und erfaßt noch das gesamte Schiefergebirgsstockwerk. Es bleibt freilich offen, ob dieser Mechanismus für das gesamte Erzgebirgisch-fichtelgebirgische Antiklinorium verantwortlich gemacht werden kann.

Westlich des Lineamentes trennt sich die Schiefergebirgstektonik wieder vom Baustil des metamorphen Stockwerks und bekommt durch Übernahme eines Verformungsmechanismus, der durch Anpassungstektonik an die Morphologie des Unterbaues gekennzeichnet ist, einen anderen Richtungsplan aufgeprägt. SUESS (1926) [357] hatte diese unterschiedliche Stellung des Erzgebirges und der Lausitz bereits erkannt und den östlich der Elbe liegenden Grundgebirgsabschnitt als Lugikum vom Saxothuringikum getrennt.

3. Die Beziehungen zwischen den geologischen und geophysikalischen Verhältnissen

Nach der Erläuterung der strukturellen Entwicklung der beiden oberen Stockwerke soll in Ergänzung und Erweiterung durch geophysikalische Daten versucht werden, eine Aussage über die Korrelation der bisher besprochenen Strukturen sowie über deren Tiefenreichweite beziehungsweise über den magmatischen Unterbau zu machen. Auch hier ist es notwendig, den Rahmen des Elbe-Lineamentes in die Untersuchungen einzubeziehen.

Neben einem zusammenhängenden und einheitlich reduzierten Schwerebild für das Elbe-Lineament existieren neue erdmagnetische Aufnahmen. Zusätzliche geophysikalisch-geo-

dätische Angaben bieten makroseismische Ergebnisse und die Erfassung rezenter Krustenbewegungen. Zunächst sei auf die wesentlichsten gravimetrischen Anomalien in Form einer Achsen- und Gradientendarstellung (Abb. 6) und die magnetischen Anomalien (Abb. 7) eingegangen.

Den Karten kann folgendes entnommen werden:

- a) Das Schwerebild zeigt im zentralen Teil des Elbe-Lineamentes eine deutliche Schwere-minusachse. Damit besteht eine gewisse Analogie zur gravimetrischen Charakteristik anderer Lineamente wie beispielsweise des Oberrheintal-Grabens (CLOSS & PLAUMANN 1968 [27]) und des ostafrikanischen Grabensystems (KRENKEL 1957 [127]) sowie des Golfes von Aden (PICARD 1970 [257]). Gegenüber diesen Schwächezonen erscheint die Amplitude des Schwereminimums im Bereich des Elbe-Lineamentes allerdings stark vermindert.
- b) Im magnetischen Meßbild herrschen regionale Anomalien vor, die sich teilweise durch eine hohe Amplitude auszeichnen und verschiedentlich induktive Minima aufweisen. Diesen Regionalanomalien ist eine Fülle von Lokalanomalien aufgesetzt, deren Charakter in einem deutlichen Gegensatz zu denen des Lausitzer Massivs steht (LAUTERBACH 1953/54 [147]). Die NW—SE gerichteten magnetischen Regionalanomalien zeigen Parallelität mit dem Verlauf der skizzierten Schwere-minusachse.
- c) Im makroseismischen Bild erscheint das Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau als schwaches, jedoch deutliches Intensitätsmaximum (SPONHEUER 1962 [327]). Der Verlauf der Isoseisten zeigt hier eine Parallelität mit dem Schwereminimum. Dieses Bild wird prinzipiell auch von älteren makroseismischen Ergebnissen (STURM 1903 [347]) bestätigt.
- d) Nach den Ergebnissen der Messung rezenter Krustenbewegungen (LANG 1965 [137]) zeichnen sich die zentralen Teile des Elbe-Lineamentes gegenüber den benachbarten Einheiten durch eine stärkere Senkungstendenz aus. Das stimmt mit den durch die Analyse des Deckgebirges gemachten Erfahrungen völlig überein. Der Charakter des absinkenden Krustenteiles zeigt eine Parallelität mit den genannten geophysikalischen Anomalien.

Damit ergibt sich ein Bild, das auch von anderen Lineamenten bekannt ist. Mit Ausnahme der Parallelität von gravimetrischen und magnetischen Anomalien besteht eine mehr oder minder ausgeprägte Analogie zu anderen Lineamenten, z.B. zum Oberrheintal-Graben, oder typische Gegensätze zu phänomenologisch gleichen, aber genetisch unterschiedlichen Lineamenten. Im Bereich des Roten Meeres (PLAUMANN 1963 [287]; PICARD 1970 [257]) ist mit einem Aufdringen von Gesteinen des oberen Mantels bis in hochgelegene Stockwerksteile zu rechnen. Im Oberrheintal-Graben sowie im Elbe-Lineament liegt nach dem geophysikalischen Bild ein anderer Krustenbau vor. Hier kann die Möglichkeit des Aufstiegs von Magmen des oberen Mantels in hochgelegene Stockwerksteile von vornherein ausgeschlossen werden. Das Auftreten von bis in den Bereich der Gabbroschicht (oder u.U. bis zur Peridotitschicht) reichenden Brüchen ist jedoch auch hier wahrscheinlich und steht mit der gegebenen Deutung nicht in Widerspruch.

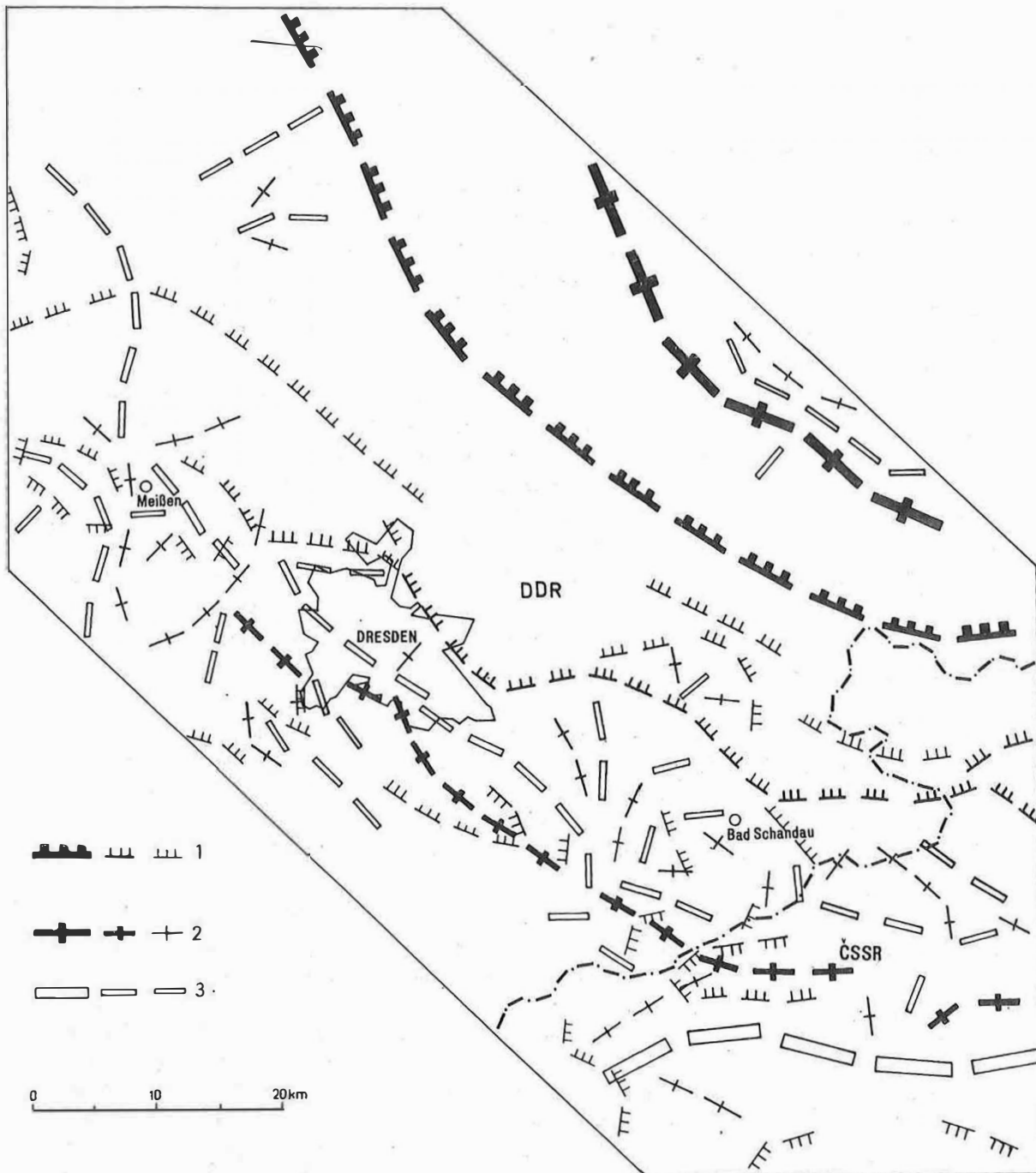


Abb. 6 Gravimetrische Achsen und Gradienten

1 - Gradientenmaxima (Zacken zeigen Richtung des Schwereanstieges); 2 - Schwereplusachsen; 3 - Schwereminusachsen

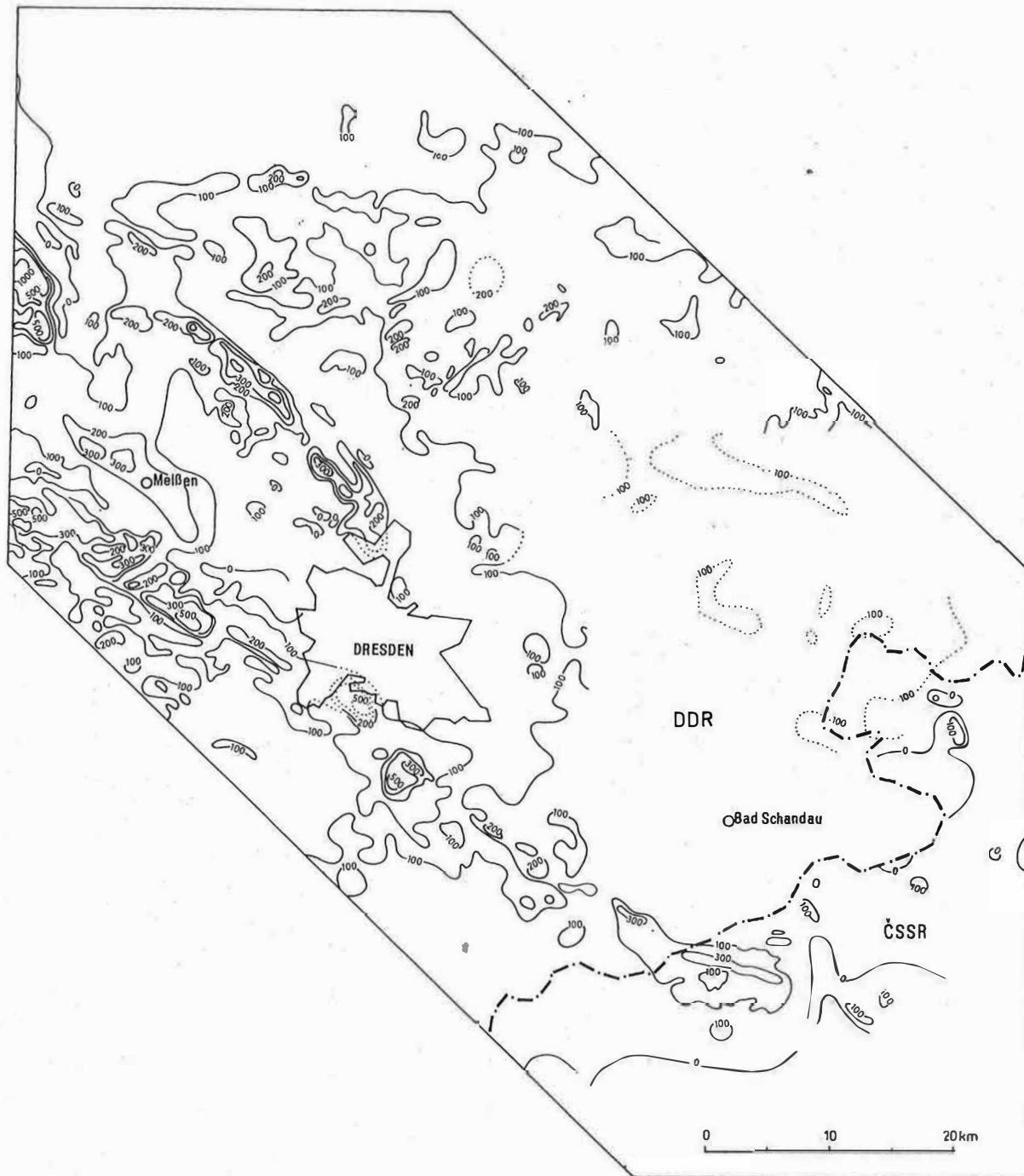


Abb. 7 ΔZ - und ΔT -Isanomalen (nach Angaben von M. LEHMANN, VEB Geophysik Leipzig, H. MERBT [18], V. ZEMÁNEK [42] und O. MAN [17])

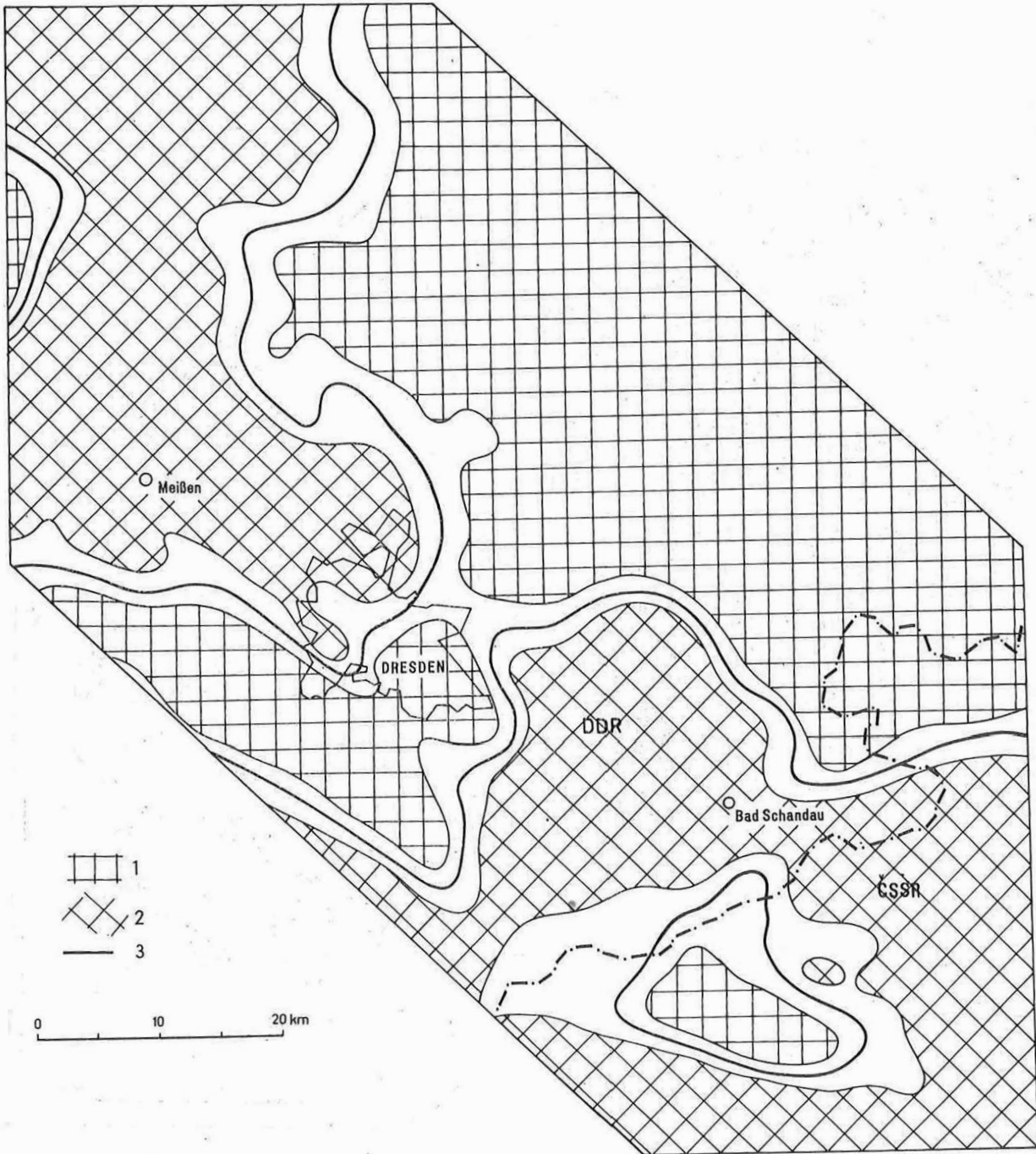


Abb. 8 g_{zz} (VI) nach GROSSE [6]

1 - Intensives g_{zz} -Maximum; 2 - intensives g_{zz} -Minimum; 3 - Nulllinie

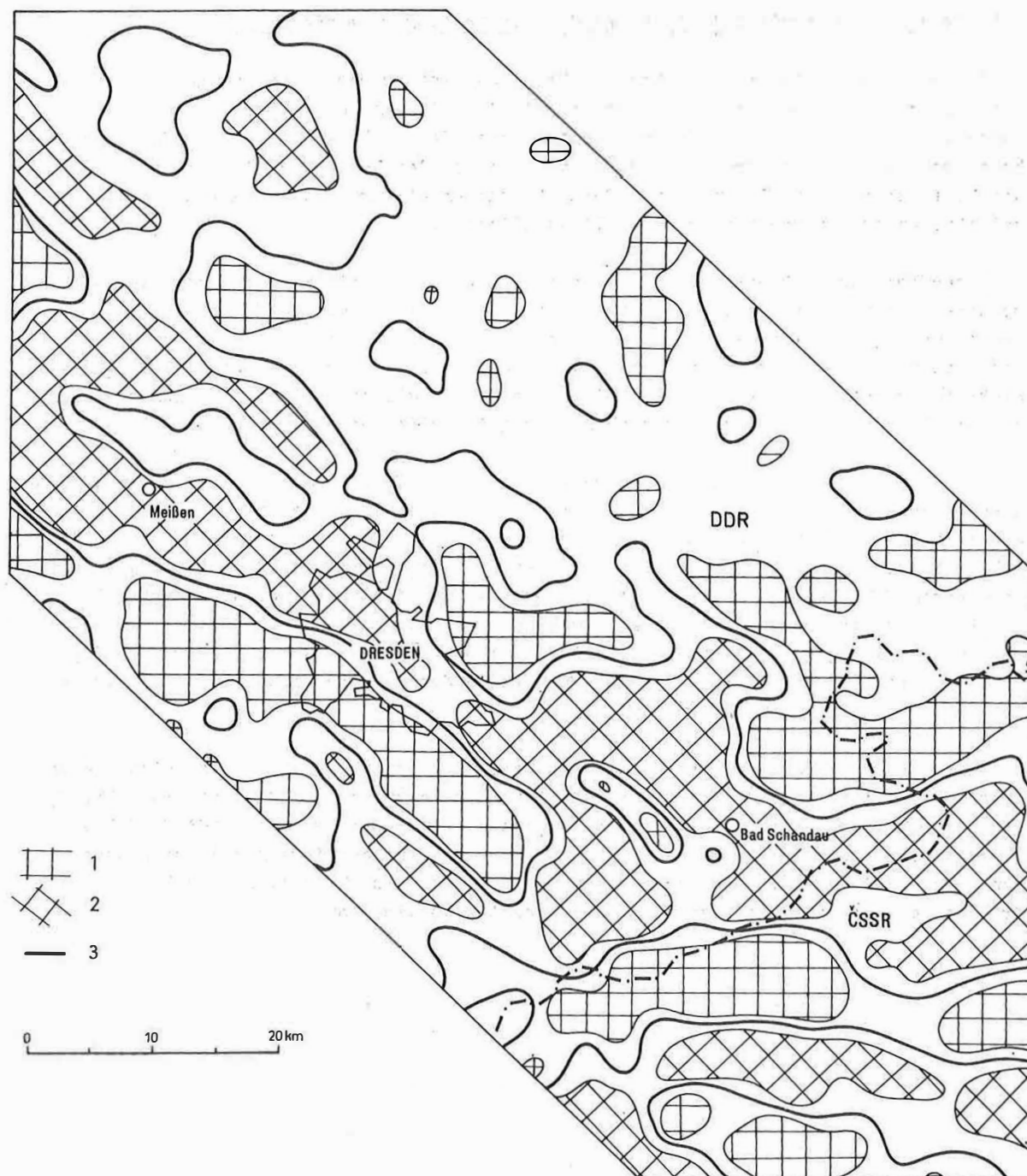


Abb. 9 g_{zz} (IX) nach GROSSE [6]

1 - Intensives g_{zz} -Maximum; 2 - intensives g_{zz} -Minimum; 3 - Nulllinie

3.1. Petrophysikalische Situation und die zur Deutung verwendeten Daten

In Tab. 1 sind die wesentlichen im Elbe-Lineament zwischen Meißen und Bad Schandau anstehenden Gesteine zusammen mit den ermittelten Dichte- und Suszeptibilitätswerten dargestellt. Geht man von einer mittleren Dichte der im kristallinen Grundgebirge vorherrschenden Gesteine von $2,70 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ aus, die bei der Massenreduktion für den zwischen dem Mittelgelände und NN gelegenen Bereich angewendet wurde, dann lassen sich die anomaliebildenden Komponenten prinzipiell ausgliedern.

Gegenüber den Dichtewerten zeigt die magnetische Suszeptibilität eine bedeutend größere Streuung. Insbesondere läßt sich aus Tab. 1 entnehmen, daß eine Vielzahl von Gesteinen, die im gravimetrischen Bild anomalieerzeugend sind, wie z.B. der Granit von Markersbach, über eine außerordentlich geringe Suszeptibilität verfügen und damit nicht im magnetischen Meßbild erscheinen. Tab. 2 zeigt, welche der anstehenden Gesteine sowohl gravimetrische als auch magnetische Anomalien bedingen.

Ausgehend von der gemessenen Feldverteilung (LINDNER 1970 [16]), wird zunächst eine Achsen- und Gradientenkarte entwickelt (Abb. 6), in der die wesentlichsten regionalen und lokalen Komponenten des Schwerebildes dargestellt sind. Zusätzlich zu dieser Darstellung erfolgt die Berechnung von Feldtransformationen mit der Zielstellung, die im gemessenen Schwerefeld integral erfaßten Quellen aus den verschiedenen Stockwerksbereichen zu trennen und bestimmten Teufen zuzuordnen. Zur Lösung dieser Zielstellung wird auf zwei g_{zz} -Darstellungen nach GROSSE (1967) [6] zurückgegriffen, deren Empfindlichkeitsmaxima für einen zylinderförmigen Störkörper bei etwa 3,0 und 7 km liegen (Abb. 8 und 9).

Eine wichtige Ergänzung bei der Deutung des gravimetrischen Meßbildes sind die magnetischen Aufnahmen im Bereich des Elbe-Lineamentes und seiner Randgebiete (Abb. 7). Die von DDR-Bearbeitern durchgeführten Messungen wurden von Dr. M. LEHMANN (VEB Geophysik) zusammengestellt. Zu den übrigen Messungen, insbesondere zur älteren Aufnahme von MERBT (1940) [18], bestehen keine niveaugerechten Anschlüsse, so daß hier nur die Grundtendenz der magnetischen Anomalien beachtet werden kann.

Tab. 1. Mittlere Dichte- und Suszeptibilitätswerte von Gesteinen der Elbtalzone und ihrer Randgebiete (Dichte nach KOPF 1963, 1966; Suszeptibilität nach magnetischen Ergebnissen)

Gesteinsart	Dichte [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]	Suszeptibilität $\chi\cdot 10^6$ [cgs]
Känozoische Sedimente, ungegliedert	2,0	-
Kreidesedimente, ungegliedert	2,15	-
Buntsandstein	2,30	-
Pechstein	2,33	170
Dobritzer Quarzporphyr	2,35	< 40
Zehrener Quarzporphyr	2,44	< 40
Porphyrit	2,56	130
Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat	2,51	< 40
Stockgranit von Stolpen	2,58	< 40
Hornblendegranit des Meißener Massivs	2,58	380
Quarzporphyr (Osterzgebirge)	2,60	40
Rotliegendesedimente, ungegliedert	2,60	< 40
Turmalingranit	2,60	< 40
Granit von Markersbach	2,61	< 40
Granit von Zeidler	2,62	-
Porphyrischer Biotitgranodiorit des Meißener Massivs	2,62	350
Riesensteingranit	2,63	< 40
Grobkörnig-porphyrischer Biotitgranit von Rumburk	2,64	< 40
Biotitgranodiorit des Meißener Massivs	2,64	100
Hornblendegranodiorit des Meißener Massivs	2,67	440
Biotitgranodiorit von Laas	2,68	50
Grauwacke von Radeburg - Kamenz	2,68	< 40
Grauwacke von Radeburg - Kamenz, kontaktmetamorph	2,70	390
Quarzit	2,68	40
Unterer Grauer Gneis	2,69	< 40
Seidenberger Granodiorit	2,69	< 40
Porphyrischer Demitzer Granodiorit	2,69	55
Melaphyr	2,69	2550
Demitzer Granodiorit	2,70	< 40
Dohnaer Granodiorit	2,70	< 40
Hybridgranodiorit	2,72	< 40
Oberer Grauer Gneis	2,72	-
Hornblendesyenodiorit	2,72	1500
Kristalliner Kalk vom Seidewitzthal	2,74	-
Grauer Kalk von Kunnersdorf	2,75	-
Granodiorit- und Biotitgneis von Großenhain	2,75	< 40
Phyllit des Elbtalschiefergebirges	2,76	< 40
Weesensteiner Grauwacke	2,78	< 40
Pyroxengranodiorit des Meißener Massivs	2,78	1120
Kontaktgestein des Markersbacher Granits	2,80	< 40
Kristalliner Kalkstein	2,81	-
Pyroxensyenodiorit	2,82	4000
Tonschiefer und Diabastuffe des Elbtalschiefergebirges	2,82	-
Diabastuffe		600
Diabas	2,90	< 40
Diabastuff, kontaktmetamorph	2,97	1000
Basalt, ungegliedert	2,99	1000

Tab. 2. Gravimetrische und magnetische Anomalien verursachende Gesteine
($\rho > 2,70 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; $\chi > 100\cdot 10^6 \text{ cgs}$)

Magmatite	Metamorphite
Pechstein	Grauwacke, kontaktmetamorph
Porphyrit	Diabastuff
Hornblendegranodiorit	
Biotitgranodiorit	
Melaphyr	
Hornblendesyenodiorit	
Pyroxensyenodiorit	
Basalt	

3.2. Deutung der geophysikalischen Meßergebnisse

3.2.1. Aussagen über den tieferen Stockwerksbereich

Im zentralen Teil des Elbe-Lineamentes kann eine Häufung im allgemeinen NW—SE gerichteter Elemente in der gravimetrischen Achsen- und Gradientenkarte festgestellt werden, unter denen besonders die Minusachse Markersbach - Meißen hervorzuheben ist. Diese Minusachse zeigt eine deutliche Parallelität zu dem im NE verlaufenden kräftigen und einheitlichen Gradientenmaximum Ortrand - Schirgiswalde und zu der im äußersten NE gelegenen regionalen Plusachse Bernsdorf - Elstra. Beide Anomalien kennzeichnen die peripheren beziehungsweise zentrale Teile des Schwerehochs von Bernsdorf - Kamenz, das im wesentlichen durch eine schwellenartige Heraushebung der Gabbroschicht gedeutet werden kann (LINDNER 1967 [157]).

In Richtung zum Elbe-Lineament muß südwestlich der skizzierten Schwereflanke Ortrand - Schirgiswalde aus dem Charakter des regionalen gravimetrischen Bildes und der geologischen Situation auf ein Abfallen dieser Krustendiskontinuität geschlossen werden. Die Frage, inwieweit dieser Tendenz noch von anderen, in größeren Tiefen verwurzelten Materialgrenzen (u.U. MOHORoviČIĆ-Diskontinuität) entsprochen wird, muß infolge Fehlens seismischer Ergebnisse vorerst noch offenbleiben.

Dieser grundsätzlich verschiedene Bau tieferer Teile der Kruste beider Einheiten führt zu der Vermutung, daß die Hochlage des basischen Substrates auch die geologischen Verhältnisse in den sich anschließenden peripheren Bereichen mitausgestaltet hat. Das scheint besonders im SE-Teil des Elbe-Lineamentes der Fall zu sein. Verschiedene der hier vorhandenen und dem oberen Stockwerk zuzuordnenden Anomalien zeigen einen deutlichen Trend zur NW—SE-Richtung und folgen damit dem Flankenbereich der vom Schwerebild angezeigten benachbarten Hochlage der Gabbroschicht. Als Beispiele sind hier zu nennen:

- a) Die deutliche Schwereplusachse, die sich westlich von Dresden bis südlich von Bad Schandau ausgliedern läßt, kennzeichnet zusammen mit den hier auftretenden magnetischen Anomalien den Verlauf des Elbtalschiefergebirges. Aus dem Abbrechen des positiven magnetischen Anomalienzuges nördlich von Děčín ist anzunehmen, daß keine stetige Fortsetzung des mittelsächsischen Zuges bis zum Jeschken besteht, was möglicherweise auf eine Störung zurückzuführen ist.
- b) Der Verlauf des Gradientenmaximums, das sich über Großenhain (nördlich von Meißen), östlich von Dresden bis östlich von Bad Schandau ausgliedern und sich mit dem Verlauf der Westlausitzer Störung beziehungsweise von Abschnitten der Lausitzer Störung korrelieren läßt. Östlich von Bad Schandau findet im Bereich des "Bewegungsscharniers von Zeidler" (VON STAFF 1914 [337]) eine Aufspaltung des Gradientenmaximums statt. Während die südliche Komponente der Lausitzer Störung folgt, verläuft der nördliche Anteil (Schwereflanke von Ebersbach - Bernstadt) der SE-Flanke des Schwerehochs von Bernsdorf - Kamenz parallel.

Das Gesagte spricht für einen verhältnismäßig großen Tiefgang des Elbe-Lineamentes. Wesentlich erscheint in diesem Zusammenhang die Frage, ob die besonders im Deckgebirge in Erscheinung tretenden Querelemente sich im magmatischen Unterbau noch nachweisen lassen und wie tief sie wurzeln.

Von NW nach SE fortschreitend, kann zunächst für den zwischen Nünchritz und Radebeul gelegenen Abschnitt des Elbe-Lineamentes ein NW—SE gestrecktes g_{zz} (IX)-Minimum beobachtet werden (Minimum des Meißener Massivs). Diese Anomalie erfaßt sowohl beide Teile des Meißener Eruptivgebietes als auch die granitischen, granodioritischen und merkwürdigerweise auch syenodioritischen Magmatite des Meißener Massivs. Das Minimum zeigt eine deutliche räumliche Beziehung und insbesondere die gleiche Streichrichtung wie die hier vorhandenen magnetischen Anomalien. Anhaltspunkte für SW—NE orientierte Querelemente im Bereich tieferer Stockwerke lassen sich aus dem Schwerebild nicht gewinnen. Dagegen enthält die magnetische Karte verschiedene Hinweise für SW—NE gerichtete Störungszonen, unter denen besonders die im NW von Meißen gelegene hervorzuheben ist. Allem Anschein nach erklärt das Auftreten dieser Störung die stofflichen Unterschiede zwischen den Syenodioriten im Gebiet von Riesa (Augitsyenodiorit) und im Bereich des Meißener Massivs (Hornblendesyenodiorit). Eine weitere SW—NE verlaufende Störung scheint nach dem magnetischen Bild südöstlich von Meißen zu verlaufen. Sie durchquert das gesamte Meißener Massiv und setzt sich bis in das Lausitzer Grundgebirge fort.

In südöstlicher Richtung kann den Feldtransformationen mit wachsenden Quellentiefen ein Zurücktreten NW—SE gerichteter Anomalien zugunsten SW—NE streichender Elemente entnommen werden. Zunächst läßt sich im Gebiet von Dresden eine Zone SW—NE orientierter g_{zz} (IX)-Maxima ausgliedern (Maximum von Kreischa - Radeberg). Diese Anomalie muß nach der zugehörigen Tiefencharakteristik ihre Quellen in verhältnismäßig großer Tiefe haben und kennzeichnet ganz offensichtlich ein tektonisches Querelement innerhalb der Elbtalzone, das sich allem Anschein nach aus dem Lausitzer Massiv heraus entwickelt. Dieses Querelement liegt in der SW-Verlängerung der in den Feldtransformationen sowohl für tiefe als auch für höhergelegene Stockwerke ersichtlichen, mehr oder weniger breiten Minuszone Bischofswerda - Bautzen (LINDNER 1970 [16]). Diese Minuszone, die das Schwerehoch von Bernsdorf - Kamenz in zwei Anteile aufspaltet und dem SE-Rand des Schwerehochs deutlich parallel verläuft, bestätigt weitgehend die von HIRSCHMANN (1966) [17] angedeutete Störungszone Pillnitz - Bischofswerda - Klix. Die NW-Flanke des g_{zz} (IX)-Maximums von Kreischa - Radeberg zeigt räumliche Beziehung zu dem von MÖBUS (1964) [20] herausgearbeiteten Querversatz der Westlausitzer Störung im Gebiet von Dresden. Dagegen verläuft die SE-Flanke der Anomalie annähernd konform mit dem nordwestlichen Flügel der Mittelerzgebirgischen Störungszone und entspricht in der Tendenz auch dem hier gelegenen Vorsprung der Lausitzer Überschiebung nach NE (Borsberg-Linie).

Die Abzeichnung der genannten tektonischen Elemente in den auf tiefe Stockwerke ansprechenden Feldtransformationen könnte auf deren in größerer Krustentiefe verwurzelte Anlage schließen lassen. Damit ergeben sich weitere Anhaltspunkte für die Vorstellung, daß sowohl die Westlausitzer Störung als auch die Lausitzer Störung vielfach älteren und tieferreichenden Störungszonen folgen, wie es auch FEDIUK u.a. (1968) [5] und MÖBUS (1966) [21] angenommen haben. Gleichzeitig erweist sich der das Schwerehoch von Bernsdorf - Kamenz stark differenzierende Minusbereich Bischofswerda - Bautzen als Schwächezone, welche die Fortsetzung des NW-Flügels der Mittelerzgebirgischen Störungszone im Gebiet des Lausitzer Massivs darstellt. Die vorliegenden gravimetrischen Ergebnisse sind hier für eine substantielle Aussage nur bedingt geeignet. Es wird daher für die Deutung des g_{zz} (IX)-Maximums von Kreischa - Radeberg vorerst eine im Bereich der Basis der Granitschicht bzw. des hier gelegenen Abschnittes des granitischen Tiefenkörpers gelegene Schwelle intermediärer bzw. basischer Gesteine mit Vorbehalt zur Diskussion gestellt.

Südöstlich des Maximums Kreischa - Radeberg erscheint nordwestlich von Bad Schandau die auffällige, ebenfalls SW—NE gerichtete g_{zz} (IX)-Minuszone Berggießhübel - Stolpen. Bezüglich der Quellentiefe für diese Anomalie gilt prinzipiell das gleiche wie für die oben genannte Pluszone Kreischa - Radeberg. Im Gegensatz zu dieser gravimetrischen Anomalie entwickelt sich die Minuszone Berggießhübel - Stolpen offensichtlich aus dem Bereich des Osterzgebirges, wobei der SW-Abschnitt der Minuszone in Richtung des Massivs von Altenberg - Schellerhau deutet. Der Zentralbereich des g_{zz} (IX)-Minimums läßt sich mit dem SE-Flügel der Mittelerzgebirgischen Störungszone vergleichen, so daß auch für diesen Teil der Störung eine beträchtliche Tiefenreichweite wahrscheinlich ist. Andererseits könnte auf Grund der Beziehungen zwischen der geologischen Situation und dem geophysikalischen Bild westlich der Elbe eine Verlängerung des SE-Flügels der Mittelerzgebirgischen Störungszone bis in das Gebiet von Stolpen durchaus diskutiert werden. Die in der Minuszone Berggießhübel - Stolpen anstehenden Granitkörper von Markersbach und Stolpen berechtigen zu der Annahme, daß das g_{zz} (IX)-Minimum einen tiefgelegenen Ausläufer des granitischen Tiefenkörpers kennzeichnet, der nach dem Schwerebild als echter Querpluton zur Elbtalzone im Sinne von BEHR (1968) [17] ausgewiesen wird.

Die stofflichen Unterschiede zwischen beiden Graniten sollten dabei als Ausdruck der Verschiedenartigkeit des in die Paläogenese einbezogenen Altbestandes beiderseits des Lineamentes angesehen werden. Vermutlich stellen sie in erster Linie Besonderheiten des oberen Stockwerks dar, dessen petrophysikalische Eigenheiten von höherauflösenden g_{zz} -Darstellungen angedeutet werden, die auch die oberflächengeologisch bekannte Trennung zwischen beiden Vorkommen belegen.

Für eine der wesentlichsten tektonischen Querzonen des Elbe-Lineamentes, den Erzgebirgsrandbruch, lassen sich aus dem Schwerebild nur in den g_{zz} -Darstellungen für höhere und mittlere Stockwerke Hinweise gewinnen. Hier wird der von der Kartendarstellung erfaßte Bereich des Bruches durch die g_{zz} (VI)-Nulllinie vom W-Rand der Abb. 8 bis Děčín sicher erfaßt. Der weitere Verlauf dieser Störung in östlicher Richtung erscheint im Schwerebild nicht. Das Zurücktreten des Bruches in der g_{zz} (IX)-Darstellung ist nicht als Beweis für eine Beschränkung der Tiefenreichweite zu werten, sondern kennzeichnet die relativ geringe Breite der Störung. Im aeromagnetischen Bild der ČSSR (MAN 1967 [17]) kommt der Erzgebirgsrandbruch nicht zum Ausdruck, obwohl andererseits das Anomaliengefüge südlich des Erzgebirges vielfach SW—NE gerichtete Elemente enthält.

Eine der kräftigsten geophysikalischen Indikationen, die den SE-Abschnitt des Elbe-Lineamentes quer durchsetzen, stellt das vom Fichtelgebirge über den S-Rand des Slavkovský-les- (Kaiserwald-)Massivs bis zur E-Begrenzung des Iser-Riesengebirges verlaufende gravimetrische Gradientenmaximum Mariánské Lázně - Č. Lipa - Svoboda dar, das mit dem S-Rand des varistischen granitischen Tiefenkörpers interpretiert wird (LINDNER 1967, 1970 [15, 16]). Dieses außerhalb der vorliegenden Kartendarstellungen gelegene Gradientenmaximum ist nach dem Schwerebild als echter Tiefenbruch zu verstehen, der sich mindestens bis zur Gabbroschicht fortsetzt.

Der von WATZNAUER (1964) [40] und später von KOPECKY & SATTRAN (1966) [8] herausgearbeitete Verlauf des Tiefenbruchs zwischen den Doupovské hory (Duppauer Gebirge) und Litomeřice könnte damit u.U. besonders im Hinblick auf mögliche Fortsetzung über das Elbe-Lineament nach E präzisiert werden.

Zusammenfassend lassen sich damit aus dem geophysikalischen Bild folgende Ergebnisse gewinnen:

- a) Das aus geologischen Beobachtungen abgeleitete Hervortreten SW—NE gerichteter tektonischer Komponenten in südöstlicher Richtung, die das Elbe-Lineament als Querstrukturen durchschneiden, wird vom gravimetrischen und teilweise auch vom magnetischen Meßbild bestätigt.
- b) Aus dem Auftreten SW—NE gerichteter g_{zz} -Anomalien in den Feldtransformationen für tiefere Stockwerksbereiche und deren Beziehung zu geologischen Besonderheiten im Oberflächenbereich ist eine mehr oder weniger tief verwurzelte Anlage dieser Querstrukturen wahrscheinlich.
- c) Das Vordringen des granitischen Tiefenkörpers über das Elbe-Lineament nach E deutet seine Überwältigung im varistischen Zyklus durch plutogenetische Vorgänge an.
- d) Auch für prävaristische Zyklen ist auf Grund der Schwelle Kreischa - Radeberg mit einem vorübergehenden Zurücktreten der lineamenteigenen magmatisch-tektonischen Vorgänge zugunsten einer Quertektonik zu rechnen.

3.2.2. Aussagen über den oberen Stockwerksbereich

In der auf verhältnismäßig tiefe Stockwerksbereiche ansprechenden g_{zz} (IX)-Karte (Abb. 9) wird der Bereich des Meißener Massivs als ziemlich einheitliches Minimum ausgewiesen, obwohl hier die schweren syenodioritischen Komponenten des Massivs eine relativ große Verbreitung erlangen. Während die magnetischen Messungen diese Gesteine durch scharf hervortretende Anomalien (Abb. 7) erfassen, kann gleiches von den die oberen Stockwerksbereiche erfassenden g_{zz} (VI)-Anomalien (Abb. 8) nicht gesagt werden. Dieser Effekt ist damit zu deuten, daß die syenodioritischen Körper entweder über eine begrenzte Mächtigkeit verfügen oder sich in der Tiefe nur aus relativ schmalen Förderspalteln entwickeln. Das Schwerebild sagt damit klar aus, daß an der Basis der Syenodiorite granitoide Gesteine mit Dichtewerten von weniger als $2,70 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ liegen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Komponenten des varistischen granitischen Tiefenkörpers, der hier einen der verschiedenen NW—SE gerichteten Rücken bildet (Rücken von Meißen nach LINDNER 1970 [167]) und im Gebiet der Elbtalzone die lineamentbezogene stoffliche Heterogenität zeigt.

Die Deutung der gravimetrischen Anomalien entspricht damit der aus geologischer Sicht abgeleiteten Erkenntnis, daß die Elbtalzone kein Querelement zum erzgebirgischen Strukturbaue darstellt, sondern sich ihm als Synklinalzone und magmatische Förderspaltel einordnet (TRÜGER, BEHR & REICHEL 1968 [397]). Bezeichnenderweise betonen die beiden Abschnitte des Meißener Eruptivgebietes deutlich das g_{zz} (IX)-Minimum, wobei der westlich Meißen gelegene Abschnitt in der g_{zz} (VI)-Karte besonders kräftige Anomalien bildet. Dieser Effekt belegt die größere Mächtigkeit der Rotliegend-Eruptiva gegenüber den Vorkommen westlich von Diesbar - Seußlitz.

Das nördlich von Meißen gelegene Gradientenmaximum entwickelt sich aus der N-Flanke des Minimums von Roßwein und kennzeichnet die nördliche Begrenzung des oberen Stockwerks der granitoiden Anteile des Meißener Massivs (LINDNER 1970 [167]). Ein Vordringen tiefergelegener peripherer Anteile des granitischen Tiefenkörpers über die Westlau-

sitzer Störung nach N ist nach der Ausweitung des g_{zz} (IX)-Minimums in diese Richtung nicht unwahrscheinlich.

An der SW-Flanke des Meißener Massivs bestehen im geophysikalischen Bild ähnliche Verhältnisse wie in NE. Während der intensive magnetische Gradient wiederum der Syenodioritgrenze folgt, verläuft die g_{zz} (VI)-Nulllinie innerhalb des Massivs. Es ist daher anzunehmen, daß hier die syenodioritischen Gesteine über die Begrenzung des oberen Stockwerks der granitischen Komponente nach SW vorgreifen. Das geophysikalische Bild bestätigt das von BEHR (1968) [1] aus gefügeanalytischer Sicht entwickelte Einfallen des Gesamtplutons nach NE.

Problematisch erscheint die Deutung der zwischen Dresden und Meißen verlaufenden und annähernd SW—NE gerichteten schwachen Plusachse (Maximum von Wilsdruff). Einer Deutung des SW-Abschnittes der Anomalie durch Pyroxensyenodiorit widerspricht das neue magnetische Bild. Eine Interpretation der Anomalie durch eine schwellenartige Einlagerung geringmagnetischer, jedoch schwerer basischer Gesteine ($\rho > 2,7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) wird mit Vorbehalt zur Diskussion gestellt.

Die vorhandenen geophysikalischen Anomalien im SE-Abschnitt der Elbtalzone kennzeichnen den Verlauf des Elbtalschiefergebirges und dessen Fortsetzung nach N-Böhmen. Südwestlich von Bad Schandau erscheint eine deutliche Unterbrechung der Schwereplusachse, die ihre Ursache im Granit von Markersbach hat. Dieser Pluton wird vom g_{zz} (VI)-Bild transformiert. Das vorhandene stark verlappte Minimum zeigt an, daß die Hauptmasse des Plutons östlich des bekannten Oberflächenaufschlusses zu suchen ist und daß dieser Granit eine relativ große Verbreitung im Untergrund aufweist, die im N bis südöstlich von Dresden und im S bis zur Staatsgrenze reicht.

Analog zum uneinheitlich aufgebauten g_{zz} (VI)-Minimum, in dem sowohl die NW—SE- als auch untergeordnet die SW—NE-Richtung dominieren, ist die Streuung im gefügeanalytischen Bild. BEHR (1968) [1] konnte neben der WNW—ESE- insbesondere eine SW—NE-Orientierung des Quarzgefüges ableiten. Nach der im g_{zz} (IX)-Bild hervortretenden SW—NE-Richtung erscheint zumindest eine Komponente der Ausrichtung des Gefügeinventars in relativ großen Stockwerkstiefen verwurzelt.

Im SE von Stolpen erscheint eine deutliche Aufspaltung des längs der Lausitzer Überschiebung verlaufenden Gradientenmaximums und daran geknüpft ein kräftiges g_{zz} (VI)-Minimum. Der im SE-Teil der Anomalie anstehende Granit von Stolpen berechtigt zu der Annahme, daß das gesamte Minimum auf diesen Magmatit zurückzuführen ist. Das Schwerebild widerspricht damit der von MÜLLER & BEHR (1968) [2] entwickelten Vorstellung, daß es sich bei dem Vorkommen um keinen Pluton, sondern um ein gangartiges Vorkommen handelt. Der gangartige Habitus des Granits scheint damit nur auf den Oberflächenbereich beschränkt zu sein. Die deutliche NW—SE-Orientierung der Anomalie entspricht der von MÜLLER & BEHR (1968) [2] herausgearbeiteten NW—SE-Streckung des Quarzgefüges.

4. Zusammenfassung

Als Ergebnis der Untersuchungen schält sich das folgende Bild heraus: Das regionale Geschehen seit den varistischen orogenen Vorgängen bis zur Oberkreide beziehungsweise bis zum rezenten Stadium läßt sich unter einem einheitlichen Bild zusammenfassen. Dies deutet darauf hin, daß die globale Uranlage älter ist als das Varistikum. Der Charakter der Grundanlage ist ein tiefliegendes Bruchsystem, das dem europäischen Schollensystem entspricht. Wo das genetisch selbständige varistische Orogen einer Bruchzone parallel läuft, wird diese in den Trogverband aufgenommen. Dies trifft für den Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes zu. Wo eine Bruchzone den Orogengürtel schräg trifft, wird diese im Oberflächenbereich überspielt, bleibt aber in der Tiefe wirksam. Das tektonische Bild wird mit zunehmender Tiefe ausgeglichener und schmiegt sich zunehmend der alten Anlage an. Aber auch in den beiden oberen Stockwerken wird die alte Anlage, entsprechend dem Materialbestand abgewandelt, wirksam. Eine Abscherungsfläche regionalen Ausmaßes ist für den erfaßten Tiefenbereich nicht nachweisbar.

Literatur

- [1] BEHR, H.-J. Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges, II. Teil.
Freib. Forsch.-H. C 219 (1968), S. 33-97
- [2] CLOSS, H.; PLAUMANN, S. Gedanken zur Tektonik im Oberrheingraben auf Grund von Schweremessungen.
Geol. Jb. 85 (1968), S. 371-382
- [3] DECKER, F. Beiträge zur Kenntnis des Cenomans im Elbsandsteingebirge.
Ber. geol. Ges. DDR 8 (1963) 2, S. 141-151
- [4] DECKER, F. Die Geologie der sächsischen Elbtalkreide nach neuen Tiefbohrungen.
Unveröff. Diss. Bergakad. Freiberg 1968, 148 S.
- [5] FEDIUK, F.; u.a. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes der Lausitzer Störung in der Umgebung von Krasna Lipa.
Rozpr. českoslov. Akad. Věd 68 (1958), S. 37-42
- [6] GROSSE, S. Methodische Untersuchungen zur stockwerksgegliederten Interpretation von Schwerefeldern mittels Potentialfeldtransformation.
Diss. Bergakad. Freiberg 1967 (unveröff.)
- [7] MIRSCHMANN, G. Assynthetische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Lausitz unter spezieller Berücksichtigung des östlichen Görlitzer Schiefergebirges.
Freib. Forsch.-H. C 212 (1966), 146 S.
- [8] KOPECKY, L.; SATTRAN, V. Buried occurrences of the pyrope-peridotite and the structure of the crystalline basement in the extreme SW of the Česko středohoří mountains.
Geol. průzkum 4 (1966), S. 65-86
- [9] KOPF, M. Studien zur Methodik der geologischen Auswertung geomagnetischer Untersuchungsergebnisse, dargestellt am Beispiel des Elbtalschiefergebirges.
Geophys. u. Geol. 1 (1959), S. 48-60

- [10] KOPF, M. Dichtebestimmungen an Gesteinen des Osterzgebirges. Freib. Forsch.-H. C 144 (1963), S. 1-36
- [11] KOPF, M. Die Untersuchungen physikalischer Eigenschaften von granitischen Gesteinen als neue Methode der Granitforschung. Geologie, Beih. 53 (1966), 135 S.
- [12] KRENKEL, E. Geologie und Bodenschätze Afrikas, 2. Aufl. Leipzig: Akadem. Verlagsges. Geest & Portig 1957
- [13] LANG, A. Vorläufige Ergebnisse rezenter vertikaler Krustenbewegungen aus Vergleichen von Präzisionsnivelements in der DDR. Peterm. geogr. Mitt. 109 (1965), S. 139-141
- [14] LAUTERBACH, R. Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der DDR. Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, Math.-nat. R. (1953/54) 3, S. 271-279
- [15] LINDNER, H. Vorläufige Ergebnisse der Gravimetermessungen im Raum Elbtalzone - Lausitzer Massiv - Westsudeten. Bergakademie 19 (1967), S. 431
- [16] LINDNER, H. Ergebnisse der Gravimetermessungen im Raum Elbtalzone - Lausitzer Massiv - Westsudeten. Unveröff. Diss. Bergakad. Freiberg 1970, 180 S.
- [17] MAN, O. Aeromagnetická mapa ČSSR. Regional Geology of Czechoslovakia, Geol. Atlas, Prague 1967
- [18] MERBT, H. Erdmagnetische Untersuchungen der westlichen Lausitz und des Elbsandsteingebirges und ihre Beziehung zum Gesteinsuntergrund. Preisschr. Fürstl. Jablonowskischen Ges. Leipzig, Nr. 57 (1940), S. 1-47
- [19] MIBUS, H.P. Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Elbsandsteingebirges unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. Unveröff. Diss. Bergakad. Freiberg 1968, 208 + 100 S.
- [20] MÖBUS, G. Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge - Elbtalzone - Lausitzer Grundgebirge - Westsudeten. Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem. etc. (1964) 5, 114 S.
- [21] MÖBUS, G. Die variszische Tektogenese in der Elbtalzone. Geologie 15 (1966), S. 6-18
- [22] MÜLLER, B.; BEHR, H.-J. Der Granit von Stolpen und seine Beziehungen zum Strukturbild der Westlausitz. Freib. Forsch.-H. C 241 (1968), S. 86-96
- [23] MÜLLER, B.; WÄCHTER, K. Beiträge zur Tektonik der Elbtalzone unter besonderer Berücksichtigung der Lausitzer Störung. Geodät. geophys. Veröff. R. III (1970) 18, 52 S.
- [24] OELSNER, CH. Ergebnisse der Gravimetermessungen im Osterzgebirge. Freib. Forsch.-H. C 144 (1963), S. 39-82

- [25] PICARD, L. On Afro-Arabian graben tectonios.
Geol. Rdsch. 59 (1970), S. 337-381
- [26] PIETZSCH, K. Abriß der Geologie von Sachsen, 2. Aufl.
Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften
1956
- [27] PIETZSCH, K. Geologie von Sachsen.
Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften
1962
- [28] PLAUMANN, S. Kontinuierliche Schweremessungen im Roten Meer mit
einem Askania-Seegravimeter vom Typ Gss 2 nach Graf.
Z. Geophysik 29 (1963) 5, S. 233-256
- [29] REICHEL, W. Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des
Döhlener Beckens bei Dresden.
Unveröff. Diss. Bergakad. Freiberg 1966
- [30] SCHWAB, G. Klufttektonische Untersuchungen der Nordlausit-
zer Grauwackenformation unter Berücksichtigung
der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergrano-
diorits.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie etc. (1962)
2, 80 S.
- [31] SOUKUP, J. Výskyt inoceramu ze skupiny subcardissoides v
česke křídě.
Sborník ústř. Úst. geol., oddíl paleont. 22 (1956),
S. 102-122
- [32] SPONHEUER, W. Untersuchungen zur Seismizität von Deutschland.
Veröff. Inst. Bodendynamik Erdbebenforsch. Jena
72 (1962), S. 23-52
- [33] STAFF, H. VON Die Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der
Lausitzer Überschiebung.
Geol. u. paläont. Abh. N.F. 13 (1914) 2, S. 85-123
- [34] STURM, F. Das sudetische Erdbeben vom 10. Januar 1901.
N. Jb. Min. Beil. - Bd. 16 (1903), S. 199-240
- [35] SUESS, F.E. Intrusions- und Wandertektonik im varistischen
Grundgebirge.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1926
- [36] TRÖGER, K.-A. Die Ausbildung der Kreide (Cenoman-Coniac) in der
Umrandung des Lausitzer Massives.
Geologie 13 (1964) 6/7, S. 717-730
- [37] TRÖGER, K.-A. Zusammenhänge der Sedimentation der sächsischen
Oberkreide mit Störungslinien des Untergrundes
unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes
zwischen Pirna, Königstein und Hohnstein (Sächsi-
sche Schweiz).
Geologie 15 (1966) 1, S. 57-66
- [38] TRÖGER, K.-A. Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen
Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis
Turon), Teil II: Stratigraphie und fazielle Aus-
bildung des Cenomans und Turons im nördlichen
Harzvorland (Subherzyne Kreide) und dem Ohmgebirge.
Abh. staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 13 (1969),
S. 1-70
- [39] TRÖGER, K.-A.; BEHR, H.-J.; REICHEL, W. Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbe-
Lineamentes im Bereich der Elbtalzone.
Freib. Forsch.-H. C 241 (1969), S. 71-95

- [40] WATZNAUER, A. Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums.
Geol. Rdsch. 54 (1964), S. 853-860
- [41] WIEDEMANN, F. Beobachtungen an der Mittelsächsischen Überschiebung.
Bergakademie 11 (1959), S. 181-186
- [42] ZEMÁNEK, V. Příklad magnetických anomálii severozapadne od Děčína.
Sborník geol. Věd, UG 5 (1966), S. 85-96

Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa¹⁾

Von HERMANN BRAUSE, Freiberg

Bei aller Liebe zum Detail ist es notwendig, an Modellvorstellungen weiterzuarbeiten, schon wegen der fruchtbaren Wechselbeziehungen zwischen geotektonischer Theorie und Wissenschaftspraxis. - Mit den ersten drei Abbildungen sollen Ausgangskonzeptionen verdeutlicht werden. Danach werden einige neue Erkenntnisse der letzten Jahre zusammengefaßt dargestellt. Am Schluß soll versucht werden, die eingangs genannten Grundkonzeptionen nach heutigem Wissensstand zu präzisieren. Ein Ziel ist es, neben den Stoff-Raum-Zeit-Funktionen auch an die Funktion Prozeß-Raum-Zeit zu denken.

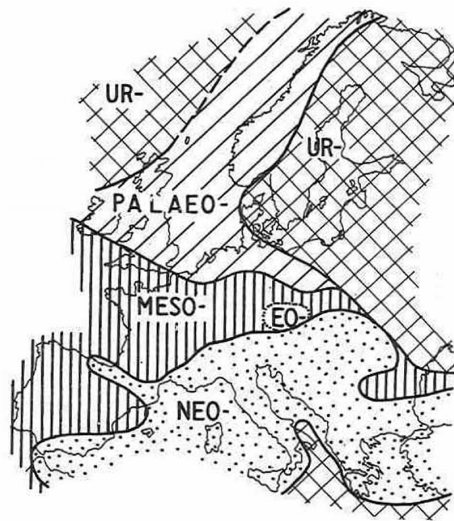
Abb. 1a zeigt die von STILLE (1924) [7] Anfang der zwanziger Jahre entwickelte Vorstellung vom Wachstum Europas. Dieses Bild beherrscht noch heute sehr viele Vorstellungen. Es muß von Anfang an so gewirkt haben, als hätte man damit den lange gesuchten Schlüssel zur Übersicht der "Riesenbrekzie Europa" gefunden. - Die Grundidee besteht darin, daß es im Norden zwei alte Kerngebiete gibt. Zwischen diesen und Ur-Afrika sollen sich das ganze Gebiet umfassende Geosynklinalen gebildet haben. Die zunächst entstandene Eo-Europa-Kruste wurde fast vollständig regeneriert, d.h. wieder zur Geosynklinale zurückgebildet. Von der nächsten, der kaledonischen Paläo-Europa-Kruste wurde im wesentlichen der Südteil regeneriert. Im neu entstandenen Mobilraum bildete sich das variszische Meso-Europa, welches auch wieder im Süden regeneriert wurde, wo sich dann schließlich das alpidische Neo-Europa bildete.

Immer wieder arbeitete STILLE die in den Folgejahren bekannt werdenden Fakten in sein Grundschema ein, bis hin zu den Abbildungen in den großen Arbeiten vom Anfang der 50er Jahre. Einige Fragen blieben immer relativ unklar, z.B. das Problem Eo-Europas. - Das Schema der Abb. 1a wurde von anderen Autoren sehr schnell übernommen. Es ist bemerkenswert, wie auch VON BUBNOFF sein im 1. Band der "Geologie von Europa" (1926) [3] dargelegtes Gliederungsschema von Europa verläßt und zum 2. Band (1930) noch einmal eine Einleitung bringt, in der dann die Schemata von STILLE und von KOSSMAT eingesetzt sind.

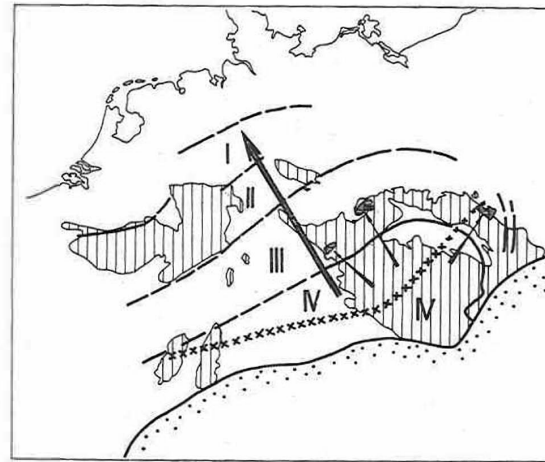
Heute, wo wir auf Schritt und Tritt alten ur-europäischen und anderen alten Bauteilen begegnen, stellen wir fest, daß es wahrscheinlich doch keine so umfassenden Regenerationen gab. Wir versuchen, die Geosynklinalen in ihrer komplexen Entwicklung zu verfolgen, und kommen dabei zu anderen Schlußfolgerungen, die schließlich dazu führen werden, auch das alte Leitbild vom Wachstum Europas zu modifizieren.

In den 20er Jahren entstanden noch mehrere große Synthesen zur Geologie Mitteleuropas. Gemeinsame Grundlage war der Aufbau auf den Ergebnissen der ersten großen Spezialkartierungsepoche. Eine der genialsten Theorien, der bis heute kaum widersprochen wurde, ist die sogenannte "Zonengliederung des varistischen Gebirges" von KOSSMAT (1927) [4] (Abb. 1b), der damit gewissermaßen der heute wiederauflebenden

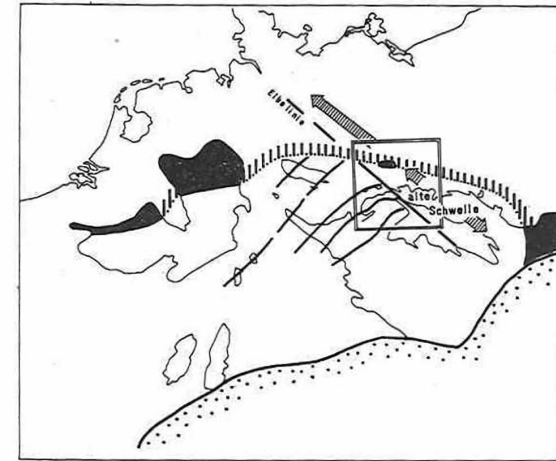
¹⁾ Mitteilung Nr. 2/72 aus dem VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg



a



b



c

Abb. 1 Einige ältere Modellvorstellungen zur geotektonischen Entwicklung Mitteleuropas

a: Entwicklungsschema für das Wachstum Europas nach STILLE (1924 bis 1951) [7, 8]

b: Zonengliederung des varistischen Gebirges nach KOSSMAT (1927) [4]

I - Westfälische Zone und Vorland (STILLE: subvariszische Vortiefe); II - Rhenoharzynische Zonen (STILLE: Rhenoharzynikum); III - Saxothuringische und Sudetische Zonen (STILLE: Saxothuringikum + Lugikum); IV - Moldanubische Region (STILLE: Moldanubikum);

Großer Pfeil - hypothetische, einheitlich nordwärts gerichtete Entwicklung; kleine Pfeile - Fernüberschiebungen der Zwischengebirge; Kreuzchenlinie - Alemannischer Gebirgsscheitel; senkrecht schraffiert - Grundgebirgsausstriche; punktiert - alpidisches Gebiet

c: Zu Vorstellungen nach 1930:

Östlich der stark betonten Elbelinie - alte Schwelle (Lugikum, Kaledonikum); schwarz - Karbon der Saumsenke, dazwischen als schraffierte Verbindungslinie: möglicher Südrand der Saumsenke; westlich der Elbelinie - variszische Großsattelachsen nach PIETZSCH (1922) [5]; umrandet Gebiet der Abbildungen 2 - 5

"Paläozoiden"-Vorstellung vorgriff. Allerdings waren bei ihm das alte Moldanubikum, die assyntischen Grauwackeneinheiten Sachsens usw. durchweg variszische Elemente, größtenteils auch stratigraphisch in das Paläozoikum datiert.

Es gibt auch dazu viele Einwände. Eine wesentliche Grundlage war z.B. die heute ganz überholte Theorie von der Fernüberschiebung der mitteleuropäischen Zwischengebirge - als Ausdruck für die scheinbar einheitliche N gerichtete Hauptvergenz. Anderslautende Hypothesen zum gleichen Problem gerieten in Vergessenheit (z.B. SCHOLTZ 1930 [6]; BORN 1921 [17]). - Oder wir wissen, daß der SE-Harz in mancherlei Hinsicht nicht mit dem Rheinischen Schiefergebirge vergleichbar ist; trotzdem halten wir an der zusammenfassenden KÖSSMATSchen Konstruktion der rhenoharzynen Zone fest.

Fast zur gleichen Zeit entwickelte sich die Vorstellung von einem ostelbischen Kaledonikum (Abb. 1c). Vielfach versuchte man, die KÖSSMATSche Zonengliederung mit der Vorstellung einer lugischen Schwelle zu kombinieren. In diesem Zusammenhang erhielt die Elbelinie eine sicher viel zu hoch gespielte Bedeutung. Diskussionsstoff brachten auch die Pritzwalker Anomalien in der Verlängerung der hypothetischen lugischen Schwelle.

Heute hat man andere Vorstellungen über das Ostelbische Massiv, und von den Kaledoniden in Lausitz und Sudeten ist nicht viel übrig geblieben. Trotzdem wird noch vielfach an der alten Schwellenvorstellung festgehalten, wenn man nun auch notgedrungen an eine v o r kaledonische Schwelle denkt. - Was uns heute sehr interessiert, sind Extrapolationen auf den verdeckten Norden. VON BUBNOFF und auch STILLE hatten dazu von "langdurchstreichenden Zonen" nördlich der lugischen Schwelle gesprochen. Ein Bindeglied zwischen dem westfälischen und dem oberschlesischen Oberkarbon sollte dabei das Karbon von Doberlug-Kirchhain sein. - Die "terra incognita" von STILLE ist heute am Verschwinden, und wir wissen auch zum letztgenannten Problem Neues.

Ausgangspunkt für die folgenden Überlegungen ist das in Abb. 1c umgrenzte Gebiet im SE der DDR. In der hier gebotenen Kürze stellen wir für dieses Gebiet fest:

1. Es gibt noch heute in relativ großem Umfang feststellbare assyntische Faltungsbereiche, die also nicht regeneriert sind.
2. Die Sedimentanalyse der verbreiteten Grauwacken erlaubt die Feststellung von noch älteren Baueinheiten, die als Liefergebiete älterer Magmatite, Sedimente und Regionalmetamorphite auftreten.
3. Verfolgen wir diese alten Baueinheiten, so erkennen wir, daß sie sich als stabile Schollen durch ihre unterschiedlichen Bewegungstendenzen in der Paläogeographie und Paläotektonik der Folgezeit bemerkbar machen. - Auf das Problem der räumlich/zeitlichen Zuordnung dieser Altbauteile müssen wir noch zu sprechen kommen.
4. Durch die assyntische Faltung sind verschiedene Teileinheiten zusammengeheftet worden; "verschweißt" kann man eigentlich nicht sagen, denn viele Nähte blieben noch ziemlich instabil.
5. In einigen Nahtbereichen bildeten sich im Kambrium Tröge aus, die mit geosynklinalähnlichen Sedimenten gefüllt wurden. Mit aller Vorsicht sind in Abb. 3 Extrapolationen für die primär sicher weitflächigere kambrische Sedimentation und Meeresbedeckung angegeben. Im Untersuchungsgebiet gab es aber wohl tatsäch-

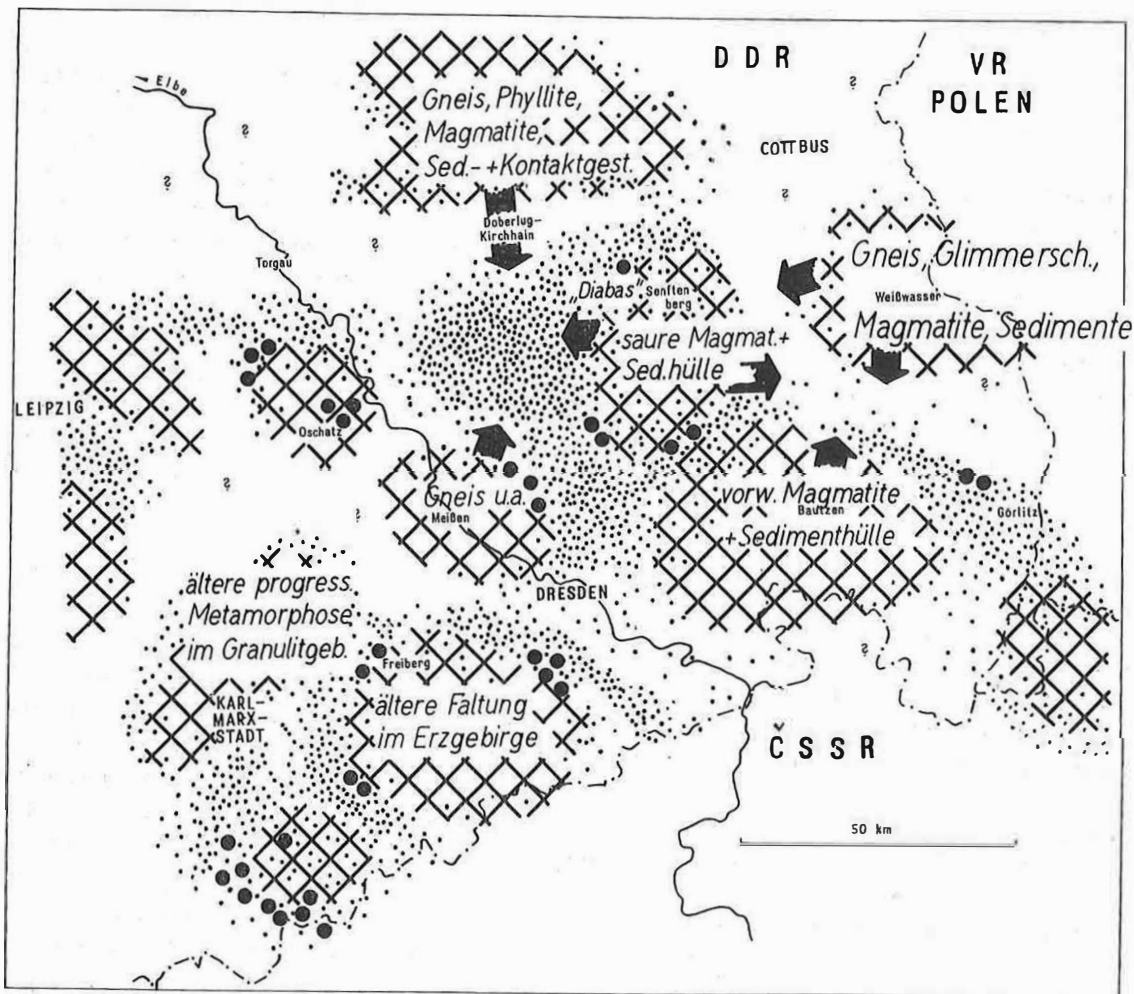


Abb. 2 Präkambrium

Punktiert - Verbreitung der jüngstpräkambrischen Grauwackenserien (nordsächsische Grauwacken, Lausitzer Grauwackeneinheit, Preßnitzer Serie), leicht extrapoliert; dicke Punkte - Konglomerat- bzw. Geröllvorkommen; schwarze Pfeile - Richtungen der Sedimentlieferung; Kreuzschraffur - wahrscheinliche ältere Schollen (= Teilblöcke von Saxobohemia)

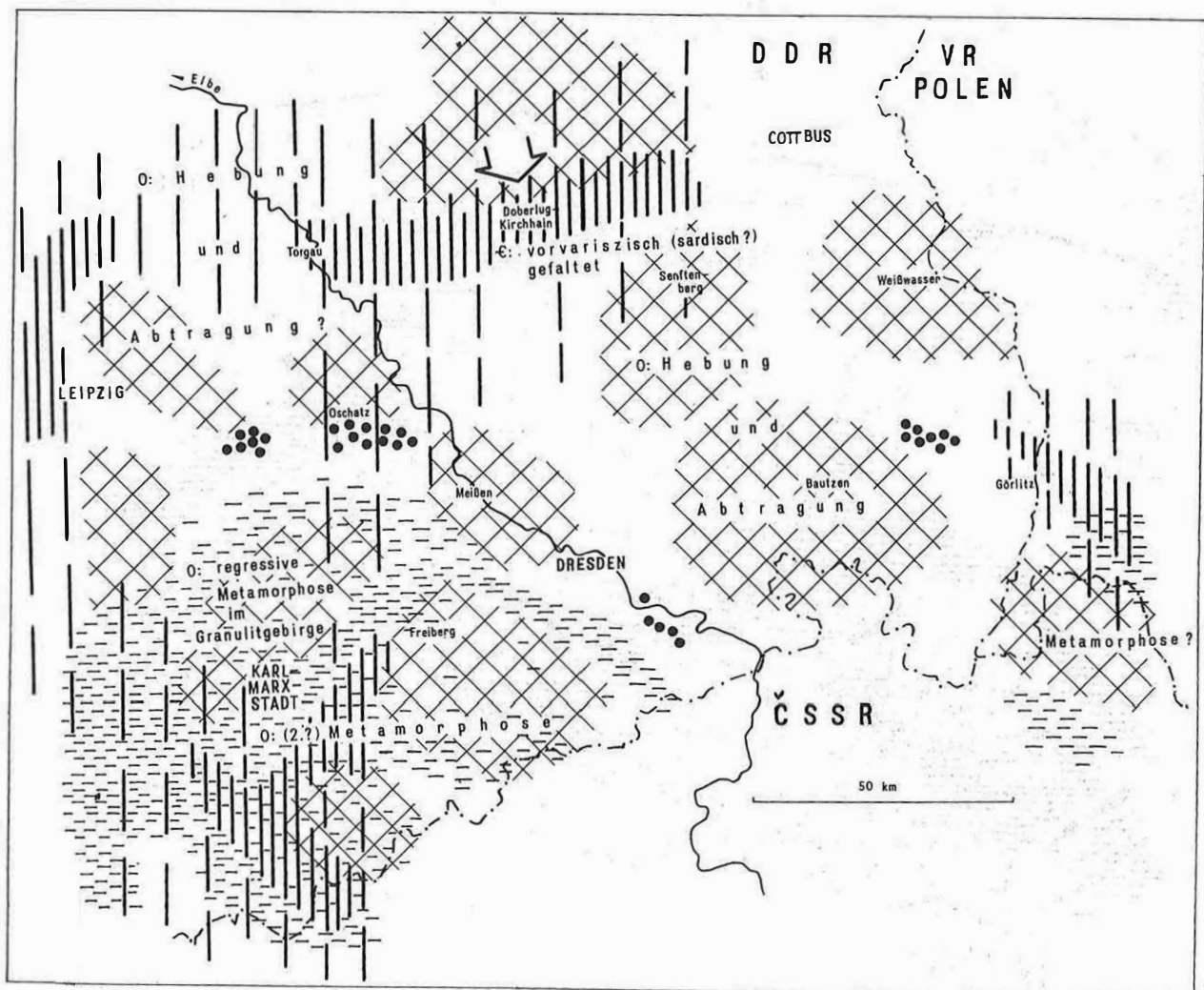


Abb. 3 Kambrium, frühes Ordovizium

Kreuzschraffur - alte Schollen (Teilblöcke), teilweise durch die assyn-
tische Faltung verbunden; dichtere senkrechte Schraffur - heutige Ver-
breitung von Kambrium; weite senkrechte Schraffur - Extrapolation;
Pfeil - Hauptrichtung der Sedimentlieferung für das Kambrium im Raum
Doberlug; kurze horizontale Striche - Verbreitung des frühen Ordovi-
ziums, leicht extrapoliert, teilweise Kambroordoviz? Hauptsächlich ton-
nig-feinsandige Folgen, heute vorwiegend regionalmetamorph; dicke
Punkte - konglomeratisch-quarzitische, geringer mächtige Bildungen,
nicht regionalmetamorph

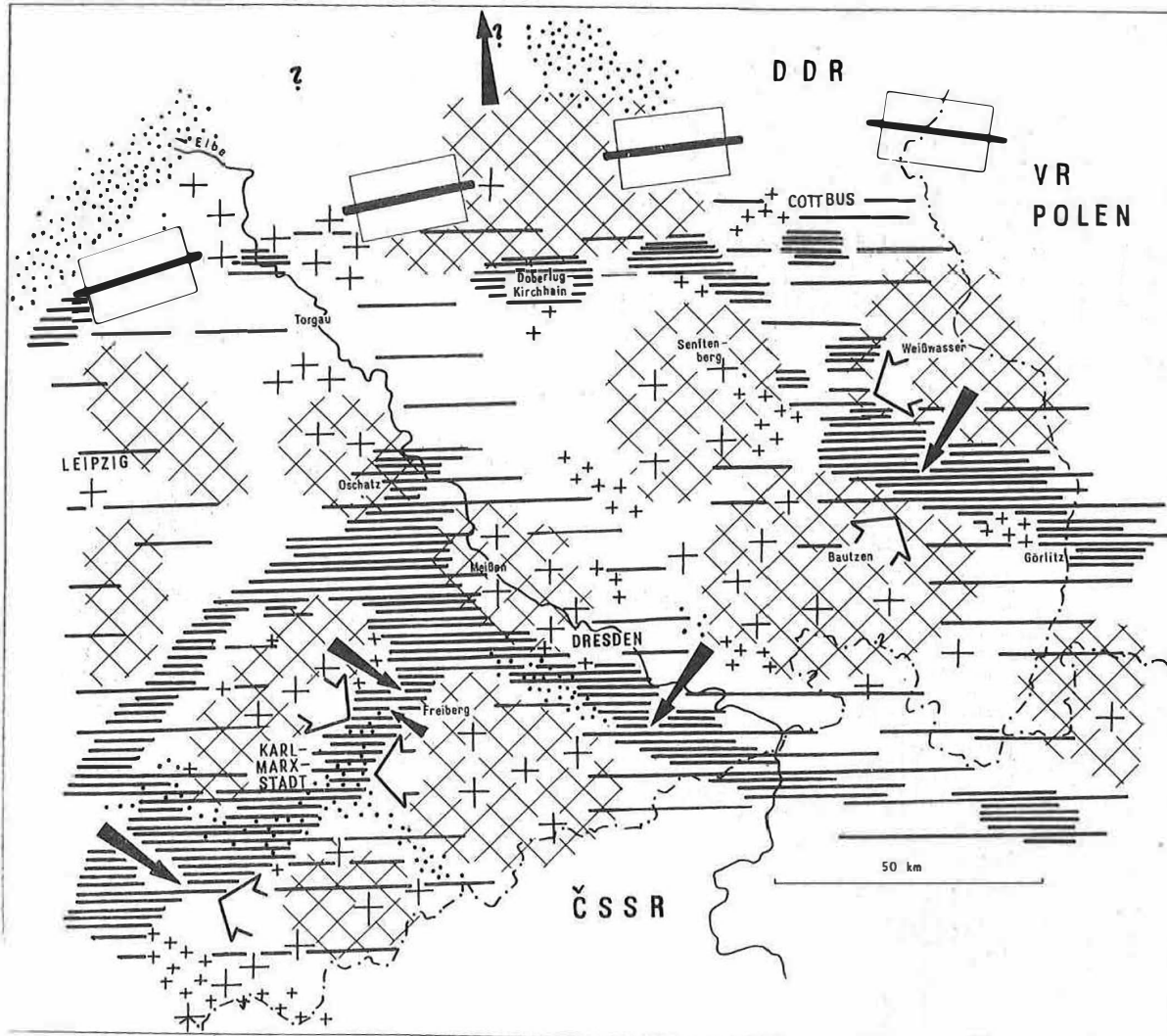


Abb. 4 Variszische Zeit (mittleres Ordovizium bis Karbon)

Kreuzschraffur - alte Schollen im Untergrund; enge horizontale Schraffur - Hauptsedimentationsgebiete, geosynklinale Teiltröge; weite horizontale Schraffur - Extrapolation; offene, breite Pfeile - Richtung der Sedimentlieferung; schwarze schlanke Pfeile - Hauptvergenzen der variszischen Faltung; Balkenlinie im Norden - Mitteldeutsche Scheitelungszone; punktiert - Molassetröge (intermontane Becken und Saaletrog im Bereich der Scheitelungszone); Kreuze - variszische Magmatite, durch kleinere Kreuze sind einige posttektonische Granite gekennzeichnet

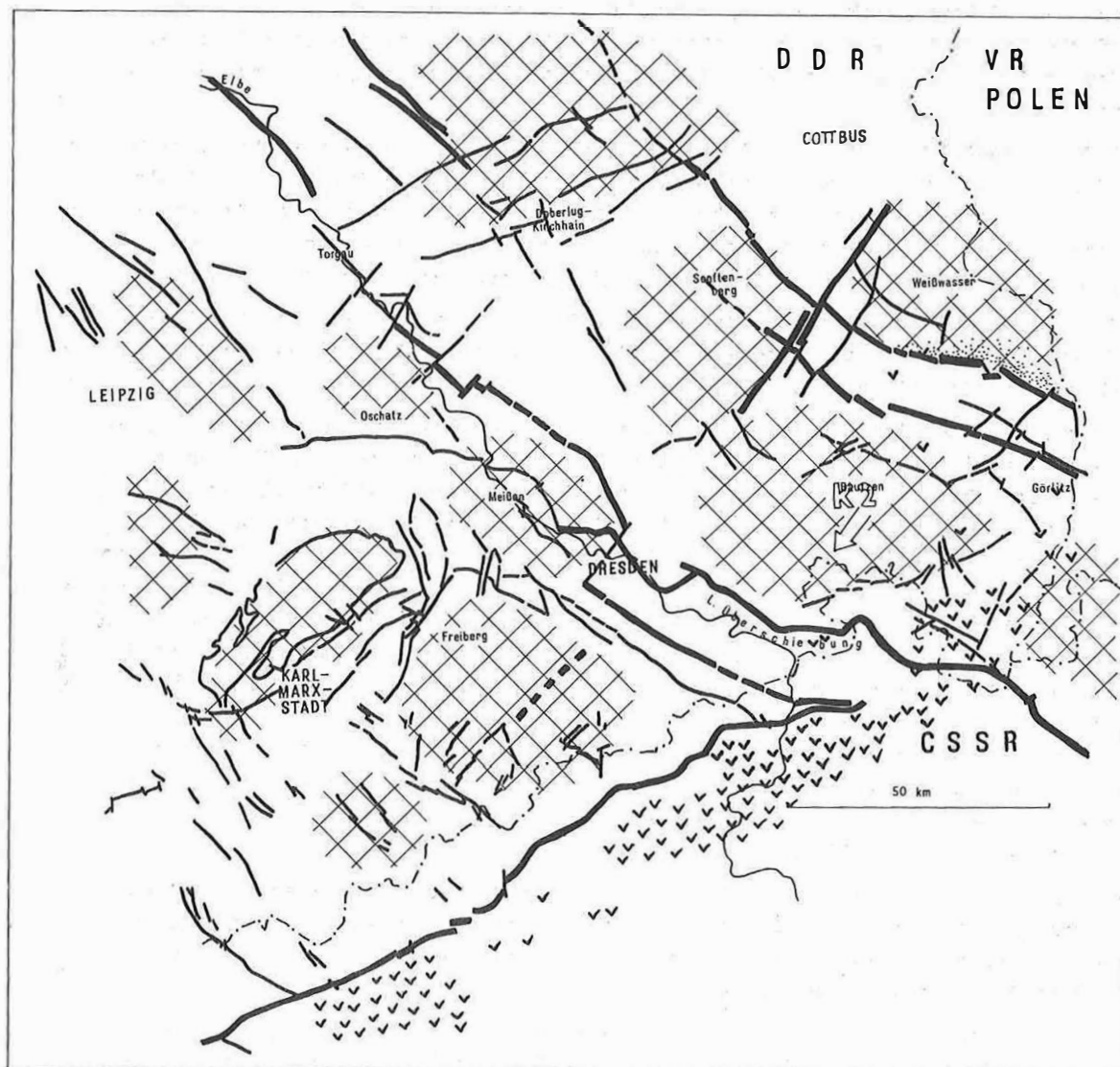


Abb. 5 Bruchtektonik

Die vorwiegend postvariszische Bruchtektonik betont mit ihren Maxima wiederum die Ränder der alten Teilblöcke. v-Signatur - Neovulkanite; fein punktiert - Mächtigkeitsmaximum des Santons hinter dem nach SW schiebenden Bautzener Teilblock, im SW dabei Lausitzer Überschiebung

lich einige besonders betonte Akkumulationsbereiche. Charakteristischerweise fehlen kambrische Sedimente an einigen an sich prädestinierten Stellen, wie der Elbtalzone, der Flöhatal-synklinale oder dem Frankenberger Zwischengebirge. - Von tektofazieller Seite her ist der Unterschied zwischen dem molassoiden Kambrium des Barrandiums und den geosynklinalähnlichen Faziesgruppierungen in Nordsachsen interessant.

6. Im tiefen Ordovizium gibt es wieder wesentlich andere Verteilungsgesetzmäßigkeiten. Das südwestsächsisch-vogtländische Gebiet zeichnet sich durch eine relativ kurzzeitige, sehr mächtige sandig-tonige Sedimentation und durch eine Regionalmetamorphose aus. Im Gegensatz dazu stehen geringmächtigere und betont sandig-konglomeratische Bildungen in den nicht regionalmetamorphen Gebieten ringsum.
7. Bei den verschiedenen Hebungen, Senkungen, Faltungerscheinungen, Metamorphosevorgängen und magmatischen Prozessen des frühen Paläozoikums gibt es vielfältige Beziehungen zu dem älteren Schollenmosaik.
8. Im Gegensatz zu den lokal unterschiedlichen Abläufen wird dann ab mittlerem Ordovizium die Entwicklungsgeschichte in allen Teilgebieten und weit darüber hinaus sehr einheitlich. Es stellen sich in gesetzmäßiger Folge tektofazielle Gruppierungen ein, wie sie für Geosynklinalentwicklungen allgemein typisch sind. Es beginnt die Zeit der variszischen Geosynklinale, die dann im Karbon mit dem orogentischen Stadium kulminiert. - Hinsichtlich der Quantität erkennen wir in unserem Raum, abgesehen von den allgemeinen Verbreitungsgrenzen, einzelne Haupttröge, die wiederum die Fugenbereiche des älteren Fundamentes betonen. Auch in bezug auf den Magmatismus gibt es wichtige Beziehungen zum alten Schollenbau. Häufig betonen die postkinematischen Granitoide die Nahtbereiche, während die älteren Magmatit-typen eher in die älteren Schwellen intrudierten. - Schließlich sind auch die intermontanen Molassebecken wieder in den alten Fugenbereichen angeordnet. Bemerkenswert ist, wie sich die Hauptsenke des Saaletroges zwischen dem alten Mosaik gewissermaßen hindurchschlängelt.
9. Um das Bild zu runden, gibt Abb. 5 noch eine Darstellung der vorwiegend postkarbonischen Bruchtektonik. Die Maxima der älteren und der jüngeren Bruchtektonik betonen wiederum die alten Schollengrenzen. Teilweise wird das noch durch die Verteilung der Neovulkanite bekräftigt.
10. Neben vertikalen gibt es auch jüngere horizontale Verschiebungen. Als Beispiel sei die Lausitz angeführt. Aller Wahrscheinlichkeit nach wird der Bautzener Teilblock im Santon etwas nach SW bewegt. Im nordöstlichen Hinterland entstehen Dehnungen; die Folge sind u.a. anomale und beträchtliche Mächtigkeitsanschwellungen des Santons. Im SW kommt es dagegen zu Einengungen und zum Ende oder zur weitgehenden Drosselung der Sedimentation im Elbtalgraben.

Die Dynamik des Geschehens im Untersuchungsgebiet konnte hier nur sehr skizzenhaft wiederholt werden. Vergleichen wir mit anderen Gebieten des Variszikums, so stellen wir fest, daß es trotz gleichem Grundrhythmus dynamisch unterschiedliche Varianten gibt. In Abb. 6 wurde versucht, das anzudeuten. Hauptgegensatz ist der Unterschied zwischen dem durch alte Bauteile gebremsten Südtail des mitteleuropäischen Variszikums und der sich in Teilgebieten frei - polar - entwickelnden Nordflanke. Der Unterschied wird durch sehr verschiedene Mächtigkeitsverhältnisse und besonders durch die ortsständige Entwicklung im Süden gegenüber den polaren, wellenförmigen Aktivitätsverlagerungen an der nördlichen Außenflanke ausgedrückt. Ich hatte zur Charakterisie-

rung dieser Unterschiede in der v a r i s z i s c h e n P a l ä o d y n a m i k von saxotyper und siegenotyper Entwicklung gesprochen (BRAUSE 1970 [27]). Ursachen für die unterschiedlichen paläodynamischen Abläufe sind die unterschiedlichen Entwicklungs m ö g l i c h k e i t e n , in erster Linie Unterschiede im Paläokrustenbau, allgemein gesagt, die verschiedene P a l ä o m o b i l i t ä t .

Bis dorthin, wo die präkambrisch stabilisierte Kruste reichte, war keine freizügige variszische Entwicklung möglich. Mit der schematischen Darstellung in Abb. 6 unten soll gleichzeitig der variszische Zuwachs an Krustenstabilität gezeigt werden. Es ist dabei zu betonen, daß es ein größeres Areal mit präkambrischer Stabilisierung gibt als nur das Český Massiv. Und es ist zu betonen, daß Mitteleuropa im Variszikum eindeutig nach Norden an dieses präkambrische Gebiet höherer Stabilität, also an Saxo-bohemia (BRAUSE 1970 [27]), angebaut wird.

Prinzipiell wäre nun der Schluß möglich, daß es nördlich der variszischen Krustenversteifung auch noch p o s t variszisch mobilen Restraum gegeben haben könnte. Die eingangs genannten Gegenhypothesen betreffen die kaledonische oder eine bereits ältere Versteifung des Nordens von Mitteleuropa. Ein Schlüssel zur Lösung liegt in der Betrachtung der Paläodynamik zu alpidischer Zeit, da diese die Paläomobilitätsverhältnisse widerspiegeln muß.

So, wie es bei uns im Frühpaläozoikum gleichzeitig mit dem Beginn der kaledonischen Entwicklung die oben angedeuteten Erscheinungen gibt, so treten in unserem Raum auch telekinetische syn-frühalpiner Vorgänge auf. Das sind die Randtrogerscheinungen (VOIGT 1962 [97]). In Abb. 7 sind die Gebiete mit kompletter Randtrogerentwicklung abgebildet. Für diese Gebiete ergibt sich einerseits der Nachweis für eine (noch) vorhandene Krustenmobilität, ohne die die beobachteten vertikalen und horizontalen Bewegungsabläufe undenkbar wären. Andererseits zeigt es sich, daß verschiedene Teilgebiete schon früher bekannter oder vermuteter älterer Stabilisierung umgangen wurden, weil dort eben keine entsprechend große Mobilität mehr vorhanden war (Brabanter Massiv, Ringköbing-Fünen-Hoch, Ostelbisches Massiv usw.). - Allgemein bilden die Randtrogerscheinungen einen großen Bogen ab, der im Mittel etwa 600 km nördlich vom Alpennordrand verläuft. Bei diesem Bogen gibt es natürlich Lücken und Ausstülpungen; hinzuweisen wäre besonders auf das weit nach Süden reichende Gebiet der Altmark. - Es verblieb also in Teilgebieten des nördlichen Mitteleuropas relativ mobiler Restraum, der auch heute noch nicht durch eine Orogenese versteift worden ist.

Kommen wir auf die eingangs geschilderten Grundvorstellungen zurück! - Das Wachstum Mitteleuropas müßte man so darstellen (Abb. 8a), daß die Hauptentwicklungsrichtung von Süden nach Norden erkennbar ist. Außerdem müssen wir die Vielzahl noch vorhandener Altsubstanz zum Ausdruck bringen. Im jeweils noch nicht verfestigten Raum gab es neben den Hauptgeosynklinal- und -orogenese-Gebieten sowohl synkaledonische als auch synvariszische und synalpidische telekinetische Aktivitäten.

Die KOSSMATsche Zonengliederung müßte man durch M a ß angaben des variszischen Gebirgsbogens ergänzen (Abb. 8b). Die einheitliche Nordvergenz ist zu streichen. Es ergibt sich eine Mittelachse im Bereich der Mitteldeutschen Scheitelungszone; Nord- und Südflanke sind angenähert gleich breit. Der Südteil des Orogens entwickelte sich über dem älteren Unterbau Saxobohemia.

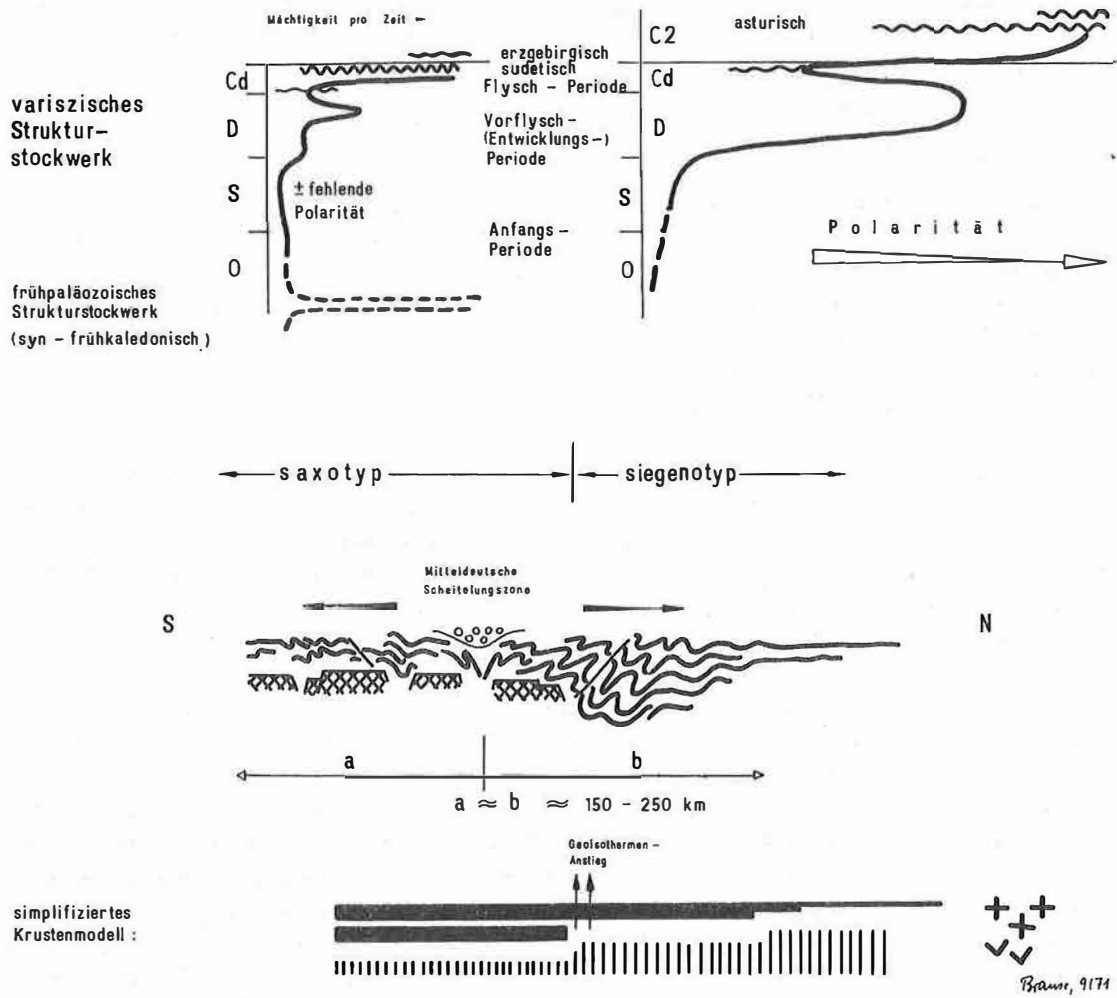


Abb. 6 Zur Entwicklung des mitteleuropäischen Variszikums

Oben - Schematische Kurven zur Mächtigkeitentwicklung. Im Süden ortsständig, vorwiegend in begrenzten Räumen zwischen bereits stabilen Teilblöcken, kleinere Mächtigkeiten. Im Norden bei gleichem Grundrhythmus der Mächtigkeit und gleicher tectofazieller Entwicklung polare, freizügige Aktivitätsverlagerung, größere Mächtigkeiten.

Mitte - Schematisches Querprofil des mitteleuropäischen Orogens. Im Süden über Teilblöcken des alten Unterbaues gebremste, saxotype Entwicklung. Im Norden wenigstens gebietsweise freizügige, siegenotype Entwicklung. In der Achse des Gebirges Saar-Saale-Trog. Pfeile = Hauptvergenzen. Südflanke (a) und Nordflanke (b) sind größenordnungsmäßig gleich breit.

Unten - Zum Krustenmodell. Schwarze Balken - orogenetisch versteifte, d.h. gefaltete, magmatitdurchtränkte und teilweise regionalmetamorphe sialische Oberkruste (= "Granitschicht"?); senkrechte Schraffur - basischere, orogenetisch unveränderte tiefere Kruste (= "Basaltschicht"?). Im Süden präkambrisch und variszisch, im Norden in Teilgebieten nur variszisch stark versteift. Die höhere Lage der tieferen Kruste wird durch eine etwas geringere geothermische Tiefenstufe widergespiegelt.

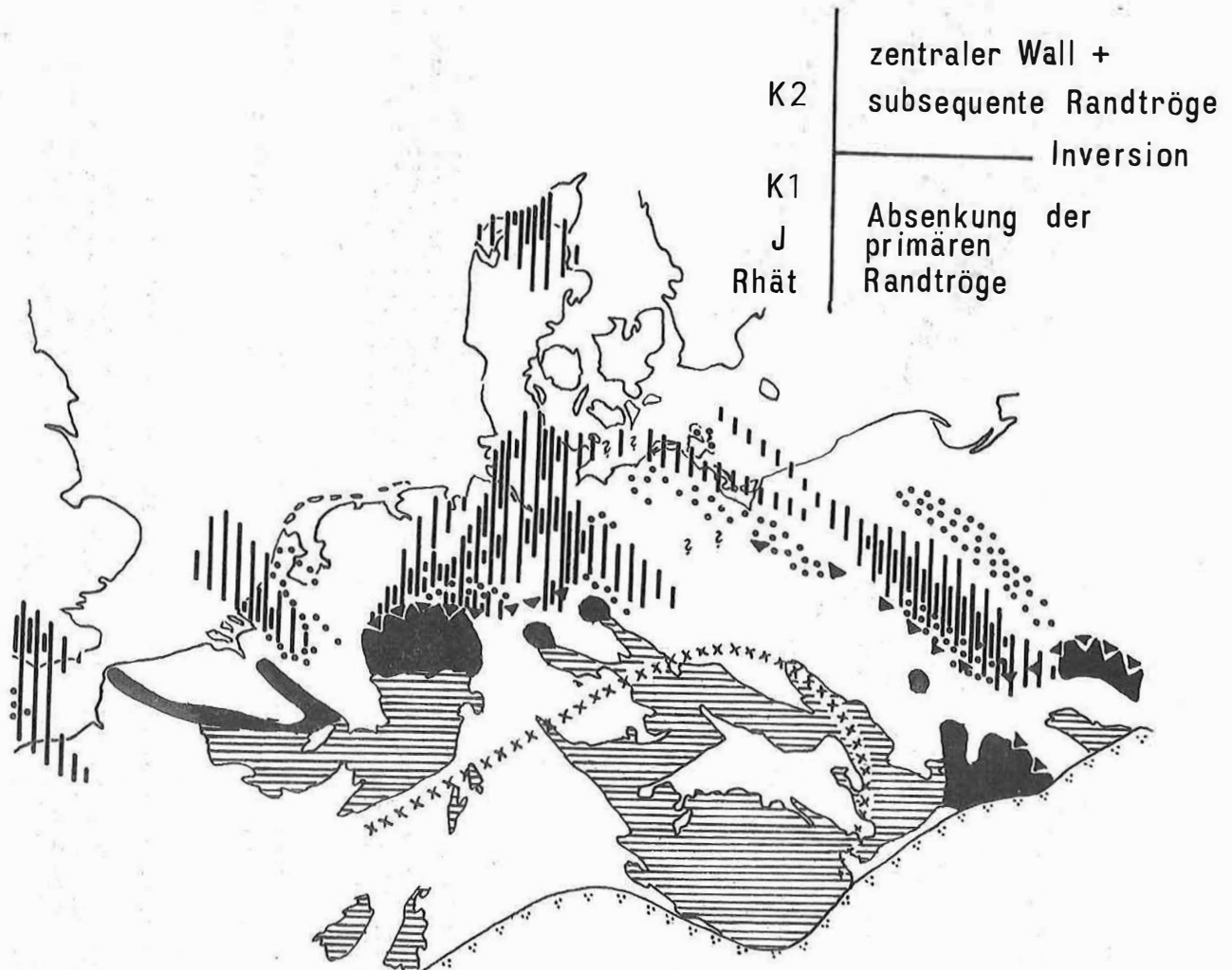


Abb. 7 Zur Verbreitung der Randtröge in Mitteleuropa

Horizontal schraffiert - Präzechstein-Ausstrich; schwarz - subvariszische Saumsenke; schwarze Dreiecklinie - Nordrand der variszischen Faltung; senkrechte Schraffur - primäre Randtröge; punktiert - subsequeute Randtröge; Kreuzlinie - Mitteldeutsche Scheitelpunktlinie

Es sind nur die Gebiete mit kompletter Randtrog-Entwicklung dargestellt, also nicht die Gebiete mit nur kimmerischer Tektonik und nicht die bruchtektonisch geformten Oberkreidetröge im Bereich des Variszikums. Die regionale Verbreitung macht großregionale gemeinsame, wahrscheinlich synfrühalpine Ursachen wahrscheinlich

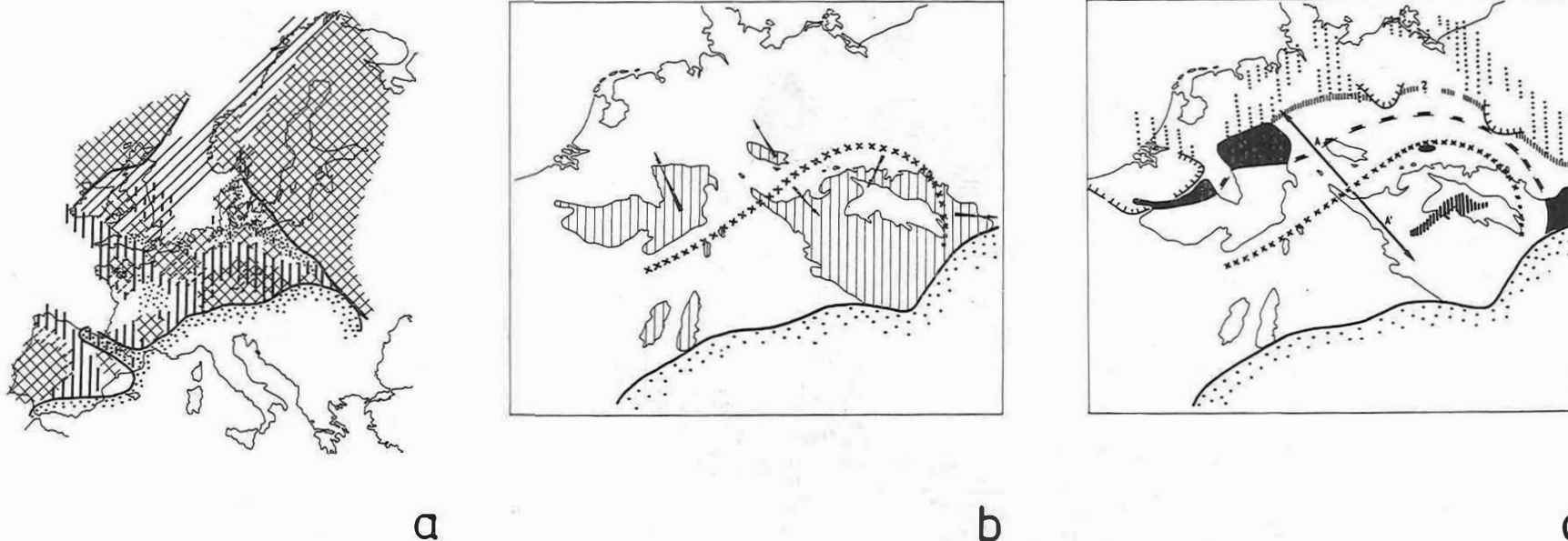


Abb. 8a Skizze zur Entwicklung Europas

Kreuzschraffur - ur-europäische Bauteile; diagonale Striche: durchgezogen - Kaledoniden, kurz - telekinetische synkaledonische Erscheinungen; senkrechte Striche: durchgezogen - geschlossene Verbreitung der Varisziden; kurze Striche: telekinetische synvariszische Erscheinungen, teilweise extraorogene Molassen; punktiert - neo-europäischer Raum, die zahlreichen älteren Anteile sind hier nicht ausgegliedert; enger punktiert - telekinetisch synalpine Erscheinungen

Abb. 8b Gegenüber Abb. 1b ist eine andere Mittelachse des variszischen Gebirges einzutragen (Mitteldeutsche Scheitelungszone). Die Fernüberschiebungen sind widerlegt, es sind andere Hauptvergenzen anzugeben

Abb. 8c Nach den neu gefundenen Symmetrieverhältnissen ergeben sich neue Extrapolationen

Kreuzchenlinie - Mitteldeutsche Scheitelungszone; A, A' - Nord- und Südflanke des Orogens; schwarz - Oberkarbon-Saumsenke, die mittelböhmischen "Intramontanbecken" (senkrecht schraffiert) entsprechen der nördlichen Saumsenke; Balkenlinie - möglicher Südrand der nördlichen Saumsenke; senkrecht schraffierte Linie - möglicher Außenrand der variszischen Faltung, von Norden her eingengt durch die Verbreitung des kompletten Randtroggeschehens und durch mehrere Altbauteile.

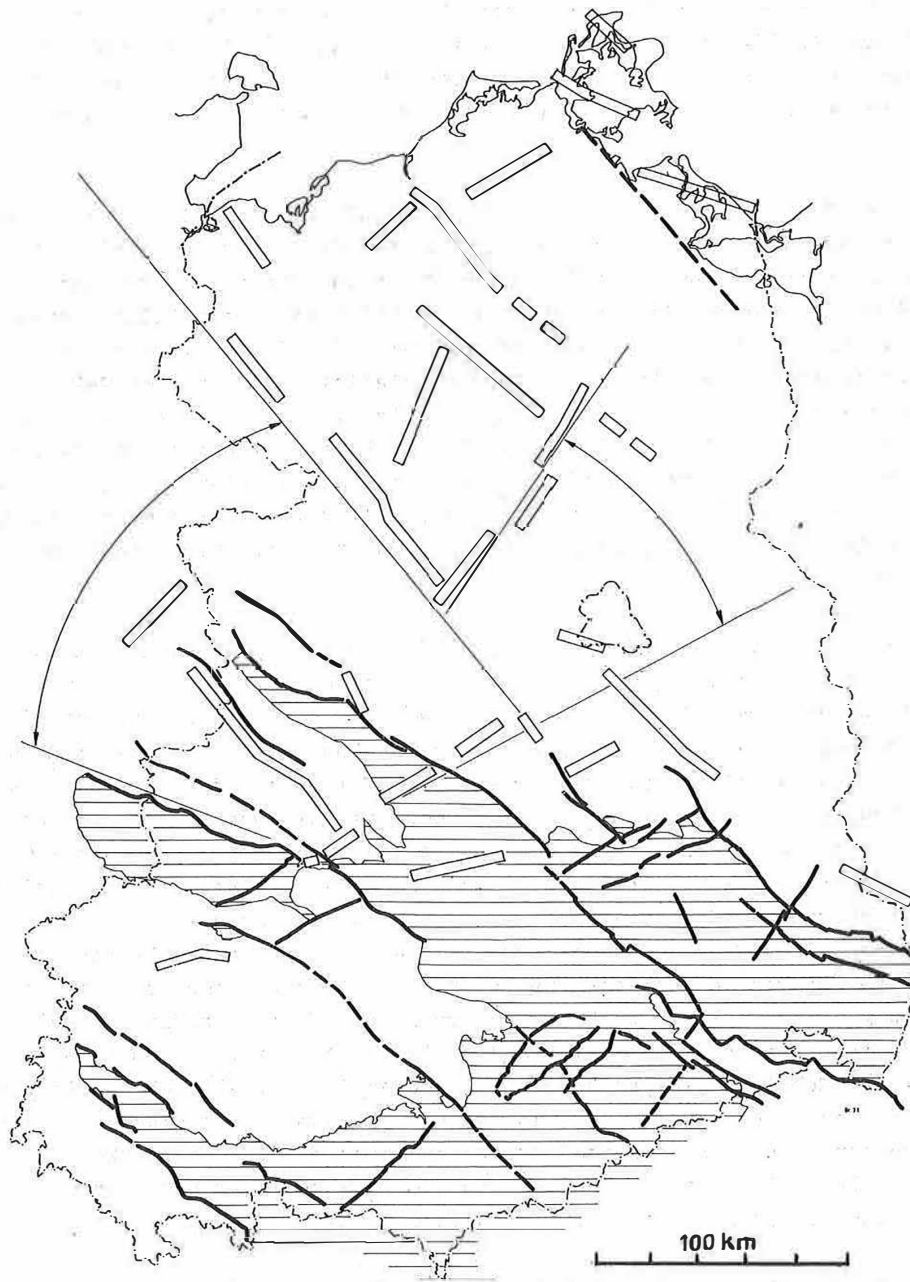


Abb. 9 Hauptstörungsmuster der DDR

Im Süden kartierte Bruchstörungen. Im Norden (hohle Balken) die wichtigsten gravimetrischen Flanken mit steilen Gradienten. Markiert sind einige auffällige Richtungsdivergenzen

Durch die anders angenommenen Symmetrieverhältnisse ergeben sich auch neue Interpolationen zwischen Westfalen und Śląsk (Schlesien) (Abb. 8c). Doberlug liegt nicht am Rande, sondern im Zentrum des variszischen Gebirges. Von Norden her kann der Außenrand des variszischen Orogens so wie am Brabanter Massiv durch weitere Altbauteile beeinflusst sein.

Abschließend sind noch einige Fragen zur Interpretation des mobilen Restraumes im Norden Mitteleuropas notwendig: Handelt es sich um tatsächlich noch primär mobilen Raum ohne einen älteren, orogenetisch bedingten Unterbau? Sicher muß man das stark einschränken, denn wir wissen, daß es neben der verbliebenen Restmobilität auch ziemlich viele Altbauteile gibt, wie das Brabanter Massiv, das Ringköbing-Fünen-Hoch, den Unterbau der Niederlande, das Ostelbische Massiv, vielleicht Rügen, das Gebiet von Lešno usw. - Wozu gehören diese Baueinheiten, und wie sind sie entstanden? Sind sie Teile der Osteuropäischen Tafel, Teile des südlichen Kristallins oder ganz selbständig? - Können aber solche kleinen Stabileinheiten isoliert entstanden sein? - Oder gibt es nachweisbare Paläo-Driftbewegungen, also ein Abdriften der kleinen Bauteile von den heute weiter entfernt liegenden größeren Arealen älterer Prägung? - Das sind ungelöste Probleme.

Einen Hinweis soll Abb. 9 andeuten. Hier sind die Hauptbruchstörungen im Süden der DDR dargestellt. Zusätzlich sind ganz grob die vielleicht auch mit Störungen im Zusammenhang stehenden Schwereflanken im Norden der DDR angedeutet. Vielfach wird man dabei eine Anlage im älteren Untergrund annehmen können, so, wie das am Beispiel der Abb. 5 für den SE der DDR entwickelt worden ist. Wir sehen, daß es einerseits weitgehende Richtungskonstanzen gibt, daß aber andererseits auch Divergenzen bei dieser Gesamtschau deutlich in Erscheinung treten. Besonders auffällig ist die Richtungsdivergenz zwischen der SW-Flanke des Ostelbischen Massivs, dem Gardelegener und Haldenslebener Abbruch und der Harznordrandstörung. Wenn wir annehmen, daß hier Drift- oder Drehbewegungen alter Schollen beteiligt sind, ergäbe sich eine überraschende Erklärung dafür, daß wir gerade in diesem Gebiet trotz der wenigstens noch teilweise variszischen Prägung und Stabilisierung des Untergrundes die oben erwähnten, weit nach Süden reichenden mesozoischen Mobilitäten und Aktivitäten haben. Es könnte also eine gewisse Drift alter Schollen gegeben haben, in unserem Falle vielleicht ab Keuper. Dadurch würde in diesem relativ weit südlich gelegenen Raum die mesozoische Paläomobilität geschaffen, die sich dann im Randtroggeschehen und in der starken Salztectonik der Altmark äußert. Daß tatsächlich horizontale Bewegungen vorhanden sind, ergibt sich auch schon aus der Existenz der Aufrichtungszone am Harznordrand.

Denken wir hier weiter, dann müssen wir generell an eine Überprüfung unserer fixistischen geotektonischen Modelle gehen. Europa kann sich bei den weltweit nachgewiesenen Driftbewegungen nicht so wie Afrika oder Südamerika als geschlossener Block verschoben haben, weil Europa mindestens voralpidisch noch nicht als geschlossenes Ganzes existierte. Wir müssen also für die verschiedenen Teilschollen differenzierte Bewegungen in Rechnung stellen. Da viele dieser Bewegungen noch in mesozoischer Zeit abliefen, müssen sie sich auch aus der mesozoischen Sedimentationsgeschichte ablesen lassen. Hier ergeben sich umfangreiche Aufgaben, die für geotektonische Forschung und Wissenschaftspraxis gleichermaßen interessant und wichtig sein werden.

Literatur

- [1] BORN, A. Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Mitt. senckenb. naturf. Ges. 37 (1921) 4, S. 507 bis 583
- [2] BRAUSE, H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 15 (1970) 3, S. 327-367 (hier weitere Literatur)
- [3] BURNOFF, S. VON Geologie von Europa. Bd. 1: Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild; Bd. 2: Das außeralpine Westeuropa, T. 1: Kaledoniden und Varisciden. Berlin: Gebr. Borntraeger 1926 u. 1930
- [4] KOSSMAT, F. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. sächs. geol. Landesanst. 1 (1927), 40 S.
- [5] PIETZSCH, K. Abgrenzung, geologisches Alter und tektonische Stellung des sächsischen Granulitgebirges. Zbl. Mineral., Geol., Paläont. (1922) 9, S. 265-277
- [6] SCHOLTZ, H. Das varistische Bewegungsbild. Fortschr. Geol. Paläont. 8 (1930) 25, S. 235-316
- [7] STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Gebr. Borntraeger 1924
- [8] STILLE, H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Geol. Jb., Beih. 2 (1951), 138 S.
- [9] VOIGT, E. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. Z. dt. geol. Ges. 114 (1962), S. 378-418

Zur Rolle der Bruchsysteme in Ost—West-Richtung

Von ROBERT LAUTERBACH & JOHANNES LAUTERBACH, Leipzig

Von vielen Autoren, wie z.B. MENARD & CHASE (1965) [13], wurde auf die anscheinend besonders für Gebiete mit Hochlagen des Erdmantels typischen großen Blattverschiebungen in der Erdkruste hingewiesen. Sie sind in ozeanischen Bereichen bisher besser als in kontinentalen zu erkennen. Darunter befinden sich vor allem auch Störungen mit ungefähr zonalen (Ost—West-)Anordnung. Einen Überblick über das globale Bruchnetz einschließlich der (planetar prozentual zurücktretenden) Ost—West-Störungen haben zuletzt KATTERFEL'D & ČHRUŠIN (1970) [7] gegeben. Die lagerstättenkundliche Rolle dieser Ost—West-Systeme, die z.T. erst durch Satellitenaufnahmen deutlich werden, ist durch Mitteilungen z.B. von ABDEL-GAWAD (1969) [1] für Kohlenwasserstoff-Vorkommen oder SNYDER (1970) [16] für die Aufreihung von Erzprovinzen längs des Tennessee-Lineaments (36°- und 38°-Zone) hervorgehoben worden ("Lineaments, a useful exploration tool").

FULLER (1964) [4] hat mit Erfolg versucht, geophysikalische Methoden zur Verfolgung der großen pazifischen Blattverschiebungen im nordamerikanischen Kontinentalbereich einzusetzen. Dies gelang für die 40°- und 33°-Zone. Diese Störungen "unterlaufen" auch die Kontinentalschollen, z.T. bilden sie sogar Tiefenbrüche. KEGEL (1965) [8] beschrieb für Südamerika das transbrasilianische Remanso-Lineament in Höhe von 10° südlicher Breite. Es ist eine Zone von fundamentaler Bedeutung für die strukturelle Gestaltung von NE- und N-Brasilien. - Der eine der beiden Verfasser des vorliegenden Beitrages versuchte, diese Bruchsysteme in Zusammenhang mit paläogeophysikalischen Tatsachen zu skizzieren (R. LAUTERBACH 1971 [10]), der andere, sie in Zusammenhang mit der lineamenttektonischen Anlage des Norddeutschen Beckens zu erfassen und zu deuten (J. LAUTERBACH 1970 [9]).

Diese Störungssysteme mit dem Charakter von Blattverschiebungen (transcurrent faults) kommen auch im Atlantik verbreitet vor, wo sie vor allem bei Untersuchungen im Bereich der Mittelatlantischen Schwelle, aber auch in Richtung auf den europäischen Kontinentalsockel zu gefunden wurden. Einige Störungssysteme lassen sich somit vom amerikanischen Kontinent über die Westküste Europas (speziell Großbritannien und Spanien) bis nach Osteuropa verfolgen, wobei auch die DDR gequert wird (Abb. 1). Ein erheblicher Teil dieses Materials war bereits von BEDERKE & WUNDERLICH (1968) [2] zusammengefaßt worden.

Für den mittel- und westeuropäischen Bereich außerhalb der DDR wurde eine Abgrenzung des Verlaufes der tektonischen Ost—West-Zonen Europas, die z.T. breit gefächert vor allem um den 50. und 40. Breitengrad liegen, mit einigem Erfolg versucht. Dazu diente vor allem eine statistische Analyse des Drainagenetzes (des hydrographischen Systems), kombiniert mit einer Analyse der Flanken gravimetrischer und z.T. magnetischer Anomalien. Es gibt nur einige lang aushaltende Zonen, in denen diese morpho-tektonischen und geophysikalischen Informationen weitgehend identisch sind und die

einzelnen Richtungselemente zudem mit dem generellen Streichen der streifenförmigen Zone übereinstimmen.

Abb. 2 zeigt für das Gebiet der DDR einige Elemente der Ost—West-Zonen, die sich bis hierher und auch noch weiter nach Osten verfolgen lassen. Für westdeutsche und französische Basaltvorkommen, die teilweise längs dieser oder paralleler Zonen aufgedrungen sind (stets im Kreuzungsbereich mit submeridionalen Elementen), zeigte sich nach eigenen Analysen im Chemismus der radioaktiven Elemente eine besonders große Ähnlichkeit mit Mantelmaterial (Typ Plateaubasalte).

Die Deutung dieser zonalen Tektonik ist eine besonders interessante und in Zusammenhang mit dem Geodynamik-Projekt wichtige Frage, weil sie sehr wahrscheinlich nur durch das planetare Rotationsverhalten der Erde und seine Variationen voll erklärt werden kann. Eine größere Rolle spielte die Hypothese, daß im Mantel der Erde Konvektionszellen existieren, die sowohl die ozeanischen Rücken als auch die Quertektonik hervorrufen (HESS 1962 [5]; MENARD 1960 [12] u.a.).

Eine weitere Deutungsmöglichkeit ergibt sich aus der Tatsache, daß die Erde wahrscheinlich nicht vollständig wie ein fester Körper rotiert, sondern daß zonale Unterschiede auftreten. JARDETZKY (1962) [6] bringt hiermit noch die Polwanderung in Zusammenhang, wie sie paläomagnetische Untersuchungen wahrscheinlich machen. Dabei hätte der Äquatorwulst Scherklufnetze erzeugt, die stets durch submeridionale und zonale Komponenten ergänzt werden. Er zeigt, daß als Reaktion auf die Polverlagerung die Winkelgeschwindigkeit gegen den Äquator hin zunimmt, wie dies auch VENING-MEINESZ (1947) [7] ähnlich vermutete. Hierdurch erfolgen Translationen längs der zonalen Störungen zwangsweise.

Die Erdrotation unterliegt ferner zweifellos kleineren und größeren Schwankungen. Kruste und Mantel sind nicht homogen. Nach unserer Ansicht werden bei Beschleunigungen und Verzögerungen Scherkräfte an den Dichtebezirksgrenzen latitudinal wirksam. Sie führen unter Mitwirkung der Nutation der Erdachse über längere Zeiten hinweg zu Brüchen und Verschiebungen besonders an Ost—West gerichteten Grenzen der Dichteinhomogenitäten als Folge der unterschiedlichen Trägheit dieser Bezirke bei Beschleunigungen und Verzögerungen. Es ist verständlich, daß diese zonalen Störungssysteme sich somit ständig selbst produzieren und ausbauen, wobei dies in den tieferen Krustenbereichen und dem oberen Mantel mit definierten "Mascons" effektiver vor sich gehen muß als in der sehr heterogenen kontinentalen Kruste. Es könnte sich um jenen Bereich handeln, in dem Phänomene analog zu den lunaren Mascons auftreten. Offenbar pausen sich aber diese Effekte allmählich und mit verschiedener Vollständigkeit in die Kontinental-schollen hinein durch. — Diese Hypothese macht es auch verständlich, daß die äquator-näheren Breiten diese zonale Tektonik ausgeprägter zeigen müssen, da die Folgewirkungen der Rotationsvariationen mit der Distanz von der Erdachse zunehmen.

Besonders wichtig scheint schließlich die Tatsache zu sein, daß nach Ausweis paläomagnetischer Resultate Mitteleuropa früher in größerer Äquatornähe lag (ROTHER 1971 [14]) und die Breitenkreise etwa "flach herzynische" Richtung aufwiesen. Diese alten Relikte der zonalen Tektonik können nicht untergegangen sein, sondern sind in die Kräftepläne am tektonischen Rand der Osteuropäischen Tafel mit einbezogen worden. Eine besondere Studie ist einem Versuch der Rekonstruktion dieser Paläo-Breitenkreise

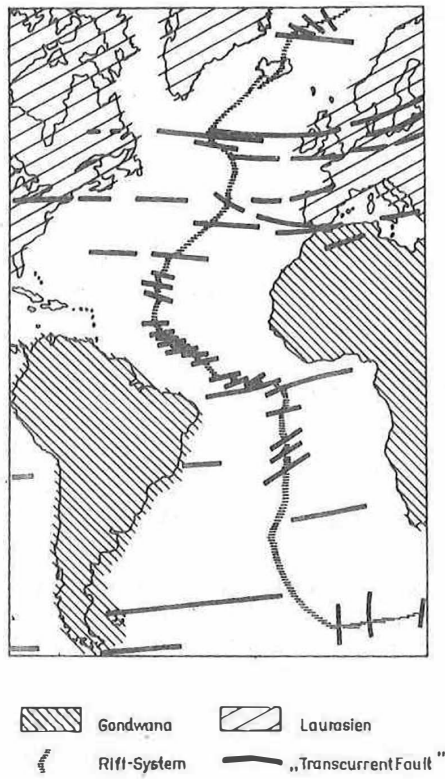


Abb.1

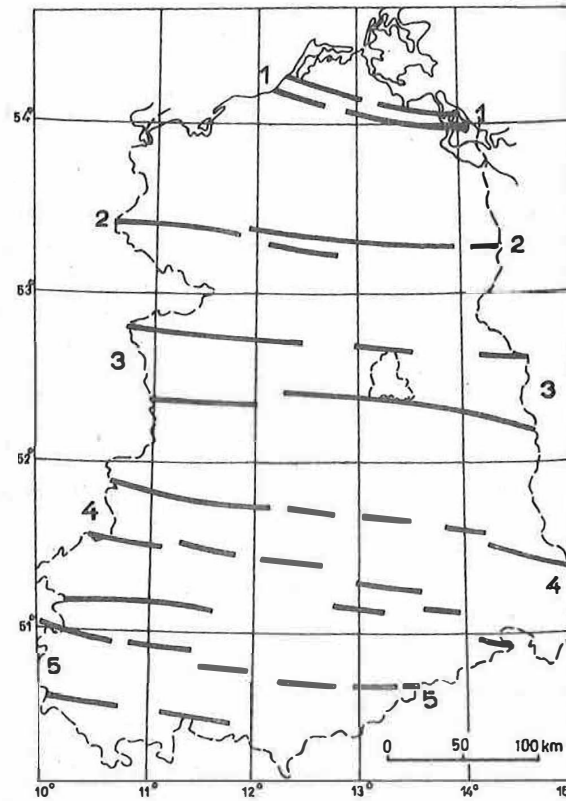


Abb.2

Abb. 1 Bisher bekannt gewordene Ost--West-Störungen im atlantischen und zirkumatlantischen Bereich, nach BEDERKE & WUNDERLICH (1968) [2] u.a., ergänzt und erweitert nach eigenen Ergebnissen

Abb. 2 Vermuteter oder nachgewiesener Verlauf von Ost--West-Störungen im Bereich der DDR nach bekannten und veröffentlichten allgemeintektonischen, morphotektonischen und in Nachbarländern publizierten Unterlagen (geophysikalischer und geologischer Art)

hinsichtlich der zonal-tektonischen Widerspiegelung gewidmet (R. LAUTERBACH 1972 [17]).

Literatur

- [1] ABDEL-GAWAD, M. New evidence of transcurrent movements in Red Sea area and petroleum implications. Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 53 (1969) 7, S. 1466-1470
- [2] BEDERKE, E.; WUNDERLICH, H.-G. Atlas zur Geologie. Mannheim: Bibliographisches Institut 1968
- [3] DIETZ, R.S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature 190 (1961), S. 854-857
- [4] FULLER, M.D. Expressions of E-W-fractures in magnetic surveys in parts of the USA. Geophysics 29 (1964), S. 603-622
- [5] HESS, H.H. History of ocean basins. Geol. Soc. Amer., Buddington Vol. (1962), S. 599 bis 620
- [6] JARDETZKY, W.S. Aperiodic pole shift and deformation of the Earth's crust. J. geophys. Res. 67 (1962), S. 4461-4472
- [7] KATZERFEL'D, G.N.; CARUSIN, G.V. Global'naja tresčinovatost' Zemli i drugich planet. Geotektonika (1970) 6, S. 3-12
- [8] KEGEL, W. Lineamenttektonik in Nordost-Brasilien. Geol. Rdsch. 54 (1965) 2, S. 1240-1260
- [9] LAUTERBACH, J. Zum Problem der lineamenttektonischen Anlage des Norddeutschen Beckens. Unveröff. Dipl.-Arbeit Karl-Marx-Univ. Leipzig 1970
- [10] LAUTERBACH, R. Paläogeophysik und Erdgeschichte. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 207 bis 220
- [11] LAUTERBACH, R. Paläomagnetisch ermittelte Pollagen und deren Verträglichkeit mit Informationen über frühere ideale kontinentale Bruchnetze in Europa. Gerlands Beitr. Geophys. 81 (1972) 3-5 (ERTEL-Gedenkheft), S. 205-212
- [12] MENARD, H.W. The East Pacific rise. Science 132 (1960), S. 1737-1746
- [13] MENARD, H.W.; CHASE, T.E. Tectonic effects of upper mantle motion. Upper Mantle Symposium New Delhi 1964, Copenhagen 1965, S. 29-36
- [14] ROTHER, K. Paläomagnetismus als geochronologische Methode. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 235 bis 243

157 SCHEIDEGGER, A.E.

Principles of geodynamics,
Berlin usw.: Springer 1963

167 SNYDER, F.G.

Lineaments, a useful exploration tool.
Mining Engin., Oct. 1970

177 VENING-MEINESZ, F.A.

Shear patterns of the Earth's crust.
Trans. amer. geophys. Un. 28 (1947), S. 1-16

Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes
der Osteuropäischen Tafel

Von HANS-JÜRGEN TESCHKE, Berlin¹⁾

1. Aufgabenstellung

Als eine in theoretischer und praktisch-lagerstättenkundlicher Hinsicht gleichermaßen bedeutsame regionaltektonische Struktur hat der Grenzbereich zwischen der alten (epikarelischen) Osteuropäischen und der jungen (epipaläozoischen) Mitteleuropäischen Tafel seit jeher die Aufmerksamkeit der Forschung auf sich gelenkt. Wenn das Problem der geotektonischen Stellung und Entwicklung dieses Raumes erneut aufgegriffen wird, so deshalb, um auf der Grundlage einer quantitativen Komplexanalyse das bisher vorliegende Faktenmaterial nach überregionalen Aspekten zu integrieren sowie die Entwicklungs- und Baugesetze eines Kratonrandes zu formulieren. Dementsprechend stehen die wechselseitigen Beziehungen zwischen struktureller, lithologischer/stofflicher und historischer Entwicklung im Vordergrund der Untersuchungen. Ziel der Arbeit ist nicht in erster Linie die Beantwortung der speziellen Frage nach der heutigen Lage des südwestlichen Tafelrandes, sondern nach dessen Stellung und paläotektonischem Charakter vom Proterozoikum bis zum Neogen, d.h. nach seinem Werdegang als Funktion der in Kruste und Mantel im Grenzbereich zwischen verschiedenen geotektonischen Baueinheiten ablaufenden endogenen Prozesse.

2. Methodik

Ausgehend von der Forderung nach einer möglichst quantitativen Analyse der aus einer Vielzahl tektonischer und lithologischer Elemente bestehenden Merkmalskomplexe, ergab sich als Voraussetzung die Ausarbeitung einer entsprechenden Methodik.

2.1. Paläotektonische Analyse

Aufgabe der paläotektonischen Analyse ist die Klärung des tektonischen Regimes als Raum-Zeit-Beziehung, insbesondere auf dem Wege der Ausscheidung von Krustenbereichen mit jeweils quantitativ bestimmbarer Mobilität. Grundlage für die Definition des Mobilitätsgrades ist die absolute Zeitdauer, ausgedrückt in Millionen Jahren, in der sich ein bestimmter Krustenbereich in absoluter Senkung befindet. Die Dauer einer Senkungstendenz ist damit direkt proportional dem Mobilitätsgrad eines bestimmten Krustenbereiches und gilt als meßbarer und zahlenmäßig auszudrückender Wert für die Ausscheidung unterschiedlich mobiler Gebiete. Die entsprechenden Parameter werden aus den Primärdaten für insgesamt 2 700 Digitalfelder (Quadrate mit 35 km Kantenlänge) des Untersuchungsgebietes berechnet, zeilenweise abgefragt, über beliebig zu wählende Zeitabschnitte integriert und den für die einzelnen Analysemethoden erforderlichen Rechenoperationen zugeführt.

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde

Für die Paläostrukturanalyse werden die Werte auf eine Digitalfeldkarte übertragen. Die daraus konstruierten Isolinien umschließen somit Gebiete, die innerhalb des gewählten Zeitabschnittes gleichlange Senkungstendenz besaßen. Wird entsprechend der erläuterten Definition Senkungskonstanz mit tektonischer Mobilität gleichgesetzt bzw. als deren Hauptkriterium angesehen, dann geben die synoptischen Karten die für einen bestimmten Zeitabschnitt gültige Mobilitätsverteilung eines Gebietes wieder. Durch Ausscheidung von Gebieten mit gleichem Mobilitätsgrad ist die Möglichkeit einer paläotektonischen Rayonierung gegeben (Abb. 4).

Im Gegensatz zur Paläostrukturanalyse wird bei der Struktur-Zeit-Analyse nach der paläodynamischen Entwicklung eines bestimmten Krustenabschnittes gefragt. Dazu werden die für jede stratigraphische Einheit errechneten flächenmäßigen Anteile der Hebungs- und Senkungsgebiete als Ordinatenwerte aufgetragen und den absoluten Zeitwerten der Abszisse zugeordnet (Abb. 1). Dabei bezeichnen die hohen Werte geokrate Verhältnisse (Regressionen), die niedrigen dagegen thalassokrate (Transgressionen), so daß die Amplituden der daraus konstruierten Kurven proportional der regionalen Ausdehnung von Regressionen und Transgressionen sind, während die Wellenlängen der quantitativ bestimmbare Ausdruck für die Geschwindigkeit der Krustenbewegung unterschiedlichen Vorzeichens sind.

2.2. Lithologische Analyse

Hauptaufgaben der lithologischen Analyse sind die Ausscheidung genetisch vergleichbarer Krustenbereiche mit jeweils quantitativ bestimmbaren stofflichen Eigenschaften sowie die Ableitung von Entwicklungstrends nach stofflichen Kriterien.

Methodische Grundlage für die lithologische Analyse ist die Umrechnung der in den lithologisch-paläogeographischen Ausgangskarten ausgewiesenen Typusprofile in numerische Parameter, sog. Lithokennwerte (KW). Dazu werden die Sedimentgesteine zu insgesamt 10 Sedimenttypen zusammengefaßt und nach abnehmendem Klastizitätsgrad mit einem Zahlenwert belegt, der zwischen 10 bei einem ausschließlich aus Konglomerat bestehenden Profil und 100 bei einem ausschließlich aus Kalisalz aufgebauten Profil liegen kann. Ergänzend dazu werden die 10 Sedimenttypen zu vier Lithogruppen zusammengefaßt: Grobklastika, Feinklastika, Karbonate, Halite. Alle Profiltypen lassen sich somit in kodierbaren EDV-gerechten Parametern ausdrücken, mit denen ebenfalls rechnerisch operiert werden kann.

Zur Stoff-Raum-Analyse, d.h. der Rayonierung in Gebiete mit stofflich ähnlichen Merkmalen, werden die Lithokennwerte jedes Rasterfeldes über beliebig auszuwählende Zeitabschnitte (stratigraphische Einheiten, Entwicklungsabschnitte) integriert, die erhaltenen Werte werden in Digitalfeldkarten übertragen. Die daraus konstruierten Isolinien umschließen Gebiete, die innerhalb des gewählten Zeitabschnittes quantitativ durch gleiche lithologische Charakteristik ausgezeichnet sind (Abb. 6). Mit dieser Methode ist die Möglichkeit einer auf stofflichen Kriterien beruhenden Rayonierung gegeben.

Die Aufgabe der Stoff-Zeit-Analyse besteht in der Rekonstruktion der lithologischen Entwicklung von Strukturen verschiedener Größenordnung sowie der Ableitung der zwischen struktureller und stofflicher Entwicklung vorhandenen Ge-

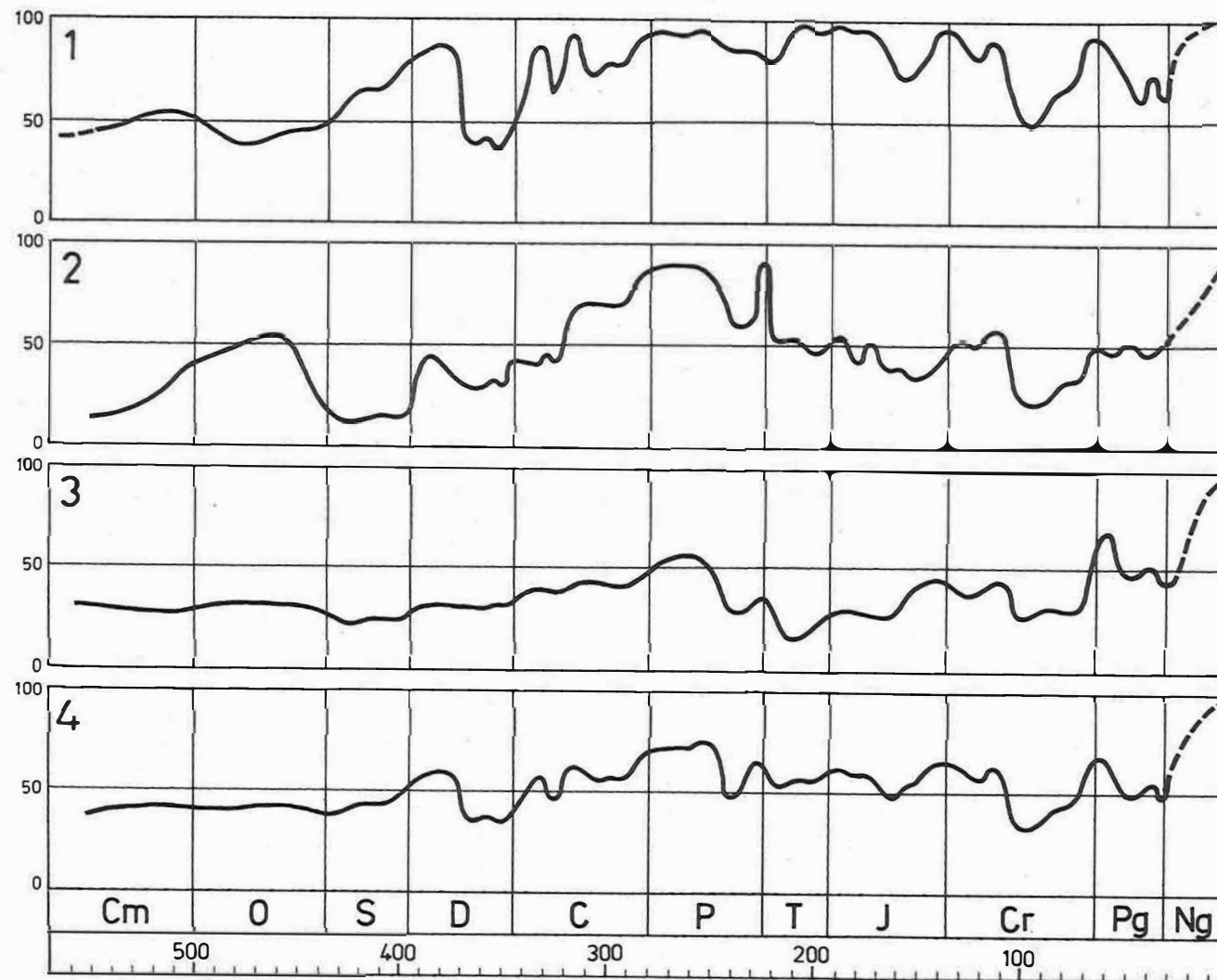


Abb. 1 Kurven der paläotektonischen Entwicklung

1 - Alte Tafel; 2 - südwestliche Randzone der alten Tafel;
3 - Extratafelgebiet; 4 - Gesamtgebiet

setzmäßigkeiten. Methodisch wird dabei so vorgegangen, daß zunächst die Gesamtzahl der Rasterfelder nach dem jeweiligen KW abgefragt wird; daraus werden der prozentuale Anteil der vier Lithogruppen sowie der Lithokennwert errechnet. Die Analyse kann für das Untersuchungsgebiet insgesamt oder für beliebig viele Teilgebiete getrennt durchgeführt werden. Die Darstellung erfolgt durch Ordinatenwerte, die den absoluten Zeitwerten der Abszisse zugeordnet werden (Abb. 2). Die daraus konstruierten Kurven geben mithin die stoffliche Entwicklung eines jeweiligen Gebietes, quantitativ ausgedrückt durch den Gesamtlithokennwert, wieder.

3. Hauptetappen der tektonischen Entwicklung

3.1. Proterozoische Entwicklung

Als Ergebnis von Tiefbohrungen und tiefengeophysikalischer Erkundung sind in den letzten Jahren zahlreiche neue Erkenntnisse speziell über die proterozoischen Frühstadien der Tafelentwicklung gewonnen worden. Als der für diesen Abschnitt bestimmte Strukturtyp müssen die sog. Aulakogene (ŠATSKIJ, BOGDANOV) angesehen werden. Ihre Entstehung markiert einen der bedeutendsten Vorgänge im Entwicklungsgang der Osteuropäischen Tafel (im folgenden: OET), den Umschlag vom Orogen- zum Tafelzyklus, nach JANSIN den Beginn eines neuen Megazyklus. Er beginnt mit der Entstehung eines orthogonalen Systems etwa NE und SE streichender Tiefenbrüche (Bruchzonen), die diskordant zu den präexistierenden alt- und mittelproterozoischen Faltenzügen (Kareliden u.a.) verlaufen. Die Annahme einer bis in die tiefere Kruste bzw. den oberen Mantel reichenden Anlage der Störungen wird durch neuere tiefengeophysikalische Untersuchungen bestätigt.

Die Tiefenbrüche zerlegen die nach der karelidischen Faltung nahezu einheitliche Großscholle in eine Reihe von Schollen 2. Ordnung, deren tektonische Eigenständigkeit bis weit in das Paläozoikum und z.T. bis in das Meso-Känozoikum erhalten bleibt. Desgleichen erweisen sich die Brüche selbst durch ihre paläotektonische Wirksamkeit bis in die Jetztzeit (Gradienten der rezenten Krustenbewegungen) als langlebige Lineamentstrukturen 1. Ordnung (BANKWITZ 1971 [17]).

Bei den genannten Tiefenbrüchen handelt es sich jedoch offenbar um zwei voneinander verschiedene Strukturtypen mit unterschiedlicher tektonischer Mobilität. Zur einen Gruppe, z.B. Orscha-, Patschelma-Aulakogen, gehören jene sog. Frühaulakogene, aus denen in einem späteren Stadium die großen Tafelsenken (Spätaulakogene), z.B. Moskauer Syneklise, entstehen. Im Bereich dieser Strukturen ist eine tektonische Aktivität im Sinne eines Geosynkinalregimes nicht zu erkennen. Demgegenüber verläuft die Entwicklung der beiden Tiefenbruchsysteme im Südwesten und Nordosten der OET insofern grundsätzlich anders, als ihre erheblich größere tektonische Mobilität in einer langzeitigen Geosynkinalbildung und Orogenese kulminiert: Im SW entsteht in baikalischer Zeit das unter der heutigen Karpaten-Vorsenke nachgewiesene Galizische Orogen (GLUŠKO 1958 [97]) und nach der paläozoischen Regeneration der kaledonisch-variszische Teil der Karpaten, im NE und E entstehen der ebenfalls baikalische Paläo-Ural sowie das paläozoische Ural-Orogen. Damit werden beide Zonen zur strukturellen Grenze zwischen Krusteneinheiten, die im Phanerozoikum eine grundsätzlich verschiedene Entwicklungsgeschichte durchlaufen haben: alte Osteuropäische Tafel einerseits - junge Mitteleuropäische Tafel sowie Westsibirische Platte andererseits.

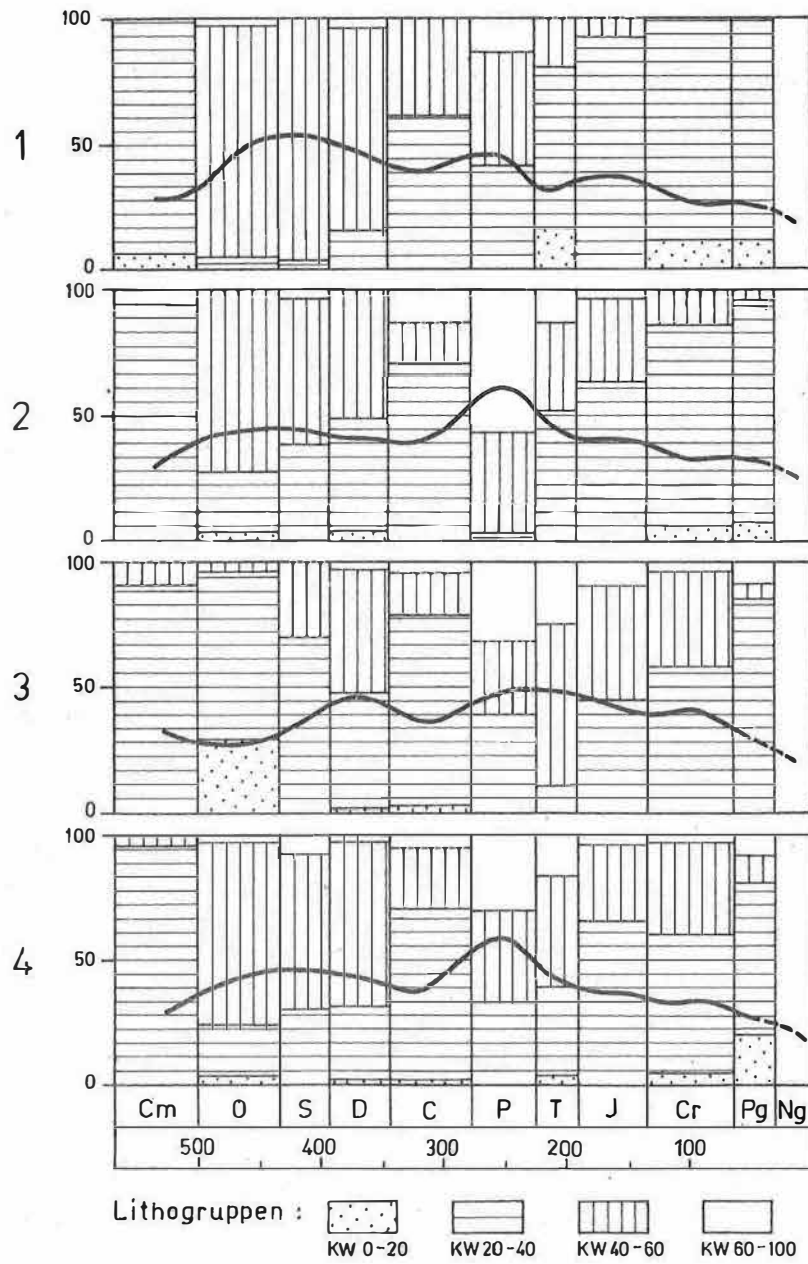


Abb. 2 Kurven der lithologischen Entwicklung

3.2. Phanerozoische Entwicklung

Während sich die präkambrische Entwicklung des südwestlichen Tafelrandgebietes beim derzeitigen Kenntnisstand einer quantitativen Analyse noch entzieht, lassen die strukturellen und lithologischen Primärdaten des Phanerozoikums - trotz gebietsweise bestehender Lücken - eine hinreichend zuverlässige Rekonstruktion der paläotektonischen und stofflichen Entwicklung sowie die Ableitung entsprechender Gesetzmäßigkeiten zu (Abb. 1).

Die tektonische Entwicklung des Untersuchungsgebietes erfolgt während des Phanerozoikums zyklisch in dem Sinne, daß nach längeren Zeiten quantitativer struktureller Änderungen relativ kurzfristig eine durch endogene Vorgänge (z.T. Orogenesen) gesteuerte qualitative Veränderung des Krustenzustandes bzw. des tektonischen Bauplanes wirksam wird. Beide Vorgänge bilden eine dialektische Einheit von Kontinuität und Episodizität.

3.2.1. Kaledonischer Zyklus

Nach der kontinuierlichen epirogenen Heraushebung in der ersten Hälfte des Kambriums ist durch die Emersionsphase etwa an der Wende Mittel-/Oberkambrium und die nachfolgende oberkambrisch-unterordovizische Transgression eine Grenze gesetzt, die dem Wechsel von baikalischer und kaledonischer Entwicklung entspricht. Durch transgressive Tendenzen im Oberkambrium vorbereitet, erreicht der kaledonische Zyklus durch die im Unterordovizium erfolgenden Senkungsbewegungen, insbesondere im zirkumbaltischen Bereich, einen ersten Höhepunkt (Abb. 1). In zwei Transgressionsetappen rückt das Meer aus dem mitteleuropäischen Senkungsgebiet in östlicher Richtung in die Baltische Senke vor und erreicht in dieser Zeit seine größte Ausdehnung. Die weitere Entwicklung wird durch eine fortschreitende Hebung während des höheren Ordoviziums, Silurs und Unterdevons gekennzeichnet. Das Ende der kaledonischen Etappe wird durch den maximalen Meeresrückzug im unteren Unterdevon und die nachfolgende großräumige Transgression an der Grenze Unter-/Mitteldevon bestimmt, in deren Verlauf in dem kurzen Zeitraum von weniger als 10 Mill. Jahren über 60 % des Gesamtgebietes überflutet werden.

Daß sich die mobileren Senkungsbereiche dieser Zeit im Norden, an der S-Flanke des Baltischen Schildes, konzentrieren, während sich an seiner N-Flanke die kaledonische Geosynklinale entwickelt, kann als epirogenetisches Tafeläquivalent entsprechender Vorgänge im benachbarten Geosynklinalbereich angesehen werden.

Auf eine Besonderheit der epirogenetischen Entwicklung ist am Beispiel der alten Tafel hinzuweisen: die Asymmetrie des Zyklus. Während der Abschnitt zwischen Transgressionsbeginn und maximaler Beckenerweiterung einen Zeitraum von rund 35 Mill. Jahren umfaßt, erstreckt sich der regressiv-abschnitt bis zum Erreichen der Emersionsphase über einen Zeitraum von ca. 100 Mill. Jahren. Damit verhalten sich Transgressions- und Regressionsphase wie 1 : 3, ein Verhältnis, das dem jährlichen Vorrücken der Küstenlinie (Baltische Senke) um ca. 10 cm gegenüber 2-3 cm Meeresrückzug in der regressiven Phase entspricht.

Eine deutlich abweichende und gegenüber der OET gegensätzliche Entwicklung durchläuft im Altpaläozoikum die Tafelrandzone (Abb. 1). Während des Kambriums noch durchgehende und konstante Senkungszone, unterliegt der gesamte SE-Abschnitt im Ordovizium im Zusammenhang mit den orogenetischen Vorgängen im Bereich der Paläokarpaten einer längeren Heraushebung, die erst im Silur durch erneute Senkungstendenz abgelöst wird. Erst an der Silur/Devon-Grenze wird die Zone in den Bewegungsablauf der Tafel einbezogen.

Für die außerhalb der Tafel gelegenen Gebiete sind die Primärdaten weitaus unsicherer. Daß sich jedoch beide Bereiche in der Krustenmobilität grundsätzlich voneinander unterscheiden, läßt sich aus dem sehr unterschiedlichen Niveau beider Kurven (50 % gegenüber 10 % Hebungsgebiet) ablesen.

In der lithologischen Entwicklung des Gesamtgebietes fällt der Gegensatz zwischen dem hohen Anteil der klastischen Lithogruppe (< 40) im Kambrium gegenüber dem höheren Anteil der feinklastischen bis chemogenen Gruppe (< 60) im Ordovizium auf (Abb. 2). Die KW-Kurve ergibt einen entsprechenden Anstieg zwischen Kambrium und Ordovizium und einen leichten Abfall zwischen Silur und Devon, ein Verlauf, der offenbar mit der strukturellen Entwicklung in Beziehung steht und somit als stofflicher Ausdruck für den kaledonischen Zyklus aufzufassen ist. Mit graduellen Unterschieden folgen alle tektonischen Teileinheiten dem gleichen Rhythmus: höherer Anteil grobklastischer Sedimente am zunehmend regressiven Ende des baikalischen Zyklus (Kambrium) mit KW um 30, dann Anstieg der chemogenen Sedimentation im Zusammenhang mit den vorwiegend marinen Verhältnissen in der ersten Hälfte des kaledonischen Zyklus.

3.2.2. Variszischer Zyklus

Mit der nahezu alle Teilgebiete umfassenden Eifel-Transgression, in der eine für das Paläozoikum maximale Meeresverbreitung erreicht wird, ist der Beginn des variszischen Zyklus anzusetzen (Abb. 1). Dieser Entwicklungsabschnitt ist gekennzeichnet durch eine allmähliche Ausbreitung der Hebungsbewegungen während des Karbons und Unterperms, überlagert von mehreren kurzperiodischen Pulsationen, die zeitlich etwa der bretonischen und sudetischen Phase entsprechen. Am Ende des Kungurs ist der Höhepunkt der fortschreitenden Regression erreicht: Das Verhältnis zwischen Senkungs- und Hebungsbereichen zu Beginn des Zyklus von 65 : 35 hat sich am Ende mit 25 : 75 fast genau umgekehrt. Daraus ergibt sich ähnlich wie im kaledonischen Zyklus eine Asymmetrie in dem Sinne, daß der nur 10 Mill. Jahre dauernden transgressiven Phase eine fast 100 Mill. Jahre dauernde regressive Phase folgt.

Vergleicht man die Entwicklung der Einzelgebiete, so lassen sich z.T. bemerkenswerte Übereinstimmungen im allgemeinen Ablauf, aber auch spezifische Abweichungen in bestimmten Einzelheiten erkennen. So setzt z.B. der regressive Abschnitt auf der OET relativ kurzfristig im Frasn ein, während innerhalb des variszischen Gebietes die paläotektonischen Veränderungen in dieser Zeit minimal sind und erst in der Zeit Obervisé - Unternamur erkennbar werden, so daß hier ein signifikanter Schnitt zu Beginn des Zyklus fehlt.

Bemerkenswert ist, daß der großräumigen Heraushebung der westlichen Tafelrandgebiete während des Karbons regionale Senkungsbewegungen in der östlichen Tafelhälfte

gegenüberstehen. Verglichen mit der Situation während des Altpaläozoikums, in dem die Hauptsenkungsräume im zirkumbaltischen Bereich, d.h. in Nähe der kaledonischen Geosynklinale, lagen, hat sich das Hauptsedimentationsbecken im variszischen Zyklus auf den der Ural-Geosynklinale vorgelagerten Raum verlagert. Diesem großräumigen Verhalten der Tafel liegen sehr wahrscheinlich kausale Beziehungen zwischen Geosynklinale- und Kratonentwicklung zugrunde, deren Ursachen im Kruste-Mantel-Bereich zu suchen sind.

Unter diesem Aspekt sind auch die zeitlich-räumlichen Beziehungen zwischen tektonischen Phasen in der variszischen Geosynklinale und deren epirogenetischer Auswirkung auf der Tafel zu sehen. So kommt es während der bretonischen und sudetischen Phase auf der OET zu kurzfristigen, aber räumlich ausgedehnten Hebungen, während diese im Geosynklinalebene paläogeographisch kaum erkennbar sind. Eine in den Grundzügen der Entwicklung auffällige Kongruenz besteht auch zum alpidischen Raum.

Der stoffliche Entwicklungstrend läßt sich an der für das Gesamtgebiet berechneten KW-Kurve ablesen (Abb. 2). Im Devon erfolgt eine geringfügige, aber erkennbare Verschiebung zur stärker klastischen Entwicklung. Als Folge der im variszischen Gebiet verstärkt wirksamen tektonischen Vorgänge und ihrer epirogenetischen Äquivalente im Tafel- und Extratafelbereich werden während des Karbons großräumig Klastika geschüttet, so daß die Gebiete mit chemogener Sedimentation von 69 % im Devon auf 29 % im Karbon zurückgehen. Die stoffliche Entwicklung am Ende des variszischen Zyklus erfährt während des Perms, wiederum das Gesamtgebiet betrachtet, insofern eine charakteristische Umkehr, als große Gebiete nun einer paläogeographischen Abschnürung mit vorwiegend chemogener Sedimentation unterliegen. Quantitativ drückt sich dieser Trend in der Inversion des Verhältnisses Klastika : chemogene Sedimente von 71 : 29 im Karbon auf 32 : 68 im Perm bzw. in einem Sprung der KW von 37 auf 60 aus (Abb. 2).

Auf eine Analyse der Verhältnisse in den Einzelgebieten und ihren Vergleich untereinander muß aus Raumgründen verzichtet werden. Unabhängig von spezifischen Besonderheiten (u.a. Phasenverschiebungen) zeigt ihre stoffliche Entwicklung eine bemerkenswerte Gemeinsamkeit: Dem altpaläozoischen Rhythmus entspricht im Jungpaläozoikum ein prinzipiell gleicher Verlauf mit einem "klastischen Maximum" im Karbon und einem "chemogenen Maximum" im Perm. Diese Übereinstimmung zweier verschiedener Entwicklungsabschnitte darf als eine zyklische Stoffentwicklung angesehen werden und steht in kausaler Abhängigkeit von der strukturellen Entwicklung.

3.2.3. Kimmerisch-austrischer Zyklus

Die postvariszische Entwicklung (Abb. 1, Kurve des Gesamtgebietes) beginnt - unabhängig von regionalen Phasenverschiebungen - etwa an der Wende Unter-/Oberperm. Nach einer kurzfristigen Regression an der Perm/Trias-Grenze ist die Entwicklung im Zeitraum Trias - Unterkreide durch eine relativ gleichmäßige Abfolge von Pulsationen ohne nennenswerte paläogeographische Veränderungen gekennzeichnet. Lediglich an der Wende Mittel-/Oberjura setzen stärkere Senkungsbewegungen (Meeresverbindung zum mittlerrussischen Becken) ein, deren regionale Bedeutung in der zeitlichen Korrelierbarkeit der Teileinheiten ablesbar ist. In noch stärkerem Maße trifft das für die Alb-Transgression zu, die von allen bisherigen Entwicklungsgrenzen zeitlich am genauesten zu fixieren und - mit Ausnahme des alpidischen Bereiches - in allen Gebieten strukturell

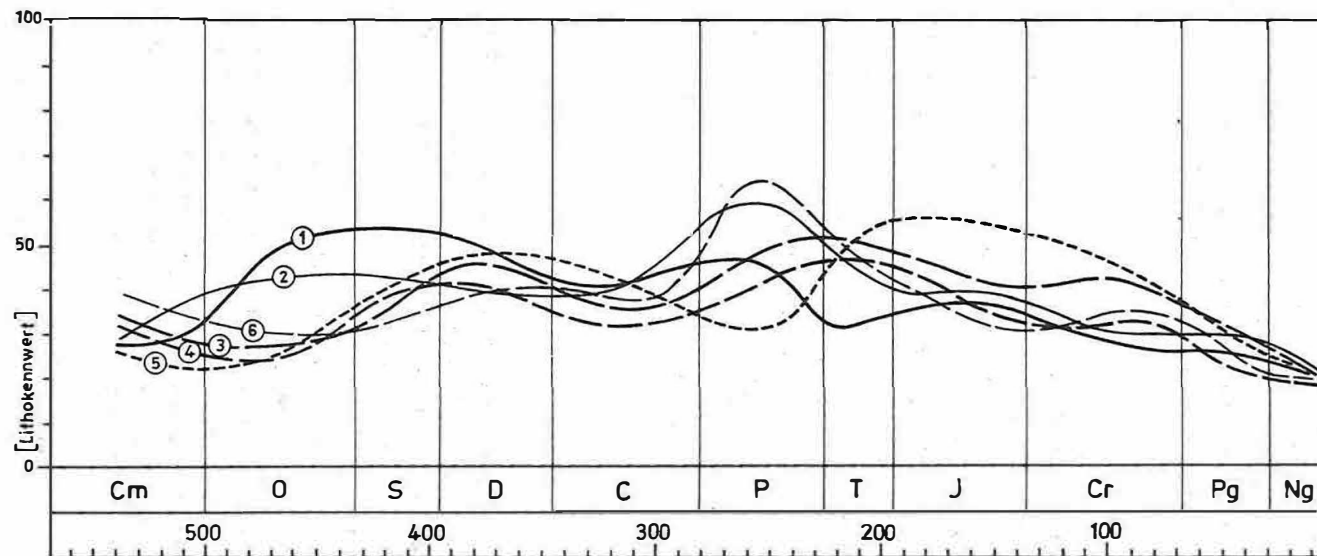


Abb. 3 Kurven der lithologischen Entwicklung (Gesamtdarstellung)

1 - Alte Tafel; 2 - südwestliche Randzone der alten Tafel;
 3 - Extratafelgebiet; 4 - variszisches Orogen; 5 - alpidisches
 Orogen; 6 - Nordeuropäische Senke

und stofflich nachweisbar ist. Mit ihr endet der kimmerisch-austrische Zyklus. Er umfaßt einen Zeitraum von etwa 140 Mill. Jahren und entspricht damit größenordnungsmäßig der Dauer des kaledonischen bzw. variszischen Zyklus.

Verglichen mit den vorangegangenen Zyklen, zeichnet sich im Altmesozoikum eine stärkere tektonische Autonomie der Teileinheiten ab. Ohne auf Einzelheiten einzugehen, sei jedoch auf die auch in diesem Zyklus erkennbare Dualität zwischen großrhythmischem Gleichlauf und kleinrhythmischer Autonomie der Baueinheiten alte Tafel, Extratafelbereich und Tafelrandzone als Funktion einer großregionalen Felderteilung aufmerksam gemacht.

Die lithologische Entwicklung zeigt im Mesozoikum eine bemerkenswerte Tendenz, die sich von der paläozoischen grundsätzlich unterscheidet. Nach Abschluß der variszischen Orogenese ist das Gesamtgebiet während des Perms durch eine maximale stoffliche Differenzierung gekennzeichnet, quantitativ bestimmbar durch die breite Streuung der Lithokurven (Abb. 2). In der folgenden Entwicklung kommt es allgemein zu einer sukzessiven Zunahme der Klastika, gleichzeitig zu einer zunehmenden Angleichung der stofflichen Entwicklung in den Teilgebieten, die quantitativ in der Konvergenz der Lithokurven während des Mesozoikums und Unteren Paläogens ablesbar ist (Abb. 3). In diesem Verhalten bilden sich die Beziehungen zwischen großräumiger tektonischer Aktivität und stofflicher Entwicklung besonders deutlich ab. Beide miteinander verknüpften Phänomene - Abnahme der tektonischen Energie und stoffliche Homogenisierung - sind der Ausdruck für die fortschreitende Kratonisierung des Extratafelbereiches, d.h. für die Angleichung der Mobilitätsverhältnisse auf der epipaläozoischen Tafel an die der alten Tafel (JUBITZ 1969 [17]).

3.2.4. Subherzynisch-laramischer Zyklus

Das Gesamtgebiet unterliegt nach der Alb-Cenoman-Transgression in Zusammenhang mit den subherzynischen bzw. laramischen Bewegungen in der Oberkreide einer fortschreitenden Heraushebung. Im mitteleuropäischen Raum entspricht dieser Zeit ein großräumiger Meeresrückzug mit Sedimentation vorwiegend terrigener Ablagerungen in Nähe der in Hebung befindlichen Abtragungsgebiete. Ein zweiter Abschnitt wird durch erneute negative Krustenbewegungen bestimmt, die zu einer Meeresverbindung zwischen dem mitteleuropäischen und dem südrussischen Sedimentationsgebiet im Einflußbereich der alpidischen Geosynklinalzone führen. Auf der OET bezeichnet diese paläogeographische Situation das Endstadium einer Drehung der Hauptsedimentationsgebiete im Verlauf der kaledonischen, variszischen und meso-känozoischen Zyklen von Norden über Osten nach Süden. - Der Zyklus endet im tieferen Oligozän; mit einer Dauer von ca. 70 Mill. Jahren ist er um etwa die Hälfte kürzer als die vorangegangenen.

Vergleicht man die epirogenetische Entwicklung der Teileinheiten, dann zeigt sich sowohl im Gesamtverlauf als auch in den Einzelabschnitten eine weitgehende Übereinstimmung. So werden z.B. Tafel- und Extratafelbereich gleichermaßen von den subherzynischen und laramischen Hebungsbewegungen erfaßt. Gewisse Abweichungen als Ausdruck einer tektonischen Autonomie sind u.a. im variszischen Gebiet zu erkennen, in dem die eozäne Transgressionsphase kaum in Erscheinung tritt. Bei zwar generellem Gleichlauf äußert sich in den z.T. abweichenden Bewegungen 2. Ordnung der Tafelrandzone eine tektonische Autonomie auch dieser Einheit.

In der stofflichen Entwicklung setzt sich nach einer in der Oberkreide kurzfristig eingeschalteten Differenzierung die für die postvariszische Etappe charakteristische Zunahme der Klastika weiter fort, so daß die Lithokurven in Annäherung an die Jetztzeit bei gleichzeitiger Konvergenz bis zu einem Minimalwert weiter abfallen (Abb. 3).

Zusammenfassend lassen sich für die geologische Entwicklung des südwestlichen Randgebietes der OET i.w.S. folgende Hauptergebnisse formulieren. Die strukturelle Entwicklung erfolgt während des Phanerozoikums in vier Zyklen. Jeder Zyklus beginnt mit einer relativ kurzzeitigen, räumlich jedoch ausgedehnten Transgression, gefolgt von einer längeren Etappe kontinuierlich fortschreitender, aber meist in mehreren Oszillationen (Pulsationen) 2. Ordnung ablaufender allgemeiner Heraushebung, deren Maximum (75 - 90 % Hebungsgebiet) die Grenze zum folgenden Zyklus und damit zur Herausbildung eines neuen Strukturplanes markiert. Daraus ergibt sich eine mehr oder weniger deutliche Asymmetrie, insbesondere der beiden paläozoischen Zyklen.

Die lithologische Entwicklung ist ebenfalls durch einen gerichteten und zyklischen Verlauf gekennzeichnet. Während zu Beginn der beiden paläozoischen Zyklen allgemein niedrige Kennwerte (Klastika) vorherrschen, nimmt gegen Ende der Anteil chemogener Sedimente (hohe Kennwerte) zu. Nach einer maximalen lithologischen Differenzierung im Zusammenhang mit der ausklingenden variszischen Orogenese erfolgt in den beiden mesozoischen Zyklen ein weitgehender stofflicher Ausgleich zwischen den Teileinheiten als Funktion einer fortschreitenden Angleichung der zwischen den Baueinheiten noch bestehenden Mobilitätsunterschiede, d.h. eine zunehmende Kratonisierung z.B. des mitteleuropäischen Raumes.

Zwischen den tektogenetischen Bewegungen im Orogengebiet und den epirogenetischen/diktyogenetischen Bewegungen im Kraton bestehen gesetzmäßige Raum-Zeit-Beziehungen. Die Entwicklung der großen Tafelsenken (Syneklisen) ist räumlich und genetisch an die den tafelnahen Geosynklinalen jeweils benachbarten Gebiete gebunden; sie verlagern sich somit im Verlauf der kaledonischen, variszischen und alpidischen Etappe von Norden (Baltisch-Moskauer Syneklise) über Osten (Ural-Vorsenke i.w.S.) nach Süden (Skythische Platte).

Die paläotektonische Entwicklung des Gesamtgebietes und seiner Teileinheiten wird bestimmt durch die Dualität von einerseits großzyklischer Kongruenz im Sinne eines gleichlaufenden Rhythmus von Hebung und Senkung bzw. gleichgerichteten strukturellen und stofflichen Trends und andererseits von tektonischer Autonomie der Teileinheiten, erkennbar an kurzfristiger Gegenläufigkeit, abweichenden Schwingungsamplituden sowie unterschiedlichen Anteilen der Hebungs- und Senkungsgebiete. Gleichlauf und Eigenständigkeit der strukturellen Entwicklung bilden keinen Widerspruch, sondern werden als dialektische Einheit von Heteronomie und Autonomie zu einem Grundprinzip der geotektonischen Gesamtentwicklung (vgl. JANSIN 1972 [10]). Die durch VON BUBNOFF (1947) [4] aufgestellte Zyklen-theorie findet damit auch im Bereich unterschiedlich mobiler Großeinheiten eine quantitative Bestätigung und Erweiterung.

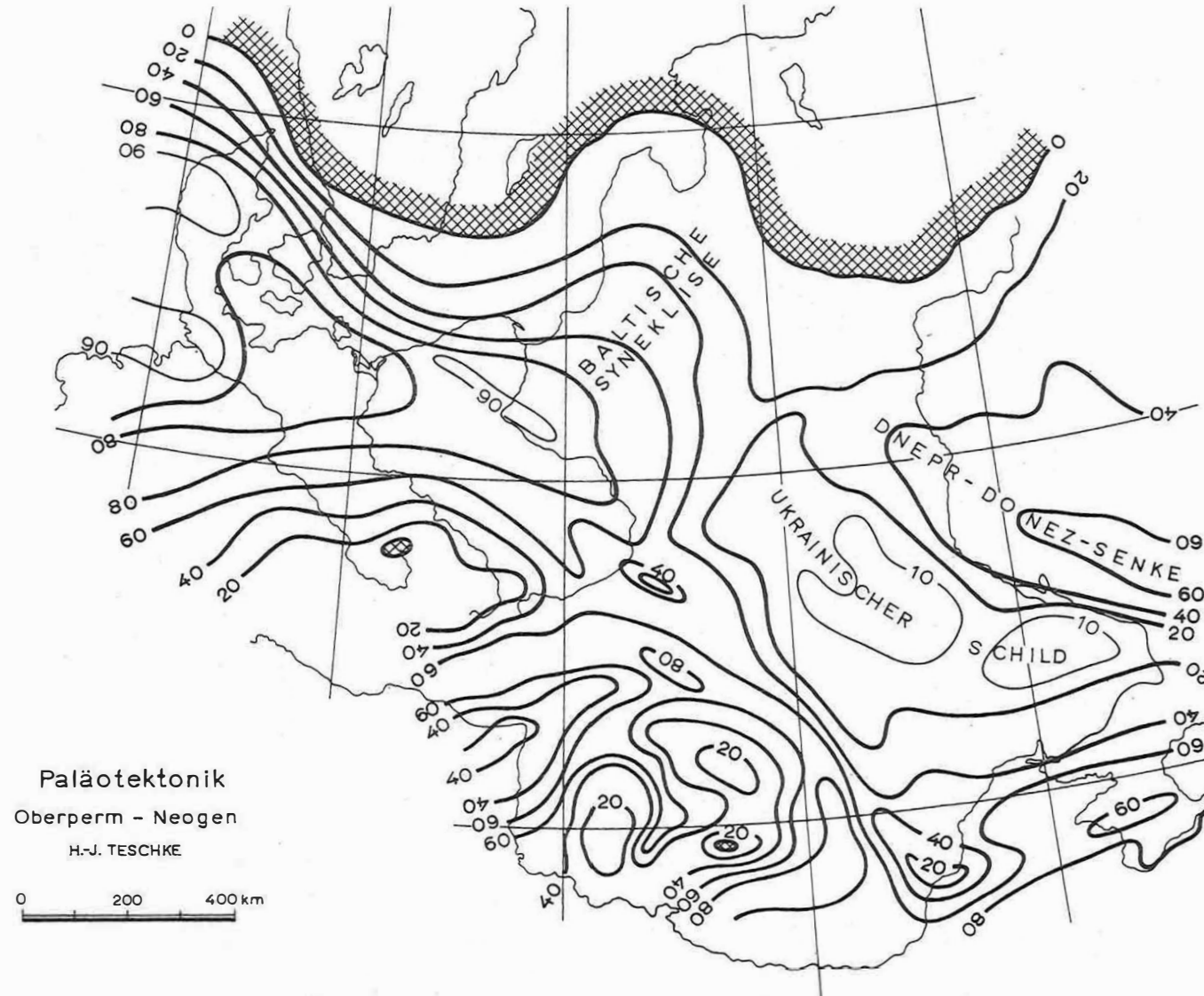


Abb. 4 Paläotektonische Karte, Oberperm - Neogen; Isolinien umschließen Gebiete mit gleichlanger Senkungsdauer (in % der Gesamtzeit)

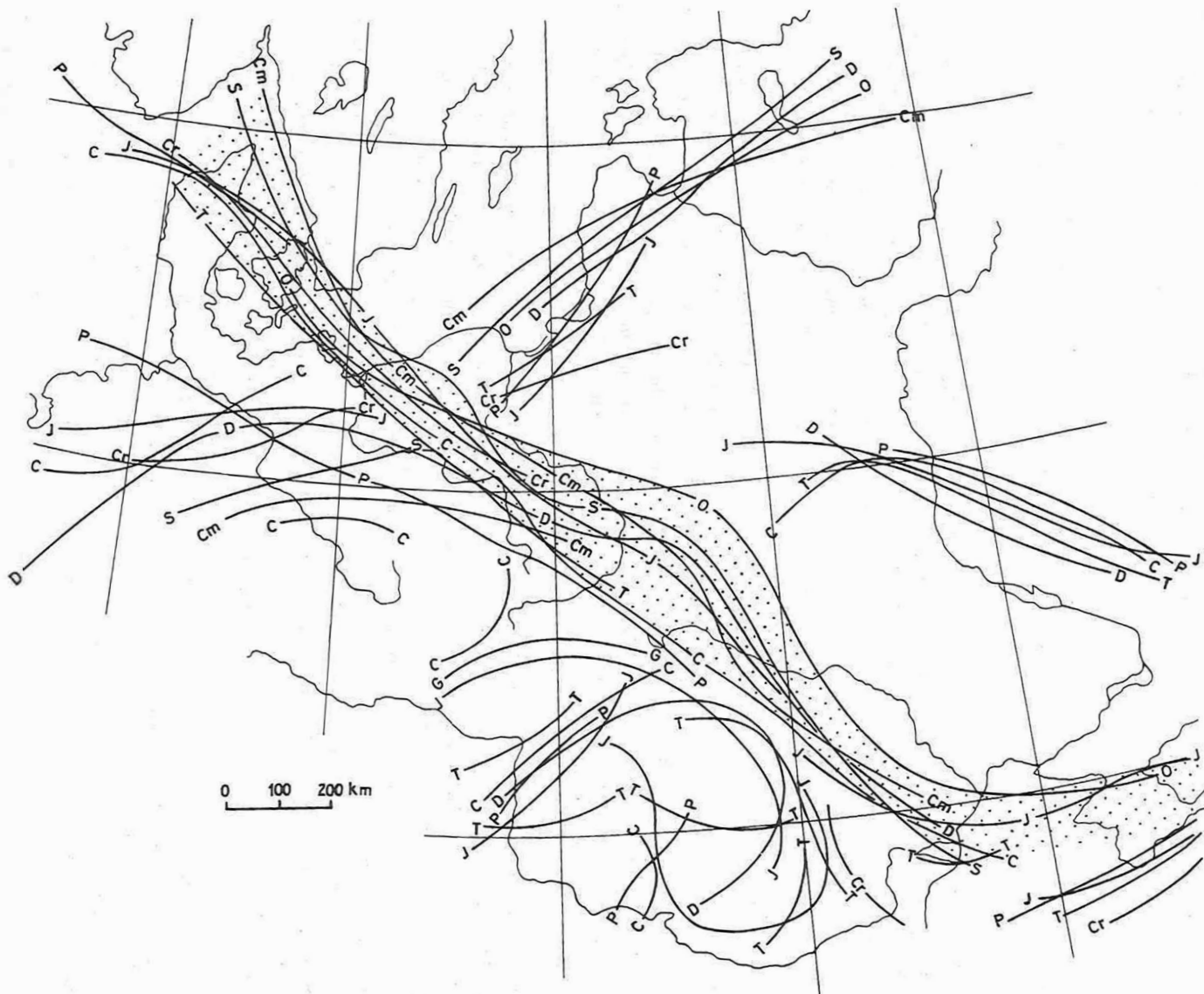


Abb. 5 Hauptsenkungsachsen

4. Strukturelle und stoffliche Rayonierung

Eine zusammenfassende Darstellung der wichtigsten strukturellen und stofflichen Merkmale des Untersuchungsgebietes muß hier aus Raumgründen von den für größere Zeitabschnitte berechneten Summenkarten ausgehen und beschränkt sich auf die wichtigsten Ergebnisse.

Auf Grund des Verlaufes und der absoluten Werte der Linien gleicher Absenkungsdauer lassen sich drei Hauptgebiete mit unterschiedlichem tektonischem Verhalten unterscheiden:

1. In einem östlichen Gebiet haben sich präkambrisch vorgezeichnete Hebungs- und Senkungsstrukturen 1. Ordnung mit Spannweiten von mehreren 100 km entwickelt. Die Senkungsdauer der Synklisen (Polnisch-Litauische Senke, Dnepr-Donetz-Senke) beträgt maximal 60 %, die der Anteklisen (Belorussisches Gewölbe, Ukrainischer Schild) nur 10 - 40 % der Gesamtdauer des jeweiligen Zeitabschnittes. Geologisch bedeuten diese Ziffern, daß beide Strukturtypen während ihrer Entwicklung einer graduell unterschiedlichen, jedoch überwiegenden Hebung unterlagen. Das Gesamtgebiet zeichnet sich damit als eine bemerkenswert stabile Einheit im Sinne der gegebenen Definition (Abschnitt 1) aus. Ein zweites Merkmal ist die Inkonstanz im Streichen der Strukturachsen 1. Ordnung, wobei praktisch alle Richtungen vertreten sind. - Stofflich ist das Gebiet charakterisiert durch die überwiegend niedrigen Kennwerte zwischen 10 und 35, d.h. durch den bei über 50 % liegenden Anteil der Klastika gegenüber den chemogenen Sedimenten, wobei die höheren KW lediglich auf die axialen Teile der Tafelsenken beschränkt sind.
2. Demgegenüber unterscheidet sich das Gebiet Mittel- und SE-Europas durch deutlich abweichende Merkmale (Abb. 4 u. 6). In allen Karten zeichnen sich größere Strukturelemente ab, die einer bis zu 90 % des jeweiligen Zeitraumes umfassenden Senkung unterliegen. Auch die übrigen Teilgebiete besitzen insgesamt eine erheblich höhere Mobilität als der osteuropäische Raum. Weitere Charakteristika sind die geringere Spannweite der Senkungs- und Hebungsstrukturen sowie die enge Scharung und der sehr unruhige Verlauf der Isolinien als Ausdruck der komplizierten und heterogenen Entwicklungsgeschichte. Dem großtektonisch zwar gegliederten, insgesamt jedoch relativ einheitlichen Gebiet Osteuropas steht das in drei Großschollen 1. Ordnung unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte und in eine Vielzahl von Schollensystemen kompliziert gegliederte Mittel- und SE-Europa gegenüber. - Stofflich ist das Gebiet durch die wesentlich höheren Lithokennwerte und damit durch den höheren Anteil der chemogenen Sedimente gekennzeichnet. Nur in wenigen und räumlich begrenzten Gebieten liegen die KW unter 30, während der Durchschnittswert des Gesamtgebietes zwischen 40 und 50 (gegenüber 20 - 30 in Osteuropa) liegt, was einer Beteiligung der chemogenen Sedimente an den Leitprofilen von z.T. über 60 % entspricht. Als Funktion der engen Beziehungen zwischen Struktur und Stoff sind als weiteres Merkmal der schnelle Richtungswechsel der Lithoisolinien sowie die hohen Lithogradienten zu nennen.
3. Beide Gebiete gehen nicht kontinuierlich ineinander über, sondern werden von einer in allen Entwicklungsstadien nachweisbaren Schwächezone getrennt, die sich in einer Reihe charakteristischer struktureller und lithologischer Merkmale von den benachbarten Großeinheiten unterscheidet. Wichtigstes Merkmal ist der höhere Mobilitäts-

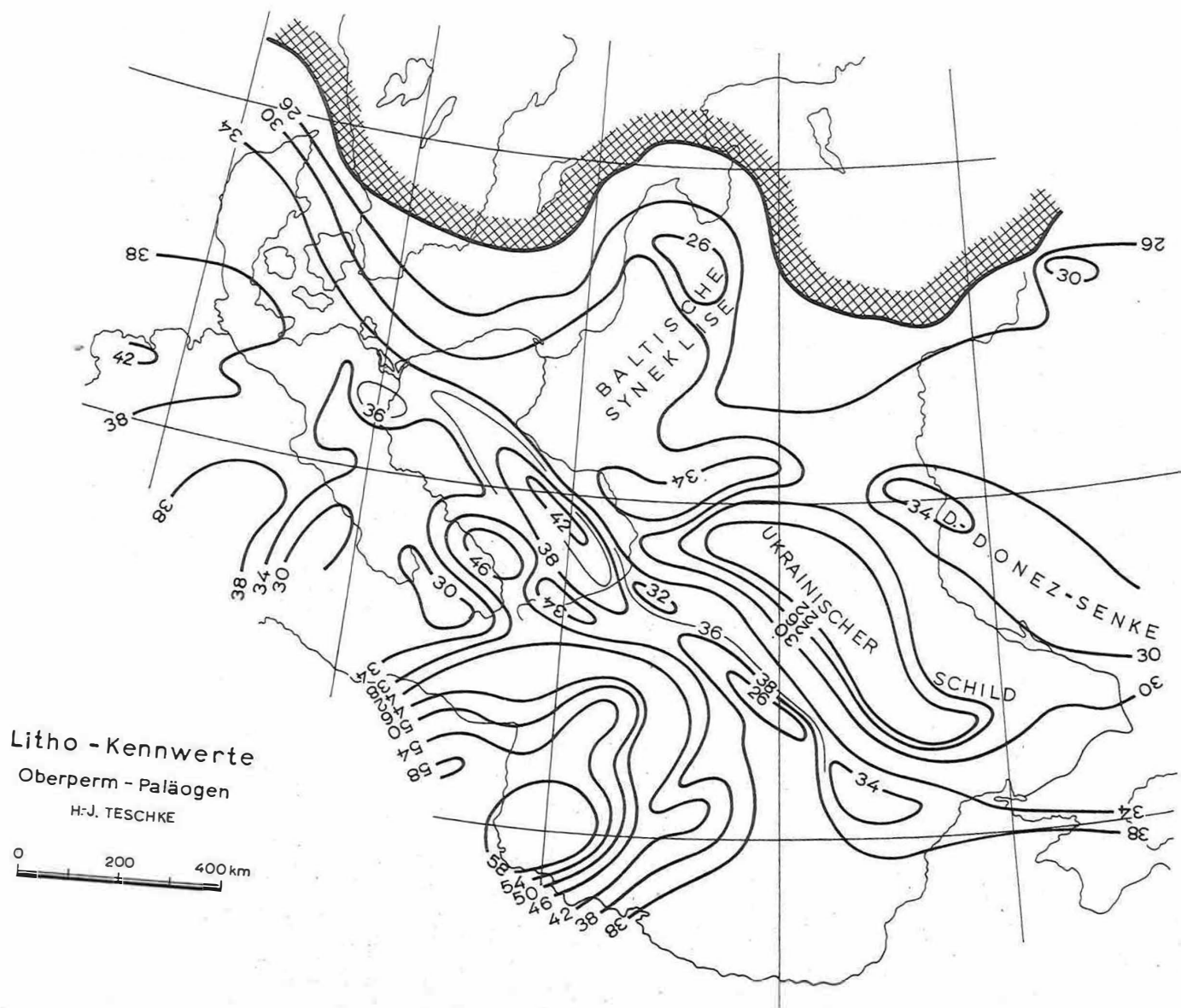


Abb. 6 Lithologische Karte, Oberperm - Paläogen; Isolinien umschließen Gebiete mit gleichem Lithokennwert

grad, konzentriert auf ein von der östlichen Nordsee über die VR Polen bis zur Dobrudsha verlaufendes, lineares NW—SE streichendes Krustenelement. Die Eigenständigkeit dieser Struktur kommt u.a. darin zum Ausdruck, daß die im osteuropäischen und mitteleuropäischen Raum noch unterschiedlich streichenden Linien gleicher Senkungsdauer in Annäherung an die Zone in die NW—SE-Richtung einschwenken und sich zu meist engen Linienbündeln scharen (Strukturgradient). In bezug auf den Mobilitätsgrad bestehen jedoch graduelle Unterschiede zwischen einem zentralen Abschnitt maximaler Senkung im Gebiet der westlichen Ostsee und der südlichen VR Polen sowie den beiden im NW durch den Baltischen Schild und im SE durch den Ukrainischen Schild beeinflussten Teilabschnitten mit relativ geringerer Senkungskonstanz.

Ein gleiches Bild zeigen die Ergebnisse der lithologischen Analyse: die Herausbildung einer durch enge, NW—SE verlaufende Stoffgradienten gekennzeichneten und die Lithofelder im E und W diskordant schneidenden Zone. Ebenso wie nach dem strukturellen Verhalten lassen sich auch auf Grund des stofflichen Charakters drei Teilabschnitte ausscheiden: 1. ein nördlicher Abschnitt im Gebiet der Dänischen Inseln als Übergangszone zwischen der klastischen Ausbildung an der SW-Flanke des Baltischen Schildes und der Nordsee-Senke mit überwiegend toniger bis chemogener Sedimentation; 2. eine zentrale Senke mit $KW > 46$, d.h. hoher Beteiligung chemogener Sedimente zwischen Weichsel und Warthe, und 3. ein südöstlicher Abschnitt, wiederum gekennzeichnet als Gradientenzone zwischen klastischer (E) und chemogener (W) Sedimentation unter Einschaltung einer schmalen Teilzone mit hoher Beteiligung grobklastischer Elemente am oberen Pruth. Werden die Hauptachsen der im Verlaufe des Phanerozoikums entwickelten Senken in einer Karte dargestellt (Abb. 5), so konzentrieren sich die Achsenlinien wiederum in jener NW—SE-Zone. Gehen wir davon aus, daß die Achsen der jeweiligen Grenze zwischen epikarelidischer alter Tafel und epipaläozoischer junger Tafel bzw. alpidischem Orogen entsprechen, so folgt daraus, daß die südwestliche Tafelgrenze im Verlaufe ihrer Entwicklung keine räumlich festgelegte schmale Krustenfuge, sondern eine 150–200 km breite, paläodynamisch wirksame Schwächezone war, in deren Bereich der jeweils tektonisch aktive Abbruch und die daran geknüpfte Randsenke in mehreren Perioden um eine Mittellage (— — — in Abb. 5) pendelten und erst im Känozoikum ihre heutige Lage (..... in Abb. 5) erreichten. Richtungsdiskordant zu dieser Zone verlaufen die Senkungsachsen 2. Ordnung auf der alten Tafel und im Extratafelbereich.

Auf Grund der alten Anlage, der paläodynamischen Aktivität während eines Zeitraumes von über 800 Mill. Jahren sowie der linearen Erstreckung über eine Entfernung von etwa 2000 km zeichnet sich die von Nordjütland bis zur Dobrudsha zu verfolgende Struktur als eine tektonisch weitgehend autonome großregionale Krustenfuge 1. Ordnung aus. Sie ist weniger Übergangszone als Grenzstruktur mit echten Qualitätssprüngen zwischen den benachbarten verschiedenartig konsolidierten Baueinheiten, obwohl zu diesen mannigfache wechselseitige Beziehungen bestehen. Die Struktur, für die die Bezeichnung *Dobrudsha-Nordsee-Linament* vorgeschlagen wird, kann nach dem heutigen Kenntnisstand als tektonische Grenze zwischen alter Osteuropäischer und junger Mitteleuropäischer Tafel betrachtet werden.

5. Zusammenfassung

Die Arbeit liefert einen Beitrag zur Kenntnis des Grenzberreiches zwischen dem südwestlichen Teil der Osteuropäischen Tafel und der Mitteleuropäischen Tafel. Auf der Grundlage einer Komplexanalyse des bisher vorliegenden und neu interpretierten paläotektonischen, lithologischen und z.T. geophysikalischen Faktenmaterials wird versucht, den Tafelrandbereich nach einheitlichen Gesichtspunkten zu beschreiben sowie dessen Entwicklungs- und Baugesetze zu formulieren.

Auf Grund der alten Anlage, der langzeitigen paläodynamischen Aktivität sowie der regionalen Linearerstreckung zeichnet sich die von Nordjütland bis zur Dobrudsha zu verfolgende Nahtzone als eine tektonisch weitgehend autonome Krustenfuge 1. Ordnung aus. Die Struktur, für die die Bezeichnung Dobrudsha-Nordsee-Lineament vorgeschlagen wird, kann nach dem heutigen Kenntnisstand als tektonische Grenze zwischen alter Osteuropäischer und junger Mitteleuropäischer Tafel betrachtet werden.

Literatur

- [1] BANKWITZ, P. Geologische Auswertung von geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. Peterm. geogr. Mitt. 115 (1971) 2, S. 130-140
- [2] BENEK, R.; MEIER, R.; SCHWAB, G. Stoffbestand und Mächtigkeitentwicklung im Tafeldeckgebirge als Grundlage der tektonischen Rayonierung. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 16 (1971) 3-5, S. 315 bis 329
- [3] BOGDANOV, A.A. Über den tektonischen Bau der Westecke der Europäischen Tafel [Russ.]. Vestnik mosk. Univ. ser. geol. (1968) 5, S. 3-12
- [4] BUBNOFF, S. VON Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. Geol. Rdsch. 35 (1947) 1, S. 6-22
- [5] CZERMINSKI, J.; ZNOSKO, J. Zum Problem der Kaledoniden in Südostpolen. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 1/2, S. 141-148
- [6] DIKENŠTEJN, G.CH.; u.a. Geologischer Bau und Öl-Gas-Perspektiven des Baltikums und Belorußlands [Russ.]. Trudy VNIGNI XVIII (1959), 180 S.
- [7] FRANKE, D. Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A 12 (1967) 1/2, S. 83-140
- [8] GARECKI, R.G. Die Tektonik der jungen Tafeln Eurasiens [Russ.]. Trudy geol. Inst. AN SSSR 226 (1972), 300 S.
- [9] GLUŠKO, V.V. Grundzüge der Tektonik der Karpaten-Vorsenke und angrenzender Gebiete der Russischen Tafel [Russ.]. Geol. Sbornik (1958) 5-6, S. 7-25
- [10] JANŠIN, A.L. Über sogenannte weltweite Transgressionen und Regressionen. Im vorliegenden Festband
- [11] JUBITZ, K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbestand und Bauformen im Tafeldeckgebirge. Geologie 18 (1969) 8, S. 911-945

- [12] KÖLBEL, H. Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, S. 18-66.
 Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [13] LAUTERBACH, R. Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas.
 Ber. geol. Ges. DDR 7 (1962) 3, S. 325-336
- [14] OLSZAK, G. Einige Gedanken zum Bau und zur Entwicklung der Erdkruste im Bereich Mitteleuropas.
 Geophys. u. Geol. 11 (1967), S. 13-22
- [15] ŠATSKIJ, N.S. Aufbau und Entwicklung der Osteuropäischen Tafel. Vergleichende Tektonik alter Tafeln 1 [Russ.]
 Izv. AN SSSR, ser. geol. (1946) 1, S. 5-62 (dt. Übers.: Fortschr. sow. Geol. 4 (1961), S. 15-79)
- [16] SCHWAB, G.; u.a. Zu einigen Grundaspekten der stofflichen und strukturellen Entwicklung im Tafeldeckgebirge von Mitteleuropa, speziell zu Fragen der Postmität.
 Im vorliegenden Festband
- [17] TEISSEYRE, H. Das Gesamtbild der paläozoischen Platte des galizischen Podoliens.
 Kosmos 18 (1893), S. 319-336
- [18] TORNQUIST, A. Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der Ostpreußischen Scholle.
 Schriften phys.-ökon. Ges. Königsberg 49 (1908) 1, S. 1-12
- [19] WIENHOLZ, R. Über den geologischen Bau des Untergrundes im nordostdeutschen Flachland.
 Jb. Geol. 1 (1967), S. 1-87
- [20] ZNOSKO, J. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy.
 Kwart. geol. 10 (1966) 3, S. 646-665
- [21] ŽURAVLEV, V.S. [SHURAWLEW, W.S.] Kulissenförmige Randnähte der Osteuropäischen Tafel (in Zusammenhang mit der wahrscheinlichen Lage der südwestlichen Tafelgrenze).
 Geologie 14 (1965) 10, S. 1137-1147

Zu einigen Grundfragen der Rhegmagenese
des östlichen Teils der Balkanhalbinsel

Von EKIM BONČEV, Sofia

1. Allgemeine Bemerkungen zum Bauplan der Balkanhalbinsel

Das Serbisch-Mazedonische Massiv, das 1940 individuell dargestellt und damals Mazedonisch-Pannonisches Massiv genannt wurde [2, 3], bildet eine eigenartige Symmetrieachse im Bauplan der Balkanhalbinsel. Seine beiden Flanken sind symmetrisch in Form von zwei lineamentartigen Zonen, der Vardar- [10] und der Kraištidenzone [1, 4], deren aktive tektonische Entwicklung im ganzen Neogäikum vor sich ging. Während der faltenbildenden Prozesse in diesen beiden lateralen Zonen kam es zur Bildung divergierender Falten- und Überschiebungsstrukturen, westvergenter in der Vardarzone und ostvergenter in der Kraištidenzone. Seit einigen Jahren wird das Serbisch-Mazedonische Massiv zusammen mit der Kraištiden- und Vardarzone als ein großes und umfassendes Kraištiden-Vardar- (K.V.-)Lineament aufgefaßt, das in diagonalen Richtung durch die Mitte der Balkanhalbinsel zieht [6].

Unter der aktiven Mitwirkung von Tiefenbrüchen auf beiden Seiten des K.V.-Lineamentes kam es ebenfalls zur Bildung eines symmetrischen Baues. So bildeten sich im Osten und im Westen zwei große Fragmente eines einstmaligen einheitlichen Zwischenmassivs, das Rhodopen-Massiv im Osten und das Pelagonia-Massiv im Westen. Nördlich von diesen Fragmenten und dementsprechend östlich und westlich vom K.V.-Lineament entstanden zwei konvexe Bögen - der Karpaten-Balkaniden- und der Dinariden-Bogen. Im konkaven Teil dieser Bögen befinden sich ebenfalls symmetrisch zum Achsenlineament die Moesische Platte (im Osten) und die Ionische Platte (im Westen).

Die Rolle des K.V.-Lineaments in der geologischen Entwicklung der Balkanhalbinsel wird auch von der Tatsache unterstrichen, daß sowohl die Sedimentation als auch der Magmatismus während des Neogäikums im östlichen und westlichen Teil der Halbinsel einander nicht entsprechen.

2. Die Rolle der Tiefenbrüche

Die einzelnen Strukturzonen im karpatischen Stamm des alpinen Orogens sind betont linear. Die über längere Zeit durchgeführten Untersuchungen im Ostteil der Balkanhalbinsel haben bewiesen, daß die Grenzen zwischen den einzelnen Strukturzonen ausnahmslos Tiefenbrüche mit voralpider Anlage darstellen. Hierbei konnte auch geklärt werden, daß eine volle räumliche Übereinstimmung besteht zwischen den Richtungen der Bruchlinien, den B-Achsen der Faltenstrukturen sowie den flächenhaften und linearen Fließtexturen der Magmakörper (Lineamentmagmatite), die während des Phanerozoikums gebildet wurden. Dieser Umstand läßt auf eine aktive, kontrollierende und bestimmende Rolle der Tiefenbrüche bei der Entstehung des Orogens und bei der geosynklinalen Entwicklung der Balkanhalbinsel überhaupt schließen. Vor zehn Jahren waren wir gezwungen,

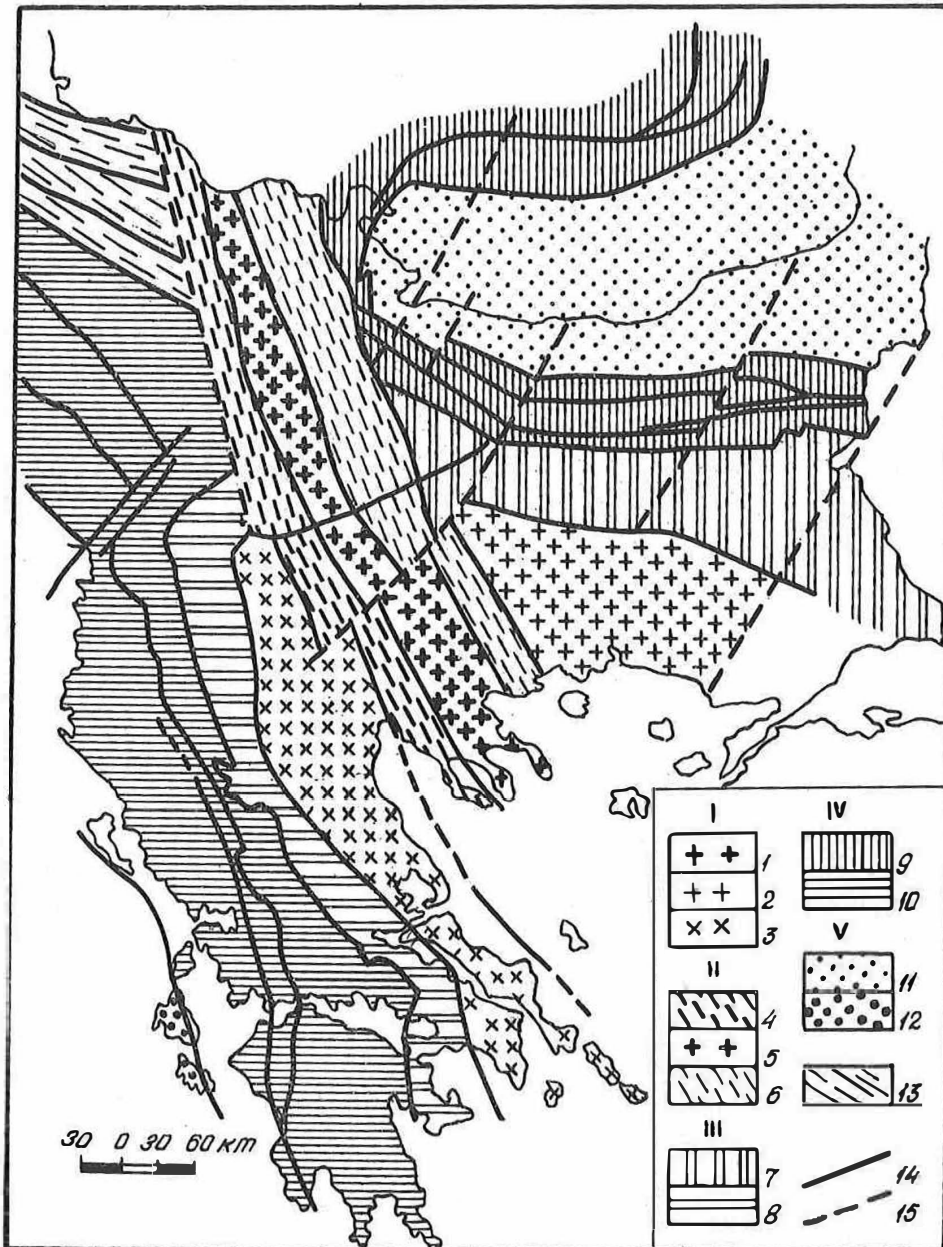


Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze der Balkanhalbinsel

I - Thrazisches Zwischenmassiv: 1 - Serbisch-Mazedonisches M.; 2 - Rhodopenmassiv; 3 - Pelagonisch-Thessalisch-Cykladische Zone; II - Kraištiden-Vardar-Lineament: 4 - Vardarzone; 5 - Serbisch-Mazedonisches Massiv; 6 - Kraištidenzone; III - Lineamentartige Zonen auf dem zerfallenen Thrazischen Zwischenmassiv: 7 - Srednogorie; 8 - Subpelagonische Zone; IV - Orogenstämme: 9 - Karpatiden; 10 - Dinariden; V - Plattformen: 11 - Moesische Platte; 12 - Ionische Platte; 13 - Save-Lineament; 14 - Hauptstörungen; 15 - Kryptorupturen

den Begriff "Lineament-geosynklinale Tröge und Zonen" einzuführen, um die Bedeutung der Bruchbildung sowohl bei der Entstehung der geosynklinalen Tröge als auch im gesamten tektonischen Prozeß zu betonen [5, 6]. Es scheint mir, daß in allen Fällen, wo wir uns mit definierten Strukturzonen des alpidischen Orogens der Halbinsel befassen, Bruchgrenzen zwischen den Strukturzonen bestehen, die auch eine Bruchvorherbestimmung gestatten und den Gesetzmäßigkeiten der planetaren Rhegmagenese unterworfen sind. Die Tiefenbrüche sind nicht als vertikale Flächen aufzufassen, im Gegenteil, bei den meisten von ihnen kam es zur Aufschiebung oder sogar zur Überschiebung der Strukturzonen des Orogens aufeinander. Die bedeutendsten Überschiebungen im östlichen Teil der Balkanhalbinsel, mit horizontaler Verlagerung um 15 - 18 km, sind auf den Flächen der Tiefenbrüche vor sich gegangen. Es ist interessant, daß die Bruchtektonik beim Modellieren des Reliefs auf außerordentlich klare Weise festgelegt ist. Zumindest für den östlichen Teil der Halbinsel könnte man betonen, daß die Brüche auch die Orographie bestimmen und es zur Entstehung eines sehr typischen lineamentierten Reliefs gekommen ist.

Die Tiefenbruchbildung spielte beim Aufdringen, vielleicht auch beim Entstehen der Magmen eine besonders wichtige Rolle. Für den östlichen Teil der Halbinsel ist bewiesen, daß alle Magmenerscheinungen während des Neogäikums von der Tiefenbruchbildung kontrolliert werden [7]. Letztere bestimmt auch die Lage und den Ort der magmatischen Formationen und die Wanderung der magmatischen Provinzen. So stellen in Westbulgarien alle magmatischen Formationen, die seit dem Kambrium gebildet wurden, lineamentäre Magmatite dar, die in Tiefenbrüchen stecken. In Verbindung mit ihrer räumlichen Entwicklung bildete sich auch eine sehr charakteristische Wanderung des Magmatismus von Norden nach Süden heraus, und zwar immer in ein und demselben Bruchsystem.

3. Rhegmatisches Netz

Es ist bekannt, daß die Bruchstrukturen nach einigen Merkmalen gruppiert und systematisiert werden können. Die Orientierung der Brüche ist jenes Merkmal, welches die besten Möglichkeiten sowohl für die wert- wie auch für die mengenmäßige Beurteilung bietet. Von diesem Standpunkt aus können die Bruchstrukturen der Balkanhalbinsel (detaillierte Untersuchungen wurden im östlichen Teil der Halbinsel durchgeführt), die nach allen Strukturplänen entstanden sind, in einige Hauptsysteme gruppiert werden. Selbstverständlich können letztere als charakteristisch für den Zerfall der Erdkruste in jenen Breiten aufgefaßt werden. Im Hinblick auf die Form des Planeten und die Gesetzmäßigkeiten in der Entstehung der Deformationen unter dem Einfluß der Gravitations- und Trägheitskräfte können wir nicht erwarten, daß das Bruchnetz in den verschiedenen Breiten das gleiche sein wird. Aus eben diesem Grunde beherrschen die wichtigsten planetaren Tiefenbrüche auch nicht ein und dieselbe Richtung auf der Balkanhalbinsel ihrer ganzen Länge nach.

Die Untersuchungen im östlichen Teil der Halbinsel zeigten das Vorherrschen einiger wichtiger Bruchsysteme [6, 8]. Zwei von ihnen befinden sich im Nordostquadranten: die Systeme 35 - 40° (Tvardica-System) und 65 - 70° (Jablanica-System). Zwei Systeme erstrecken sich über den Nordwestquadranten: 120 - 135° (Berkovica-System) und 150 - 170° (Kraistiden-System). Außerdem liegen noch ein fast äquatoriales und ein

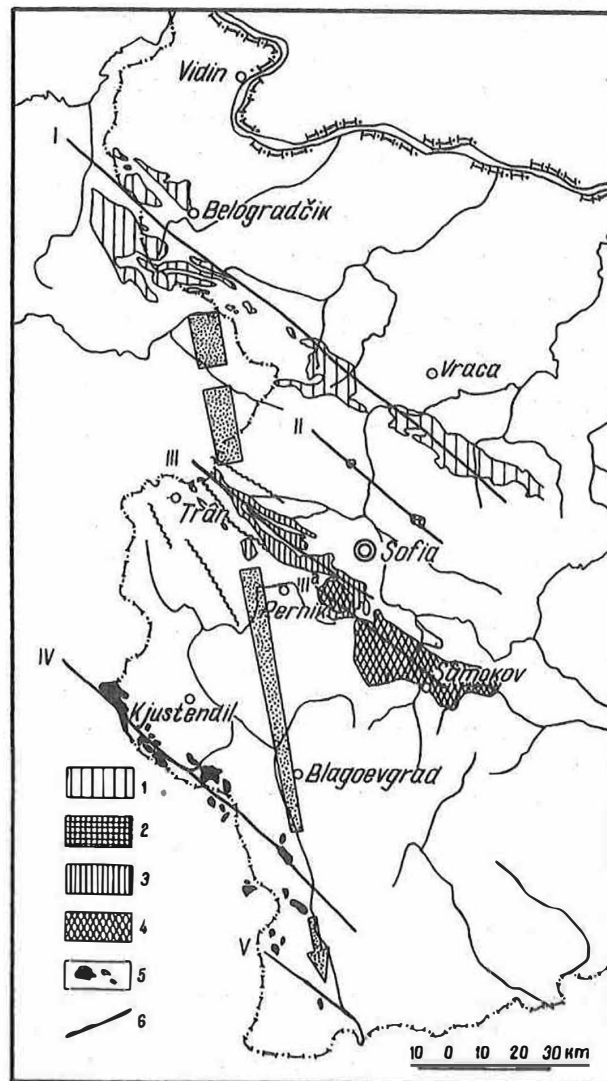


Abb. 2 Beziehungen des Magmatismus im Westbulgarischen Megablock zu den Tiefenbrüchen

1 - Kaledonisch-variszische eugeosynklinale synkinematische Granitoide; 2 - Variszische (sudetische) K-alkalische Magmatite; 3 - Ober-senone Vulkanite; 4 - Laramische Granitoide; 5 - Paläogene und neogene vulkanische und subvulkanische Körper; 6 - Magnetisch festgestellte Magmakörper (Kryptorupturen); I - Achsenlinie des altpaläozoischen Störungsbündels; II - Vermutliche Störung während des Jungpaläozoikums; III - Hauptverbreitung linearer andesitischer Magmakörper während des Senons; IIIa - Laramische Intrusivlinie; IV - Gjuševo-Störungszone mit paläogenen Rhyolithkörpern; V - Linie der Anordnung pliozäner Rhyolithkörper

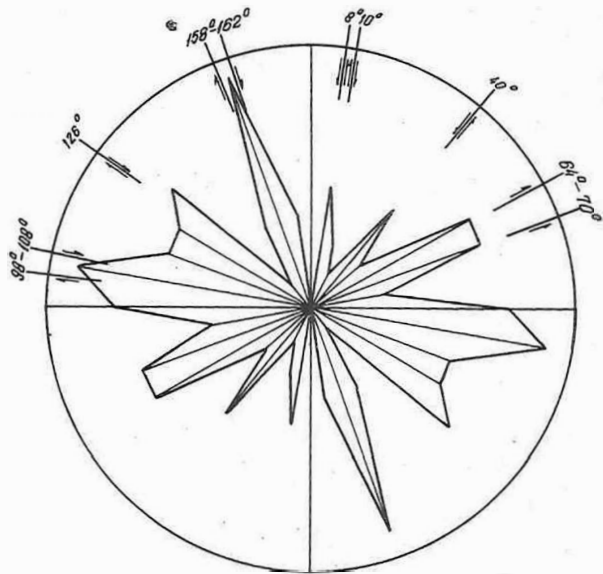


Abb. 3 Streichrichtungsrose der Störungs-
linien im östlichen Teil der Balkan-
halbinsel

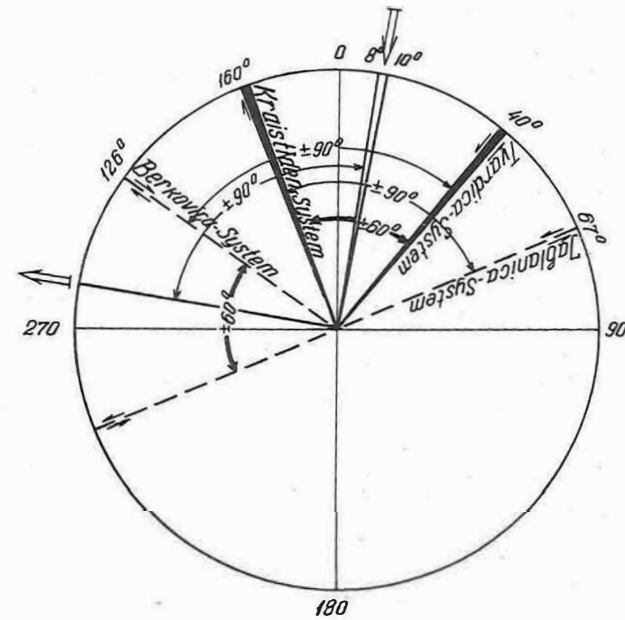


Abb. 4 Hauptbruchrichtungen und Verteilung
der rhegmatischen Paare mit Andeu-
tung der Lage der normalen Haupt-
druck- und Hauptzugrichtungen im
tektonischen Kräfteplan

fast meridionales System vor. Natürlich soll dieses Schema nicht als absolut gültig hingestellt werden, denn aus dem einen oder anderen Grunde (diese Frage wird hier nicht zur Erörterung kommen) gehört eine Reihe von Brüchen nicht dazu. Die statistischen Untersuchungen beweisen aber, daß über 80 % aller Bruchstrukturen in die sechs Hauptssysteme der planetaren Brüche einzubeziehen sind. Man muß bedenken, daß nicht alle Tiefenbrüche auf der Oberfläche gut ausgeprägt sind. Einige von ihnen stellen Kryptorupturen (blinde Brüche) dar, andere kamen in den obersten Strukturstufen nicht zur Geltung, jedoch ist im tieferen Niveau eine komplizierte Strukturparagenese zur Entwicklung gekommen, die räumlich und genetisch eng mit dem Tiefenbruch in Verbindung steht. Am häufigsten stellen Strukturen, die an den Tiefenbrüchen entwickelt sind, einen stark tektonisierten Streifen dar, dessen Breite 5 - 10 km beträgt. Unabhängig davon bietet die räumliche Gruppierung einiger Tiefenbrüche zusammen mit den elementaren Strukturen, die an ihnen entwickelt sind, die Möglichkeit, räumliche Gürtel und Lineamente auszuscheiden. Überaus typisch hierfür sind das Balkaniden-Lineament, das Kraištiden-Vardar-Lineament, der Tvardica-Gürtel etc.

4. Die rhegmatischen Paare und der Spannungsplan

Bei einer allgemeinen Behandlung des rhegmatischen Netzes auf der Balkanhalbinsel können die sechs Hauptbruchsysteme in drei orthogonale Paare gegliedert werden. Diese Gruppierung könnte aber nur rein formalen Charakter tragen, denn das würde bedeuten, die einzelnen Strukturen als Zug- und Druckbrüche aufzufassen und einen dreifachen Wechsel in der Orientierung des tektonischen Kraftfeldes anzunehmen.

Die detaillierten Untersuchungen über die Natur der Hauptbruchlinien auf der Halbinsel und über den Charakter der Bewegungen in ihnen führten uns zu der Folgerung, daß in den wichtigsten Bruchlinien eine Gleitung und eine bedeutende horizontale Verlagerung längs der einzelnen elementaren Strukturen vor sich gingen. Linksdrehende Fiederbewegungen sind für das Lineamentbündel von Tvardica charakteristisch, das als rechtsdrehende laterale Gleitlinie in bezug auf die meridional gerichteten normalen Hauptdruckspannungen angesehen werden muß. In dem Kraištiden-Lineament-Streifen hingegen stellen wir ausdrücklich rechtsdrehende Gleitbewegungen fest, und es kommt zum Auftreten von fiederförmigen Brüchen, die mit den Hauptstörungen einen Winkel von $15 - 30^\circ$ einschließen. Das erfordert, das Kraištiden-Lineament als linksdrehende Gleitlinie zu charakterisieren. Gemeinsam bilden Tvardica- und Kraištiden-System einen Winkel von ungefähr 60° , was uns dazu berechtigt, ihr Auftreten mit der Auswirkung meridional gerichteter Druckspannungen zu erklären, die mit der Bisektrix dieses Winkels zusammenfallen. Der Winkel von 60° ist abgestimmt mit der theoretischen Begründung für das Auftreten von Gleitbrüchen, wobei wir den Winkel der inneren Reibung berechnen.

Hier können wir uns auf die Untersuchungen von ANDERSON, MOODY, HILL etc. beziehen. Aus dieser Sicht verbinden wir das Kraištiden- und das Tvardica-System zu einem rhegmatischen Paar, das wir als das erste rhegmatische Paar auf der Balkanhalbinsel bezeichnen. Es ist bei der Orientierung von Sigma 3 in $8 - 10^\circ$ -Richtung entstanden.

Wenn wir uns die Auffassungen MOODYS zu eigen machen, könnten wir das Berkovica- und das Jablanica-System zu einem zweiten rhegmatischen Paar verbinden und ihr Auftre-

ten mit der Auswirkung der Hauptnormalspannungen in der Richtung $90 - 100^{\circ}$ erklären. Wir sollten uns aber einer solchen formellen Auffassung nicht bedienen, da die Untersuchungen beweisen, daß im Jablanica-System nicht rechtsdrehende, sondern linksdrehende, im Berkovica-System dagegen rechtsdrehende Horizontalverschiebungen vor sich gingen.

Ich möchte hier nur betonen, daß das Auftreten dieses zweiten rhegmatischen Paares nicht mit dem Einfluß der Druckspannungen in äquatorialer Richtung in Verbindung gebracht werden kann. Im Gegenteil, in dieser Richtung sind Zugspannungen aufgetreten. Aus dieser Sicht betonen wir die genetische Verbindung zwischen Kraištiden- und Berkovica-System einerseits und Tvardica- und Jablanica-System andererseits, was die Bildung dieser vier Hauptsysteme unter dem Einfluß ein und desselben Spannungsfeldes logisch erscheinen läßt. Es drängt sich der Schluß auf, daß auch die vier diagonalen rhegmatischen Systeme beim Vorhandensein eines einheitlichen Planes der Spannungen aufgetreten sind, wobei die Hauptdruckspannungen in meridionaler (N—S-) und die Hauptzugspannungen in äquatorialer (E—W-) Richtung lagen.

In Verbindung damit steht auch die Frage der Anordnung der geosynklinalen Tröge auf dem rhegmatischen Netz. Die Untersuchungen haben bewiesen [9], daß im östlichen Teil der Balkanhalbinsel die Orientierung aller geosynklinalen Tröge während des Neogäikums vollkommen mit jener der Hauptbrüche im rhegmatischen Netz zusammenfällt. In dieser Hinsicht sind aber die beiden linken lateralen Systeme - das Kraištiden- und das Berkovica-System - und das äquatoriale System am meisten betont. Die Entwicklung dieser Tröge und das Auftreten der Deformationen in ihnen standen im Zeichen sich vielfach ändernder Druck- und Zugspannungen. Das führt zu der Schlußfolgerung, daß bei ein und demselben Plan der Spannung die Kräfte Sigma 1 und Sigma 3 ihre Lage mehrfach oder vielfach verändert haben. Diese Erwägung bestärkt uns in der Schlußfolgerung, daß das Auftreten auch der acht Hauptbruchsysteme des rhegmatischen Netzes unter dem Einfluß eines einheitlichen Kraftfeldes mit fast meridionaler ($8 - 10^{\circ}$) und entsprechend fast äquatorialer ($\pm 100^{\circ}$) Orientierung der Kräfte Sigma 3 und Sigma 1 vor sich gegangen ist.

5. Der Schollenbau der Erdkruste

Als Ergebnis eines dichten rhegmatischen Netzes gliederte sich die Erdkruste auf der Balkanhalbinsel in zahlreiche Blöcke verschiedener Größenordnungen. Der segmentierte Aufbau der Kruste wird mit dem verschiedenartigen Spektrum der Sedimentkomplexe in den einzelnen Blöcken, mit verschiedener räumlicher Symmetrie der Strukturen in den Blöcken, mit den verschiedenen Faltungszeiten und der unterschiedlichen Hochlage der Blöcke etc. begründet. Auch der Magmatismus ist - wie der Charakter der Metamorphose - in den einzelnen größeren Blöcken verschieden.

Nach der Stellung der Hauptstörungen des ersten rhegmatischen Paares wird der östliche Teil der Balkanhalbinsel in drei Megablöcke unterteilt, diese wiederum in eine ganze Reihe von Blöcken verschiedener Größenordnung. Auf diese Weise muß die tektonische Rayonierung der Balkanhalbinsel nach zwei Prinzipien erfolgen: 1. in Strukturzonen und -gebiete und 2. in Blöcke. Eine solche Rayonierung wurde bereits im östlichen Teil der Halbinsel durchgeführt und erwies sich vom Standpunkt der metalloge-

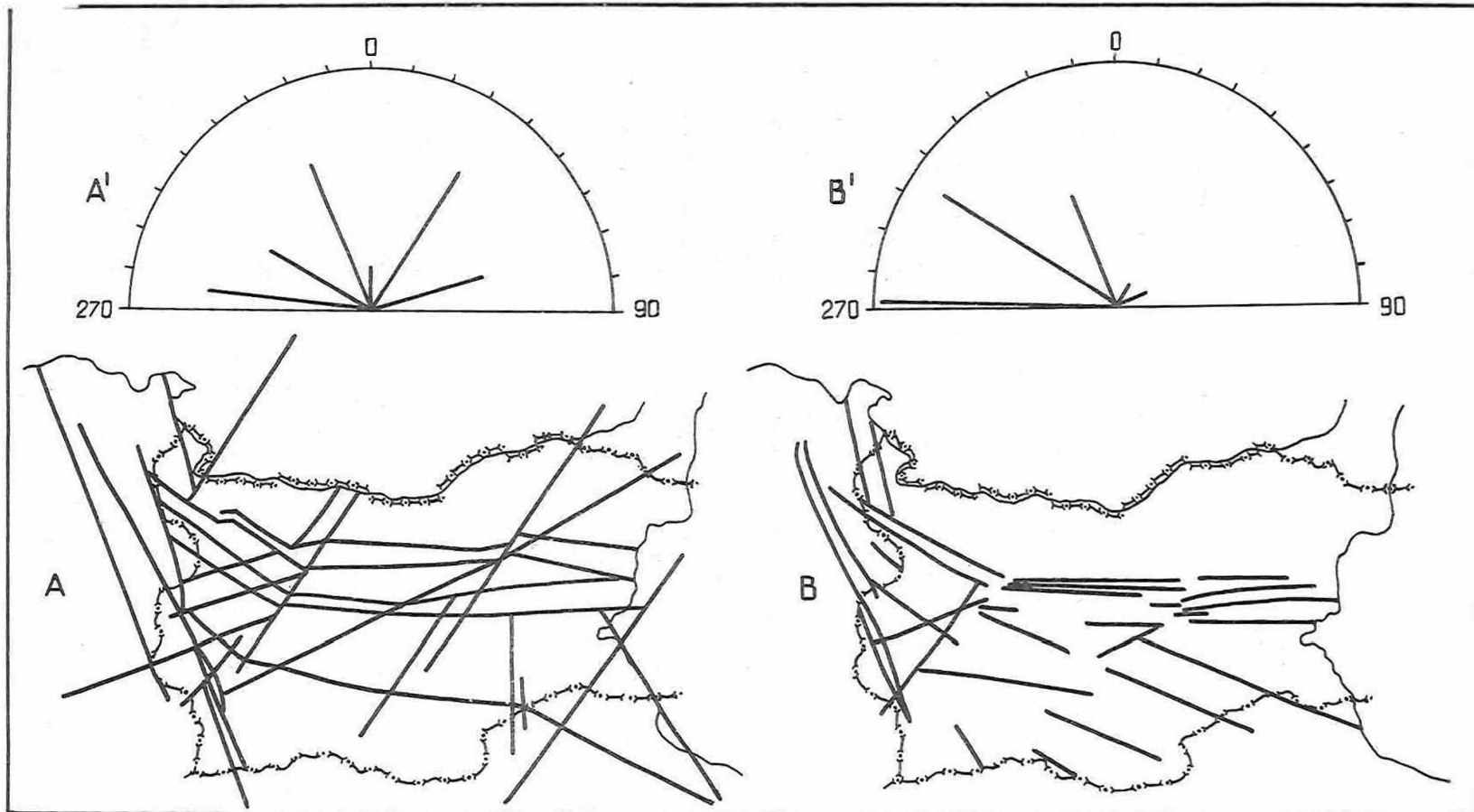


Abb. 5 Zusammenhang zwischen der Orientierung der Hauptstörungslinien in Bulgarien (A) mit den Achsen der Geosynklinaltröge (B); A^I und B^I - Rosen zu A und B

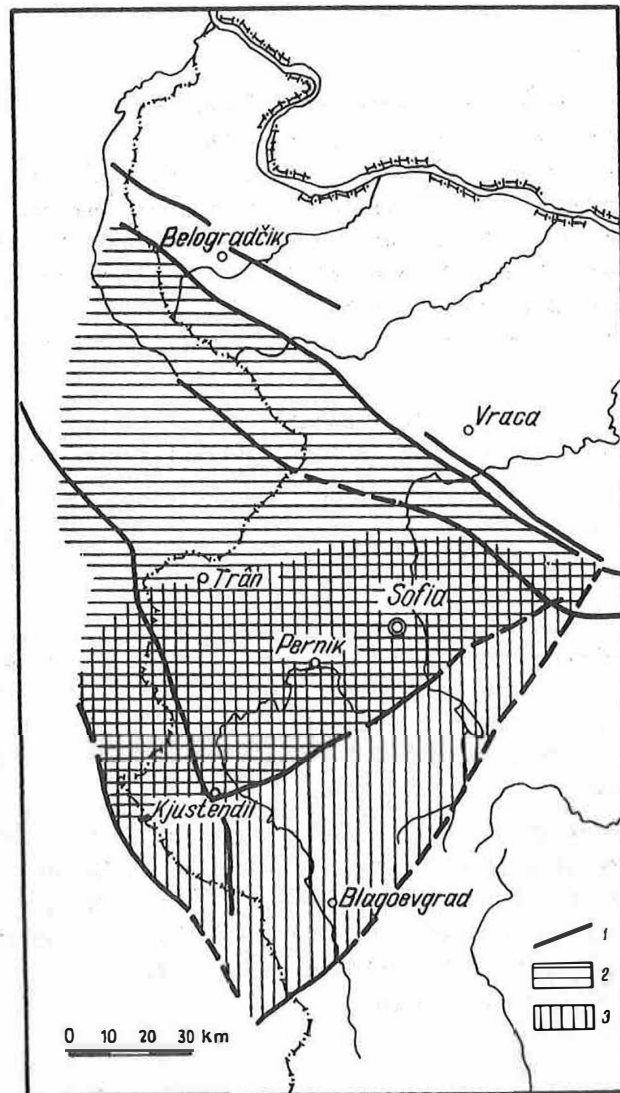


Abb. 6 Das Sredec-Struktur-Amphitheater

1 - Wichtigere Störungslinien;
 2 - der rhegmatische E-Keil von
 Sofia; 3 - der rhegmatische M-
 Keil von Kjustendil

netischen Rayonierung und prognostischer Untersuchungen nach Lagerstätten sedimentärer Herkunft als überaus zukunftsreich.

6. Die rhegmatischen Keile

Bei den gegenseitigen räumlichen Beziehungen zwischen den Brüchen der verschiedenen Systeme des rhegmatischen Netzes entstand eine Reihe tektonischer Keile. Sie stellen sehr interessante Phänomene dar. Die Untersuchung der tektonischen Keile, die sich jedoch noch immer im Anfangsstadium befindet, ist vielversprechend und scheint zum Verständnis jener Prozesse zu führen, die das ganze rhegmatische Netz bedingen. Vorläufig nehmen wir an, daß alle Keile ein und demselben genetischen Typ angehören und als Ergebnis des Wechsels der Spannungsfelder im einheitlichen tektonischen Kräfteplan entstanden sind. Aus dieser Sicht teilen wir die tektonischen Keile in vier Gruppen ein [8]:

1. meridionale Keile (M-Keile), entstanden unter dem Einfluß der Hauptnormalspannungen (Kontraktion), orientiert in der bereits bekannten Richtung $\delta - 10^0$;
2. äquatoriale Keile (E-Keile) mit der Orientierung von Sigma ζ in äquatorialer Richtung, d.h. bei Hauptwirkung der Zugspannungen in meridionaler Richtung;
3. radiale Keile (R-Keile), entstanden bei einem tektonischen Kraftfeld mit vertikaler Anordnung von Sigma ζ ;
4. Dilatationskeile (D-Keile) als Ergebnis der Gleitung an einem der hauptlateralen Systeme der rhegmatischen Gleitung. Das Vorhandensein von D-Keilen verschiedenen Alters kann man als einen Hinweis für mehrfaches Gleiten und mehrfache Veränderungen der Spannungen (Kompression und Weitung) bei ein und demselben tektonischen Kräfteplan begründen.

Auf der Grundlage der rhegmatischen Keile entstanden auch die tiefsten tektonischen Nischen (strukturelle Amphitheater) in der Erdkruste der Halbinsel. Wir müssen besonders auf das Sredec-Struktur-Amphitheater hinweisen, das sich fast in der Mitte der Halbinsel befindet und in dem der größere Teil der Spilit-Keratophyr-Komplexe und alle schiefrigen Flyschbildungen und Molasseablagerungen konzentriert sind, die während des gesamten Paläozoikums gebildet wurden.

Literatur

- | | |
|----------------|---|
| [1] BONCEV, E. | Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens.
Geol. Balkanica 2 (1936) 1, S. 5-48 |
| [2] BONCEV, E. | Aus der alpidischen Tektonik Bulgariens.
Spis. bălg. geol. DruŹ. 12 (1940) 3, S. 155-247 |
| [3] BONCEV, E. | Zum geologischen Bau Bulgariens.
Geol. Balkanica 3 (1943) 3, S. 89-106 |
| [4] BONCEV, E. | Über die tektonische Ausbildung der Kraištiden (Kraištiden-Lineament).
Geologie 7 (1958) 3-6, S. 409-419 |

- ⟨5⟩ BONČEV, E. Neue Ideen zur Tektonik Bulgariens.
Spis. bālg. Akad. Nauk. 8 (1963) 2, S. 20-30
- ⟨6⟩ BONČEV, E. Probleme der Lineamenttektonik im östlichen Teil der Balkanhalbinsel.
Bālg. Akad. Nauk., Izv. geol. Inst. 14 (1965), S. 5-31
- ⟨7⟩ BONČEV, E. Über einige Probleme des regmatischen Paares "Berkovica - Jablanica" (das zweite regmatische Paar) in Westbulgarien.
Godiš. sof. Univ. geol.-geogr. Fak. 61 (1969) 1, S. 105-119
- ⟨8⟩ BONČEV, E. Über einige Gesetzmäßigkeiten in der Regmagenese der Balkanhalbinsel.
Spis. bālg. geol. Druž. 31 (1970) 2, S. 135-145
- ⟨9⟩ GOČEV, P.; HAIDUTOV, I.; BONČEV, E. Problemi tettonici della Penisola Balkanica.
Boll. Soc. geol. ital. 89 (1970), S. 333-345
- ⟨10⟩ KOSSMAT, F. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. In: Die Kriegsschauplätze 1914-18, geologisch dargestellt, H. 12.
Berlin: Gebr. Borntraeger 1924

Abbildungen des geotektonischen Baues im Erscheinungsbild
natürlicher geoelektrischer Variationen¹⁾

Von GOTTFRIED PORSTENDORFER, Freiberg

Das Ziel regional-geotektonischer Untersuchungen ist die Gliederung von Erdkruste und Erdmantel in der Horizontalen (Großfelder) bzw. Vertikalen (Stockwerke). Elektromagnetische Verfahren großer Eindringtiefe können dabei eine Hilfestellung leisten, wenn mit dieser Gliederung deutliche Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit in der Horizontalen und Vertikalen verbunden sind. Im Sedimentbereich ist dabei der spezifische Widerstand ein empfindlicher Indikator für Änderungen der Porosität, wenn die Mineralisation der Wässer konstant bleibt. Im oberen Erdmantel gelten Leitungsmechanismen, die eine direkte Verbindung des spezifischen Widerstandes mit der Temperatur gestatten, was den spezifischen Widerstand zum Indikator für Temperaturanomalien macht. Schließlich zeigen Versuche unter hohen Drücken und Temperaturen, daß auch Dehydratations- und Schmelzprozesse zu einer anomalen Erniedrigung des spezifischen Widerstandes führen, so daß elektromagnetische Methoden Hinweise auf Prozesse der Metamorphose, Migmatisierung und Granitisierung in der Tektonosphäre liefern können.

Die zur Sondierung und Kartierung der Erdkruste und des oberen Erdmantels benötigten Primärfelder werden nach Abb. 1 durch den sog. "Sonnenwind" (Sonnenplasmawolken mit elektrisch geladenen Teilchen) erzeugt, der mit dem Erdmagnetfeld zusammenstößt und zu hydromagnetischen Wellenausbreitungen längs der magnetischen Feldlinien führt. Ausgleichsströmsysteme in der Ionosphäre strahlen elektromagnetische Wellen unterschiedlicher Periode auf die Erdoberfläche ab, und dem Geophysiker ist es vorbehalten, die Reaktion des "geotektonischen Filters" auf dieses weitestgehend homogene großräumige Primärfeld zu studieren und zu entziffern.

Das Primärfeld wird nach Abb. 2 durch einen linear polarisierten magnetischen Vektor H charakterisiert, den wir in seine zwei Komponenten H'_x und H'_y zerlegen. Beide Wellen betrachten wir getrennt (linke und rechte Seite der Abb. 2). Sie werden im Untergrund gebrochen und reflektiert, wobei die Komponenten der entstehenden überlagerten Teilfelder jeweils linear von H'_x bzw. H'_y abhängen. Schließlich setzen wir diese Komponenten wieder zum beobachtbaren Gesamtfeld zusammen, wobei wir finden

$$(1) \quad F_n = a_n H'_x + b_n H'_y .$$

F_n entspricht dabei nach Wahl den elektrischen bzw. magnetischen Komponenten $E_x, E_y, E_z, H_x, H_y, H_z$ an der Basisstation (B) bzw. $E'_x, E'_y, E'_z, H'_x, H'_y, H'_z$ an der Wanderstation (W); a_n, b_n sind komplexe Koeffizienten.

Aus zwei Gleichungen für zwei beliebige magnetische oder elektrische Feldkomponenten am selben oder an unterschiedlichen Orten kann man H'_x und H'_y eliminieren, und es entstehen Zusammenhänge der Form

¹⁾ Veröffentlichungs-Nr. 220

Sektion Geowissenschaften, Bergakademie Freiberg

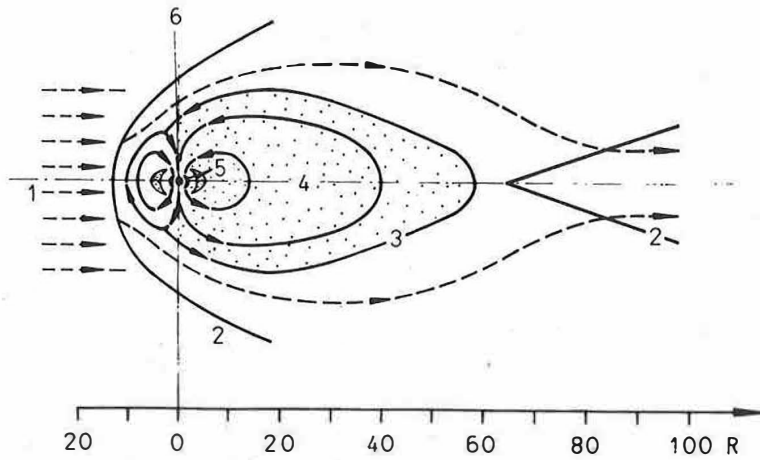


Abb. 1 Umströmung der Erde und ihres Magnetfeldes durch den Sonnenwind, umgezeichnet nach [5]
 1 - Sonnenwind; 2 - Stoßwellenfronten; 3 - Magnetfeldlinien; 4 - Plasma der Magnetosphäre; 5 - Strahlungsgürtel; 6 - Erde; R - Erdradius (6 370 km)

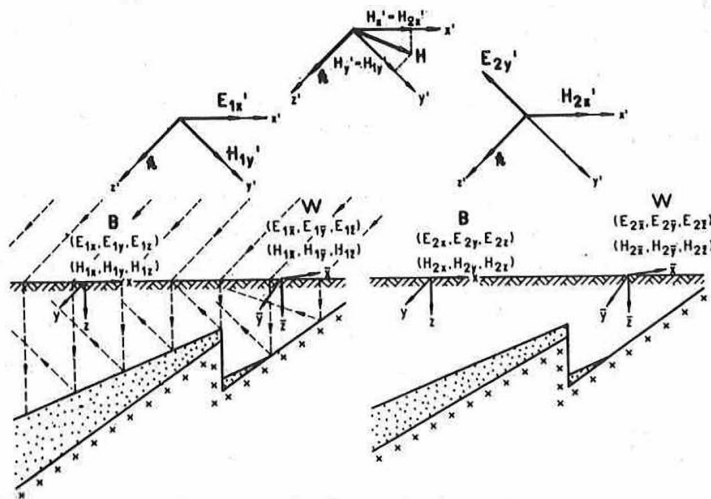


Abb. 2 Zusammenhänge der an der Erdoberfläche oder im Untergrund meßbaren elektrischen und magnetischen Feldkomponenten mit dem Magnetfeld in der Atmosphäre
 B - Basisstation; W - Wanderstation; E - elektrisches Feld; H - magnetisches Feld

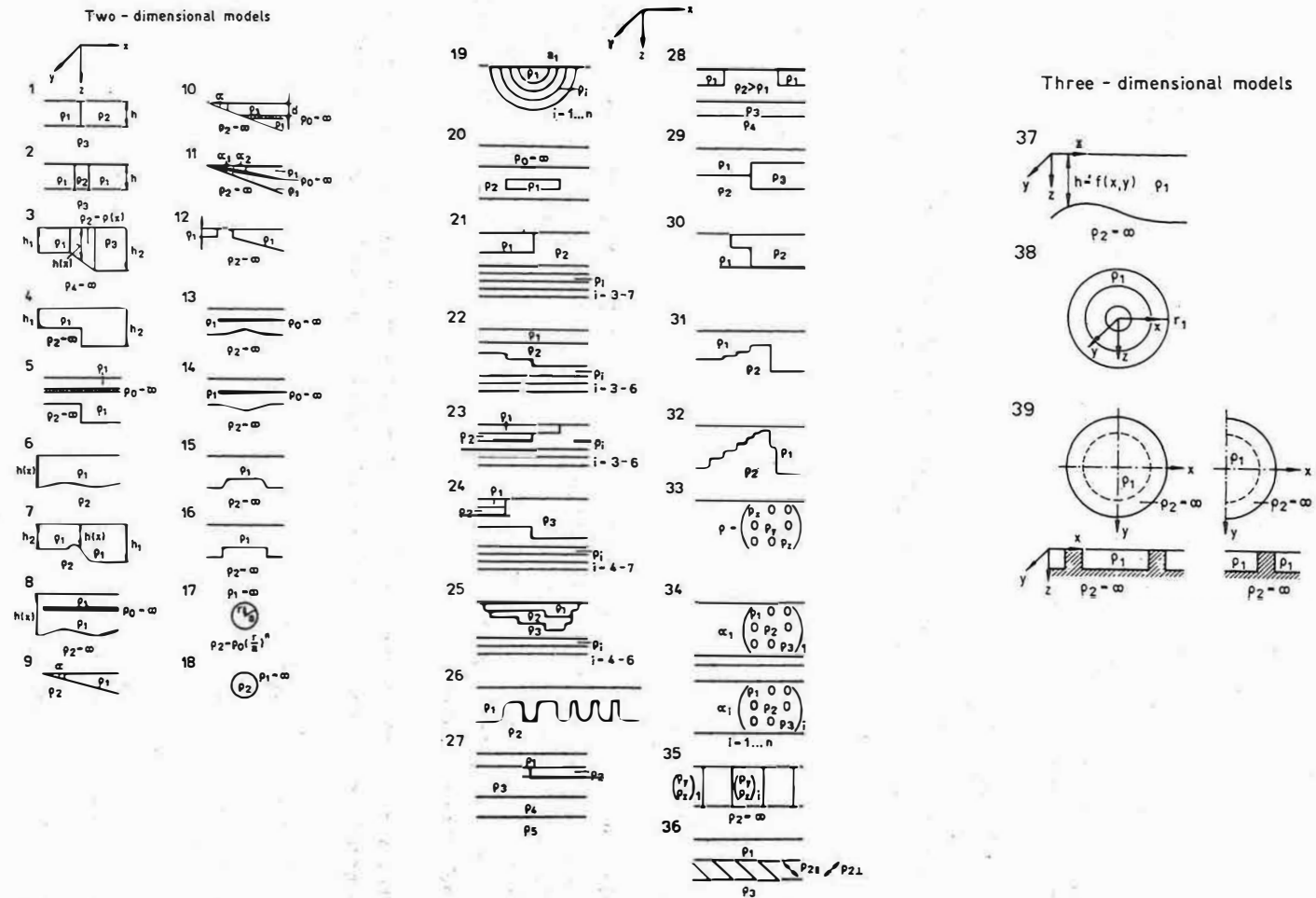


Abb. 3 Katalog der in der internationalen Literatur bearbeiteten Modelle für zwei- und dreidimensionalen, inhomogenen und anisotropen Untergrund

$$(2) \quad F_i = f_{ij} F_j + f_{ik} F_k.$$

Die F_i, F_j, F_k entsprechen dabei nach Wahl den Komponenten F_n , wobei jeweils $F_i \neq F_j, F_i \neq F_k, F_j \neq F_k$ gilt.

Die komplexen Koeffizienten f_{ij} und f_{ik} hängen außer vom Untergrund vom gewählten Koordinatensystem ab. Sie gewinnen nur eine eigenständige Bedeutung für geologisch einfache Strukturen, wie z.B. lineare Tektonik (zylindrische Strukturen). Ein Beispiel dafür liefert die sog. "erdmagnetische Tiefensondierung", die über die Formel (2) H_x, H_y und H_z miteinander verknüpft:

$$(3) \quad H_z = X_{zx} H_x + X_{zy} H_y.$$

Eine vom Koordinatensystem unabhängige Bodenkenngroße ergibt sich in diesem Falle in Gebieten mit Strukturen, deren Streichrichtung mit der y -Achse zusammenfällt. Dann ist

$$(4) \quad \begin{cases} X_{zy} = 0, \\ \text{und} \\ X_{zx} = \frac{H_z}{H_x}. \end{cases}$$

Diese Bodenkenngroße bildet die Grundlage des sog. "WIESE-Pfeiles", dessen Größe ein empfindliches Maß für tiefliegende Leitfähigkeitsanomalien senkrecht zum Streichen darstellt. Diese Bodenkenngroße hat sich auch bewährt als "Neigungswinkel der magnetischen Polarisationssebene" von Blitzstörungen (atmosphärisch). Er wird im sog. "AFMAG"-Verfahren heute bereits vom Flugzeug aus gemessen und mit Vorteil für die oberflächennahe Erzerkundung genutzt.

Weitere, vom Koordinatensystem unabhängige Bodenkenngroßen für beliebig aufgebauten Untergrund erhält man, wenn man aus (2) ableitbare Kombinationen der Art

$$(5) \quad \begin{cases} E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y, \\ E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{cases}$$

oder

$$(6) \quad \begin{cases} E_x = A_{xx}^- E_x + A_{xy}^- E_y, \\ E_y = A_{yx}^- E_x + A_{yy}^- E_y \end{cases}$$

benutzt. Die Gleichungen (5) und (6) vermitteln tensorielle Zusammenhänge zwischen den Horizontalvektoren des elektrischen und magnetischen Feldes an einer Basisstation (Gl. (5)) bzw. zwischen den Horizontalvektoren der elektrischen Felder von Basis- und Wanderstation (Gl. (6)). Gl. (5) bildet dabei die Grundlage der sog. "Magneto-Tellurik" mit der Tensorinvariante

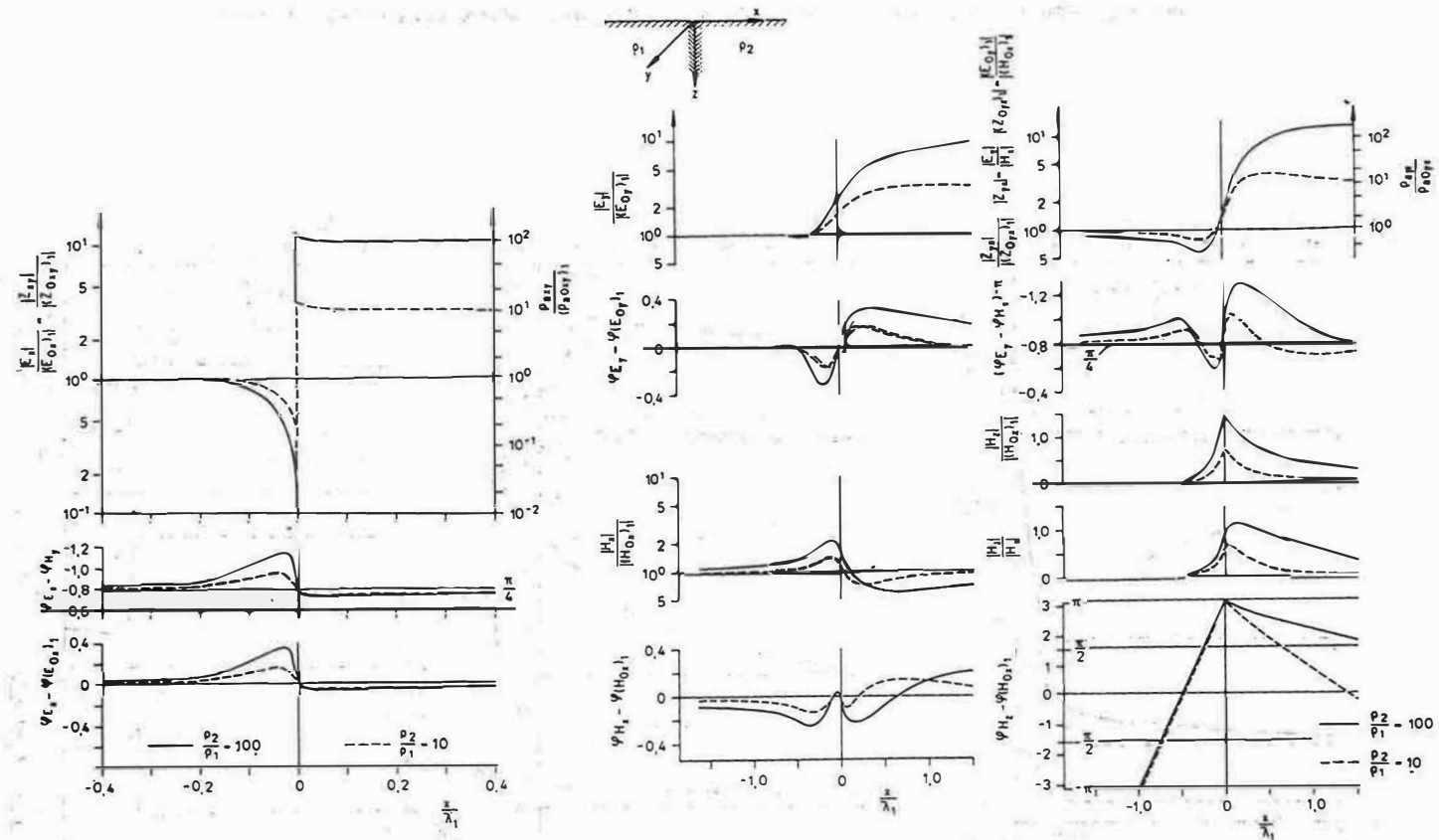


Abb. 4 Feldverzerrungen über einer zweidimensionalen vertikalen Grenzfläche, umgezeichnet nach [3] und [6]; λ - Wellenlänge; φ - Phase

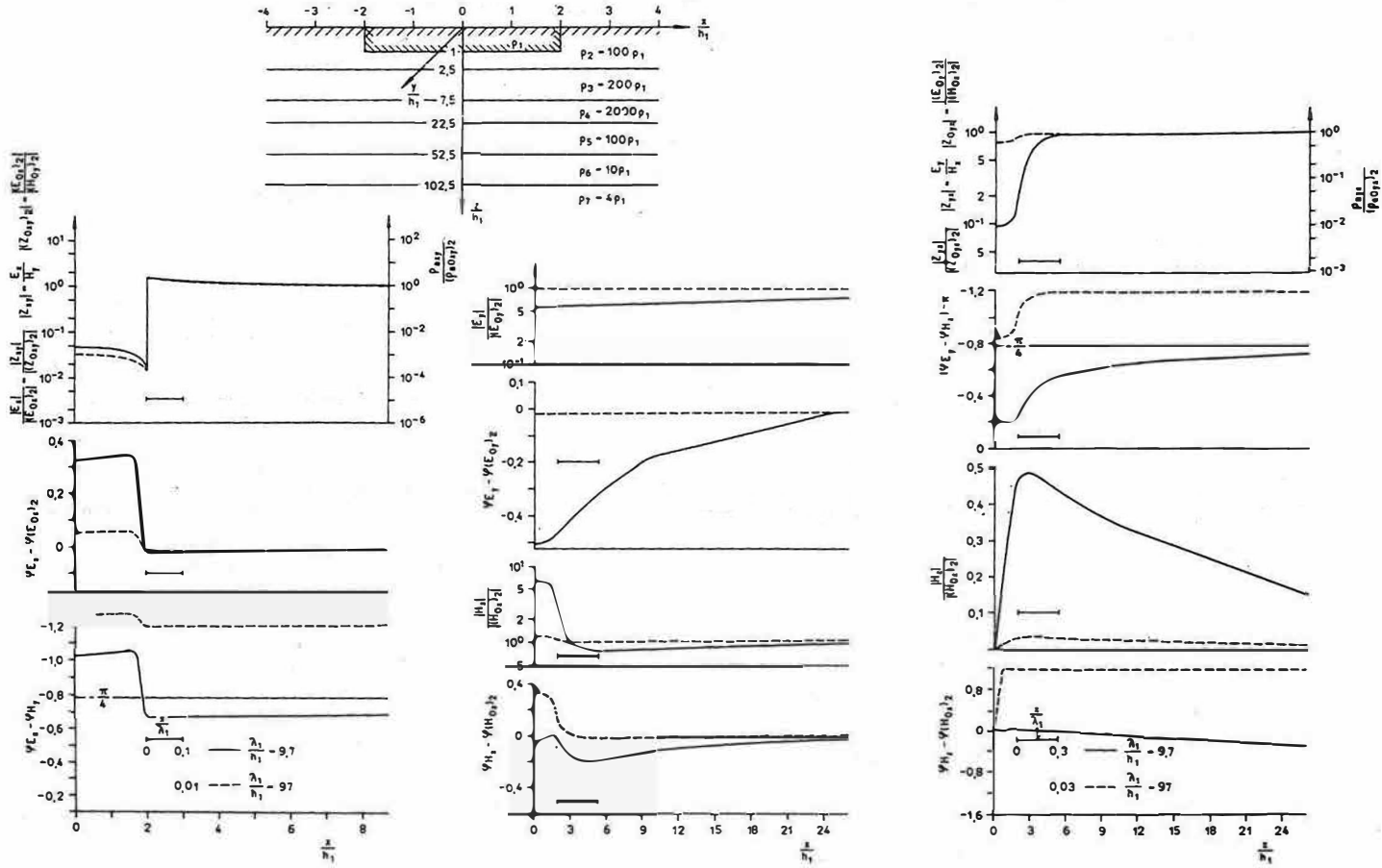


Abb. 5 Feldverzerrung über einem zweidimensionalen gutleitenden Becken, umgezeichnet nach [8]

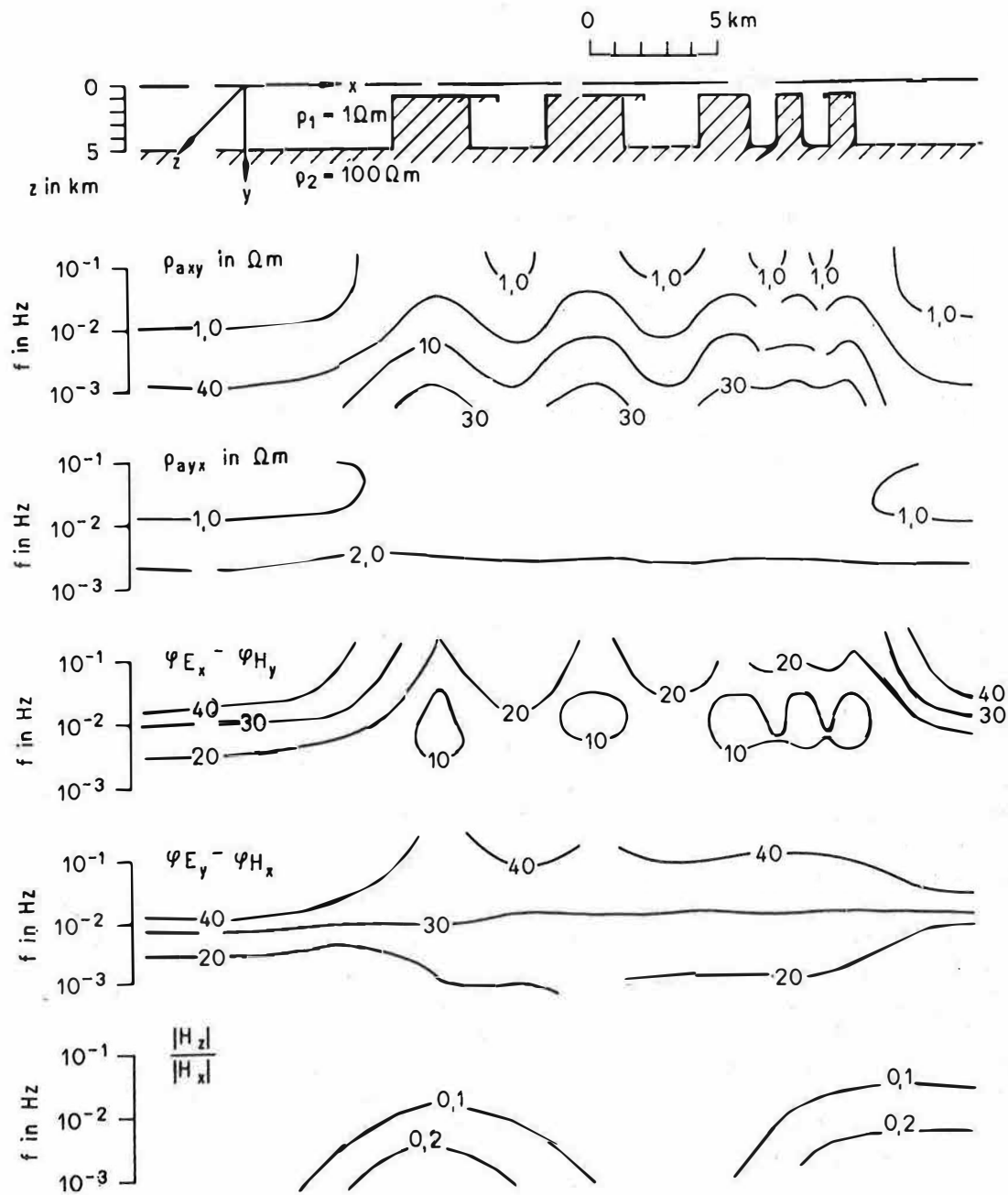


Abb. 6 Beispiel für die Wirkung einer komplizierten zweidimensionalen Inhomogenität auf das natürliche elektromagnetische Erdfeld für verschiedene Frequenzen, umgezeichnet nach [1]

$$(7) Z_{\text{eff}} = \sqrt{Z_{xx} Z_{yy} - Z_{yx} Z_{xy}}$$

als vom Koordinatensystem unabhängige Bodenkenngröße "effektive Impedanz". Gl. (6) bildet die Grundlage der sog. "Tellurik" mit der Tensorinvariante

$$(8) A^2 = A_{xx}^- A_{yy}^- - A_{xy}^- A_{yx}^-$$

als vom Koordinatensystem unabhängige Bodenkenngröße "Flächeninhalt der relativen tellurischen Ellipse".

Darüber hinaus bestehen zahlreiche weitere Kombinationsmöglichkeiten nach Gl. (2), wobei insbesondere bei Messungen im Meer auch die elektrische Vertikalkomponente mit einbezogen werden kann. Zur Deutung der invarianten Bodenkenngrößen benutzt man Modelle, wobei zunächst analytische Lösungen versucht wurden, die aber zunehmend von Analogmodellversuchen oder Lösungen für Gitternetze auf Computern abgelöst werden. Abb. 3 vermittelt einen Katalog von Modellen inhomogener Medien, für die im Augenblick Lösungen vorliegen. Aus diesem Katalog wollen wir zwei einfache Fälle besonders diskutieren.

1. Feldverzerrung über einer zweidimensionalen vertikalen Grenzfläche

Das einfachste Modell inhomogener Medien besteht im Aneinandergrenzen zweier Medien verschiedener spezifischer Widerstände. Die in Abb. 4 dargestellten Ergebnisse analytischer Berechnungen sind den Arbeiten von D'ERCEVILLE & KUNETZ (1962) [3] und THOMSON & WEAVER (1971) [6] entnommen. Die vertikale Grenzfläche wird am schärfsten durch das elektrische Feld E_x bei H-Polarisation abgebildet, wobei bereits bei Entfernungen $x/\lambda_1 > 0,2$ der Effekt weitestgehend abgeklungen ist. Im Falle der E-Polarisation fehlt die scharfe Indikation der vertikalen Grenzfläche in allen Feldkomponenten, und die Indikationen sind auch bei Entfernungen $x/\lambda_1 > 1$ von der Trennfläche noch nicht abgeklungen.

Abb. 4 unterstreicht deutlich die untrennbare Einheit der klassischen Verfahren "Tellurik", "Magneto-Tellurik" und "Geomagnetische Tiefensondierung". Die Feldkomponenten $E_x/(E_{ox})_1$ und $E_y/(E_{oy})_1$ zeigen die Indikation, die bei rein tellurischer Vermessung auftritt. Der Verlauf der Impedanzhauptwerte Z_{xy} und Z_{yx} vermittelt die Indikationen, die bei einer Vermessung in der Variante der "magneto-tellurischen Profilierung" zu erwarten wären. Schließlich spiegelt der Verlauf des Quotienten H_z/H_x die Verhältnisse bei der sog. "geomagnetischen Tiefensondierung" wider. Dabei ist dieser Fall gekennzeichnet durch äußerst starke Phasenvariation und relativ langsame Abnahme der H_z -Komponente auf der schlechter leitenden Scholle.

2. Feldverzerrung über einem zweidimensionalen gutleitenden Becken oder Graben

In Abb. 5 wird, zurückgehend auf numerische Computerlösungen (WRIGHT 1969 [8]), die Feldverzerrung über einem engbegrenzten Sedimentbecken untersucht. Wegen der Symmetrie sind dabei nur die Meßwerte über einer Hälfte des Modells dargestellt. Wir finden wieder besonders scharfe Indikationen des Beckenrandes bei H-Polarisation. Wir erkennen aber auch, daß sich diese Struktur bei unterschiedlicher Eindringtiefe einmal als besonders "phasenwirksam" und einmal als besonders "amplitudenwirksam" erweist.

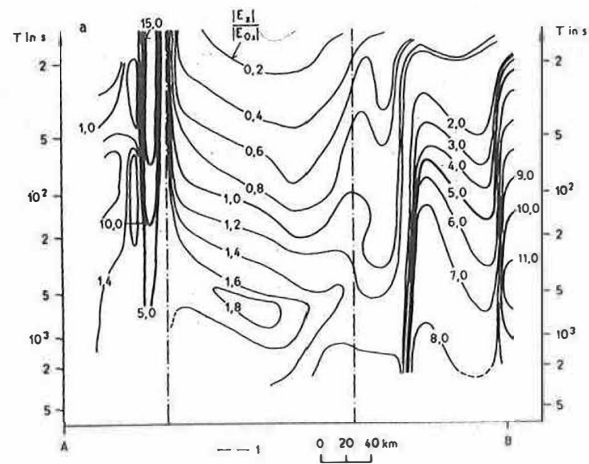


Abb. 7a Amplitudenverhältnisse der zu einem zylindrischen Graben parallelen elektrischen Feldkomponenten, bezogen auf die Station A, in einer Perioden-Entfernungs-Graphik, umgezeichnet aus [47]; 1 - Grabenrand

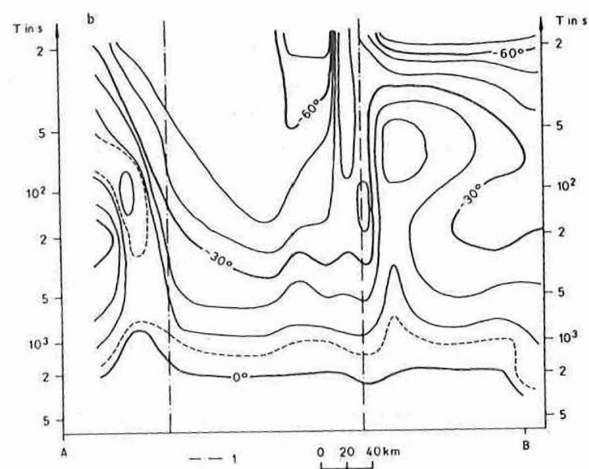


Abb. 7b Phasendifferenz der zu einem zylindrischen Graben parallelen elektrischen Feldkomponenten, bezogen auf die Station A, in einer Perioden-Entfernungs-Graphik, umgezeichnet aus [47]; 1 - Grabenrand

Die hier diskutierten und viele andere Modelle zeigen, daß horizontale Inhomogenitäten und Anisotropie zu bedeutenden Verzerrungen der Felder gegenüber dem Horizontalschichtfall führen können. Die klassische Interpretation magneto-tellurischer Sondierungen durch Sondierungs-Musterkurven wird dann sehr in Frage gestellt. Sie ist überhaupt erst nach flächenhaften Untersuchungen über den Grad der Feldverzerrung erlaubt. Ein erstes Anzeichen für das Vorliegen einer horizontalen Inhomogenität ist die Nichtübereinstimmung der Impedanzen für E- und H-Polarisation oder das Auftreten einer H_z -Komponente. Unter diesen Bedingungen ist es z.B. für zweidimensionale Strukturen günstiger, zur profilmäßigen Darstellung der Meßergebnisse etwa in der Form

$$\begin{array}{l} E_x(x, T) \text{ und } E_y(x, T) \text{ in bezug auf eine Basisstation,} \\ H_x(x, T) \text{ in bezug auf eine Basisstation,} \\ \frac{H_z}{H_x}(x, T), \quad \frac{E_x}{H_y} = Z_{xy}(x, T), \quad \frac{E_y}{H_x} = Z_{yx}(x, T) \end{array}$$

überzugehen. Dabei kann man sowohl die jeweiligen Feldkomponenten oder Feldverhältnisse über x darstellen und T bzw. f als Parameter führen (Abb. 6) als auch T über x darstellen und die jeweiligen Feldkomponenten oder Feldverhältnisse als Parameter führen. Erstere Darstellungsmöglichkeit entspricht dabei der in der Vierpunktelektrik geübten Praxis der Kartierung mit konstanter Elektroden-Sonden-Kombination, während die zweite Darstellungsmöglichkeit anomale Widerstandsverhältnisse für bestimmte Perioden ($\hat{=}$ Tiefen) qualitativ herausmodelliert.

Ein praktisches Meßbeispiel einer solchen Darstellungsweise zeigt Abb. 7. Hierbei entpuppt sich das elektrische Feld in seiner Periodenabhängigkeit als scharfer Indikator für ein geotektonisches Element (Rheintal-Graben).

Flächenhafte Aufnahmen bei verschiedenen Perioden und von den üblichen Sondierungskurven abgehende Darstellungsweisen der elektromagnetischen Feldkomponenten werden in Zukunft die klassischen und leicht zu Fehldeutungen führenden Sondierungskurven ablösen. Damit werden magneto-tellurische Verfahren in zunehmendem Maße neben der geotektonischen Stockwerksgliederung Beiträge zur horizontalen Felderung von Kruste und Mantel liefern. Richtungweisend für derartige Untersuchungsrichtungen dürfte eine Notiz von ADAM, HORVATH & STEGENA (1971) [17] sein.

Literatur

- [1] ADAM, A; HORVATH, F.; STEGENA, L. Spreading tectonics investigated by magneto-telluric anisotropy. Nature 231 (1971) 5303, S. 442-443
- [2] BERDICEVSKIJ, M.N. Električeskaja razvedka metodom magnito-telluričeskogo profilirovanija [Elektrische Erkundung mit der Methode der magneto-tellurischen Profilierung]. Moskva: Nedra 1968
- [3] D'ERCEVILLE, S.; KUNETZ, G. The effect of a fault on the Earth's natural electromagnetic field. Geophysics 27 (1962) 5, S. 651
- [4] HAAK, V. Das zeitlich sich ändernde erdelektrische Feld, beobachtet auf einem Profil über den Rheingraben; eine hiervon abgeleitete Methode der Auswertung

mit dem Ziel, die elektrische Leitfähigkeit im Untergrund zu bestimmen.

Diss. Univ. München 1970, 141 S.

[5] MATSUSHITA, S.;
CAMPBELL, W.H.

Physics of geomagnetic phenomena.

New York u. London: Acad. Press 1967

[6] THOMSON, D.I.; WEAVER, I.T.

A solution of the "coastline-effect".

Vortrag XV. Generalversammlung IUGG, Moskau 1971

[7] VOZOFF, K.; SWIFT, C.M.

Magneto-telluric measurements in the North German Basin.

Geophys. Prosp. 16 (1968) 4, S. 454-473

[8] WRIGHT, I.A.

The magnetotelluric and geomagnetic response of two-dimensional structures.

Gamma 7 (1969), 102 S.

Analyse der Warmeflußdaten Mitteleuropas

Von ECKART HURTIG, Potsdam, & PETER SCHLOSSER, Magdeburg¹⁾

1. Einleitung

Die ersten Übersichtsdarstellungen über die Verteilung des Wärmeffusses in Europa (LEE & UYEDA 1965 [69]; SCHEFFER 1966 [91, 92]) basieren auf relativ wenig Werten und können daher nur ein grobes Bild geben. In den letzten Jahren sind in den verschiedenen Ländern Mitteleuropas zahlreiche neue geothermische Daten gewonnen worden. Das Datenmaterial ist zwar hinsichtlich Meßpunktdichte, Qualität und Genauigkeit unterschiedlich, dennoch soll versucht werden, eine regionale Analyse der geothermischen Daten für Mitteleuropa vorzunehmen.

In der Literatur sind bisher vertikale Änderungen des Wärmeffusses wenig beachtet worden. Neuere Untersuchungen zeigen jedoch (ČERMAK 1971 [27]; CRAIN 1968 [33]), daß in einer Bohrung der Wärmeffuß durchaus eine deutliche Tiefenabhängigkeit zeigen kann. Für die Diskussion der horizontalen Verteilung des Wärmeffusses und die Klärung der Ursache von Wärmeffußanomalien ist es daher von Bedeutung, vertikale Änderungen des Wärmeffusses zu untersuchen.

Bei der vorliegenden Analyse der Wärmeffußwerte soll die Klärung folgender Fragen im Vordergrund stehen:

- Diskussion der Wärmeffußdaten der einzelnen Länder,
- Darstellung der regionalen Verteilung der Wärmeffußwerte,
- Untersuchung einer möglichen Teufenabhängigkeit des Wärmeffusses,
- Diskussion der Ursachen für die auftretenden Wärmeffußanomalien.

2. Das Datenmaterial

VR Polen

PLEWA (1965, 1966) [83, 84] gibt einen Überblick über die geothermischen Daten in der VR Polen bis zum Jahre 1965. Abb. 1 zeigt die Lage der Bohrungen, in denen die Temperatur bestimmt wurde (Tab. 1). Es fällt auf, daß die geothermischen Gradienten im oberflächennahen Bereich (250 bis 500 m) zum Teil erheblich von denen für den Teufenbereich 250 bis 1000 m abweichen. Vor allem in Nordostpolen ist der Anstieg des Gradienten in Abhängigkeit von der Teufe auffällig.

Für die Wärmeleitfähigkeit gibt PLEWA (1965) [83] Werte zwischen 3 und 4 $\text{mcal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{grad}^{-1}$ an. Auf Grund von Wärmeleitfähigkeitsmessungen in der DDR in vergleichbaren Schichten erscheinen diese Werte etwas zu niedrig. Der Wärmeffuß wurde daher mit einem einheitlichen Wärmeleitfähigkeitswert von 5 $\text{mcal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{grad}^{-1}$ berechnet.

¹⁾ Dr. habil. E. HURTIG, Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde
Dr. P. SCHLOSSER, VEB Geophysik DB Bohrlochmessung, Gommern



Abb. 1 Lage der geothermisch vermessenen Bohrungen in der VR Polen (nach PLEWA 1966 [85])

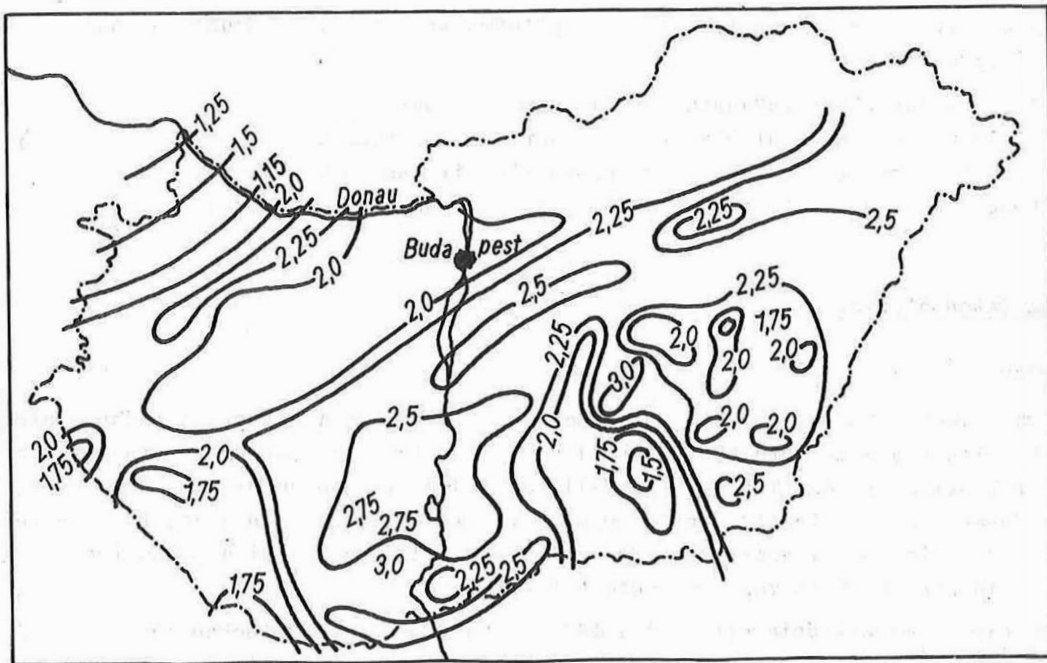


Abb. 2 Verlauf des Wärmefflusses in der VR Ungarn (aus BOLDIZSÁR 1964 [11])

Tab. 1. Geothermische Daten VR Polen

Nr. der Bohrung	Teufe	G.T. $\left[\frac{^{\circ}\text{C}}{\text{m}} \right]$	Gradient $\left[\frac{^{\circ}\text{C}}{100 \text{ m}} \right]$	Wärmerfluß ^{x)} $\left[\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1} \right]$
1	bis 500 m	83,3	1,2	0,6
	bis 1000 m	80,6		
2	bis 500 m	75,4	1,3	0,7
	bis 1000 m	75,6		
3	bis 500 m	91,0	1,1	0,6
4	bis 500 m	77,0	2,0	1,0
	bis 1000 m	50,7		
5	bis 500 m	44,3	2,0	1,0
	bis 1000 m	48,9		
6	bis 500 m	45,3	2,1	1,1
	bis 1000 m	46,8		
7	bis 1000 m	41,2	2,4	1,2
8	bis 500 m	100,0	1,6	0,8
	bis 1000 m	61,2		
9	bis 500 m	50,0	2,3	1,2
	bis 1000 m	44,4		
10	bis 500 m	69,8	1,8	0,9
	bis 1000 m	55,6		
11	bis 500 m	42,3	1,8	0,9
	bis 1000 m	55,5		
12	bis 500 m	33,0	2,4	1,2
	bis 1000 m	41,0		
13	bis 500 m	27,5	3,3	1,7
	bis 1000 m	30,0		
14	bis 500 m	22,9	4,4	2,2
15	bis 500 m	40,9	2,1	1,1
	bis 1000 m	48,6		
16	bis 500 m	49,1	2,0	1,0
17	bis 500 m	37,0	2,1	1,4
	bis 1000 m	36,6		
18	bis 500 m	44,2	2,3	1,2
19	bis 1000 m	44,1	2,3	1,2
20	bis 500 m	30,3	3,3	1,7
	bis 1000 m	30,2		
21	bis 500 m	52,8	1,8	0,9
	bis 1000 m	56,7		
22	bis 500 m	40,0	2,5	1,3
23	bis 500 m	28,0	3,3	1,7
	bis 1000 m	30,7		

x) Die Wärmeflußwerte wurden von den Autoren mit einem einheitlichen Wärmeleitfähigkeitswert von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ berechnet.

VR Ungarn

Das Gebiet der VR Ungarn ist geothermisch gut erkundet (Abb. 2). Die regionale Darstellung des geothermischen Regimes (s. z.B. BOLDIZSÁR 1964 [10]) beruht auf Temperaturmessungen in Bohrungen und Schächten sowie der Bestimmung der Austrittstemperatur von Thermalwässern aus Brunnen (BOLDIZSÁR 1958 [8, 9]). Der geothermische Gradient schwankt im oberflächennahen Bereich (bis etwa 3000 m Tiefe) zwischen 4 und $8 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$. Problematisch ist die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit in den lockeren und stark

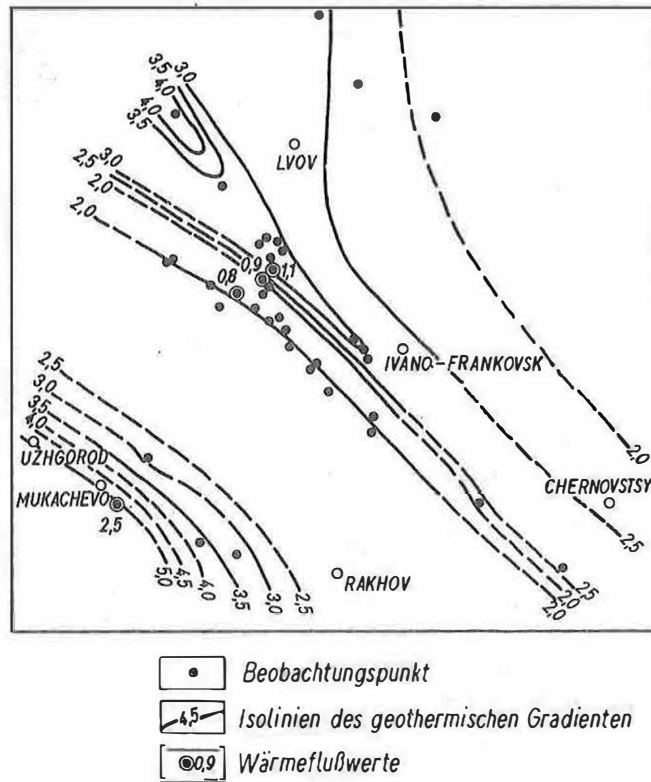


Abb. 3 Wärmefluß und geothermische Gradienten im Südwestteil der Ukrainischen SSR (nach LEBEDEV, KUTAS & GORDIYENKO 1967 [687])

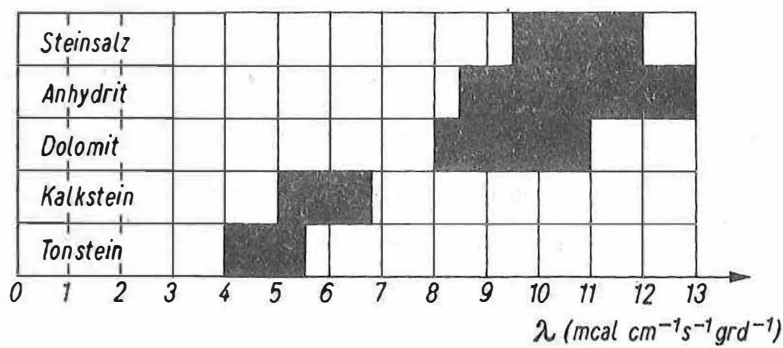


Abb. 4 Schwankungsbereich der Wärmeleitfähigkeit in Gesteinstypen des Zechsteins

wasserhaltigen jungtertiären und pleistozänen Sedimenten. Ein mittlerer Wert von $4 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$, wie ihn BOLDIZSÁR (1964) [10] zur Berechnung des Wärmeflusses angenommen hat, dürfte gerechtfertigt sein.

UdSSR

Im Rahmen dieser Arbeit interessiert nur der Grenzbereich der UdSSR zur VR Ungarn bzw. zur ČSSR, d.h. der Raum der Ostkarpaten. Das geothermische Regime in diesem Gebiet wurde von LEBEDEV, KUTAS & GORDIYENKO (1967) [6] zusammenfassend dargestellt (s. auch KUTAS 1963 [4]). In Abb. 3 ist der Verlauf des geothermischen Gradienten in den sowjetischen Ostkarpaten dargestellt.

ČSSR

In Tab. 2 sind die in der Literatur bekannt gewordenen Wärmeflußwerte zusammengestellt. Alle diese Werte wurden von ČERMAK (Zusammenstellung 1968 [22]) berechnet. Sie beruhen auf zahlreichen Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Gesteinsproben im Labor.

Tab. 2. Geothermische Daten ČSSR

Lokalität	Tiefenintervall [m]	Wärmefluß [$\mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$]	Autor
1. Prävariszischer Teil des Böhmisches Massivs			
Grube Planá	80 - 180	1,66	ČERMAK (1968) [22]
Grube Příbram	60 - 1500	1,4	"
Grube Předbořice	130 - 330	1,29	"
Š-2, Šebířov	440 - 650	1,33	"
NV-1, Nová Ves	120 - 760	1,12	"
SRS-4, St. Ransko	100 - 870	1,7	"
2. Kladno-Rakovník-Steinkohlenbecken			
BŘ-2, Běřovice	100 - 790	1,47	"
DN-1, Dřínov	100 - 1150	1,47	"
LV-1, Luníkov	100 - 900	1,47	"
OB-1, Otruby	100 - 950	1,48	"
SA-12, Slaný	100 - 900	1,50	"
3. Žacléř-Svatoňovice-Steinkohlenbecken			
St-5, Strážkovice	100 - 900	1,52	"
St-7, Strážkovice	100 - 900	1,42	"
St-8, M. Svatoňovice	100 - 1200	1,59	"
Ro-1, Rokytník	100 - 900	1,46	"
4. Ostrava-Karviná-Steinkohlenbecken			
Np-522, Tichá	1000 - 2460	1,78	"
Np-531, Tichá	1000 - 1650	1,74	"
Np-532, Kunčice	1000 - 1950	1,84	"
Np-533, Frenštát	980 - 1700	1,81	"
Np-687, Louky	1050 - 1500	1,82	"
Np-725, Skřečůň	970 - 1620	1,87	"
5. Böhmisches Kreidetafel			
Gu-24, Ústí	500 - 550	1,62	"
Ko-1, Koštice	70 - 1060	1,23	"
Ub-7, Rýdeč	280 - 430	1,73	"
Mj-2, Stránka	240 - 880	1,72	"
Mj-5, H. Rokytá	300 - 700	1,50	"
Mj-8, Jenichov	210 - 590	1,94	"
KH-1, K. Hlavno	30 - 140	2,29	"
Mb-21, Benátky	100 - 500	1,90	"
Le-1, Luštěnice	60 - 300	1,60	"
Op-3, Sokoleč	60	1,48	"
Kn-2, Dlouhopolsko	270 - 550	(1,65)	"
Kn-3, Chotělice	700	1,51	"
Kn-4, Hlušice	450 - 660	1,48	"
To-1, Týniště	550 - 600	2,29	"

Tab. 2 (Fortsetzung)

Lokalität	Tiefenintervall [m]	Wärmefluß [$\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$]	Autor
6. Hydrothermalgebiet von Teplice			
Th-6, Teplice	70	4,41	ČERMAK (1968) [22]
Th-25, Teplice	140	3,78	"
Th-30, Dubí	147	2,51	"
7. Erzgebirge			
Cs-1, Cínovec	240 - 770	2,00	"
8. Karpatenvorsenke			
Bu-1, Bučovice	300 - 800	1,4	"
Ne-3, Nesvačilka	580 - 1540	1,3	"
Ni-1, Nikolčice	600 - 2030	1,5	"
Vr-1, Vranovice	590 - 1200	1,4	"
9. Neogene Becken der Karpaten			
Ku-8, Kúty	2300 - 4000	1,32	"
Za-57, Závod	1350 - 4000	1,32	"
Ma-20, Malacky	2100 - 3100	1,57	"
La-90, Láb	1950 - 2200	2,22	"
Kl-2, Kolárovo	2200 - 3050	2,32	"
Pt-1, Ptrukša	1650 - 2400	2,45	"
S-5, Stretava	1700 - 3200	2,70	"
S-7, Stretava	2200 - 3100	2,70	"
10. Tertiäre Effusiva			
Grube B. Štiavnica	?	2,6	BOLDIZSÁR (1964) [11]

DDR

Für das Gesamtgebiet der DDR liegen annähernd 300 Wärmeflußwerte vor. Diese konzentrieren sich auf das Thüringer Becken, den Raum südöstlich von Berlin, den Bereich nördlich und nordwestlich von Magdeburg sowie das Gebiet von Nordostmecklenburg - Rügen.

In Tab. 3 sind die bereits veröffentlichten Wärmeflußwerte aus dem Thüringer Becken zusammengestellt (MEINCKE, HURTIG & WEINER 1967 [75]). Die Temperaturmessungen wurden mit Maximumthermometern in Tiefbohrungen durchgeführt. In jeder Bohrung liegen Meßwerte aus verschiedenen Tiefen vor (in der Regel in einem Abstand von 200 m). Die Standzeit der Bohrungen nach dem letzten Spülungsumlauf betrug einige Monate bis Jahre. Es wurden zahlreiche Wärmeleitfähigkeitsmessungen im Labor durchgeführt. Tab. 4 gibt einen Überblick über die veröffentlichten Wärmeflußwerte aus dem Südtteil der DDR (ohne Thüringer Becken, Daten von SCHÜSSLER & SCHWARZLOSE 1959 [94]).

BECHER & MEINCKE (1968) [2] und SCHUSTER (1968) [95] haben einige Wärmeflußwerte aus dem Nordteil der DDR veröffentlicht. Insgesamt liegen aus diesem Gebiet ca. 160 Werte vor. In allen Fällen erfolgte die Temperaturmessung in Tiefbohrungen. Bei der Mehrzahl der Werte wurde die Temperatur kontinuierlich mit elektrischen Widerstandsthermometern gemessen. Es wurden auch solche Bohrungen in die Auswertung einbezogen, in denen Temperaturmessungen nur in diskreten Tiefen durchgeführt wurden.

Tab. 3.

Geothermische Daten aus dem Thüringer Becken (aus MEINCKE, HURTIG & WEINER 1967 [75])

Bohrung		Gradient $[^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}]$	Wärmefluß $[\mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}]$	Teufenbereich
Allmenhausen	4	2,0	1,43	Zechstein
Allmenhausen	8	3,0	1,50	Zechstein
Altengottern	1	1,7	1,33	Zechstein
Behringen	4	2,7	1,90	Zechstein
Behringen	5	2,1	1,66	Zechstein
Behringen	9	2,2	1,53	Zechstein
Behringen	12	2,1	1,66	Zechstein
Behringen	13	2,5	1,80	Zechstein
Bleicherode			1,06	
Erfurt	1	1,8	1,08	Buntsandstein
Ettersberg	4	1,4	1,04	Zechstein
Fahner Höhe	3	2,9	1,98	Zechstein
Fahner Höhe	7	1,68	1,79	Zechstein
Fahner Höhe	10	2,3	1,71	Zechstein
Fahner Höhe	17	2,1	1,46	Zechstein
Gotha	1	3,0	2,02	Zechstein
Griefstedt	T 1	2,4	1,44	Buntsandstein
Günthersleben	1	3,3	2,41	Zechstein
Hainich-Berka	101	3,0	2,30	Zechstein
Hainich-Berka	102	3,3	2,35	Zechstein
Hainich-Berka	103	2,7	2,02	Zechstein
Hainich-Berka	107	2,4	1,71	Zechstein
Hainich-Eigenrieden	2	3,3	2,59	Zechstein
Hainich-Eigenrieden	3	3,3	2,11	Buntsandstein
Hainich-Eigenrieden	4	3,1	2,18	Zechstein
Hainich-Heyerode	1	1,9	1,61	Zechstein
Hainich-Mihla	1	2,9	2,23	Zechstein
Hainleite	1	1,2	1,00	Zechstein
Jena	Z 105	1,9	1,54	Zechstein
Kirchheilingen	18	2,0	1,50	Zechstein
Kirchheilingen	20	1,5	1,10	Zechstein
Kirchheilingen	31	2,0	1,52	Zechstein
Kirchheilingen	34	2,4	1,96	Zechstein
Krahnberg	4	2,6	1,61	Buntsandstein
Krahnberg	12	2,25	1,91	Zechstein
Krahnberg	16	2,3	1,59	Zechstein
Krahnberg	17	2,3	1,58	Zechstein
Langensalza	10	2,7	2,19	Zechstein
Langensalza	18	2,4	1,88	Zechstein
Langensalza	22	2,4	1,68	Zechstein
Langensalza	24	2,4	1,77	Zechstein
Mechterstädt	2	2,3	1,56	Zechstein
Mechterstädt	4	2,3	1,77	Zechstein
Mechterstädt	5	2,3	1,78	Zechstein
Mühlhausen	4	1,2	0,93	Zechstein
Mühlhausen	19	1,9	1,43	Zechstein
Mühlhausen	22	1,4	1,08	Zechstein
Mühlhausen	25	1,7	1,33	Zechstein
Neudietendorf	3	1,35	1,05	Zechstein
Ohrdruf	2	2,8	2,25	Zechstein
Roldisleben	1	1,1	0,78	Zechstein
Sollstedt	2	1,6	1,50	Buntsandstein
Spröttau	3	1,7	1,37	Zechstein
Stedten	1	1,6	1,37	Zechstein
Straußfurt	T 2	2,2	1,60	Buntsandstein
Wattesattel	1	2,3	1,87	Zechstein
Wiegleben	1	2,2	1,60	Zechstein

Tab. 4.

Wärmeflußwerte aus dem Südtteil der DDR (aus SCHÖSSLER & SCHWARZLOSE 1959 [947])

Lokalität	Wärmefluß $[\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}]$
Brand-Erbisdorf/Glück-auf-Schacht	2,02
Freiberg/David-Richt-Schacht	1,69
Altenberg/VEB Zinnerz	2,19
Dorndorf-Rhön/Kaliwerk Einheit	1,51
Oebisfelde	1,14-1,83
Bleicherode/Kaliwerk	1,06
Staßfurt/Kaliwerk	1,67
Straßberg-Harz/Grube Fluor	1,55
Pechtelsgrün/Wolframitgrube	1,43
Schmiedefeld/Eisenerzgrube	1,25
Zwickau/Martin Hoop IV	1,32
Freital/Steinkohlenwerk Gittersee	0,60

Der Wärmefluß wurde nach folgendem Prinzip berechnet: Auf Grund der vorliegenden zahlreichen Wärmeleitfähigkeitsmessungen (Labormessungen) kann für jede fazielle Ausbildung der einzelnen stratigraphischen Einheiten eine minimale und eine maximale Wärmeleitfähigkeit definiert werden ($\lambda_i \text{ min}$ und $\lambda_i \text{ max}$). Innerhalb dieser Grenzen kann die Wärmeleitfähigkeit schwanken, alle Werte sollen gleichwahrscheinlich sein. In Abb. 4 sind die Unter- und die Obergrenze der Wärmeleitfähigkeit für die verschiedenen faziellen Ausbildungstypen des Zechsteins dargestellt.

Der Wärmefluß wurde in jeder Bohrung für Teufenintervalle mit gleichbleibendem geothermischem Gradienten ermittelt. Für jedes dieser Teufenintervalle wurde die mittlere Wärmeleitfähigkeit

$$\bar{\lambda} = \sum \lambda_i p_i$$

(mit λ_i = Wärmeleitfähigkeit der einzelnen faziellen Ausbildungstypen innerhalb des Teufenintervalles,

p_i = Anteil der einzelnen faziellen Ausbildungstypen an der Gesamtmächtigkeit des Teufenintervalles)

als Zufallsgröße innerhalb der vorgegebenen Schranken $\lambda_i \text{ min}$ und $\lambda_i \text{ max}$ bestimmt. Es lassen sich beliebig viele solcher Werte berechnen, so daß für die mittlere Wärmeleitfähigkeit und den Wärmefluß Erwartungswert und Streuung (für die vorgegebenen Schranken) berechnet werden können. Tab. 5 zeigt das Prinzip eines Ausdruckes. Dieses Beispiel verdeutlicht, wie stark die Wärmeflußwerte innerhalb einer Bohrung streuen können. Es ist unter keinen Umständen gerechtfertigt, von vornherein stationäre thermische Bedingungen in einer Bohrung anzunehmen. Es ist daher notwendig, den Wärmefluß für möglichst zahlreiche Teufenintervalle innerhalb einer Bohrung zu bestimmen. Ein Wärmeflußwert aus einem einzelnen Teufenintervall darf auf keinen Fall als repräsentativ für die geothermischen Verhältnisse in einer Bohrung angesehen werden.

In Abb. 5 ist die Häufigkeitsverteilung von 203 Wärmeflußwerten aus dem Nordteil der DDR und dem Thüringer Becken dargestellt. Die Verteilung ist linkssteil. Die Klasse 1,5 bis <1,6 hat die größte Häufigkeit. Es ist auffallend, daß auch Werte über $2,0 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ noch relativ häufig auftreten.

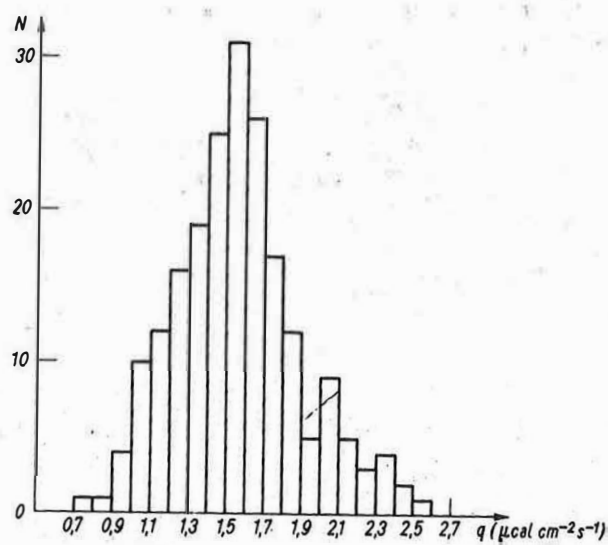


Abb. 5 Häufigkeitsverteilung von 203 Wärmeflußwerten aus der DDR

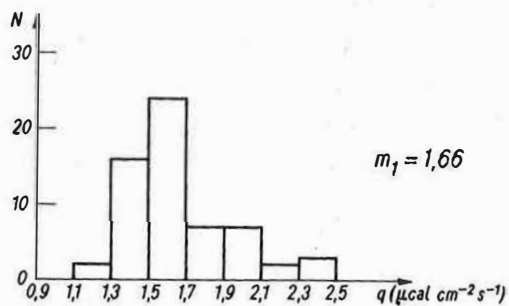
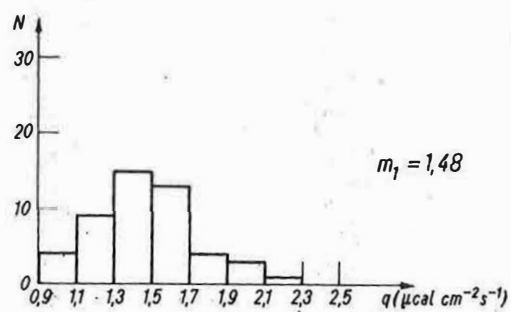


Abb. 6 Häufigkeitsverteilung von Wärmeflußwerten in tiefen Bohrungen

Oben - Wärmeflußwerte für Tiefen bis 1500 m;
unten - Wärmeflußwerte für Tiefen über 1500 m

Tab. 5. Beispiel für die Berechnung von Wärmeleitfähigkeit und Wärmefluß durch eine Zufallsmodellierung auf EDVA

BOHRUNG XY

MITTELWERT UND VARIANZ DER WAERMELEITFAEHIGKEIT UND DES WAERMEFLUSSES

SCHICHT	1	3.15	0.18	1.14	0.06
	2	3.63	0.41	1.13	0.13
	3	4.46	0.48	1.52	0.16
	4	4.39	0.47	1.71	0.18
	5	10.59	0.62	1.88	0.11
	6	5.28	0.70	2.01	0.27

Spalte 1: Erwartungswert der Wärmeleitfähigkeit
 Spalte 2: Varianz der Wärmeleitfähigkeit
 Spalte 3: Erwartungswert des Wärmeflusses
 Spalte 4: Varianz des Wärmeflusses

Österreich

Die bekannten geothermischen Daten aus Österreich sind in Tab. 6 zusammengestellt.

Tab. 6. Geothermische Daten Österreich

Lokalität	$^{\circ}\text{C}/100$	Wärmefluß $[\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}]$	Autor
Aderklaa 79	30,9	1,6 ^x	BOLDIZSÁR (1968) [16]
Aderklaa 80	31,9	1,6 ^x	"
Aderklaa 81	30,7	1,5 ^x	"
Aderklaa 82	30,7	1,5 ^x	"
Alt Höflein	92,5	4,6 ^x	"
Altlichbenwarth	28,2	1,4 ^x	"
Baumgarten 1	32,4	1,6 ^x	"
Bernhardsthal	38,7	1,9 ^x	"
Bockfließ	29,4	1,5 ^x	"
Fischamend	31,8	1,6 ^x	"
Ginzersdorf	31,0	1,6 ^x	"
Gösting	26,6	1,3 ^x	"
Himberg	31,6	1,6 ^x	"
Kagran	31,6	1,6 ^x	"
Matzen	29,4	1,5 ^x	"
Maustrenk	35,6	1,8 ^x	"
Maxbergen	28,2	1,4 ^x	"
Mühlberg	28,2	1,4 ^x	"
Niedersulz	25,2	1,3 ^x	"
Pirawarth	27,2	1,4 ^x	"
Prottes	29,4	1,5 ^x	"
Raggendorf	29,4	1,5 ^x	"
Schönkirchen T 2	32,2	1,6 ^x	"
Spannberg	29,4	1,5 ^x	"
St. Ulrich-Hanskirchen Hochscholle	31,0	1,6 ^x	"
St. Ulrich-Hanskirchen Tiefscholle	35,6	1,8 ^x	"
Tallesbrunn	33,9	1,7 ^x	"
Walterskirchen	28,2	1,4 ^x	"
Wildendürnbach	22,9	1,2 ^x	"
Zistersdorf	26,2	1,3 ^x	"
Zwerndorf	31,8	1,6 ^x	"
Arlberg-Tunnel		1,9 ± 0,2	CLARK (1961) [31]
Tauern-Tunnel		1,8 ± 0,2	"

^xDie Wärmeflußwerte wurden mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ berechnet.

Die Wärmeflußwerte aus den Alpen sind mit großer Sorgfalt bearbeitet worden. Die Werte aus dem Wiener Becken (BOLDIZSÁR 1968 [167]) müssen kritischer eingeschätzt werden. Die Temperaturmessungen wurden mit Maximumthermometern bei Endteufe der Bohrungen vorgenommen. Der Gradient wurde aus diesem Temperaturwert und der mittleren Jahrestemperatur von $11,0^{\circ}\text{C}$ an der Erdoberfläche bestimmt. Wärmeleitfähigkeitsmessungen standen BOLDIZSÁR nicht zur Verfügung. So mußte er Werte aus dem Ungarischen Becken übernehmen. Für das Tertiär setzte er eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $4 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ an. Auf Grund der Wärmeleitfähigkeitsmessungen von ČERMAK & KRČMAŘ (1968) [297] an Bohrproben aus dem Tertiär scheint dieser Wert zu niedrig zu sein. Die beiden Autoren geben Wärmeleitfähigkeitswerte um $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ an. Die in Tab. 6 aufgeführten Wärmeflußwerte wurden daher mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ errechnet.

Schweiz

Aus der Schweiz sind nur drei Wärmeflußwerte, die in Alpentunneln bestimmt wurden, bekannt (Tab. 7).

Tab. 7. Geothermische Daten Schweiz

Lokalität	Wärmefluß $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Autor
Gotthard-Tunnel	$1,4 \pm 0,2$	CLARK & NIBLETT (1956) [327]
Simplon-Tunnel	$2,2 \pm 0,2$	"
Loetschberg-Tunnel	$1,9 \pm 0,3$	"

BRD

In den Tab. 8, 9, 10 sind die erreichbaren geothermischen Daten aus der Bundesrepublik zusammengestellt. Eingehende Untersuchungen haben CREUTZBURG (1964) [347], HÄNEL (1970) [47, 48], HÜCKEL & KAPPELMEYER (1966) [56] durchgeführt.

Bei den meisten Bohrungen liegt nur ein Temperaturwert an der Bohrlochsohle vor. Der Gradient wird aus diesem Wert und der mittleren Jahrestemperatur an der Erdoberfläche bestimmt. Allerdings ergeben sich hier bei einzelnen Autoren Unterschiede. So rechnet DOEBL (1970) [367] für das Feld Landau im Oberrheintalgraben mit einer Jahresmitteltemperatur von 12°C . FABIAN (1955) [397] verwendet für das Oberrheintalgebiet dagegen eine Jahresmitteltemperatur von 10°C . Die Verwendung der Jahresmitteltemperatur an der Erdoberfläche führt in jedem Fall zu erheblichen Fehlern.

Für die regionale Darstellung des geothermischen Regimes im Nordteil der Bundesrepublik wurden die bei FABIAN (1955) [397] angegebenen geothermischen Gradienten berücksichtigt. Da aus diesem Gebiet kaum Wärmeleitfähigkeitswerte bekannt sind, wurde für das Känozoikum und Mesozoikum eine einheitliche mittlere Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ angenommen. Dieser Wert scheint durch die Wärmeleitfähigkeitsmessungen an mesozoischen und tertiären Gesteinen aus dem Norden der DDR gesichert. Der Wärmefluß wurde einheitlich mit diesem Wärmeleitfähigkeitswert berechnet.

Tab. 8. Geothermische Daten Oberrheintalgraben

Bohrung	Tiefe [m]	Temperatur [°C]	Gradient [°C/100 m]	Wärmefluß [cal cm ⁻² s ⁻¹]	Autor
Buggingen (Schacht)				1,67	CREUTZBURG (1964) [347]
Bohrungen Hähnlein				1,6	HÄNEL (1970) [47]
Feld Landau				2,6 - 3,3	"
Sandhausen	1	2702	103	1,8 ^{xx}	FABIAN (1955) [397]
Wiag-Hessen	4	984,2	37	1,3 ^{xx}	"
Spöck	1	1100	60	1,3 ^{xx}	"
Karlsruhe	1	1383,5	49	2,3 ^{xx}	"
Eich	1	2152	106	1,4 ^{xx}	"
Eich	3	2010,5	105	2,2 ^{xx}	"
Stockstadt	1	1500	106	2,4 ^{xx}	"
Stockstadt	4	1500	102	3,2 ^{xx}	"
Rot	5	736,7	34	3,1 ^{xx}	"
Rot	9	650	47-48	1,6 ^{xx}	"
Grünstadt	1	944,7	64	2,9 ^{xx}	"
Pfungstadt	1	1704,5	64	2,9 ^{xx}	"
Hagsfeld	1	1928,3	77	1,6 ^{xx}	"
Zienken	1	1761	65	1,7 ^{xx}	"
Scheibhardt	2	1874	95	1,6 ^{xx}	"
Scheibhardt		2317	125	2,3 ^{xx}	"
Feld Pechel- bronn				4,0 - 12,5 ^{xx}	"
Weingarten T	1	1075	67	2,67 ^{xx}	"
Stockstadt	28	512	31	2,1 ^{xx}	TEICHMÜLLER (1970)
Stockstadt	102	427	29	4,45 ^x	[1037]
		448	30	4,46 ^x	"
		555	43	5,95 ^x	"
Stockstadt	103	477	26	3,35 ^x	"
Stockstadt	116	517	33	1,7 ^{xx}	"
		595	34	2,2 ^{xx}	"
		600	34	4,03 ^x	"
Stockstadt	5	1472	102	2,0 ^{xx}	"
		1712	113	3,1 ^{xx}	"
		1725	114	3,0 ^{xx}	"
Stockstadt	9	1694	101	3,0 ^{xx}	"
Stockstadt	11	1718	95	2,7 ^{xx}	"
		1732	96	4,95 ^x	"
Pfungstadt	7a	565	29	4,97 ^x	"
		576	31	2,5 ^{xx}	"
		650	33	1,7 ^{xx}	"
		659	33	1,8 ^{xx}	"
Pfungstadt	9	537	28	3,54 ^x	"
Sandhausen	2	575	35	1,7 ^{xx}	"
Pfungstadt	6	638	30	2,2 ^{xx}	"
Pfungstadt	13	563	27	3,13 ^x	"
		604	28	1,6 ^{xx}	"
		629	29	1,5 ^{xx}	"
Landau	186	127	20	1,5 ^{xx}	"
Landau	23	1396	120	3,9 ^{xx}	"
Landau	72	1585	114	3,2 ^{xx}	"
Landau	94	1671	128	3,3 ^{xx}	"
Landau	2	1905	140	3,5 ^{xx}	"
Wolfskehlen	7	468	28	3,4 ^{xx}	"
Groß Gerau	2	457	27	1,9 ^{xx}	"
		488	28	1,9 ^{xx}	"
Wolfskehlen	5	1086	72	3,69 ^x	"
		1617	107	5,71 ^x	"
Frankenthal	1	972	57	2,9 ^{xx}	"
Impflingen	1	525	35	3,0 ^{xx}	"
		868	57	2,4 ^{xx}	"
		1307	86	2,4 ^{xx}	"
		1410	90	2,7 ^{xx}	"
		1571	104	2,9 ^{xx}	"
				2,8 ^{xx}	"
				3,0 ^{xx}	"

Tab. 8 (Fortsetzung)

Bohrung	Tiefe [m]	Temperatur [°C]	Gradient [°C/100 m]	Wärmefluß [$\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$]	Autor
Königsstädten 1	1318	77	5,08 ^x	2,5 ^{xx}	TEICHMÜLLER (1970)
	1656	91	4,89 ^x	2,4 ^{xx}	" [103]
Eich 18	2132	124	5,35 ^x	2,7 ^{xx}	"
Wattenheim 4	2383	142	5,54 ^x	2,8 ^{xx}	"
	2432	156	6,00 ^x	3,0 ^{xx}	"
Dudenhofen 2	2200	131	5,50 ^x	2,8 ^{xx}	"

^xDie Gradienten wurden nach den Temperaturangaben von TEICHMÜLLER (1970) [103] unter der Voraussetzung einer mittleren Jahrestemperatur an der Erdoberfläche von 10 °C berechnet.

^{xx}Der Wärmefluß wurde mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ errechnet.

Tab. 9. Geothermische Daten Südteil BRD

Lokalität	Tiefe [m]	Temperatur [°C]	Gradient [°C/100 m]	Wärmefluß [$\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$]	Autor
Feldsee				1,6	HÄNEL (1970) [48]
Saarkarbon				1,4-1,6	HÜCKEL & KAPPELMAYER (1966) [56]
Oberreichenbach				1,8	HÄNEL (1970) [47]
Singen				1,7	"
Donaustetten				2,1	"
Starnberger See				2,08	"
Walchensee				1,81	"
Königssee				1,82	"
Peißenberg (Schacht)				1,9	CREUTZBURG (1964) [34]
Berchtesgaden (Schacht)				0,8	"
Marienschacht				1,7	"
Gaisbeuren 1	1580	57	2,96	1,48 ^x	FABIAN (1955) [39]
Baitenhausen 1	1506,3	47	2,44	1,20 ^x	"
Scherstetten 1	2026,5	66	2,74	1,37 ^x	"
Feld Ampfing	1790	80	3,92	1,96 ^x	"
Flußspatgrube Marienschacht				1,72	CREUTZBURG (1964) [34]
Kalibergwerk Königshall- Hindenburg				1,33	"
Erzbergwerk Georg				1,38	"
Erzbergwerk Füsseberg				1,38	"
Münsterland 1			3,27	2,3	HEDEMANN (1963) [50]
Versmold 1			3,7-3,8	2,0-2,5	HEDEMANN (1967) [51]

^xDer Wärmefluß wurde mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ errechnet.

Tab. 10 Geothermische Daten BRD: Norddeutsches Becken

Lokalität	Gemessen bis Teufe	Temperatur [°C]	Gradient [°C/100 m]	Wärmefluß ^x [kcal cm ⁻² s ⁻¹]	Autor
I. Emsland					
Feld Dalum	1050		4,06	2,0	FABIAN (1955) [39]
Feld Emlichheim	1230		3,47	1,1	"
Feld Georgsdorf	900		3,86	1,9	"
Feld Rühlermoor	850		3,71	1,9	"
Feld Rühlerwist	870		3,56	1,8	"
Feld Scheerhorn	1120		3,33	1,7	"
Frenswegen	2 1985	85	3,83	1,9	"
Itterbeck-Halle	1 1340	63,8	4,11	2,1	"
Itterbeck-Halle	2 1280	63	4,15	2,1	"
Itterbeck-Halle	3 2173	80	3,83	1,9	"
Itterbeck-Halle	4 1500	64,8	3,66	1,8	"
Bentheim	13 1670	73-74	3,83	1,9	"
Dalum	Z 1 3036	122	3,92	2,0	"
Ringe	2 1000	43,5	3,33	1,7	"
II. Zwischen Weser und Ems					
Feld Adorf	1150		4,15	2,1	"
Düste	8 820	40	3,65	1,8	"
Düste	J 1 1200	64	4,55	2,3	"
Feld Bockstedt	1100		3,71-3,85	1,9	"
Dickel	1 1200	65	4,58	2,3	"
Kalkriese	1 930	50	4,37	2,2	"
Rehden	2 770	52	5,53	2,8	"
Rehden	6 2496	102	3,69	1,8	"
Rehden	8 1800	90,5	4,46	2,2	"
Rehden	5 1925	95,5	4,42	2,2	"
St. Hülfe	1 980	62,8	5,78	2,9	"
St. Hülfe	2 990	63,2	5,40	2,7	"
Wagenfeld	1 2300	110	4,37	2,4	"
Wagenfeld	2 1900	105	5,00	2,5	"
Vogtei	1 460	33-35	5,29	2,7	"
Barenburg	1 700	37,1	3,85	1,9	"
Molbergen	2 737	34	3,23	1,6	"
Feld Quakenbrück	565		4,64	2,2	"
Feld Hemmelte- West	1370		3,71-3,85	1,9	"
Liener	785	54	3,39	1,7	"
Börger	2 1711	75	3,80	1,9	"
Gehlenburg	1 1975	83	3,79	1,9	"
Suttrup	1 2085	60,8	1,83	0,9	"
Menslage	3 320	24,6	4,35	2,2	"
Etzel	29 1407	53	3,05	1,5	"
Lieme 1 (Lippe)	1318	42,4	2,20	1,2	"
Ostbevern	2 1298	44	2,60	1,3	"

^xSämtliche Wärmeflußwerte wurden von den Autoren mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von 5 kcal cm⁻¹ s⁻¹ grd⁻¹ berechnet.

Tab. 10 (Fortsetzung)

Lokalität	Gemessen bis Teufe	Temperatur	Gradient	Wärmefluß ^x	Autor
	[m]	[°C]	[°C/100 m]	[µcal cm ⁻² s ⁻¹]	
III. Zwischen Weser und Elbe					
Feld Steimbke-Alt	320	21	3,39		FABIAN (1955) [39]
Feld Steimbke-Nord	600	38	4,7		"
Feld Suderbruch	2000		3,55	1,8	"
Feld Wesendorf	950-1800	43-80	3,76	1,9	"
Feld Eldingen	1595		4,44	2,2	"
Feld Hohme			4,59	2,3	"
Hankenbüttel M 1	1575	65	3,49	1,8	"
Rühme 11	650	40,5	4,81	2,4	"
Feld Thören	330-1250	21-67	3,35	1,7	"
Feld Hohenassel	560		4,17	2,1	"
Feld Nienhagen			2,35	1,2	"
Mölme E 1	2223	85,5	2,17	1,1	"
Wietze			3,09	1,6	"
Gr. Burgwedel 1	2492	106	3,85	1,9	"
Feld Reitbrook			4,35	2,2	"
Feld Eddesse Nord	218-328	21-32	6,13	3,1	"
Feld Lehrte	1080	45,1	2,93	1,5	"
Vorhop 6	1525	58,1-60,8	3,23-3,33	1,7	"
Vechelde 2a	1800	79	3,84	1,9	"
IV. Nördlich der Elbe					
Feld Boostedt	1892		3,16	1,6	"
Feld Hemmingstedt- Meldorf			3,53	1,8	"
Feld Plön			3,38	1,7	"
Feld Richelshof- Lieth			3,82	1,9	"
Böxlund 1	2557	78	2,65	1,3	"
Feld Hohenwörden			2,74	1,4	"
Schwedeneck- Steinfeld 1	1775	47	2,08	1,1	"
Schwedeneck- Steinfeld 2	1484,3	39	1,95	1,0	"
Sterup 1	1911	57	2,44	1,2	"

^x Sämtliche Wärmeflußwerte wurden von den Autoren mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ berechnet.

Frankreich

Aus dem Oberrheintalgebiet liegen Temperaturmessungen in folgenden Bohrungen vor (DELATRE, HENTINGER & LAUER 1970 [35]): Eschau 6, Scheibenhardt 18, Scheibenhardt 20, Reimerswiller 1, Haguenau 1, Donau 23. Ferner kommen im zentralen Frankreich die Bohrungen Montereau und Guipy (HENTINGER & JOLIVET 1970 [54]) hinzu.

Belgien

GRAULICH (1969) [40] gibt einige Werte von geothermischen Gradienten in Belgien an (Tab. 11). Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Gesteinsproben sind nicht bekannt. Die angegebenen Gradienten können daher nur näherungsweise in Wärmeflußwerte umgerechnet werden. Auf der Grundlage der Ergebnisse der Bhrg. Münsterland (BRD) wurde für das sedimentäre mesozoische Deckgebirge (vorwiegend Kreide) eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ und für das Paläozoikum eine solche von $7 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ angesetzt.

Tab. 11. Geothermische Daten Belgien

Lokalität	Tiefe [m]	Temperatur [°C]	Gradient [°C/100 m]	Wärmefluß [mcal cm ⁻² s ⁻¹]
Wépion (bei Namur)	2300	60	2,2	1,5 ^x
Soumagne (bei Liège)	2510	58,5	1,9	1,3 ^x
Bolland (bei Liège)	3000	75	2,2	1,5 ^x
Grand-Halleux (Ardennen- Massiv)	2935	61	1,7	1,2 ^x
Turnhout (bei Anvers)	2225	103,5	4,2	2,2 ^{xx}

^x angenommene mittlere Wärmeleitfähigkeit 7 mcal cm⁻¹ s⁻¹ grd⁻¹

^{xx} angenommene mittlere Wärmeleitfähigkeit 5 mcal cm⁻¹ s⁻¹ grd⁻¹

Allgemeine Einschätzung des Datenmaterials

Das vorliegende Datenmaterial ist inhomogen. Eine Fehlerangabe kann nicht gemacht werden. Hierfür gibt es vor allem folgende Gründe:

- Nur aus einigen Gebieten liegen Wärmeleitfähigkeitsmessungen vor.
- Für die Berechnung zahlreicher Wärmeflußwerte wurden einheitliche Wärmeleitfähigkeitswerte von 4 mcal cm⁻¹ s⁻¹ grd⁻¹ (z.B. VR Ungarn) bzw. 5 mcal cm⁻¹ s⁻¹ grd⁻¹ (z.B. VR Polen, Wiener Becken, Nordwestdeutschland) zugrunde gelegt.
- Für die Berechnung des geothermischen Gradienten standen in vielen Fällen (z.B. Wiener Becken, BRD) nur die Temperatur an der Bohrlochsohle und die mittlere Jahrestemperatur an der Erdoberfläche zur Verfügung.
- In den meisten Fällen wurde der Wärmefluß für die gesamte Bohrung oder nur für ein einziges Teufenintervall berechnet. Es ist jedoch notwendig, den Wärmefluß für möglichst viele Teufenbereiche in einer Bohrung zu bestimmen, um einen Überblick über die Streuung der Werte zu erhalten. Liegt nur ein einzelner Wert für ein relativ geringmächtiges Teufenintervall vor (z.B. bei geothermischen Untersuchungen in Bergwerken), so ist die Aussagekraft dieses Wärmeflußwertes eingeschränkt.
- Die für die regionale Analyse benutzten Wärmeflußwerte stammen aus unterschiedlichen Tiefen und stratigraphischen Einheiten.
- Es fehlen fast durchweg Untersuchungen über die vertikale Änderung des Wärmeflusses in einer Bohrung.

3. Zur Teufenabhängigkeit des Wärmeflusses

Bei geothermischen Untersuchungen wird in der Literatur der vertikalen Verteilung des Wärmeflusses in der Regel keine Aufmerksamkeit geschenkt. Es wird vorausgesetzt, daß stationäre thermische Bedingungen vorliegen. Neuere detaillierte Untersuchungen zeigen jedoch, daß deutliche vertikale Änderungen des Wärmeflusses in einer Bohrung auftreten können. So ist in Abb. 6 die Häufigkeitsverteilung der Wärmeflußwerte in tiefen Bohrungen der DDR dargestellt. Die obere Häufigkeitsverteilung gilt für Wärmeflußwerte bis 1500 m Bohrteufe, die untere Verteilung gilt für Wärmeflußwerte aus den gleichen Bohrungen, jedoch für Bohrteufen von mehr als 1500 m. Beide Häufigkeitsver-

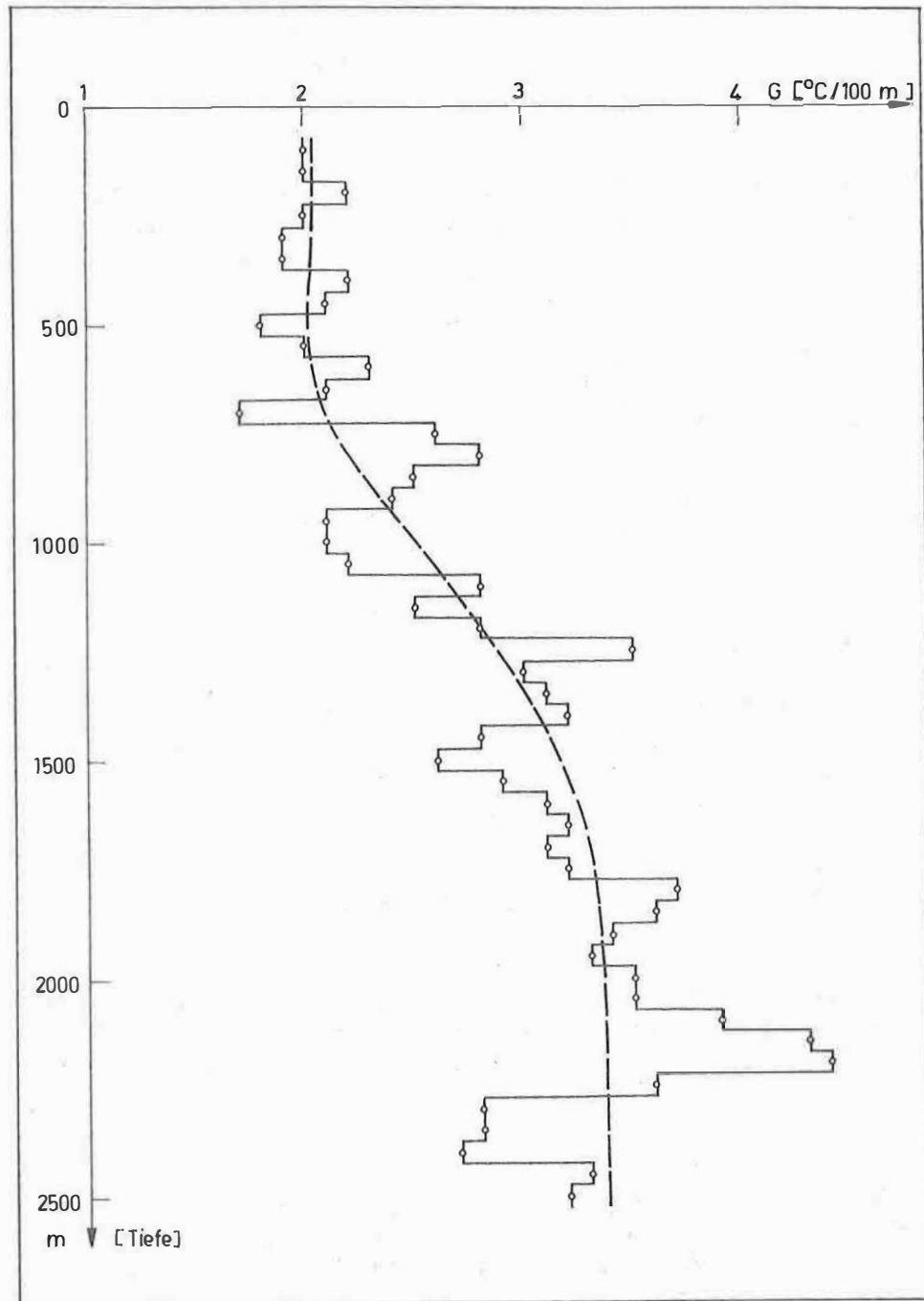


Abb. 7 Tiefenabhängigkeit des geothermischen Gradienten in einer Bohrung

teilungen sind unterschiedlich. In geringen Bohrteufen ist der Wärmefluß niedriger, der Mittelwert liegt bei $1,48 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$, in größeren Tiefen steigt der Wärmefluß auf einen Mittelwert von $1,66 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ an. Ein Beispiel für den Charakter des Anstiegs des geothermischen Gradienten mit zunehmender Tiefe zeigt Abb. 7. Da die Wärmeleitfähigkeit in dieser Bohrung ebenfalls mit der Tiefe zunimmt, erhält man eine starke Teufenabhängigkeit des Wärmeflusses. Sie kann als Klimaeffekt, bedingt durch die pleistozäne Vereisung im nördlichen Mitteleuropa, gedeutet werden.

Der Einfluß von Klimaschwankungen auf die Temperaturverteilung im Untergrund ist in der Literatur verschiedentlich und in jüngster Zeit häufiger dargestellt worden (LANE 1923 [66]; CRAIN 1968 [33]; ČERMAK 1971 [27]). Die Theorie ist bei BIRCH (1948) [4] behandelt (s. auch JAEGER 1965 [60]; CARSLAW & JAEGER 1959 [13]). Die Temperaturwellen pflanzen sich in die Tiefe mit abnehmender Amplitude fort. CRAIN (1968) [33] zeigt, daß bis etwa 1500 m Tiefe deutliche Klimaeinflüsse als Folge der pleistozänen Vereisung auftreten können. ČERMAK (1971) [27] konnte auf der Grundlage sehr genauer Temperaturmessungen in kanadischen Bohrungen die Klimageschichte des Postglazials rekonstruieren.

In zahlreichen Bohrungen des Norddeutschen Beckens konnte eine deutliche Tiefenabhängigkeit des geothermischen Gradienten und des Wärmeflusses festgestellt werden. Auch die Unterschiede zwischen den geothermischen Gradienten bis 500 m bzw. bis 1000 m Tiefe in einer Reihe von Bohrungen in der VR Polen (PLEWA 1966 [84]) können durchaus auf einen solchen Klimaeffekt zurückgeführt werden. Im Ungarischen Becken deutet sich ebenfalls eine Teufenabhängigkeit des geothermischen Gradienten und des Wärmeflusses an. Im Gegensatz zum nördlichen Mitteleuropa treten oberflächennah (bis etwa 3000 m Tiefe) sehr hohe Gradienten mit Werten zwischen 4 und $8 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ und hohe Wärmeflußwerte auf. In Tiefen zwischen 3000 und 6000 m scheint der Gradient auf etwa $3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ abzusinken. Damit würde auch der Wärmefluß in diesen Tiefen "normale" Werte annehmen.

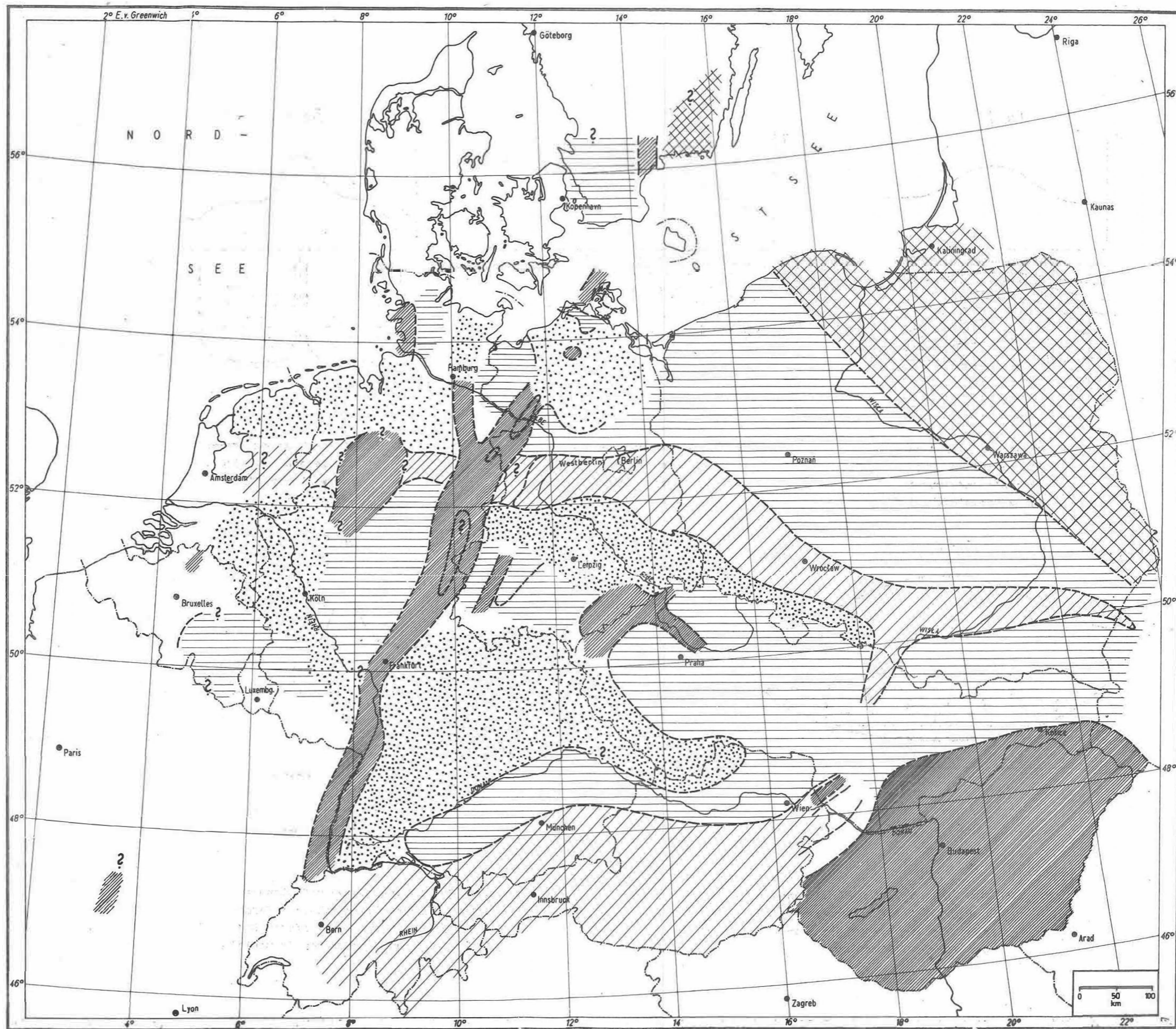
4. Regionale Verteilung des Wärmeflusses in Mitteleuropa

Da das Beobachtungsmaterial sehr inhomogen ist, muß bei der Darstellung der regionalen Verteilung des Wärmeflusses darauf verzichtet werden, Isolinien des Wärmeflusses zu konstruieren. Es können lediglich Bereiche unterschiedlichen Wärmeflusses gegeneinander abgegrenzt werden. Folgende Hauptelemente des Wärmeflusses lassen sich ausgliedern (s. Abb. 8):

Oberrheintalgraben-Altmark-Zone

Die Erhöhung des Wärmeflusses im Oberrheintalgraben und im Bereich der Altmark (nördlich Magdeburg) ist gut belegt. Die Verbindung zwischen diesen beiden Gebieten stellen erhöhte Werte im Raum Hannover (CREUTZBURG 1964 [34]; FABIAN 1955 [39]) her. Zu dieser Zone könnten auch die hohen Wärmeflußwerte im Bereich der Eichsfeld-Schwelle (westliches Thüringer Becken) gehören.

Aus den Detailmessungen im Oberrheintalgraben, aber auch in anderen Teilstücken dieser Zone erkennt man, daß hier die Wärmeflußwerte nicht generell erhöht sind. Typisch ist vielmehr, daß lokale, eng begrenzte Wärmeflußmaxima, unregelmäßig aneinandergereiht, den Charakter und den Verlauf dieser Zone bestimmen. Zwischen den Wärmefluß-



■ Hohe Wärmeflußwerte ($> 2,0 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$) ▨ Erhöhte Wärmeflußwerte ($1,5 - 2,0 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$) ▩ Normale Wärmeflußwerte ($\text{um } 1,6 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$)
 ▤ Erniedrigte Wärmeflußwerte ($1,2 - 1,5 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$) ▧ Sehr niedrige Wärmeflußwerte ($< 1,2 \mu\text{cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$)

Abb. 8 Regionale Verteilung des Wärmeflusses in Mitteleuropa

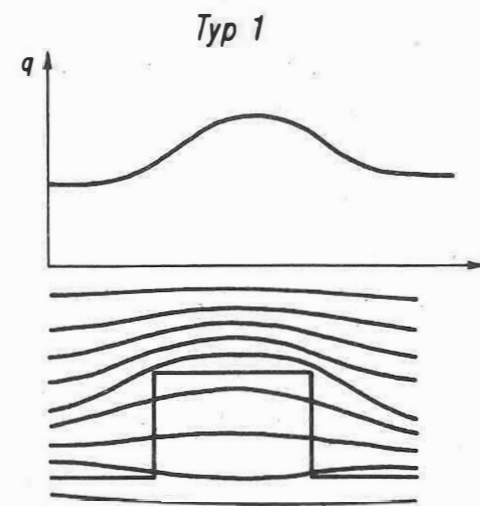


Abb. 9a Entstehung von Wärme-
flußanomalien, Typ 1:
laterale Änderungen
der Wärmeleitfähigkeit

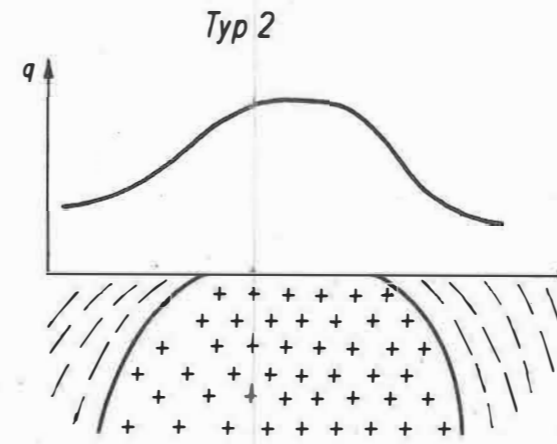


Abb. 9b Entstehung von Wärme-
flußanomalien, Typ 2:
laterale Änderungen der
Wärmeproduktion

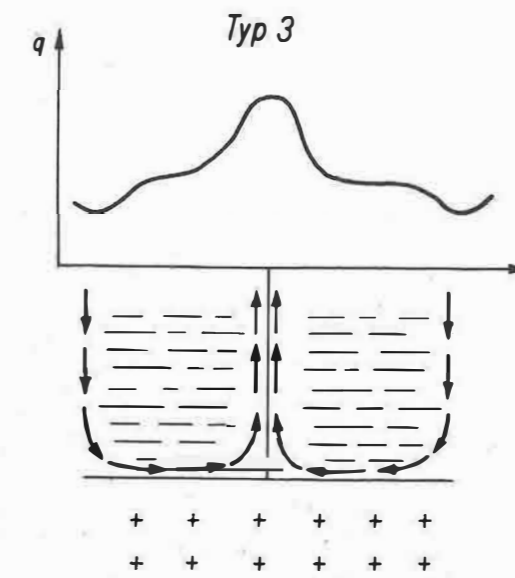


Abb. 9c Entstehung von Wärme-
flußanomalien, Typ 3:
konvektiver Wärme-
transport

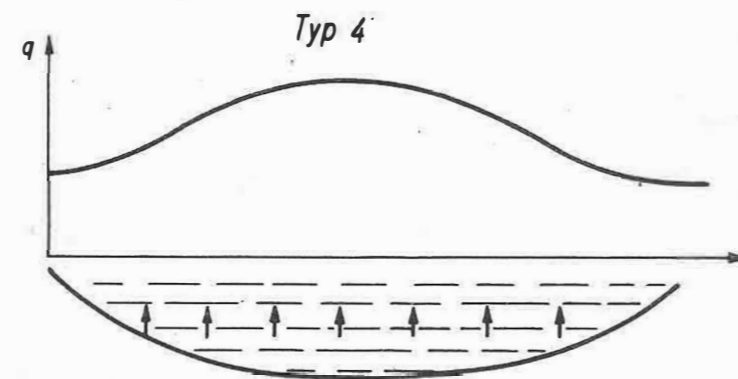


Abb. 9d Entstehung von Wärme-
flußanomalien, Typ 4:
Schichtwasser-
migration im Verlauf der Kom-
paktion von Sedimenten

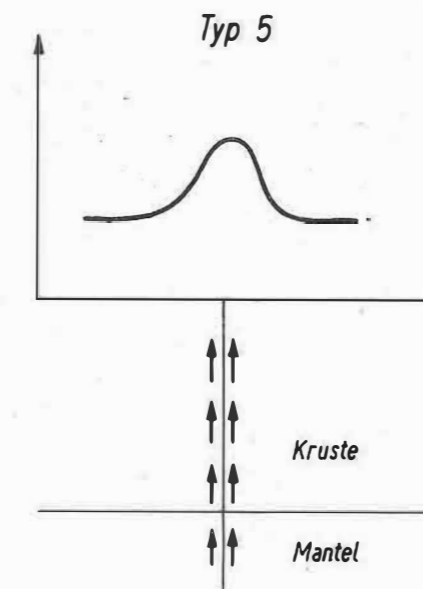


Abb. 9e Entstehung von Wärme-
flußanomalien, Typ 5:
konvektiver Wärme-
transport aus der tieferen Erd-
kruste und dem oberen Erdmantel

maxima können durchaus "normale" oder sogar verringerte Wärmeflußwerte auftreten. In diesem Sinne läßt sich auch die Stellung des niedrigen Wärmeflußwertes für das Kali-bergwerk Königshall (CREUTZBURG 1964 [347]) erklären.

Im Raum Hannover deutet sich eine Aufspaltung der Oberrheintalgraben-Altmark-Zone an. Ein Ast zieht nach Norden in den Raum östlich Hamburg (erhöhter Wert im Feld Reitbrook). Möglicherweise könnte sich dieser Nebenast bis in den Bereich Plön fortsetzen; doch muß dies zunächst hypothetisch bleiben. Der weitere Verlauf des Hauptastes über den Bereich der Altmark hinaus nach Nordosten bleibt fraglich. In Nordostmecklenburg scheint diese Zone durch NW—SE streichende Querelemente unterbrochen zu sein. Eine weitere Fortsetzung wäre südlich der Insel Rügen in Richtung Odermündung möglich.

Holland-Altmark-Vorsudeten-Zone

Aus dem Raum der mittleren DDR (Brandenburg - Potsdam - Niederlausitz) läßt sich eine Zone mit leicht erhöhten Wärmeflußwerten (zwischen $1,5$ und $2,0 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) bis in die VR Polen verfolgen. Die Punktdichte ist auf polnischem Gebiet sehr gering, ferner wurden die Wärmeflußwerte mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{grd}^{-1}$ aus den angegebenen Gradienten berechnet. Dennoch scheint die Zone leicht erhöhten Wärmeflusses auch auf polnischem Gebiet gesichert. Östlich Wrocław spaltet sie sich auf: Ein Ast biegt am Ostrand des Böhmisches Massivs nach Süden in den Raum Ostrava um. Es ist unsicher, ob sich diese Zone nach Süden am Außenrand der Karpaten bis in den Donauraum verfolgen läßt. Ihre östliche Fortsetzung erstreckt sich bis in die äußere Karpatenvorsenke auf dem Gebiet der UdSSR (s. z.B. LEBEDEV, KUTAS & GORDIYENKO 1967 [627]). Diese Autoren zeigen, daß die Zone leicht erhöhten Wärmeflusses nach Südosten ausläuft (s. Abb. 3). Maximale Gradienten wurden westlich von Lvov mit Werten um $4 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ gemessen. Von der Altmark (mittlere DDR) läßt sich die Zone leicht erhöhten Wärmeflusses nach Westen über die Altmark-Oberrheintalgraben-Zone und über das Bramscher Massiv bis nach Holland hinein verfolgen (Hinweise bei THIADENS 1968 [7047]).

Der allgemeine Charakter der Holland-Altmark-Vorsudeten-Zone unterscheidet sich grundlegend von dem der Oberrheintalgraben-Altmark-Zone. Es gibt bisher keine Hinweise darauf, daß sich die Holland-Altmark-Vorsudeten-Zone aus einzelnen, z.T. stark positiven, räumlich engbegrenzten Anomalien zusammensetzt. Es handelt sich vielmehr um eine breit angelegte Anomalie mit nur leicht, aber generell erhöhten Wärmeflußwerten.

Bramscher Zone

Im Bereich des Bramscher Massivs tritt eine deutliche Erhöhung des geothermischen Gradienten und des Wärmeflusses auf. Auf Grund der zur Verfügung stehenden Daten macht dieses Wärmefluß-Hoch einen relativ geschlossenen Eindruck. Aus der Gesamtsituation der Wärmeflußverteilung ist es jedoch als Teilstück der Holland-Altmark-Vorsudeten-Zone anzusehen. Dabei wäre es denkbar, daß im Bereich des Bramscher Massivs eine Vergitterung dieser E—W streichenden Zone mit einer NNE—SSW streichenden Zone erhöhten Wärmeflusses erfolgt.

Ruhla-Kyffhäuser-Zone

Im zentralen Thüringer Becken tritt eine NNE—SSW streichende positive Wärmefluß-anomalie auf, die mit dem Verlauf der Ruhla-Kyffhäuser-Kristallinschwelle zusammenfällt. Eine weitere Verfolgung dieser Zone nach Norden bzw. Süden ist anhand des vorliegenden Materials nicht möglich.

Erzgebirgszone

Im Erzgebirge treten auf dem Territorium der DDR einige hohe Wärmeflußwerte auf (Raum Freiberg - Brand-Erbisdorf und Wiesenbad - Wolkenstein). In der ČSSR sind ebenfalls hohe Wärmeflußwerte aus dem Gebiet um Teplice sowie zahlreiche heiße Quellen am Südrand des Erzgebirges bekannt. Insgesamt scheint hier eine Zone erhöhten Wärmeflusses mit erzgebirgischem Streichen vorzuliegen, die möglicherweise von einer NW-SE streichenden Zone (Labe-Zone = Elbe-Zone bei ČERMAK 1968 [22, 25]) gequert wird.

Pannonisches Becken

In der VR Ungarn treten fast durchweg erhöhte Wärmeflußwerte auf. Sie liegen zum großen Teil sogar über $2 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (BOLDIZSÁR 1964 [10, 11]). Die Berechnung des Wärmeflusses erfolgte allerdings unter Annahme einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit. Der Bereich erhöhter Wärmeflußwerte setzt sich in der südlichen Slowakei (ČERMAK 1968 [22, 25, 26]) und im Grenzgebiet der UdSSR fort (LEBEDEV, KUTAS & GORDIYENKO 1967 [67]). Im Becken von Užgorod und Muchačevo werden von diesen Bearbeitern hohe Wärmeflußwerte angegeben. Solche sind auch im Westteil der SR Rumänien zu erwarten. Es fällt auf, daß der Verlauf der Isolinien im eigentlichen Ungarischen Becken im NW-Teil eine ganz betonte SW-NE-Erstreckung hat. Im südöstlichen Teil des Beckens ragt eine NNW-SSE streichende Anomalie heraus.

Der Verlauf des Wärmeflusses im Nordwestteil des Ungarischen Beckens im Übergang zum Wiener Becken erscheint unsicher. In diesem Raum macht sich das Fehlen von Wärmeleitfähigkeitsmessungen besonders bemerkbar. BOLDIZSÁR (1968) [16] gibt für das Wiener Becken geothermische Gradienten um $3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ an. Unter der Annahme einer einheitlichen mittleren Wärmeleitfähigkeit von $4 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grad}^{-1}$ errechnet er den Wärmefluß. Diese Werte liegen erheblich unter denen, die ČERMAK & KRČMAŘ (1968) [29] für den angrenzenden Bereich der ČSSR angeben. Die Wärmeleitfähigkeitswerte bei ČERMAK & KRČMAŘ schwanken um $5 \text{ mcal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grad}^{-1}$. Korrigiert man in diesem Sinne die Wärmeflußwerte von BOLDIZSÁR für das Wiener Becken und den Nordwestteil des Ungarischen Beckens, so kommt man zu einer guten Übereinstimmung mit den Angaben von ČERMAK (1968) [26].

Die hohen Wärmeflußwerte für das Ungarische Becken gelten zunächst nur für den oberflächennahen Bereich. Es müssen Temperaturmessungen in Tiefbohrungen abgewartet werden, um entscheiden zu können, ob systematische Änderungen des Wärmeflusses in Abhängigkeit von der Tiefe im Ungarischen Becken auftreten.

Die Alpenzone

Für die Alpen liegen einige wenige Wärmeflußwerte vor (CLARK 1961 [31]; CLARK & NIBLETT 1956 [32]). Aus dem Flysch- und Molassegebiet geben HÁNEL (1970) [47] und CREUTZBURG (1964) [34] weitere Werte an. Sie deuten an, daß das Zentralalpengebiet und ein Teil der Flysch- und der Molassezone erhöhte Wärmeflußwerte haben. Dies würde mit den Werten aus dem Wiener Becken übereinstimmen. Auch dort deutete sich an, daß erhöhte Wärmeflußwerte in der Flyschzone auftreten. Unsicher ist nach dem vorliegenden Datenmaterial die Fortsetzung der Alpenzone nach Osten bzw. Nordosten in den Karpatenraum. Auf polnischem Gebiet treten in der Flyschzone der Karpaten sehr niedrige Wärmeflußwerte auf. LEBEDEV, KUTAS & GORDIYENKO (1967) [67] geben für die innere Zone der Karpatenvortiefe ebenfalls niedrige Wärmeflußwerte an. Allerdings sind die Hinweise interessant, daß der geothermische Gradient mit der Tiefe stark ansteigt. So geben

die Autoren für die obersten 2000 m einen mittleren Gradienten von 1,0 bis 1,5 °C/100 m an. In Tiefen über 2000 m steigt der Gradient dann auf Werte zwischen 2,5 und 8,3 °C/100 m. Man muß also bei der Beurteilung des Wärmeflusses im Karpatenbereich sehr vorsichtig sein und weitere Angaben aus tiefen Bohrungen abwarten.

Nordteil des Norddeutsch-Polnischen Beckens

Im mittleren und nördlichen Polen, z.T. auch im Norden der DDR und der BRD (Schleswig-Holstein) tritt eine deutliche Erniedrigung des Wärmeflusses auf. So liegt er in Nordostpolen deutlich unter $1 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. Selbst wenn eine Klimakorrektur in der Größenordnung von $0,4 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (CRAIN 1968 [337]) angebracht wird, liegen die Wärme flußwerte noch deutlich unter dem Mittelwert für kontinentale Gebiete.

Böhmisches Massiv

Im Bereich des Böhmisches Massivs treten durchweg niedrige Wärme flußwerte auf (ČERMAK 1968, 1972 [22, 287]): Die Verbindung zu einer - allerdings nur durch wenige Werte belegten - Zone niedrigen Wärmeflusses südlich der Donaulinie ist unsicher. Auch die Beziehungen zum Gebiet niedrigen Wärmeflusses in der Flyschzone der Karpaten sind unsicher.

Südwestdeutsche Großscholle

Auf Grund der wenigen aus diesem Gebiet vorliegenden Werte schwankt der Wärme fluß zwischen 1,5 und $1,7 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Rheinisches Schiefergebirge

Die vorliegenden Wärme flußwerte im rechtsrheinischen Schiefergebirge (Füsseberg und Grube Georg; CREUTZBURG 1964 [347]) und in Belgien sind relativ niedrig. Es kann gegenwärtig nicht entschieden werden, ob es sich hier um ein geschlossenes Gebiet niedrigen Wärmeflusses handelt.

5. Ursachen der Wärme flußanomalien

5.1. Genetische Grundtypen von Wärme flußanomalien

Für die Entstehung von Wärme flußanomalien können fünf genetische Grundtypen unterschieden werden:

- a) Wärme flußanomalie durch laterale Wärmeleitfähigkeitsunterschiede in der oberen Erdkruste (Abb. 9 a). - Über einem gut leitfähigen Körper (z.B. Salzstrukturen, Antiklinalen) tritt eine Scharung der Isothermen auf. Dadurch erhöht sich im Bereich zwischen der Erdoberfläche und der Oberkante des Störkörpers der Wärme fluß. Aus diesem Anstieg des Wärmeflusses in Oberflächennähe dürfen keine Rückschlüsse auf den Wärme fluß in größeren Tiefen gezogen werden. Durch Modellrechnungen ist dieser Typ von Wärme flußanomalien gut untersucht worden (z.B. MUNDREY 1966 [727]; SELIG & WALLICK 1966 [927]).
- b) Wärme flußanomalien durch laterale Unterschiede der radioaktiven Wärme produktion in der Erdkruste (Abb. 9 b). - Innerhalb der granitischen Erdkruste wird eine de-

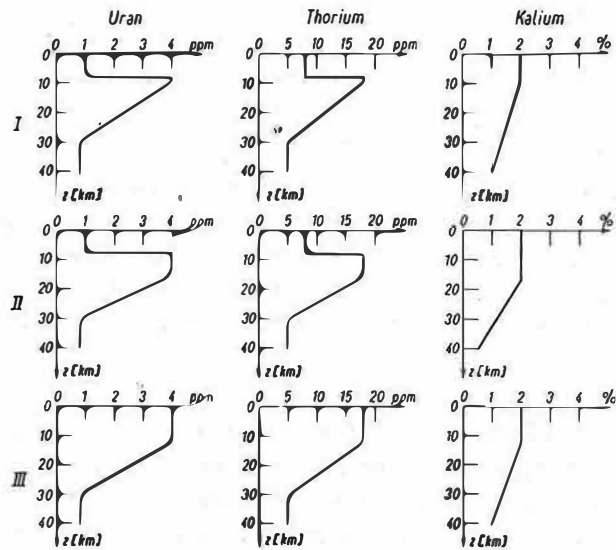


Abb. 10 Angenommene Verteilung der Elemente Uran, Thorium und Kalium

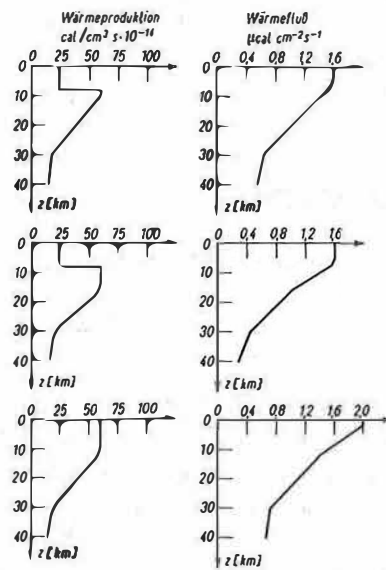


Abb. 11 Wärmeproduktion und Wärmefluß in Abhängigkeit von der Tiefe

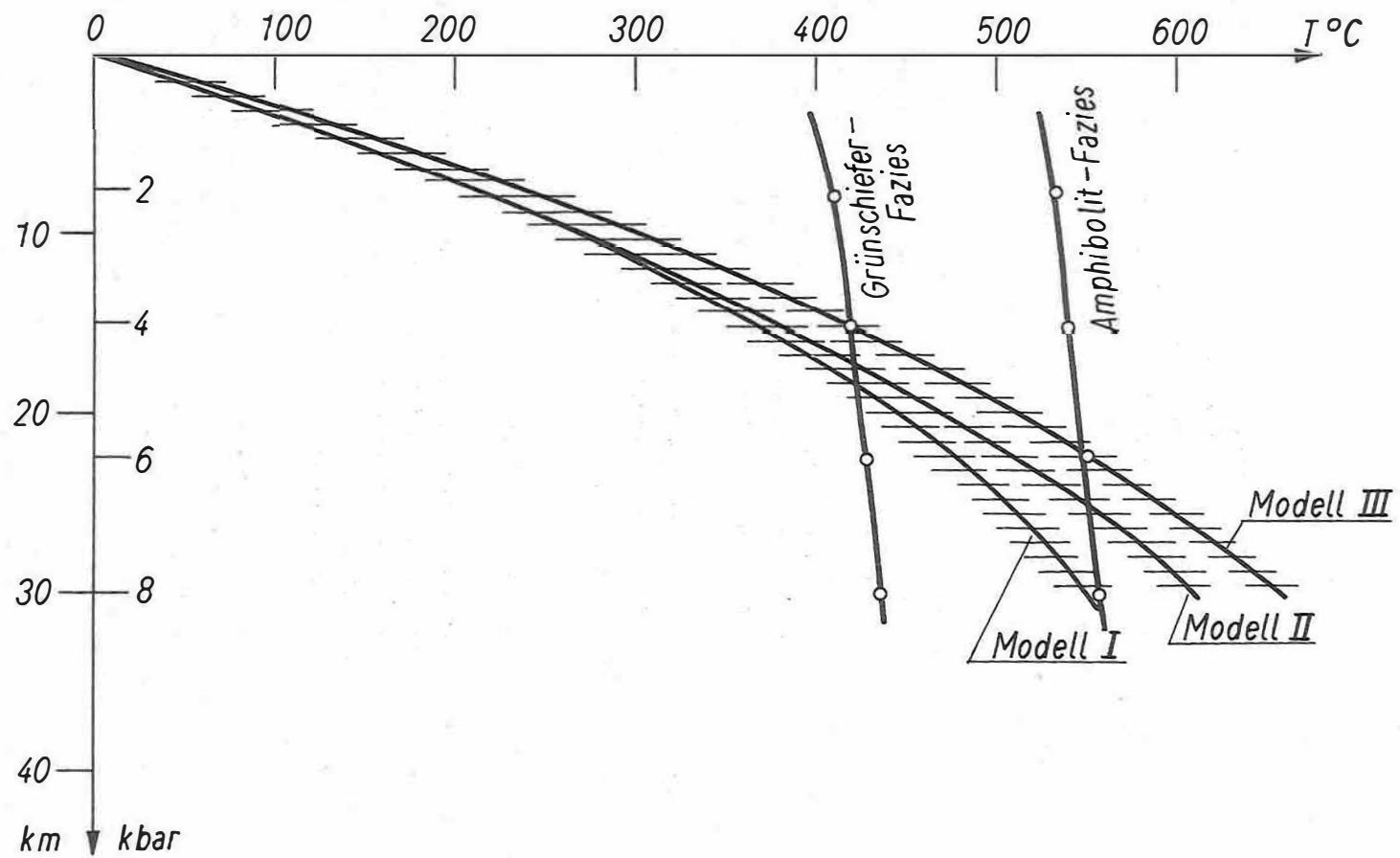


Abb. 12 Temperatur/Tiefen-Kurve für die Modelle I bis III, Faziesgrenzen nach WINKLER (1965) [T10]

finierte Wärmemenge erzeugt, die von der Konzentration an radioaktiven Elementen (U, Th, K) abhängig ist. Nach ROY, BLACKWELL & BIRCH (1968) [87] kann der Wärmefluß durch folgende generelle Beziehung angegeben werden:

$$Q = a + b A;$$

Q: Gesamtwärmefluß,

a: Anteil des Wärmeflusses aus dem Erdmantel und der tieferen Erdkruste,

b: Mächtigkeit granitischer Gesteine,

A: Wärmeproduktion innerhalb der granitischen Erdkruste.

- c) Wärmeflußanomalien durch konvektiven Wärmetransport innerhalb der oberen Erdkruste (Abb. 9 c). - In der oberen Erdkruste bilden sich Wasserkreislaufsysteme. Dabei sickert Oberflächenwasser in die Tiefe, nimmt nach einer bestimmten Verweilzeit die Temperatur der Umgebung an und tritt - vorwiegend an Störungssystemen - wieder nach oben aus. Dieser Typ ist allgemein verbreitet bei austretenden Thermalwässern. Treten horizontale Schichtwasserbewegungen auf, z.B. vom Beckenrand zum Beckeninnern, so kann das geothermische Regime durch den lateralen Wärmetransport verzerrt werden. Im Beckeninnern kommt es in der Regel zu einer Erhöhung des Wärmeflusses.
- d) Wärmeflußanomalien durch Migration von Schichtwasser zur Erdoberfläche (Abb. 9 d). - Während der Kompaktion von Sedimenten wird das im Porenraum enthaltene primäre Schichtwasser nach oben ausgepreßt. Bei der Schichtwassermigration wird Wärme transportiert (s. z.B. LJUBIMOVA, VON HERZEN & UDINTSEV 1965 [72]). Entscheidend für die auftretenden Wärmeflußanomalien sind die Migrationsgeschwindigkeit und die Mächtigkeit der Sedimente, in denen die Migration erfolgt. In jungen Becken mit mächtiger tertiärer Sedimentfüllung kann durch eine solche Migration ein erheblicher Wärmetransport erfolgen.
- e) Wärmeflußanomalien durch konvektiven Wärmetransport aus der tieferen Erdkruste bzw. dem oberen Erdmantel (Abb. 9 e). - Der Wärmetransport erfolgt mit aufsteigenden hydrothermalen Lösungen vorrangig entlang tiefreichender Bruchsysteme.

5.2. Möglichkeiten zur Deutung der Wärmeflußanomalien Mitteleuropas

Es soll versucht werden, die Wärmeflußanomalien Mitteleuropas den dargestellten genetischen Grundtypen zuzuordnen. Eine eindeutige Zuordnung zu einem einzigen genetischen Grundtyp ist bei keiner der Wärmeflußanomalien möglich, in der Regel handelt es sich um Mischtypen. Eine gesicherte genetische Deutung der Wärmeflußanomalien wird in vielen Fällen erst dann möglich sein, wenn detaillierte Untersuchungen über die vertikale Änderung des Wärmeflusses vorliegen.

O b e r r h e i n t a l g r a b e n - A l t m a r k - Z o n e : Bestimmend für die Entstehung dieser Wärmeflußanomalie ist die Zufuhr von Wärme aus der tieferen Erdkruste bzw. dem oberen Erdmantel (Typ 5). In gewissem Umfang können auch Oberflächenwässer, die vom Rande her in die Grabenzone einsickern (besonders im Bereich des Oberrheintalgrabens), zu einer Erhöhung des Wärmeflusses beitragen (Typ 3).

H o l l a n d - A l t m a r k - V o r s u d e t e n - Z o n e : Eine klare Zuordnung ist gegenwärtig nicht möglich. Die Erhöhung des Wärmeflusses durch Schichtwassermigration wäre denkbar (Typ 4).

B r a m s c h e r - Z o n e : Eine klare Zuordnung läßt sich gegenwärtig nicht treffen. Es kommen folgende Möglichkeiten in Betracht: Hochlage eines gut leitfähigen Körpers (Typ 1), zusätzliche radioaktive Wärmeproduktion (Typ 2) und konvektive Zuführung von Wärme aus der tieferen Kruste (Typ 5).

R u h l a - K y f f h ä u s e r - Z o n e : Nach den vorliegenden Untersuchungen (MEINCKE, HURTIG & WEINER 1967 [757]) ist die Erhöhung des Wärmeflusses durch die Hochlage der Ruhla-Kyffhäuser-Schwelle bedingt (Typ 1).

E r z g e b i r g s z o n e : Genetisch müssen im Erzgebirge zwei Teilbereiche unterschieden werden: der Bereich der Granitkörper des Erzgebirges und die Labe-Elbe-Zone von ČERMAK (1968) [227]. Die hohen Wärmeflußwerte im Bereich der Granitkörper des Erzgebirges sind durch die erhöhte radioaktive Wärmeproduktion zu erklären, während in der Labe-Zone entsprechend der Oberrheintalgraben-Altmark-Zone mit einer konvektiven Zuführung von Wärme aus der tieferen Kruste zu rechnen ist.

P a n n o n i s c h e s B e c k e n : Die Wärmeflußanomalien werden durch horizontale Schichtwasserbewegungen vom Beckenrand zum Beckeninnern (s. z.B. STEGENA 1965 [1007]) hervorgerufen (Typ 3). Hinzu kommt ein Wärmetransport durch aufwärts gerichtete Schichtwassermigration im Verlauf der Kompaktion der mächtigen, lockeren, hochporösen und stark wasserhaltigen jungtertiären Sedimente der Beckenfüllung (Typ 4). Es kann allerdings erwartet werden, daß auch der Verlauf von Strukturen im kristallinen Fundament von Einfluß auf den Verlauf der Wärmeflußanomalien ist.

6. Das vertikale geothermische Modell

Die Temperaturverteilung in größeren Tiefen ist für die Erfassung geodynamischer Prozesse, für das Verhalten der Materie in größeren Tiefen und für petrologische Probleme von großer Bedeutung. Auf Grund der vorliegenden geothermischen Daten kann eine Abschätzung der möglichen Temperaturverteilung in der Tiefe vorgenommen werden. Bis ca. 7 km Tiefe ist der Temperaturverlauf im nördlichen Mitteleuropa in großen Zügen bekannt. Man kann annehmen, daß in diesen Tiefen Temperaturen zwischen 180 und 220 °C auftreten.

Drei Modellvarianten sollen untersucht werden:

Modell I: Sedimentite bis 8 km Tiefe
Granitoide Gesteine bis 10 km
Bis 30 km intermediäre bis basische Gesteine mit kontinuierlich zunehmender Basizität
Unter 30 km Ultrabasite

Modell II: Sedimentite bis 8 km Tiefe
Granitoide Gesteine bis 16 km
Bis 30 km intermediäre bis basische Gesteine mit kontinuierlich zunehmender Basizität
Unter 30 km Ultrabasite

Modell III: Anstehendes Kristallin
Granitoide Gesteine bis 12 km Tiefe
Bis 30 km intermediäre bis basische Gesteine mit kontinuierlich zunehmender Basizität
Unter 30 km Ultrabasite

Der mittlere Wärmefluß wird bei den Modellen I und II bis ca. 7 km mit $1,6 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ angenommen; bei Modell III wird ein Wärmefluß bis 2 km Tiefe von $2 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ angesetzt. Die angenommene Verteilung der Elemente Uran, Thorium und Kalium ist in Abb. 10

dargestellt (vgl. auch ROY, BLACKWELL & BIRCH 1968 [87]; HEIR & ROGERS 1963 [52]; HYNDMAN u.a. 1968 [58]). Die Wärmeproduktion pro ppm dieser Elemente zeigt Tab. 12 (nach ROY, BLACKWELL & BIRCH 1968 [87]).

Tab. 12. Radioaktive Wärmeproduktion

Element	Wärmeproduktion [Gal cm ⁻³ s ⁻¹]
1 ppm U	0,62 x 10 ⁻¹³
1 ppm Th	0,17 x 10 ⁻¹³
1 % K	0,23 x 10 ⁻¹³

Aus diesen Umrechnungsfaktoren lassen sich die Wärmeproduktion für die drei Modelle und der Verlauf des Wärmeflusses in Abhängigkeit von der Tiefe angeben (Abb. 11). Die Temperaturverteilung für die drei Modelle ist in Abb. 12 dargestellt. Das wesentliche Problem bei der Berechnung der Temperatur-Tiefenverteilung ist die Frage der tatsächlichen Konzentration radioaktiver Elemente in der Erdkruste. Unter der Voraussetzung, daß die angegebene Verteilung etwa den realen Verhältnissen entspricht, ist die 400-°C-Isotherme je nach dem angenommenen Modelltyp in Tiefen zwischen 15 und 19 km und die 600-°C-Isotherme in Tiefen von 26 bis 36 km zu erwarten.

7. Zusammenfassung

Die vorliegenden Wärmeflußdaten von Mitteleuropa werden zusammengestellt und analysiert. Obgleich das Datenmaterial aus den verschiedenen Ländern sehr inhomogen ist, kann eine Rayonierung des Wärmeflusses in Mitteleuropa vorgenommen werden. Herausragende positive Wärmeflußanomalien sind die Oberrheintalgraben-Altmark-Zone und die Holland-Altmark-Vorsudeten-Zone. - Vorliegende Meßergebnisse zeigen, daß innerhalb einer Bohrung deutliche vertikale Änderungen des Wärmeflusses auftreten können. Es werden fünf genetische Grundtypen für die Entstehung von Wärmeflußanomalien unterschieden. Auf dieser Grundlage ist eine Deutung der auftretenden Anomalien in Mitteleuropa möglich.

Literatur

- [1] BAGGIO, P.;
MALARODA, R. Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana).
Accad. naz. Lincei, Atti Cl. Sci. fis., mat. e nat.,
Rend. 33 (1962) 3-4, S. 149-152
- [2] BECHER, D.;
MEINCKE, W. Der Wärmefluß zwischen Harz und Prignitz.
Z. angew. Geol. 14 (1968) 6, S. 291-297
- [3] BENTHAUS, F. Die Gebirgstemperatur im Grubenfeld der Gewerkschaft
Auguste Victoria, Marl.
Glückauf 95 (1959) 14, S. 875-879

- [4] BIRCH, F. The effect of Pleistocene climatic variations upon geothermal gradients.
Amer. J. Sci. 246 (1948), S. 729-760
- [5] BOJARSKA, J.; BOJARSKI, L. Juraskie solonki termalne Polski potnocnej i zachodniej.
Kwart. geol. 12 (1968) 3, S. 578-588
- [6] BOLDIZSÁR, T. Terrestrial heat-flow in Hungary.
Nature 178 (1956) 4523, S. 35
- [7] BOLDIZSÁR, T. Measurement of terrestrial heat-flow in the coal mining district of Komló.
Acta techn. 15 (1956) 1/2, S. 219-228
- [8] BOLDIZSÁR, T. Geothermic investigations in the Hungarian plain.
Acta geol. 5 (1958) 2, S. 245-254
- [9] BOLDIZSÁR, T. New terrestrial heat-flow values from Hungary.
Geofisica pura e appl. 29 (1958), S. 120-125
- [10] BOLDIZSÁR, T. Heat flow in the Hungarian basin.
Nature 202 (1964) 4939, S. 1278-1280
- [11] BOLDIZSÁR, T. Terrestrial heat flow in the Carpathians.
J. geophys. Res. 69 (1964) 24, S. 5269-5275
- [12] BOLDIZSÁR, T. Heat flow in Oligocene sediments at Szentendre.
Pure and appl. Geophys. 61 (1965) 2, S. 127-138
- [13] BOLDIZSÁR, T. Heat flow in the natural gas field of Hajduszoboszló.
Pure and appl. Geophys. 64 (1966) 2, S. 121-125
- [14] BOLDIZSÁR, T. Terrestrial heat flow and geothermal resources in Hungary.
Bull. Volcanol. 30 (1967), S. 221-227
- [15] BOLDIZSÁR, T. Terrestrial heat flow in Hungarian Permian strata.
Pure and appl. Geophys. 67 (1967) 2, S. 128-132
- [16] BOLDIZSÁR, T. Geothermal data from the Vienna basin.
J. geophys. Res. 73 (1968) 2, S. 613-618
- [17] BOLDIZSÁR, T.; GOZON, J. Zemnoj teplovoj potok v Komló-Zobake.
Acta techn. hung. 43 (1963) 3/4, S. 467-476
- [18] CARSLAW, H.S.; JAEGER, J.C. Conduction of heat in solids.
London: Oxford Univ. Press 1959
- [19] ČERMAK, V. Heat flow in the Kladno-Rakovník coal basin.
Gerlands Beitr. Geophysik 76 (1967) 6, S. 461-466
- [20] ČERMAK, V. Terrestrial heat flow in eastern Slovakia.
Geofyz. Sbornik 15 (1967) 275, S. 305-319
- [21] ČERMAK, V. Heat flow near Teplíce in North Bohemia.
Geophys. J. 13 (1967) 5, S. 547-549
- [22] ČERMAK, V. Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features.
XXIII internat. geol. Congr. 5 (1968), S. 75-85

- [23] ČERMAK, V. Heat flow in the upper Silesian coal basin. Pure and appl. Geophys. 69 (1968) 1, S. 119-130
- [24] ČERMAK, V. Heat flow in the Žacléř-Svatoňovice basin. Acta geophys. polon. 16 (1968) 1, S. 3-9
- [25] ČERMAK, V. Der Wärmefluß in der ČSSR und sein Zusammenhang mit Tiefenstrukturen. Freib. Forsch.-H. C 238 (1968), S. 25-32
- [26] ČERMAK, V. Terrestrial heat flow in the Alpine-Carpathian foredeep in South Moravia. J. geophys. Res. 73 (1968) 2, S. 820-821
- [27] ČERMAK, V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 10 (1971), S. 1-19
- [28] ČERMAK, V. Heat flow and gravity in Czechoslovakia. Studia geophys. et geod. 16 (1972) 1, S. 77-87
- [29] ČERMAK, V.; KRČMAŘ, B. Erdwärmefluß in der südwestlichen Slowakei. Acta geod., geophys. et montanist. Acad. Sci. hung. 2 (1968) 3-4, S. 319-329
- [30] CHINNER, G.A. The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. Quart. J. geol. Soc. London 122 (1966) 2, S. 159-186
- [31] CLARK, S.P. Heat flow in the Austrian Alps. Geophys. J. 6 (1961), S. 54-63
- [32] CLARK, S.P. jr.; NIBLETT, E.R. Terrestrial heat flow in the Swiss Alps. Monthly Not. roy. astron. Soc., Geophys. Suppl. 7 (1956) 4, S. 176-195
- [33] CRAIN, I.K. The glacial effect and the significance of continental terrestrial heat flow measurements. Earth and planet. Sci. Lett. 4 (1968), S. 69-72
- [34] CREUTZBURG, H. Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland. Kali u. Steinsalz (1964) 4, S. 73-108
- [35] DELATTRE, J.N.; HENTINGER, R.; LAUER, J.P. A provisional geothermal map of the Rhinegraben (Alsatian part). In: Graben problems. Internat. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, S. 107 bis 110. Stuttgart: Schweizerbart 1970
- [36] DOEBL, F. Die geothermischen Verhältnisse des Ölfeldes Landau/Pfalz. In: Graben problems. Internat. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, S. 110-116. Stuttgart: Schweizerbart 1970
- [37] DONALDSON, T.G. Temperature gradients in the upper layer of the earth's crust due to convective water flows. J. geophys. Res. 67 (1962) 9, S. 3449-3459
- [38] ENQUIST, P. Mineral and thermal waters of Sweden. XXIII internat. geol. Congr. 18 (1969), S. 127 bis 131

- [39] FABIAN, H.J. Carbon-ratio-Theorie, geothermische Tiefenstufen und Erdgaslagerstätten in Nordwestdeutschland. Erdöl u. Kohle 8 (1955), S. 141-146
- [40] GRAULICH, J.M. Eaux minérales et thermales de Belgique. XXIII internat. geol. Congr. 18 (1969), S. 9-15
- [41] HÄNEL, R. Temperaturmessungen im Bohrloch Donaustetten (Ulm). Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. (1966)
- [42] HÄNEL, R. Temperaturmessungen im Bohrloch Singen. Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. (1966)
- [43] HÄNEL, R. Temperaturmessungen im Oberrheintal. Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. 77 (1967)
- [44] HÄNEL, R. Temperaturmessungen in den Bohrungen Oberreichenbach. Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. 81 (1968)
- [45] HÄNEL, R. Untersuchungen zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Binnenseen. Diss. Clausthal 1968
- [46] HÄNEL, R. Temperaturmessungen bei Hähnlein. Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. 119 (1969)
- [47] HÄNEL, R. Eine neue Methode zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte in Binnenseen. Z. Geophysik 36 (1970) 6, S. 725-742
- [48] HÄNEL, R. Interpretation of the terrestrial heat flow in the Rhinegraben. In: Graben problems. Internat. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, S. 116 bis 120. Stuttgart: Schweizerbart 1970
- [49] HARTNER, M.; STEINER, F. Az 1964 évi Tiszakécske-Lakitelek kózott vegzett geotermikus mérések. Magyar Geofizika 6 (1964) 1, S. 29-35
- [50] HEDEMANN, H.A. Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Münsterland 1 und ihre geothermische Tiefenstufe. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. 11 (1963), S. 403 bis 418
- [51] HEDEMANN, H.A. Geologische Auswertung von Temperaturdaten aus Tiefbohrungen. Erdöl u. Kohle 20 (1967), S. 337-343
- [52] HEIR, K.S.; ROGERS, J.J.W. Radiometric determinations of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. Geochim. cosmochim. Acta 27 (1963), S. 137
- [53] HENTINGER, R.; JOLIVET, J. Sur quelques déterminations de flux géothermique en France. Bur. Recherches géol. et minières Bull. 2 (1967), S. 101-114

- [54] HENTINGER, R.; JOLIVET, J. Nouvelles déterminations du flux géothermique en France.
Tectonophysics 10 (1970), S. 127-146
- [55] HERMANCE, J.F.; GRILLOT, L.R. Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from southwest Iceland.
J. geophys. Res. 75 (1970) 32, S. 6582-6591
- [56] HÜCKEL, B.; KAPPELMEYER, O. Geothermische Untersuchungen im Saarkarbon.
Z. dt. geol. Ges. 117 (1966) 1, S. 280-311
- [57] HURTIG, E.; MEINCKE, W. Subsurface temperature, heat conductivity and heat flow in the Thuringia basin and surrounding areas, GDR.
Bull. Volcanol. 33 (1969) 1, S. 229-242
- [58] HYNDMAN, R.D.; u.a. Heat flow and surface radioactivity measurements in the Precambrian Shield of Western Australia.
Phys. Earth and planet. Inter. 1 (1968), S. 129 bis 135
- [59] JACOBSEN, G. Deep permafrost measurement in North America 1961-62.
Polar Res. 11 (1963) 74, S. 595-596
- [60] JAEGER, J.C. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. In: Terrestrial heat flow. Geophysical Monogr. 8, S. 7-23.
Washington: Amer. geophys. Union 1965
- [61] KAPPELMEYER, O. Bericht über die Bestimmung der ursprünglichen Gebirgstemperatur im Salzbergwerk Berchtesgaden.
Ber. niedersächs. L.-A. Bodenforsch. (1966)
- [62] KAPPELMEYER, O. The geothermal field of the upper Rhinegraben.
Abh. geol. L.-A. Baden-Württ. 6 (1967), S. 101 bis 103
- [63] KÜSTNER, E. Inkohlungsuntersuchungen und geothermische Betrachtungen am Beispiel des Oberkarbons im Erzgebirgischen Becken unter besonderer Berücksichtigung des Reflexionsvermögens des Flözvitrits.
Z. angew. Geol. 16 (1970) 7-8, S. 359-366
- [64] KUTAS, P.I. Geotermičeskie uslovija v predkarpatskoe progibe.
Geofizičeskij Sbornik (Kiev) 6 (1963) 8, S. 89-92
- [65] KUTAS, P.I. Osobennosti geotermičeskogo režima sovetskich Karpat.
Geofiz. i Astron. (1967) 11, S. 3-17
- [66] LANE, E.C. Geotherms of the Lake Superior Copper County.
J. Geol. 42 (1923), S. 113-122
- [67] LEBEDEV, T.S.; KUTAS, R.I.; GORDIYENKO, V.V. Geothermal investigations in the southern and southwestern areas of the Ukrainian SSR (the Crimea and Soviet Eastern Carpathians).
Boll. Geofis. teor. e appl. 9 (1967) 36, S. 333 bis 343
- [68] LEE, W.H.K.; DONALD, G.J.F. The global variation of terrestrial heat flow.
J. geophys. Res. 68 (1963) 24, S. 6481-6492

- [69] LEE, W.H.K.; UYEDA, S. Review of heat flow data. In: Terrestrial heat flow. Geophysical Monogr. 8, S. 87-190. Washington: Amer. geophys. Union 1965
- [70] LJUBIMOVA, E.A. Heat flow in the Ukrainian Shield in relation to recent tectonic movements. J. geophys. Res. 69 (1964) 24, S. 5277-5284
- [71] LJUBIMOVA, E.A. Terrestrial heat flow for the USSR and its connection with other geophenomena. Bull. Volcanol. 33 (1969) 1, S. 341-367
- [72] LJUBIMOVA, E.A.; VON HERZEN, R.O.; UDINTSEV, G.B. On heat transfer through the ocean floor. In: Terrestrial heat flow. Geophysical Monogr. 8, S. 78-86. Washington: Amer. geophys. Union 1965
- [73] LJUBIMOVA, E.A.; LJUSOVA, L.N.; FIRSOV, F.V. Teplovoj potok iz zemnych neдр v rajone Krivogo Roga. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. (1964) 11, S. 1622-1633
- [74] MAKARENKO, F.A.; POLAK, B.G.; SMIRNOV, J.B. Geothermal field on the U.S.S.R. territory. XXIII internat. geol. Congr. 5 (1968), S. 67-73
- [75] MEINCKE, W.; HURTIG, E.; WEINER, J. Temperaturverteilung, Wärmeleitfähigkeit und Wärme-fluß im Thüringer Becken. Geophysik u. Geol. 11 (1967), S. 40-71
- [76] MEINHOLD, R. Über den Zusammenhang geothermischer, hydrodynamischer und geochemischer Anomalien und deren Bedeutung für die Klärung der Entstehung von Erdöl-lagerstätten. Z. angew. Geol. 14 (1968) 5, S. 233-240
- [77] MUNDRY, E. Berechnung des gestörten geothermischen Feldes mit Hilfe eines Relaxationsverfahrens. Z. Geophysik 32 (1966) 3, S. 157-163
- [78] OLIVERO, S.; PENTA, F. Sulle misure di temperature nel traforo del Monte Bianco. Accad. naz. Lincei, Atti Cl. Sci. fis., mat. e nat., Rend. 26 (1959) 6, S. 731-737
- [79] OLIVERO, S. Primi data sulle temperature del sottosuolo nel traforo del Monte Bianco. Accad. naz. Lincei, Atti Cl. Sci. fis., mat. e nat., Rend. 32 (1962) 2, S. 147-151
- [80] OLIVERO, S. Temperatura del sottosuolo nel traforo del M. Bianco tra le progressive m 3300 e m 5600 dall'imbocco italiano. Accad. naz. Lincei, Atti Cl. Sci. fis., mat. e nat., Rend. 34 (1963) 1, S. 48-61
- [81] OLIVERO, S. Misure di temperatura della roccia nel traforo del Monte Bianco - Stazione di misure alla progressiva m 2610 dall'imbocco italiano. Accad. naz. Lincei, Atti Cl. Sci. fis., mat. e nat., Rend. 40 (1966) 5, S. 875-879
- [82] PATIJN, R.J.H. Die Entstehung von Erdgas infolge der Nachinkohlung im Nordosten der Niederlande. Erdöl u. Kohle 17 (1964) 2, S. 2-9

- [83] PLEWA, S. A geotermikus vizsgálatok eredményei Lengyelországban.
Magyar Geofizika 6 (1965) 2, S. 13-22
- [84] PLEWA, S. Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru polski.
Prace Geof. i. Geol. (1966) 1, 88 S.
- [85] PURANEN, M.; u.a. Terrestrial heat flow in Finland.
Geoexploration 6 (1968) 3, S. 151-162
- [86] ROMAN, L. Pomiar temperatury w otworze Magnuszew.
Kwart. geol. 6 (1962) 2, S. 350-359
- [87] ROY, R.F.; BLACKWELL, D.D.; BIRCH, F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces.
Earth and planet. Sci. Lett. 5 (1968), S. 1-12
- [88] SCHEFFER, V. A Kárpátmedencék néhány regionális geofizikai problémájáról.
Geofiz. Köz. 11 (1962) 1-4, S. 101-118
- [89] SCHEFFER, V. A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpát-medencék területén.
Magyar Geofiz. 4 (1963) 1-2, S. 1-6
- [90] SCHEFFER, V. A föld geotermikus zónáinak geofizikai vizsgálata.
Magyar Geofiz. 5 (1964) 3, S. 1-17
- [91] SCHEFFER, V. Das europäische Geoid und seine Beziehungen zur Geologie.
Geophysik u. Geol. 9 (1966), S. 7-20
- [92] SCHEFFER, V. The relation between the European geoid undulations and the distribution of the terrestrial heat flow values.
Acta geod., geophys. et montanist. Acad. Sci. hung. 1 (1966) 1-2, S. 43-48
- [93] SCHLOSSER, P. Eine erste Einschätzung der geothermischen Parameter im obersten Bereich der Erdkruste des mittleren und nördlichen Teils des Territoriums der DDR und ihre Bindung an geologisch-geophysikalische Strukturelemente.
Freib. Forsch.-H. C 238 (1968), S. 13-22
- [94] SCHÖSSLER, K.; SCHWARZLOSE, J. Geophysikalische Wärmeflußmessungen.
Freib. Forsch.-H. C 75 (1959), 120 S.
- [95] SCHUSTER, K. Methodische und apparative Entwicklungen geothermischer Verfahren für Anwendungen im Bergbau und in der Tiefenerkundung.
Freib. Forsch.-H. C 232 (1968), S. 5-45
- [96] SCLATER, J.G.; FRANCHETEAU, J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth.
Geophys. J. 20 (1970) 5, S. 509-542

- [97] SELIG, F.; WALLICK, G.C. Temperature distribution in salt domes and surrounding sediments.
Geophysics 31 (1966) 2, S. 346-362
- [98] SIMMONS, G. Interpretation of heat flow anomalies. Pt. 1: Contrasts in heat production.
Rev. Geophys. 5 (1967) 1, S. 43-52
- [99] STEGENA, L. A Nagyalföld geotermikus viszonyai.
Geofiz. Közl. 7 (1958) 3-4, S. 229-238
- [100] STEGENA, L. Über den Wärmehaushalt der Becken.
Freib. Forsch.-H. C 174 (1965), S. 141-150
- [101] ŠUŠPANOV, A.P. O teplovom režime Karpatskoj oblasti SSSR.
In: Problemy glubinnogo teplovogo potoka.
Moskva: Nauka 1966
- [102] SVOBODA, V.; ZEMAN, J. Geotermické pomery karpatské predhľone na severovýchodné Morave.
Ústř. Ústav geol. Věstník 38 (1963) 6, S. 414 bis 417
- [103] TEICHMÜLLER, M. Bestimmung des Inkohlungsgrades von kohligen Einschlüssen in Sedimenten des Oberrheingrabens - ein Hilfsmittel bei der Klärung geothermischer Fragen.
In: Graben problems. Internat. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, S. 124-142.
Stuttgart: Schweizerbart 1970
- [104] THIADENS, A.A. The palaeozoic in the Netherlands.
Verh. kon. ned. geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser. D 1 (1968) 21-1, S. 9-28
- [105] TRUSHEIM, F. Ergebnisse der Tiefbohrung Groothusen Z 1 bei Emden (Ostfriesland).
Erdoel-Z. 7 (1959), S. 273-278
- [106] WASSERBURG, G.J.; u.a. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the earth.
Science 143 (1964) 3605, S. 465-467
- [107] WERNER, D. Geothermal anomalies of the Rhinegraben.
In: Graben problems. Internat. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, S. 121-124.
Stuttgart: Schweizerbart 1970
- [108] WINKLER, H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks.
Berlin usw.: Springer-Verlag 1965
- [109] WOLLENBERG, H.A.; SMITH, A.R. Radioactivity and radiogenic heat in Sierra Nevada plutons.
J. geophys. Res. 69 (1964), S. 3471-3478

