

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 79

**Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter
Bruchzonen der Subherzynen Senke und angrenzender
Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle)**

von

Werner Stackebrandt

(gekürzte Fassung der am 28. September 1983
bei der Akademie der Wissenschaften der DDR verteidigten
Dissertation A)

Als Manuskript gedruckt Potsdam 1986

Inhaltsverzeichnis

	<u>Seite</u>
0. Vorbemerkungen	6
1. Problemstellung und eingesetzte Untersuchungsmethoden	7
2. Geologische Stellung und Entwicklung der Subherzynen Senke und ihrer Buchzonen im Krustenbau Mitteleuropas	8
2.1. Abgrenzung und tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes	8
2.2. Regionaltektonische Position der Subherzynen Senke	10
2.3. Strukturentwicklung der Subherzynen Senke	11
3. Regionaltektonische Position der Bruchstörungen	14
3.1. Herzynische Störungszonen im Bereich der Sächsisch-Thüringischen, Böhmisches und Süddeutschen Großscholle (Auswahl)	14
3.2. Rheinische Störungszonen an der Westflanke der Sächsisch-Thüringischen und Süddeutschen Großscholle	17
3.3. Zeitliche, räumliche und mögliche genetische Beziehungen der regionalen Störungszonen zu den tektonischen Bewegungen des alpidischen Faltegürtels	21
4. Tektonische Auswertung lithologisch-paläogeographischer Karten des meso-känozoischen Tafeldeckgebirges der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete	28
4.1. Vorbemerkungen	28
4.2. Vorzugsorientierungen lithologisch-paläogeographischer Konturen sowie generelle Aspekte der paläogeographisch-tektonischen Strukturierung des Untersuchungsgebietes	29
4.3. Die strukturelle Entwicklung der Subherzynen Senke im Tertiär	37
5. Zum tektonischen Charakter der Harznordrandstörung	38
5.1. Vorbemerkungen	38
5.2. Zur Morphologie der Störung	38
5.3. Zum Bewegungsablauf der Harznordrandstörung	39
5.4. Die Struktur der Harznordrandstörung	40
5.5. Deformationsformen in Sedimentiten der Aufrichtungszone	43
5.6. Zur Verbreitung der Horizontalstylolithen in der Aufrichtungszone	52

5.7.	Neotektonische Beobachtungen im Bereich der Harz- nordrandstörung und deren Umgebung	54
5.7.1.	Vorbemerkungen, eingesetzte Untersuchungsmethoden	54
5.7.2.	Aussagen aus dem Gewässernetz	55
5.7.3.	Aussagen aus der Reliefenergie	58
5.7.4.	Aussagen aus der fotogeologischen Interpretation	59
5.8.	Schlußfolgerungen und Teilzusammenfassung	60
6.	Zur Störungsverteilung in ausgewählten Bereichen der Flechtinger Scholle	61
6.1.	Vorbemerkungen, eingesetzte Untersuchungsmethoden	61
6.2.	Zur Geologie der Flechtinger Scholle	64
6.3.	Ergebnisse der VLF-Messungen	66
6.4.	Ergebnisse der Quecksilberuntersuchungen	69
6.5.	Teilzusammenfassung	69
7.	Einige Schlußfolgerungen zur Charakterisierung der regionalen Störungszonen des Untersuchungsgebietes	70
8.	Literatur	75

Zusammenfassung

In vorliegender Arbeit werden Ergebnisse geologisch-tektonischer Untersuchungen zur Paläo- und Neotektonik von Störungszonen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete vorgestellt. Das Schwergewicht der Untersuchungen lag auf der Erfassung der rupturellen, als auch lithotektonischen Auswirkungen dieser Störungszonen auf das Deckgebirgsstockwerk.

Geologische Kartierungsarbeiten im Bereich der Harznordrandstörung erweitern den Kenntnisstand zur Tektonik dieser Bruchzone (Deformationszonierung, Mehraktigkeit der tektonischen Ereignisse, Vielflächensystem ...) und dienen als Modell für gesunkene Flanken regionaler Störungszonen, während die Ergebnisse zur Tektonik der Flechtinger Scholle als typisch für gehobene Flanken gelten können.

Neotektonische Untersuchungen bestätigen die anhaltende tektonische Wirksamkeit der Schollengrenzen im Känozoikum. Aus der Interpretation lithologisch-paläogeographischer Karten des Mesozoikums konnten aufgrund lithotektonischer Beziehungen zwischen Fundament und Tafel zeitliche und räumliche Wechsel von Schollengrenzenaktivierungen ermittelt werden. Ebenfalls aus diesen Karten abgeleitete horizontale Bewegungen im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche und der Mittelmeer-Mjösen-Zone stehen in Verbindung mit plattentektonischen Vorgängen im alpidischen Faltengürtel, deren Kollisionsmaxima sich im Untersuchungsgebiet auswirkten.

Summary

Results of geologic-tectonical investigations concerning the paleo- and neotectonic evolution of fracture zones within the Subhercynian basin and its adjacent areas are presented. The analysis of both ruptural and lithotectonic consequences of these fracture zones for the platform cover sediments are the main topics of the presented contribution.

The mapping in the region of the Harznordrandstörung fault system provides some information on the tectonic development of this fracture zone (zoning of deformation, multiphase activation of motion, polyhedral system ...) and represents a model for subsided flanks of regional fracture zones. On the other hand, the results of geophysical research on the tectonics of the Flechtingen block unit are typical of uplifted flanks of such fracture zones.

Neotectonical investigations confirm the continuing tectonical movements of block faults in Cenozoic time. Time-dependent and spatially dependent changes of block boundary activities indicated by the lithotectonic relationship between basement and platform cover were recognised by the interpretation of lithologic-paleogeographical maps of Mesozoic time.

Horizontal movements along the fault systems Mitteldeutscher Hauptabbruch and Mittelmeer-Mjösen-Zone are connected with events of plate tectonics in the alpine fold belt the collisions of which are reflected in the investigated area.

Резюме

В данной работе на основе геологических и тектонических исследований представляются результаты по палео- и неотектоническому развитию разломов Субгерцинского Бассейна и прилегающих районов. Главной целью исследований являлся анализ влияния этих разрывных зон на платформенный чехол с учетом разрывных и литотектонических условий.

Геологическое картирование в районе Северо-Гарцкого разлома даёт информацию о тектонике этого разлома (зональность деформации, многократные тектонические движения, многогранная система ...) и представляется модель для опущенного бока регионального разлома. С другой стороны, результаты геофизических исследований о тектонике глыбы Флехтинген типичны для поднятого фланга разломов.

Исследования неотектоники подтверждают активность границ глыб во время кайнозоя. На основе литологическо-палеогеографических карт мезозоя были сделаны выводы о временных и пространственных изменениях активизации глыбовой мозаики. Горизонтальное перемещение по разломам *Mitteldeutsche Hauptabbrüche u Mittelmeer - Mjösen - Zone* связано с процессами тектоники плит в альпийском складчатом поясе, максимальное сжатие которых было отражено в данном районе.

Vorbemerkungen

Die vorliegende Veröffentlichung ist die gekürzte Fassung einer am 28.9.1983 im Zentralinstitut für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR verteidigten Dissertation, die in den Jahren 1979 bis 1982 angefertigt wurde. Ihre Thematik leitet sich aus übergreifenden Forschungsvorhaben zur Geologie des Südrandes der Mitteleuropäischen Senke und zur Strukturentwicklung der Mitteldeutschen Hauptabbrüche ab.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. G. SCHWAB für die ständige kritische Anleitung und Förderung der Arbeit. Herrn Prof. Dr. sc. K.-B. JUBITZ danke ich für die Möglichkeit zur Publikation der Ergebnisse sowie sein ständiges Interesse am Fortgang der Arbeiten.

Den zahlreichen Mitarbeitern des Zentralinstituts, die mich bei der Anfertigung der Arbeit unterstützten, sei an dieser Stelle ebenfalls sehr herzlich gedankt.

Besonders erwähnen möchte ich: Dr. Ch. JANSSEN für gemeinsame Geländearbeiten, Diskussionen und die Überlassung von Teilergebnissen; Prof. Dr. P. BANKWITZ und Dipl.-Geoln. E. BANKWITZ für die Einführung in die Fernerkundungsmethode; Dipl.-Geophys. V. DAMM für die Einarbeitung in die Längswellenmethode; Dr. K. HAHNE für die Analyse des Hg-Gehalts in Bodenproben; Dr. H.-J. PAECH und Dr. R. BENEK für Hinweise zur Geologie der Flechtinger Scholle und Herrn A. HENDRICH, unter dessen Leitung die Zeichnungen angefertigt wurden.

Ferner bedanke ich mich für die gute Zusammenarbeit bei Mitarbeitern des Zentralen Geologischen Instituts Berlin (Dr. W. NÖLDEKE und Dr. I. KUNZ) und der Bergakademie Freiberg (Dr. F. DONNER und Dr. P. BEUGE).

Frau I. JANSEN führte freundlicherweise die Schreibarbeiten aus. Nicht zuletzt danke ich meiner Frau für zahlreiche Hilfeleistungen.

1. Problemstellung und eingesetzte Untersuchungsmethoden

Die vorliegende Arbeit ist Bestandteil eines komplexen Untersuchungsprogramms am Zentralinstitut für Physik der Erde zur Ableitung von Gesetzmäßigkeiten des Bildungsprozesses der Norddeutsch-Polnischen Senke (NPS), speziell ihres Südrandes. NÜLDEKE & SCHWAB (1977) erkannten den Beckenbildungsprozeß der NPS als Funktion des überregionalen Krustengeschehens, der wesentlich durch das tektonische Verhalten der großen Bruchzonen bestimmt wird.

H a u p t a u f g a b e der vorliegenden Arbeit war es, am Beispiel der Harznordrandstörung und weiterer Störungszonen des Untersuchungsgebietes den Einfluß der Störungen auf verschiedene Stadien der Deckgebirgsentwicklung zu ermitteln, den Entwicklungsgang der regionalen Störungszonen zu erfassen und mögliche überregionale Zusammenhänge mit benachbarten Störungen und geologischen Regionaleinheiten aufzudecken. Aus den Untersuchungen sollten sich ferner Hinweise zum Verhältnis von vertikalen und horizontalen Bewegungskomponenten an diesen Störungen ableiten lassen.

Trotz intensiver geologischer Arbeiten in der Subherzynen Senke, die sich schwerpunktmäßig auf stratigraphische und tektonische Kartierungen konzentrierten, sind die Kenntnisse zur Kinematik und paläo- und neotektonischen Wirksamkeit dieser Brüche noch gering. In Abhängigkeit vom Aufschlußstand beschränkten sich die hier vorgelegten Untersuchungen auf ausgewählte Gebiete. Wegen der unterschiedlichen regionaltektonischen Position dieser Teilbereiche in Bezug zum saxonischen Schollenbau (Flechtinger Scholle als Hochscholle, Harznordrandstörung und dazugehörige Aufrichtungszone als gesunkene Scholle) ließen sich ferner abweichende Deformationszustände erwarten.

M e t h o d i s c h passen sich die zum Einsatz gekommenen Untersuchungsmethoden den Aufschlußbedingungen an:

Zur Erfassung des Deformationszustands von Tafeldeckgebirgsserien im Bereich der Harznordrandstörung (Aufrichtungszone) sind geologisch-tektonische Kartierungsarbeiten durchgeführt worden. Aufschlußbedingt konzentrieren sich die Untersuchungen dabei auf die Schichten des Unteren Muschelkalks und auf Sandsteine der Oberkreide.

Wegen der gesetzmäßigen Verknüpfung des Charakters regionaler Störungszonen mit dem kleinteuktonischen Inventar in deren Umgebung kann von diesem auf den Charakter der regionalen Störungszonen geschlossen werden.

Zum Nachweis des Störungsnetzes im Gebiet der Flechtinger Scholle kamen wegen der känozoischen Überdeckung indirekte Untersuchungsverfahren zum Einsatz. Sie basieren im wesentlichen auf der Interpretation von geophysikalischen Messungen nach der Längstwellenmethode (VLF). Lokal erweitert wurde diese Untersuchung durch die profilmäßige A n a l y s e d e s Q u e c k s i l b e r g e h a l t s im Bodenhorizont B für tektonische Aussagen.

Paläogeographische Schemakarten des Mesozoikums dienen der Ermittlung von V o r - z u g s o r i e n t i e r u n g e n der Anlage von Schwellen und Senken in der Subherzynen Senke während verschiedener Stadien der Senkengenese. Sie liefern außerdem Hinweise zur Aktivierung von Schollengrenzen des Untersuchungsgebietes in Raum und Zeit.

Beiträge zum n e o t e k t o n i s c h e n V e r h a l t e n der regionalen Störungszonen basieren auf der Gewässernetzanalyse und Erfassung der Reliefenergie ausgewählter Bereiche des Untersuchungsgebiets, die durch eine Interpretation aerokosmischer Aufnahmen Ergänzung finden.

Hinweise zur Dynamik der regionalen Störungszonen wurden aus der *v e r g l e i - c h e n d e n A n a l y s e* des Bauplans benachbarter Bruchzonen und der Einbeziehung der plattentektonischen Vorgänge des neoeuropäischen Orogengürtels abgeleitet. Auf die unterschiedliche tektonische Position der verschiedenen Untersuchungsgebiete wird unter Punkt 2.2. eingegangen.

2. Geologische Stellung und Entwicklung der Subherzynen Senke und ihrer Bruchzonen im Krustenbau Mitteleuropas

2.1. Abgrenzung und tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Südwestrand der Norddeutsch-Polnischen Senke. Es beinhaltet verschiedene regionaltektonische Einheiten wie: Teile der Harzscholle, die Subherzyne Senke, die Flechtingen-Roßblauer Scholle, die Scholle von Calvörde und Teile der Südaltdmark-Scholle. Wegen der großen Bedeutung der Mittelmeer-Mjösen-Zone für die genannten Regionaleinheiten werden die Analysen zum Teil auf dieses Gebiet ausgedehnt. Eine zentrale Funktion hat dabei die 60 km breite, NW-SE verlaufende *S u b h e r z y n e S e n k e*, deren Konturierung im S (Harznordrandstörung), N (Randstörungen der Flechtinger Scholle bzw. Allertal-Störungszone) und W (Teilelemente der Mittelmeer-Mjösen-Zone) durch regionale Störungszonen erfolgt. Besonders längs der NW-SE orientierten Störungen vollzieht sich die generell antithetische Bruchschollengliederung des variszischen Grundgebirges, das am Nordrand der Harzscholle bis -4000 m NN abgesenkt wurde. Die herzynisch verlaufende Strukturierung des Beckens wird im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone durch rheinische Strukturen abgeschnitten (Westbegrenzung der Senke); nach Osten läuft das Becken flach aus.

Im Bereich der Subherzynen Senke existieren weitere Störungen, die eine Untergliederung in NW - SE streichende Teilschollen ermöglichen. Im Gegensatz zu den randlichen Schollen tritt im Bereich der Subherzynen Senke jedoch ein mächtiges Deckgebirge mit eingeschaltetem Salinarstockwerk auf. Halokinetische Vorgänge komplizieren daher die Analyse des Bruchmusters in diesem Gebiet, weil die Salzstrukturen das Störungsmuster im Subsalinar und die zugehörigen Amplituden mehr oder weniger stark verwischen oder modifizieren (LUDWIG 1983).

Teilschollen der Subherzynen Senke sind die Halberstadt-Blankenburger Scholle mit den Strukturen: Wernigeröder Mulde (1 in Ab. 1), Blankenburger Mulde (2), Quedlinburger Sattel (3) und Halberstädter Mulde (4); die Oschersleben-Bernburger Scholle mit den Strukturen: Fallstein (5), Huy (6), Hakel (7), Ascherslebener Sattel⁺ und Schierstedter Sattel (8), Pabsdorfer Mulde (9), Ohrslebener Mulde (10), Güstener Mulde (11), Oschersleben-Egelner Salzachse (12) mit Offlebener Sattel⁺, Oscherslebener Sattel⁺, Egelner Sattel⁺, Staßfurter Sattel⁺, Bernburger Sattel (13), Lappwald-Mulde (14) und Neugatterslebener Mulde (15) und die Weferlingen-Schönebecker Scholle mit den Strukturen: Calber Sattel (16), Egersdorfer Mulde (17), Wulfener Mulde (18) und Groß Rodenslebener Graben (19). Die weitgehende Eigenständigkeit der spurasalinaren Deckgebirgsentwicklung der Subherzynen Senke ist das Ergebnis der mesozoisch-känozoischen (saxonischen) Tektonik.

⁺ mit Diapir

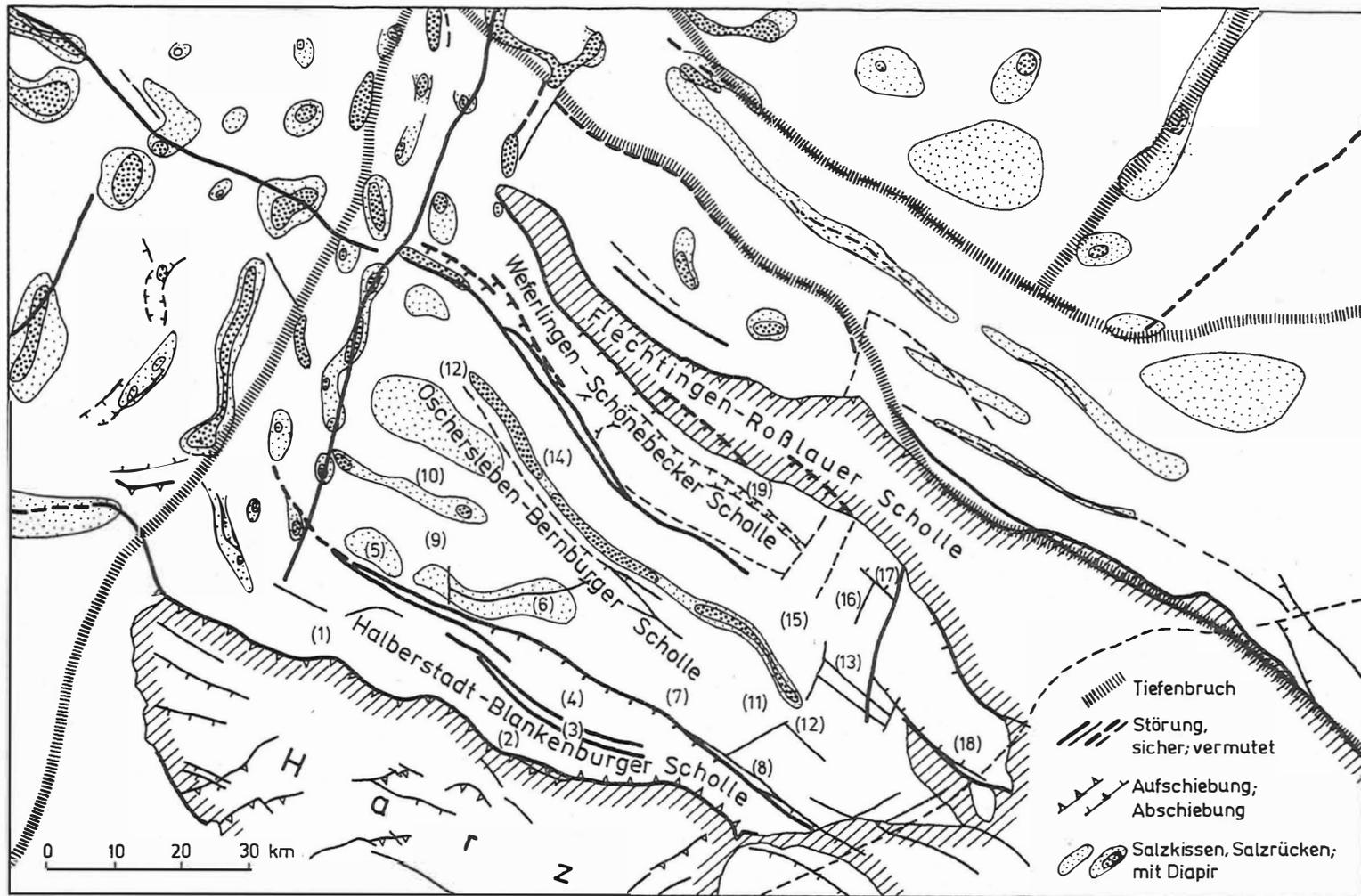


Abb. 1 Tektonische Gliederung der Subherzyna Senke und angrenzender Gebiete
 (nach KÖLBEL (1962), BRINKMEIER (1957)
 LUDWIG (1983) u.a.)

2.2. Regionaltektonische Position der Subherzynen Senke

Das Untersuchungsgebiet umfaßt außer der Subherzynen Senke auch die angrenzenden Hochschollen des Harzes und der Flechtinger Scholle. Die regionale Stellung und der bisherige Kenntnisstand lassen vermuten, daß sich die tektonische Geschichte der Subherzynen Senke und seiner regionalen Bruchstrukturen dem genetischen Geschehen der Norddeutsch-Polnischen Senke (NPS) unterordnet. Zusammenfassende Darstellungen zur Senkenentwicklung der NPS wurden u.a. von NÖLDEKE & SCHWAB (1977), SCHWAB u.a. (1973), SCHWAB u.a. (1979), SCHWAB u.a. (1982), WIENHOLZ (1965), KÖLBEL (1967), NÖLDEKE u.a. (1978) gegeben. Im Ergebnis dieser Arbeiten kann die Entwicklung der Norddeutsch-Polnischen Senke als ein gerichteter Prozeß betrachtet werden, der von der Anlage des Beckens im Stefan/Autun bis ins Quartär zu verfolgen ist.

Dieser Entwicklungsgang ist in einzelne Stadien gegliedert, die in unterschiedlichen Mobilitäten (Senkung = Sedimentation, Hebung = Abtragung) und dem unterschiedlichen Reagieren auf "überregional wirkende Impulse des Krustengeschehens" (NÖLDEKE; SCHWAB, 1977) ihre Begründung finden. Untergliedert wird dieser Prozeß in: 1. Frühstadium (Stefan bis Saxon I), 2. Hauptabsenkungsstadium (Saxon II bis Keuper), 3. Differenzierungsstadium (Jura bis Unterkreide) und 4. Stabilisierungsstadium (mittleres Alb bis Känozoikum).

Auf die Bindung der Senkenentwicklung an altangelegte und mehrfach neu belebte Tiefenstörungen bzw. Schollengrenzen hat WATZNAUER (1969) eindringlich aufmerksam gemacht. Gleichzeitig damit zeigt er den Einfluß der Orogenesen im europäischen Raum auf das Gebiet der Norddeutsch-Polnischen Senke (NPS) und belegt die Wirkung des durch Störungen verursachten Schollenmosaiks der NPS auf paläogeographische Konfigurationen.

OLSZAK & THIERBACH (1973) stellen u.a. die Möglichkeit einer Keilspalten-tettonik (Sphenochasma) für den Raum der NPS zur Diskussion (Öffnung nach NW, mit Rotation verbundene Zerzung führt zu horizontalen Bewegungskomponenten erheblicher Dimension, Ausgleich durch verstärkte Sedimentation). Auch BRAUSE (1975) befürwortet umfangreiche, entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtete Horizontalbewegungen von Altbauschollen in Mitteleuropa, die zum Abbruch von der primär größeren Osteuropäischen Tafel geführt haben sollen. Hinweise dafür bietet u.a. das Verteilungsbild der Hauptstörungen der DDR. Auch BRAUSE hält den Zusammenhang von Krustendehnungen durch Paläodrift-Bewegungen mit einigen mesozoischen Absenkungen im nördlichen Mitteleuropa für möglich.

BEUTLER (1978) erbrachte am Beispiel der Möckow-Dargibeller Störungszone den Nachweis, daß die mesozoische Sedimentation wesentlich durch Aktivitäten dieser regionalen Rupturzone bestimmt wird. Diese Grabenzone belegt mesozoische Krustendehnungen in westlicher Richtung, die BRAUSE & BEUTLER (1977) in ein drifttektonisches Bewegungsmodell für Mitteleuropa einarbeiteten.

THURM u.a. (1977) konnten umfangreiche rezente horizontale Bewegungen der Erdkruste im SE-Teil der DDR nachweisen. Diese vollziehen sich im wesentlichen an Störungszonen und erlauben eine Felderung des genannten Gebietes in Leistenschollen, die sich durch unterschiedliche Bewegungstendenzen unterscheiden. Aus den Daten für die horizontalen Bewegungen wurde ein Spannungsfeld abgeleitet, bei dem σ_1 als max. Kompressionsachse etwa 140° , σ_2 nahezu vertikal und σ_3 45° verläuft. Auch GREFNER (1976) kam bei der Spannungsanalyse mit Hilfe des Doorstopper-Verfahrens für das Gebiet der Schwäbischen Alb und des Odenwaldes zu einer Richtung der maximalen Kompression (σ_1) von 320° . Diese Spannungsorientierung scheint demnach für rezente Verhältnisse überregionale Bedeutung zu haben.

Die im Folgenden vorgestellten geologischen und tektonischen Untersuchungen erfolgten räumlich getrennt in Gebieten unterschiedlicher Position: Die im Bereich der Harznordrandstörung durchgeführten Untersuchungen konzentrieren sich auf das Gebiet einer gesunkenen Scholle, während die in Teilen der Flechtinger Scholle durchgeführte geophysikalische und geochemische Störungsortung sich geotektonisch auf eine gehobene Scholle (saxonischer Halbhorst) bezieht. Das Bindeglied zwischen beiden Typusbereichen besteht in der Existenz der herzynisch ausgerichteten regionalen Störungszonen, die die Scharnierzonen zwischen den Schollen mit unterschiedlicher Bewegungstendenz darstellen. Damit können Aussagen zu beiden Flankentypen der regionalen Störungszonen gemacht und die deformativ Beeinflussung der regionalen Störungen auf die angrenzenden Schollen unterschiedlichen tektonischen Niveaus erfaßt werden.

Eine auch räumlich vermittelnde Position zwischen den Gebieten, in denen Geländearbeiten erfolgten, nimmt die tektonische Interpretation der paläogeographischen Konturierung des meso-känozoischen Tafeldeckgebirges (Postsalinar) im Bereich der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete ein, die auf dem Postumitätsprinzip beruht. In Verbindung mit den im Bereich der Flechtinger Scholle durchgeführten tektonischen Untersuchungen, die sich auf Verbreitungsgebiete permischer Vulkanite konzentrieren (Präsalinar), sind Aussagen zum unterschiedlichen Deformationszustand in den disharmonischen Teilstockwerken des Tafeldeckgebirges möglich.

Für den tektonischen Vergleich mit der Subherzynen Senke bietet sich als benachbarte Regionaleinheit besonders das gut untersuchte Niedersächsische Tektogen an.

Nach BOIGK (1968) untergliedert sich die Entstehung des Tektogens in zwei verschiedene Dislokationsakte. Jungkimmerisch kommt es zum Einbruch des Niedersächsischen Beckens entlang herzynisch streichender Brüche und Flexuren. Subherzynisch erfolgt die Inversion des Troges, mit der an den Rändern und an tektonisch vorgezeichneten Linien umfangreiche Einengungsstrukturen verbunden sind. BOIGK vermutet als Ursache für die Kinematik vertikaltektonische Vorgänge in Subsalar bzw. tieferen Krustenteilen.

Die synsedimentäre Abbildung dieser tektonischen Vorgänge diskutiert VOIGT (1963) bei seiner Analyse der Randtröge vor Schollenrändern und verdeutlicht insbesondere die enge Bindung des Tektogens an alte Schollengrenzen bzw. Massive. Im Gegensatz zum Niedersächsischen Becken vollzieht sich die jungmesozoische Absenkung in der Subherzynen Senke in Form einer Randtrogbildung vor der Harzscholle erst in der Kreide. Die unterschiedliche Ausbildung der Randtröge vor Schollenrändern bezieht VOIGT auf die regionale Position. So sind alle Randtröge vor der Rheinischen Masse durch eine Hauptabsenkung während Jura und Unterkreide und Inversion während der Oberkreide mit Ausbildung von subsequenten Randtrögen ausgezeichnet. Die Randtröge vor der Böhmisches Masse hingegen sind generell jünger, und zu einer Inversion und subsequenten Randtrogbildung ist es nicht mehr gekommen. VOIGT schließt daraus eine unterschiedliche Aktivität der Randzonen der Massive.

2.3. Strukturentwicklung der Subherzynen Senke

Das Untersuchungsgebiet gehört zur Ostflanke des *locus typicus* der saxonischen Tektonik STILLES (1910), die dieser aus dem hannoversch-niederrheinischen Raum beschrieb und darunter "die gesamte, in einer Anzahl von Phasen verlaufende mesozoisch-känozoische Faltung im Bereich der deutschen Mittelgebirge" verstand.

Im Ergebnis der sich in zahlreichen tektonischen Einzelphasen abspielenden saxonischen Faltung kommt es zur Anlage tektonischer Horste, Gräben, Sättel, Mulden, Überschiebungen, dem sogenannten Bruchschollenbau. Dabei wurde schon von STILLE und seinen Schülern die Konzen-

tration dieser tektonischen Ereignisse auf Schollengrenzen mit NNE-SSW (rheinischem) und WNW-ESW (herzynischem) Verlauf erkannt, wie es auch für die Subherzyne Senke charakteristisch ist.

Die Tektonik der Subherzyne Senke hat für den Erkenntnisfortschritt zum saxonischen Baustil eine bedeutende Rolle gespielt. STILLE (1910) leitete von diesem Gebiet die saxonische Rahmenfaltung ab.

Bei dieser bilden die "geschlossenen Aufragungen in sich gefalteten alten Gebirges" die Rahmen und "zwischen ihnen liegen die gesunkenen Räume (die gerahmten Felder), in denen sich die mesozoisch-känozoische Faltung in der Hauptsache abgespielt hat". Die Beziehung zwischen den Rahmen und dem gerahmten Feld drückte er in dem Gesetz aus, "daß für die Richtung der Falten die Richtung der Rahmenränder um so bestimmender ist, je tiefer jeweilig die Absenkung zwischen dem Rahmen und dem gesunkenen Felde ist und je näher die Falten dem Rahmen liegen".

Die saxonischen Falten (Sattel- und Muldenbau) erklärt STILLE also im wesentlichen nach dem Schraubstockprinzip mit seitlicher Einengung. In späteren Arbeiten (LOTZE 1949, MARTINI 1955, HARK 1956, RICHTER-BERNBURG 1968) wurde jedoch mehr und mehr der "Faltenbau" durch "Schollenbau" ersetzt.

So beschrieb HARK die Bauformen in der Subherzyne Senke als Reaktionsform des Deckgebirges auf unterschiedliche Bewegungstendenzen des Subsalinars, das in Großschollen (z.B. Harzscholle), Schollen (z.B. Elmscholle) und Kleinschollen zerlegt ist. "Die Schollengrenzen der größeren Einheiten übertrugen sich auf das Deckgebirge und ergaben hier die gleiche Schollengliederung. Die im Subsalinar durch den Teilschollenaufbau verursachten Raumverengungen bzw. -erweiterungen werden im Deckgebirge durch gegenseitige Aufpressung der Schollenränder bzw. durch das Auseinandergleiten der Einzelschollen ausgeglichen". Dem Zechsteinsalinar spricht man allgemein die Rolle eines Ausgestalters der tektonischen Bauformen zu. Nur in Ausnahmefällen spielt es eine primär-aktive tektonische Rolle.

Auch BUBNOFF (u.a. 1959) hob die Abhängigkeit des Bautyps vom Strukturstockwerk hervor und bezeichnete den saxonischen Formenschatz wegen der kinetischen Einflußnahme tektonischer Vorgänge des Grundgebirges als Abbildungstektonik.

LOTZE (1957) untergliederte die geologischen Strukturen Mitteleuropas in Großschollen, die durch regionale Störungssysteme getrennt werden und stellte die Subherzyne Senke zur Saxo-Thuringischen Großscholle.

RICHTER-BERNBURG (1968) bezieht die saxonische Tektonik des außeralpidischen Käno- und Mesozoikums in Europa auf Tiefenbrüche. Die beobachtbaren Strukturen sind somit Auswirkungen von Bewegungen, die sich an den Tiefenbrüchen abspielen. WAGENBRETH (1963) machte deutlich, daß sich kleintektonisch ermittelte Zerrung und Pressung durchaus auch als Sekundärtektonik eines gleichbleibenden (richtungskonstanten) Beanspruchungsplanes ergeben können.

LOTZE (1953) konnte zeigen, daß die saxonische Tektonik nur durch Relativbewegungen eines Schollensystems, d.h. "von Verschiebungen dieser Schollen aneinander entlang, gegeneinander und voneinander" befriedigend erklärt werden kann. Bei der Analyse der saxonischen Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle geht SCHRÖDER (1976) von der Dominanz der Bewegungen an Schollengrenzen aus und verlegt die Ursachen dieser Bewegungen in Vorgänge im Bereich Unterkruste/Mantel. Als Ursache für einen großen Teil der Einengungsstrukturen, die bevorzugt an Schollenränder gebunden sind, sieht er "ziemlich oberflächennah gebildete gravitative Überquelleneffekte" an.

Eine ähnliche Interpretation gab WUNDERLICH (1953) für die Schimmerwaldzacke im Bereich der Harznordrandstörung. WEBER (1977) hat schließlich auf die unterschiedliche Kinematik der rheinischen und herzynischen Störungszonen hingewiesen und nur die an herzynische Strukturen gebundenen Bewegungen als saxonische Tektonik (i.e.S.) bezeichnet, während er die NNE-SSW-Brüche generell auf eine "taphrogene Kinematik" bezieht.

Profilschnitte durch die Subherzynie Senke haben u.a. SCHROEDER (u.a. 1931) und BEIN (1966) vorgelegt. In zahlreichen Publikationen wurden Einzelstrukturen beschrieben:

KÖLBEL (1944) zum Salzgitterer Sattel; HEIMLICH (1956) zum Quedlinburger Sattel; CLOOS (1917), FOUCAR (1936), WUNDERLICH (1953), HARK (1956), MÖBUS (1966), KÖPPER (1977), MOHR (1978), SCHWAB (1980) alle Harznordrandstörung; WAGENBRETH (1966) zur Oschersleben-Egelner Salzachse; TRÖGER & KURZE (1980) zum Südteil der Subherzynie Senke ... Jüngere Aussagen zur Geologie des Gesamtgebietes oder größere Teile desselben lassen sich u.a. den von JUBITZ (1957), JUBITZ (1964), KARPE, KNAPE & SCHWAB (1978), LUDWIG (1981) zusammengestellten Exkursionsführern entnehmen.

Die t e k t o n i s c h e E n t w i c k l u n g der Subherzynie Senke läßt sich folgendermaßen kurz charakterisieren:

Während des Hauptabsenkungsstadiums der NPS herrschen im Untersuchungsgebiet vorwiegend N-S orientierte Strukturen vor, die von den Begrenzungselementen der Senke unbeeinflusst bleiben. Zu dieser Zeit bildet die Subherzynie Senke das nördliche Teilstück der Thüringer Senke. Erst seit dem Differenzierungsstadium der NPS (altkimmerische Phase) zeigt sie eine eigenständige Entwicklung. Diese verstärkt sich besonders während des Stabilisierungsstadiums I (SCHWAB u.a. 1979), in dem die Relativbewegungen zwischen den nördlich und südlich gelegenen Hochschollen und der Tiefscholle der Subherzynie Senke ihr Maximum findet (Anlage der Randtröge). Als Folge dieser Bewegungen, die sich im Tafeldeckgebirge durch Fazies- und Mächtigkeitsstrukturierungen (vgl. Pkt. 4) zu erkennen geben und innerhalb der Subherzynie Senke die Existenz weiterer, meist herzynisch orientierter Störungen belegen, wurde das gefaltete Grundgebirge in der Subherzynie Senke auf ca. 4000 m unter NN abgesenkt. An den Schollengrenzen überlagerten sich stetige und unstetige Deformationen, lösten sich Weitungs- und Einengungsphasen miteinander ab und wurden abwechselnd unterschiedlich orientierte Schollengrenzen aktiviert.

Die Beziehungen zwischen dem Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke und den globaltektonischen Vorgängen in ihrer Umgebung (Atlantik-Gebiet, Alpen-Karpaten-Faltengürtel) beschrieben SCHWAB u.a. (1982). Besonders wird auf die starke Einflußnahme der gegeneinander driftenden Eurasiatischen und Afrikanischen Platten auf die Tektonik der Mitteleuropäischen Senke seit der Trias verwiesen. Mit Auswirkungen ist auch im Bereich der Subherzynie Senke zu rechnen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß aus dem Baustil des Untersuchungsgebietes die große Bedeutung der regionalen Störungszonen für den Ablauf der saxonischen Tektonik hervorgeht. Die Kenntnisse über den Charakter der Störungszonen sind bisher ungenügend. Den wesentlichsten Einfluß auf die Anlage und Ausformung der Subherzynie Senke nehmen die NW-SE und NNE-SSW streichenden Schollengrenzen (Leistenschollenbau).

Generelle Kennzeichen der Störungszonen des Untersuchungsgebietes sind:

N W - S E s t r e i c h e n d e S t ö r u n g e n :

- wesentliche Vertikalversätze an den randlich gelegenen Bruchzonen (Harznordrandstörung, Haldenslebener Abbruch),
- Störungen innerhalb der Subherzynie Senke möglicherweise als Dehnungsfugen (Salzaufstieg) über Tiefenbruchsystemen entwickelt,
- der Störungsabstand (= Breite der Leistenschollen) beträgt zwischen 6 und 15 km,
- kartierbare Bruchzonen (Harznordrandstörung) bestehen aus einem System von Teilstörungen,
- wesentliche Einengungserscheinungen scheinen auf die Störungszonen mit bedeutendem Vertikalversatz beschränkt zu sein,

- die Störungszonen unterlagen einer mehrfachen tektonischen Beanspruchung (vgl. Pkt. 5.).

N N E - S S W streichende Störungen :

- treten gehäuft im Westteil des Untersuchungsgebietes als Teilelemente der Mittelmeer-Mjösen-Zone auf und bilden dort die Großschollengrenze, sind aber innerhalb der Großscholle von nur geringer Bedeutung (Ausnahme: südliche Fortsetzung des Neuruppiner Tiefenbruchs),
- weisen vorherrschend dilatativen Charakter auf und damit in Zusammenhang stehend ist es nicht zur Ausbildung bedeutender Vertikalversätze gekommen.

Die regionalen Störungssysteme des Untersuchungsgebietes sind Teile eines Systems herzynisch und rheinisch streichender Störungszonen Mitteleuropas. Die Ursachen zur Anlage oder Aktivierung der saxonischen Störungszonen lassen sich durch lokale Untersuchungen an Einzelelementen nicht klären. Hierfür sind überregionale Vergleiche mit anderen Bruchzonen heranzuziehen, zumal ein großer Teil der NW-SE streichenden Störungen Mitteleuropas enge räumliche Beziehungen zum Regionalbau der Sächsisch-Thüringischen und Böhmisches Großscholle aufweisen (vgl. Pkt. 3.).

3. Regionaltektonische Position der Bruchstörungen

3.1. Herzynische Störungszonen im Bereich der Sächsisch-Thüringischen, Böhmisches und Süddeutschen Großscholle (Auswahl)

Herzynische Störungszonen der Sächsisch-Thüringischen Großscholle

Die herzynischen Störungszonen der Sächsisch-Thüringischen Großscholle zerlegen nach SEIDEL (1974) im Bereich Thüringens die Kruste in 5 bis 25 km breite Leistenschollen, wobei benachbarte Schollen meist vertikal versetzt sind. Einen Eindruck von der Größenordnung der Schollenverstellungen vermittelt die Teufenlage der Unterfläche der Trias. Die Differenz zwischen dem Thüringer Wald und Südthüringen beträgt ca. 2000 m, Thüringer Wald - Thüringer Becken ca. 1750 m, Eichsfeldschwelle - Thüringer Becken ca. 1300 m. Nach SEIDEL dominieren orogene Verstellungen von den herzynischen Horsten zu den Vorlandschollen vor epirogenetischen; die epirogenetischen Verstellungen haben in E-W-Richtung vorherrschende Bedeutung.

Der Charakter der herzynischen Störungen Thüringens ist uneinheitlich. Das Gebiet zwischen der Finne-Störung im Norden und dem Grabfeld im Süden zeichnet sich neben dem vertikalen Versatz durch starke Einengung, herzynisch orientierten Falten mit starker Einengung und fast völligem Fehlen von erzgebirgischen und rheinisch streichenden Formen aus. Weiter östlich (Gebiet östlich der Linie Sonneberg - Apolder Störungszone) und im westlichen Anschlußgebiet treten zusätzlich rheinisch bis erzgebirgisch verlaufende Strukturen mit Ausweitungscharakter hinzu. Beispielsweise hebt GRUMBT (1960) die Uneinheitlichkeit der Nordrandstörung des Thüringer Waldes hervor; im Zentralteil befindet sich eine bedeutende Überschiebungszone (bis 1600 m), die über zwei randliche Aufschiebungsbereiche schließlich in zwei Abschnitte mit flexurartigem Charakter übergeht. Die Bewegungen an den Störungen erfolgten im wesentlichen zwischen Lias und Tertiär.

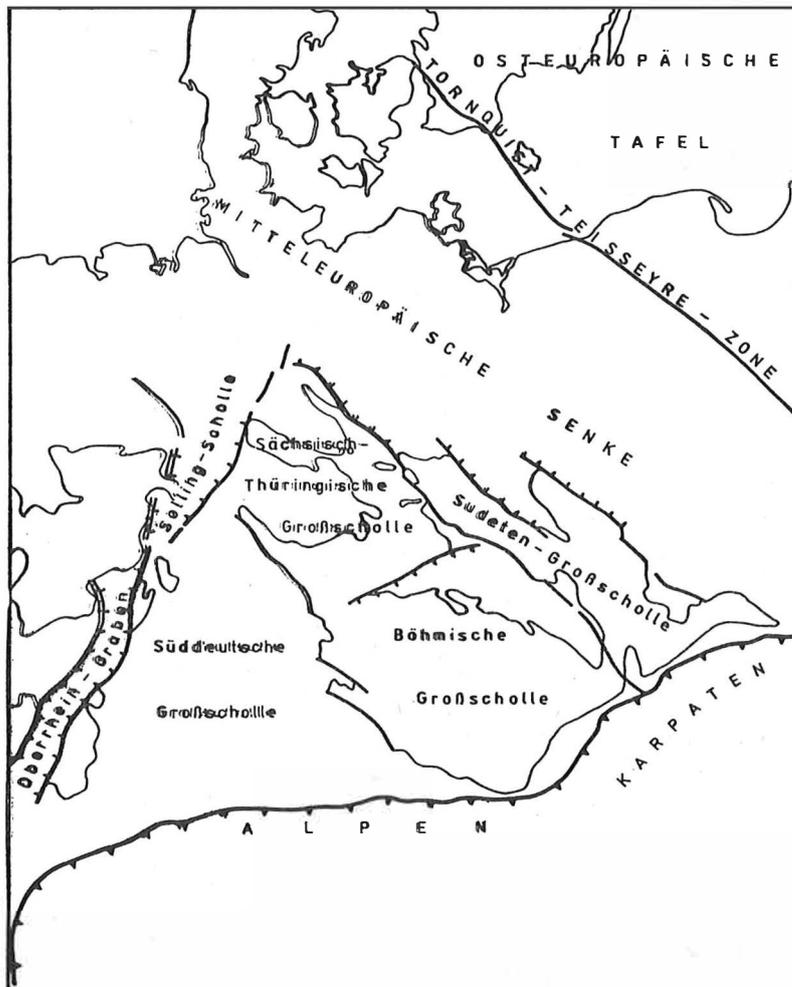


Abb. 2 Regionalgeologische Haupteinheiten Mitteleuropas
(nach Standard Geologie 1980)

Folgenden Bewegungsablauf gibt SEIDEL an:

1. Anlage der herzynischen (vielleicht auch rheinisch bis erzgebirgischen) Störungen durch ein- oder mehrphasigen Zerrungsakt.
2. Im nachfolgenden Pressungsakt entstehen die herzynischen Falten und Aufschiebungen sowie die Pressungsformen an den als Zerrungsformen angelegten Störungen (vielleicht auch Bildung der erzgebirgisch bis rheinisch streichenden Falten).
3. Nach den tektonischen Hauptereignissen dringen im Tertiär die Basalte des Werra-gebietes und Südthüringens entlang rheinisch orientierter Brüche auf.
4. Schwache Nachbewegungen im Neozoikum, z.B. junge Heraushebungen der Mittelgebirge.

Herzynische Störungszonen im Grenzbereich zwischen der Süddeutschen und Böhmisches Großscholle

Die Süddeutsche Großscholle grenzt mit einem System herzynisch streichender Störungszonen an die Böhmische Großscholle. Diese Störungszonen, meist als Staffelbrüche entwickelt, weisen Sprunghöhen von mehreren hundert Metern auf. Nach SCHRÖDER (1976) verteilen sich Aktivitäten an diesen Störungszonen über 5 Etappen:

1. Zwischen Ende Jura und vor der Oberkreide,
2. während der Oberkreide,
3. zwischen Oberkreide und Molasse-Sedimentation (im S ab Eozän, im N ab Miozän),
4. während der Tertiär-Sedimentation (Eozän bis Pont),
5. nach dem Pont.

Die einzelnen Bewegungsetappen sind ungleichwertig wirksam. Als Trend gibt SCHRÖDER die Häufung der Etappen 3 - 5 (jünger als Oberkreide) im S-Teil der Großschollengrenze an. FUCHS (1979) trifft folgende prinzipielle Zuordnung:

Präoberkretazisch bilden sich durch Bewegungen des in Schollen zerlegten Unterbaus im Oberbau Flexuren aus; teilweise treten bereits Brüche auf, z.B. SE-Ast der Fränkischen Linie. Während der Oberkreide entstehen aus den Flexuren eine Anzahl von Brüchen, die häufig Aufschiebungscharakter aufweisen. Im Tertiär werden so bedeutende Verwerfungen wie Bodewöhrer Nordrandstörung, Keilbergstörung und der Donaurandbruch endgültig ausgestaltet. Alle Spezialbearbeiter beschränken das Auftreten von Einengungsformen auf die Schollenränder.

Herzynische Störungen am Nordrand der Böhmisches Großscholle

Herzynisch orientierte Störungen sind strukturbestimmend im Nordteil der Böhmisches Großscholle verbreitet. Der Leistenschollencharakter der Sudeten ergibt sich im wesentlichen aus herzynischen Störungen. Nach SCHÖNENBERG (1979) werden sie auch durch zwei lineamentäre Störungszonen konturiert, dem Elbe-Lineament im SW und dem Oder-Lineament im NE. Parallel zu Letzterem (südlich) verläuft der Sudeten-Randbruch, der in seinem westlichen Abschnitt die Nordbegrenzung der Nordsudetischen Mulde bildet. Deren Südflanke wird durch das Störungsbündel der Innersudetischen Störung gebildet. MILEWICZ (1981) verweist auf die primär variszische Anlage des Nordsudetischen Synklinoriums, das seine heutige Form jedoch der alpidischen Orogenese verdankt.

Tektonische Aktivitäten treten innerhalb des Rotliegenden (3 Teilphasen) und während der jungkimmerischen und alpidischen Bewegungen auf:

Die jungkimmerischen Bewegungen sind mit disjunktiver Tektonik verbunden und führten zu vorherrschend NE-SW, gelegentlich auch WNW-ESE gerichteten Störungen mit Sprunghöhen bis zu 250 m.

Alpidische Bewegungen bewirkten im Verlaufe mehrerer Teilphasen einen vollständigen strukturellen Umbau des Synklinoriums:

In der höchsten Kreide oder zwischen Kreide und Tertiär wird das Synklinorium in flache Synklinalformen gefaltet. Zwischen dem Oligozän und Miozän entstehen NW-SE streichende Störungen mit einer Amplitude von 400 m, die die vorhergehenden Synklinalformen in Gräben mit dazwischenliegenden Horsten umformen. Zwischen dem Mittleren und Oberen Miozän erfolgte die Zerlegung entlang NE-SW streichender Störungen, an denen auch horizontale Versätze festgestellt wurden.

Nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs, der die westliche Fortsetzung der Innersudetischen Störung darstellt, befindet sich die Lausitzer Kreidemulde (F. KÖLBEL 1958, R. MUSSTOW 1968). Diese stellt analog zur Subherzynen Kreidemulde und zum Nordsudetischen Synklinorium eine Randtrogbildung vor einer Hochscholle dar.

Über die tektonischen Aktivitäten im Bereich des Lausitzer Hauptabbruchs berichteten BRAUSE, STEDING und SCHUBERT (1964). Seit der saalischen Phase (Autun/Säxon) unterliegt die südliche Hochscholle einer stetigen Aufwärtsbewegung, die zur Gesamtsprunghöhe von ca 1000 m geführt hat. Stärkere Bewegungen ereigneten sich nach dem Röt (steilstehend) und vor der Wende Oligozän/Miozän (vor Ablagerung des 4. Lausitzer Flözhorizonts). Jüngere Bewegungen reichen bis ins Quartär; vermutlich ist die Anlage holozäner Niederungsmoore mit synchronen Nachbewegungen an die Störungen gebunden.

BRAUSE (1964) erkannte anhand von Lagerungsstörungen im Tertiär die Hoyerswerdaer Querstörung. Durch Einbeziehung geophysikalischer und geomorphologischer Kriterien konnte er deren Erstreckung von Kamenz bis Wilhelm-Pieck-Stadt Guben belegen. Diese Störung streicht rheinisch; sie versetzt die herzynisch ausgerichteten Regionalstörungen und zeigt damit den Wandel des Beanspruchungsplanes. Neben den anzunehmenden älteren Bewegungen sind nach BRAUSE die letzten Nachklänge an dieser Störung sehr jung. Das junge Alter wird durch die große Anzahl geomorphologischer Anpassungen an diese Störung bestätigt. MILLBRODT (1979) konnte im Braunkohlenfeld Spreetal-Nordost keine jüngeren Schollenbewegungen im Bereich des Lausitzer Hauptabbruchs feststellen; sie sind jedoch durch Lagerungsveränderungen des 2. Lausitzer Flözes im Bereich der Hoyerswerdaer Querstörung belegt.

Diese Kurzcharakteristik zeigt die g e n e r e l l e Ü b e r e i n s t i m m u n g der tektonischen Beanspruchung bzw. des Bewegungsablaufs an den aufgeführten Störungszonen herzynischer Orientierung in den angrenzenden Gebieten der Subherzynen Senke.

Allen gemein ist eine jungkimmerische Weitungsphase, ein oberkreidezeitlicher Pressungsakt, der vermutlich noch im unteren Tertiär andauert und Nachbewegungen im Känozoikum, mit der die Heraushebung der Mittelgebirge verbunden ist. Die Erläuterung der tektonischen Verhältnisse der Harznordrandstörung wird weitere Übereinstimmungen aufweisen.

Zwar treten herzynisch orientierte Störungszonen auch westlich der Mittelmeer-Mjösen-Zone auf, jedoch ist ihre Anzahl und Bedeutung wesentlich geringer als östlich dieser regionalen Störungszone. Von Interesse ist das Alternieren der Pressungsakte zwischen der Osning-Zone (südliche Randstruktur des Niedersächsischen Tektogens) und dem Egge-System (westliche Randstruktur der Hessischen Senke). Nach ROSENFELD (1977) weist die Osning-Zone nur subherzynische bzw. laramische Pressungsakte auf, während im Egge-System keine subherzynische Beanspruchung festgestellt wurde, sondern nach der jungkimmerischen Anlage tektonische Bewegungen erst im Tertiär (laramisch und jünger) von Bedeutung sind.

3.2. Rheinische Störungszonen an der Westflanke der Sächsisch-Thüringischen und Süddeutschen Großscholle

Die dominierende rheinisch orientierte Störungszone Mitteleuropas ist die M i t t e l m e e r - M j ö s e n - Z o n e STILLES (MMZ). Zum geologisch-tektonischen Charakter einzelner Abschnitte dieser Zone liegt ein umfangreiches Schrifttum vor. Teilstücke dieser rheinisch streichenden Dilatationszone sind der Rhone - Saone - Graben, der Oberrheingraben,

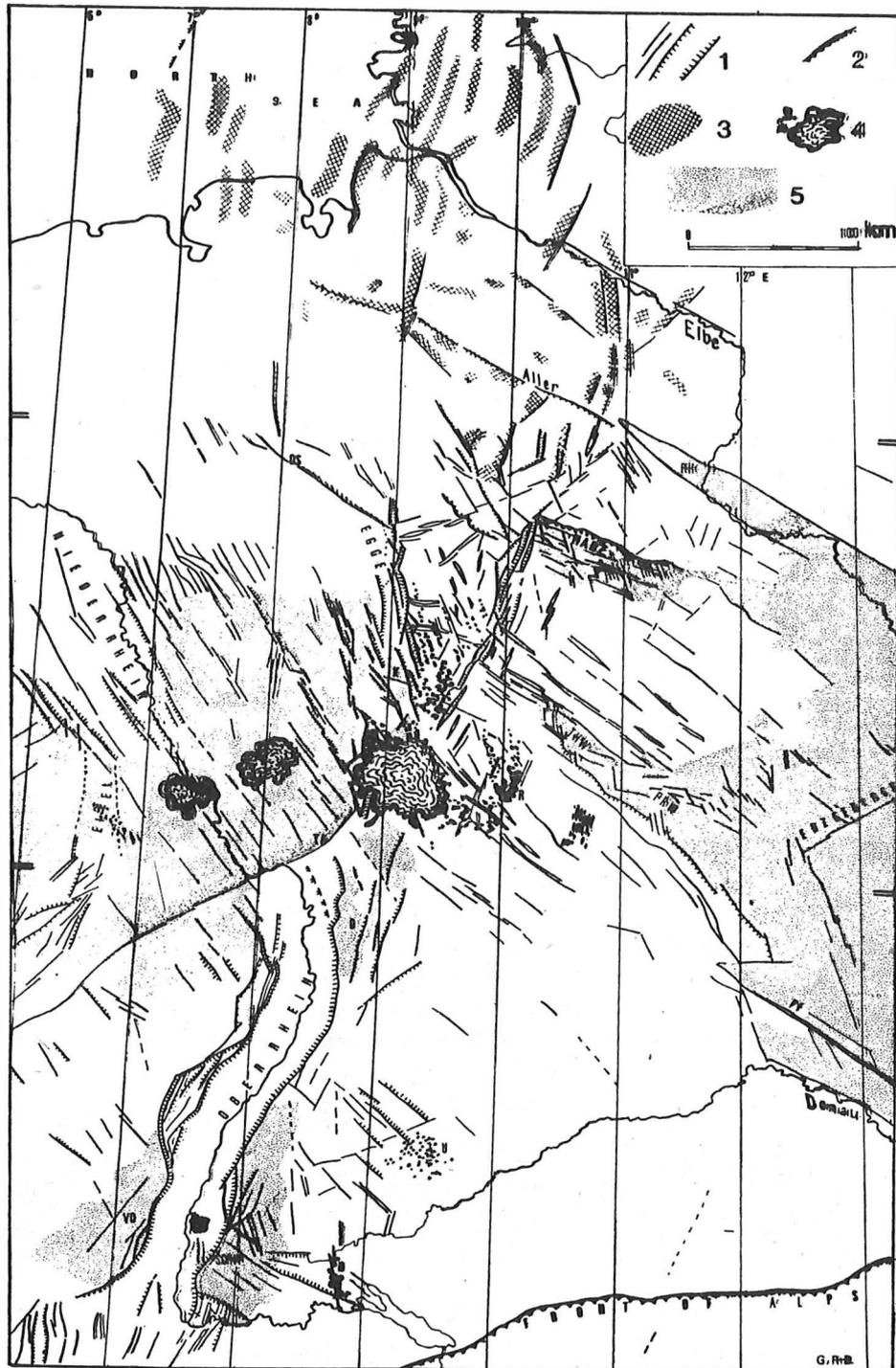


Abb. 3 Störungszonen im westlichen Mitteleuropa
(nach RICHTER-BERNBURG 1974)

- 1 Störungen, Gräben; 2 Überschiebungen
- 3 Diapire; 4 känozoische Vulkanite;
- 5 Grundgebirge (meist variszisch)

die Hessischen Gräben, der Leinetalgraben und die rheinisch gerichteten Salzmauern Norddeutschlands. Jenseits des Ringköping - Fünen - Hochs bildet der Oslo-Graben im Nordteil mit dem Mjösen-See das nördliche Ende der MMZ (s. auch Abb. 3).

Die Tektonik des Oberrheingrabens läßt sich nach RICHTER-BERNBURG (1974), ILLIES (1970, 1978) u.a. folgendermaßen charakterisieren:

Keilförmiges Einsinken eines 300 km langen und ca. 36 km breiten Krustensegments, Einfallwinkel der Hauptabschiebungen 63° , Sprunghöhen 2000 m, älteste Grabensedimente im Miozän, jedoch zahlreiche vulkanische Aktivitäten (in der Nähe des Kaiserstuhls, am Schwarzwald- und Vogesenrand seit der Oberkreide. Die Richtung des Oberrheingrabens entspricht der max. Kompressionsspannung von 20° zur Zeit seiner Bildung und senkrecht dazu der größten Zerrung. Seit dem Miozän erfolgte eine sinistrale Rotation der strain-Ellipse, deren max. Kompressionsrichtung sich bei 140° einstellte. Rezente Spannungsuntersuchungen bestätigen diese Richtung.

Mit dem Rotieren der strain-Ellipse wandelte sich der Charakter des Oberrheingrabens zu dem einer sinistralen Blattverschiebung. BREYER (1974) stellt die Bedeutung lokaler, schnell absinkender Tröge, die mit Oberem Eozän und Unterem Oligozän gefüllt sind, für die Entwicklung des Oberrheingrabens heraus.

ORTLAM (1980) bezeichnet diesen alttertiären Graben als Ortho-Oberrheingraben, aus dem als Interferenzerscheinung zwischen aktiven rheinischen und variszischen Strukturen ab Mittel-Oligozän der Para-Oberrheingraben entsteht. Dieser bildet mit anderen Teilstrukturen (Niederrheingraben, Zentraler Nordseeegraben, Viking-Graben) eine rezent aktive tektonische Lineation, die als Mittelmeer-Rhein-Nordsee-Graben bezeichnet wird. Beachtenswert ist, daß der Niederrheingraben an einer Schwächestelle vom Ortho-Oberrheingraben abzweigt, die sich durch reichliche Förderung vulkanischen Materials zu erkennen gibt. Die vom Niederrheingraben eingenommene Streichrichtung entspricht in etwa der ab Mitteloligozän wirksamen maximalen Kompressionsrichtung.

Als Fortsetzung des Oberrheingrabens nach S fungiert der Bresse-Graben und parallel dazu der Limagne-Graben. Beide rheinisch streichenden Gräben sind mit dem Rheingraben durch ein System von Querstörungen verbunden, denen nach ILLIES (1972) transform-fault-Charakter zukommt. Hauptmerkmale dieser Grabenstrukturen sind: Hauptabsenkung im Oligozän längs konvergierender Hauptverwerfungen mit 20° Orientierung, langsame Absenkung im Miozän, Umkehr des kinematischen Vorzeichens, d.h. Überschiebungen der östlichen Randverwerfungen des Bresse-Grabens durch westvergente Falten des Faltenjura im Pliozän und Zusammenhang der im Plio-Pleistozän wiederauflebenden Grabensenkung mit Blattverschiebungen.

Die nördliche Fortsetzung des Oberrheingrabens in rheinische Richtung wird durch die Hessischen Gräben gegeben.

SCHENK (1974) verweist auf das häufige N-S-Streichen der schmalen Gräben, Sättel und Mulden Niederhessens, deren Schollenkanten meist durch Basaltdecken verschleiert sind. Den echten Grabencharakter für die Grabenfortsetzung durch Hessen (von Höchst am Main nach Alsfeld, zum Niederhessischen Vulkanitgebiet, in den Leinetalgraben) haben Bohrungen bestätigt. Die jüngere Tektonik wird durch die Grabenflanken selbst und das Hinzutreten neuer Zerteilungen in $N 45^{\circ}$, 5° und 20° E belegt. Die staffelartigen Abbrüche erreichen Sprunghöhen bis zu 800 m. Nach den Befunden in Hessen reicht die Entstehungsgeschichte dieser Bruchzone bis in das Paläozoikum zurück (Abtauchen der variszischen Faltenachsen nach E, Schwerpunkt des variszischen Diabasvulkanismus). Anschließend entwickelte sich der saxonische Formenschatz der Falten, Gräben und Horste als Vorläufer der tertiären Tektonik. Nach SCHENK kam es im Mitteloligozän und Unteren Miozän zu verstärkter Einsenkung, die letztlich in der Grabenbildung gipfelte. Damit einher ging die Förderung vulkanischer Magmatite, die bis ins Obermiozän anhielt.

Ähnliche tektonische Verhältnisse herrschen auch im Leinetalgraben, der direkten nördlichen Fortsetzung des Hessischen Grabenabschnitts vor. WUNDERLICH (1955, 1957, 1966) charakterisiert den Leinetalgraben bei Göttingen als etwa 6 km breite, in sich mehrfach gegliederte Streifenscholle, die gegenüber der Sollingscholle im W und der Eichsfeldscholle im Osten um etwa 800 m abgesunken ist. Der Abschiebungsbetrag wird meist durch ein

Störungssystem, z.T. auch durch flexurartige Verbiegungen realisiert. Der kleintektonische Formenschatz des Leinetalgrabens besteht überwiegend aus Ausweitungsformen, so daß man mit einer distraktiven Tendenz in diesem Gebiet rechnen muß. Rheinisch streichende Bauelemente beherrschen zwar eindeutig das tektonische Gesamtbild, jedoch sind zusätzlich eine Reihe von herzynischen Querstörungszonen von Bedeutung. Diese Querstörungen, die z.T. grabenartig ausgebildet sind (Kleper-Spalte, Herberhäuser Graben, Langfastgraben, Hengstberggraben, Friedländer Graben), unterliegen fast ausschließlich zwei Beanspruchungsplänen: Ausweitungsformen wurden generell durch Pressungstektonik überprägt und Einengungsformen weisen zugleich auch Zerrungscharakter auf.

Zeitlich läßt sich die Bildung des Leinetalgrabens in drei Abschnitte gliedern:

- vom oberen Dogger/Unteren Malm bis zur Cenoman-Transgression
- jüngere Oberkreide und Alttertiär (bis zum marinen Mitteloligozän)
- Miozän bis Gegenwart.

Verstellungen jungpleistozäner Schotterkörper belegen ein Andauern der Grabeneintiefung bis in die jüngste Vergangenheit. Wechsel im tektonischen Charakter des Grabens erfolgten nicht. Die Grabenbildung scheint in allen drei Entwicklungsstapen an Zeiten epirogener Hebung gebunden zu sein. Zusammenfassend spricht WUNDERLICH von einer "Gabenbildung durch örtlich stark verminderte Hebungsintensität über einer tiefgreifenden Störungszone im Untergrund".

Der Leinetalgraben findet seine nördliche Fortsetzung in der H a r z - W e s t r a n d - s t ö r u n g und dem Gittelder Graben. Bemerkenswert ist das Versetzen des Anschlußstücks nach Osten, wie es ähnlich schon zwischen anderen Teilbereichen der MMZ festgestellt wurde. Leider nimmt die aufschlußbedingte Verfolgbarkeit dieser Teilbereiche in zunehmender Entfernung vom Oberrheingraben ständig ab. Mittels geoelektrischer Vermessungen konnten HINZE & JORDAN (1981) den zentralen Bereich der Westrandstörung des Harzes näher charakterisieren. Sie bildet hier zugleich den Ostrand des Gittelder Grabens. Nach S mündet sie nicht in den eigentlichen Leinetalgraben ein, sondern setzt sich unter allmählicher Abschwächung als Parallelelement im Gellihäuser Sprung fort. Weiter nördlich vermuten HINZE & JORDAN die Fortsetzung des östlichen Randbruches des Leinetalgrabens durch die fast N-S streichende Rhüdener Störung.

Die Harz-Westrandstörung besteht aus einem System paralleler synthetischer Störungen, die die Westscholle ca. 600 m gegenüber der östlichen Harzscholle absenken. Zeitlich läßt sich das Geschehen im Bereich der Harz-Westrandstörung ähnlich den Verhältnissen an der Harznordrandstörung keiner einzelnen tektonischen Phase zuordnen. Es wird eine jungpaläozoische Uranlage vermutet. Doch erfuhr die Harz-Westrandstörung ihre heutige Gestalt zweifellos erst durch die jungmesozoische und tertiäre Hebung des Harzes. Hinweise zu einem möglichen Wechsel des tektonischen Charakters innerhalb des Tertiärs werden - aufschlußbedingt - nicht gegeben.

Die weitere Verfolgung der MMZ nach N ist durch die starke Absenkung im Bereich der Mitteleuropäischen Senke und deren Teilsenken erschwert. Der Nachweis für rheinische Strukturelemente in der NPS und in analoger Weise für die Subherzyne Senke kann durch das Verhalten geophysikalischer Felder (z.B. Wärmeflußverteilung: "Oberrheintal-Altmark-Zone" als deutlichstes regionales Element Mitteleuropas, HURTIG & SCHLOSSER (1973) bzw. der Lithofaziesverteilung (z.B. Buntsandstein, SCHÜLER 1980) geführt werden.

Rheinische Störungszonen treten auch im Beckenzentrum der NPS auf (Neuruppiner Tiefenbruch). Seine südliche Fortsetzung läßt sich bis ins Untersuchungsgebiet verfolgen (vgl. Pkt. 4.). In der NPS wird die rheinische Strukturrichtung durch Salzstrukturen abgebildet. Das gilt besonders auch für die Schollenränder an der NW-Ecke des Harzes. Hier findet sich eine fast ideale Abbildung der bekannten Schollengrenzen durch Salzstrukturen: In herzynischer Richtung der Rhüdener und in rheinischer Richtung der Lutterer Sattel, die beide in direkter Fortsetzung der Harznordrand- bzw. Harzwestrandstörung liegen.

Die Kurzcharakteristik einiger rheinisch orientierter Störungszonen der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes läßt folgende V e r a l l g e m e i n e r u n g e n zu: Die betrachteten rheinischen Störungszonen weisen während ihrer mehrphasig ablaufenden meso- und

känozoischen tektonischen Entwicklung generell Weitungscharakter auf. Seit dem Miozän erfolgt teilweise der Umbau zum Typ einer Seitenverschiebung. Teile der MMZ sind seit dieser Umbauphase Bestandteil des Mittelmeer-Rhein-Nordsee-Grabens (ORTLAM 1980).

3.3. Zeitliche, räumliche und mögliche genetische Beziehungen der regionalen Störungszonen zu den tektonischen Bewegungen des alpidischen Falteingürtels

Die möglichen genetischen Beziehungen zwischen den herzynischen und rheinischen regionalen Störungszonen im zentralen Teil Mitteleuropas und zu den plattentektonischen Vorgängen im alpidischen Falteingürtel sind schon mehrfach diskutiert worden. Beiträge lieferten u.a.:

WEBER (1977): Für die Gestaltung tiefer Bruchzonen haben mittel- bis engspannige Krustenbewegungen entscheidende Bedeutung. Zwei strukturbildende Vorgänge lassen sich unterscheiden: 1) Ausweitungsbewegungen an submeridionalen Krustenschollengrenzen (taphrogene Kinetik) und 2) vorwiegend vertikale Schollenbewegungen ohne Ausweitungstendenz besonders an WNW-ESW-Störungen (saxonische Bruchschollenbewegungen i.e.S.);

RICHTER-BERNBURG (1977): Die fiederartige Stellung der Einzelstücke der MMZ spricht für eine südwärtsige Abdrift einer westeuropäischen Großscholle. Rheinisch orientierte Störungszonen zeigen allgemein "dilatophilen" Charakter, während die NNW-SSE-Elemente "Magmatophile" darstellen;

ARTHAUD & MATTE (1977): spätpaläozoische Seitenverschiebungen des südlichen Europa und nördlichen Afrika werden als rechtssinnige Scherzonen interpretiert, die sich auf Relativbewegungen zwischen einer nördlichen und südlichen Platte beziehen lassen.

LUDWIG (1984) stellt Argumente für laterale Verschiebungen entlang dem Elbe-Lineament und im Bereich der Halberstädter Störung zusammen, die sich in der variszischen Morphogen-Etappe ereignet haben sollen. Diese befinden sich damit in Einklang mit der von ARTHAUD & MATTE beschriebenen überregionalen Scherungszone. Sie zeigen aber auch, daß beim Vorliegen einer entsprechenden überregionalen Beanspruchung mit Horizontalbewegungen im Untersuchungsgebiet zu rechnen ist.

Um erweiterte Aussagen zur **D y n a m i k** der Störungszonen des Untersuchungsgebietes zu erreichen, werden in den folgenden Ausführungen a) die Aktivitätszeiten ausgewählter regionaler Störungszonen (Phasenhaftigkeit der tektonischen Ereignisse) und b) die räumlichen Beziehungen zwischen den regionalen Störungszonen und den angrenzenden geologischen Regionaleinheiten näher betrachtet. Zur Analyse der zeitlichen Beziehungen stand bevorzugt die meso-känozoische Entwicklungsstufe im Mittelpunkt des Interesses.

Z e i t l i c h e B e z i e h u n g e n

Für den außeralpidischen Teil Mitteleuropas ist davon auszugehen, daß durch vorhergehende Tektogenesen ein ererbtes Bruchmuster vorliegt, das bei neuerlicher Beanspruchung reagieren kann. Die remanente Wirksamkeit eines großen Teils der Schollengrenzen, wie sie im Untersuchungsgebiet zwischen Südharz und südlicher Altmark auch durch Mächtigkeitsgradienten im Tafeldeckgebirge belegt werden kann (vgl. Pkt. 4.), ist ein Charakteristikum im saxonisch (germanotyp) deformierten außeralpidischen Mitteleuropa (JUBITZ u.a. 1981).

SCHWAB u.a. (1982) haben versucht, die tektonische Entwicklung der Mitteleuropäischen Senke auf die Entwicklung des alpidischen Orogens zu beziehen. Für regionale Strukturen wie die Subherzyna Senke und ihren regionalen Störungszonen reicht eine solche allgemeine Aussage nicht aus, daher werden die Bewegungsabläufe einzelner Strukturen mit dem Geschehen im alpidischen Bereich verglichen.

Tab. 1 zeigt die aus Literaturangaben (siehe Pkt. 3.1. und 3.2.) zusammengestellten **A k t i v i t ä t s z e i t e n** an ausgewählten Störungszonen Mitteleuropas. Darin sind der besseren Vergleichbarkeit wegen die herzynisch und rheinisch verlaufenden Störungszonen gesondert gruppiert und dem Geschehen im alpidischen Orogen gegenübergestellt. Nach

Zeit System Abteilung Stufe	Lokalität						Osnig- Zone	Niederrhein- Graben	Oberrhein- Graben	Bresse- Graben
	Beginn vor Mill. a	Harznordrandstörung	herzynische Störungen Thüringens	Störungen zwischen Süddeutscher u. Böhmischer Großscholle	Nordsudetisches Synklinorium	Lausitzer Hauptabbruch				
Quartär	15-2					↕		↕ ¹⁾	↕↕	↕↕
Pliozän	7	↕ ²⁾	↕ ²⁾	↕ ²⁾				↕ ¹⁾	↕↕	↕↕
Miozän	26	↕ ¹⁾		↕	↕↕	↕		↕↕ ²⁾	↕↕	↕↕
Oligozän	37-38				↕↕	↕		↕↕	↕↕ ²⁾	↕↕
Eozän	53-54								↕↕ ²⁾	
Paläozän	65	↕?		↕					↕↕ ²⁾	
Senon		↕ ²⁾	↕ ²⁾	↕↕	↕↕	↕ ²⁾	↕↕ ¹⁾	↕↕ ²⁾	↕	↕↕ ¹⁾
Emscher				↕↕		↕	↕↕ ²⁾	↕↕ ²⁾		
Turon				↕↕						
Cenoman	100			↕↕						
Gault		↕								
Neokom	136	↕		↕↕		↕				
Malm	154	↕↕ ²⁾	↕↕ ²⁾	↕↕	↕↕	↕↕ ²⁾	↕↕ ²⁾	↕		
Dogger	175	↕ ¹⁾		↕						
Lias	190-195	↕						↕		
Keuper		↕								
Muschelkalk										
Buntsandstein	225									
Zechstein										
Rotliegendes	280				↕↕	↕				

Legende:

↕↕↕	Kompression
↕↕↕	Dilatation
↕↕↕	Scherung
↕	unbekannt

↕↕↕	diktyogenet. Verbiegung
↕↕↕	starke Hebung (Horste)
↕↕↕	starke Senkung (Gräben)

NW-SE orientierte Störungen

NNE-SSW

Tab. 1 Aktivitätszeiten einiger regionaler Störungszonen Mitteleuropas im Vergleich zu Weitungs- und Einengungsphasen im neoeuropäischen Orogengürtel (nach Literaturangaben zusammengestellt)

Möglichkeit wurde der Charakter der tektonischen Aktivität (Kompression, Dilatation, Scherung, epirogene Verbiegung, starke Hebungen und starke Senkungen) unterschieden und durch Angaben zum Auftreten vulkanischer Gesteine ergänzt. Die Angaben zum alpidischen Orogen entstammen der Arbeit von CHANNEL u.a. (1979).

Trotz unvollständiger Datenmatrix ergeben sich aus dieser Zusammenstellung einige Hinweise zum zeitlichen Bewegungsverhalten der regionalen Störungszonen:

- Im Anschluß an die spätvariszischen Schollenbewegungen (Morphogen-Etappe) treten bis zur Oberen Trias an herzynisch und rheinisch streichenden Störungen nur unbedeutende tektonische Aktivitäten auf (Vorherrschen von epirogenen Bewegungen, SCHWAB 1981).
- Die im Oberen Keuper nachgewiesenen Bewegungen an Schollengrenzen (BEUTLER 1982, Allertalzone, Harznordrandzone (?)) erweitern sich im Dogger auf andere Störungssysteme und erreichen im Malm mit größeren vertikalen Verstellungen besonders an den herzynisch orientierten Störungszonen einen Höhepunkt. In den Teiltrögen der Tethys herrscht spreading. In den Dinariden und Helleniden beginnen im Oberen Malm durch Kollision bedingte Faltungen.
- Die nächstjüngere tektonische Aktivitätsspitze, wiederum vorwiegend an herzynische Störungszonen gebunden, findet im Santon/Campan statt. Während dieser subherzynischen Phase unterliegen die NW-SE streichenden Störungen Mitteleuropas der Kompression; die rheinischen Schollengrenzen stehen unter Weitungsbeanspruchung. Im Penninikum und Ostalpin finden seit dem Cenoman andauernde Kollisionen ein Ende.
- Im Paläogen (im Anschluß an die laramischen Bewegungen) verlagern sich die Hauptaktivitäten von den herzynischen Störungszonen auf die rheinisch orientierten. Der Beanspruchungscharakter verändert sich gegenüber der subherzynischen Phase nicht, d.h. an den rheinischen Störungszonen dominiert auch weiterhin die Dilatation. Daß auch die Bewegungen an den herzynischen Störungen nicht vollständig beendet waren, beweisen die Verstellungen der jüngstkretazischen Schichten im Bereich der Aufrichtungszone des Harzes (s. Pkt. 5).
- Der Höhepunkt der mit Dilatation verbundenen Grabeneintiefung (besonders Oberrheingraben und benachbarte Gräben) wird im Eozän-Oligozän erreicht. Im alpidischen Orogen ereignen sich Faltungen im Bereich der Penninischen Alpen, der Südalpen, des Nordappennin und in den Dinariden.
- Im Miozän verändert sich der Beanspruchungscharakter an den rheinischen Störungszonen bzw. Grabensystemen. Sie unterliegen nun der Scherbeanspruchung. Mit der Rotation der Hauptspannungsrichtung sind weitere Aktivitäten an herzynisch orientierten Leisten-schollen und die Anlage des Niederrheingrabens verbunden. Im alpidischen Orogen ereignen sich Faltungen besonders im Helvetikum, dem Appenin, den Westkarpaten und Dinariden.
- Rezente Spannungsmessungen belegen im außeralpidischen Mitteleuropa eine σ_1 -Orientierung von 140° .

Die zeitliche Übereinstimmung wesentlicher tektonischer Ereignisse im Orogen und im außeralpidischen Mitteleuropa spricht für mögliche gemeinsame Ursachen.

R ä u m l i c h e B e z i e h u n g e n

Zur Untersuchung der Dynamik der regionalen Störungszonen Mitteleuropas (unter besonderer Beachtung der herzynischen Bruchzonen) spielen die r ä u m l i c h e n B e z i e h u n g e n dieser Störungszonen zueinander und zu aktiven tektonischen Großeinheiten eine wichtige Rolle.

Herzynische Störungen haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im zentralen Bereich Mitteleuropas. Sie zeigen ausgeprägte Beziehungen zur Böhmisches Großscholle, indem sie diese an der NE- und SW-Flanke durch Störungsbündel begrenzen bzw. sich von dieser fingerartig in nordwestliche Richtung ausbreiten. Auffällig ist, daß sich die Häufigkeit herzynisch orientierter Störungen westlich der MMZ verringert und im Gebiet zwischen der Böhmisches Großscholle und der MMZ äquidistante Abstände zwischen den regionalen herzynischen Störungen auftreten.

Die rheinischen Störungszonen sind ungleichmäßig verteilt. Sie treten gehäuft in den Teil- und Begleitelementen der MMZ auf und verringern sich sowohl in westliche, als auch in östliche Richtung schnell. Das rheinische Störungsbündel zeigt enge räumliche Beziehungen zur Westflanke der Alpen, deren scharfes Umbiegen in Verbindung mit Beobachtungen im Bereich der MMZ Hinweise zur relativen Süddrift Westeuropas gegenüber Mitteleuropa geliefert haben.

Durch herzynisch und rheinisch gerichtete Bruchzonen werden im nördlichen Vorfeld des alpidischen Orogens tektonische Schollen abgegrenzt, von denen die Süddeutsche Großscholle das eindrucksvollste Beispiel darstellt. Während die Begrenzungsflächen durch rheinische (Westseite) und herzynische Störungssysteme (Ostseite) gegeben sind, fußt die Süddeutsche Großscholle im Süden auf dem in E-W-Richtung gestreckten Teilstück des Alpen-Orogens. Daraus könnte sich ihre relative Ungestörtheit erklären, denn die drifttektonischen Ausgleichsbewegungen als Ausdruck der intraplattentektonischen Vorgänge spielen sich konzentriert in den Randzonen ab. Neben der schon genannten Süddeutschen Großscholle und dem alpidischen Orogen spielt die Böhmische Großscholle als starrer Block für die Bruchschollenzerlegung Mitteleuropas eine große Rolle. Seine Lage im Winkel zwischen den \pm Ost-West verlaufenden Ostalpen und den ab Wien nach NE umbiegenden Karpaten lassen die Vermutung zu, daß dieser Block auf die Anordnung der Faltenfronten des alpidischen Orogens einen Einfluß ausgeübt hat.

Die Böhmisches Großscholle setzte den Kollisionsfronten des alpidischen Orogens größeren Widerstand entgegen als seine Umgebung. Als Folge konnten die Faltenstränge der Karpaten bedeutend weiter nach Norden vorgreifen.

Geht man ferner davon aus, daß das großregionale Faltenstreichen generell senkrecht zur Kompressionsrichtung ausgerichtet ist, dann zeigt sich, daß die horizontale Beanspruchung der Böhmisches Großscholle aus wechselnden Richtungen erfolgte (s. Abb. 2). Dieser Beanspruchungswechsel findet auch in der wechselnden Aktivierung der regionalen Störungszonen Mitteleuropas seinen Niederschlag.

Aus regionaler Sicht sind für die Dynamik der untersuchten Störungszonen von besonderer Bedeutung:

- Die nach Zeit, Lokalität und Orientierung abweichenden Faltungen bzw. Kollisionen in Teilbereichen des alpidischen Orogens, die entsprechend wechselnde Wirkungen im nördlichen Vorland zeigen.
- Die Böhmisches und Süddeutsche Großscholle, denen als direkten Grenzschollen des alpidischen Orogens eine wichtige Übertragungsfunktion der unterschiedlichen Kollisionsfronten auf das weitere Vorfeld des alpidischen Orogens zukommt.
- Die Krustengliederung Mitteleuropas durch Bruchzonen, die der empfindlichste Indikator für die saxonische Deformation im außeralpidischen Mitteleuropa sind und tektonische Ausgleichsbewegungen ermöglichen.

Nicht unberücksichtigt bleiben darf der SW-Rand der Osteuropäischen Tafel, deren regionaltektonische Bedeutung von TESCHKE (1975) herausgestellt wurde. Eine Einflußnahme auf die Ausgestaltung der saxonischen Tektonik ergibt sich zwangsläufig aus seiner Funktion als Begrenzungselement des Gebietes mit derartiger Tektonik.

Anders als der Südrand dieses Gebietes dürfte jedoch vom SW-Rand der Osteuropäischen Tafel keine aktive Beeinflussung auf die saxonischen Bauformen ausgehen. Möglicherweise kommt dem Tafelrand aber eine bisher unterschätzte Bedeutung als Gleitschiene für umfangreiche horizontale Verschiebungen der jüngeren Krustenteile in NW-Richtung zu.

Z u s a m m e n h ä n g e d e r t e k t o n i s c h e n B e w e g u n g e n

Bei der Analyse des Aktivierungsalters der regionalen Störungszonen ergaben sich zwischen den herzynisch und rheinisch streichenden Bruchzonen Mitteleuropas Unterschiede. Auch aus den im vorhergehenden Kapitel genannten räumlichen Beziehungen zwischen den regionalen Störungszonen und den tektonischen Groseinheiten liegt es nahe, die Ursache dafür in dem ebenfalls wechselnden Geschehen im alpidischen Mobilgürtel zu suchen.

Mögliche Wirkungen der plattentektonischen Vorgänge (insbesondere der Kollisionen) im Alpen-Orögen auf die angrenzenden saxonischen Großschollen (bzw. Schollengrenzen) könnten sein:

- Typ a) Störungen bzw. saxonische Schollengrenzen, die senkrecht zur Kollisionsfront orientiert sind, d.h. in deren Ausbreitungsrichtung liegen, sind der **D i l a t a t i o n** unterworfen. Durch unterschiedlichen Schub der Mobilzone auf die Vorlandsschollen (saxonischen Großschollen) sind Scherbewegungen an den Schollengrenzen denkbar.
- Typ b) Saxonische Schollengrenzen, die parallel zur Kollisionsfront orientiert sind, d.h. quer zu deren Ausbreitungsrichtung liegen, sind der **K o m p r e s s i o n** unterworfen. An den Schollengrenzen können Auf- und Überschiebungen und in Richtung der maximalen Kompression neue Zerteilungen angelegt werden.
- Typ c) Wenn die saxonischen Schollengrenzen diagonal zur Kollisionsfront orientiert sind, geraten sie unter **S c h e r u n g s e i n f l u ß**. Verbunden damit können Pressungserscheinungen und horizontale Verschiebungen sein.

Die genannten Möglichkeiten sind in Abhängigkeit vom tektonischen Strukturbau im außer-alpidischen Mitteleuropa realisiert. Im Verlauf der alpidischen Entwicklung seit der oberen Trias erfolgte eine wiederholte Aktivierung der Störungszonen des Vorlandes. Im folgenden werden an Hand der Tab. 2 die tektonischen Ereignisse im Tektogenbereich und Vorland verglichen. Dabei wird besonders vermerkt, zu welchen Zeiten Voraussetzungen für die Realisierung der unterschiedlichen Wirkungen für die Vorlandstörungen (saxonischen Schollengrenzen) gegeben waren. Die Aussagen zum Alpenorogen beruhen im wesentlichen auf: CHANNEL u.a. (1979), VANDENBERG (1979 a und b) und FRISCH (1981).

An Hand der Tab. 2 läßt sich unschwer die Bindung der tektonischen Bewegungen an den regionalen Störungszonen des außeralpidischen Mitteleuropas an die plattentektonischen Vorgänge im alpidischen Tektogen erkennen. Neben den zeitlichen und räumlichen Beziehungen läßt sich größtenteils auch der tektonische Charakter in beiden Regionaleinheiten nach dem oben aufgeführten Schema (Typ a), b), c)) miteinander korrelieren.

Die regionalen Störungszonen des Untersuchungsgebietes sind **i n t e g r i e r t e r B e s t a n d t e i l** der Bewegungsvorgänge an den Schollengrenzen des außeralpidischen Mitteleuropas. Unter Zugrundelegung der zeitlichen und räumlichen Beziehungen zu den benachbarten Regionaleinheiten ist es möglich, einige der Bewegungen an den herzynisch streichenden Störungszonen dem obigen Schema zuzuordnen:

- | | |
|---|----------------------|
| - Aktivitäten während der Unterkreide | Typ a) (Dilatation) |
| - Aktivitäten während der Oberkreide | Typ b) (Kompression) |
| - Aktivitäten während der jüngsten Oberkreide und im Paläogen | Typ c) (Scherung) |

Tab. 2 Tektonische Bewegungen im Orogen und Vorland

Zeit	Orogen	Vorland
Neogen	fortgesetzte Annäherung der Afrikanischen und Europäischen Platte führt an der Wende Oligozän/Miozän zur neoalpidischen Orogenese, eigenständige sinistrale Rotation der Adriatischen Platte	Beanspruchungswechsel führt an rheinischen Gräben seit dem Mittleren Miozän zur Scherung, maximale Hauptnormalspannung ca. 140° , noch rezent wirksam
Höchste Oberkreide bis Paläogen	relative Südbewegung der Afrikanischen Platte gegenüber Europa, Faltungspause in den Alpen, Faltung in Dinariden und Helleniden, neuerlicher Bewegungswechsel der Afrikanischen Platte gegenüber Europa nach N, mesoalpidische Orogenese im alpidischen Faltungsgürtel	Phase der stärksten tektonischen Beeinflussung des außeralpidischen Mitteleuropa, tektonische Ausgestaltung und Füllung des Oberrheingrabens, Umformung herzynischer Störungszonen zu rechtssinnigen Seitenverschiebungen (?)
Oberkreide	Wechsel der Bewegungsrichtung der Afrikanischen Platte gegenüber der Eurasischen in NW-Richtung, paläoalpidische Orogenese in den Alpen	Kompressionscharakter an herzynischen Schollengrenzen, z.T. bedeutende Vertikalverstellungen, Stabilisierungsstadium in der NPS, an rheinisch gerichteten Schollengrenzen, beginnende Weitung (Vulkanite)
Unterkreide	nordwärts gerichtete Relativbewegung Afrikas gegenüber Europa, Abklingen der Faltung in Dinariden und Helleniden, beginnende Faltung in den Karpaten	Weitungscharakter an herzynischen Schollengrenzen besonders westlich der Böhmisches Großscholle
Ende Jura bis Beginn Unterkreide	Bewegungswechsel der Afrikanischen Platte in NE-Richtung, erste Faltung in den Dinariden und Helleniden	Herausbildung der Schollengrenzen zu Abschiebungssystemen
Obere Trias bis Ende Jura	Zerfall der Pangäa, südöstliche Relativbewegung Afrikas gegenüber Europa, Weitungsphase (Ophiolithe)	Umstellung der Sedimentationsstrukturen, Differenzierungsstadium in der NPS

Der Beanspruchungswechsel an den herzynischen Schollengrenzen vollzieht sich damit in Abhängigkeit von Umstellungen im alpidischen Tektogen. Die Kenntnis dieser Abhängigkeit erlaubt es, die eigenen Störungszonen gezielt auf Fragestellungen zu untersuchen, die sich aus deren regionaler Einbindung ableiten lassen (Verhältnis von Weitung-, Scheurungs- und Kompressionstektonik an der Harznordrandstörung, Möglichkeit horizontaler Bewegungen an den Störungszonen ...).

4. Tektonische Auswertung lithologisch-paläogeographischer Karten des meso-känozoischen Tafeldeckgebirges der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete

4.1. Vorbemerkungen

Der Zusammenhang zwischen dem Schollenbau des Fundaments und dem Verlauf von Faziesgrenzen und Mächtigkeitsgradienten im Tafeldeckgebirge ist seit langem als Postumitäsprinzip bekannt.

NÖLDEKE & SCHWAB (1977) verweisen auf die Bedeutung der tektonischen Krustengliederung für die Absenkungsvorgänge der Norddeutsch-Polnischen Senke und heben die Einflußnahme regionaler Störungszonen auf die Sedimentationsverhältnisse hervor. JUBITZ u.a. (1981) bezeichnen diese Wechselwirkung von Sedimentation und Tektonik, bei der der Paläomobilitätszustand synsedimentär abgebildet wird, als Lithotektonik. SCHRETZENMAYER (1981) hebt die Sensibilität der Sedimentationsbedingungen auf tektonische Einflüsse des Fundaments besonders für die chemische und saline Sedimentation (empfindliche Lösungsgleichgewichte) hervor und spricht von der remanenten Mobilität des Schollenbaus.

Die aufgeführten Beziehungen zeigen hinlänglich die Berechtigung, die Sonderentwicklung des Deckgebirges im Bereich von Störungszonen für Aussagen zur Paläomobilität zu nutzen.

Zielstellung ist die räumliche und zeitliche Fixierung von Mobilitätszonen und die Klärung der Beziehung dieser zum tektonischen Bruchmuster, um auf Aktivitätsperioden der Brüche zu schließen. Zusätzliche Informationen sind über den Bewegungsmechanismus zu erwarten, insbesondere zur Wechselwirkung von rheinischen und herzynischen Störungen.

Die Auswertung basiert a) auf dem Postumitäsprinzip (Zonen erhöhter Mächtigkeitsgradienten decken sich mit dem Wirkungsbereich solcher Bruchzonen) und b) dem richtungsmäßigen Zusammenhang zwischen der Aktivierung tektonischer Strukturen (Orientierung von Schwellen und Senken) und der Aktivität von Bruchzonen gleicher Orientierung.

Die paläogeographischen Elemente von Schemakarten des Meso-Känozoikums sind richtungsstatistisch ausgewertet worden. Zu diesem Zweck wurden die Achsen von Schwellen und Senken erfaßt, ihre Streichrichtung gemessen und ähnlich der Erstellung einer Richtungsrose für 10°-Intervalle in Diagrammform dargestellt. Die unterschiedliche Länge der Strukturen ging gewichtet in die Analyse ein.

Die erhaltenen Richtungsdiagramme erlauben Aussagen zur generellen Streichrichtung von synsedimentären Konturierungen der untersuchten Horizonte. Ihre Überschaubarkeit gestattet es, die strukturtektonische Entwicklung des Untersuchungsgebietes durch kompilatorischen Vergleich zu ermitteln und in Beziehung zum stadialen Beckenbildungsprozeß sowie zur jetzigen tektonischen Strukturierung zu setzen.

Aus Platzgründen wird auf die Vorlage der paläogeographischen Schemakarten und deren gesonderter Interpretation verzichtet. Abb. 4 gibt an Hand des Kärtchens für den Muschelkalk ein Beispiel für die Auswertemethode. Eine zusammenfassende Interpretation erfolgt unter Pkt. 4.2.

4.2. Vorzugsorientierungen lithologisch-paläogeographischer Konturen sowie generelle Aspekte der paläogeographisch-tektonischen Strukturierung des Untersuchungsgebietes

Strukturtektonische Entwicklung während der Trias

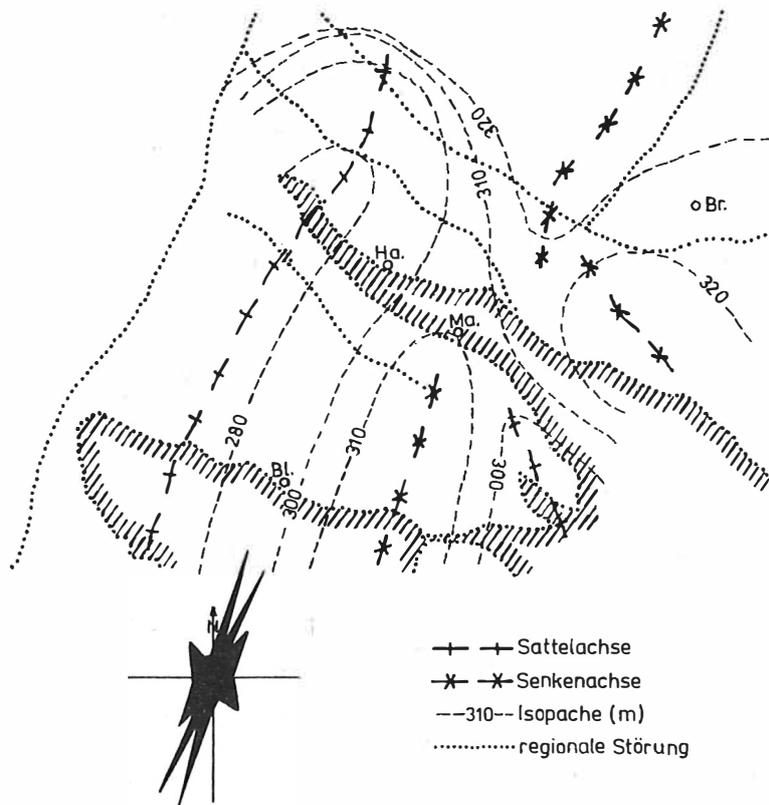


Abb. 4 Paläogeographische Vorzugsorientierungen im Muschelkalk
(Paläogeographie nach ALTHEN u.a. 1980)

In der Trias verändert sich die Strukturierung des Sedimentationsraumes und die Orientierung der Schwellen und Senken mehrfach (vgl. Abb. 5). Während im Unteren Buntsandstein die Sedimentbecken-Strukturierung unregelmäßig ist, überwiegen im Mittleren Buntsandstein NNE-SSW orientierte Schwellen und Senken. Bestimmendes Element ist die rheinisch streichende Eichsfeld-Schwelle, die während der Hardegsen-Folge ihre maximale Breite (100 km) erreicht. Ihre Flanken weisen sehr unterschiedlichen Charakter auf: Einer steilen Westflanke steht ein sehr flacher Gegenflügel gegenüber. Vor dieser flachen Ostflanke ist mit unterschiedlicher Deutlichkeit eine rheinisch streichende Senkenachse zwischen dem mecklenburgisch-westbrandenburgischen Senkenzentrum und der Thüringischen Senke ausgebildet. Dieser Verbindungskanal wird im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche (MHA) unterbrochen und erscheint südlich dieser Bruchzone um ca. 10 - 20 (-40) km nach W versetzt. Beginnend mit der Hardegsen-Folge, aber insbesondere zur Zeit der Solling-Folge treten herzynisch orientierte Quergliederungen der rheinisch orientierten Haupteinheiten auf. Zur Zeit des Muschelkalks sind Beziehungen zwischen den bevorzugten Strukturierungen der Sedimentationsräume und den Trans- und Regressionsphasen erkennbar. Dabei sind die transgressiven bzw. ingressiven Zeitabschnitte (Unterer und Oberer Muschelkalk) an Aktivierungen der rheinisch orientierten Schollengrenzen gebunden, während zur Zeit des regressiven Mittleren Muschelkalks insbesondere im Gebiet nördlich der MHA herzynisch orientierte Schwellen- und Senkenachsen auftreten, die einen Abstand von 15 - 30 km aufweisen. Ein

wichtiger struktureller Umbau erfolgt in Verbindung mit den altkimmerischen Bewegungen zwischen dem Mittleren und Oberen Keuper. In der NPS ist mit diesen Bewegungen der Übergang vom Hauptabsenkungsstadium zum Differenzierungsstadium verbunden. Die geologischen Strukturen z.Zt. des Mittleren Keupers sind im wesentlichen rheinisch ausgerichtet. Eine wichtige Ausnahme bildet die herzynisch orientierte Ausstülpung des Gifhorner Troges im Bereich der späteren Allertalstörung, durch die die Eichsfeld-Schwelle von der Altmark-Schwelle getrennt wird. Im Oberen Keuper treten dagegen eng geschart in der nördlichen Subherzynen Senke und im Bereich der südlichen Altmark herzynische Schwellen- und Senkenorientierungen auf, die westlich (Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone) und östlich (Bereich der Neuruppiner Störungzone) durch rheinisch bis eggisch streichende Strukturen begrenzt werden. Im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche setzen die rheinisch orientierten Sedimentationsachsen, die die Verbindung zwischen dem westbrandenburgischen Senkenzentrum und der Thüringer Senke darstellen, wiederum in analoger Weise (vgl. Buntsandstein und Muschelkalk) ab.

Strukturtektonische Entwicklung während des Jura

Wegen des Fehlens geeigneter Dogger-Unterlagen kann nur über Lias und Malm ausgesagt werden. Da liassische Sedimente im Südteil des Untersuchungsgebietes nicht vorhanden sind, müssen sich die Aussagen auf den nördlichen Teil beschränken.

Im Hettang-Untersinemur dominieren rheinisch orientierte Schwellen- und Senkenachsen, die besonders eng geschart im NE-Teil des Untersuchungsgebietes auftreten. Beginnend im Obersinemur-Carix, aber besonders im Domer treten zusätzlich im nördlichen Vorfeld der Mitteldeutschen Hauptabbrüche in enger Scharung herzynische Strukturierungen des Sedimentationsraumes auf. Daraus folgt eine Grobgliederung des Untersuchungsgebietes im Lias mit folgender paläogeographischer Hauptkonturierung: im NE-Teil mit NNE-SSW Orientierung, im mittleren Gebiet (nördliche Subherzyne Senke und südliche Altmark) mit herzynischer Orientierung, die weiter westlich durch rheinische Richtungen abgelöst wird. Lithotektonische Auswirkungen sind im Gebiet zwischen dem Allertal-Graben und dem nördlichen Vorfeld des Gardelegener Abbruchs bemerkbar. Die enge Scharung herzynisch orientierter Achsen bestätigt Vorstellungen zum Leistenschollenbau in der Subherzynen Senke und läßt auch nördlich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche ein System subparalleler Störungen vermuten. Bemerkenswert ist der hohe Mächtigkeitsgradient quer zu diesen herzynischen Strukturen und die Asymmetrie ihrer Anlage, die sie den VOIGT'schen Randtrögen vergleichbar macht. Solche schmalen Sedimentationströge existieren im Bereich des Allertalgrabens, nordöstlich vom Haldenslebener und Gardelegener Abbruch und in der südlichen Altmark. Eine vergleichbare Häufung von Strukturachsen tritt im W-Teil des Untersuchungsgebietes auf. Sie beginnen im Bereich der NW-Ecke des Harzes (Lutterer Sattel) und setzen sich in rheinischer Richtung fort. Umbiegungen dieser rheinischen Strukturen im Einflußbereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone in Höhe der Aschersleben-Egelner Salzachse in die NE-SW-Richtung lassen geringfügige Schollenrotationen vermuten. Die Strukturachsen des Differenzierungsstadiums gehen vielfach auf Salzbewegungen zurück (vgl. MEINHOLD & REINHARD 1967). Die lineare Erstreckung und Anpassung an den Verlauf bekannter regionaler Störungszonen (Mittelmeer-Mjösen-Zone, Mitteldeutsche Hauptabbrüche ...) zeigen aber, daß diese Achsen sich an Störungszonen des Untergrundes orientieren. Für den Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche läßt sich daraus ableiten, daß dieses Störungssystem bereits im Lias aktiv war.

Im Malm setzt sich die Tendenz der abweichenden Entwicklung von Teilbereichen mit eigenständiger Verzugsorientierung von Sedimentationsstrukturen fort. So sind im Nordostteil des Untersuchungsgebietes konstant rheinisch bis erzgebirgisch orientierte Strukturen, meist eng geschart, vorhanden (besonders Oxford und Obermalm), während im Harzvorland, der Subherzynen Senke und nördlich der MHA NW-SE streichende Strukturen überwiegen. Weiter westlich

dominieren rheinisch bis eggisch streichende Sedimentationskonturen im Einflußbereich der MMZ (Gifhorner Trog). Verbiegungen von Teilbereichen dieses Troges und die Existenz von versetzten, herzynisch streichenden Sedimenttrögen im Bereich des Harzes beiderseits der MMZ sind weitere Hinweise für spätere horizontale Bewegungen im Bereich der MHA und MMZ.

Strukturtektonische Entwicklung während der Kreide

In der unteren Unterkreide treten bevorzugt rheinisch streichende Konturierungen des Sedimentationsgebietes auf, die sich auf den Nordostteil des Untersuchungsgebietes (im Einflußbereich der südlichen Verlängerung der Neuruppiner Störung) und die Ostflanke des Niedersächsischen Beckens (im Einflußbereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone) konzentrieren (vgl. DIENER 1978).

Ab Hauterive spielen herzynisch ausgerichtete, schmale, langgestreckte Sedimenttröge in der Subherzynen Senke und besonders nördlich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche eine wesentliche Rolle. Das wiederholte, enggescharte Auftreten von Schwellen- und Senkenachsen in einer Zone, die dem Gardelegener Abbruch 20 - 25 km nördlich vorgelagert ist, weist auf eine wichtige Schollengrenze im Untergrund mit hoher lithotektonischer Wirksamkeit hin.

Während der Oberkreide, besonders vom Cenoman bis Santon, d.h. im transgressiven Zeitraum, sind fast ausschließlich NW-SE gerichtete Schwellen und Senken an der Strukturierung des Sedimentbeckens beteiligt. Ab Campan-Maastricht treten im Nordostteil auch wieder rheinisch orientierte Strukturen auf. Die Randtrogentwicklung erfährt besonders im Coniac und Santon ihren Höhepunkt (1500 m im Harzvorland, 1000 m vor dem Gardelegener Abbruch) und weist auf umfangreiche vertikale Schollenbewegungen hin. Die Verteilung der Sedimentationsstrukturen stützt Vorstellungen zum herzynisch orientierten Leistenschollenbau des Untersuchungsgebietes.

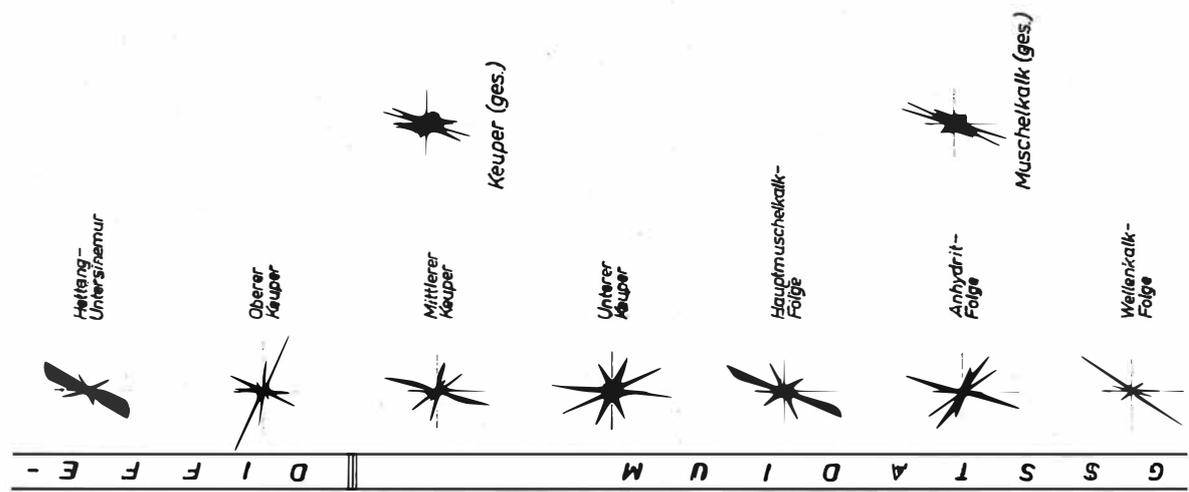
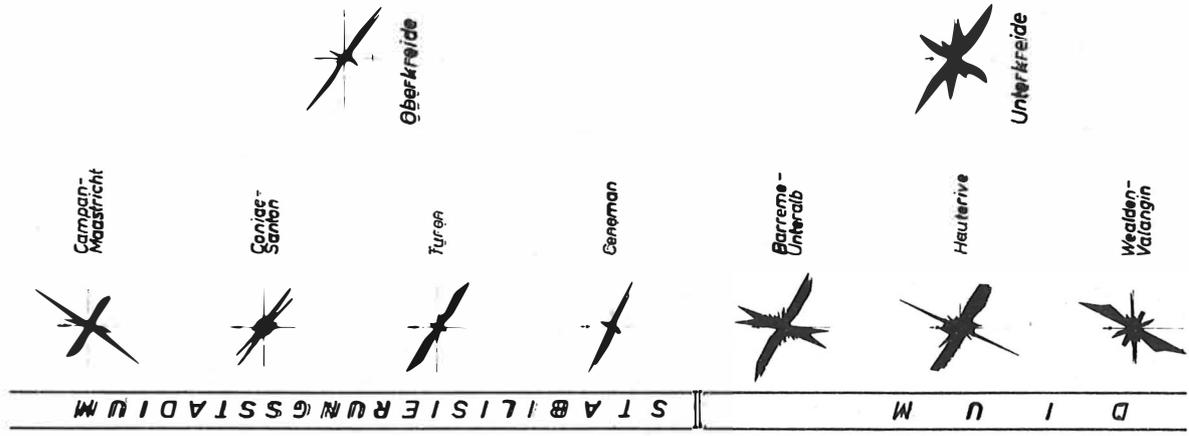
Generelle Aspekte der strukturellen Entwicklung

Die vorgelegte Analyse zur Lage und Orientierung paläogeographischer Vorzugskonturierungen des Mesozoikums geben die Möglichkeit, den zeitlichen Wandel von **Aktivierungen des Schollenmosaiks** zu erkennen (vgl. Abb. 5).

Für einen Teilbereich des Untersuchungsgebietes, den Ostteil der Subherzynen Kreidemulde, konnten TRÖGER & KURZE (1980) mesozoische Kippungen kleinerer Scholleneinheiten an Hand lithofazieller Untersuchungen belegen. Während sich diese bis zur Unterkreide analog zu den Schollenmobilisierungen des vorgestellten Gebietes verhalten, treten seit der Oberkreide Aktivierungen von Teilschollen auf, wobei nicht nur die herzynischen Leistenschollen von Bedeutung sind, sondern auch rheinisch gerichtete Schollengrenzen aktiviert werden.

Aus dem Wandel der lithologisch-paläogeographischen Konturierungen des Mesozoikums lassen sich folgende generelle Aussagen ableiten:

- Die Orientierung der Senken- und Schwellenachsen verändert sich im Laufe des Mesozoikums mehrfach. Die beiden dominierenden Richtungen sind NW-SE und NNE-SSW. Dabei spielen genetische Beziehungen zu den Stadien des Beckenbildungsprozesses (Hauptabsenkungsstadium, Differenzierungsstadium, Stabilisierungsstadium I) bzw. zu deren globaltektonischer Anregung eine wesentliche Rolle.
- Stark vereinfacht ergibt sich aus der Richtungsanalyse der Strukturachsen der in Tab. 3 dargestellte Trend (vgl. auch Abb. 5):



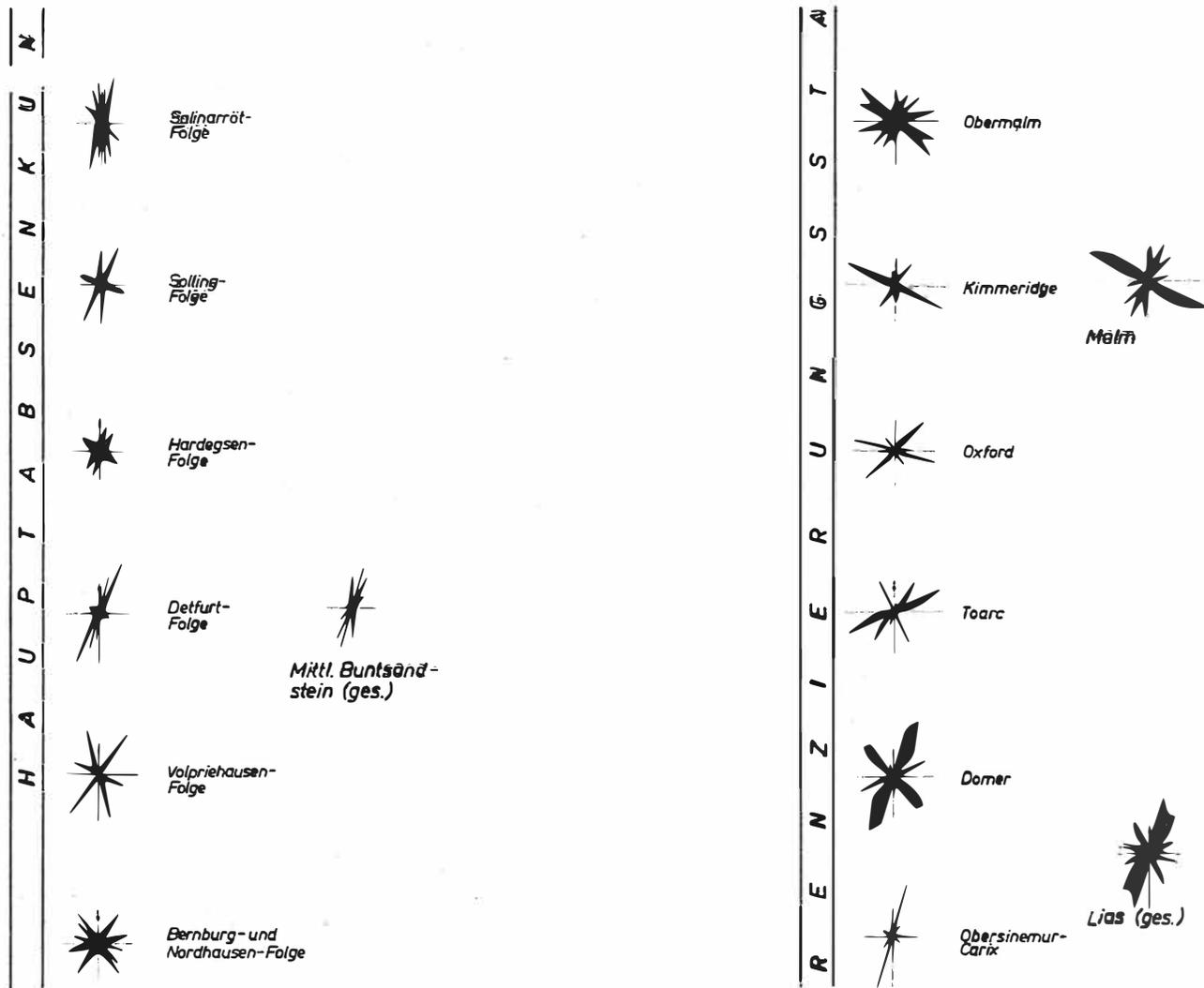


Abb. 5 Richtungsstatistische Analyse der paläogeographischen Konturen ausgewählter mesozoischer Horizonte

Tab. 3 Vorzugsorientierungen paläogeographischer Konturen mesozoischer Sedimente

Zeitraum	Vorzugsorientierung der Konturierungen
Campan - Dan	NW - SE und NNE - SSW
Cenoman - Santon	NW - SE
Hauterive - Alb	NW - SE
Wealden - Valangin	NNE - SSW
Obermalm	NW - SE, randlich NNE - SSW
Kimmeridge	NW - SE, randlich NNE - SSW
Oxford	NW - SE, randlich NNE - SSW
Toarc	NE - SW bis NNE - SSW (nur im NE-Teil des Untersuchungsgebietes)
Domer	NW - SE, randlich NNE - SSW
Obersinemur - Carix	NNE - SSW, im mittleren Teil auch NW - SE
Hettang - U - sinemur	NNE - SSW
Oberer Keuper	NW - SE, randlich NNE - SSW
Mittlerer Keuper	NNE - SSW
Unterer Keuper	NNE - SSW
Oberer Muschelkalk	NNE - SSW
Mittlerer Muschelkalk	NW - SE
Unterer Muschelkalk	NNE - SSW
Oberer Buntsandstein	NNE - SSW u. WNW - ESE "Querelemente"
Mittlerer Buntsandstein	NNE - SSW
Unterer Buntsandstein	ungeregelt, kaum Vorzugsorientierungen

- Da die Vorzugsorientierung der Strukturachsen der Aktivierung gleichorientierter Schollengrenzen des Untergrunds entspricht, ist der mehrfache Wechsel zugleich ein Maß für sich wandelnde Beanspruchungspläne. Gesicherte Aussagen zum Beanspruchungscharakter der Störungszonen sind jedoch aus der Richtungsanalyse nicht zu ziehen. Kombiniert man diese Aussagen aber mit Ergebnissen der Paläospannungsanalyse (JANSSEN 1985: Dominanz rheinisch streichender Horizontalstylolithen während des Hauptabsenkungsstadiums; untergeordnetes Auftreten von herzynisch streichenden H-Stylolithen; Bindung letzterer überwiegend an Schollengrenzen; vermuteter genetischer Zusammenhang der herzynischen H-Stylolithen mit Beanspruchungswandel während des Übergangs zum Differenzierungsstadium der NPS), so entspricht die Vorzugsorientierung der Strukturachsen des Hauptabsenkungsstadiums der herrschenden Hauptspannungsrichtung. Die nachfolgende Dominanz der NW-SE Strukturen steht in Einklang mit der von SCHWAB u.a. (1982) beschriebenen "Scherdeformation an NW-SE streichenden Bruchzonen in Reaktion auf Relativbewegungen der gegeneinander driftenden Eurasiatischen und Afrikanischen Krustenplatten". Weitere Hinweise zum möglichen Charakter dieser Störungsaktivitäten ergeben sich aus den unter Pkt. 3.3. aufgeführten zeitlichen und räumlichen Beziehungen der regionalen Störungszonen zu den tektonischen Bewegungen des alpidischen Orogens (Unterkreide: Störungen unter Dilation, Oberkreide: Störungen unter Kompression, jüngste Oberkreide und Paläogen: Störungen unter Scherung).

- Der Übergang von einer Vorzugsorientierung in die andere scheint einer gewissen Rhythmik zu unterliegen. Herzynische Strukturierungen verstärken sich allmählich, erreichen ihren Kulminationspunkt und werden durch NNE-SSW-Orientierungen abgelöst. Beispiele für diese Entwicklung sind der Zeitraum von der Bernburg- bis zur Solling-Folge, von der Salinarröt- bis zur Anhydrit-Folge und von der Hauptmuschelkalk-Folge bis zum Oberen Keuper. Es ist ein Zusammenhang mit sich gleichfalls rhythmisch wandelnden Beanspruchungsplänen zu vermuten.
- In der Trias sind an Aktivierungszeiten NNE-SSW orientierter Strukturen transgressive Phasen gebunden (Wellenkalk-Folge, Hauptmuschelkalk-Folge), während die regressive Zwischenzeit (Anhydrit-Folge) engere Beziehungen zu NW-SE-Richtungen aufweist (Schollenhebungen an herzynischen Achsen (?)). Zur Zeit der transgressiven Oberkreide sind dagegen herzynisch orientierte Strukturen aktiv.
- Neben dem mehrfachen Wechsel der Hauptorientierung von Schwellen und Senken sind einzelne Teilbereiche des Untersuchungsgebietes durch das Auftreten von Vorzugsrichtungen gekennzeichnet. Diese erlauben eine Dreiteilung des Gebietes. Der westliche Teilbereich wird bevorzugt durch rheinisch streichende Sedimentationsachsen untergliedert. Diese weisen auf enge Beziehungen zur Mittelmeer-Mjösen-Zone STILLES hin. Im Nordostteil des Untersuchungsgebietes treten ebenfalls latent rheinisch orientierte Senken und Schwellen auf. Regionaltektonisch befinden sich diese im Bereich der südwärtigen Fortsetzung der Neuruppiner Störung. Für diese Zone muß wegen der hohen lithotektonischen Aktivität eine Schollengrenze 1. Ordnung geschlußfolgert werden. Im Gebiet zwischen diesen beiden Teilbereichen überwiegen herzynisch orientierte Strukturen, die auf Mobilitäten der Mitteldeutschen Hauptabbrüche und deren Parallelelemente zurückzuführen sind.
- Die gesonderte Entwicklung der genannten Teilbereiche des Untersuchungsgebietes setzt seit dem Oberen Keuper ein. Der Wechsel entspricht dem generellen Umbau der Mitteleuropäischen Senke vom Hauptabsenkungsstadium zum Differenzierungsstadium (SCHWAB u.a. 1979).
- Auch für herzynisch orientierte Sedimentationsstrukturen treten im genannten Gebiet während des Differenzierungs- und Stabilisierungsstadiums Vorzugsbereiche erhöhter lithotektonischer Wirksamkeit auf (s. Tab. 4); diese sind Aktivitäten von Störungen des Untergrundes gleichzusetzen.
- Die starke lithotektonische Aktivität in herzynischer Orientierung seit dem Beginn des Differenzierungsstadiums in der Subherzynen Senke und deren näherer Umgebung bestätigt die Herausbildung der Leistenschollentektonik, die in diesen Stadien zwar generell wirksam ist, jedoch Intensitätsunterschiede aufweist. Rheinische Strukturachsen sind nur von sekundärer Bedeutung.
- Versetzungen von Lithofaziesachsen der Trias und des Jura im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche (rechtssinnig) und der Mittelmeer-Mjösen-Zone (linkssinnig) werden als Indizien für spätere laterale Verschiebungen um 10 - 20 km an diesen Schollengrenzen betrachtet. Ihre Einbeziehung in (intra-)plattentektonische Bewegungsmodelle ist möglich (vgl. Pkt.3.3.).
- BRINKMEIER (1957) schloß aus der Anordnung zahlreicher Salzstöcke des Gebietes zwischen Broistedt-Hillensee-Gifhorn-Verhop-Wittingen (Braunschweig - Wittinger Zwischenscholle) auf horizontale, parallel zur Längsbegrenzung der Scholle (NNE-SSW) vor sich gegangene differenzierte Bewegungen, die die hier vorgelegten Hinweise zu möglichen horizontalen Bewegungen stützen.

Tab. 4 Vorzugsbereiche herzynisch orientierter Lithofaziesachsen während des Differenzierungs- und Stabilisierungsstadiums

Zeit	Ort
Coniac-Santon:	übertiefe Sedimenttröge und Ausstrichgrenzen liegen eng benachbart im Bereich der Harznordrandstörung und vor dem Gardelegener Abbruch
Campan-Maastricht:	herzynische Sedimenttröge wie vorher, jedoch mit wesentlich geringerer Eintiefung
Cenoman-Turon:	schmale Sedimenttröge befinden sich nördlich der Harznordrandstörung, vor dem Gardelegener Abbruch und 20 km nördlich in der südlichen Altmark
Wealden-Alb:	Scharung herzynisch streichender Sedimenttröge in der südlichen Altmark (20 - 25 km nordöstlich des Gardelegener Abbruchs)
Hauterive-Barreme:	trogartige Senken befinden sich im nördlichen Harzvorland, dem Bereich der Allertal-Störung, am NW-Teil des Gardelegener Abbruchs und mit enger Scharung in der südlichen Altmark
Oxford-Obermalm:	weitständige herzynische Konturierung, besonders abgebildet sind die Harznordrandstörung, die Allertal-Störung und der Gardelegener Abbruch
Hettang-Toarc:	Herzynische Achsen im Gebiet zwischen der Allertal-Störung und der Altmark mit Abständen von 10 - 15 km; im Bereich des Gardelegener Abbruchs scharen sich diese Achsen
Domer:	Herzynisch streichende Achsen mit 10 - 15 km Abstand nördlich des Haldenslebener Abbruchs, wobei sich der Achsenabstand nach N vergrößert
Obersinemur-Carix:	Beeinflussung von Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung durch den Gardelegener Abbruch
Oberer Keuper:	Herzynische Strukturen im Gebiet zwischen Staßfurt-Egelner Salzachse bis zur Nordbegrenzung des Untersuchungsgebietes mit äquidistanten Abständen von 10 - 15 km

- Besonders markant heben sich die langgestreckten, relativ schmalen Sedimenttröge mit hoher Sedimentationsrate (Randtröge nach VOIGT) der mittleren Oberkreide von den "normalen" Senken ab. Bisher wurden diese Randtröge überwiegend als Produkt unterschiedlicher vertikaler Bewegungen zweier Schollen erklärt. Die Hinweise auf laterale Bewegungen im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche stützen jedoch die Annahme, daß an der Entstehung der Randtröge auch horizontale Schollenbewegungen mitbeteiligt gewesen sind (s. auch BRAUSE (1973) und BRAUSE & BEUTLER (1977): Drift- oder Drehbewegungen alter Schollen).

4.3. Die strukturelle Entwicklung der Subherzynen Senke im Tertiär

Die Sedimentationsbedingungen im Tertiär wurden durch tektonische Aktivitäten zu Beginn, Mitte und Ende des Tertiärs und durch halokinetische Prozesse wesentlich beeinflusst. LOTSCH (1968) hebt die Mehraktigkeit der tektonischen Phasen hervor, die sich in der NPS folgendermaßen auswirkten:

Mit den laramischen Bewegungen (Ober-Maastricht - Ende Paläozän) ist die Lückenhaftigkeit der entsprechenden Sedimente verbunden. Nach Zeiten ruhiger Sedimentation im Mitteloligozän kommt es an der Wende Mittel-/Oberoligozän zu Hebungen großer Teile des Senkungsfeldes aus dem marinen Sedimentationsraum, die möglicherweise mit der savischen Phase verbunden sind. Erneute kräftige epirogene Bewegungen ereignen sich im Miozän; es entstehen N-S gerichtete Hebungszonen. Gegen Ende des Pliozäns und im Frühpleistozän erfolgt durch epirogene Bewegungen die Prägung des heutigen Reliefs. Diesem Trend ordnet sich auch der känozoische Sedimentationsablauf in den lokalen Salzstrukturen unter (vgl. z.B. ZIEGENHARDT & KRAMER (1968) zur Egelner Südmulde).

Einen wesentlichen Einfluß auf die Paläogeographie des Tertiärs übten der Haldenslebener und Wittenberger Abbruch aus. Während der marinen Transgressionen im Paläozän und Eozän bildeten sie deren Südbegrenzung. Die terrestrischen tertiären Sedimente der Subherzynen Senke mit ihrem umfangreichen Braunkohlenvorkommen verdanken diesem Umstand ihre Entstehung. Nach SCHWAB (1966) lassen sich die Braunkohlenlagerstätten folgenden 4 Typen zuordnen:

1. Salzabwanderungstyp
2. Auslaugungstyp
3. tektonischer Typ
4. epigenetischer Typ.

Die regionale Verteilung dieser Vorkommen ist ungleichmäßig. So treten die Vorkommen in sekundären Randsenken von Salzachsen in der mittleren Subherzynen Senke besonders häufig auf. Die Vorkommen vom Auslaugungstyp sind auf südöstliche Ausläufer der Senke mit oberflächennah anstehendem Zechstein (Wulfener Triasmulde, Edderitzer Mulde) beschränkt. Die Vorkommen des tektonischen Typs sind auf einen Streifen mit intensiver Bruchtektonik zwischen Aschersleben und Schönebeck und der Saale konzentriert. Im Postsalinar dieses Gebietes durchkreuzen sich NW-SE und NNE-SSW streichende Störungen, deren Aktivität bis in das Tertiär reicht. Während der obereozänen Transgression befindet sich hier die Ostgrenze der Grünsande, die die Randfazies des Obereozänmeeres darstellen.

Die Höhenlage der Basis des marinen Tertiärs vermittelt nach SCHWAB einen Eindruck von der tertiären Krustenmobilität. Die größte Höhe wird am Harznordrand mit >200 m über NN und im Bereich des Huy-Hakel-Antiklinalzuges (150 bis 200 m über NN) erreicht. Nach NE erfolgt ein allmählicher Abfall bis auf -40 m unter NN im Gebiet Dessau und \pm 0 m NN im Bereich des Haldenslebener Abbruchs.

Zusätzlich zu diesem regionalen Trend der nordostwärtigen Abdachung tritt im Elbe-Saale-Gebiet eine deutliche Abstufung von W nach E auf, die auf Aktivitäten rheinischer Störungszonen zurückgehen.

Nördlich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche wird die Absenkung herzynisch orientierter Sedimentbecken, wie schon mehrfach während der mesozoischen Entwicklung, fortgesetzt.

KUNERT & LENK (1964) heben die Bindung herzynisch streichender Salzstrukturen im nördlichen Vorfeld der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke an Störungszonen im Präsalinar hervor, die sich von NE-SW streichenden, sogenannten statischen Salzstrukturen unterscheiden. Die Tertiärvorkommen zeigen enge Beziehungen zur Lage der Salzstrukturen. Das Tertiär

liegt nie an der Kreuzung zweier Mulden, sondern mindestens in einer Richtung muß ein Sattel vorhanden sein. Da die Vorkommen direkt im Topbereich der Salzstrukturen gelegen sind, bestätigt sich die Aussage von SCHWAB, wonach in diesem Gebiet keine Tertiärvorkommen vom Typ der Salzabwanderungssenken existieren.

Besondere Bedeutung für die Paläogeographie des Tertiärs haben also herzynisch orientierte Schollengrenzen und die Zone westlich der Saale, wo mit dem verstärkten Auftreten rheinisch orientierter Schollengrenzen gerechnet werden muß. Die Aktivitäten bestätigen die fortgesetzte neotektonische Wirksamkeit der genannten Schollengrenzen.

5. Zum tektonischen Charakter der Harznordrandstörung

5.1. Vorbemerkungen

Die Harznordrandstörung stellt eine jener markanten Störungszonen im Südteil der Norddeutsch-Polnischen Senke (Haldenslebener Abbruch, Gardelegener Abbruch, Wittenberger Abbruch) dar, zu deren Charakter in vorliegender Arbeit ausgesagt werden soll. Der größte Teil der regionalen Störungszonen am Südrand der NPS ist nur indirekt zu verfolgen, da wegen jüngerer Überdeckung Aufschlüsse fehlen. Der Harznordrandstörung kommt daher eine wichtige Funktion als **M u s t e r - S t ö r u n g** zu, um die daran ermittelten tektonischen Informationen auf die unzugänglichen Störungen zu übertragen.

Als eine klassische Lokalität der saxonischen Tektonik hat die Harznordrandstörung - auch geologiegeschichtlich - eine besondere Bedeutung.

STILLE (1910) leitete die saxonische Rahmenfaltung ab; CLOOS (1917) beschrieb den tektonischen Vorgang der Drehverschiebung am Beispiel der Harznordrandstörung; FOUCAR (1936) entwickelte hier Vorstellungen zum Staffelbau der Harznordrandstörung und erklärte Überschiebungerscheinungen durch gravitativ bedingtes, späteres Zurücksinken einzelner Staffeln; RICHTER (1935) erkannte in den Harzvorsprüngen Sattelkerne eines älteren Faltenbaus; BORN (1937) beschrieb die Unregelmäßigkeiten im Verlauf der Harznordrandstörung als Verzahnungsbereiche älterer, teils südlich, teils nördlich liegender Massive; MÖBUS (1966) vermutete als Ursache für Vorsprünge und Einbuchtungen der Harznordrandstörung die Einbeziehung bereits vorhandener Verwerfungen bei der Ausgestaltung der Störung in der Kreide.

Im Folgenden werden Hinweise zur Morphologie und zeitlichen Entwicklung dieser Störungszone gegeben. Ferner sind Aussagen zu ihrer Struktur, zu den Deformationsformen in Schicht-einheiten der Aufrichtungszone und zur Kinematik der Störungszone möglich.

5.2. Zur Morphologie der Störung

An der Harznordrandstörung wird das variszisch gefaltete Grundgebirge des Harzes (Hochscholle) gegen die Subherzyne Senke (Tiefscholle) um ca. 4000 m versetzt. Dieser Betrag ist näherungsweise aus geophysikalischen Angaben zur Tiefenlage seismischer Reflektoren im Deckgebirge der Subherzynen Senke und durch Mächtigkeitsabschätzungen von ehemals über das Gebiet des Harzes hinweggreifenden Perm- und Triassedimenten ableitbar (vgl. MÖBUS 1966). Damit ist die Harznordrandstörung die bedeutendste tektonische Bewegungsbahn zur asymmetrischen Absenkung der Subherzynen Senke. Der Wiederanstieg des Grundgebirges im Untergrund der Subherzynen Senke nach Norden zur Flechtinger Scholle vollzieht sich allmählich, wird jedoch durch Dislokationen (Störungen) modifiziert.

STILLES Vorstellung von der saxonischen Rahmenfaltung wird in jüngerer Zeit durch die Beteiligung horizontaler Scherbewegungen an Schollengrenzen diskutiert.

Ein Nachweis für die Harznordrandstörung ist bisher nicht geführt worden. Ihr Charakter wechselt im Streichen zwischen einer flexurartigen Verbiegung (MÖBUS, 1966) im SE und einer nach NNE gerichteten Aufschiebung im NW-Teil. Die von MÖBUS beschriebene Intensitätsabnahme nach SE trifft generell zu, doch scheint im SE-Teil das Bild einer flexurartigen Verbiegung nur aufschlußbedingt zu sein. Das kleintektonische Inventar der Störungszone läßt auch hier eine Verwerfung erwarten.

Für Aussagen zur Tiefenreichweite der Störung sind wir noch weitgehend auf Schätzungen angewiesen. Da der Versatzbetrag allein schon ~ 4000 m erreicht, sind für die Tiefenerstreckung der Störung noch weit größere Werte zu vermuten.

Ein angenäherter Tiefenwert läßt sich nach BANKWITZ (1980) aus der Längserstreckung von Störungszonen ermitteln. Da die Harznordrandstörung durch Teilelemente aufgebaut wird, ist auch von der Länge dieser Störungen auszugehen. Geht man von der Proportionalität der Beziehung zwischen dem Oberflächenanschnitt und der Tiefenreichweite aus, wobei wegen geänderter P-T-Bedingungen mit Modifikationen zu rechnen ist, dann ist mit einer Tiefenreichweite der Harznordrandstörung von näherungsweise 10 - 12 km zu rechnen.

In der gesamten Erstreckung der Störungszone wurde das jungpaläozoisch-mesozoische Deckgebirge der Subherzynen Senke auf einer Breite bis zu 2,5 km steilgestellt. Kleintektonische Untersuchungen im Bereich dieser sogenannten Aufrichtungszone erlauben Aussagen über den zeitlichen Ablauf und die Kinematik der tektonischen Bewegungen an der eigentlichen Störungszone.

5.3. Zum Bewegungsablauf der Harznordrandstörung

Die Harznordrandstörung ist ein spätestens variszisch angelegtes tektonisches Element. Es wurde während der gesamten nachfolgenden Entwicklung mehrfach reaktiviert. Anzeichen für eine variszische bzw. spätvariszische NW-SE gerichtete Bruchtektonik liefern das Streichen von Kersanitgängen im Mittelharz, die Orientierung des Ilsesteingranits (Autun I nach BENEK u.a., 1973) und des Elfenstein-Quarzganges (nachgranitisch aktivierte Störungsrichtung nach MOHR, 1978).

Während des nachfolgenden Tafeldeckgebirgsstadiums decken sich die Hauptaktivitätszeiten im Bereich der Harznordrandstörung zeitlich mit der Gesamtentwicklung der NPS. Im älteren jungpaläozoisch-mesozoischen Deckgebirge (Unterperm - Trias, Hauptabsenkungsstadium der NPS) dominieren in der Umgebung des Harzes rheinisch streichende Strukturen (Eichsfeld-Altmark-Schwelle, vgl. Pkt. 4.2.). Seit dem Buntsandstein werden diese in zunehmendem Maße im Bereich der späteren NW-SE-Brüche quergegliedert. Seit der Wende vom Mittleren zum Oberen Keuper herrscht das NW-SE Streichen auch im paläogeographischen Strukturbild vor. So treten nach BEUTLER (1980) im nördlichen Anschlußgebiet (südliche Altmark) zu dieser Zeit bereits Mulden- und Sattelstrukturen mit NW-SE Streichen auf. Im Bereich der Harznordrandstörung weisen lithologische Unterschiede und Mächtigkeitsverringerungen nach SW auf Hebungen an der Harz-Scholle hin.

In der NPS erfolgt während dieser Zeit der Übergang zum Differenzierungsstadium, das nach NÖLDEKE und SCHWAB (1981) durch Dehnungsbewegungen im Bereich von NW-SE streichenden Schollengrenzen gekennzeichnet ist. Eine schrittweise Umstellung des Beanspruchungsplanes zwischen Oberem Keuper und der Unterkreide leiten TRÖGER & KURZE (1980) aus lithofaziellen Untersuchungen in der Subherzynen Senke ab. Im Jura existieren im Harzvorland schmale Sedimenttröge, deren Längsachsen NW-SE-orientiert sind.

Strukturell von Bedeutung ist die jungkimmerisch beginnende Verstärkung der relativen Aufwärtsbewegung der Harzscholle. Auf jungkimmerische Bewegungen geht nach

RICHTER (1935) die Aktivierung der NNW-SSE bis NW-SE streichenden Schollengrenzen besonders im Westteil der Subherzynen Senke zurück. Vermutlich im Zusammenhang mit den jungkimmerischen Bewegungen wird die Harznordrandstörung als Abschiebungssystem angelegt und während der subherzynen Phasen (STILLE, 1924) durch NNE gerichtete Kompression in eine Aufschiebung überprägt. Dabei wandert die Hauptaktivität räumlich vom NW- zum SE-Teil der Störungszone. WEBER (1977) verweist jedoch darauf, daß der Weitungscharakter an den NW-SE gerichteten Störungszone nur einen Sekundäreffekt zu den vertikalen Verschiebungen im Bereich dieser Störungszone darstellt.

Der Wernigeroder Phase kommt für die Heraushebung und Aufschiebung des (Unter-)Harzes auf sein Vorland und die damit verbundene Steilstellung der jungpaläozoisch-mesozoischen Schichtenfolge die größte Bedeutung zu. Sie ist altersmäßig nach JUBITZ (1957) in die Zeit der Bildung der Blankenburg-Folge (Oberkreide) zu stellen. Diese Erscheinungen decken sich mit analogen Beobachtungen an benachbarten Störungszone (vgl. Pkt. 3.).

Die Heraushebung des Harzes wurde durch Dehnungsstrukturen kompensiert, wie FRANZKE (1976) nachwies. Heraushebung und Aufschiebung der Harzscholle nach NNE wirken sich in den inkompetenteren Vorlandsedimenten der Aufrichtungszone durch Schichtrotationen und raptuelle Deformationen (Klüfte, Kleinstörungen ...) aus. Sie lassen sich auch in einem schmalen Streifen der Harz-Scholle nachweisen. Die raptuellen Deformationen müssen i.w.S. auf die subherzynen Bewegungen zurückgeführt werden. Die Intensität der subherzynen Bewegungen geht indirekt aus der Mächtigkeit der Oberkreidesedimente in den sogenannten Randtrögen (VOIGT, 1963) hervor, die sich vor der heraushebenden Harzscholle bildeten.

Im Anschluß an die strukturbildenden subherzynen Bewegungen erfolgten nach SCHWAB (1966) postmitteloligozäne Hebungen der Harzscholle in einer Größenordnung von 150 - 200 m. Weitere Hinweise zu fortgesetzten neotektonischen Aktivitäten im Bereich der Harznordrandstörung sind unter Pkt. 5.7. zusammengestellt.

5.4. Die Struktur der Harznordrandstörung

Die eigentliche Harznordrandstörung (Hauptversatz zwischen der Harz- und Subherzynen Scholle) ist nur selten der Beobachtung zugänglich. Jedoch gestattet die Analyse des kleintektonischen Inventars im Bereich der Aufrichtungszone und im Nordteil des Harzes eine nähere Charakterisierung dieser Störungszone.

So führte FOUCAR (1936) seine umfangreichen Untersuchungen zur Analyse der Lagerungsverhältnisse im Streichen der Harznordrandstörung hauptsächlich in Aufschlüssen des Muschelkalks und der Oberkreide durch; SCHWAB (1980) leitete ebenfalls aus dem kleintektonischen Inventar in Muschelkalkaufschlüssen der Aufrichtungszone das Bewegungsverhalten zwischen der Hoch- und Tiefscholle ab.

Genutzt wird in dieser Analyse die Übereinstimmung des regionaltektonischen Charakters einer Störungszone mit dem kleintektonischen Gefügeinventar in deren unmittelbarer Nähe.

Ziel der eigenen Untersuchungen im Bereich der Aufrichtungszone war es, mittels kleintektonischer Aufnahmen in Aufschlüssen der Trias und Kreide Hinweise zum Deformationsvorgang im Bereich der Harznordrandstörung zu erlangen. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf die Ermittlung von unterschiedlichen Deformationsintensitäten im Streichen und quer zu dieser Störungszone gelegt. Entsprechend der regionaltektonischen Position dieser Störungszone im Bilde Mitteleuropas (vgl. Pkt. 3.), galt es ebenfalls Fragen der Kompressionstektonik und möglichen horizontalen Verschiebungen nachzugehen.

Abb. 6 veranschaulicht die Lagerungsverhältnisse von Trias- und Kreidesedimenten im Bereich der Harznordrandstörung. Die Fallwerte sind in 5 Gruppen zusammengefaßt und durch Signaturen gekennzeichnet ($0-15^{\circ}$, $16-30^{\circ}$, $66-80^{\circ}$, $81-90^{\circ}$). Die variierende Klassenbreite wurde nach geologischen Gesichtspunkten festgelegt und eine Unterscheidung nach untersuchten Schichten in Muschelkalk und älter und jünger als Muschelkalk vorgenommen. Das Streichen der Vorlandsedimente läßt sich zu Bereichen einheitlicher Orientierung zusammenfassen. Die Unterschiede deuten auf eine Untergliederung dieser Störung in mehrere Teilelemente.

Durch diese Teilstörungen entstehen die Vorsprünge und Einbuchtungen im Verlauf des rezenten Anschnitts der Harznordrandstörung.

Zu ähnlichen Aussagen gelangt KÖPPER (1977) für den westlichen Anteil der Harznordrandstörung (westlich der Staatsgrenze der DDR). WUNDERLICH (1953) zeigte anhand der Schimmerwaldzacke die Möglichkeit, daß auch gravitativ bedingte Gleitungen zu Überfahrungen der Aufrichtungszone geführt haben können. Eine ähnliche Begründung dürfte der weit vorspringende Sporn von Rieder haben, der auf das Streichen der Vorlandschichten nur unwesentlichen Einfluß nimmt.

Für die Auflösung der Harznordrandstörung in Teilelemente sprechen ebenfalls die differierenden Einfallrichtungen vergleichbarer Horizonte.

Abb. 6 wurde durch Angaben zum Abstand zwischen dem Ausstrich des gefalteten Harzpaläozoikums an der Südflanke der Störung und dem Ausstrich der Muschelkalkunterfläche in der Aufrichtungszone ergänzt. Die in Teilbereichen zu beobachtenden großen Unterschiede sind ein Maß für die unterschiedlich weit nach N bzw. NNE gerichtete Aufschiebung des Harzes auf sein Vorland, die wiederum an Mobilitätsunterschiede der Harznordrandteilstörungen geknüpft ist. Die Bindung der unterschiedlichen Auf- bzw. Überschiebungsweiten an Teilstörungen bzw. an die Vorsprünge und Einbuchtungen des Harznordrandes ist an den Spornen von Rieder und Wernigerode besonders augenfällig. Sie belegen eine Eigenständigkeit der Teilstörungen. Das Fehlen oder Vorhandensein von Zechstein an der Oberfläche ist ebenfalls ein Ausdruck unterschiedlicher horizontaler Beanspruchung im Verlaufe der Harznordrandstörung.

Die Auflösung der Harznordrandstörung in Teilelemente erfolgt nicht nur im Streichen der Störungszone, sondern auch quer dazu (subparallele Störungsbündel).

SCHLEGEL (1961) konnte für den nördlichen Harz, der sogenannten herzynischen Randzone, postrotliegende Scholleneinkippungen um herzynische Achsen nachweisen, die ursächlich mit Aktivitäten der Harznordrandstörung in Zusammenhang gebracht werden. Auf die Vielzahl von WNW-ESE streichenden Störungen innerhalb der Harzscholle machte FRANKE (1976) aufmerksam. BENEK (1967) ermittelte im Nordteil des Ramberg-Plutons eine deutliche Zunahme flachherzynisch streichender Klüfte, Störungen und Quarzgänge, die als postgranitische Neubildungen angesehen werden müssen. Von Interesse ist auch die Ausbildung des Nordrandes des Ramberg-Plutons, der als ein Parallelelement zur Harznordrandstörung ausgebildet ist. BENEK vermutet aus petrologischen Gründen, daß der primäre Nordrand (Kontakt) des Granits ursprünglich 1 km weiter nördlich gelegen hat. Die sich nördlich der Granitnordrandstörung befindlichen paläozoischen Sedimente sind gegenüber dem Granit an steil nach SSW einfallenden Bewegungsbahnen abgesenkt worden.

Das kleintektonische Inventar in der Aufrichtungszone wurde weitgehend durch Pressungstektonik (subherzyne Phasen) angelegt. Ältere rupturale Weitungsstrukturen sind überprägt und nur noch schwer erkennbar. Typische Beispiele derartiger Überprägungen bieten die zahlreichen Aufschlüsse des Muschelkalks in der Aufrichtungszone.

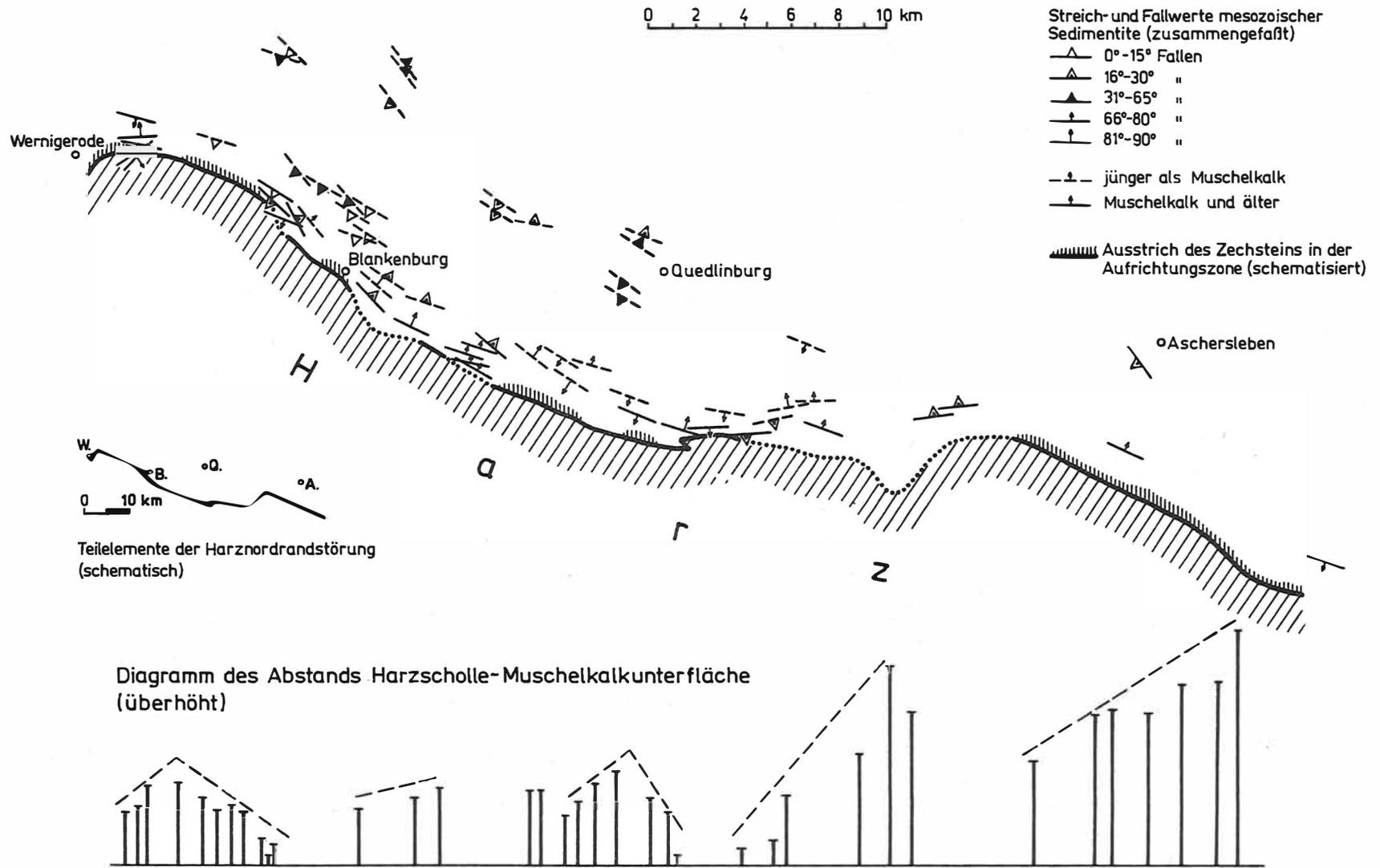


Abb. 6 Lagerungsverhältnisse in der Aufrichtungzone

Neben Harnischrillungen treten im Bereich herzynisch streichender, flach einfallender Störungen, die vor der Steilstellung der Schichten z.T. als Abschiebungen entwickelt waren, linsige Zerschörungen und Mylonitisierungen auf. Als Folge der nach NNE gerichteten Kompression (Hochscholle zur Tiefscholle) entwickelten sich außerdem rheinisch orientierte Störungen kleinerer Größenordnung, die durch Engklüftungszonen begleitet werden. Die rheinischen Strukturen durchschlagen das herzynisch orientierte tektonische Inventar innerhalb der Aufrichtungszone. Sie können folglich frühestens im Spätstadium der Wernigeröder Phase angelegt worden sein. Im Aufschlußbereich läßt sich diese aktivierte rheinische Richtung als tektonisch ac erkennen.

Die Auflösung der Harznordrandstörung in Teilelemente spricht für Verhältnisse, wie sie durch das `s p o t - s l i p - M o d e l l` (vgl. BANKWITZ, 1979) beschrieben werden.

5.5. Deformationsformen in Sedimentiten der Aufrichtungszone

Deformationsformen im Buntsandstein

Am lithologischen Aufbau des Buntsandsteins sind überwiegend Sandstein, Siltstein, Tonstein und geringfügig karbonatische Bildungen beteiligt. Synsedimentär dominieren NNE-SSW orientierte Mächtigkeits- und Faziesgrenzen (vgl. Abschn. 3.).

Das jetzige `D e f o r m a t i o n s i n v e n t a r` wurde im wesentlichen während der Wernigeröder Phase angelegt. Der hohe Anteil feinklastischer Gesteine führte zur Umwandlung eines großen Teils der Deformationsenergie in plastische Verformung. Rupturelle Deformationen treten daher zurück. Die generellen Lagerungsverhältnisse innerhalb der Aufrichtungszone entsprechen denen der benachbarten Schichteinheiten; sie zeigen die unter Pkt. 5.4. beschriebene Varianz im Streichen, und sie fallen überwiegend mit $90-80^{\circ}$ nach NNE oder SSW. Während der Aufrichtung der Buntsandsteinschichten müssen zahlreiche schichtflächenparallele Gleitungen stattgefunden haben. Selten erscheinen winklig dazu orientierte Störungen. Abb. 7 zeigt ein Beispiel einer derartigen Störung mit geringem Versatzbetrag (Aufschluß Tongrube Heuer, östlich Wernigerode). Häufiger sind Beispiele plastischer Deformation, wie der Anlage von kleinen Falten im unteren Buntsandstein des Nordbahnanschnitts in Thale, die im Anschluß an die Aufrichtung der Schichten erfolgte.

Deformationsformen im Muschelkalk

Ähnlich den Verhältnissen zur Zeit des Buntsandsteins dominieren während der Wellenkalk- und Hauptmuschelkalk-Folge rheinisch gerichtete synsedimentäre Vorzugsrichtungen, die zur Zeit der Anhydrit-Folge durch herzynisches Streichen unterbrochen werden. Lithologisch dominieren im Unteren und Oberen Muschelkalk Mergelkalke, in die Kristallin-, Ooid- und Glaskalke eingelagert sind. Die Aufschlußverhältnisse sind für den Unteren und Oberen Muschelkalk gut; wohingegen Mittlerer Muschelkalk kaum aufgeschlossen ist.

`S t r u k t u r p r ä g e n d` wirkte sich die Wernigeröder Phase aus. Im Folgenden werden stellvertretend für viele andere Aufschlüsse einige Beispiele für deren Wirkungen gegeben (Aufschlußreihenfolge von E nach W). Besonders hingewiesen sei dabei auf Deformationserscheinungen, die über den "normalen" Aufrichtungsvorgang hinausgehen.

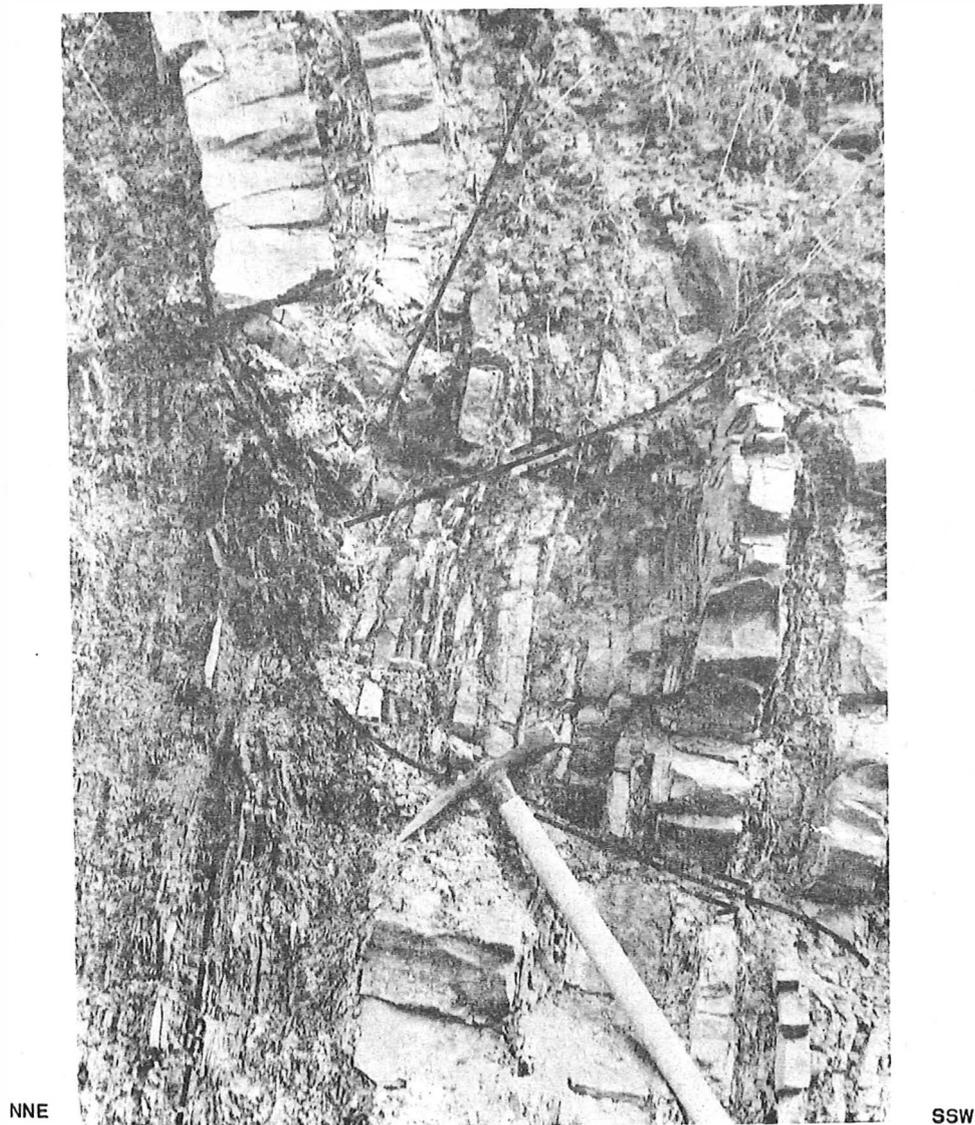


Abb. 7 Tongrube Heuer östlich Wernigerode, Störungszone im Unteren Buntsandstein

Aufschluß Welbsleben, Kalkberg, auflässiger Werksteinbruch, Wellenkalk-Folge, Niveau Oolith-Bank

Im Aufschlußbereich steht eine Wechsellagerung aus kristallinen und mergeligen Kalken an. Die Schichten fallen generell mit $70-75^\circ$ nach NNE (ca. 25°) ein. Während des Aufrichtungsvorgangs führten schichtflächenparallele Gleitungen zur Entstehung von Reibungsbrekzien. Härteunterschiede der wechsellagernden Kalkbänke förderten den Prozeß. Die phakoidartigen Linsen aus dichten Glaskalken werden von dünnplattig ausgewalzten Mergelkalken umflossen. Die bis zu einigen dm langen Linsen liegen mit der Längsachse in der Schichtung. Sie unterscheiden sich deutlich von den unmittelbar südlich benachbarten synsedimentären Rutschmassen (siehe Abb. 8 Hauptkluftrichtung EL (Einfalllineare) $310/80-90^\circ$; Stylolithen mit aufrichtet EL ca. 160° ; Zapfenlänge in Abhängigkeit vom Lithotyp: im oolithischen Kalk bis 0,2 cm lang, im Glaskalk 0,3 - 1,1 cm lang).



NNE

SSW

Abb. 8 Auflässiger Steinbruch Welbsleben, Reibungsbrekzie im Unteren Muschelkalk

Aufschluß Ermsleben, Steinbruch, Wellenkalk-Folge, fast vollst. Profil

Aufgeschlossen sind Mergelkalke mit den bekannten eingelagerten Bankzonen. Die Schichten fallen mit $45-50^\circ$ nach N ein. Im Anschluß an die Aufrichtung erfolgten keine wesentlichen weiteren Deformationen.

Klüfte treten mit steilem Einfallen gehäuft in N-S-Richtung auf und sind z.T. mit Harnischen belegt.

Aufschluß Ballenstadt, auflässiger Steinbruch, Wellenkalk-Folge, oberer Teil

Die Mergelkalke fallen mit $75-80^\circ$ nach NNE ($15-25^\circ$) ein. Als Anzeichen für horizontale Beanspruchung im Anschluß an die Steilstellung der Schichten treten Flexuren und Versätze (dm-m Bereich) auf. Die Flexuren sind meist an die Bereiche der flaserigen Wellenkalke geknüpft, während kompakte kristalline Bänke versetzt werden. Verbiegungen und Versätze erfolgen entlang flacher, meist mit $10-20^\circ$ nach NNE, aber auch nach SSW einfallender Störungsbahnen.

Aufschluß Roseburg, Burggraben, Wellenkalk-Folge, Niveau Terebratel-Zone

Die Schichten fallen mit $75-85^\circ$ nach SSW (185°) ein, sind also überkippt. Im unteren Aufschlußbereich stehen überkippte Mergelkalke an. Nach oben werden diese durch flach bis mittelmäßig nach NNW bis NE einfallende Störungen abgeschnitten und durch eine Wechsellaagerung aus kristallinen und mergeligen Kalken überlagert. In Störungsnähe wurde das Pri-

märgefüge vollständig überprägt und durch horizontale, nach NNE gerichtete Gleitbewegungen ein tektonisches Gefüge mit cm bis dm großen Scherlinsen erzeugt (Abb. 9). Eine frühere Anlage der Störungen (vor der Steilstellung der Schichten) als Abschiebungsflächen ist möglich.

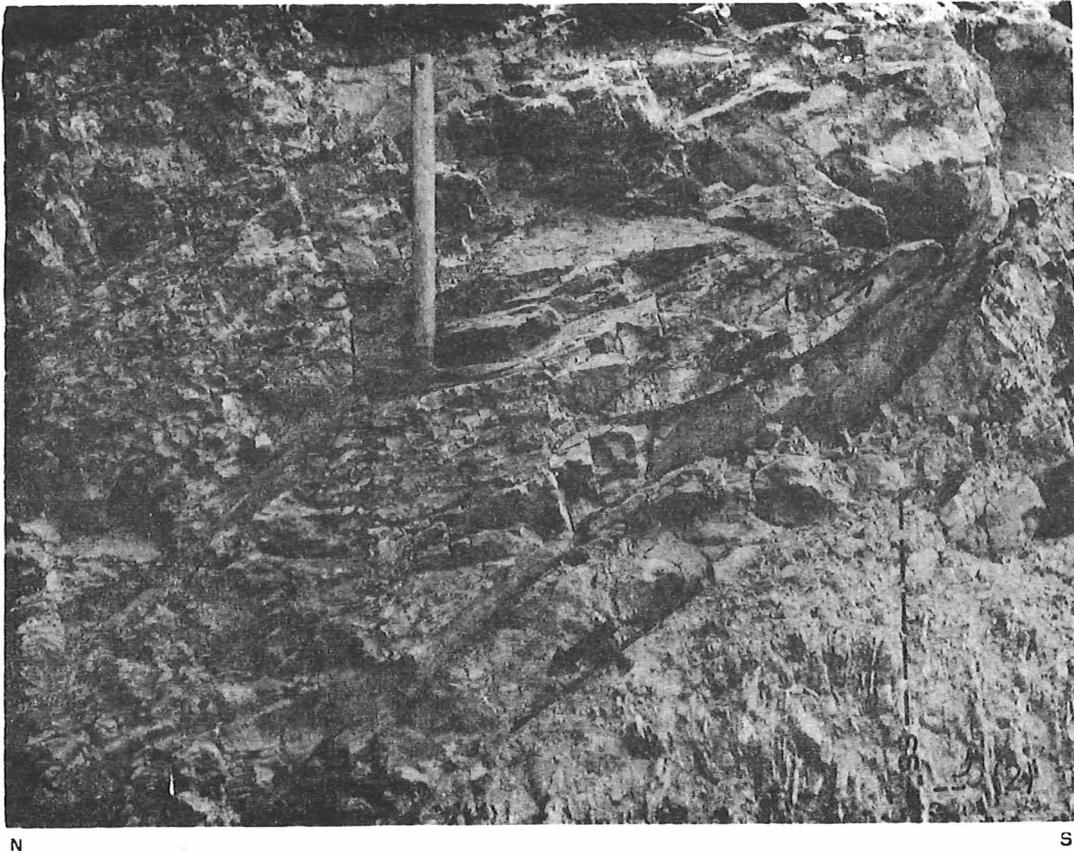


Abb. 9 Burggraben Roseburg, Störungszone im Unteren Muschelkalk

Aufschluß Gernrode, Steinbruch, Wellenkalk-Folge

Die Mergelkalke fallen etwa 70 bis 80° SSW, d.h. gegen den Harz. Neben parallel bis spitzwinklig zur Schichtung verlaufenden Gleitungen beziehungsweise Abscherungen, die Folgen der Aufrichtung des Schichtverbandes sind, treten in geringem Maße jüngere Deformationen auf. Diese erzeugten meist flach NNE fallende Störungen, die in tonreicheren inkompetenteren Schichten in flexurartige Verbiegungen übergehen.

Aufschluß Teufelsbachtal, Hanganschnitt, Hauptmuschelkalkfolge und Unteres Campan

Locus typicus für die Wernigeröder Phase, von CLOOS (1917) als Beispiel einer Drehverschiebung erkannt, spätere Darstellungen bei JUBITZ u.a. (1957) und SCHWAB (1980) bestätigen die tektonische Ursache für die Einmuldung der transgressiven Oberkreidenschichten. Aus der Deformation des ursprünglich sählig lagernden Transgressionshorizonts läßt sich der Anteil der tektonischen Nachbewegungen im Anschluß an die Wernigeröder Phase ermitteln.

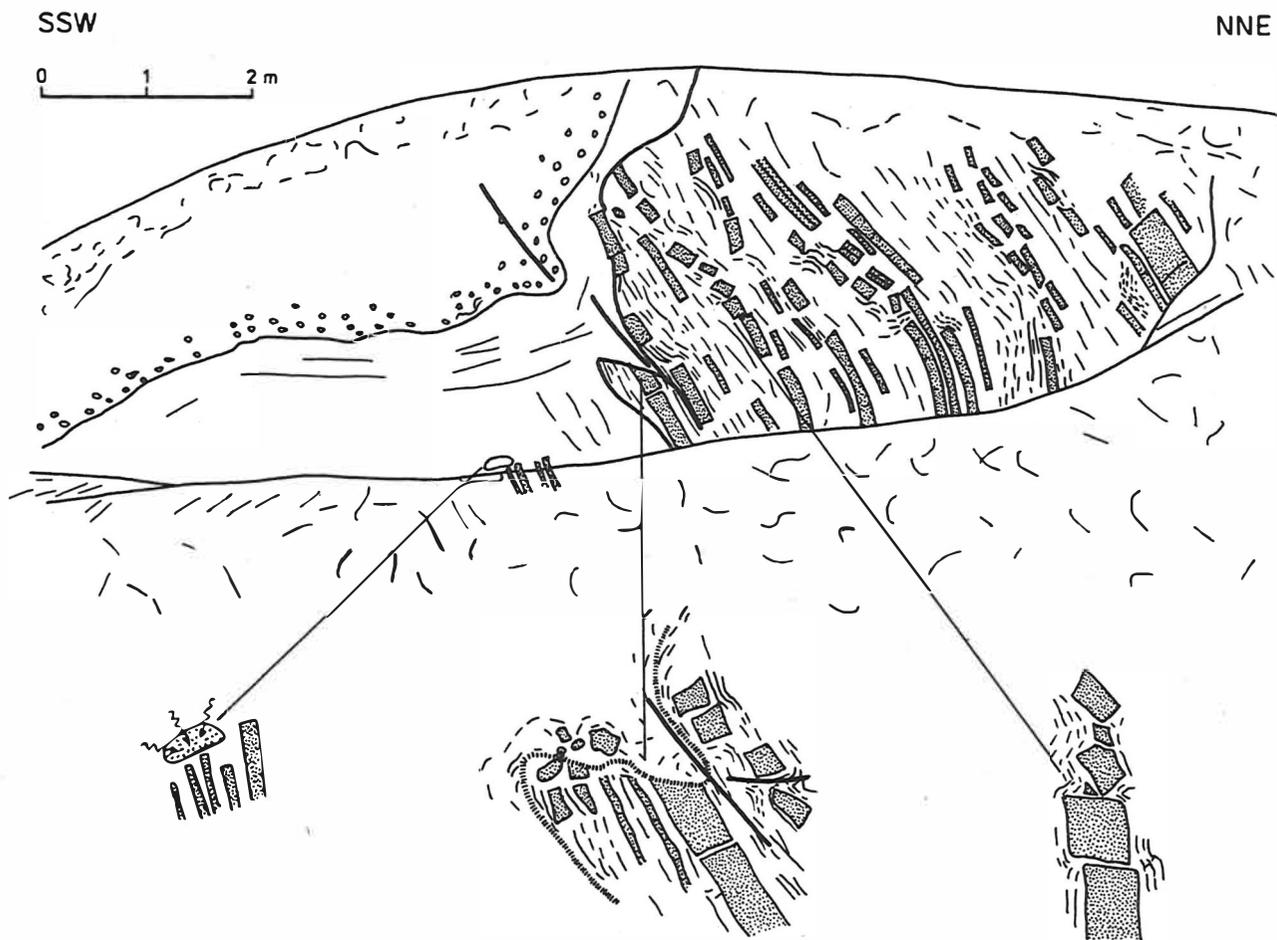


Abb. 10 Aufschluß Teufelsbachtal, Kreidetransgression über
 Muschelkalk, tektonische Einmündung durch
 CLOOS'sche Drehverschiebung

Abb. 10 zeigt den gegenwärtigen Aufschlußzustand. Die für die Drehverschiebung notwendigen schichtflächenparallelen Gleitungen waren in den tonreichen Partien der Ceratiten-Schichten besonders leicht zu realisieren. Verbunden damit sind zahlreiche kleine Versätze (Ab- und Aufschiebungen) der kompetenten Bänke, die mit "Verknetungen" der tonigen Zwischenlagen einhergehen. Ein Teil der Bewegungsbahnen des Muschelkalks setzt sich auch in den Oberkreide-Schichten fort (gut sichtbar durch spitzwinklige Verbiegung der Geröllage), jedoch sind intensive Zerschörungen an den Bereich des CLOOSSchen "Schlittens" gebunden.

Aufschluß Michaelstein, aufl. Steinbruch, Wellenkalk-Folge, Oberkreide, Sandsteine des Campan

Die Mergelkalke der Wellenkalk-Folge fallen mit 70° nach WSW ein (245°). Am Nordstoß durchschlägt eine mit 50° nach ENE (70°) einfallende Störung mit scharfer Begrenzung (Spiegelharnische) die überkippten Schichten; in ihrem Verlauf paßt sich diese Störung dem Streichen des Harzrandes an. Sie stellt die konjugierte Störungsrichtung zu den CLOOSSchen Drehverschiebungen dar.

An der Ostflanke des Aufschlusses wird der überkippte Muschelkalk von mergeligen Sandsteinen der Oberkreide überlagert. Die Schichtköpfe der Wellenkalk-Folge bilden eine relativ glatte Oberfläche. An der Basis der Kreidesedimente sind sporadisch Geröllagen entwickelt. Im CLOOSSchen Sinne entspricht dieser Aufschlußteil dem "Stamm", da Unterlage und Decks noch wie früher verbunden sind. Da die mergeligen Kreidesandsteine mit etwa 40° nach NE bis ENE einfallen (wie auch die Oberfläche der aufgerichteten Trias-Kalke), ist damit zugleich ein Maß für den Anteil der Bewegungen gegeben, die sich nach der Wernigeröder Phase ereigneten. Die transgressive Oberkreide-Serie traf also etwa mit 70° nach NE einfallende Trias an. Die weiteren Verstellungen (Überkipfung um 20° , d.h. insgesamt Rotation um 40°) betrafen die nun einheitliche Unterlage und Decke.

Deformationsformen in der Heidelberg-Folge (Oberkreide)

Die Sedimentation der Heidelberg-Folge dokumentiert als **R a n d t r o g f ü l l u n g** (vgl. VOIGT, 1963; TRÖGER & KURZE, 1980) Aktivitäten der Harzscholle. Der dem Harz nördlich vorgelagerte Randtrog erstreckte sich etwa von Aschersleben bis an die NW-Ecke des Harzes.

Die ausgezeichnete Rundung und sehr gute Sortierung der Heidelberg-Sandsteine sprechen nach TIWARI und ROY (1974) für eine Aufarbeitung von Triassedimenten. Diese sollen über Blankenburg - Heimburg nach Norden geschüttet worden sein. Im untersuchten Gebiet treten nur geringe fazielle Unterschiede auf.

Im Folgenden soll am Beispiel des Heidelberg-Sandsteins die Abhängigkeit des **D e - f o r m a t i o n s g r a d e s** der mesozoischen Sedimente von deren tektonischer Position gezeigt werden.

Nach TIWARI und ROY sind die Sandsteine hier überwiegend bankig geschichtet oder weisen eine massige Absonderung auf. Dieser Schichtungstyp begünstigt die Entstehung der nachfolgend beschriebenen linsigen Zerschörung. Die untersuchten Deformationen sind damit auf die Änderung der Spannung in Abhängigkeit zur tektonischen Position zurückzuführen.

Gegenwärtig befinden sich die Gesteine der Heidelberg-Folge im Gebiet Blankenburg - Heimburg - Quedlinburg - Darenburg in asymmetrischer Muldenstellung. Einer steil aufgerichteten SW-Flanke im Bereich der Aufrichtungszone steht der flache Gegenflügel des Quedlinburger Sattels gegenüber. Anhand einer quer zur Harznordrandzone streichenden Aufschlußtrasse läßt sich die Änderung des Deformationsgrades in Annäherung an die Harznordrandstörung zeigen (Abb. 11) und damit eine tektonische Zonierung nachweisen. Folgende Deformationszonen können unterschieden werden:

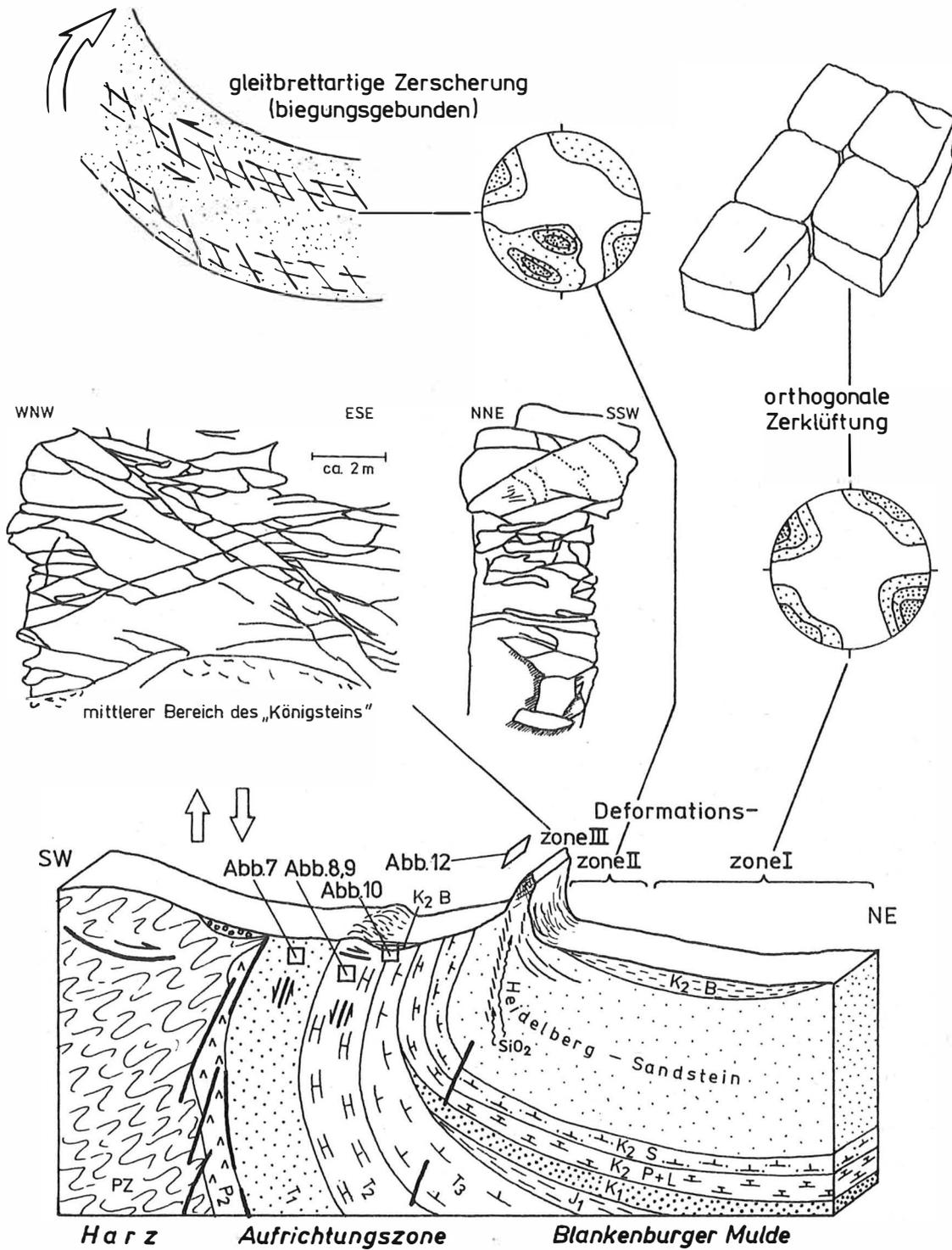


Abb. 11 Schematisches Profil durch die Aufrichtungszone und Deformationszonierung im Heidelbergsandstein, Oberkreide

- Zone I: Nördliche Flanke der Blankenburger Mulde
Schichtflächen: flach, etwa 10° nach SW einfallend
Deformationsgrad: gering, steil einfallende orthogonale Klüftung, davon "ac" NE bis NNE orientiert
- Zone II: Südliche Muldenflanke der Blankenburger Mulde
Schichtflächen $10-60^\circ$ nach NE bis NNE einfallend
(Beginn der Aufrichtungszone)
Deformationsgrad: Vorherrschen von Biegungs-Zerschörung,
Anlage von Scherflächensystemen (Scherlinsen) als Folge von Schichtrotation
- Zone III: Aufrichtungszone i.e.S.
Schichtflächen: steil, $60-90^\circ$ nach NE bis NNE einfallend, einschließlich Überkipfungsbereich
Deformationsgrad: Anlage von Scherlinsen in Zusammenhang mit der Bildung neuer Scherflächensysteme als Folge von Horizontalkompression

Das Profil liegt NE-lich und E-lich Blankenburg und beginnt im NE mit dem Aufschluß Harlippenberg. Hier fällt der Sandstein der Heidelberg-Folge mit etwa 12° in Richtung SW ein. Der Aufschluß befindet sich damit nördlich der Muldenachse (Blankenburger Mulde). Es dominiert eine orthogonale Klüftung, wobei im Aufschluß anhand von Weitungsbeiträgen, Klufthäufigkeit und der Position zum Harznordrand die ac-Richtung direkt mit etwa 60° abgelesen werden kann. Diese, als NE bis ENE ermittelte Hauptkluftrichtung ist nur für die engere Umgebung des Aufschlusses zutreffend. Im Streichen dieses Aufschlusses dreht diese Hauptkluftrichtung auf etwa 30° . Dabei bleibt die generelle Deformationsform erhalten. Der Deformationsgrad ist in dieser Zone (Zone I) relativ gering.

Im Aufschluß "Pfeifenkrug" westlich Blankenburg lassen sich die ac-Klüfte näher charakterisieren. Diese fallen hier überwiegend mit 70° nach SE ein ($125-135^\circ$), sind geweiht (einige mm), mit Fe-Oxid belegt und sehr eben. Häufig überlappen sich Anfang und Ende benachbarter Klüfte um einige dm, ohne im Zwischenstück (meist einige cm dick) Anzeichen von Deformation erkennen zu lassen. Folglich kann von einem "Springen" der Deformation gesprochen werden, wie es ähnlich auch für die Teilelemente der Harznordrandstörung zutreffen sollte.

Die folgenden Aufschlüsse liegen südlich der Muldenachse an der N-Flanke des Heidelberges und gehören damit zum flachen Teil der Aufrichtungszone (Zone II). Im Aufschluß oberhalb des Blankenburger Friedhofs liegt der mit $10-15^\circ$ nach NE einfallende Sandstein der Heidelberg-Folge in anderer Deformationsform vor. NE orientierte, steil einfallende Klüfte treten stark in den Hintergrund; es dominiert eine Deformation vom Typ der l i n s i g e n Z e r s c h e r u n g, die bisher FIEDLER (1974) im Bereich des Harznordrandes aus karbonatischen Gesteinen der Kreide beschrieben hat. Durch zwei sich spitzwinklig schneidende, flach nach NE einfallende Klufschare entstehen ca. 2 - 4 dm lange Linsen, deren Streichen im herzynisch verlaufenden tektonischen "b" liegt. Das Einfallen dieser Scherflächen beträgt $5-20^\circ$ und $30-45^\circ$. Die entstandenen Linsen sind schichtflächenparallel orientiert. Zwischen ihnen treten mitunter bis 5 mm dicke Sandlagen auf, die als Abrieb Relativbewegungen der Linsen dokumentieren. Da der Sandstein gering verfestigt ist, können Rillungen nur selten gefunden werden. Derartige Zerschörungen betreffen nicht das gesamte Schichtpaket, sondern sie liegen als schmale Zonen erhöhter Deformation inmitten gering deformierter Sandsteine. Die Mächtigkeit der zerscherten Zonen beträgt wenige m und wird von den flankierenden, gering deformierten Gesteinen übertroffen. In Annäherung

an die Harznordrandstörung - indirekt durch Zunahme des Einfallwinkels gekennzeichnet - ändert sich das Verhältnis zugunsten der deformierten Bereiche. Mit steigendem Einfallwinkel ist eine Verkleinerung der Linsen verbunden. Eindrucksvoll kann diese im 600 m weiter östlich gelegenen Aufschluß am Trockental beobachtet werden. Der Fallwert beträgt hier 50° , die Linsen sind wiederum schichtflächenparallel angeordnet. Die Verkleinerung der Linsen zeigt eine gesteigerte Deformationsintensität. Die Entstehung dieses Deformationstyps läßt sich mit der kompressiven Beanspruchung der Schichten während der Aufrichtung erklären. Er ist damit räumlich an die Zone der intensivsten Biegung gebunden. Dieser Deformationstyp kann sich nur in dickbankigen homogenen Schichtenfolgen einstellen, in dünnplattigen wird die entsprechende Spannung durch schichtflächenparallele Gleitung abgebaut.

Im unweit gelegenen Aufschluß "Gewittergrotte" treten neben den bisher beschriebenen linsigen Zerscherungen Einkieselungserscheinungen auf. Die Einkieselung geht von Scherflächen (Migrationsbahnen) aus, die mit $55-60^\circ$ nach NE einfallen; die Kieselsäure verteilt sich einige dm weit entlang dem gesamten, in der näheren Umgebung befindlichen Flächeninventar ins Nebengestein. In weiterer Annäherung an die Harznordrandstörung erfaßt die Einkieselung nicht nur das Flächeninventar; vielmehr kommt es zu einer $\frac{1}{2}$ vollständigen Durchtränkung des Sandsteins.

Vermutlich entstammt die für die Silifizierung notwendige kieselensäurehaltige Lösung dem Sediment selbst. Darauf weisen Korrosionserscheinungen an detritischen Quarzkörnern hin, die TIWARI und ROY (1974) beobachtet haben. Ursprünglich wurde ein Zusammenhang zwischen der Deformationsintensität und der Stärke der Einkieselungserscheinung vermutet. Da Einkieselungserscheinungen aber nicht nur im Bereich der Harznordrandstörung, sondern auch am Quedlinburger Sattel, ebenfalls flächenabbildend, beobachtet werden können (vgl. HEIMLICH, 1956), läßt sich ein Zusammenhang mit dem paläohydrodynamischen Strömungsregime der Kompaktionswässer vermuten, die in Richtung des Druckgefälles in die Randbereiche des Bekkens wandern und damit für die Heranführung der kieselensäurehaltigen Lösung verantwortlich sind.

In der nächstfolgenden Deformationszone (Zone III) liegen die Schichten der Heidelberg-Folge generell in steil aufgerichteter oder überkippter Lagerung vor. Wurde die bisher beschriebene linsige Zerscherung letztlich durch $\frac{1}{2}$ vertikal gerichtete Schollenbewegung verursacht, so lassen sich in den sogenannten "Teufelsmauern" zusätzlich zahlreiche Indizien für horizontal angreifende Kräfte finden. Ein charakteristisches Merkmal dieses steil aufgerichteten Bereiches ist die von FOUCAR (1936) ermittelte Orientierung von herzynisch streichenden Scherflächen mit entgegengesetztem Einfallen. Die Flächen schneiden sich überwiegend mit einem Winkel von 60° . Die Lage der Winkelhalbierenden schwankt etwa 20° um die Waagerechte. Durch die Öffnung des spitzen Scherflächenwinkels zur Waagerechten kann auf horizontal wirkende Kompression geschlossen werden. FOUCARs weitergehenden Schlüssen über eine vergleichbare Genese der Scherflächen in der unter (II) genannten Deformationszone und dem letztgenannten Scherflächensystem kann nicht zugestimmt werden, da beide Scherflächensysteme voneinander abweichende Ursachen haben (Deformation in Zone II durch Biegung, in Zone III durch horizontale Scherung).

Nicht immer sind im Bereich der Zone III zwei Scherflächenschare entwickelt. In diesem Fall entsteht ein bruchschieferungsähnliches Gefüge, das jedoch keine generell neue Deformationsform darstellt. Der Abstand dieser Flächen wechselt in den einzelnen Aufschlüssen und liegt im Bereich weniger mm bis einiger dm.

Das herzynisch orientierte Flächeninventar wird durch NNE-SSW orientierte Störungen und Engklüftungszonen durchschlagen. Diese bewirken die Zerlegung der sogenannten "Teufelsmauern" in Bereiche mit geringfügig variierender Streichrichtung. An der Westflanke des Heidelberges bei Blankenburg vollzieht sich an ihnen die Absenkung der westlich gelegenen Flanken, wodurch das transgressive Übergreifen der Blankenburg-Schichten in der Blankenburger Bucht über aufgerichteten Heidelberg-Sandsteinen und den restlichen Gesteinen der Aufrichtungszone ermöglicht wird. Die Zunahme rheinisch orientierter Störungen an der Westflanke des Heidelberges zeigt Abb. 12. Die Störungskartierung erfolgte mittels der geophysikalischen VLF-Methode, die unter Pkt. 6.1. vorgestellt wird.

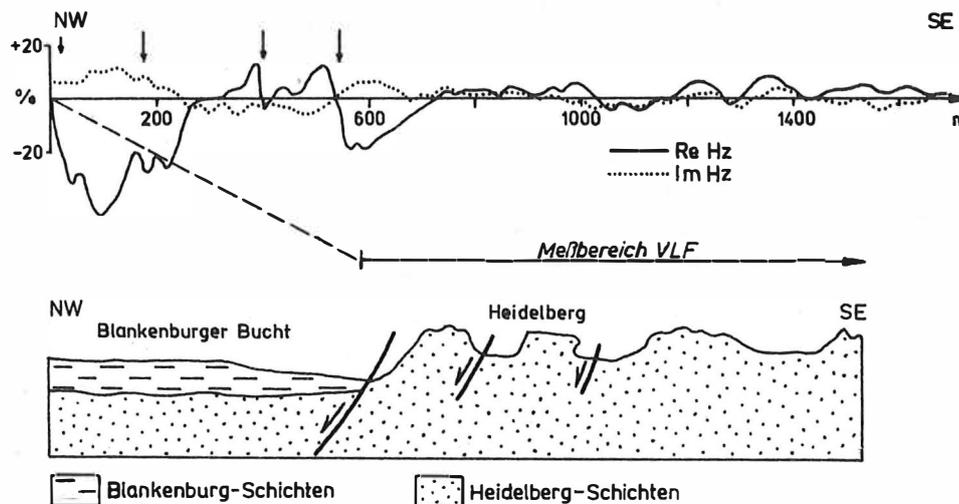


Abb. 12 Rheinisch orientierte Störungszonen an der Westflanke des Heidelberges durchschlagen das herzynische Flächeninventar

5.6. Zur Verbreitung der Horizontalstylolithen in der Aufrichtungszone

Horizontalstylolithen geben mit der Orientierung ihrer Zapfen die Möglichkeit, horizontale Paläospannungen zu rekonstruieren (JANSSEN 1985). Die in der Wellenkalk- und Hauptmuschelkalk-Folge der Aufrichtungszone auftretenden Horizontalstylolithen hat JANSSEN untersucht und richtungsstatistisch ausgewertet. Da sie eine nähere Charakterisierung der Harznordrandstörung zulassen, wird das Verteilungsbild der H-Stylolithen im folgenden diskutiert (vgl. Abb. 13).

In der Aufrichtungszone (DDR-Anteil) treten zwei Vorzugsorientierungen für das Streichen der H-Stylolithen auf: NNE - SSW und WNW - ESE. Als drittes Maxim tritt mitunter die NNW-SSE-Richtung hinzu. Die Haupttrichtung der H-Stylolithen-Verteilung unterliegt im Streichen der Aufrichtungszone großen Schwankungen.

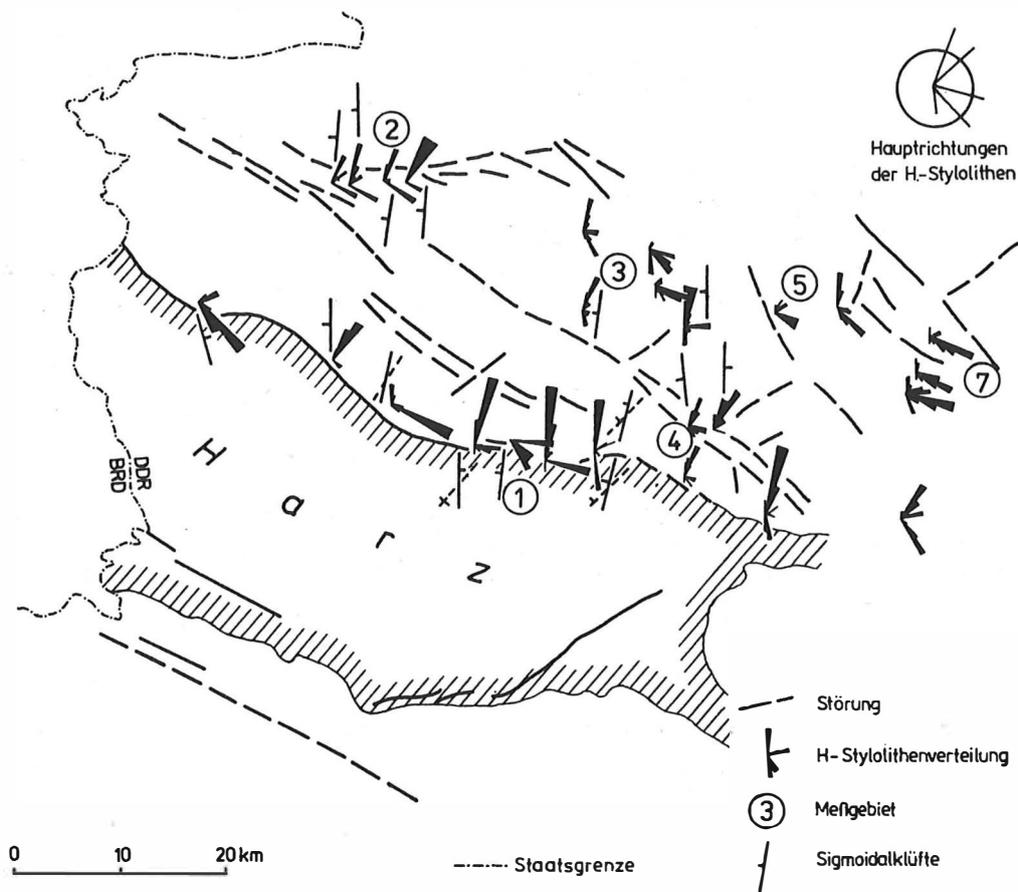


Abb. 13 Verteilung der Horizontalstylolithen in der Subherzynen Senke
(nach JANSSEN 1985)

Tab. 5 gibt die Hauptorientierung in den Aufschlüssen der Aufrichtungszone (geordnet von E nach W) wieder:

Tab. 5 Orientierung der H-Stylolithen in der Aufrichtungszone

Aufschluß	1. Maximum	2. Maximum	3. Maximum
Sandersleben	NNE - SSW	NNW - SSE	
Welbsleben	NNE - SSW		
Ermsleben	N-S bis NNE-SSW	NNW - SSE	NE - SW
Ballenstedt	N-S bis NNE-SSW	WNW - ESE	
Roseburg	E - W	NW - SE	
Gernrode	NNE - SSW	WNW - ESE	
Thale	WNW - ESW	N - S	
Kl. Michaelstein	NNE - SSW	WNW - ESE	
Horstberg b. Wernigerode	WNW - ESE	NE - SW	

Der mehrfache Wechsel der Styrolithenrichtungen ist nicht mit der Existenz einer einheitlichen Störungszone vereinbar. Diese Aussage wird auch durch theoretische Berechnungen von JANSSEN & BAUMBACH (1982) gestützt, die die Spannungsverteilung im Bereich einer Störungszone bei horizontaler Beanspruchung ermittelten.

Durch die theoretische Berechnung der Spannungsorientierung in Störungsnähe erwies sich, daß die Richtung der größten horizontalen Spannung durch die Störung selbst sehr stark ausgelenkt wird. Die Auslenkung soll an den Störungsenden besonders groß sein. Die Uneinheitlichkeit der Styrolithenverteilung im Bereich der Harznordrandstörung entsteht daher vermutlich aus der gegenseitigen Überlagerung des Einflußbereiches der Teilstörungen.

Das Bildungsalter der Horizontalstyrolithen ermittelte JANSSEN für den Zeitraum Keuper bis Jura, wobei die verschiedenen Richtungen zu einem Beanspruchungsplan gehören.

5.7. Neotektonische Beobachtungen im Bereich der Harznordrandstörung und deren Umgebung

5.1. Vorbemerkungen, eingesetzte Untersuchungsmethoden

Wegen nur lückenhaft vorkommendem Tertiär und der eingeschränkten Aussagefähigkeit der quartären Ablagerungen für Hinweise zu neotektonischen Aktivitäten kamen insbesondere **m o r p h o l o g i s c h e U n t e r s u c h u n g e n** (Gewässernetz, Reliefenergie) zur Anwendung, die auch auf die angrenzenden Schollenbereiche ausgedehnt wurden.

Auf die Verstellung tertiärer Sedimente in der Subherzynen Senke wurde schon unter Pkt. 4.3. hingewiesen. WOLDSTADT (1950) und LUDWIG (1958) betonen die aus der Analyse von pleistozänen Terrassen ableitbare tektonische Aktivierung der Harznordrandstörung. HARK (1954) fand mehrere Anzeichen für jungpleistozäne bis holozäne Krustenbewegungen im Gebiet zwischen Braunschweig und dem nördlichen Harzrand und spricht sich für eine primär tektonische Beanspruchung der Störungszonen aus.

Methodisch wird bei der **G e w ä s s e r n e t z a n a l y s e** der Zusammenhang zwischen der Anlage und Orientierung von Fließgewässern mit der Geologie des Untergrundes genutzt (vgl. KRONBERG 1967). Die Einflußnahme struktureller Merkmale auf den Charakter des Flußnetzes erfolgt in direkter Richtungsbeeinflussung der Gewässerbahnen. Sie äußert sich entweder durch Richtungsgleichheit zwischen tektonischer Strukturierung und dem Gewässerlauf oder durch Auslenkung der Gewässerbahnen; Grundlage dafür bildet die leichtere Wegsamkeit der Gewässerbahnen in tektonisch zerrütteten Gebieten. Eine tektonische Deformation prägt dem Untersuchungsgebiet petrophysikalische Anomalien (durch Hauptklufscharen, Störungen, Schieferungen, Faltenachsen, mikrotektonischen Gefügen ...) auf. Einfluß auf das Gewässernetz haben weiterhin vertikale Krustenbewegungen der tektonischen Schollen und die klimatischen Bedingungen.

Die Gewässernetzanalyse wurde auf Grundlage von topographischen Karten M 1 : 25000 angefertigt. Den untersuchten Flächenausschnitt zeigt Anl. 1. Die Ermittlung der **R e l i e f e n e r g i e** ist eine weitere Methode zur Auswertung des Reliefs für morphotektonische Fragestellungen.

Das Relief, als äußerlich sichtbarer Ausdruck der Oberflächenformung der Erdkruste wird durch exo- und endogene, gegenwärtig verstärkt auch durch anthropogene Prozesse gestaltet. Nach KUGLER u.a. (1980) ist die Erdkruste als Medium und determinierender Faktor mit ihrem tektonischen Bau und dem unterschiedlichen Gesteinsinventar von besonderer Bedeutung für die Reliefgestaltung. Die Bedeutung der tektogenen Prozesse für die Reliefgenese läßt sich leicht daran erkennen, daß bei ihrem Fehlen das Relief unserer Erde schon in etwa 10 Mio a **peneplainisiert** sein würde (BANKWITZ 1982).

Mit dem Begriff Reliefenergie bezeichnet man relative Höhenunterschiede innerhalb eines begrenzten Reliefausschnitts, der geometrisch verschieden festgelegt werden kann (SCHOLZ u.a. 1980). Hier wurde die Reliefenergie für Einheitsflächen von 1 km^2 Größe auf Grundlage topographischer Karten M 1 : 25000 ermittelt.

Die morphologischen Untersuchungen haben ergänzenden Charakter. Sie führen die Analyse der tektonischen Wirksamkeit von Störungszonen des Untersuchungsgebietes bis in die Gegenwart fort.

5.7.2. Aussagen aus dem Gewässernetz

Das Untersuchungsgebiet gehört zum Stromgebiet von Elbe und (untergeordnet) Weser. Das Einzugsgebiet der Weser umfaßt auf dem DDR-Anteil des genannten Gebietes das Flußsystem von Ilse (Bereich Ilsenburg - Osterwieck), Aller (Bereich Allertalgraben) und Spreetze (NW - Teil der Flechtinger Scholle). Das restliche Gebiet gehört insgesamt dem Einzugsgebiet der Elbe an.

Die tektonischen Regionaleinheiten des Untersuchungsgebietes unterscheiden sich durch Abweichungen in der Gewässernetzdichte, dem Grad der Gewässerlaufbeeinflussung und somit auch der bevorzugten Abflußrichtung voneinander.

Gewässernetzdichte im Harz $0,95 - 1,7 \text{ km Fließgewässer pro km}^2$ Fläche; Subherzyne Senke $0,05 - 0,4 \text{ km/km}^2$, in den Bereichen der Breitsattel noch darunter, jedoch im Einflußbereich der Salzachsen Anstieg auf $1,7 \text{ km/km}^2$, örtlich auf $3,8 \text{ km/km}^2$; ähnlich hohe Werte im Bereich der NW-Spitze der Flechtinger Scholle und ihrem nördlichen Vorland und im Austrittsbereich der Harzflüsse (Angaben nach SPENGLER 1981).

Als deutlichste Grenze unterschiedlicher Gewässernetze markiert sich die Harznordrandstörung.

Im Harz überwiegen subparallele und winklige Gewässernetztypen der Flüsse unterschiedlicher Ordnung. Die übergeordnete Abflußrichtung verläuft nach NE. Sie entspricht damit dem erzgebirgischen Generalstreichen der variszischen Faltenachsen.

M. SCHWAB (1976) analysierte die Raumlage der B_1 -Gefüge des Unterharzes und ermittelte ein normales Streichen der Schichtflächen zwischen 50° und 80° . Als Gebiete mit anormalem Streichen werden die Selke-Mulde, Südharz-Mulde, Ostrand des Elbingeröder Komplexes, Ostrand des Ramberg-Granits, Ostrand des Brocken-Plutons, Raum Schwenda - Rottleberode - Stolberg und die Harznordrandzone ausgewiesen.

Im Bereich des nördlichen Harzes tritt folgendes Streichen der Schichtflächen auf (vgl. Abb. 17 in SCHWAB 1976):

- Gebiet zwischen Brocken-Pluton und Harznordrandstörung:
erzgebirgisch bis eggisch, im Norden überwiegend herzynisch streichend
- Harznordrandzone bei Wernigerode:
E-W bis herzynisch, letzteres Streichen ebenfalls überwiegend im Norden
- Harznordrand zwischen Michaelstein und Wienrode:
N-S bis eggisches Streichen der Schichtflächen
- Harznordrandzone bei Thale und Bereich zwischen Ramberg-Pluton und Harznordrandstörung:
nördlich dominiert herzynisches Streichen, in Annäherung zum Ramberg-Pluton und westlich von diesem erzgebirgisches Streichen
- Gebiet Gernrode - Rieder:
vorherrschend rheinisches und eggisches Streichen
- Sporn von Rieder:
herzynische Orientierung, weiter östlich überwiegend erzgebirgisches und E-W Streichen, aber geringere Werteanzahl.

Diese Abweichungen vom Generalstreichen im Nordteil des Harz-Paläozoikums in Annäherung an die Harznordrandstörungszone können ein Hinweis auf postvariszische Verstellungen der gefalteten Serien sein. Vermutlich nehmen junge Beanspruchungsakte bzw. deren Ergebnisse deutlich Einfluß auf die Ausgestaltung des Gewässernetzes.

Das Gewässernetz des Harzes erlaubt Aussagen zu folgenden Teileinheiten:

- Harznordrandstörung: Sie erscheint sehr deutlich als Grenze zwischen hoher Gewässernetzdichte im Harz und geringer Gewässernetzdichte im Harzvorland. Geringfügig verursacht sie Richtungswechsel (Auslenkungen) der fließenden Gewässer, die auf einen Ursachenkomplex zurückgehen können (Zone verbesserter Wegsamkeit, geringfügige Schollenkippungen, Auslaugungserscheinungen ...).
- Harznordrand zwischen Meisdorf und Benzingerode (Gebiet I): Hier handelt es sich um einen 2,5 bis 4,5 km breiten Streifen (Nordteil des Harzpaläozoikums), der sich durch die Ausbildung eines parallelen bis subparallelen Gewässernetzes auszeichnet. Der Regelungsgrad der Gewässer ist sehr hoch und die vorherrschende Abflußrichtung in NNE- bis NE-Richtung orientiert (ca. 40°).
Zwischen Wienrode und Blankenburg (Gebiet Ia) verläuft bei gleichem Regelungsgrad diese Abflußrichtung in 60° , ist also gegenüber den benachbarten Bereichen um 20° rechtssinnig gedreht. Diese Abweichung tritt ebenfalls in der Hauptkluftrichtung der Vorlandsedimente und im Zapfenstreichen von Horizontalstylolithen auf.
Im Bereich der Zone I liegt die von SCHLEGEL (1961), SCHWAB (1976), LUTZENS (1979) u.a. charakterisierte herzynische Randzone von Thale, die sich durch abweichende Lagerungsverhältnisse vom eigentlichen Harz unterscheidet (s.o.) und tektonisch eine vermittelnde Position zwischen der Harznordrandstörung und den erzgebirgisch streichenden Struktureinheiten des Harzes einnimmt. Vermutlich wird durch die straffe Regelung der Abflußbahnen dieser Zone eine Hauptdeformationsebene der postvariszischen Beanspruchung abgebildet.
- Harznordrand zwischen Wernigerode/Darlingerode und Schlewecke (Gebiet II): In diesem Gebiet sind die Abflußbahnen sehr ähnlich der Zone I orientiert. Durch einen Versatz nach SW erfolgt eine Zweiteilung in das Gebiet IIa von Wernigerode/Darlingerode bis Bad Harzburg und das Gebiet IIb von Bad Harzburg bis Schlewecke. Die Südgrenze dieses Streifens ist scharf ausgebildet und fungiert möglicherweise als Parallelelement zur Harznordrandstörung. Sie äußert sich wie am Südrand von Gebiet I durch Richtungswechsel der Gewässerbahnen und macht eine stärkere saxonische bzw. neotektonische Überprägung eines breiteren Geländestreifens möglich, als bisher durch geologische Kartierungen ermittelt werden konnte.
Die richtungskonstant verlaufenden Gerinne weisen auch hier auf eine ca. 40° streichende tektonische Vorzugsrichtung hin. Die Südgrenze dieses Streifens liegt südlich der saxonisch aktiven Nordrandstörung des Brocken- und Ramberg-Plutons; Parallelelemente sind in östlicher Richtung möglicherweise bis in den Raum Meisdorf wirksam.
- Bereich südlich Bad Harzburg - Torfhaus (Gebiet III): Diese 8 km lange und 3 bis 4 km breite Zone zeichnet sich durch nach N bis NNE orientierte, subparallel verlaufende Gewässer aus. Zusammenhänge mit dem von ROLL (1953) ausgewiesenen Radau-Lineament sind offensichtlich. MOHR, KRONBERG und GÜNTHER (1977) vermuten eine Wirksamkeit dieser lineamentären Zone bis in den Bereich des südlichen Harzvorlandes (Poljen, Verkarstungen). Auch im nördlichen Harzvorland existieren ähnliche Hinweise, die eine Verlängerung des Gebietes in die Subherzyne Senke hinein rechtfertigen.
Neben den rheinisch orientierten Abflußbahnen treten in Höhe der Westflanke der Schimmerwaldzacke gehäuft herzynisch orientierte Gewässer auf. Diese sind ein Hinweis auf die Fortsetzung herzynischer Randbrüche westlich der Schimmerwaldzacke in den Harz hinein.
- Brocken-Pluton (Gebiet IV): Im Bereich des Brocken-Plutons sind herzynisch ausgerichtete Entwässerungsbahnen subparalleler bis paralleler Anordnung häufig. Da die Platznahme des Plutons postkinematisch im Westfal erfolgte (SCHWAB, 1976) und verschiedene Teileinheiten des Plutons (herzynische Granit-Diorit-Zone, Nordranddiorit, Ilsesteingranit)

herzynisches Streichen aufweisen, sind damit Zeitmarken zum Umbau des variszischen zum postvariszischen Beanspruchungsplan gegeben. Inwieweit diese Strukturen saxonisch überprägt wurden (möglich sind blocktektonische Verstellungen mit intensiver Deformation an den Blockgrenzen), ist noch nicht in genügendem Maße untersucht worden. Die in saxonischen Vorzugsrichtungen angelegten Wasserläufe lassen eine saxonische Wiederbelebung bzw. Ausgestaltung dieses tektonischen Inventars jedoch vermuten. Mit dieser sind die von WERNER 1966, in LUTZENS 1979) genannten etappenweisen Aktivierungen hydrothermaler Lösungen zu alpidischer Zeit verbunden.

- Ramberg-Pluton und restlicher Unterharz (Gebiet V): Rheinisch und herzynisch orientierte Gewässerläufe dominieren auch im Bereich des Ramberg-Plutons. Sie lassen sich möglicherweise auf die postvariszisch angelegten oder wiederbelebten tektonischen Elemente beziehen (s.o.). Interessant erscheint eine ca. 500 m südlich des Granitnordrandes gelegene, herzynisch streichende Zone, die sich durch scharfes Umbiegen der Gewässerläufe hervorhebt. Südlich dieser Zone fließen die Gewässer in NNE-Richtung, schwenken dann in herzynische Richtung um, um sich dann mit ca. 40° (vgl. Gebiet I) bis zum Harznordrand bzw. darüber hinaus fortzusetzen. Südlich des Ramberg-Plutons treten mit äquidistantem Abstand herzynisch streichende Zonen auf, denen zahlreich Teilstücke von Gewässerläufen folgen. Die Äquidistanz beträgt etwa 2 - 3 km. Mitunter sind diese Zonen über große Entfernungen zu verfolgen, wie am Beispiel der Zone von Harzgerode - Neuwerk gezeigt werden kann. Diese Zone setzt sich jenseits des Elbingeröder Komplexes in Richtung Nordbegrenzung des Brocken-Plutons fort. Erwähnenswert sind außerdem die gehäuft im östlichen Unterharz und südlichen Harz auftretenden \pm E-W orientierten Abflußbahnen.

Die genannten Beispiele belegen die enge Beziehung zwischen der richtungsmäßigen Ausgestaltung des Gewässernetzes und dem tektonischen Gefügeinventar. Eine komplexe Interpretation der Beziehungen zwischen der Geologie und dem Gewässernetz des vorgestellten Gebietes soll jedoch den Harz-Geologen vorbehalten sein. Die näher beschriebenen Teilbereiche sprechen für eine Wiederbelebung bzw. Neuanlage des tektonischen Inventars in saxonischer Zeit.

Die wesentlich geringere Gewässernetzdichte der Subherzynen Senke schränkt die Möglichkeiten einer geologisch-tektonischen Interpretation ein. Dennoch sind folgende Aussagen möglich:

- Keine der auftretenden Abflußrichtungen dominiert eindeutig. Häufige Richtungen sind steil- und flachherzynisch, erzgebirgisch und rheinisch. Das Verhalten der Abflußbahnen in den Teilbereichen der Subherzynen Senke ist sehr vielfältig und läßt sich nicht verallgemeinern. Die von der Harzscholle nach NE abfließenden Gewässer werden im Bereich der Aufrichtungszone geringfügig in die herzynische Richtung ausgelenkt, ehe sie die alte Abflußrichtung wieder einnehmen.
- Im Gebiet des Quedlinburger Sattels, dessen Randpartien aus Sandsteinen der Unter- und Oberkreide sich morphologisch als Erhebungen abbilden, durchschlägt die Bode mit NNE-Fließrichtung den oberflächennah als südvergente Schleppefalte herzynischer Orientierung ausgebildeten Sattel. Sie bestätigt damit die jung angelegte bzw. reaktivierte (jünger als Oberkreide) Bodestörung. Im Einflußbereich der Halberstädter Störung wird die Bode in NW-SE-Richtung ausgelenkt, ehe sie der Depression zwischen Huy und Hakel folgt.
- Den Großen Fallstein (salinar bedingte Kuppelstruktur) umgeben radial-strahlige verlaufende Abflußbahnen. Aus der Morphologie des Körpers kann auf ein Dominieren des einachsialen Salzaufstiegs geschlossen werden. Bemerkenswert erscheint die Tatsache, daß der Große Fallstein im Schnittpunkt der Halberstädter Störung und dem Gebiet III des Harzes liegt.

- Herzynisches Streichen der Abflußbahnen herrscht in den Salinarstrukturen Ascherslebener Sattel, Oschersleben-Egelner Salzachse (Südteil) und ist westlich der Linie Blankenburg - Oschersleben häufig. Die genannten Salinarstrukturen heben sich durch eine bedeutend höhere Gewässernetzdichte von ihrer Umgebung ab. Eine Ausnahme bildet der NW-Teil der Oschersleben-Egelner Salzachse, der keinen wesentlichen Einfluß auf die Gewässerorientierung ausübt. Auch an der Südflanke des Ascherslebener Sattels, der Huy- und Hakel-Struktur treten überwiegend herzynische Abflußrichtungen auf. Die Entwässerung erfolgt (mit herzynischer Orientierung) von beiden Strukturflanken in die zwischen Huy und Hakel liegende Depression und setzt sich dann mit rheinischem Streichen fort, ehe sie in den Einflußbereich des herzynisch orientierten Staßfurt-Oscherslebener Sattels gelangt. In Verbindung mit dem Goldbach spricht dieses SW-NE orientierte Entwässerungssystem für neotektonische Aktivitäten entlang dieser Zone.
- Richtungs- und Lagekonstanz zwischen geologischem Untergrund und der Ausgestaltung des Gewässersystems besteht im Bereich der Allertal-Störungszone. Aus dem Gewässernetz lassen sich Hinweise für das Auftreten subparalleler Störungen im Bereich der Wefelingen-Schönebecker Triasplatte ableiten. Diese streichen in Richtung NW zunehmend steilherzynisch bis eggisch.
- Der SW-Rand der Flechtinger Scholle tritt als Einflußgröße für das Gewässernetz nur gering in Erscheinung. Zusammenhänge existieren im NW-Teil im Bereich zwischen Everingen - Belsdorf - Behnsdorf. Weitaus intensiver bildet sich der NNE-Rand dieser Scholle im Gewässersystem ab (ausgenommen der Bereich von Süplingen, wo nach NE abfließende Gewässer vorherrschen). Ein Wechsel von flach- und steilherzynisch orientierten Abflußbahnen zwischen Haldensleben und Wolmirstedt korreliert mit Angaben zum Verlauf des Haldenslebener Abbruchs, die aus gravimetrischen Messungen ermittelt wurden (BEIN 1966).

Die Beziehungen zwischen dem Entwässerungssystem und der Geologie der Subherzynen Senke und der Flechtinger Scholle sind nur grob umrissen worden. Dennoch lassen einige Beobachtungen V e r a l l g e m e i n e r u n g e n zu:

- Die starke Einflußnahme einiger Salzstrukturen auf die Orientierung der Gewässersysteme spricht für eine junge Mobilität dieser Strukturen (besonders Ascherslebener Sattel, SE-Teil des Staßfurt-Oscherslebener Sattels, SW-Flanke des Huy und Hakels, Allertal-Störungszone).
- Mit ähnlich jungen Aktivitäten sollte im Bereich des Haldenslebener Abbruchs gerechnet werden können.
- Langaushaltende NE-SW orientierte Zonen, die von z.T. mehreren Gewässersläufen benutzt werden und jeweils im Harz-Paläozoikum beginnen, treten zwischen Ilsenburg - Dardesheim, Heimburg - Oschersleben und Thale - Hedersleben auf. Auch hier sollte mit jungen Aktivitäten gerechnet werden.
- Auf die Möglichkeit der jungen Mobilität eines N-S bis rheinisch streichenden Lineaments im Bereich Bad Harzburgs wurde schon hingewiesen.

5.7.3. Aussagen aus der Reliefenergie

Der Bereich der Harznordrandstörung trennt das Untersuchungsgebiet in ein Areal mit relativ geringer bis mittlerer Reliefenergie im NE von einem Areal mit mittlerer bis hoher Reliefenergie im SW (vgl. Anl. 2).

Die Reliefenergie des dargestellten Gebietes schwankt zwischen 0 - 10 m/km² und 340 m/km². Im NE-Teil des Untersuchungsgebietes beträgt sie auf weiten Flächen nur 0 - 40 m/km². Davon heben sich die Gebiete des Huy und Hakels mit Werten um 30 - 100 m/km² ab. Diese Reliefenergie wird auch im Gebiet zwischen Quedlinburg - Blankenburg - Wernigerode - Halberstadt erreicht. Im Kern jenes Gebietes liegt der Quedlinburger Sattel. Das bestimmendste regionale Element der Karte ist jedoch der Bereich der Harznordrandstörung, insbesondere im westlichen Teil des dargestellten Gebietes (Staatsgrenze der DDR bis Gernrode). Hier markiert sich der Übergang zur Harz-Hochscholle durch eine Reliefenergie von >100 m/km², wobei örtlich Werte >140 m/km² auftreten. Vereinzelt werden Werte >200 bis maximal 340 m/km² erreicht. In Richtung Osten (etwa ab Gernrode) verringert sich die Harz-Stellstufe. Die Reliefenergie beträgt anfangs noch >80 m/km² (bis etwa Meisdorf), um sich dann bei weiterer Erniedrigung im Ostteil des Untersuchungsgebietes von den Nachbarbereichen nicht mehr abzuheben (Bereich der Halle-Hettstädter Gebirgsbrücke).

Quer zu dieser markanten Abbildung der Harznordrandstörung sind auch die tief eingeschnittenen Austrittsbereiche der Harzflüsse in NE-SW-Richtung durch eine sehr hohe Reliefenergie (>140 m/km²) ausgezeichnet. Der Bereich der stärksten Tiefenerosion wird im Schnittbereich dieser Flußläufe mit der Harznordrandstörung erreicht; sie setzt sich etwa 6 - 7 km in den Harz hinein fort und ist damit indirekt ein Maß für die jüngere Hebung der Harz-Pultscholle.

Im Südwesten des Untersuchungsgebietes steigt die Reliefenergie nochmals auf sehr hohe Werte an (>140 m/km²), wobei die Isolinien gleicher Reliefenergie in WNW-ESW-Richtung verlaufen. Geologisch handelt es sich um die Grenzregion zwischen dem Ilfelder Rotliegend-Bekken und der Südharz-Mulde mit gefaltetem Paläozoikum. In weiten Teilen des Harzes beträgt die Reliefenergie 60 m/km², unterliegt aber relativ hohen Schwankungen.

Unter Zugrundelegung des Zusammenhangs zwischen hoher Reliefenergie und aktiven tektonischen Prozessen der Reliefgestaltung läßt sich aus der vorgelegten Karte die **f o r t - w ä h r e n d e H e r a u s h e b u n g** der Harzscholle belegen. Dabei treten im Streichen der Harznordrandstörung graduelle Unterschiede auf. Die Heraushebung erreicht im NW-Abschnitt ihr Maximum und verringert sich in Richtung SE. Die Reliefenergie in der Umgebung Blankenburgs deutet eine bevorzugte Aktivierung steilherzynisch verlaufender Teilbereiche der Harznordrandstörung an. Auch innerhalb des Harzes existieren Hinweise auf verstärkte Hebung entlang herzynisch orientierter Zonen.

Für die sich im Subherzynen Becken ebenfalls durch erhöhte Reliefenergie auszeichnenden Bereiche (s.o.) werden analog junge Aktivierungen angenommen.

5.7.4. Aussagen aus der fotogeologischen Interpretation

Die fotogeologische Interpretation der Harznordrandstörung, die besonders zum Nachweis von neotektonisch aktiven Störungen geeignet ist, wurde anhand von im ZI für Physik der Erde vorliegenden kosmischen Aufnahmen durchgeführt. Sie erfolgte visuell nach der von BANKWITZ (1979), KRULL (1979), BORMANN (1980) u.a. vorgestellten Arbeitsmethode. Im folgenden werden in kurzer Form einige Beobachtungen mitgeteilt.

Fotolineationen: Der Bereich der Harznordrandstörung wird durch das Auftreten zahlreicher Fotolineationen unterschiedlicher Streichrichtung gekennzeichnet. Hauptorientierungen der Lineationen verlaufen in NNE-SSW und NNW-SSE Richtung. Unerwartet war das quantitative Zurücktreten flach- und steilherzynischer Lineationen, die jedoch im ebenfalls erfaßbaren

Schichtstreichchen in der Aufrichtungszone eine dominierende Rolle spielen. Sowohl rheinische, als auch eggische Lineationen treten beiderseits der regionalen Störungszone auf. Im Bereich der Aufrichtungszone konturieren sie Teileinheiten der aufgerichteten Schichten. Mitunter erfolgt im Bereich der Lineationen ein geringfügiger Streichrichtungswechsel, der teilweise mit minimalen Versetzungen einhergeht. Da diese Lineationen die aufgerichteten Schichten durchsetzen, müssen sie jünger als der eigentliche Aufrichtungsvorgang sein. Sie stützen damit Vorstellungen zur neotektonischen Aktivierung von Schollengrenzen im Bereich der Harznordrandstörung. Gehäuft treten die Fotolineationen in den Flankenbereichen der Sporne und Buchten des Harzrandes (einschließlich Aufrichtungszone) auf.

Neben den Lineationen treten in unmittelbarer Nähe der Harznordrandstörung deutlich ring- oder kreisförmige Strukturen mit einem Durchmesser zwischen 300 - 2000 m auf, die sich durch Grauwertunterschiede von ihrer Umgebung abheben. Gehäuft treten diese Flächen im Südteil der Aufrichtungszone auf. Sehr vereinzelt befinden sie sich auch im nördlichen Randbereich der Harzscholle. Häufig befinden sich diese Strukturen im Schnittpunkt rheinischer und eggischer Fotolineationen mit der Aufrichtungszone. Als Ursache für die Genese dieser streifen- oder kreisförmigen Flächen werden Auslaugungserscheinungen der salinaren Tafeldeckgebirgsschichten vermutet.

5.8. Schlußfolgerungen und Teilzusammenfassung

Z u s a m m e n f a s s e n d kann die Harznordrandstörung charakterisiert werden als:

- Mehrfach aktivierte Schollengrenze, deren jungpaläozoisch-mesozoische Entwicklung in den stadialen Entwicklungsprozeß der NPS integriert ist und die ebenfalls neotektonische Bewegungen aufweist.
- Eine Störungszone, die aus etwa 15 km langen Teilelementen unterschiedlicher Streichrichtung besteht, die eine minimale Tiefenreichweite von 10 - 12 km aufweisen.
- Schollengrenze mit erheblichem Vertikalversatz zwischen einer südlichen Hochscholle und einer nördlichen Tiefscholle, wobei der Grenzbereich beider Schollen intensive Deformationen aufweist und im Grenzbereich der Tiefscholle (Aufrichtungszone) die Bestimmung von Zonen unterschiedlicher Deformationsintensität und -genese möglich ist.
- Eine Schollengrenze, an der das kleintektonische Inventar im Bereich der gesunkenen Schollenkante fast ausschließlich durch kompressiven Charakter gekennzeichnet ist, und an der die Richtung der maximalen Kompression in NNE- bis NE-Richtung weist.

Aus dem Aufschlußbefund konnte anhand des kleintektonischen Inventars ein Fortdauern der kompressiven Beanspruchung nach der Hauptphase des Aufrichtungsprozesses der Vorland-sedimente während der Oberkreide ermittelt werden. Die neotektonischen Beobachtungen im Bereich der Harznordrandstörung belegen eine selektive Aktivierung NW-SE ("steilherzynisch") orientierter Störungsabschnitte.

Die Analyse rezenter vertikaler Krustenbewegungen bestätigt die Aktivierung bevorzugt NW-SE verlaufender Störungszone, wie ELLENBERG (1985) u.a. am Ascherslebener Sattel (Hebung des Sattelkerns und Eintiefung der Randsenken in der Größenordnung einiger mm/a) und für Störungsabschnitte der Harznordrandstörung ermitteln konnte.

Anzeichen für die Umformung dieser Störungszone zu einer rechtssinnigen Seitenverschiebung, wie sie im Abschnitt 4 für die Mitteldeutschen Hauptabbrüche vermutet wurde, ergaben sich nicht.

6. Zur Störungsverteilung in ausgewählten Bereichen der Flechtinger Scholle

6.1. Vorbemerkungen, eingesetzte Untersuchungsmethoden

Die Aufschlußverhältnisse sind im Bereich der Flechtinger Scholle ungünstiger als in der Aufrichtungszone. Die vorhandenen Aufschlüsse reichen für eine Analyse der Störungsverteilung nicht aus. Das lokal erfaßbare kleintektonische Inventar ist neben den Angaben zur Geologie der Flechtinger Scholle bereits in den Arbeiten von BENEK, PAECH und SCHIRMER (1973), HOTH, PAECH und KAMPE (1973), SCHIRMER & BENEK (1976) und PAECH (1976) erfaßt und interpretiert worden.

Die Aussagen zur Störungsverteilung basieren daher auf indirekten Untersuchungsverfahren (Geophysik, untergeordnet Geochemie) und dienen dem Nachweis des Ruptureninventars der Hochscholle.

Die Bedeutung des reupturellen Gefüges als potentieller Migrations- bzw. Akkumulationsraum der Kruste für Stoffumlagerungen ist hinreichend bekannt. BAUMANN u.a. (1975) verweisen auf die Bindung hydrothormaler Fluorit-Baryt-Lagerstätten an NW-SE streichende Störungen der saxonischen Bruchtektonik. WEBER (1977) hebt das bevorzugte Auftreten gangförmiger Fluorit-Baryt-Mineralisationen an saxonischen Hochschollen vom Typ der Flechtinger Scholle in Parallelstrukturen zu den am stärksten bewegten NW-SE Randstörungen hervor. Er erklärt dies durch die Entstehung von für die Mineralisierung günstigen Unterdruck- und Untertemperaturräumen. Durchkreuzungsbereiche mit NNE-SSW streichenden Zonen sollen die Akkumulation lagerstättenbildender Mineralkonzentrationen begünstigen.

Untersuchungsmethoden

- - - - -

Die wichtigste angewandte Untersuchungsmethode zur geologisch-tektonischen Kartierung der Flechtinger Scholle ist die g e o p h y s i k a l i s c h e P r o s p e k t i o n im L ä n g s t w e l l e n b e r e i c h (VLF). Diese Methode wurde von der BA Freiberg übernommen (vgl. u.a. DONNER 1979). Die wesentlichsten Gesichtspunkte sind:

- Die Längstwellenmethode nutzt künstliche elektromagnetische Felder im Frequenzbereich 3-30 kHz zum Nachweis von Leitfähigkeitsanomalien im obersten Teil der Erdkruste.
- Im Einflußbereich von Einlagerungen im Untergrund mit einer endlichen Leitfähigkeit werden zusätzlich zum elektromagnetischen Feld des Senders Wirbelströme erzeugt, die ein Sekundärfeld bedingen.
- Aufgrund der Phasenverschiebung zwischen Primär- und Sekundärfeld werden sogenannte Polarisationsellipsen gebildet, deren Parameter gemessen werden können (Realteil von H_z , Imaginärteil von H_z).
- Die Parameter der Polarisationsellipse sind abhängig vom Leitfähigkeitskontrast der Einlagerung gegenüber dem Nebengestein bzw. den benachbarten Gesteinstypen, der Tiefenlage, Dimension und Orientierung des Störkörpers zur Senderrichtung.
- Die günstigste Nachweismöglichkeit für Leitfähigkeitsanomalien mittels der Längstwellenmethode besteht dann, wenn die Meßprofile senkrecht zum Streichen der zu erkundenden Leitfähigkeitsanomalie und zur Senderrichtung angelegt sind.

Als indirektes Untersuchungsverfahren bietet die VLF-Methode in erster Hinsicht die Möglichkeit, Aussagen zur Lage -- und beim Vorliegen paralleler Meßprofile -- zum Streichen von Leitfähigkeitsanomalien zu machen. Ferner lassen sich anhand der Meßwertanordnung nähere Aussagen zur Charakterisierung des Störkörpers ableiten. Das Anomalienbild läßt

eine Unterscheidung des Kontaktbereiches unterschiedlich leitender Gesteine von geologischen Störkörpern vom Typ einer gut leitenden Platte (z.B. gutleitende Einlagerungen, mineralisierter Gang, Störungzone) zu (vgl. Abb. 14). Unter günstigen Bedingungen ist eine nähere Charakterisierung der Tiefenlage des Störkörpers und der Einfallrichtung möglich.

Eine besondere Eignung der VLF-Methode zum Störungsnachweis ergibt sich aus den konkreten Bedingungen, die die elektrischen Eigenschaften der Gesteine bewirken.

Nach MILITZER u.a. (1978) sind die Hauptgemengteile der meisten Gesteine praktisch Isolatoren mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von $10^8 \Omega \text{m}$. Bergfeuchte kristalline Gesteine weisen jedoch nur einen spezifischen elektrischen Widerstand von 10^2 bis $10^7 \Omega \text{m}$ auf. Entscheidenden Einfluß auf die elektrischen Eigenschaften des Gebirgskörpers hat daher die elektrolytische Leitfähigkeit des Poren- bzw. Kluftwassers. Da der überaus größte Teil der Deformationszonen mit einer wesentlichen Erweiterung des Kluft- bzw. Störungsvolumens einhergeht, werden dadurch günstige Bedingungen für die Zirkulation mineralisierter Wässer geschaffen. Diese ermöglichen mit ihrer höheren elektrischen Leitfähigkeit gegenüber der weniger stark deformierten Umgebung den Nachweis mit der hier verwendeten Methode.

Durchführung der VLF-Messung: Alle VLF-Messungen im Bereich der Flechtinger Scholle erfolgten mit der von der BA Freiberg zur Verfügung gestellten EDA-Apparatur. Diese gestattete die wahlweise Benutzung folgender Sendestationen:

FBR, Bordeaux, Frankreich	15,1 kHz
UMS, Moskau, UdSSR	17,1 kHz
NAA, Cutler, USA	17,8 kHz

Die oben angeführten Sender erlauben den Nachweis geologischer Körper mit folgendem Streichen:

Sender FBR	NE - SW $\pm 30^\circ$
Sender UMS	NE - SW $\pm 30^\circ$
Sender NAA	NW - SE $\pm 30^\circ$

Da eine Abweichung von jeweils 30° zur Senkrechten zwischen Senderrichtung und Profilrichtung zulässig ist (vgl. KOROUS 1978 und DONNER 1979), liegt E-W und rheinisches Streichen noch im Nachweisbereich dieser Sender.

Die VLF-Messungen wurden punktuell entlang vorher nach geologischen Gesichtspunkten ausgewählten Profilen durchgeführt. Zur Erfassung eines möglichst korrekten Anomalienbildes kam prinzipiell der 10m-Meßpunktastand zur Anwendung. Geringfügige Ausnahmen bildeten weithin ungestörte Bereiche, in denen der Meßpunktastand auf 20 m ausgedehnt wurde.

Insgesamt wurden 107,29 km profilmäßig vermessen; damit existieren etwa 10 800 Einzelmessungen.

Als weiteres indirektes Untersuchungsverfahren wurde die Bestimmung des Quecksilbergehaltes im Bodenhorizont B entlang zweier ausgewählter Profile ermittelt. Grundlage dieses Verfahrens bildet die hohe Mobilität des Quecksilbers in der Erdkruste. Sie wird nach WALLNER (1977) im wesentlichen durch den hohen Dampfdruck bei niedrigen Temperaturen ($1,2 \text{ mal } 10^{-3} \text{ Torr}$ bei 20°C), dem niedrigen Siedepunkt ($356,95^\circ \text{C}$) und dem hohen Ionenpotential von $10,44 \text{ eV}$ bewirkt und erlaubt die gasförmige Migration des Quecksilbers. BEUGE und KRAMER (1982) geben für erhöhte Hg-Gehalte im Boden über Bruchzonen folgende Quellen an:

- Die aus der Tiefe generell aufsteigende Diffusionsfront des Hg, welche bei einer Herabsetzung des Migrationswiderstandes (Bruch- und Auflockerungszonen in der Kruste) zu höheren Migrationsraten führt. Dadurch kommt es zu anormal erhöhten Hg-Gehalten in dem überlagernden Boden.

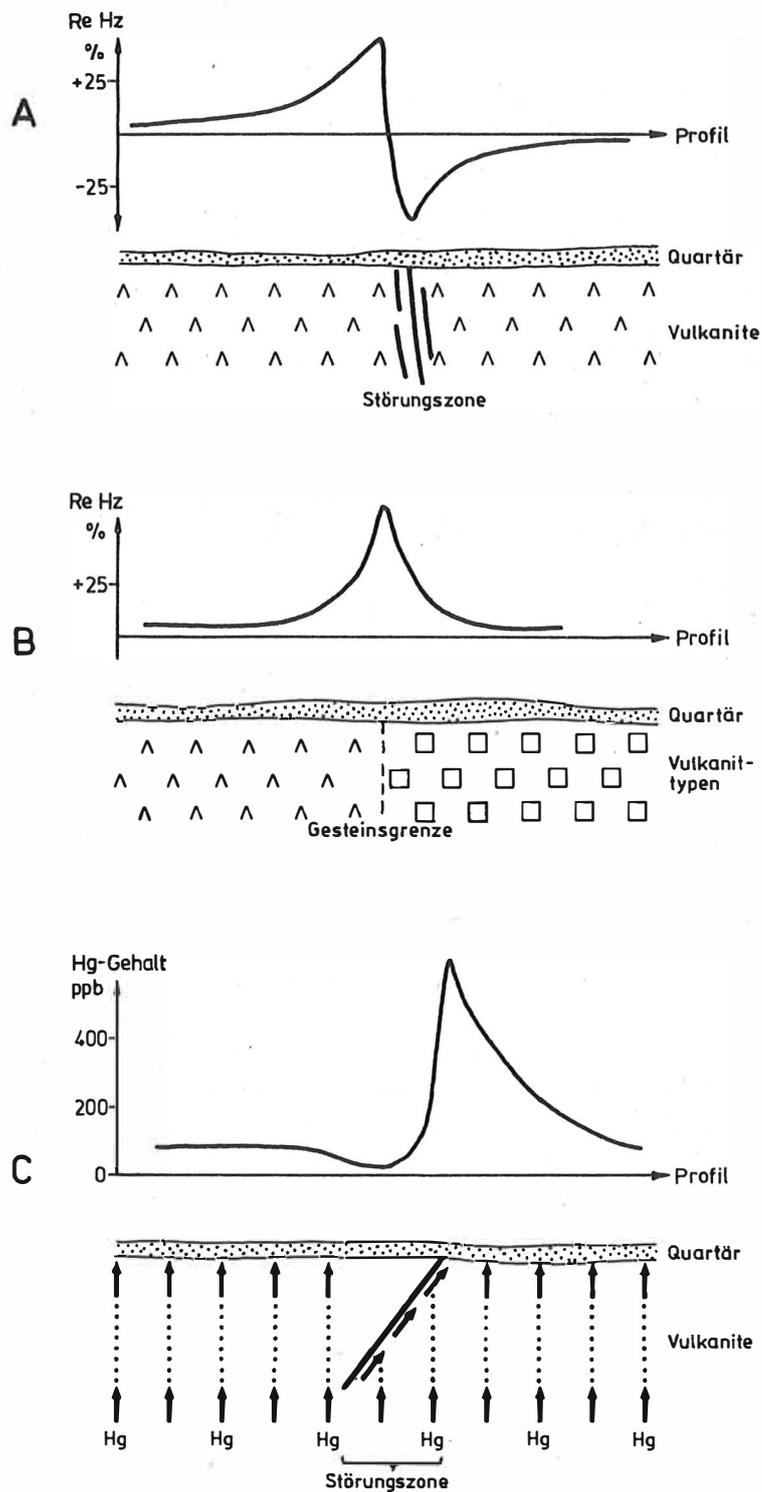


Abb. 14 Störungsindikationen mittels VLF-(A, B) und Hg-Untersuchungen (C)

- Mineralisationen in der Kruste, die in den meisten Fällen ein zusätzliches Angebot an Hg mit sich bringen, sei es aus dem Spurenelementinhalt bestimmter Minerale, insbesondere Sulfiden, oder durch Hg-Minerale selbst.

Die Analyse der Hg-Gehalte im Bodenhorizont B (nach BEUGE (1974) ist dieser Horizont für die Hg-Untersuchung besonders geeignet) erfolgt an der Fraktion $< 63 \mu$. Diese Fraktion adsorbiert einen Teil des in Gasphase migrierenden Quecksilbers, bevor dieses an die Atmosphäre abgegeben werden kann.

Die besondere Eignung der Hg-Analyse im Bodenhorizont B zur Störungssuche ist eng an die hohe Mobilität des Hg in Störungszonen geknüpft. Unter günstigen Umständen erlaubt das Anomalienbild zusätzlich Aussagen zur Einfallrichtung der Störung. Diese verläuft zu der Seite des vermessenen Profils, wo sich vor dem eigentlichen erhöhten Hg-Wert, der die Lage der Störungzone angibt, ein Bereich deutlich verminderter Hg-Werte anschließt (siehe Abb. 14).

Die absoluten Werte der Hg-Konzentration erlauben nach BEUGE und KRAMER (1982) weitere Aussagen zur näheren Charakterisierung von Störungszonen. Von den Autoren wurden folgende mittleren Gehalte unterschiedlichen Strukturtypen zugeordnet:

Bruchstrukturen

mineralisiert, mit Hg-Mineralführung	3000 ppb Hg
mineralisiert, ohne Hg-Mineralführung	800 ppb Hg
nicht mineralisiert	280 ppb Hg

Normalgehalte (Untergrund) 74 ppb Hg

Diese Klassifizierung wird auch hier zur Störungscharakterisierung genutzt. Die Probenahme erfolgte entlang zweier Profile westlich Flechtingen im 10 m-Abstand.

6.2. Zur Geologie der Flechtinger Scholle

Die tektonische P o s i t i o n der Flechtinger Scholle ist der des Harzes vergleichbar:

Leistenscholle mit herzynischer Konturierung; gering gestörtes Eintauchen an der Südflanke; bedeutende Steilabbrüche an der Nordflanke; Westbegrenzung durch rheinisch streichendes Störungssystem (Mittelmeer-Mjösen-Zone STILLES i.w.S.); bedeutende Schollengrenzen mit postvariszischer Aktivierung während der jungmesozoisch-känozoischen Entwicklung.

Von den konturierenden Störungen erreichen der Haldenslebener Abbruch und die Mittelmeer-Mjösen-Zone überregionale Bedeutung, wogegen die SW-Begrenzung der Flechtinger Scholle nur geringe Sprunghöhen bzw. flexurartige Verbiegungen aufweist (vgl. KNAPE 1963, BEIN 1966 u.a.). Die Nordflanke der Scholle wird durch den Haldenslebener Abbruch charakterisiert, der mit dem Abbruch von Gardelegen ein einheitliches Bruchsystem bildet. Beide Störungen laufen südöstlich Burg zum Wittenberger Abbruch zusammen.

Am H a l d e n s l e b e n e r A b b r u c h vollzieht sich ein Versatz des Paläozoikums bzw. Rotliegenden der Flechtinger Scholle gegen Zechstein bzw. Trias der Scholle von Calvörde um max. 2500 m. Neben einer Hauptverwerfung können Begleitstörungen ausgebildet sein. Die Störung verliert in Richtung NW an Intensität und ist nach SCHULZE (1964) auf dem Mtbl. Rätzlingen nur noch im präsalinaren Untergrund als Sprung vorhanden. BECK (1935) vermutet zwischen Hohenwarte und Haldensleben eine steile Aufschiebung der Flechtinger Scholle auf das nordöstliche Vorland. BEIN (1966) konnte es mittels Drehwaage-

messungen wahrscheinlich machen, daß es sich beim Haldenslebener Abbruch um eine \pm senkrechte Störungszone mit rupturellem Charakter handelt.

Für den Gardelenger Abbruch nimmt SCHULZE für das Postsalinar flexurartigen Charakter an. Bruchtektonik mit Abschiebungscharakter beschränkt sich demnach auf subsalinare Bereiche. Nach dem Schweregradientenbild (BEIN 1966) treten insbesondere zwei Störungslinien hervor, für die als Erklärung flexurartige Verbiegungen nicht ausreichend zu sein scheinen. BEIN vermutet daher, daß es sich hierbei, zumindest im Subsalinar, um Abschiebungen handelt. Nach SCHULZE verflacht sich das Einfallen zwischen Gardelengen und Klötze etwas. Er folgert daraus, daß in diesem Bereich sogar im spröde reagierenden Subsalinar kräftigere Verwerfungen nicht sehr wahrscheinlich sind.

Die Westbegrenzung der Flechtinger Scholle erfolgt durch rheinisch streichende Störungssysteme (Ausläufer der Mittelmeer-Mjösen-Zone). Diese rheinischen Elemente versetzen den quasi oberflächlich anstehenden subsalinaren paläozoischen Gesteinskomplex treppenartig von Oebisfelde (E) bis Calberlah (W) in eine Tiefe von 2000 m (KNAPE 1963). Westwärts, in der Gifhorner Zone, ist mit einer weiteren Absenkung auf 4000 bis 5000 m zu rechnen.

Nach DIENER (1968) u.a. verliefen die Bewegungsphasen an den die Flechtinger Scholle umgebenden Schollengrenzen etwa zeitgleich mit dem Geschehen am Harznordrand. Die Flechtinger Scholle zeigt folgenden geologischen Aufbau:

Unter einer geringmächtigen quartären Decke treten im untersuchten Gebiet vorherrschend vulkanische Gesteine des Perm auf. Im Gebiet Süplingen sind auch Basis- und Zwischenseimente sowie gefaltetes Grundgebirge am Aufbau beteiligt. Die über 1000 m mächtige vulkanische Folge wird in zwei Vulkanitserien untergliedert:

(Bebertaler Schichten)	Hangendes (Autun)
Rhyolithoide (Laven)	2. Vulkanitserie
Jüngere Andesitoide	
Rhyolithoide Ignimbrite Typ	
Holz Mühlental	1. Vulkanitserie
Rhyolithoide Ignimbrite Typ	
Steinkuhlenberg	
Ältere Andesitoide II	
" " I	Bodendorfer Schichten
(Süplinger Schichten)	Liegendes (Stefan C/Autun)

Für diese Vulkanite werden herzynisch verlaufende Eruptionen wahrscheinlich gemacht, zugleich aber die Bedeutung des Schnittpunktes mit rheinischen Strukturen für den Schmelzenaufstieg betont (BENEK; PAECH 1974). Scholleninterne Störungszone konnten SCHIRMER und BENEK (1976) nach ihrer geochemischen Spezialisierung und ihrem Alter untergliedern:

NE-SW streichende Störungen - gehören überwiegend der synvulkanogenen Tektonik an, treten weniger in Erscheinung;
 NW-SE streichende Störungen - gehören überwiegend der postvulkanogenen (saxonischen) Tektonik an; sie bilden für die Elemente Sr, Pb, Mo, Cu, Cr, Ni und F den erzkontrollierenden Faktor.

6.3. Ergebnisse der VLF-Messungen

Störungsorientierung: Es treten drei Vorzugsrichtungen der Störungsorientierung auf. Diese sind NW-SE, SW-NE und E-W gerichtet. Die herzynisch streichenden Störungen kommen besonders im Westteil der Flechtinger Scholle und -- weiter östlich -- im Südteil der Scholle vor. Da sich im Westteil der Flechtinger Scholle die Schollenbreite wesentlich verringert und somit der Abstand zwischen den herzynisch verlaufenden Randbrüchen reduziert, sind hier besonders starke Beeinflussungen der scholleninternen Störungstektonik durch Parallelelemente zu den regionalen Störungszonen zu erwarten. Dieser genetische Zusammenhang ergibt sich aus der prinzipiellen Übereinstimmung des kleintektonischen Inventars mit der regionalen Störungstektonik. In Analogie dazu lassen sich die herzynischen Störungszonen im Raum südlich Flechtingen ebenfalls als Parallelstrukturen zu der südlichen Randstörung vermuten. Schollenintern verringert sich die Anzahl der herzynischen Störungen zugunsten E-W streichender Störungen. Der Übergang erfolgt kontinuierlich, so daß die E-W-Richtung kein eigentlich neues Störungssystem darstellen muß. Erzgebirgisch streichende Störungen treten im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Die Streichrichtung variiert von ENE-WSW bis NE-SW, wobei die ENE-WSW-Richtung an den Bereich der Hilgesdorfer Störungzone gebunden zu sein scheint.

Die Verteilung der Störungen im Untersuchungsgebiet unterliegt Schwankungen. Sowohl für herzynisch als auch für erzgebirgisch streichende Störungen existieren Bereiche besonders intensiver Bruchtektonik.

Herzynische Störungen treten bevorzugt im Westteil der Flechtinger Scholle auf. Sie zerlegen die Kruste in 300 - 400 m breite Streifen und variieren im Streichen nur wenig. Östlich des Behlsdorfer Querversatzes, östlich dem die Gesteine der Flechtinger Scholle um >1 km weiter nach S vorgreifen, setzen sich die Störungen in stärkerer E-W-Orientierung bis in den Raum Flechtingen fort.

Bereits feldgeologisch kartierte Störungen nordwestlich Klinze und Eickendorf konnten in ihrem Verlauf konkretisiert und weiter verfolgt werden. Mitunter laufen um NW-SE variierende Störungen radialstrahlig in ein Rupturenzentrum zusammen.

Erzgebirgisch streichende Störungen treten im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Während im allgemeinen der Störungsabstand mehrere hundert Meter beträgt, verringert er sich südwestlich Flechtingens im Einflußbereich der Flechtinger Störungzone durch Nachweis zahlreicher paralleler und gleichlaufender Störungszonen beiderseits dieser Bruchzone erheblich. Durch diese Bruchzonen entstehen schmale Leistenschollen mit einer Breite von 100 - 300 m. Die Länge der einzelnen Störungen variiert. Nach der Ausbildung der geophysikalischen Anomalien benachbarter Profile scheinen über mehrere km Länge aushaltende Störungen Ausnahmen zu bilden. Die Störungszonen bestehen aus mehr oder weniger kurzen Teilelementen, die häufig gegeneinander um geringe Beträge versetzt sein können. Auch können sie im Streichen variieren. Beachtenswert ist ferner, daß die Teilelemente einer Störungzone eine unterschiedliche Intensität aufweisen können.

Weiter nördlich nimmt die Dichte der erzgebirgischen Störungen wieder ab. Möglicherweise erfolgt in diesem Gebiet der Spannungsabbau, der weiter südlich zur Anlage der geschilderten Scharung erzgebirgisch streichender Störungszonen geführt hat, durch die in die E-W-Richtung einlenkenden flachherzynischen Störungssysteme.

Örtlich (z.B. nordwestlich Flechtingen) wird der Störungsdurchgang nicht nur durch geophysikalische Anomalien gekennzeichnet, sondern auch durch zahlreich auftretende Quarzlesesteine bestätigt.

Neben den bisher beschriebenen beiden Hauptrichtungen der Störungsorientierung existieren nördlich Behnsdorf Hinweise auf rheinisch streichende Störungssysteme. Diese können mit dem Behnsdorfer Querversatz in Verbindung stehen. Hinweise auf horizontale Verschiebungsbeträge existieren jedoch nicht.

Zum tektonischen Charakter der Störungszonen

Zur näheren Beschreibung der Störungszonen bietet sich die Verallgemeinerung von Erfahrungen an, die an wenigen kartierbaren und aufgeschlossenen Bruchzonen gesammelt wurden. Zusätzlich erlaubt die VLF-Methode Aussagen zum Störungscharakter (Weitungsstrukturen und Einfallrichtung, Hinweise zur maximalen Tiefenlage des Störkörpers, jedoch keine Aussagen zur Größe des Versatzes und zur Breite der Störungselemente. Nach R. BENEK und H.-J. PAECH (frdl. mdl. Mitteilung) ist für die scholleninternen Störungen überwiegend mit Abschiebungskarakter zu rechnen. Diese durch Kartierung gewonnene Erfahrung entspricht den Verhältnissen, wie sie FRANZKE (1976) für die benachbarte Pultscholle des Harzes beschrieben hat.

FRANZKE verbindet die Anlage der Abschiebungssysteme des Harzes mit seiner mesozoischen Heraushebung am Nordharz-Lineament. Inwieweit die Übernahme dieser Hypothese für die Anlage der herzynischen Störungen der Flechtinger Scholle möglich ist, muß offenbleiben, wenn auch die Ähnlichkeit der regionalen tektonischen Position beider Schollen dafür spricht.

Über das Einfallen der Störungen können aus Aufschlußbefunden keine Verallgemeinerungen getroffen werden. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Nachweismöglichkeit für Störungen mittels VLF-Methode im wesentlichen durch erhöhte Zirkulation mineralisierter Wässer ermöglicht wird (Ausnahme: sehr gut leitende Einlagerungen). Diese methodische Einschränkung gestattet andererseits jedoch die Aussage, daß es sich bei den nachgewiesenen Störungen überwiegend um "offene" Systeme handelt, wie sie am ehesten durch Weitung erzeugt werden.

Konkrete Angaben zum Entstehungsalter des scholleninternen Störungsinventars lassen sich aus den durchgeführten Untersuchungen nicht machen. BENEK und PAECH (1974) nehmen eine intensive Störungstektonik mit Schollenkippen und schwachen Schichtverbiegungen während des vulkanogenen Molassestadiums an. Aktivierungen zu den Höhepunkten der saxonischen Tektonik sind unter Berücksichtigung des Geschehens an den benachbarten regionalen Störungszonen sehr wahrscheinlich.

Die Angaben zur maximalen Tiefenlage der Oberkante des Störkörpers beruhen auf indirekten Messungen und können ebenso wie die abgeleitete Einfallrichtung der Störungszonen nur grobe Richtwerte sein. Die Aussagen werden durch den Charakter der Deformationszonen selbst erschwert, da die theoretischen Modelle sich auf planare Zonen erhöhter Leitfähigkeit beziehen. In Wirklichkeit muß jedoch von komplizierten Vielfächensystemen ausgegangen werden. Widersprüche sind daher nicht zu vermeiden. Die Angaben zur Tiefenlage der Oberkante des Störkörpers liegen vorwiegend im Bereich weniger Dekameter. Folglich ist mit dem oberflächennahen Ausstreichen der Störungen unter den meist geringmächtigen känozoischen Sedimenten zu rechnen.

Aussagen zur Einfallrichtung der Störungszonen lassen sich nur zu Einzelobjekten machen. Daher wird hier mit wenigen Ausnahmen darauf verzichtet. So fallen die dem Südrand der Flechtinger Scholle als Parallelelemente zugeordneten herzynischen Störungszonen überwiegend nach SW ein; erzgebirgisch streichende Störungen im Westteil der Flechtinger Scholle weisen überwiegend SE-Einfallen auf. Andere Bereiche sind durch variierendes Einfallen gekennzeichnet.

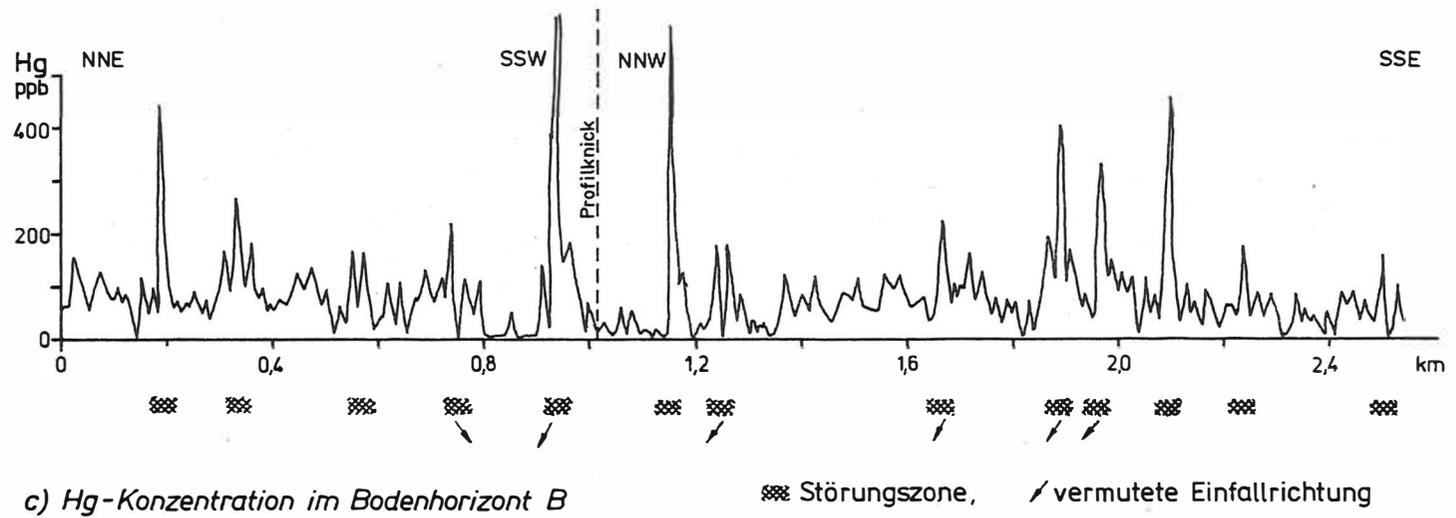
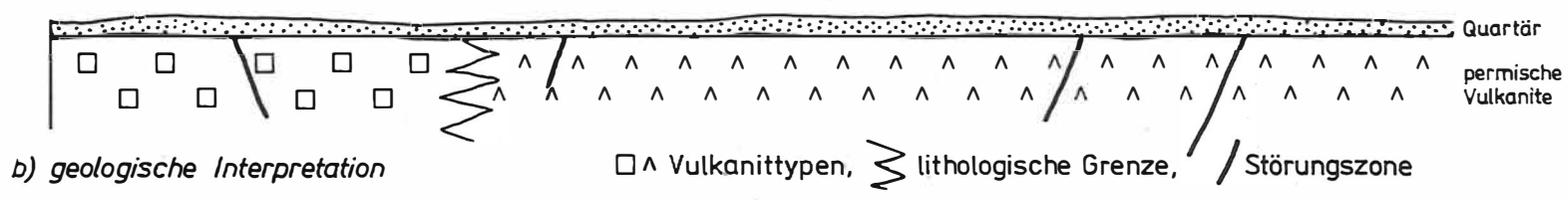
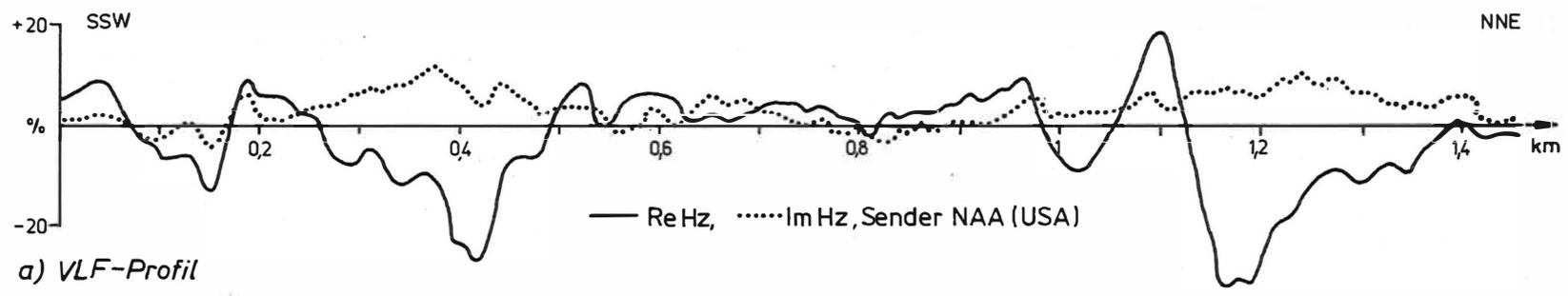


Abb. 15 Profilbeispiele für die VLF- und Hg-Untersuchungen im Bereich der Flechtinger Scholle

Angaben zur Tiefenerstreckung der Störung lassen sich dimensionsmäßig aus der Länge des Oberflächenanschnitts der durch die VLF-Methode nachgewiesenen Rupturen, nicht aus der Methode selbst, schlußfolgern. Da die Mehrzahl der Störungszonen eine Länge von 0,5 bis 2 km aufweist und längere Störungszonen nur durch Addition kleinerer Störungen entstehen, kann größenordnungsmäßig mit einer Tiefenreichweite von einigen hundert Metern gerechnet werden. Diese Angaben lassen sich größenordnungsmäßig auch aus der Beziehung zwischen der Tiefenreichweite der Störung und dem Abstand zur gleichgroßen (zeitgleichen) Begleitstörung bestätigen (BANKWITZ, 1980).

6.4. Ergebnisse der Quecksilberuntersuchung

Die Hg-Konzentration im Bodenhorizont B entlang der vermessenen Profile unterliegt sehr großen Schwankungen. Die Hg-Gehalte umfassen Werte von 10 ppb bis 600 ppb. Die sehr große Variationsbreite ermöglicht Aussagen zur rupturellen Zerblockung des untersuchten Gebietes. Abb. 15 zeigt die profilmäßige Darstellung der Hg-Konzentration mit Kennzeichnung der Störungsdurchgänge.

Wo entsprechende Aussagen möglich waren, wurde die Einfallrichtung der Störung kenntlich gemacht. Dabei erweist sich, daß die erzgebirgisch streichenden Störungen westlich Flechtingen, an denen anhand der Werteanordnung eine derartige Aussage möglich war, NW-Fallen aufweisen.

Ein Vergleich der durch die geophysikalische Prospektion im VLF-Bereich ermittelten Lage von Störungszonen mit den die Hg-Konzentration ausgewiesenen Störungen zeigt eine gute Übereinstimmung sowohl für die herzynisch als auch für die erzgebirgisch streichenden Störungen.

Die von BEUGE und KRAMER (1982) angegebene Möglichkeit zur näheren Charakterisierung von Störungszonen anhand der absoluten Hg-Konzentration läßt folgende Aussagen zu:

- Die meisten Störungsindikationen ordnen sich den nicht mineralisierten Störungen an.
- Einzelne Indikationen erreichen das Niveau mineralisierter Bruchstrukturen (6 Werte über 400 ppb, 2 Werte über 600 ppb)

Die angegebenen Höchstwerte der Hg-Konzentration sind eine Bestätigung dafür, daß für einen Teil der durch die VLF-Methode nachgewiesenen Störungen mit Mineralisierungen gerechnet werden kann. Für weitergehende gesicherte Aussagen reicht die vorhandene Datenzahl nicht aus. Wichtig erscheint jedoch der Hinweis, daß an den im Westteil der Flechtinger Scholle herzynisch orientierten Randstörungen, die sich weiter östlich mit E-W-Verlauf ins Scholleninnere fortsetzen, besonders hohe Indikationen auftreten.

6.5. Teilzusammenfassung

Die Analyse der Störungsverteilung in ausgewählten Bereichen der Flechtinger Scholle läßt betreffs der geologischen Position folgende Aussagen zu:

- Störungen wurden besonders häufig in den vulkanischen Hartgesteinen nachgewiesen. Dabei gibt es kaum Unterschiede zwischen den Vulkanittypen, weder in der Häufigkeit, noch in den bevorzugten Störungsorientierungen. Auftretende Unterschiede hängen ab von der tektonischen Position in bezug zu den Randstörungen der Flechtinger Scholle.
- Die Störungsdichte (der mittels VLF-Methode nachgewiesenen Störungen) nimmt im Verbreitungsgebiet der Süplinger Schichten und im gefalteten Grundgebirge wesentlich ab. Als Erklärung kommen in erster Linie Kompetenzunterschiede der deformierten Gesteine

in Frage (inkompetente Sedimente reagieren noch plastisch, wo die vulkanischen Hartgesteine schon zu Bruch gehen). Außerdem muß davon ausgegangen werden, daß der für die Nachweismöglichkeit von Störungszonen mittels VLF-Methode so wichtige Leitfähigkeitskontrast sich besonders in bruchhaft deformierten Hartgesteinen einstellt.

- Unerwartet war die Tatsache, daß sich die herzynischen Randbrüche der Flechtinger Scholle (Hilgesdorfer Störung und Parallelbrüche) westlich des Behnsdorfer Querversatzes nicht fortsetzen, sondern erst ca. 1,5 km nördlicher in der Klinzer Störung eine neuerliche regionale Störungszone ausgebildet ist.
- Generell ist im Nordteil der Weferlingen-Schönebecker Triasplatte nur mit einer sehr geringen Störungsdichte zu rechnen. Neben dem Einfluß petrophysikalischer Parameter bestätigt diese Feststellung die von BENEK und PAECH (1974) getroffene Aussage, wonach mit Beginn der postvulkanischen Sedimentation die Periode erhöhter bruchtektonischer Aktivität im wesentlichen abgeschlossen ist.
- Zum Teil ordnen sich die Störungszonen der Flechtinger Scholle in Störungsbündeln an.
- Wichtig erscheint die Beobachtung, daß ein Teil der herzynischen Störungszonen des Südrandes der Flechtinger Scholle nach E in die E-W-Richtung einlenken und sich damit der scholleninternen Tektonik unterordnen.

Zum Charakter der Störungen der Flechtinger Scholle sind folgende generellen Aussagen zulässig:

- Die Störungen sind überwiegend als Abschiebungen entwickelt; sie gehen damit auf Weitung zurück.
- Verallgemeinerungen über eine bevorzugte Einfallrichtung sind nicht möglich.
- Die Länge der Störungen beträgt etwa 0,5 bis 2 km; größere Störungszonen entstehen durch die Aneinanderreihung kleinerer Störungen.
- Die Tiefenreichweite einzelner Störungselemente scheint auf einige hundert Meter begrenzt zu sein; insgesamt kann für die einzelnen Störungszonen mit größerem Tiefgang gerechnet werden.
- Überwiegend ist mit einem oberflächennahen Ausstreichen der Störungen unter känozoischer Bedeckung zu rechnen.
- Aufgrund der Hg-Konzentration ist mit dem Auftreten mineralisierter Störungen zu rechnen.
- Die Scharung der beobachteten Störungselemente zu Störungsbündeln weist auf besonders intensiv deformierte Zonen hin.

7. Einige Schlußfolgerungen zur Charakterisierung der regionalen Störungszonen des Untersuchungsgebietes

In den vorhergehenden Kapiteln wurden mittels paläo- und neotektonischer Untersuchungen Aussagen zum Wirksamwerden der regionalen Störungszonen zusammengestellt. Der gezielte Einsatz unterschiedlicher Arbeitsmethoden in Teilbereichen des Untersuchungsgebietes, die sich in voneinander abweichender tektonischer Position befinden, läßt Verallgemeinerungen zum Bauplan und zur Wirksamkeit der regionalen Störungssysteme zu (gehobene und gesunkene Schollenränder, scholleninterne Strukturierungen durch Störungen niederer Ordnung).

Die Harznordrandstörung besteht aus einem System von Einzelstörungen. Diese sind an der Konturierung der Sporne und Buchten im Verlauf des Harznordrandes wesentlich beteiligt. Parallel orientierte Störungen des Systems treten besonders im Bereich der Harz-Scholle auf. Deformationsformen in den Deckgebirgsschichten der gesunkenen Flanke sind abhängig von ihrer räumlichen Position in Bezug zu Teilelementen der Harznordrandstörung und vom Stoffbestand der jeweils betroffenen Schicht. Im Bereich der Scharnierzonen treten durch Biegung erzeugte Scherlinsen hinzu. Der Deformationsgrad steigt in Annäherung an den Hauptversatz zwischen der Subherzynen Tiefscholle und der Harz-Hochscholle; in den Deckgebirgsschichten der Tiefscholle sind nahe an der Harz-Scholle umfangreiche kompressive Wirkungen festzustellen.

Bisher unterschätzt wurde der Anteil subherzynischer Nachbewegungen im Bereich der Harznordrandstörung, der sich sowohl durch fortgesetzte Steilstellung (bzw. Überkipfung) der Schichten in der Harzaufrichtungszone als auch durch gesteigerte neotektonische Aktivitäten auswirkte.

Als typisch für gehobene Flanken regionaler Störungszonen sind die Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen in Teilen der Flechtinger Scholle zu betrachten. Neben der Erfassung von Vorzugsorientierungen der Störungsverteilung konnten hier Störungsbündelungen in einem überraschend engmaschigen Störungsnetz festgestellt werden. Die überwiegend im Verbreitungsgebiet permischer Vulkanite ausgeführten Untersuchungen sind repräsentativ für den Deformationsgrad im subsalinaren Teilstockwerk. Dieses weist einen hohen Anteil an bruchhafter Verformung auf und unterscheidet sich dadurch vom Postsalinär, in dem die Lithotektonik eine wesentliche Rolle spielt. Störungsbündelungen konnten ebenfalls im Gebiet der Harznordrandstörung festgestellt werden. Sie treten bevorzugt auf der Hochscholle auf.

Die Störungszonen der Flechtinger Scholle sind minerogenetisch von volkswirtschaftlichem Interesse.

Im Bereich der Subherzynen Senke machten sich Schollengrenzen niederer Ordnung bemerkbar. Diese markieren sich zwar deutlich durch gesteigerte Litho- und Mächtigkeitsgradienten, jedoch treten vertikale und horizontale Verstellungen größeren Ausmaßes nur an den Störungszonen 1. Ordnung auf. Vergleicht man die herzynisch orientierten Störungszonen auch der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes, dann wird deutlich, daß an der Konturierung der saxonischen Halbhorste Störungszonen unterschiedlicher Ordnung beteiligt sind. Die nordöstlichen Randbrüche gehören dabei jeweils zum Störungstyp 1. Ordnung, die südwestliche Begrenzung zum Störungstyp niederer Ordnung. Folglich erscheint aus tektonischen Gründen eine südwärtige Verlängerung der bekannten Scholleneinheiten bis zur nächstfolgenden regionalen Störungszone möglich (z.B. Flechtinger Scholle bis zur Allertal-Störung, Harzscholle bis zur Nordbegrenzung des Kyffhäusers, Thüringer Wald-Scholle bis zur Begrenzung des Kleinen Thüringer Waldes), jedoch wegen der eingeführten Begriffe nicht sinnvoll. Bemerkenswert ist aber, daß die durch diese Strukturen begrenzten Schollen einheitlich nach SSW einfallen und an den Schollenrändern zahlreiche Hinweise auf kompressive Wirkungen existieren.

Wechselnde Aktivierungen von Schollengrenzen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete in Raum (unterschiedlich orientierte Schollengrenzen und wechselweise Aktivierung gleichgerichteter Schollengrenzen) und Zeit (Meso- und Känozoikum) ordnen sich den von NÖLDEKE und SCHWAB (1977) und SCHWAB u.a. (1979) im Bereich der Mitteleuropäischen Senke ermittelten Beckenbildungsstadien unter. Die wesentlichsten Umbauphasen der Strukturachsenorientierungen des Untersuchungsgebietes bilden damit keinen eigenständigen Vorgang ab, sondern erscheinen als Auswirkung des überregional wirkenden B e c k e n b i l - d u n g s p r o z e s s e s, natürlich unter den konkreten Bedingungen der Subherzynen

Senke und der angrenzenden Bereiche. Besondere Bedeutung kommt dem Wechsel vom Hauptabsenkungsstadium zum Differenzierungsstadium und dem Zeitraum des Stabilisierungsstadiums zu. Dabei wird dem an die altkimmerische Phase der oberen Trias gebundenen großregionalen Umbau des Beckenbildungsprozesses auch im kleinen Rahmen entsprochen, indem seit dem Oberen Keuper Teilbereiche des Untersuchungsgebietes durch eine gesonderte Entwicklung ausgezeichnet sind.

Die zweite wichtige Umbauphase für das Untersuchungsgebiet ist großregional durch tektonische Inversionen gekennzeichnet, die an die subherzynische Phase gebunden sind. Für die Inversionen spielen die herzynischen Schollengrenzen die wesentlichste Rolle. Bemerkenswert ist für diese Beckenbildungsetappe (Stabilisierungsstadium I) die Anlage der Randtröge vor gehobenen Schollenrändern. Diese Randtrogbildung könnte mit Hinweisen auf laterale Verschiebungen an regionalen Störungszonen des Untersuchungsgebietes in Verbindung stehen.

Indizien für laterale Verschiebungen treten sowohl an herzynischen, als auch an rheinisch gerichteten Schollengrenzen auf. Die Hinweise für horizontale Verschiebungen an regionalen Störungszonen ergaben sich insbesondere aus der Interpretation lithologisch-paläogeographischer Karten des Mesozoikums. Sie basieren auf der Verstellung primär zusammenhängender Lithofaziesgrenzen. Träger derartiger möglicher Bewegungen sind einerseits die Mitteldeutschen Hauptabbrüche für herzynisch orientierte Schollengrenzen und andererseits existieren auch Hinweise für Verstellungen im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone als rheinisch gerichteter Schollengrenze.

Die Versatzbeträge entlang beider Störungszonen betragen größenordnungsmäßig 10 - 20 km, wobei die Mitteldeutschen Hauptabbrüche Rechtsstörungen (Südscholle nach NW verschoben) und die Mittelmeer-Mjösen Zone eine Linksstörung (Ostscholle nach NW verschoben) darstellen (s. Abb. 16). Nimmt man eine Süd-Nord orientierte Hauptbeanspruchungsrichtung an, dann liegen beide regionalen Störungszonen im Schersektor des Spannungsellipsoids. Diese Beziehung muß aber nicht zur Zeit der Bildung der Störungssysteme bestanden haben. Beachtung muß auch das wechselnde Wirksamwerden unterschiedlich orientierter stress-Felder finden.

Die Altersdatierung der möglichen horizontalen Verschiebungen im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone und der Mitteldeutschen Hauptabbrüche ist problematisch. Da noch jurassische Sedimentationsstrukturen versetzt wurden, läßt sich daraus die Untergrenze der Aktivierungszeit ableiten. Ein weiterer Hinweis existiert in der Intensitätszunahme tektonischer Ereignisse während der Oberkreide (subherzynische Phase). Im Spätstadium dieser tektonischen Phase konnten im Bereich der Harznordrandstörung Indizien für nach NNE gerichtete Kompressionen ermittelt werden. Zieht man ferner die Anlage der sich in der Oberkreide bildenden Randtröge (vor der Harznordrandstörung und den Mitteldeutschen Hauptabbrüchen) als Indiz für horizontale Schollenbewegungen hinzu, dann verdichten sich die Hinweise für ein oberkreidezeitliches Alter der horizontalen Bewegungen. Wegen des hohen Anteils alttertiärer Aktivitäten an der Ausgestaltung der rheinisch gerichteten Strukturen muß die zeitliche Obergrenze diese Ereignisse jedoch noch einschließen.

Aus dem Vergleich des tektonischen Werdeganges der unterschiedlich orientierten Störungssysteme des außeralpidischen Mitteleuropas und den plattentektonischen Vorgängen im neoeuropäischen Orogengürtel ließen sich Einwirkungen der Kollisionserignisse auf die saxonischen Schollengrenzen ermitteln. Es überlagern sich im Bereich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche und der benachbarten regionalen Störungszonen herzynischer und rheinischer Orientierung in meso-känozoischer Zeit zwei geotektonische Prozesse. Einerseits werden Aktivitäten im Bereich der Schollengrenzen

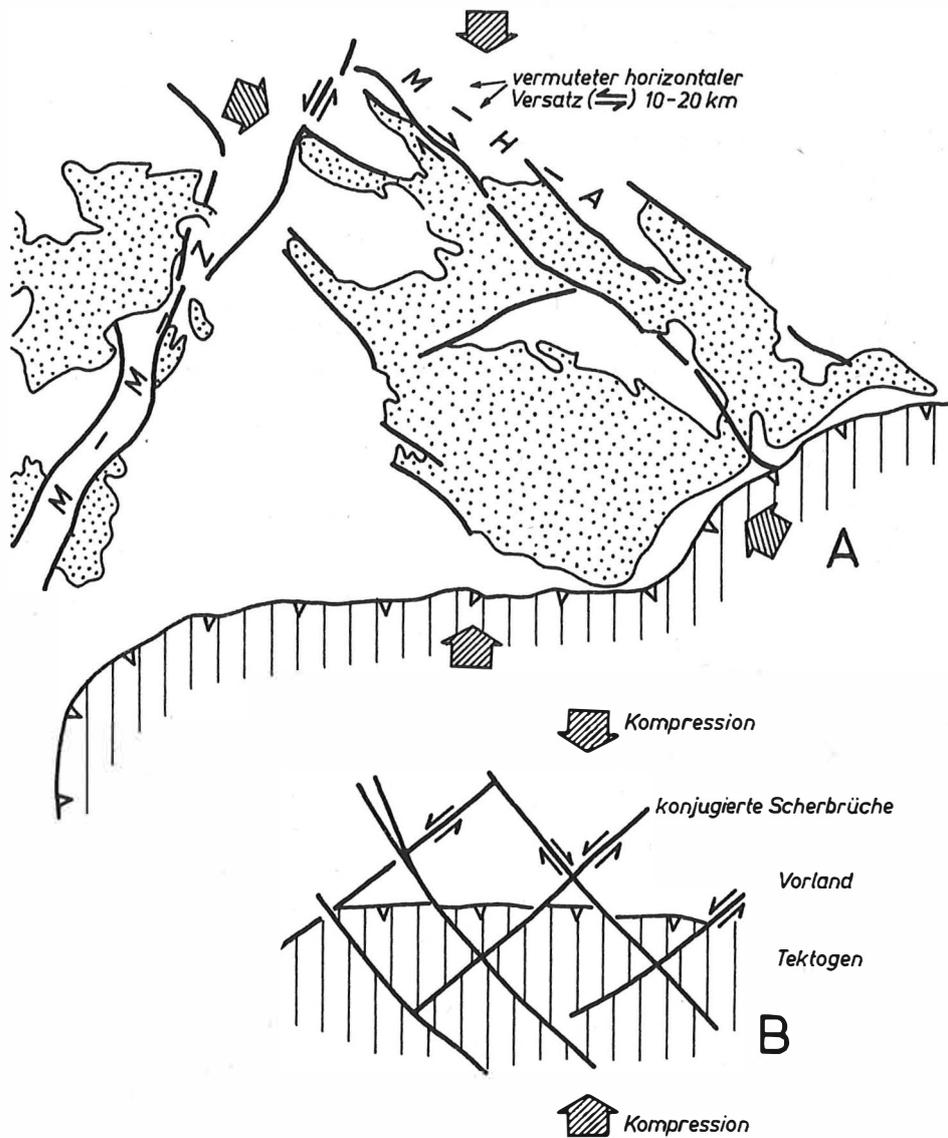


Abb. 16 Tektonische Position der regionalen Störungszonen Mitteleuropas in Bezug zum Alpidischen Orogen (Anlage der konjugierten Scherbrüche unter fortdauernder Kompression vermutlich schon spätvariszisch, Ausgestaltung während der alpidischen Ära unter wechselnden Beanspruchungen (A). Modell zum Verhältnis Scherbruch-Tektogen (B) nach DRONG u.a. 1982)

durch den Beckenbildungsprozeß der Norddeutsch-Polnischen Senke gesteuert, und andererseits wirken sich die Kollisionsphasen des neoeuropäischen Orogengürtels durch differenzierte Schollenbewegungen aus. Es ist daher berechtigt, von einer inneren Dynamik, die sich durch Aktivitäten eines stadialen diskontinuierlichen und gerichteten Absenkungsprozesses (SCHWAB u.a. 1979) auszeichnet und einer äußeren Dynamik, die sich durch das Wirksamwerden von stress-Feldern der alpidischen Mobilzone zu erkennen gibt, zu sprechen.

Inwieweit die innere Dynamik durch vertikal gerichtete Auswirkungen globaltektonischer Prozesse im Kruste - Mantel-Bereich beeinflußt wird, muß offenbleiben. Für das Wirksamwerden der stress-Felder des Orogen-Gürtels im außeralpidischen Mitteleuropa erwies sich die saxonische Großschollengliederung und speziell die Existenz der regionalen Störungszonen als bedeutungsvoll. Während die Süddeutsche Großscholle mit ihrer Westgrenze einen wesentlichen Einfluß auf NNE orientierte Störungszonen ausübt, geht eine wesentliche Beeinflussung der herzynischen Störungen vom Böhmischen Massiv aus. Beide Großschollen reagieren als direkte Nachbarn des Orogengürtels durch differenzierte Ausgleichsbewegungen auf Kompressionswellen aus der plattentektonischen Mobilzone. In geringem Umfang nehmen sie auch Einfluß auf die Vorgänge im Orogen-Gürtel. Augenfällig dabei ist die Abhängigkeit der Kontur des Orogengürtels von den begrenzenden Großschollen. Wichtig ist ferner die Rolle der Mittelmeer-Mjösen-Zone als Hauptbewegungsbahn zwischen Mittel- und Westeuropa, da hier ein Großteil der horizontalen Ausgleichsbewegungen zur relativen Süddrift Westeuropas realisiert werden.

Die herzynischen Störungszonen des Untersuchungsgebietes wandeln im Verlaufe ihrer Entwicklung durch das Wirksamwerden unterschiedlicher geotektonischer Prozesse (innere und äußere Dynamik) ihren Charakter. So unterliegen diese Störungen während der Unterkreide der Dilatation, während der Oberkreide der Kompression und in der jüngsten Oberkreide und im Paläogen der Scherung.

Ein weiteres tektonisches Grobelement, das auf die Kinematik des saxonischen Schollengefüges Einfluß nimmt, ist die Osteuropäische Tafel, speziell ihr SW-Rand. Dieser bestimmt einerseits die NE-Begrenzung des saxonischen Aktivierungsraumes und wirkt andererseits als Gegenflanke zur plattentektonischen Beeinflussung aus dem Süden. Im Gegensatz zu dieser aktiven Einflußnahme spielt der SW-Rand der Osteuropäischen Tafel jedoch nur eine passive Rolle.

Wie die Ausführungen zeigen, stehen die horizontalen Bewegungen an den herzynischen und rheinischen Störungszonen in gutem Einklang mit den plattentektonischen Vorgängen im neoeuropäischen Orogengürtel. Unbeantwortet bleibt jedoch die Frage nach der Ursache für die vertikalen Versätze an den regionalen Störungszonen.

Auf die Einbeziehung des Bewegungsablaufs der regionalen Störungszonen in den Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke (innere Dynamik) wurde schon hingewiesen. Die sehr einheitliche Morphologie der Großschollen zwischen der Süddeutschen Großscholle und den Mitteldeutschen Hauptabbrüchen (möglicherweise auch darüber hinaus) deutet jedoch auch hierfür auf eine Einflußnahme aus der tektonischen Mobilzone hin.

TJAPKIN & STOWAS (1982) stellen ein interessantes Modell zur Klärung der Strukturierung der Erdkruste vor: Nach ihrer Meinung ist die Kruste durch [±] vertikal einfallende Störungen unterschiedlicher Ordnung in schmale Blöcke geteilt, deren Tiefenreichweite die horizontale Erstreckung wesentlich übertrifft. Folglich ist bei tektonischer Beanspruchung auch mit Bewegungen entlang dieser Störungen, deren wichtigste als Blockgrenzen fungieren, zu rechnen. Die Autoren beziehen die Mobilität entlang dieser Blockgrenzen auf Auswirkun-

gen der Geoiddeformation; sie leiten die tektonischen Aktivierungen der Erdkruste aus wechselnden physikalischen galaktischen Feldern ab. Versenkte Fundamentblöcke sollen sich unter Dehnungsregime bilden, während Hebungscharakter auf Bildungsbedingungen unter Kompression hindeuten. Interessant an diesem Modell ist u.a. die Tatsache, daß Deformationen des Tafeldeckgebirges aus gleichgerichteten Bewegungen der Fundamentblöcke herleitbar sind.

Insgesamt zeigen die Untersuchungen, daß die Dynamik der regionalen Störungs-zonen durch unterschiedliche geotektonische Prozesse bestimmt wird, sich der Charakter der Bruchzonen im Verlaufe ihrer Entwicklung wandelt und neben den bekannten vertikalen Verstellungen auch mit dem Auftreten horizontaler Verschiebungen gerechnet werden muß.

8. Literatur

- ARTHAUD, F.; MATTE, P.: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. - Geol. soc. Amer., bull., Boulder 88 (1977) 9, S. 1305-1320
- BANKWITZ, P.: Einige methodische Aspekte der Interpretation aerokosmischer Aufnahmen für bruchtektonische Analysen. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 61 (1979), S. 80-95
- BANKWITZ, P.: Zu einigen Parametern der Bruchbildung. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 3, S. 245-264
- BANKWITZ, P.: Zum Bewegungsablauf an Bruchstörungen mit seismotektonischer Aktivität. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 3, S. 353-362
- BANKWITZ, P.: Fracture tectonics of the earth's crust. - 1982, Potsdam, Zentralinst. Physik Erde, 3rd internat. training course on tectonics, seismology and risk assessments, 28. Oktober - 24. November, Vortrag
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 3, S. 545-568
- Baumann, L.; LEEDER, O.; WEBER, W.: Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Spatlagerstätten. - Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 1, S. 6-17
- BECK, H.: Der Flechtinger Höhenzug. Sein varistischer und saxonischer Bauplan. - Schr. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Kiel 4 (1935), 67 S.
- BEIN, E.: Ergebnisse gravimetrischer Messungen im nördlichen Harzvorland. Ein Versuch quantitativer Interpretation tiefer Krustenteile. - Z. angew. Geol., Berlin 12 (1966), S. 19-27
- BENEK, R.: Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz. - Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes. Montangeol., Berlin (1967) 1, S. 7-80
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.: Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). - Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974) 10, S. 1145-1155
- BENEK, R.; PAECH, H.-J.; SCHIRMER, B.: Zur Gliederung der permosilesischen Vulkanite der Flechtinger Scholle. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 867-878
- BENEK, R.; RÖLLIG, G.; EIGENFELD, F.; SCHWAB, M.: Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 203-244
- BEUGE, P.: Beitrag zur Geochemie des Quecksilbers unter besonderer Berücksichtigung des Territoriums der DDR. - 1974, Freiberg, Bergakademie, Diss. A
- BEUGE, P.; KRAMER, W.: Nachweis und Charakterisierung von Bruchstörungen mittels Quecksilberuntersuchungen. - Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 607-616

- BEUTLER, G.: Der Einfluß der Möckow-Dargibeller Störungszone auf Sedimentationsprozesse im Mesozoikum. - Z. geol. Wiss., Berlin 6 (1978) 3, S. 319-328
- BEUTLER, G.; SCHÜLER, F.: Zur Bedeutung rhenotyper Bruchstrukturen in der westlichen Ostsee während des älteren Mesozoikums. - Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 10, S. 1133-1147
- BEUTLER, G.: Die Bedeutung der altkimmerischen Tektonik im Ostteil der Mitteleuropäischen Senke unter besonderer Berücksichtigung der Halokinese. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig (1982) C 376, S. 29-41
- BOIGK, H.: Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. - Geol. Jb., Hannover 85 (1968), S. 861-900
- BORMANN, P.: Erdfernerkundung. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 65 (1980), S. 1-127
- BORN, A.: Zur Tektonik des Harznordrandes. - Z. deutsch. geol. Ges., Berlin 88 (1937), S. 449-497
- BRAUSE, H.: Untergrundbedingte Braunkohlenlagerungsverhältnisse in der Umgebung von Hoyerswerda. - Z. angew. Geol., Berlin 10 (1964) 9, S. 493-496
- BRAUSE, H.: Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1975) 3, S. 601-615
- BRAUSE, H.: Paläodrift-Tektonik in Mitteleuropa. - Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 7, S. 338-349
- BRAUSE, H.; BEUTLER, G.: Beitrag zum mesozoischen Bewegungsbild Mitteleuropas. - Z. geol. Wiss., Berlin 5 (1977) 10, S. 1183-1192
- BRAUSE, H.; STEDING, D.; SCHUBERT, G.: Tektonische Beziehungen zwischen Prätertiär, Tertiär und Quartär in der nördlichen Oberlausitz. - Geologie, Berlin 13 (1964) 6/7, S. 731-744
- BREYER, F.: Structure and Development of the Southern Part of the Rhine Graben According to Geological and Geophysical Observations. In: J.H. ILLIES; S. MUELLER (Eds.): Approaches to Taphrogenesis. - Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) 1974
- BRINKMEIER, G.: Eine Scholleneinteilung des nordwestdeutschen Raumes. - Erdöl und Kohle 10 (1957) 3, S. 133-141
- BUBNOFF, S. v.: Grundprobleme der Geologie. Unveränd. Offsetnachdruck der 3. Aufl. - Berlin: Akad.-Verl. 1959
- CHANELL, J.E.T.; D'ARGENIO B.; HORVATH, F.: Adria, the African promontory in Mesozoik Mediterranean palaeogeography. - Earth Sci. Rev., Amsterdam 15 (1979), S. 213-292
- CLOOS, H.: Tektonische Probleme am Nordrand des Harzes. - Geol. Rdsch., Leipzig 7 (1917), S. 314-329
- DIENER, I.: Kreide. In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, 1, S. 320-342. - Berlin: Akade. - Verl. 1968
- DIENER, I.: Zur paläotektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges im Nordteil der DDR. 6.: Paläotektonische Entwicklung in der Unterkreide. - Jb. Geol., Berlin 11/12 für 1975/1976 (1978)
- DONNER, F.: Entwicklung und Erprobung einer Mehrkomponenten-VLF-Apparatur. - Z. angew. Geol., Berlin 25 (1979) 7, S. 306-314
- DRONG, H.-J.; PLEIN, E.; SANNEMANN, D.; SCHUEPBACH, M.A.; ZIMDARS, J.: Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden - eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 133 (1982), S. 699-725
- ELLENBERG, J.: Zu rezenten Krustenbewegungen im Territorium der DDR. - 1985, Berlin, Gesellsch. Geol. Wiss. DDR, 32. Jahrestagung, 16. - 18. Oktober, Vortrag
- FIEDLER, K.: Linsige Zerschering in Kalken. - Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg 43 (1974), S. 173-194
- FOUGAR, K.: Der Bau der Aufrichtungszone am nördlichen Harzrand und die Klüftung ihrer Gesteine. - Jb. hall. Verb., N.F., Halle 15 (1936), S. 53-140
- FRANZKE, H.J.: Zur Bruchtektonik im Unterharz. - Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 7, S. 1009-1022

- FRISCH, W.: Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. - Geol. Rdsch., Stuttgart 70 (1981) 2, S. 402-411
- FUCHS, K.: Untersuchungen am Westabbruch der Böhmisches Einheit im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Bruchschollenland mit Hilfe der Gravimetrie. 1979, 115 S. München, Univ. Fak. Geowiss., Diss. A
- GLUSKO, W.W.; DIKENSTEJN, G.Ch.; SCHMIDT, K.; GOLDBECKER, K.: Zur tektonischen Rayonierung des Nordteils der DDR nach dem Alter des gefalteten Untergrunds. - Jb. Geol., Berlin 7/8 (1976), S. 9-16
- GREINER, G.: In situ Spannungsmessungen und tektonischer Beanspruchungsplan in Süddeutschland. - Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976) 1, S. 55-65
- GRUMBT, E.: Der Nordostrand des Thüringer Waldes zwischen Ruhlaer Kristallin und Schwarzbürger Sattel. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie usw., Berlin (1960) 3, 76 S.
- HARK, U.-U.: Pleistozäne Bewegungen im Subherzynen Becken. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Hamburg 23 (1954), S. 121-125
- HARK, H.U.: Eine klufttektonische Studie an der NW-Ecke des Harzes. - Abh. d. Braunschw. Wissensch. Gesellsch., Braunschweig VIII (1956), S. 23-35
- HEIMLICH, K.: Zur Stratigraphie und Tektonik des westlichen Quedlinburger Sattels. - Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie usw., Berlin (1956) 1, S. 1-35
- HINZE, C.; JORDAN, H.: Die Weststrandstörung des Harzes. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 132 (1981), S. 17-28
- HOTH, K.; PAECH, H.-J.; KAMPE, A.: Hinweise auf Intrusivkörper im nördlichen Teil der Flechtingen-Roßblauer Scholle. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 7, S. 861-866
- HURTIG, E.; SCHLOSSER, P.: Der Wärmefluß in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973), S. 461-466
- ILLIES, J.H.: Graben tectonics as related to crust-mantle interactions. In: J.H. ILLIES; S. MUELLER (Eds.): Graben Problems. - Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. (Nägele u. Obermiller) 1970
- ILLIES, H.: The Rhine graben riftsystem-plate tectonics and transform faulting. - Geophys. Surv. 1 (1972), S. 27-60
- ILLIES, H.: Intraplattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. - Oberrhein. geol. Abh., Karlsruhe 23 (1974), S. 1-24
- ILLIES, H.: Neotektonik, geothermale Anomalie und Seismizität im Vorfeld der Alpen. - Oberrhein. geol. Abh., Karlsruhe 27 (1978), S. 11-31
- ILLIES, H.; GREINER, G.: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. - Oberrhein. geol. Abh., Karlsruhe 25 (1976), S. 1-40
- JANSSEN, C.; BAUMBACH, M.: Berechnung der Spannungsverteilung an Störungen. - 1982, Potsdam, Zentralinst. Physik Erde, 14. Wiss. Jahrestagung, Vortrag
- JANSSEN, C.: Analyse der Paläospannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Südteils der DDR (Horizontalstylolithen, Schallwellengeschwindigkeiten). - 1983, 120 S. Potsdam, Zentralinst. Physik Erde, Diss. A (unveröff.)
- JANSSEN, C.: Analyse der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge des Subherzynen Beckens und angrenzender Gebiete. - Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, Potsdam 27 (1983), S. 195-200
- JUBITZ, K.-B.: Zur Problematik tektonischer Untersuchungen im Deckgebirge STILLES (Tafeldeckgebirge und Molassestockwerk). - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 69-83
- JUBITZ, K.-B. u.a.: Blankenburger Kreidebucht. - Exk.-Führer Jahrestagg. Geol. Gesellsch. DDR, Berlin (1957), S. 57-68
- JUBITZ, K.-B. u.a.: Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn. - Exk.-Führer 11. Jahrestagg. Geol. Gesellsch. DDR, Berlin (1964), S. 23-56
- JUBITZ, K.-B.; SCHWAB, G.; TESCHKE, H.-J.: Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel - ein Überblick. - Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1981) 10, S. 113-1137

- KARPE, W.; KNAPE, H.; SCHWAB, M.: Zur Entwicklung des Tafeldeckgebirges im östlichen Subherzynen Becken. - Exk.-Führer 25. Jahrestag. GGW, Berlin (1978), S. 24-33
- KLAUS, D.: Zur Kenntnis der Mineralisation am Flechtinger Höhenzug. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B, Berlin 14 (1969), S. 153-162
- KNAPE, H.: Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges, Teil I u. II. - Geologie, Berlin 12 (1963) 5 u. 6, S. 509-536 u. 637-673
- KÖLBEL, F.: Das Prätertiär der Struktur Mulchwitz bei Spremberg nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruches. - Geologie, Berlin 2 (1958) 3-6, S. 676-681
- KÖLBEL, H.: Die tektonische und paläogeographische Geschichte des Salzgitterer Gebietes. - Abh. Reichsanst. Bodenf., N.F., Berlin 207 (1944)
- KÖLBEL, H.: Die Paläogeographie des Juras im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Berlin 12 (1967) 3,4, S. 259-288
- KÖPPER, J.: Zur Geologie der NE-Harzrandstörung zwischen dem Eckertal und Hahausen. - 1977, 100 S. Clausthal, Techn. Univ. Fak. Natur u. Geisteswissensch. Diss. A
- KOROUS, M.: Application of VLF (very low frequencies) method in hydrogeological research and ore prospecting in Czechoslovakia. - Geophys. u. Geol., Geophys. Veröff. d. KMU Leipzig, Berlin 1 (1978) 4, S. 125-133
- KRONBERG, P.: Photogeologie. Eine Einführung in die geologische Luftbildauswertung. - Clausth. tekton. H., Clausthal - Zellerfeld 6 (1967), S. 1-235
- KRULL, P.: Zum bruchtektonischen Bau des Territoriums der DDR und angrenzender Gebiete nach kosmischen Aufnahmen. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 61 (1979), S. 61-71
- KUGLER, H.; SCHWAB, M.; BILLWITZ, K.: Allgemeine Geologie, Geomorphologie und Boden-geographie. - Gotha/Leipzig: H. Haack, Geograph.-Kartogr. Anstalt, 1980, 216 S.
- KUNERT, R.; LENK, G.: Das Tertiär nördlich der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. - Geologie, Berlin 13 (1964) 4, S. 403-428
- LAUTERBACH, R.: Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsresultate Mitteleuropas. - Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 2 (1962), S. 325 bis 336
- LOTSCH, D.: Tertiär (Paläogen und Neogen). In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, 1, S. 356-379. Berlin: Akad.-Verl., 1968
- LOTZE, F.: Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. In: A. BENTZ (Hrsg.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 43-46. - Hannover-Celle: Amt für Bodenforsch. 1949
- LOTZE, F.: Einige Probleme der Osnungtektonik. - Geotekt. Forsch., Stuttgart 9/10 (1933), S. 7-17
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze. I. Teil (Allgemein-geologischer Teil). - Berlin: Gebr. Borntraeger 1957, 465 S.
- LUDWIG, A.: Beobachtungen im Pleistozän des nördlichen Harzvorlandes. - Geologie, Berlin 2 (1958) 3-6, S. 237-860
- LUDWIG, A.O.: Die geologische, blocktektonische Entwicklung des Elbe-Lineaments und der angrenzenden Schollen im Gebiet der DDR. Problemkommission IX der multilateralen Zusammenarbeit der Akademien der Wissenschaften der sozialistischen Länder "Geosyn-klinaleprozeß und Entwicklung der Erdkruste". - Berlin-Potsdam: Zentralinst. Physik Erde, 1981
- LUDWIG, A.O.: Zur Bruchtektonik während der variszischen Morphogenetappe (Mittlerer Teil der DDR). - Z. geol. Wiss., Berlin 12 (1984) 2, S. 215-234
- LUDWIG, A.O.: Die strukturelle Entwicklung des NW-Abschnitts des Elbe-Lineaments und Vergleich mit dem anschließenden SE-Abschnitt im Gebiet der DDR. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 77 (1983), S. 143-176
- LUTZENS, H.: Zur tektonischen Entwicklung des Harzvariszikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz. - Berlin: Akad.-Verl., 1979, S. 37-103, (Schriftenreihe geol. Wiss.: 15)
- MARTINI, H.-J.: Salzsättel und Deckgebirge. - Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 105 (1955), S. 823-836

- MEINHOLD, R.; REINHARDT, H.-G.: Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Berlin 12 (1967) 3/4, S. 329-353
- MILBRODT, L.: Lagerungsstörungen im Braunkohlenfeld Spreetal - Nordost. - Z. angew. Geol., Berlin 25 (1979) 6, S. 213-219
- MILEWICZ, J.: Die tektonisch-strukturelle Entwicklung des Synklinoriums der Nord-Sudety. - Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 2, S. 157-161
- MILITZER, H.; SCHÖN, J.; STÖTZNER, U.; STOLL, R.: Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau. - Leipzig: Deutsch. Verl. Grundstoffind. 1978
- MÖBUS, G.: Abriß der Geologie des Harzes. - Leipzig: B.G. Teubner Verl.-Gesellsch. 1966, 219 S.
- MOHR, K.: Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. - Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 1978, 387 S.
- MOHR, K.; KRONBERG, P.; GÜNTHER, R.: Die Bruchtektonik des Harzes im Satellitenbild. - Geotekton. Forsch., Stuttgart 53 (1977), S. 68-82
- MUSSTOW, R.: Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Oberkreide und des Albs in Ostbrandenburg und in der östlichen Niederlausitz. - Geologie, Berlin 17 (1968) Beiheft 61, S. 1-71
- NÖLDEKE, W.; BACH, D.; TESSIN, R.: Zur paläotektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges im N-Teil der DDR. 5. Paläotektonische Entwicklung im Jura. - Jb. Geol., Berlin 11/12 für 1975/1976 (1978)
- NÖLDEKE, W.; DIENER, I.: Zur Darstellung lithologisch-paläogeographischer Verhältnisse nach der Profilmethode. - Z. angew. Geol., 18 (1972) 9, S. 385-391
- NÖLDEKE, W.; SCHWAB, G.: Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. - Z. angew. Geol., Berlin 23 (1977) 8, S. 369-379
- NÖLDEKE, W.; SCHWAB, G.: Zur Charakterisierung der vertikalen Krustenbewegungen während der meso-känozoischen Entwicklung im Nordteil der DDR. - Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 11, S. 1237-1241
- OLSZAK, G.; THIERBACH, H.: Einige geologisch-geophysikalische Strukturelemente der Norddeutsch-Polnischen Senke und ihre möglichen Beziehungen zum Tiefenbau. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 2, S. 155-172
- ORTLAM, D.: Die känozoische Entwicklung der Mittelmeer-Mjösen-Zone. - Berliner geowiss. Abh., Berlin, A, 19 (1980), S. 160-163
- PAECH, H.-J.: Zur Falten tektonik der Grauwacken - Pelit - Wechselagerung der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). - Z. geol. Wiss., Berlin 4 (1976) 10, S. 1361-1367
- RAST, H.: Zur Frage rheinisch gerichteter Strukturen im Thüringer Becken. - Geophysik und Geologie, Leipzig 9 (1966), S. 33-43
- RICHTER, G.: Falten und Brüche im nördlichen Harzrand-Gebiet. - Z. deutsch. geol. Ges., Berlin 87 (1935), S. 83-114
- RICHTER-BERNBURG, G.: Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. - Geol. Jb., Hannover 85 (1968), S. 997-1030
- RICHTER-BERNBURG, G.: The Oberrhein Graben in its European and Global Setting. In: ILLIES, J.H. & K. FUCHS (ed.): Approaches to Taphrogenesis. - Inter-Union on Geodynamics, Scient. Rep., Stuttgart 8 (1974), S. 13-41
- RICHTER-BERNBURG, G.: "Saxonische Tektonik", Hans Stilles Begriff in heutiger Sicht. - Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 128 (1977), S. 11-23
- ROSENFELD, U.: Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 128 (1977), S. 25-39
- ROLL, A.: Der Harzrand bei Bad Harzburg. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart 97 (1953), S. 90-98
- SCHENK, E.: Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. - In: Inter-Union on Geodynamics Scient. Rep., Stuttgart 8 (1974), S. 286-302

- SCHIRMER, B.; BENEK, R.: Metallogenetisch-tektonische Aspekte zum Flechtinger Vulkanitkomplex. - Jb. Geol., Berlin 7/8 für 1971/1972 (1976), S. 33-45
- SCHLEGEL, E.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz). - Geologie, Berlin 10 (1961) 8, S. 896-922
- SCHOLZ, E.; TANNER, G.; JÄNCKEL, R.: Einführung in die Kartographie und Luftbildinterpretation. - Gotha/Leipzig: H. Haack, Geograph.-Kartogr. Anstalt 1980, 138 S.
- SCHÖNENBERG, R.: Einführung in die Geologie Europas. - Freiburg: Rombach 1979, 2. Aufl., 300 S.
- SCHREITZENMAYR, St.: Remanente Mobilität des Schollenbaus junger Tafelgebiete am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. - Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 12, S. 1361 bis 1377
- SCHRÖDER, B.: Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Großscholle. - Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976) 1, S. 34-54
- SCHROEDER, H.: Geologische Übersichtskarte der Subherzynen Kreidemulde 1 : 100 000. - Berlin: Preuß. Geol. Landesanst. 1931
- SCHULZE, G.: Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. - Z. angew. Geol., Berlin 10 (1964) 7 u. 8, S. 338-348, 403-413
- SCHÜLER, F.: Über die Entwicklung des Buntsandsteins im NE der DDR. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 8, S. 1019-1028
- SCHWAB, G.: Vorarbeiten zur "Tektonischen Grundkarte der DDR" 1 : 100 000. Teilthema Deckgebirge, Anteil: Tertiär. - Berlin: Geotekt. Inst. 1966 (unveröff.)
- SCHWAB, G.: Paläotektonische, neotektonische und rezente Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. - Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 11, S. 1223-1236
- SCHWAB, G.; BENEK, R.; JUBITZ, K.-B.; TESCHKE, H.-J.: Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. - Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 3, S. 397 bis 413
- SCHWAB, G.; JUBITZ, K.-B.; MEIER, R.: Zu einigen Aspekten der stofflichen und strukturellen Entwicklung im Tafeldeckgebirge des nördlichen Mitteleuropas, speziell zu Fragen der Postumität. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14 (1973) 1, S. 85-111
- SCHWAB, G.; NÖLDEKE, W.; TESCHKE, H.-J. u.a.: Zur Paläomobilität junger Tafeln, dargestellt am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 5, S. 601-615
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz. - Jb. Geol., Berlin 5/6 für 1969/70 (1976), S. 9-117
- SCHWAB, M.: Der Aufschluß der Harzaufrichtungszone im Tal des Teufelsbaches bei Kloster Michaelstein (Harznordrand). - Hall. Jb. Geowiss., Gotha/Leipzig 5 (1980), S. 30-92
- SEIDEL, G.: Saxonische Tektogenese. In: Geologie von Thüringen. Gotha/Leipzig: H. Haack, Geograph.-Kartogr. Anstalt, 1974, 1000 S.
- SPENGLER, R.: Die Karte "Hydrographische Übersicht" 1 : 750 000 im "Atlas DDR". - Peterm. Geogr. Mitt., Gotha/Leipzig 125 (1981) 4, S. 273-282
- STACKEBRANDT, W.: Megaskopische Deformationsformen mesozoischer Sedimentite im Bereich der Harznordstörung. - Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982) 5, S. 627-634
- STACKEBRANDT, W.: Zum tektonischen Charakter der Harznordrandstörung. - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 77 (1983), S. 187-193
- STACKEBRANDT, W.; JANSSEN, Ch.: Zur zeitlichen Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der DDR. - Z. geol. Wiss., Berlin 14 (1986) 1, S. 105-111
- STADLER, G.; TEICHMÜLLER, R.: Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld 18 (1971), S. 547-564
- STILLE, H.: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. - 3. Jber. niedersächs. geol. Ver., Hannover 1910, S. 141-170
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - Berlin: Verl. Gebr. Borntraeger 1924

- TESCHKE, H.-J.: Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Randbereichs der Osteuropäischen Tafel. - Schriftenr. geol. Wiss., Berlin 4 (1975), 151 S.
- TGL-Nr. 34 331: Fachbereichsstandard der DDR, Geologie, Regionalgeologische Gliederung. - Unveröff. Entwurf, Berlin: Zentr. Geol. Inst. 1980
- THURM, H.; BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.; HARNISCH, G.: Rezente horizontale Deformation der Erdkruste im Südostteil der Deutschen Demokratischen Republik. - Peterm. geogr. Mitt., Gotha/Leipzig 121 (1977) 4, S. 281-304
- TIWARI, R.; ROY, R.N.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an oberkretazischen Sandsteinen der Subherzynen Kreidemulde. - Leipzig: Deutsch. Verl. Grundstoffind., 1974, S. 28-135, (Freiberger Forsch.-H.; C 301)
- TJAPKIN, K.F.; STOVAS, G.M.: O nekotorych osobennostjach deformacii verchnich castej zemnoj kory. - Geol. Z., Kiev 42 (1982) 3, S. 1-13
- TRÖGER, K.-A.; KURZE, M.: Zur paläogeographischen Entwicklung des Mesozoikums im Südteil des Subherzynen Beckens. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 10, S. 1247-1265
- VANDENBERG, J.: Rekonstruktionen of the Western Mediterranean for the Mesozoic and Tertiary timespan. In: W.J.M. van der Linden (ed.): Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmeln's search for harmony. - Geol. Minbouw 58 (1979), S. 153-160
- VANDENBERG, J.: Palaeomagnetic data from the Western Mediterranean: a review. In: W.J.M. van der Linden (ed.): Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony. - Geol. Minbouw 58 (1979), S. 161-174
- VOIGT, E.: Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 114 (1963), S. 378-418
- WAGENBRETH, O.: Zerrung und Pressung und ihr Verhältnis zueinander in der germanotypen Tektonik. - Geologie, Berlin 12 (1963) 3, S. 249-263
- WAGENBRETH, O.: Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Staßfurt-Oscherslebener Salzsattels und seiner tertiären Randsenken. - Geologie, Berlin 15 (1966) 9, S. 1009-1022
- WALLNER, P.: Quecksilbergehalte in Böden, der Bodenluft und in der bodennahen Atmosphäre im Bereich einiger bekannter Erzvorkommen. - 1977, Aachen, Techn. Hochsch., Diss. A
- WATZNAUER, A.: Das Territorium der DDR im geologischen Wirkungsfeld Mitteleuropas - eine Übersicht für die Zwecke der Tiefenerkundung. - Z. angew. Geol., Berlin 15 (1969), S. 57-63
- WEBER, W.: Zur Methodik der Lokalisierung und Charakterisierung tiefer Bruchstrukturen für mineralogenetische Untersuchungen. - Freiberger Forsch.-H., C, Leipzig 329 (1977), S. 9-52
- WIENHOLZ, R.: Über den geologischen Bau des Untergrundes im nordostdeutschen Flachland. - Jb. Geol., Berlin 1 für 1965 (1967), S. 81-87
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart: K.F. Koehler 1950, 464 S.
- WUNDERLICH, H.G.: Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg. - Geol. Rdsch., Stuttgart 41 (1953), S. 200-234
- WUNDERLICH, H.G.: Jüngste Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. - Geol. Rdsch., 43 (1955)
- WUNDERLICH, H.G.: Tektogenese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen. - Geol. Rdsch., Stuttgart 46 (1957), S. 372-413
- WUNDERLICH, H.G.: Ausweitung und Einengung an saxonischen Bauformen Südniedersachsens. - Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 116 (1966), S. 683-695
- ZIEGENHARDT, W.; KRAMER, H.-J.: Der känozoische Sedimentationsablauf in der Egelner Südmulde - ein Beitrag zur Kinematik und Dynamik halokinetisch angelegter Randsenken. - Geologie, Berlin 17 (1968) 8, S. 902-919
- KÖLBEL, H. (Red.): Geol. Karte DDR 1 : 500 000, Karte ohne känozoische Bildungen, Zentr. Geol. Inst., Berlin 1962

