

Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens (Sachsen-Anhalt): Geophysik und Geologie

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt der

Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
(mathematisch-naturwissenschaftlicher Bereich)
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

von Herrn Ivo Rappsilber
geb. am 13. 04. 1966 in Halle

Gutachter:

1. Prof. Dr. G. H. Bachmann MLU Halle-Wittenberg
2. Prof. Dr. B. Forkmann TU Bergakademie Freiberg
3. Prof. Dr. A. Henk Universität Würzburg

Halle (Saale), 7. Februar 2003

urn:nbn:de:gbv:3-000004939

[<http://nbn-resolving.de/urn/resolver.pl?urn=nbn%3Ade%3Agbv%3A3-000004939>]

Zusammenfassung

Auf der Grundlage einer Vielzahl bedeutender geowissenschaftlicher Arbeiten über das Saale-Becken war es möglich, den Kenntniszuwachs der letzten Jahre zu einer Synthese unter neuen Gesichtspunkten zu verarbeiten. Durch Auswertung und Interpretation geologischer und geophysikalischer Daten gelang es, für das nördliche Saale-Becken das bestehende Strukturmodell interdisziplinär gestützt zu verifizieren und zu modifizieren. Auf der Basis dieses Modells einerseits und aktuellen plattentektonischen Theorien andererseits werden Vorstellungen zur möglichen geologischen Entwicklung der Struktur dargelegt.

Strukturmodell

Als Ausgangspunkt für die angestrebte Synthese wurde für das Untersuchungsgebiet zunächst ein aus rund 30 geologischen und geophysikalischen Karten bestehendes Kartenwerk angefertigt. Dieses stellt – aufbauend auf den Ergebnissen der Reflexionsseismik, unter Einbeziehung von Bohrungen und den Interpretationen und Modellierungen der geophysikalischen Potenzialmethoden – ein gut gestütztes geologisches Strukturmodell dar.

Es zeigt das Saale-Becken als ein asymmetrisches, ansatzweise halbgrabenförmiges Becken. Die mit einer wesentlichen Sprunghöhe verbundene NW-Flanke wird in der Hornburg-Störung und in der Gröbzig-Dessau-Störung gesehen. Die Beckenablagerungen greifen über diese Störungen noch bis zum NW-Rand der Mitteldeutschen Kristallzone hinweg, wobei ihre Mächtigkeit jedoch deutlich vermindert ist. Nach Südosten zu ist eine allmähliche, nicht störungskontrollierte Mächtigkeitsabnahme der Sedimente zu verzeichnen.

Entwicklungsmodell

Plattentektonische Prozesse bei der Kollision von Gondwana mit Laurussia unter Einbeziehung von Terranes bzw. Ansammlungen von Krustenfragmenten im Unterkarbon waren der Ausgangspunkt für komplizierte Überschiebungs- und Stapelungsprozesse während der variszischen Orogenese. Schon dabei prägten sich lokale Senkungsstrukturen als Pull-apart-Becken aus. Mit der Umstellung des Stressregimes auf Extension erfolgte ab Oberkarbon ein Zergleiten des Deckenstapels an den alten Überschiebungsbahnen. Dies führte im Streichen dieser variszischen Strukturen zur Herausbildung langgestreckter Beckenbereiche als Halbgräben, die den Verwitterungsschutt des Gebirges aufnahmen. Mit fortschreitender dextraler Bewegung Gondwanas gegenüber Laurussia wurde der Orogengürtel durch ein System von NW-SE-streichenden Scherbrüchen zerlegt. Dadurch differenzierte sich die Beckenbildung ab Ende Karbon und verstärkt im Rotliegend. Ein relativ kurzzeitiger und intensiver Vulkanismus war an die Kreuzungspunkte solcher NW-SE-streichenden Störungen (z. B. Halle-Störung) mit den variszischen Strukturen gebunden. Ab dem Saxon wurden die Restbecken gefüllt und mit der Herstellung einer Verbindung zum Norddeutschen Becken setzte die Epikontinententwicklung ein. Der Strukturbau im nördlichen Saale-Becken wurde gegen Ende des Mesozoikums im Rahmen der saxonischen Bruchtektonik, die eine Aktivierung altangelegter Störungen bewirkte, zum heutigen Erscheinungsbild modifiziert.

Inhaltsverzeichnis

	<u>Seite</u>
1 Einführung	5
2 Plattentektonische Entwicklung	7
2.1 Tektonische Situation in Europa.....	7
2.2 Paläogeographische Entwicklung.....	9
3 Schichtenfolge	12
3.1 Variszisch deformiertes Grundgebirge.....	12
3.2 Permokarbon.....	15
3.2.1 Unterkarbon bis Westfal.....	15
3.2.2 Stefan.....	19
3.2.3 Vulkanismus.....	21
3.2.4 Rotliegend.....	27
3.2.5 Methodische Betrachtung der Karten zu Mächtigkeit und Verbreitung der Permokarbon-Formationen.....	36
3.3 Zechstein bis Kreide.....	38
3.3.1 Zechstein.....	38
3.3.2 Trias.....	41
3.4 Känozoikum.....	44
4 Geophysik	46
4.1 Gravimetrie.....	46
4.1.1 Messgebiete, Datenkompilation.....	46
4.1.2 Karte der Bouguerschwere.....	46
4.1.3 Gradienten.....	48
4.1.4 Feldtransformationen.....	51
4.2 Magnetik.....	55
4.2.1 Messgebiete, Datenkompilation.....	55
4.2.2 Geomagnetische ΔT -Karte, Überblick.....	56
4.2.3 Gradienten.....	59
4.2.4 Feldtransformationen.....	61
4.3 Seismik.....	64
4.3.1 Messgebiete.....	64
4.3.2 Tiefenlinienpläne, Datenkompilation.....	65
4.3.3 Seismische Profilschnitte.....	73
4.3.4 Tiefenseismik.....	76
4.4 Ergebnisse weiterer geophysikalischer Verfahren.....	77

5	Geophysikalische Modellierungen zum Schwerehoch von Halle	78
5.1	Grundlagen.....	78
5.1.1	Abgrenzung des Modellierungsgebietes.....	78
5.1.2	Abgedeckte Schwerekarte (Stripping).....	79
5.1.3	3D-Modellierung IGMAS.....	80
5.2	Modellierung Tafeldeckgebirge und Känozoikum.....	81
5.2.1	Datengrundlage.....	81
5.2.2	Dateneingabe.....	83
5.2.3	Modellebenen.....	83
5.2.4	Schwerewirkung Tafeldeckgebirge und Känozoikum.....	85
5.2.5	Abgedeckte Schwerekarte.....	85
5.3	Modellierungen tieferer Untergrund.....	87
5.3.1	Modellierung ohne Störkörper.....	87
5.3.2	Modellierung mit Störkörper.....	88
5.3.3	Abschätzungen zur magnetischen Wirksamkeit des modellierten Störkörpers.....	90
6	Geologisches Entwicklungsmodell des nördlichen Saale-Beckens	92
6.1	Variszische Orogenese.....	92
6.2	Beckenbildung.....	93
6.3	Saxonische Bruchtektonik.....	98
6.4	Vergleich mit Saar-Nahe-Becken.....	101
7	Schlussbetrachtungen	102
8	Dank	104
9	Literaturverzeichnis	105
A	Abbildungsverzeichnis	
B	Lebenslauf	
C	Erklärung	

1 Einführung

Das Saale-Becken ist eine Struktur des Zeitabschnitts Oberkarbon bis Rotliegend, dessen Ablagerungen traditionell als Übergangstockwerk bezeichnet werden. Durch die Mitteldeutsche Kristallinzone vorgezeichnet, lassen sich SW-NE-streichende Senkungsbereiche über eine Strecke von rund 600 km von Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Becken) bis in den mitteldeutschen Raum (Saale-Becken) verfolgen („Mitteldeutsche Senkenzone“ nach KATZUNG & EHMKE 1993). Die relativ kleinräumigen variszischen Innensenken ordnen sich dabei am Südrand des wesentlich größeren Norddeutschen Beckens an.

Auf Grund seiner Quergliederung durch NW-SE-streichende Strukturen lässt sich das Saale-Becken in einzelne Beckenteile gliedern. Diese Arbeit beschäftigt sich mit dem nördlichsten Abschnitt, der im Südwesten durch die Hochlage der Hermundurischen Scholle begrenzt wird und sich im Nordosten etwa bis zum Wittenberg-Abbruch erstreckt. Topographisch umfasst das Untersuchungsgebiet damit den Raum Wittenberg-Torgau-Leipzig-Naumburg-Sangerhausen-Zerbst (Länge mehr als 100 km, Breite ca. 80 km). Dies entspricht etwa dem bei KAMPE (1966) genannten „nordöstlichen Saale-Trog“. Die Einordnung des Saale-Beckens ins regionale tektonische Umfeld ist in Abb. 1 ersichtlich.

Die Geologie des mitteldeutschen Raumes und insbesondere die Schichtenfolge von Perm und Karbon ist schon seit sehr langer Zeit Gegenstand intensiver geowissenschaftlicher Forschung. Deren Anfänge sind in ersten Beschreibungen der seit dem Mittelalter genutzten Rohstoffe (Steinkohlen, Kupferschiefer, Salz) zu sehen. Die Entwicklung setzte sich über Versuche der systematischen Gliederung der permokarbonen Ablagerungen fort (v. VELTHEIM 1940, HOFFMANN 1830, LASPEYRES 1875, BEYSCHLAG & FRITSCH 1899). Sie führte über die Einordnung der geologischen Bildungen in regionale Zusammenhänge mit der Definition des „Saar-Saale-Grabens“ (LEPSIUS 1910) bis zu jüngeren Bemühungen, Lagerungsverhältnisse und Entstehungsgeschichte in aktuelle plattentektonische Modelle einzugliedern (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993, SCHWAB 1999). Während dieser Zeit wurde eine große Anzahl von Bohrungen abgeteuft; vielfältige geowissenschaftliche Untersuchungsergebnisse sind in Veröffentlichungen und unveröffentlichten Berichten dokumentiert.

Trotz dieser Vielzahl bedeutender Arbeiten werden die geologischen Strukturmodelle und die Aussagen zu Schichten- bzw. Altersfolge im Saale-Becken noch kontrovers diskutiert. Das liegt daran, dass südlich der Halle-Störung die Aufschlussdichte sehr gering ist. Nördlich der Halle-Störung ist der geologische Erkundungsstand des Permokarbons auf Grund der herausgehobenen Lage zwar wesentlich günstiger, die überaus komplizierten Verbandsverhältnisse gestatten aber bis heute kein gesichertes Strukturbild. Andererseits lassen sich auch allein mit der Geophysik kaum Aussagen zur Gliederung des Saale-Beckens treffen: Die Seismik lieferte keine verwertbaren Reflexionshorizonte unterhalb der Zechsteinbasis. Die Dichteunterschiede zwischen den unterschiedlichen permokarbonen Gesteinen sind so gering, dass auch unter Beachtung der Lagerungstiefe keine sinnvollen Modellierungen möglich sind. Die Suszeptibilitätsunterschiede zwischen den Magmatiten und den Sedimentgesteinen führen nur im Bereich des Halleschen Vulkanitkomplexes dazu, dass sich die permokarbonen Strukturen im geomagnetischen Isolinienbild widerspiegeln.

Aus dieser ungünstigen Ausgangssituation heraus versucht diese Arbeit, durch die interdisziplinäre Auswertung und Interpretation der geophysikalischen und geologischen Daten einen Beitrag zur Verbesserung der vorliegenden Struktur- und Entwicklungsmodelle zu leisten.

Die Erarbeitung von Vorstellungen zum geologischen Aufbau eines Gebietes aus punktuellen Aufschlüssen und flächenhaft vorliegenden geophysikalischen Messwerten und die damit einhergehende Ableitung von Modellen zur Entwicklungsgeschichte sind nur unter Einordnung in die regionale tektonische Situation möglich. Deshalb stellt die Betrachtung aktueller plattentektonischer Struktur- und Entwicklungsmodelle in **Kapitel 2** den Ausgangspunkt, aber auch den Rahmen dieser Arbeit dar.

Die geologische Schichtenfolge des Untersuchungsgebietes wird in **Kapitel 3** anhand einer Vielzahl neu kompilierter Karten dargestellt. Dabei fließen neben den in diversen Berichten und Veröffentlichungen dokumentierten geologischen Daten auch geophysikalische Interpretationen und vor allem die in der Landesbohrdatenbank verzeichneten Schichtenverzeichnisse von rund 6000 Bohrungen mit einer Teufe von mehr als 100 m ein.

In **Kapitel 4** sind die geophysikalischen Ergebnisse nach Messverfahren zusammengestellt und komplex interpretiert. Dabei wiederum war die Einbeziehung der angesprochenen geologischen Daten einschließlich Bohrergebnissen unabdingbar. Vor allem auf der Basis der Seismik und unter Einsatz aller weiteren verfügbaren Informationen wird so ein geologisches Strukturmodell für einen oberflächennahen Bereich aufgestellt.

Dieses Modell umfasst – südlich der Halle-Störung – die Schichten von Quartär bis Zechstein (Lockergesteins- und Tafeldeckgebirgsstockwerk) mit einer Mächtigkeit von zusammen rund 1500 m. In **Kapitel 5** wird für diesen Block die Schwerewirkung berechnet. Durch Subtraktion dieser Ergebnisse von den Messwerten ergibt sich ein Restfeld, das als „Abgedeckte Schwerekarte“ den tieferen Untergrund charakterisiert. Unter Beachtung der zusammengetragenen Daten zum Grundgebirgs- und Übergangsstockwerk schließt sich eine dreidimensionale geophysikalische Modellierung an, die neuere Aussagen zum tieferen Untergrund, insbesondere zum Schwerehoch von Halle, ermöglicht.

Auf der Basis des in den Kapiteln 3 bis 5 aufgestellten Strukturmodells, das durch ein umfangreiches geologisch-geophysikalisches Kartenwerk dokumentiert ist und unter Beachtung der in Kapitel 2 vorangestellten tektonischen und paläogeographischen Aussagen wird in **Kapitel 6** für das Saale-Becken ein geologisches Entwicklungsmodell entworfen.

Alle in dieser Arbeit behandelten Daten wurden im Geographischen Informationssystem ARCGIS (ESRI) aufbereitet. Dies beginnt bei den Messgebieten mit entsprechenden Informationen, geht über Messwerte, konstruierte Karten und geophysikalische Feldtransformationen bis zur digital verfügbaren Landesbohrdatenbank und zu geologischen Flächendaten, Störungssystemen verschiedener Stockwerke usw. Analysen, Abfragen, Überlagerungen und Verschneidungsoperationen waren die Voraussetzung zu einer komplexen Interpretation, die zu einem in sich abgeglichenen Modell führte. Gerade durch den Einsatz des GIS sind wesentlich umfangreichere und teilweise auch tiefergehende Informationen abrufbar, als es in dieser Arbeit mit einigen exemplarischen Beispielen darstellbar ist. Ausführlicher sind die Untersuchungen in den drei folgenden Berichten dokumentiert:

„Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Kompilation und Interpretation geophysikalischer Messungen zur Modellierung des geologischen Untergrundes“ (RAPPSILBER 2000b),

„Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Geophysikalische Modellierungen zum Schwerehoch von Halle“ (RAPPSILBER 2001a) und

„Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Geologische Schichtenfolge und Tektonik“ (RAPPSILBER 2001b)

Von diesen Berichten wurde je ein Satz dem Berichtsarchiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB), dem Fachbereich Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg und dem Institut für Geophysik der TU Bergakademie Freiberg übergeben. Sie können im Archiv des LAGB eingesehen werden.

2 Plattentektonische Entwicklung

2.1 Tektonische Situation in Europa

Das Saale-Becken wurde als Senkungsstruktur über dem variszischen Gebirge angelegt. Der variszische Orogengürtel erstreckt sich mit einer Breite von etwa 1000 km von der Iberischen Halbinsel über Zentraleuropa bis nach Südosteuropa (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997, Abb. 1).

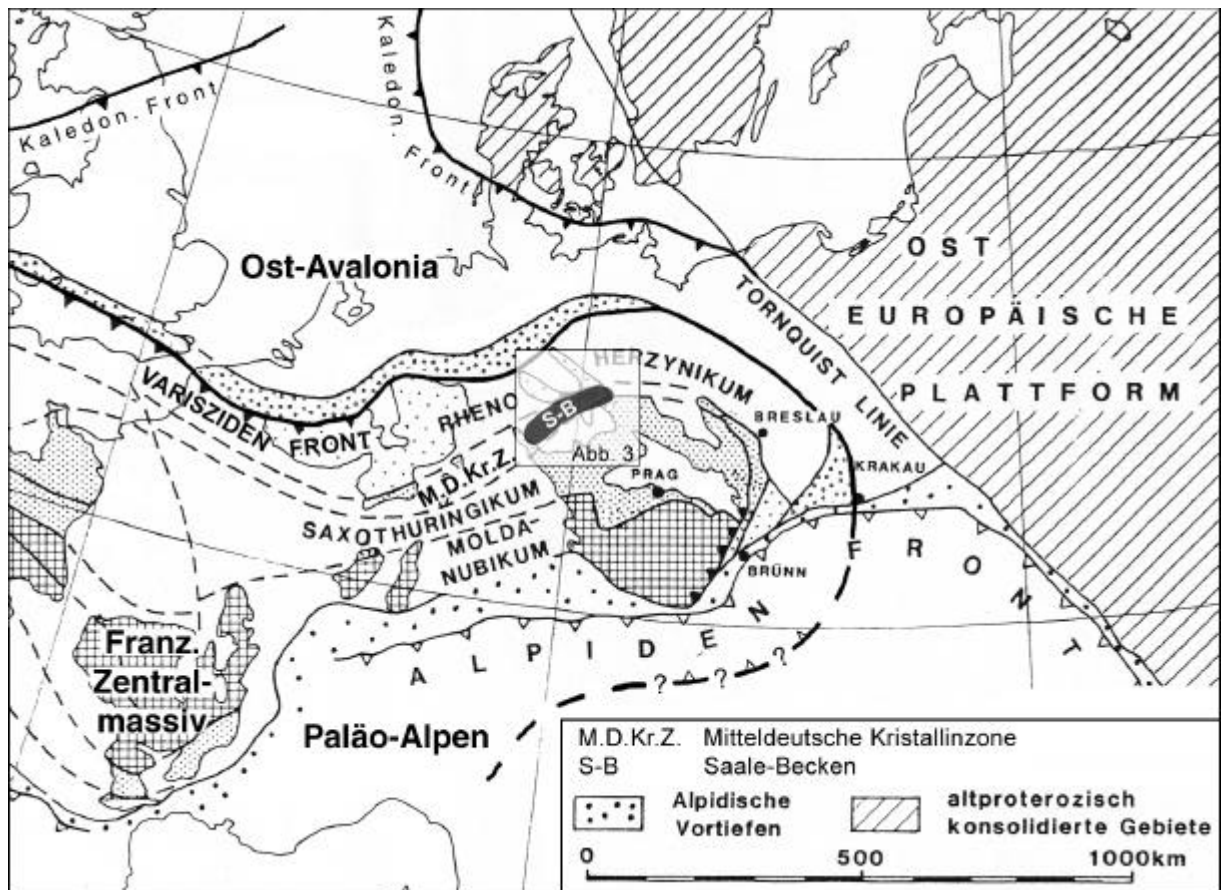


Abb. 1: Die Varisziden Mitteleuropas (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997, BERTHELSEN 1992, Mitt. EHLING 2001)

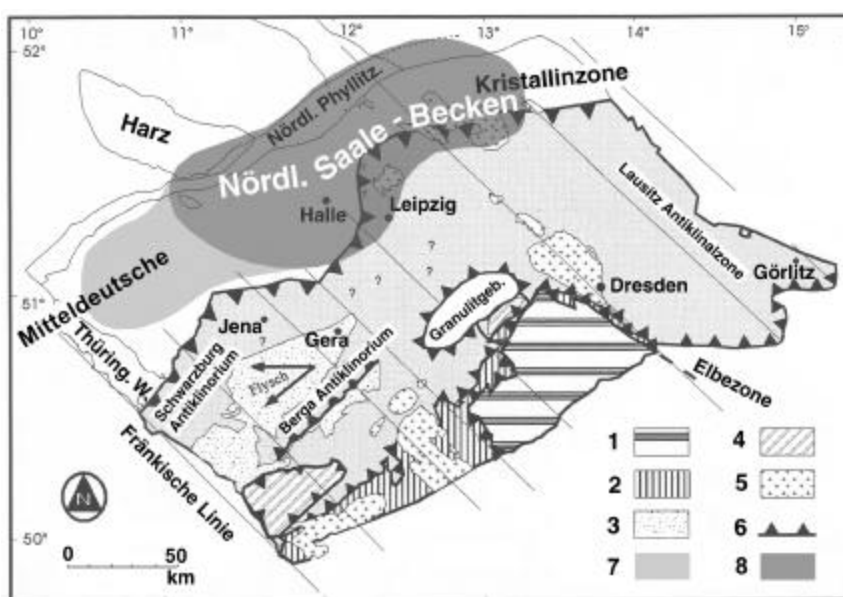
Ausgehend von KOSSMAT (1927), und erweitert in zahlreichen späteren Arbeiten (z. B. BRINKMANN 1948, DALLMEYER et al. 1995, FRANKE et al. 2000) werden die Varisziden Mitteleuropas auf Grund unterschiedlicher fazieller, tektonischer und magmatischer Entwicklungen in mehrere Zonen untergliedert (Abb. 1). Dies sind von Nord nach Süd: Rhenohertzynikum, Mitteldeutsche Kristallinzone, Saxothuringikum und Moldanubikum. Dabei wurden diese Zonen zunächst im Sinne des klassischen Geosynklinalmodells gedeutet. Erst in neuerer Zeit setzten sich Modelle durch, die die geodynamische Entwicklung auf plattentektonische Vorgänge zurückführen.

Das Saale-Becken bildete sich über der Mitteldeutschen Kristallinzone. Dieses Gebiet wird als aktive Plattengrenze zwischen Ost-Avalonia und der armorikanischen Terrane-Kollage angesehen. Eine grobe Übersicht über die prinzipielle Lage dieser Mikroplatten in Europa gibt Abb. 2. Das Rhenohertzynikum wird dem südlichen Teil Ost-Avalonias zugeordnet, während die Mitteldeutsche Kristallinzone und das Saxothuringikum Teile von Armorika bilden.



Abb. 2: Die Zusammensetzung Europas aus Plattenfragmenten (SMITH 1996)

SMITH (1996) hob hervor, dass viele der Plattengrenzen nur ungenau bekannt und einige deshalb nur willkürlich dargestellt sind. Die Untergliederung Europas in Einheiten, die sich in ihrer geologischen Vorgeschichte (strukturelle und stratigraphische Kriterien) voneinander unterscheiden, ist derzeit in laufender Bearbeitung und wird teilweise kontrovers diskutiert. So zeigten neuere Arbeiten (LINNEMANN et al. 1999, TAIT et al. 1997), dass Armorika nicht als zusammenhängende Mikroplatte (im Sinne einer kleinen Lithosphärenplatte), sondern als eine Ansammlung von Krustenfragmenten (Terranes) mit unterschiedlicher tektonostratigraphischer Geschichte aufzufassen ist. Diese einzelnen Einheiten unterlagen zwar einer gemeinsamen Drift, zwischen ihnen fanden aber Verschiebungen bis hin zu Rotationen (abgeleitet aus paläomagnetischen Daten) statt (TAIT et al. 1997). Auch die Mitteldeutsche Kristallinzone wurde auf Grund ihrer vom Umfeld verschiedenen tektonostratigraphischen Geschichte als eigenständiges Krustenfragment angesprochen (LINNEMANN et al. 1999). Somit wäre Armorika nach LINNEMANN et al. (1999) als „Armorikanische Terrane-Kollage“ zu bezeichnen mit dem Saxothuringikum als ein Terrane unter mehreren (Mitteldeutsche Kristallinzone, Armorika i.e.S., Perunica,...; Abb. 3).



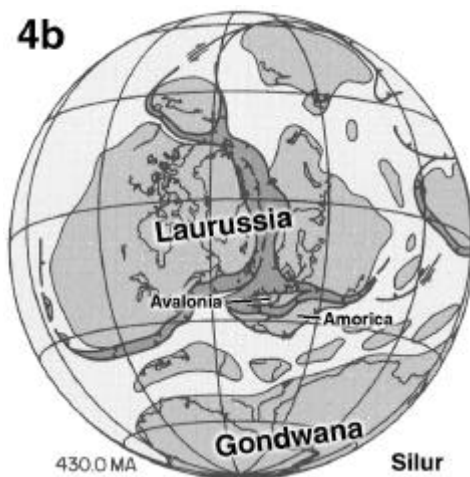
- 1 Erzgebirge**
(Mitteldruck – Mitteltemperatur - Einheit und Hochdruck – Hochtemperatur - Einheit)
- 2 Erz- / Fichtelgebirge**
(Mitteldruck - Niedrigtemperatur - Einheit und Niedrigdruck - Niedrigtemperatur - Einheit)
- 3 Variszische Flysch-Ablagerungen**
(Thüringische Faziesreihe)
- 4 Hochmetamorphe Deckenreste**
(Münchberger Masse und Sächs. Zwischengebirge)
- 5 Variszische Plutone**
- 6 Wichtige Deckenüberschiebungen sowie bedeutende Auf- und Abschiebungen**
- 7 Saale-Becken im Oberkarbon**
- 8 Nördliches Saale-Becken im Oberkarbon (Abb. 9)**

Abb. 3: Das saxothuringische Terrane (LINNEMANN et al. 1999)

2.2 Paläogeographische Entwicklung

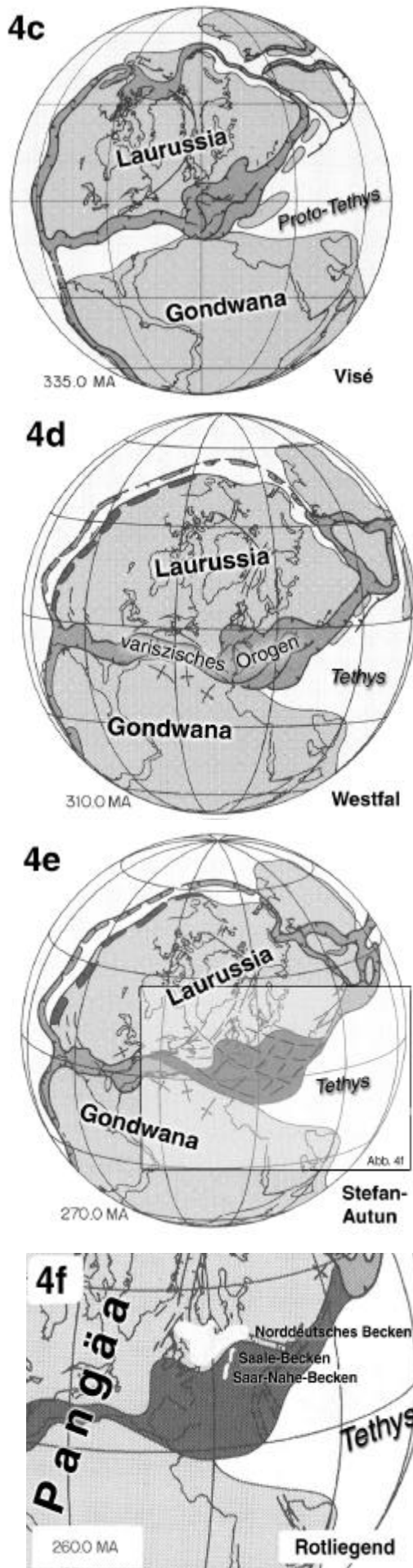
Die Ausbildung des Saale-Beckens im Gefolge der variszischen Orogenese und seine spätere Untergliederung müssen im direkten Zusammenhang mit den globalen plattentektonischen Prozessen betrachtet werden.

Die Bewegungen, die die im vorigen Abschnitt genannten Kontinentalplatten und Terranes im Verlaufe der Erdgeschichte gegeneinander ausgeführt haben, werden hier unter besonderer Berücksichtigung der variszischen Orogenese erläutert. Als Grundlage dafür dienen Abbildungen, die dem „Geologischen Atlas von West- und Zentraleuropa“ (ZIEGLER 1990) entnommen wurde. Die dargestellte Form und Lage der Platten und Terranes zu verschiedenen Zeiten stehen in der Diskussion. Im Verlaufe des letzten Jahrzehnts sind durch nähere Untersuchungen lokale Kenntnisse hinzugekommen, die durchaus Überarbeitungen einzelner der nachfolgend gezeigten Bilder notwendig werden ließen. Eine umfassende Kritik bestehender (und teilweise auch hier zitierter) plattenkinematischer Vorstellungen zum frühen und mittleren Paläozoikum Europas findet sich ausgehend von paläobiogeographischen und biostratigraphischen Untersuchungen bei CARLS (2001). Trotzdem gibt diese bei ZIEGLER (1990) entnommene paläogeographische Entwicklungsgeschichte den derzeit umfassendsten globalen Überblick (Abb. 4).



Vom Kambrium bis zum frühen Ordovizium waren Laurentia, Baltica und Gondwana durch breite Ozeanbecken (FRANKE et al. 1989) getrennt. Im Zeitabschnitt Neoproterozoikum-Ordovizium wurde der Nordrand Gondwanas (Perigondwana) durch die kadamische Orogenese geprägt. Dieses Gebiet zerfiel in einzelne Krustenfragmente, die einer differenzierten geologischen Geschichte unterlagen (LINNEMANN et al. 1999). Die Terranes wurden durch Riftungsprozesse vom Nordrand Gondwanas zeitlich gestaffelt abgespalten (ZIEGLER 1990). Im Ordovizium begann die Trennung Avalonias von Armorika und Gondwana. Avalonia driftete nach Norden und hatte sich gegen Ende Ordovizium/Beginn Silur weitgehend an Baltica angenähert (Abb. 4a). Die Akkretion Avalonias und die Kollision Laurentias mit Baltica (SMITH 1996) hatten die kaledonische Orogenese zur Folge (Abb. 4a).

Armorika trennte sich nach Avalonia von Gondwana und folgte der Norddrift. Zwischen beiden existierte der Rheische Ozean (ZIEGLER 1990). Seine Schließung erfolgte durch die weitere Annäherung Armorikas an die durch die kaledonische Orogenese entstandene nördliche Landmasse Laurussia im Zeitraum Silur/Devon (Abb. 4b). Im frühen Karbon bildete sich ein aktiver Plattenrand (Mitteldeutsche Kristalline) mit einer südwärts gerichteten Subduktionszone heraus (SCHRADER 2000). Die



Kollision zwischen Gondwana und dem Südrand von Laurussia erfolgte ab dem Visé (Abb. 4c); darauf weist die beginnende Flyschsedimentation vom sich bildenden variszischen Orogengürtel hin (GAITZSCH et al. 1998). Synorogene Plutonite intrudierten. Während des späten Visé und des Namur verbreiterte sich die Kollisionsfront zwischen Afrika und dem südeuropäischen Rand rapide (ZIEGLER 1990).

Der Variszidenbogen ist als Folge von Krustenfragmenten aufzufassen, die nicht nur vertikal gestapelt wurden, sondern infolge einer schiefen Kollision auch horizontale Bewegungen gegeneinander ausführten (SCHWAB 1999). Eine Vorstellung von den Überschiebungs- und Stapelungsprozessen (Akkretionskeil), die in Verbindung mit der Schüttung von Flyschfolgen bis hin zum Abrutschen von Gleitdecken zu komplizierten geologischen Verhältnissen im Umfeld der Mitteldeutschen Kristallinzone führten, vermittelt Abb. 5. Entsprechend kompliziert ist der Unterbau des **Saale-Beckens** aufgebaut.

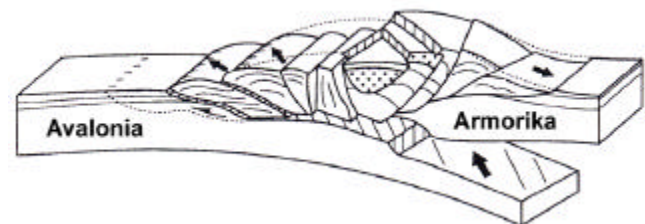
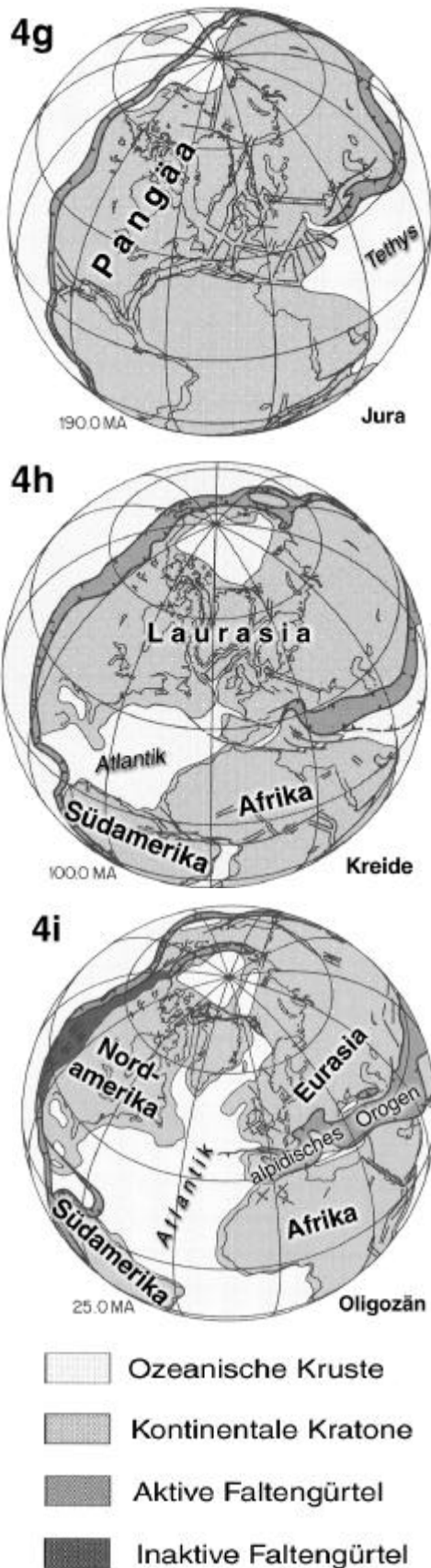


Abb. 5: Schematische Entwicklungsstufe der Mitteldeutschen Kristallinzone (ONCKEN 1997)

Nach der Orogenese wurde der variszische Falteingürtel durch ein System von konjugierten Brüchen zergliedert (ARTHAUD & MATTE 1977), das sich als Antwort auf die rechtsdrehende Bewegung von Gondwana in Bezug auf Laurussia ausgebildet hat (Abb. 4e). Für die beginnende – mit der rechtsdrehenden Bewegung Gondwanas von Ost nach West fortschreitende – Extension bereits ab dem höheren Unterkarbon liefern die intrudierten postkinematischen Granite (GAITZSCH et al. 1998) und die sich ab diesem Zeitpunkt entwickelnden Sedimentbecken (u. a. **Saale-Becken**) die Belege (Abb. 4f).

Im Rotliegend erfolgte mit der weiteren Abtragung des variszischen Orogens die Füllung der Sedimentbecken. Darüber hinaus hatte der im Gefolge der Extensionsprozesse stattfindende



Vulkanismus gerade im Bereich des **Saale-Beckens** starken Einfluss auf das Sedimentationsgeschehen.

Ab dem Zechstein folgte in den zentralen Teilen Europas eine epikontinental-marine Entwicklung. In die vorhandenen Permbecken ingredierte das Zechsteinmeer. Ab der Perm/Trias-Grenze zeigte Pangäa Anzeichen des beginnenden Zerfalls und einer entsprechenden Plattenreorganisation (ZIEGLER 1990). Zuerst drückte sich dies in der Herausbildung von Riftsystemen aus (Abb. 4g), die sich in Mitteleuropa in der triassischen Beckengliederung widerspiegelten (BEUTLER & SZULC 1999). Diese Riftsysteme waren der Ausgangspunkt für das Aufbrechen Pangäas im Zeitraum Jura-Kreide, verbunden mit der Öffnung des Atlantiks. Südamerika trennte sich von Afrika (Abb. 4h). Dies führte gleichzeitig zum Herausbrechen der afrikanischen Platte aus Pangäa (ZIEGLER 1990). Mit der weiteren Öffnung des Atlantiks begannen sich Afrika und Eurasien etappenweise in verschiedenen Richtungen gegeneinander zu bewegen (ZIEGLER 1990). Dabei wurden kleinere Platten und Krustensplitter abgeschert, verdreht und bei der bis heute anhaltenden Einengung des Mittelmeerraumes in einer Welle von Orogenesen (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997) in den alpidischen Gebirgszug eingebaut (Abb. 4i).

Im Zusammenhang mit den Bewegungen zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte, die in Südeuropa zur Auffaltung der Alpen führten, stehen im zentraleuropäischen Raum mesozoisch-känozoische Bruch- und Bruchfaltenbewegungen, die unter dem Namen „saxonische Tektonik“ zusammengefasst werden. Durch fortgesetzte horizontale und vertikale Bewegungen (bis hin zu Inversionstektonik in der Oberkreide), die teilweise noch durch Halokinese modifiziert wurden (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997), entstand ein Bruchschollenbau, der dem prätertiären Untergrund sein heutiges Erscheinungsbild verlieh. Im Gebiet des **Saale-Beckens** wurden einzelne Schollen soweit angehoben, dass die permokarbonen Schichten ins Abtragungsniveau gelangten, andere wurden abgesenkt, dass sich über mesozoischen Gesteinen mächtige känozoische Folgen abgelagerten.

Abb. 4: Plattentektonisch - Paläogeographische Rekonstruktion vom Ordovizium (a) bis zum Tertiär (i) (ZIEGLER 1990)

3 Schichtenfolge

3.1 Variszisch deformiertes Grundgebirge

Der variszisch deformierte Untergrund („Grundgebirgsstockwerk“) im Bereich des Saale-Beckens wird hauptsächlich durch die Mitteldeutsche Kristallinzone mit der sich nördlich anschließenden Phyllitzzone und einer südlich verlaufenden Internen Synklinalzone (Vesser-Delitzsch, Delitzsch-Doberlug) bestimmt. Einen Überblick über die Gliederung des Grundgebirges im Bearbeitungsraum gibt Abb. 8. Darin wird ein SW-NE-Streichen der Strukturen deutlich, die wiederum durch NW-SE-streichende Störungen untergliedert sind.

Da die unterschiedlichen Gesteine im Liegenden des Saale-Beckens Einfluss auf das geophysikalische Anomalieninventar ausüben und insofern für die Ableitung geophysikalischer Strukturmodelle von Bedeutung sind, soll hier der Kenntnisstand zum variszisch deformierten Grundgebirge umrissen werden.

Vor allem die Mitteldeutsche Kristallinzone (MDKZ) lässt sich als Gürtel magmatischer und metamorpher Gesteine anhand von geophysikalischen Anomalien von der Lausitz bis in das Saarland verfolgen (Gravimetrie: Kap. 4.1, Abb. 20; Magnetik: 4.2, Abb. 24; Magnetotellurik). Dabei zeigt sie entlang ihrer Erstreckung eine sehr inhomogene Zusammensetzung, was einen Aufbau aus verschiedenen Krustenblöcken nahelegt (Kap. 2.1, ANTHES 1998).

Die ältesten Gesteine (**Präkambrium**) treten in Antiklinalstrukturen auf. Im Bereich des Nordrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone wurden bei Hohnsdorf Gneise und Amphibolit (KNOTH et al. 1998) erbohrt. Weitere Bohraufschlüsse bei Reupzig und südwestlich Dessau trafen ebenfalls präkambrische Gesteine an. Metaplutonite aus dem Dessauer Kristallinkomplex wurden ins Riphäikum gestellt (RÖLLIG et al. 1995). Weitere Hinweise auf das Vorkommen präkambrischer Gesteine liefern Xenolithe in Magmatiten aus dem Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone.

Im Westen treten am Nordrand des Kyffhäusers, im Übergangsbereich von Mitteldeutscher Kristallinzone zu Nördlicher Phyllitzzone, in einem schmalen Streifen Paragneise zu Tage, für die ebenfalls ein proterozoisches oder altpaläozoisches Alter angenommen wird (KATZUNG & ZEH 1994). Die Bohrung Roldisleben 1/62 (Abb. 6, TK25 Blatt 4834), die im Südwestteil des Untersuchungsgebietes im Scheitelbereich der Mitteldeutschen Kristallinzone abgeteuft wurde, traf in 2243 m Tiefe auf eine präkambrische Amphibolitserie (BEHR 1966).

In der Nordsächsischen Antiklinalzone werden die Leipzig-Gruppe (Nordsächsische Grauwacke und Wolteritzer Schichten) und an den Flanken der Delitzsch-Doberluger Synklinalzone die Rothstein-Formation (Grauwacken, Ton- und Schluffsteine) ins Vendium eingestuft (KAMPE & RÖLLIG 1989).

Die Grauwacken entstanden als Flyschsedimente in einem tiefen Meer. Nach RÖLLIG et al. (1995) wurde mit der Rothstein-Formation aus Konglomeratschüttungen, aber auch sapropelitischer Sedimentation, an der Grenze zum Kambrium eine Veränderung im Sedimentationsregime hin zu einer stärkeren Gliederung des Sedimentationsraumes eingeleitet.

Diese Entwicklung setzte sich im **Kambrium** fort. Im Bereich der heutigen Synklinalzonen sind Gesteine verbreitet, die eine differenzierte Sedimentation belegen. Die Zwethau-Formation (Sandstein-Schluffstein-Kalkstein-Dolomit-Wechselagerung) wurde ins Unterkambrium gestellt, während die Delitzsch-Formation (Feinsandsteine und Schluffsteine) ins Mittelkambrium eingeordnet wird (KAMPE & RÖLLIG 1989). Die Kalkgesteine bildeten

sich unter den Bedingungen eines Schelfmeeres; darüber lagern klastische Sedimentgesteine. Der einzige Grundgebirgsaufschluss aus dem zentralen Gebiet des nördlichen Saale-Beckens südlich der Halle-Störung (aus dem Bereich der relativ abgesenkten Scholle) ist die Bohrung Schladebach 1/1886 (BEYSCHLAG & FRITSCH 1899; Abb. 6, TK25 Blatt 4638). Ab 1630 m Teufe wurden Dolomite und dolomitische Ton- und Feinsandsteine angetroffen. SCHWAB & KAMPE (1989) beschrieben, dass diese durch Parallelisierung mit dolomitischen Kalken bei Plauen ins Devon eingestuft wurden. Auf Grund des Fehlens von devonischen Ablagerungen im mitteldeutschen Raum und der Ähnlichkeit zu den Delitzscher kambrischen Kalk- und Sandsteinen ist eine Einordnung ins Kambrium wahrscheinlicher (SCHWAB & KAMPE 1989).

Aus dem Zeitraum vom **Ordovizium** bis ins **Unterkarbon** sind im zentralen Untersuchungsgebiet keine Gesteinsvorkommen bekannt. Nordwestlich von Dessau sind bei KAMPE & RÖLLIG (1989) im Bereich von nördlicher Phyllitzone und Unterharz-Synkinalzone Gesteine ins Ordovizium und Silur eingestuft. Ebenso sei auf Ordovizium und Silur am südöstlichen Harzrand (Wippraer Zone/Phyllitzone) verwiesen. Südlich/südöstlich des Arbeitsgebietes treten mit der Collmberg-Serie, der Phykoden-Serie, der Gräfenenthal-Serie und den Graptolithen-Schiefern ordovizische und silurische Ablagerungen auf. Der mitteldeutsche Raum lag in dieser Zeit im marinen Einflussbereich mit wechselnden Meerestiefen und zeitweise aktivem Vulkanismus (KNOTH et al. 1998). Deshalb ist durchaus auch im zentralen Untersuchungsgebiet mit einer Sedimentation im Ordovizium/Silur zu rechnen, wenn auch nach RÖLLIG et al. (1995) mit einer gegenüber den südlichen Bereichen verringerten Mächtigkeit.

Ab Devon, vor allem im Unterkarbon, lag die Mitteldeutsche Kristallinzone in Schwellenposition (ZIEGLER 1990). Dies ist in engem Zusammenhang zu sehen mit der Schließung des Rheischen Ozeans zwischen Laurussia mit Avalonia und Armorica durch Subduktion (Kap. 2.2).

Diese skizzierten tektonischen Vorgänge waren auch der Auslöser für weitreichende magmatische Aktivitäten. In die beschriebenen Strukturen drang eine Reihe von Tiefengesteinskörpern ein, die entsprechend ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung im geomagnetischen bzw. gravimetrischen Anomalienbild in Erscheinung treten (Kapitel 4.1 und 4.2). Es sind mehrere Intrusionsphasen zwischen dem Präkambrium und dem Oberkarbon nachzuweisen. Untersuchungen von ANTHES (1998) zeigten, dass ältere Inselbogen-Magmatite neben synrogenen Kollisionsgraniten auftreten.

Unterkambrischer Vulkanismus wurde von RÖLLIG et al. (1995) für den Raum Delitzsch beschrieben. Sie hoben hervor, dass neben Gesteinen, die geochemisch als Intraplattenbasalte aufzufassen sind, auch solche mit dem Charakter von Inselbogenmagmatiten auftreten.

Abb. 6 zeigt die Tiefenlage der Oberfläche des variszisch deformierten Grundgebirges. Die Grundgebirgsoberfläche wurde im Zentrum des nördlichen Saale-Beckens nicht erbohrt. Die einzigen beiden Stützstellen im weiteren Beckenbereich sind die bereits erwähnten Bohrungen Schladebach 1/1886 und Roldisleben 1/62. Deshalb wurde bei der Konstruktion der Karte vom untersten verfolgbaren reflexionsseismischen Horizont (Z_3 , Abb. 28), der Zechsteinbasis, ausgegangen. Von dieser wurde die Mächtigkeit des Permokarbons (Abb.17) abgezogen. Mit diesem Ergebnis wurde eine Karte von JAGSCH (1977) überarbeitet. Das Resultat ging in die gravimetrischen Modellierungen ein (Kap. 5) und wurde dort nur noch leicht modifiziert. In der letztlich vorliegenden Karte der Tiefenlage der Oberfläche des variszisch deformierten Grundgebirges (Abb. 6) ist also gleichzeitig die Basis des nördlichen Saale-Beckens dargestellt.

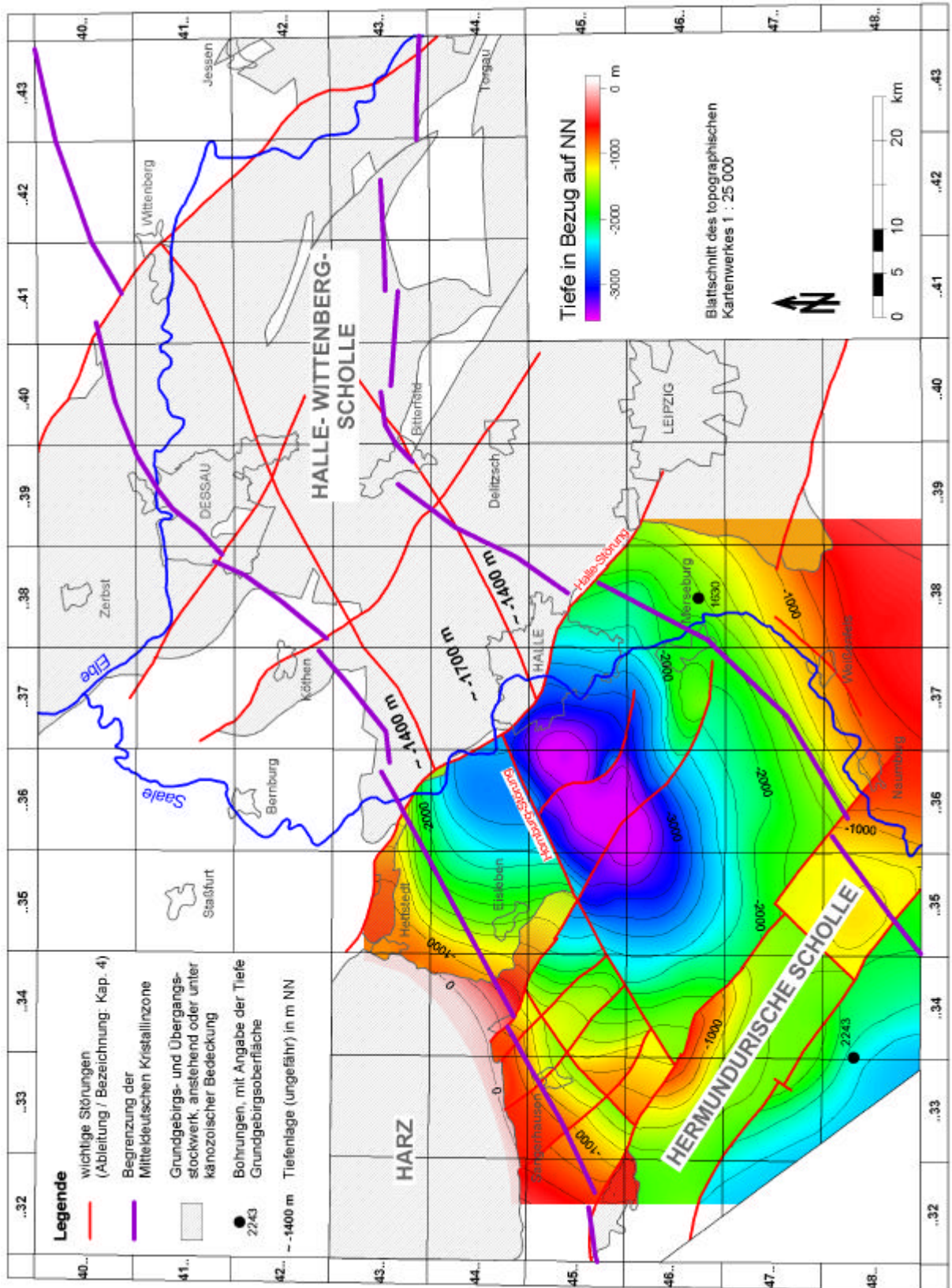


Abb. 6: Tiefenlage der Oberfläche des variszisch deformierten Grundgebirges (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977)

Die größten Tiefenlagen werden südwestlich von Halle erreicht. Während die Grundgebirgsoberfläche nach Südosten zu allmählich ansteigt, wird sie an der Hornburg-Störung sprungartig um mehr als 500 m versetzt. Im Anschluss an diesen Versatz steigt sie nach Nordwesten in Richtung Harz wiederum allmählich an. Dieses Bild entspricht dem eines asymmetrischen, näherungsweise halbgrabenförmigen Beckens.

In seiner SW-NE-Erstreckung ist das Saale-Becken durch NW-SE-streichende Störungen in Teilstrukturen untergliedert. So wird das Nördliche Saale-Becken im Südwesten durch die Hochlage der Hermundurischen Scholle begrenzt; daran anschließend fällt die Grundgebirgsoberfläche zum südlichen Teil des Saale-Beckens ab. Auch das Nördliche Saale-Becken ist keine homogene Senkungsstruktur. An der Halle-Störung ist der nordöstliche Block um mehr als 1000 m angehoben. Für diesen Abschnitt erfolgte keine Konstruktion von Tiefenlinien der Grundgebirgsoberfläche. Auf Grund der großen Inhomogenität der Halle-Wittenberg-Scholle (durch die Kristallinkomplexe steht stellenweise das Grundgebirge unterhalb der Tertiärbasis an) würde die entstehende Karte kaum eine Aussage zur Geometrie des Saale-Beckens zulassen.

3.2 Permokarbon

Gegen Ende der variszischen Orogenese bildeten sich in den zentralen Abschnitten des Gebirgsgürtels, über der SW-NE-streichenden Mitteldeutschen Kristallinzone, Becken aus. Diese relativ schnell absinkenden Tröge entwickelten sich nach SCHNEIDER & WIENHOLZ (1987) in Zonen, die durch Lineamente vorgezeichnet waren. Sie wurden mit dem Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges gefüllt. Diese Molassen umfassen die Schichten vom Karbon bis Rotliegend und werden daher üblicherweise als Permokarbon zusammengefasst (Abb. 7). Paläogeographisch und stofflich haben die Ablagerungen eine enge Beziehung zum variszischen Unterbau. Strukturell weisen sie große Ähnlichkeit mit dem Deckgebirge auf. Daraus resultiert die Bezeichnung Übergangsstockwerk (KÄSTNER et al. 1995).

3.2.1 Unterkarbon bis Westfal

Zwar war das Unterkarbon in Mitteleuropa generell durch Kompressionstektonik gekennzeichnet, aber es traten lokal bereits Extensionserscheinungen auf. Während die randlichen Teile des variszischen Gebirgsgürtels noch bis ins Westfal Abtragungsgebiet waren, wie die Auflagerung stefanischer Schichten auf dem Kyffhäuser-Kristallin belegt (GAITZSCH 2001), kam es im Zentrum zur Aktivierung der Synklinalzone Delitzsch-Torgau-Doberlug. Dort wurden – infolge der Abtragung während der Gebirgsbildung nach einer Schichtlücke – erste Sedimente abgelagert, die bei SCHWAB (1970a) als Frühmolasse und bei KUNERT et al. (2001) als basale Molasse bzw. prästefanische Molasse bezeichnet sind. Dazu zählen die Klitzschmar-Formation, die Sandersdorf-Formation und die Roitzsch-Formation, die jeweils durch Diskordanzen voneinander getrennt sind. Die sich lokal ausbildenden Senkungsstrukturen sind als Vorläufer-Becken des Saale-Beckens aufzufassen

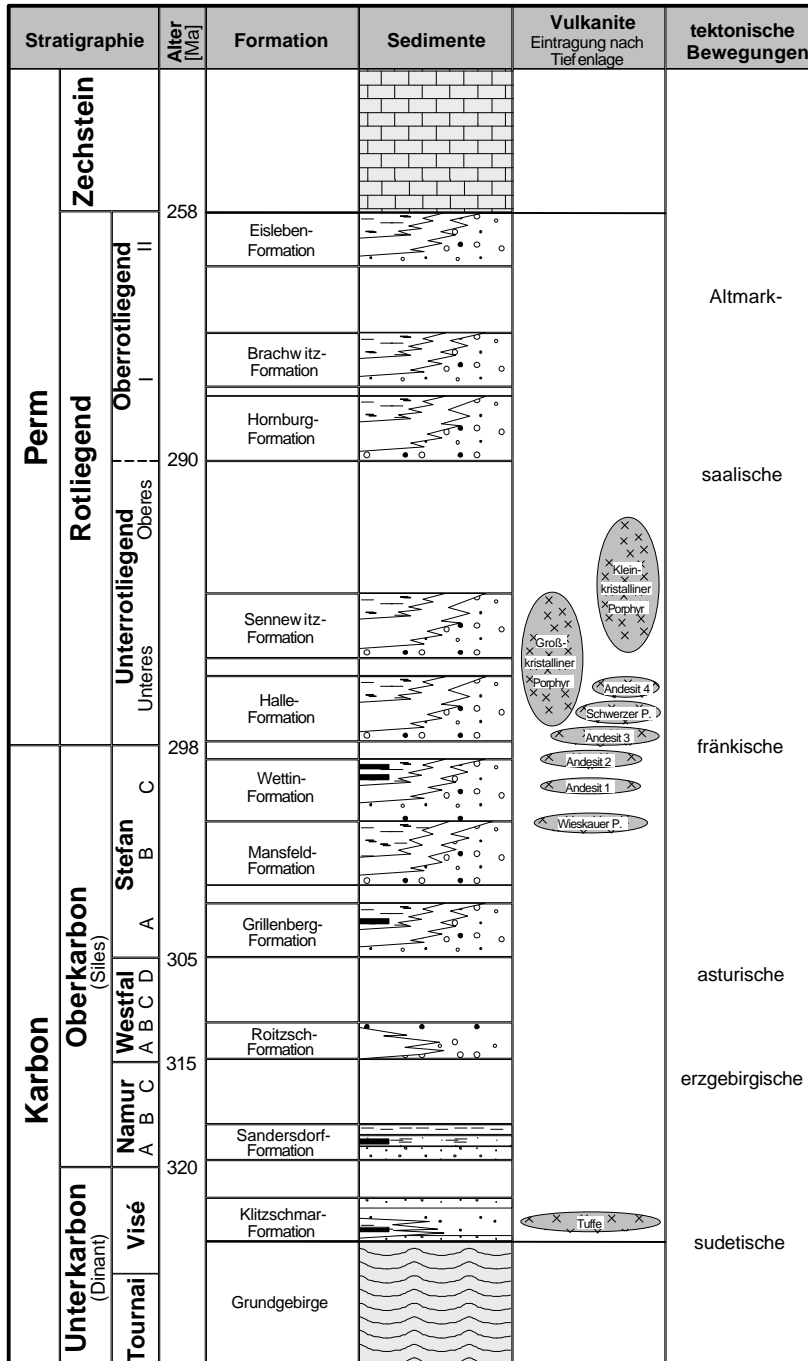


Abb. 7:
Schematisches Profil des Permokarbons
(zusammengestellt nach:
KNOTH & SCHWAB 1972,
LÜTZNER 1994,
GAITZSCH u.a. 1998)



Klitzschmar-Formation (Visé III a/b)

Im Bereich der Synklinalzone von Delitzsch-Doberlug bildete sich ein erstes intramontanes Becken, in dem die Sedimentation im Unterkarbon mit der Ablagerung der Klitzschmar-Formation begann. Das Becken weist eine SW-NE-Erstreckung auf und schwenkt östlich Delitzsch nach ENE ein (Abb. 8). In diese Richtung ist nach STEINBACH (1990) eine Entwässerung denkbar. Auch SCHNEIDER & WIENHOLZ (1987) gingen von einer Verbindung zum Becken von Doberlug, aber auch zum Becken von Borna-Hainichen auf Grund von Fischresten aus. Sie nahmen stabile, langfristig existierende Entwässerungssysteme an, die die Möglichkeit der Einwanderung von Fischen schufen.

Mit einer Winkeldiskordanz von 10–20° (STEINBACH 1990) lagert auf Kambrium eine Konglomerat-Sandstein-Schluffsteinfolge mit 5–10 m mächtigen Tuffhorizonten und geringmächtigen Brandschieferlagen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 800 und 1400 m. An den NNW- und SSE-Rändern beschrieb STEINBACH (1990) Schuttfächer vom steilen Gebirge, im Beckeninneren dagegen schluffig-tonige Ablagerungen.

STEINBACH (1990) gliederte die Klitzschmar-Formation in zwei Teilfolgen (neuerdings Subformationen – GAITZSCH et al. 1998). Im Liegenden hielt er die *Storckwitz-Subformation* (maximal 300 m, im Südosten) aus, bestehend aus Basiskonglomerat, Sandsteinen/Schluffsteinen und Oberen Konglomeraten. Im Hangenden lagert die *Serbitz-Subformation* (800–1100 m, schwankend infolge differenzierter Absenkung und Lage zum Beckenrand) mit – vom Liegenden zum Hangenden – Konglomeraten und Tuffen, Konglomeraten und Sandsteinen, Kristall- und Lapillituffen und groben Konglomeraten.

Im Grenzbereich Visé/Namur lag ein Höhepunkt der tektonischen Aktivität (sudetische Phase). Es erfolgte starke Bruchtektonik, die STEINBACH (1990) anhand der Sedimentablagerungen folgerte, verbunden mit vulkanischer Aktivität.

Sandersdorf-Formation (Namur A)

Die Sandersdorf-Formation überlagert diskordant verschiedene Schichtglieder der Klitzschmar-Formation bzw. im Norden das Kambrium. Da die hangenden Schichten (Roitzsch-Formation bzw. Mansfeld-Formation) ebenfalls diskordant auflagern, sind die primären Mächtigkeiten nicht zu bestimmen. Bohrungen im nördlichen Teil durchteuften eine 440 m mächtige Schichtenfolge (STEINBACH 1990):

- 135 m obere schluffig-feinsandige Abfolge mit wenigen Brandschieferlagen,
- 120 m mittlere tonig-schluffige Abfolge mit wenigen Brandschieferlagen und
- 185 m untere vorwiegend psammitische Abfolge mit kohligen Bildungen.

Für den südlichen Abschnitt unterschied STEINBACH (1990) eine untere, sandig-feinkiesige und eine obere, sandig-schluffige Abfolge.

Auf Grund von Pflanzenfossilien können die Sedimentgesteine der Sandersdorf-Formation in das Namur A gestellt werden. STEINBACH (1997) beschrieb sie als Ablagerungen im Bereich des Unterlaufs verzweigter Flüsse, die im südlichen Teil rein terrestrischen Charakter haben. Im Norden lag ein Küstenbereich, in dem zeitweise marine Verhältnisse vorherrschten. Der Zwergwuchs der Brachiopoden deutet brackische Verhältnisse an (STEINBACH 1990).

Das buchtartige Übergreifen der varizischen Saumsenke nach Süden über die Mitteldeutsche Kristallinzone hinweg wird möglicherweise durch das regionale N-S-Element Leipzig-Regensburg-Störungszone kontrolliert (Abb. 8).

Roitzsch-Formation (Westfal A/B, nach GAITZSCH et al. 1998: Westfal B/C)

Verbunden mit einer leichten Hebung kam es zum Zurückdrängen des Sedimentationsraumes nach Norden (STEINBACH 1990). Dies führte zu einer Sedimentationsunterbrechung und beginnenden Abtragung der Sandersdorf-Formation. Mit einer Erosionsdiskordanz folgt dann die maximal 180 m mächtige Roitzsch-Formation. Diese besteht hauptsächlich aus Konglomeraten mit untergeordnet feinklastischen Bildungen und kohligen Einlagerungen, die ins Untere Westfal eingestuft werden (STEINBACH 1990). Die Mächtigkeit nimmt von Süd nach Nord zu, was auf eine prästefanische Abtragung im Süden zurückzuführen ist. Die Sedimentabfolge wurde von STEINBACH (1990) als breite Talschüttung charakterisiert: hauptsächlich psephitische Sedimente aus verzweigten Flusssystemen (braided river) und untergeordnet Psammite und Pelite in flachen Senken (flood basins). Auch bei der Roitzsch-Formation deuten paralische Florenelemente auf eine Verbindung nach Norden zur Saumsenke hin.

Über die hier genannten Formationen hinaus beschrieb LÜTZNER (1994) Sand- und Siltsteine, die bei Jessen erbohrt und nach der Flora ins Obere Westfal eingeordnet wurden. Die südwestlich von Leipzig vorkommenden Schichten von Kitzen stufte KATZUNG (1970) ebenfalls ins Obere Westfal ein.

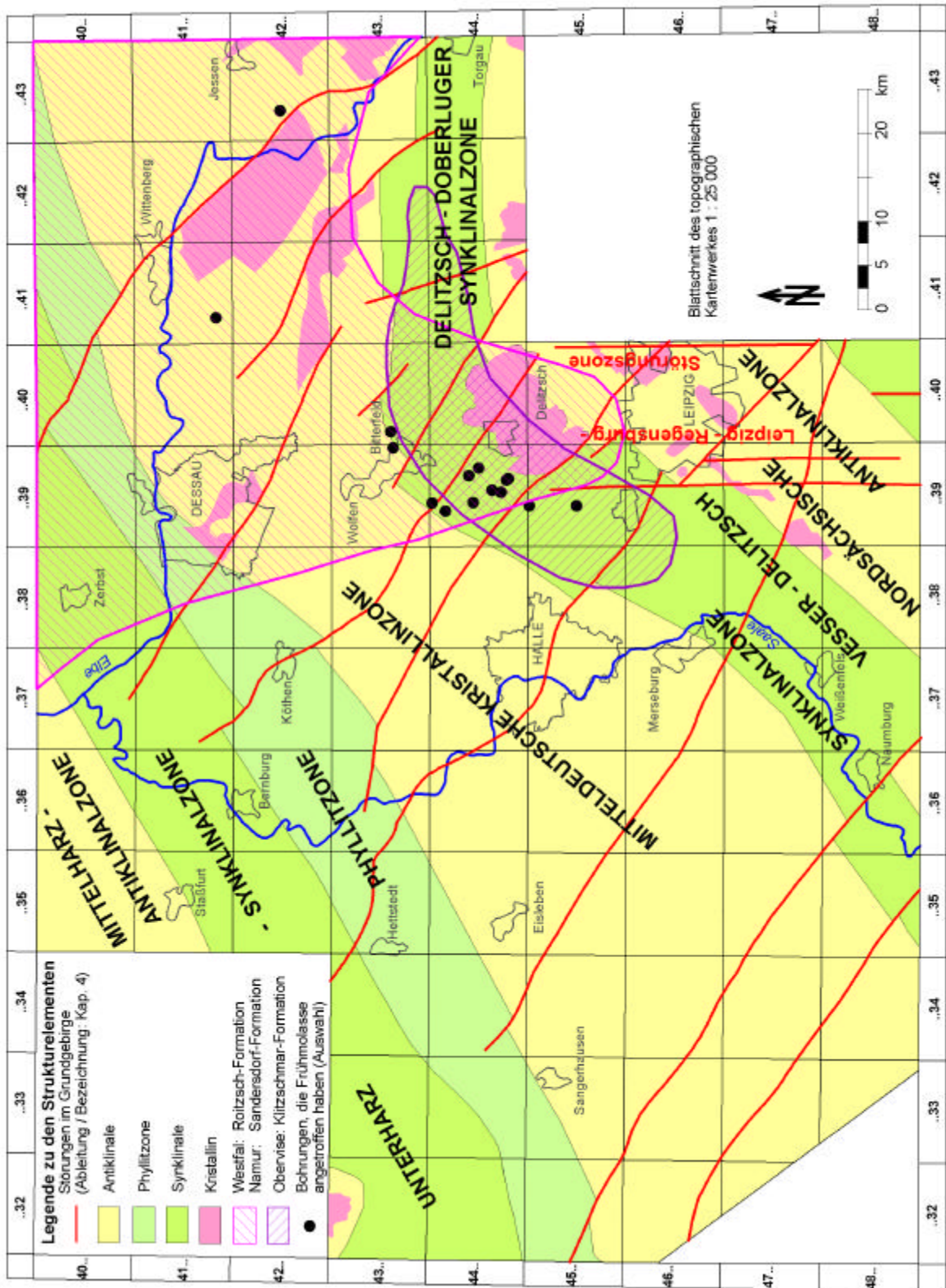


Abb. 8: Struktur des Grundgebirges und Lage der lokalen Vorläufer-Becken (zusammengestellt nach Unterlagen von KATZUNG & EHMKE 1993, LfUG 1996, STEINBACH 1990, GAITZSCH et al. 1998 und gravimetrischem/magnetischem Regionalfeld – Abb. 22 und 26)

3.2.2 Stefan

Nach der Ablagerung der Frühmolassen erfolgte eine weiträumige Erosion. Im Gebiet der Vorläuferbecken entwickelte sich dann das nördliche Saale-Becken. Im Stefan trat es erstmals als vom Südwesten bis zum Nordosten durchgehende Senkungsstruktur in Erscheinung (KATZUNG 1970). Die größtenteils vulkanitfreien Ablagerungen des Stefan wurden von SCHWAB (1970a) dem 1. Hauptmolassestadium zugeordnet.

Das in Abb. 9 entworfene Schema der Verbreitung und Mächtigkeit des Oberkarbons wurde auf der Grundlage einer Karte von JAGSCH (1977) erarbeitet. Zur Verifizierung erfolgte die Durchsicht von ca. 300 Bohrungen mit einer Teufe > 700 m. Neben drei echten Stützstellen (Schladebach 1/1886: 990 m, WisBAW 871/79: 667 m und Roldisleben 1/62: 643 m) und zwei von JAGSCH (1977) abgeschätzten Mächtigkeiten (Petersberg 9/60: 1200 m und Querfurt 1/64: 1480 m) haben nördlich der Halle-Störung eine Reihe von Bohrungen der SDAG Wismut Siles durchteuft. Aber zumeist erfolgte keine stratigraphische Einstufung. Teilweise trafen die Bohrungen als Prätertiär gleich Gesteine des Siles an, so dass nicht die vollständige Schichtenfolge erhalten ist. Damit konnten nur an einigen wenigen Stellen zusätzliche Orientierungswerte (z. B. >624 m) angegeben werden.

Grillenberg-Formation (Stefan A)

Die Gesteine der Grillenberg-Formation wurden von FRITSCH (1888) erstmalig beschrieben. Sie stellen die unterste regional durchgehende Sedimentation dar. Am SE-Rand des Harzes erreichen sie 40–60 m Mächtigkeit (HÄNEL 1969), in der Bohrung Schladebach 1/1886 132 m und im Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle 150–400 m Mächtigkeit (KNOTH & SCHWAB 1972). SCHWAB & KAMPE (1989) korrelierten die Grillenberg-Formation mit den als lakustrine/palustrine Bildungen bezeichneten Grausedimenten mit Kohleflözchen in der Bohrung Domnitz 1/1881.

Nach der Makroflora (*Sphenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris arborescens*) wird die Grillenberg-Formation ins Untere Stefan eingestuft (KAMPE 1966). Sie leitet die 1. Etappe des Hauptmolassestadiums (SCHWAB 1970a) ein und beginnt mit fanglomeratischen Grobklastika. Darauf folgen Konglomerate und Sandsteine. RÖBLER & SCHNEIDER (1993) charakterisierten die Abfolgen als Flussablagerungen und sahen als Liefergebiet die im Nordosten zunehmend in Erscheinung tretende Oberharzschwelle. Zum Hangenden zu erfolgt eine kontinuierliche Korngrößenabnahme.

Neuerdings (GAITZSCH et al. 1998) wird die Grillenberg-Formation in eine das gesamte Oberkarbon umfassende Mansfeld-Subgruppe gestellt, wobei der grobklastische Basisteil als Gorenzen-Formation und die feinklastische, kohleführende Fazies im Hangenden des Beckenzentrums als Grillenberg-Subformation bezeichnet werden.

Mansfeld-Formation (Stefan B)

LASPEYRES (1875) beschrieb erstmals die Schichten der Mansfeld-Formation als Mittelrotliegend. Später wurden sie unterhalb der Wettin-Formation eingeordnet (KAMPE 1966) und in neuerer Zeit ins Mittlere Stefan eingestuft.

KUNERT (1970) schätzte die Mächtigkeit der Mansfeld Formation auf über 1000 m. Das Beckenzentrum sah JAGSCH (1977) im Bereich der Bohrung Querfurt 1/64 (480 m Wechsellagerung Sandstein/Tonstein aufgeschlossen, nicht durchteuft). RÖBLER & SCHNEIDER (1993) entwarfen das Bild einer weitspannigen Senke, die von einem verzweigten Flusssystem durchzogen war; an den Rändern bildeten sich Schwemmfächer aus. Im Beckeninneren ist eine lakustrine Graufazies verbreitet.

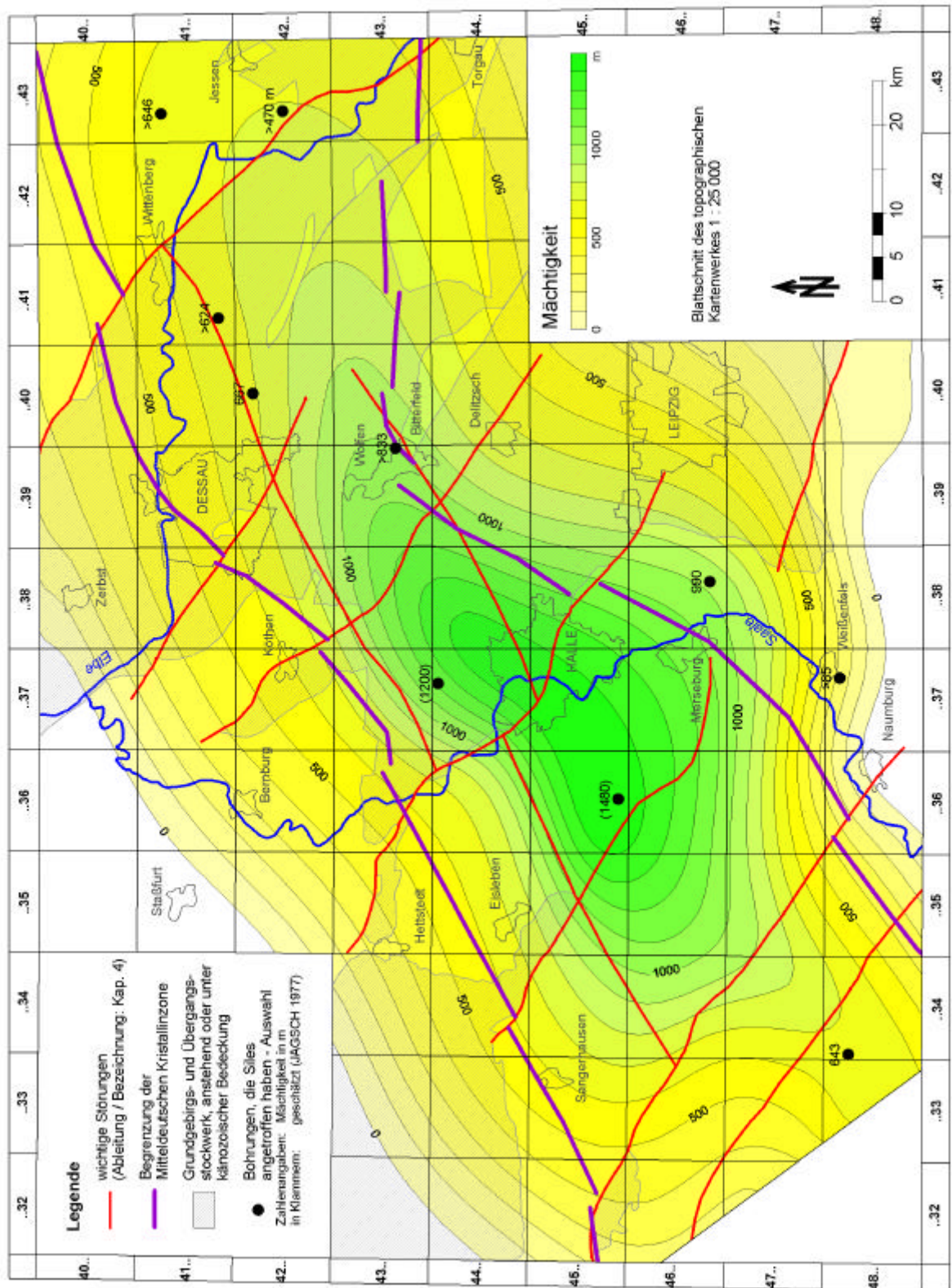


Abb. 9: Verbreitung und Mächtigkeit des Oberkarbons (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

Der untere Abschnitt der Mansfeld-Formation (Rothenburg Schichten) ist insgesamt etwa 500 m mächtig. Er besteht aus mehreren fluviatilen Sedimentationszyklen (jeweils 15–35 m mächtig) in der Abfolge Konglomerat-Sandstein-Schluffstein-Tonstein, die teilweise mit Kalkknauern enden (KUNERT 1997a). Der obere Teil der Mansfeld-Formation, der Siebigeröder Sandstein, erreicht ebenfalls ca. 500 m Mächtigkeit. Es handelt sich um Kaolinsandsteine mit untergeordnet tonigen Horizonten.

Am Beckenrand ist mit teilweiser Abtragung der Mansfeld-Formation im Rotliegend zu rechnen. Durch die schwach diskordante Auflagerung der Hornburg- und der Eisleben-Formation ist der primäre Beckenrand außerhalb des heutigen Verbreitungsgebietes (LÜTZNER 1994) zu suchen.

GAITZSCH et al. (1998) fassten eine Rothenburg-Formation mit einer Querfurt-Subformation als mittleren Teil der Mansfeld Subgruppe (Stefan B) zusammen.

Wettin-Formation (Stefan C)

Die Erstbeschreibung von Gesteinen der Wettin-Formation stammt von FRITSCH (1888). Die Schichten werden nach paläontologischen Belegen ins Stefan C eingestuft.

Die Basis der Wettin-Formation wurde bei Dobis/Saale definiert. Sie lässt sich infolge der Kornvergrößerung zum Beckenrand und der Zunahme der grauen Färbung zum Beckeninneren praktisch nicht bis zur Randfazies verfolgen (KUNERT 1995). Teilweise wurde die Wettin-Formation deshalb als Beckenfazies der Mansfeld-Formation betrachtet oder, wie bei GAITZSCH et al. (1998), als Wettin-Subformation (Beckenfazies) der Siebigerode-Formation als Beckenrandfazies bzw. grobklastischer Basisteil gegenübergestellt. KUNERT (1995) sah allerdings keine Verzahnung des Siebigeröder Sandsteins mit der Wettin-Formation.

Die Unteren Wettin-Schichten – Glimmersandsteine und Schiefertone – werden vom Siebigeröder Sandstein durch das Fehlen von Geröllen unterschieden (KUNERT 1997a). Sie erreichen Mächtigkeiten von ungefähr 200 m. Die Oberen Wettin-Schichten werden in eine rotbraune (taube) und in eine graue (produktive) Fazies eingeteilt (KUNERT 1997a). Die produktive Fazies hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 m und enthält 4 Steinkohlenflöze mit Mächtigkeiten von 0,5–2 m (REY 1984).

Gegenüber dem Verbreitungsgebiet der Mansfeld-Formation erscheint das Verbreitungsgebiet der Wettin-Formation stark eingengt. Es hat den Anschein, als ob sich gegen Ende des Karbons das Beckenzentrum in Richtung nördlich der Halle-Störung verlagerte.

Das unmittelbare Ende des Karbons kann als Zeit relativer tektonischer Ruhe betrachtet werden. Dies führte zu einer weitgehenden Beckenauffüllung mit feinklastisch-fluviatiler bis lakustriner und palustriner Sedimentation (Grausedimente) bis hin zur Vermoorung (Kohleflöze). Danach setzten die fränkischen Bewegungen, verbunden mit Vulkanismus, ein. Dessen Beginn ist bereits zur Zeit der Ablagerung der Wettin-Formation zu verzeichnen. So beschrieb KUNERT (1970) Tuffbrocken in den produktiven Wettiner Schichten, z. B. in der Bohrung Brachwitz 2/62.

3.2.3 Vulkanismus

Der unmittelbar nordöstlich der Halle-Störung gelegene Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle, in dem die permokarbonen Gesteine verbreitet sind, wird wegen der Dominanz der Vulkanite auch als Hallescher Vulkanitkomplex bezeichnet (SCHWAB 1970b). Die Vulkanite von verschiedenen Vorkommen sind seit Beginn des 19. Jahrhunderts intensiv untersucht worden und damit sehr gut bekannt. Allerdings liegen im Halleschen Vulkanitkomplex, ausgehend von den sehr differenzierten und komplexen vulkanischen Ereignissen und den

vulkanotektonischen Prozessen, komplizierte Verbandsverhältnisse vor. Aktuelle Vorstellungen zu Altersfolge, Verbreitung und Entstehungsmechanismen gaben BREITKREUZ et al. (2002). Die Magmatite werden nachfolgend zunächst unabhängig vom stratigraphischen Verband und etwa in der Reihenfolge der Tiefenlage beschrieben, die aber keinen Hinweis auf die Altersstellung geben muss.

Über hellgrauen Oberen Mansfeld-Schichten und unter den basalen Abschnitten der Wettin-Formation lagert der **Wieskauer Porphy**r (BÜCHNER et al. 2001). Er streicht südlich Wieskau aus (geomagnetische ΔZ -Anomalie) und wird als Rhyolith, Rhyodazit bzw. Quarzlatit klassifiziert. SCHWAB (1962) sah keine thermische Wirkung auf die darüber lagernden Kohleflöze und hielt ihn demzufolge für älter. Es gibt aber auch Argumente (er ist wahrscheinlich nicht mit Tuffen vergesellschaftet und scheint keinen Schuttmantel zu besitzen) dafür, dass der Wieskauer Porphy ein Intrusiv-Äquivalent der Hohnsdorfer Porphyre ist.

Der **Andesit 1** (1. Eruptivperiode bei SIEGERT 1967) ist zwischen Ostrau und Kösseln unter den Steinkohlenflözen der Wettin-Formation verbreitet. Es handelt sich um eine Serie durch geringmächtige Sedimentzwischenmittel getrennter Horizonte von Pyroxenandesiten mit einer maximalen Mächtigkeit von 36 m (SIEGERT 1967). Die brekziöse bruchlavaähnliche Ausbildung an der Oberkante war für SIEGERT (1967) Anlass, diese Vulkanite als extrusiv anzusehen. BÜCHNER et al. (2001) verwiesen demgegenüber darauf, dass er nicht unmittelbar mit Tuffen oder Abtragungsprodukten verknüpft ist und sahen ihn deshalb als intrusiv an.

Östlich von Drehlitz lagert über den Steinkohlenflözen und 10–20 m unterhalb der Oberkante des Karbons der **Andesit 2** (2. Eruptivperiode bei SIEGERT 1967) mit einer Mächtigkeit von rund 300 m. SIEGERT (1967) stufte ihn als Latit bis Rhyodazit bzw. Phänodazit ein. Die Oberkante des Andesits 2 ist brekziös ausgebildet, was nach EIGENFELD (1999) für den Deckencharakter spricht, aber nach BÜCHNER et al. (2001) auch ein Endokontakt sein kann. Die Magmen dürften einen hohen Gasgehalt und eine geringe Viskosität besessen haben (SIEGERT 1967). Das Ausbruchszentrum nahm SIEGERT (1967) in der Nähe der Bohrung RadegastKo 6/58 an. Das wurde mit der abweichenden strukturellen Ausbildung des Latits, der erhöhten Mächtigkeit (> 296,4 m) und mit dem Verbreitungsgebiet eines feinklastischen Pyroklastithorizontes (Bohrungen Brachstedt 1/57 und RadegastKo 1/57) begründet. SIEGERT (1967) ging davon aus, dass sich die Bohrung RadegastKo 6/58 im Bereich des Zufuhrschlotes eines unter subvulkanischen Bedingungen erstarrten Eruptivkörpers befindet und sah keine Hinweise, die für eine Erstarrung unter Sedimentbedeckung sprechen.

Der **Andesit 3** (3. Eruptivperiode bei SIEGERT 1967) weist im Vergleich zu den Andesiten 1 und 2 eine weit größere Verbreitung und im Durchschnitt auch größere Mächtigkeiten (300 m) auf. Er liegt in der Regel innerhalb des Rotliegend (BÜCHNER et al. 2001). Außerdem nimmt die Zahl der Ausbruchszentren zu. Als Ausbruchszentren wurden die Schiedbergzone, das Gebiet südlich Krosigk (Bohrung Löbejün 629/60: > 282,7 m), das Gebiet um Ostrau (Bohrung Brachwitz 1/62: 235,5 m), das Gebiet nordwestlich Schortewitz (Bohrung Radegast 3/57: 288,4 m), das Gebiet zwischen Ostrau und Plötz (Bohrung StkLöbejün-Plötz 442/58: 300 m) und das Gebiet nordwestlich Drehlitz (Bohrung Petersberg 8/59: > 143,5 m) angesehen (SIEGERT 1967), sofern an diesen Stellen nicht durch Schrägstellung die Mächtigkeit erhöht ist (BÜCHNER et al. 2001). Beim Andesit 3 handelt es sich nach dem Chemismus um Trachyandesite bis Dazite (SIEGERT 1967). Stellenweise ist eine Untergliederung in einen unteren Horizont (Andesit 3u zwischen Krosigk und Drehlitz) und einen oberen Horizont (Andesit 3o) möglich. Für den Andesit 3u ist die intrusive Platznahme wahrscheinlich (BÜCHNER et al. 2001). Der Andesit 3o ist stark mit Tuffen

verknüpft. Das würde für effusiven Charakter sprechen. Die unterschiedliche Lage zur Rotliegendebasis weist dagegen nach BÜCHNER et al. (2001) auf eine intrusive Platznahme hin.

Der **Andesit 4** (4. Eruptivperiode bei SIEGERT 1967) wird untergliedert in Latite vom Typ Hohnsdorf und die Latit-Rhyolith-Serie vom Typ Krosigk (BÜCHNER et al. 2001). Bei fehlenden Rhyolithtuffen wird er als Basis der Sennewitz-Schichten angenommen (KUNERT 1995). Die explosive Tätigkeit nahm in der 4. Eruptivperiode zu, was aus der Zunahme von Mächtigkeit und flächenhafter Verbreitung von Pyroklastiten gefolgert wird (SIEGERT 1967). Die räumliche Verteilung der Ausbruchszentren bleibt etwa wie in der 3. Eruptivperiode bestehen und aus den Mächtigkeiten lassen sich spaltenförmige Zufuhrwege ableiten (SIEGERT 1967).

Neben den hier diskutierten Andesiten 1–4 soll noch auf das Vorkommen von Andesiten im Süd- und Ostteil des Halleschen Vulkanitkomplexes hingewiesen werden (Raum Brehna-Zörbig und Raum Sietzsch-Schkeuditz: gravimetrische und magnetische Lokalfeldanomalien in den Abb. 23 und 27). Weiterhin könnten an verschiedenen Stellen lokale gravimetrische Maxima im Bereich des Halleschen Vulkanitkomplexes ein Hinweis darauf sein, dass die Rhyolithe durch Andesite unterlagert werden (Kap. 4.1.4).

Der **Großkristalline Porphy** lagert unter dem feinkristallinen Porphy des Petersberges (Bohrung Sennewitz 1/1883) und wird daher auch als Unterer Hallescher Porphy bezeichnet. Er tritt in zwei größeren Vorkommen zwischen Brachwitz und Löbejün (*Löbejüner Porphy*) und zwischen Halle und Landsberg (*Landsberger Porphy*) auf. Die petrographischen Merkmale stellte EIGENFELD (1999) im Vergleich zum feinkristallinen Porphy zusammen. Nach der mikrogranitischen Grundmasse ist von einer intrusiven Bildung auszugehen. Dies wird auch durch die Ausbildung von Hangendkontakten zu Wettin- und Halle-Formation (EIGENFELD 1999) gestützt. Durch die Intrusion des Porphy wurde die Inkohlung der Steinkohlen erhöht (SCHWAB 1962).

Die **Feinkristallinen Porphyre** (Obere Hallesche Porphyre) kommen in verschiedenen Verbreitungsgebieten vor, weisen aber keine einheitlichen Merkmale auf (EIGENFELD 1999). Das Typusgebiet für den feinkristallinen Porphy mit granophyrischer Grundmasse ist der Raum Halle-Petersberg mit dem *Petersberger Porphy*. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten liegen zwischen 100 und 200 m. Lokal wurden Mächtigkeiten über 300 m, wie im Bereich einer aus geomagnetischen Messungen gedeuteten N-S-streichenden Spaltenzone westlich des Petersberges (BRANDT 1959, KOCH 1966) oder sogar von über 500 m (Förderzentren, z. B. Teicha 1/60: 570 m, StkBrachstedt 6/60: 565 m) erbohrt (Abb. 10). In die Darstellung der Mächtigkeit der Vulkanite in Abb. 10 flossen neben den Bohrerergebnissen auch die Indikationen der Geomagnetik ein.

Weitere Vorkommen von feinkristallinem Porphy liegen bei Wettin (*Wettiner Porphy*) und im Gebiet der Hohnsdorfer Tiefenzone (*Hohnsdorfer Porphy*, *Cattauer Porphy*, *Schlettau Porphy*).

Lange Zeit wurde der Obere Hallesche Porphy als Deckenerguss angesehen (SCHWAB 1970). BÜCHNER & KUNERT (1997) wiesen auf die Verbreitung von Pyroklastika im Bereich des Halleschen Porphykomplexes hin. Zu Beginn der Sedimentation der Sennewitz-Formation führte der Aufstieg der Magmenkörper dazu, dass der Innendruck von Gasen und Wasser größer als der Überlagerungsdruck des Deckgebirges wurde (BÜCHNER & KUNERT 1997). Dies führte zu explosiver vulkanischer Tätigkeit. Durch die mit dem Pyroklastit-Auswurf verbundene Entgasung verloren die Magmen ihre Fließfähigkeit und beendeten den Aufstieg nach BÜCHNER & KUNERT (1997) als subaerische Staukuppen bzw. Staukuppenkomplexe. MOCK et al. (1999) sahen im Ergebnis von Fließgefügeuntersuchungen den Wettiner Porphy und den Petersberger Porphy als lakkolithische Bildungen an.

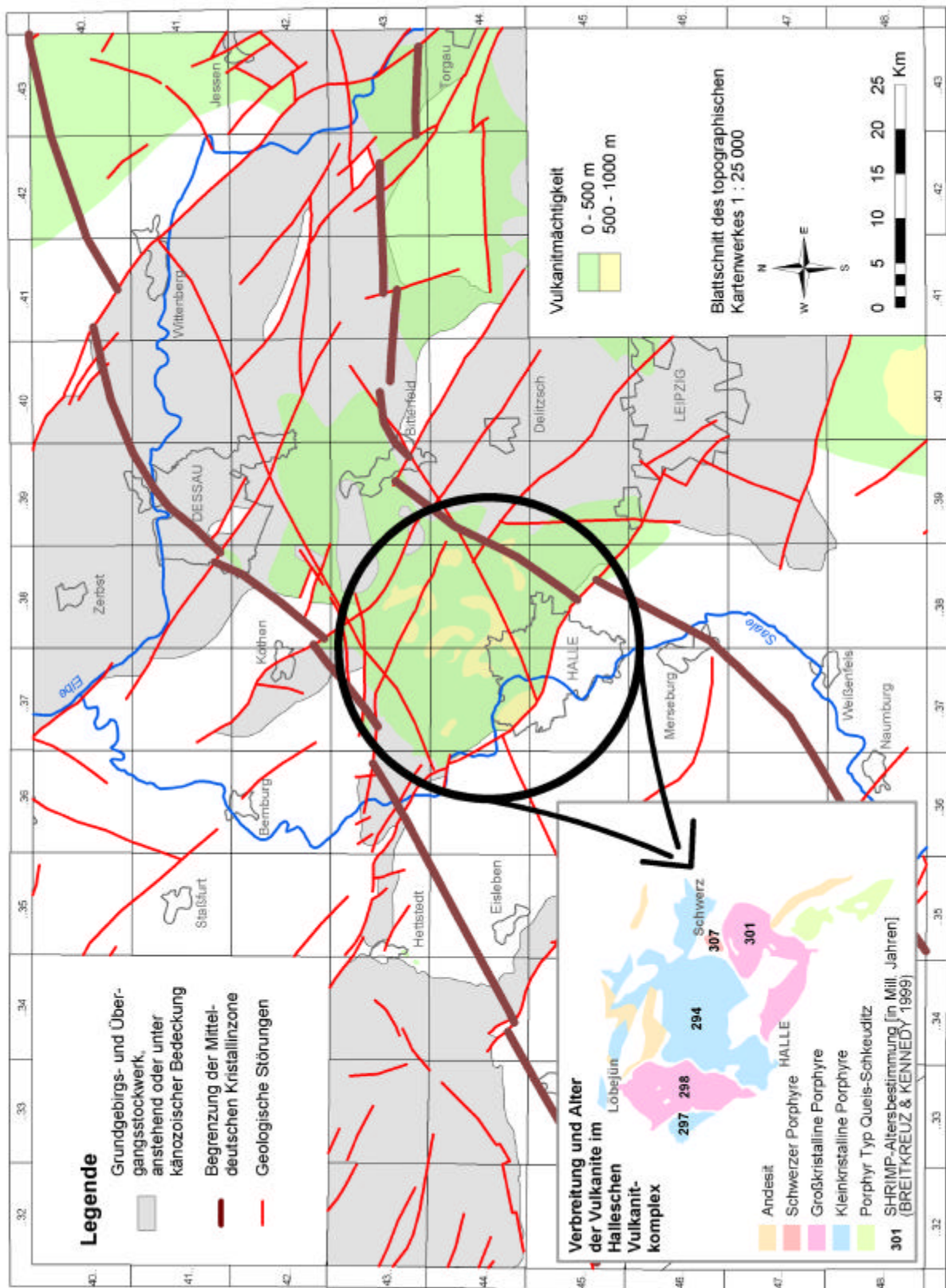


Abb. 10: Verbreitung und Mächtigkeit der Permokarbon-Vulkanite

Südwestlich von Schwerz werden „mittelkristalline“ Porphyre (EIGENFELD 1999) abgebaut. Auf Grund einer großen Variabilität werden verschiedene Typen ausgehalten, die aber insgesamt als **Schwerzer Porphyre** zusammengefasst werden. Östlich von Halle nehmen verschweißte rhyolithische Kristalltuffe nach KNOTH et al. (1998) als Typ **Queis-Schkeuditz** eine Sonderstellung ein. Sie setzen sich bis südlich der Halle-Störung fort und wurden von BÜCHNER & KUNERT (1997) als Äquivalente der Halleschen Porphyre betrachtet. In Abb. 10 sind außerhalb des nördlichen Saale-Beckens bei Hettstedt der **Melaphyr von Großörner** (LUGE 1960) und der **Nordwestsächsische Vulkanitkomplex** eingetragen.

LÜTZNER (1994) sah den Unteren Halleschen Porphyr als bogenförmige Struktur an, in die seiner Meinung nach der Obere Hallesche Porphyr als Abschluss der vulkanischen Tätigkeit eindrang. Die in Abb. 10 eingetragenen Altersbestimmungen von BREITKREUZ & KENNEDY (1999) deuten zwar auf ein etwas differenzierteres Bild hin. Aber prinzipiell scheinen (unter Beachtung der Fehlerangaben) die älteren Vulkanite an den Rändern und die jüngeren Vulkanite im Inneren des Vulkanitkomplexes angeordnet zu sein.

Regional betrachtet (auch außerhalb des Saale-Beckens) begann die vulkanische Aktivität im Oberkarbon in den inneren Zonen des variszischen Tektogens, erreichte ihr Maximum im Unterrotliegend (bei teilweiser Verlagerung in die äußeren Zonen) und endete im Oberrotliegend (Basalte der Altmark). SCHWAB (1970) stellte fest, dass die Eruptionszentren der subsequenten Vulkanite an den Schnittpunkten flachherzynischer Störungen mit der Mitteldeutschen Kristallinzone liegen und auch bei BENEK (1983) macht das „schachbrettartige“ Verteilungsbild der Vulkanitkomplexe die Beziehungen zum Bruchmuster deutlich. Nach BENEK (1983) begrenzen große Bruchlinien (Lineamente) Krustenfelder, innerhalb derer sich der Vulkanismus entweder stark abspielte oder nur in geringem Umfang bzw. gar nicht.

Plattentektonisch betrachtet schloss sich an die variszische Kollision eine rechtsdrehende Westwärtsbewegung von Gondwana gegenüber Laurussia an (Kap. 2.2). Damit verbundene Extensionsprozesse führten zum Aufreißen eines Scherbruchsystems. Dies war der Auslöser für den großräumigen und relativ kurz andauernden Aufstieg von Schmelzen aus Mantel und Kruste (BREITKREUZ & KENNEDY 1999: magmatic flare up).

Die Förderung der Vulkanite des Halleschen Vulkanitkomplexes könnte infolge von Scherbewegungen an einem NW-SE-Störungssystem erfolgt sein. Darauf deuten geophysikalische Indikationen hin. In Abb. 11 wurde eine gravimetrische Feldtransformation berechnet, die einen Großteil der vielen lokalen Anomalien eliminiert (Kap. 4.1.4). Diese wurde als Pseudorelief künstlich von Südwesten beleuchtet, so dass NW-SE-streichende Gradienten – die ja ein Indiz für Störungen sein können – auf Grund der Schattenwirkung betont werden. Im Gegensatz zu den nordöstlich und den südwestlich anschließenden Abschnitten der Mitteldeutschen Kristallinzone vermittelt die Feldtransformation im Gebiet des Halleschen Vulkanitkomplexes den Eindruck einer starken Zerschering. Interessant ist dabei die Lage dieser Zone zwischen dem Schwerehoch von Halle und dem Schweretief von Delitzsch, das seine Ursachen im Delitzscher Plutonitkomplex (Altersbestimmungen um 300 Ma) hat. EHLING (mdl. Mitt.) wies besonders auf das Abknicken der Mitteldeutschen Kristallinzone in diesem Bereich hin und sieht die Entstehung des Halleschen Vulkanitkomplexes in engem Zusammenhang mit dem Delitzscher Pluton.

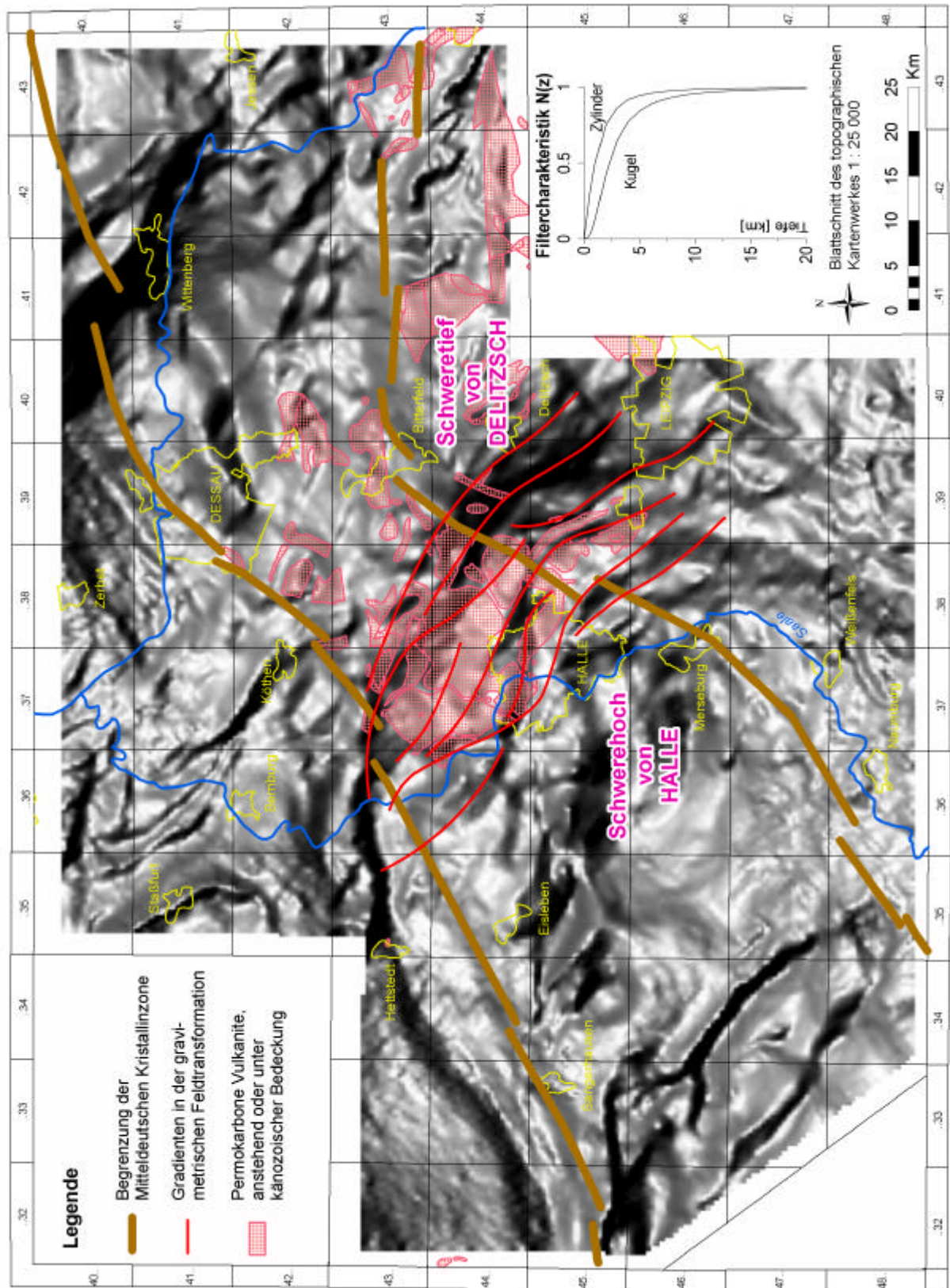


Abb. 11: Gravimetrische Feldtransformation: 9´9 Matrixfilter bei Gitterpunktabstand von 500 m (betont einen Tiefenbereich ab etwa 500–1000 m) als Schattenrelief mit abgeleitetem Scherbruchsystem und Verbreitung der Vulkanite

DROZDZEWSKI & WREDE (1995) wiesen auf die Besonderheit der Mächtigkeit der Erdkruste im Bereich der Mitteldeutschen Kristalline von etwa 30 km hin (Kap. 4.3.4, Abb. 35). Für eine postorogene Kruste in den Varisziden müssten Krustenmächtigkeiten von 40–60 km angenommen werden. Es konnten aber keine Orogenwurzeln beobachtet werden. Unter Beachtung des isostatischen Gleichgewichts und der Annahme einer Erosion an der Oberfläche von 4–5 km, muss eine subkrustale Erosion angenommen werden. Der Vulkanismus des Permokarbons, direkt im Anschluss an die Orogenese, erbrachte große Mengen sauren Materials. Damit wurde angenommen (DROZDZEWSKI & WREDE 1995), dass ein Massentransfer zwischen den variszischen Orogenwurzeln und den Gebieten des permokarbonen Vulkanismus stattgefunden hat, zumal das Massenvolumen etwa identisch ist ($4,5 \times 10^5 \text{ km}^3$). Modellrechnungen von HENK (1998) ergaben, dass weniger der gravitative Kollaps die postvariszische geodynamische Entwicklung Mitteleuropas prägte (Kap. 6.4). Vielmehr sah HENK (1998) die nach einer Umorientierung des regionalen Spannungsfeldes wirkenden Extensionskräfte als Auslöser einer vollständigen Krustenreequilibrierung. Andere Modelle gingen von einem Abscheren der Gebirgswurzeln im Mantelbereich aus.

3.2.4 Rotliegend

Unterrotliegend

Bereits gegen Ende des Karbons deutete sich eine Differenzierung des bis dahin zusammenhängenden Sedimentationsraumes an: Der nordöstliche Teilbereich wurde stärker abgesenkt (die produktiven Schichten der Wettin-Formation sind nordöstlich der Halle-Störung verbreitet). Diese beginnende Zerlegung in Teilbecken und der hinzukommende Vulkanismus bewogen SCHWAB (1970a), diesen Abschnitt vom 1. Hauptmolassestadium abzutrennen und als 2. Hauptmolassestadium zu bezeichnen.

Halle-Formation

Die Halle-Formation beginnt mit dem Quarzit-Kieselschiefer-Konglomerat, das bereits von BEYSCHLAG & FRITSCH (1899) als Basishorizont verwendet wurde. KAMPE & KUNERT (1964) definierten erstmals die „Halleschen Schichten“. Die Basis des Rotliegend wurde paläontologisch mit dem ersten Auftreten von *Autunia conferta* festgelegt (REMY & KAMPE 1961).

Mit dem Einsetzen der fränkischen Bewegungen an der Grenze Karbon/Rotliegend kam es zur tektonischen Aktivierung der Störungsmuster des Grundgebirges (RÖBLER & SCHNEIDER 1993). Der langgestreckte Sedimentationsraum wurde durch NE-SW-Störungen, quer zum variszischen Streichen, in kleinere Teilbecken zerlegt (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Dies war verbunden mit zunehmender vulkanischer Aktivität. Im Ergebnis dessen liegt eine enge Verzahnung der Sedimente der Halle-Formation mit Vulkaniten des Halleschen Vulkanitkomplexes vor (LÜTZNER 1994).

Lithologisch lässt sich eine Rote Randfazies (Gebiet Schlettau, Dobis, Brachwitz, Halle) von einer beckenwärts ausgebildeten Graufazies unterscheiden (KUNERT 1995). Die Randfazies ist als normaler Zyklus Konglomerat-Sandstein-Schluffstein ausgebildet. Die Geröllschüttung am Beckenrand geht in Richtung Beckeninneres in sandig-schluffige Sedimentation über. KUNERT (1995) diskutierte rinnenartige Flussablagerungen und Deltaschüttungen im Bereich von Plötz. Die Beckenfazies wurde von KAMPE (1966) nach Andesiten und Tuffen untergliedert. Allerdings wies KUNERT (1995) darauf hin, dass auch Andesite zur Bildung diskordanter Körper neigen und damit diese Gliederung problematisch ist.

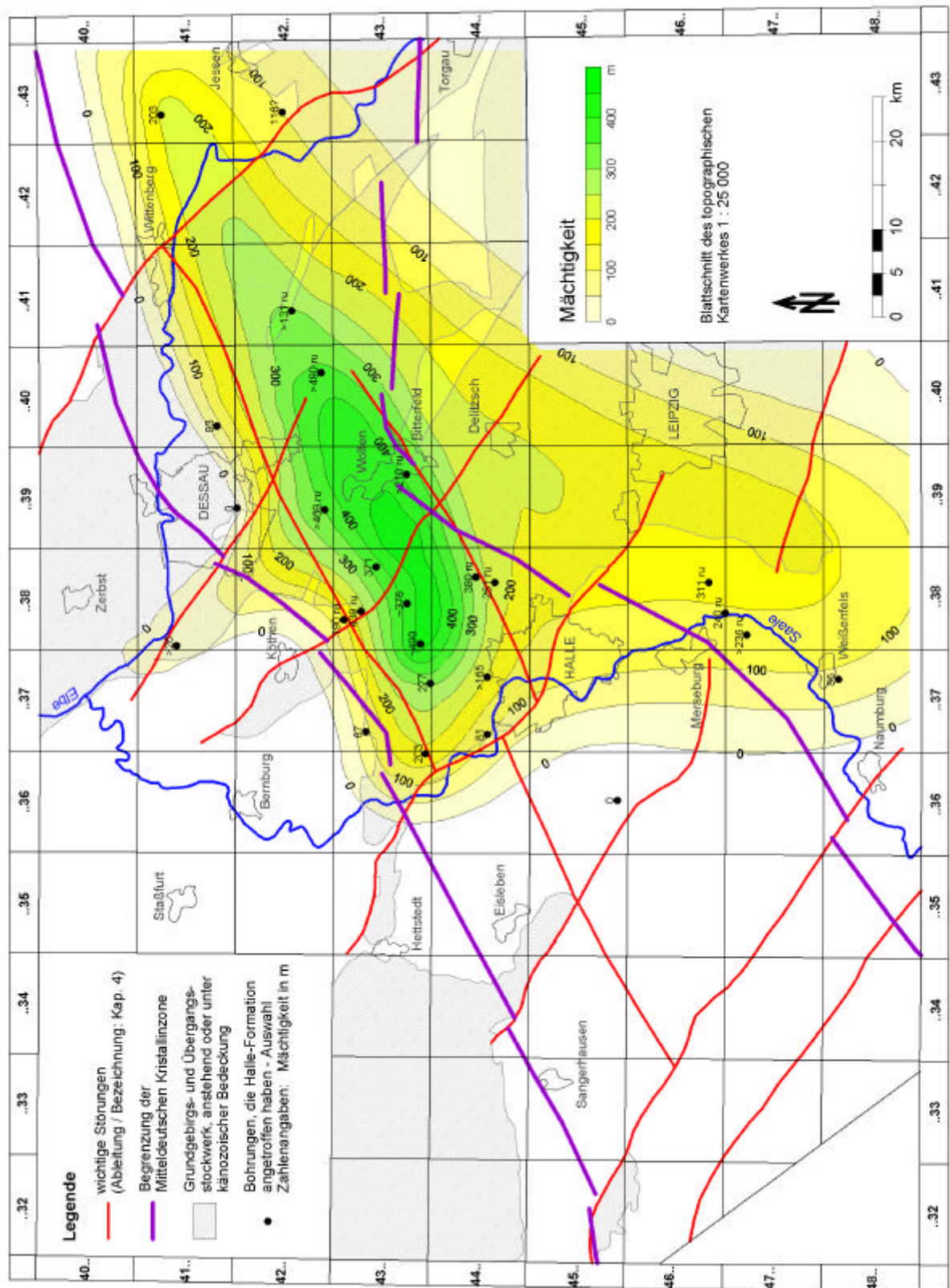


Abb. 12: Verbreitung und Mächtigkeit der Halle-Formation (zusammengestellt nach Unterlagen von FALK et al. 1979, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

Die in Abb. 12 gezeigte Karte der Mächtigkeit und Verbreitung der Halle-Formation folgt im Wesentlichen den Auffassungen von FALK et al. (1979). Sie zeigt ein Mächtigkeitsmaximum von mehr als 400 m nördlich/nordöstlich Halle (Bohrungen Brachstedt 1/57 und Petersberg 6/56) mit einer Beckenachse in SW-NE-Richtung. Die starken Absenkungen in diesem Bereich werden in Verbindung mit der Förderung der Vulkanite gebracht (SCHWAB 1977, FALK et al. 1979). Das Becken erscheint unsymmetrisch, mit einem steilen NW-Rand und nach Südwesten zu ausufernd. Die starke Ausbuchtung nach Südosten resultiert aus der Zuordnung von Teilen des in der Bohrung Schladebach 2/1880 mit 311 m Mächtigkeit angetroffenen Unteren Rotliegend zur Halle-Formation. SCHWAB & KAMPE (1989) gingen demgegenüber nicht von einer Verbreitung der Halle-Formation bis in Raum Schladebach aus. Nach KUNERT (1976) könnte aber im Gebiet von Querfurt eine Randfazies von Halle- und Sennewitz-Formation vorhanden gewesen sein, die vor der Ablagerung der Hornburg-Formation abgetragen wurde. Auf Grund der Mächtigkeits- und Faziesverteilung müsste die Halle-Formation zwischen Brachwitz und Querfurt auskeilen. Von Bedeutung für die Verbreitung der Schichten des Unterrotliegend ist die Ansprache der Gesteine in der Bohrung Querfurt 1/64. KUNERT (1968) und JAGSCH (1977) sahen im Auftreten von vulkanitischen Geröllen in der liegenden Rotliegendfolge in der Bohrung Querfurt 1/64 den Beleg für das Fehlen des tieferen Unterrotliegend.

Sennewitz-Formation

SCUPIN (1913) bezeichnete erstmals die bereits von BEYSCHLAG & FRITSCH (1899) beschriebenen Schiefertone und Porphyrtuffe über dem Petersberg-Porphyr der Bohrung Sennewitz 1/1883 als Sennewitz-Schichten.

Die Grenzziehung zwischen der Halle-Formation und der Sennewitz-Formation ist problematisch. KUNERT (1995) stellte fest, dass die intrusiven und damit diskordanten kleinkristallinen Porphyre nicht zur Abgrenzung herangezogen werden können. Er schlug vor, die Liegendgrenze mit dem Einsetzen wesentlicher Mengen rhyolithischer Pyroklastite zu definieren, da diese über weitere Entfernungen als Zeitmarken gelten können (BÜCHNER & KUNERT 1997).

Die Sennewitz-Formation besteht im Wesentlichen aus feinklastischen grauen und roten Sedimenten mit 1–2 cm dünnen Kohleflözchen und kalkigen Einlagerungen, die nach EIGENFELD (1999) auf einen fluviatil-limnischen Bildungsraum zurückgeführt werden. Typisch sind große Mengen an Pyroklastiten in verschiedenen Horizonten (BÜCHNER & KUNERT 1997).

Die Karte der Verbreitung und Mächtigkeit der Sennewitz-Formation (Abb. 13) macht deutlich, dass die Differenzierung des Sedimentationsraumes bestehen bleibt (FALK et al. 1979). Nach SCHWAB (1977) deutet die rasche Anlage des „Sennewitz-Beckens“ eine vulkanotektonische Steuerung an.

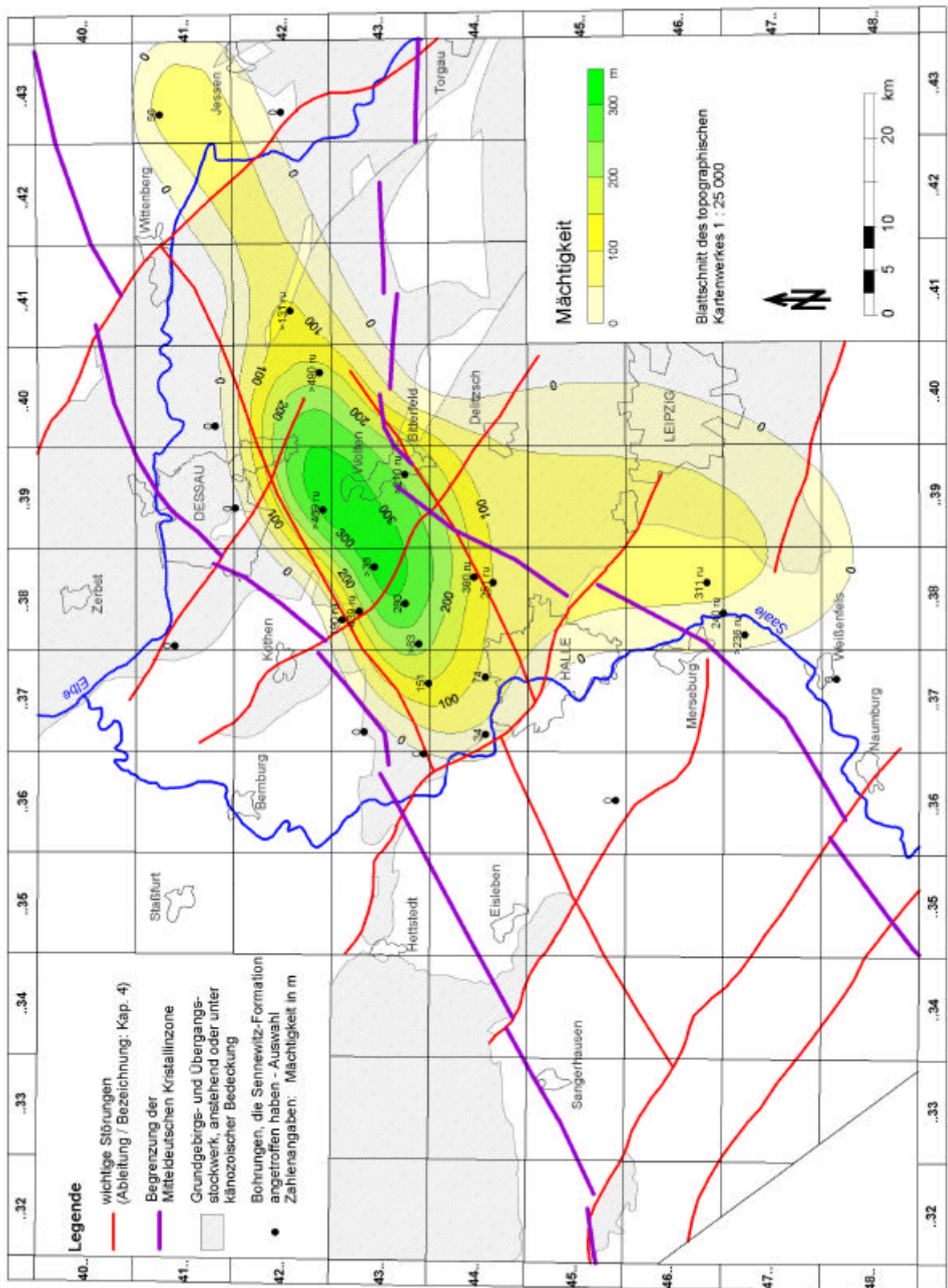


Abb. 13: Verbreitung und Mächtigkeit der Sennewitz-Formation (zusammengestellt nach Unterlagen von FALK et al. 1979, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

Oberrotliegend

Gegen Ende des Unterrotliegend kam es zur Anlage neuer Becken. Zum Teil ging dem eine erhebliche Abtragung voraus. Typisch sind weitspannige (epirogene) Bewegungen. Die Sedimentation führte zum Reliefausgleich. Darin sah LUGE (1965) bereits den Übergang zur Epikontinentalentwicklung. Dies veranlasste SCHWAB (1970a) die folgenden Ablagerungen als Spätmolasse abzutrennen. KUNERT (1997b) bemerkte, dass die Sandsteine der Spätmolasse höhere Feldspat- und Karbonatgehalte (im Gegensatz zur Hauptmolasse mit höherem Glimmergehalt) aufweisen.

Hornburg-Formation

Zuerst beschrieben SCHRÖDER (1935) und v. HOYNINGEN-HUENE (1960) die Hornburger Schichten. Aus der Fährtenfauna (HAUBOLD & KATZUNG 1972) resultierte die Einstufung ins Obere Autun. Andere Autoren stellten den hangenden Teil der Hornburg-Formation ins Oberrotliegend (KNOTH & SCHWAB 1972, GAITZSCH u.a. 1998).

Im Vergleich zur vulkanotektonischen Anlage des „Sennowitz-Beckens“ sah SCHWAB (1977) für das „Hornburg-Becken“ eine epirogen bzw. diktyogenetisch gesteuerte Absenkung. SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) brachten dies mit den saalischen Bewegungen in Verbindung, wobei mehrere Sedimentationszyklen durch mehrere Absenkungsimpulse hervorgerufen wurden (FALK et al. 1979).

Die Hornburg-Formation ist hauptsächlich im Bereich eines am stärksten abgesunkenen Beckenteils zwischen Hermundurischer Scholle und Halleschem Vulkanitkomplex verbreitet (Abb. 14). Das Teilbecken hat insgesamt eine erzgebirgische Streichrichtung, aber die maximalen Mächtigkeiten scheinen sich auch in herzynischer Richtung anzuordnen. Die größten Mächtigkeiten werden südwestlich der Halle-Störung (im Bereich der Bohrung Querfurt 1/64: 584 m) erreicht. SCHWAB (1969) nahm eine durch den Aufstieg der Vulkanite entstandene „Schwelle“ als nordöstliche Begrenzung des Beckens der Hornburg-Formation an. Die mächtigen magmatischen Einlagerungen führten sicherlich zur Versteifung des Schichtpaketes des Unteren Autuns (JAGSCH 1977), so dass dieser Block recht stabil in einer relativ zum südwestlichen Teil höheren Position blieb. An einem schmalen Saum überlappen sich die Verbreitungsgebiete von Hornburg-Formation und Halle-/Sennowitz-Formation (Bohrung Brachwitz 2/62). Bei der Kartenkonstruktion erwies sich die Einstufung der 159 m mächtigen Schichtenfolge der Bohrung Brachwitz 2/62 (KUNERT 1995) allerdings als problematisch, angesichts der umliegenden Bohrungen ohne Hornburg-Formation. RÖBLER & SCHNEIDER (1993) sahen neben dem räumlichen Ausschluss auch eine bedeutende zeitliche Lücke (Vorkommen von *Laopus rothenschirmbachi* und *Conchostraken*).

An den nördlichen Rändern des Beckens beschrieben FALK et al. (1979) eine überwiegend konglomeratische Randfazies. Im Beckenzentrum lagerten sich feinkörnigere Sedimente ab. An den westlichen Rändern wurden zwei Zyklen ausgehalten (zuerst Konglomerate, dann Sandsteine, dann siltig-tonige Sedimente). Diese Zyklen gliedern aber beckenwärts weiter auf. LÜTZNER (1994) entwarf das Bild einer bergnahen Schwemmfächerlandschaft mit vorgelagerter Schwemmebene, wobei die Fächerfront wiederholt vorrückte und sich zurückzog. Gegen Ende des Oberen Autuns erfolgte eine weitgehende Nivellierung; es dehnte sich ein wasserbedeckter Beckenbereich aus (Playa-See nach SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Dies belegen lakustrische Tone (Blättertton), die peripher über die verschiedenen Glieder der Randfazies übergreifen (FALK et al. 1979).

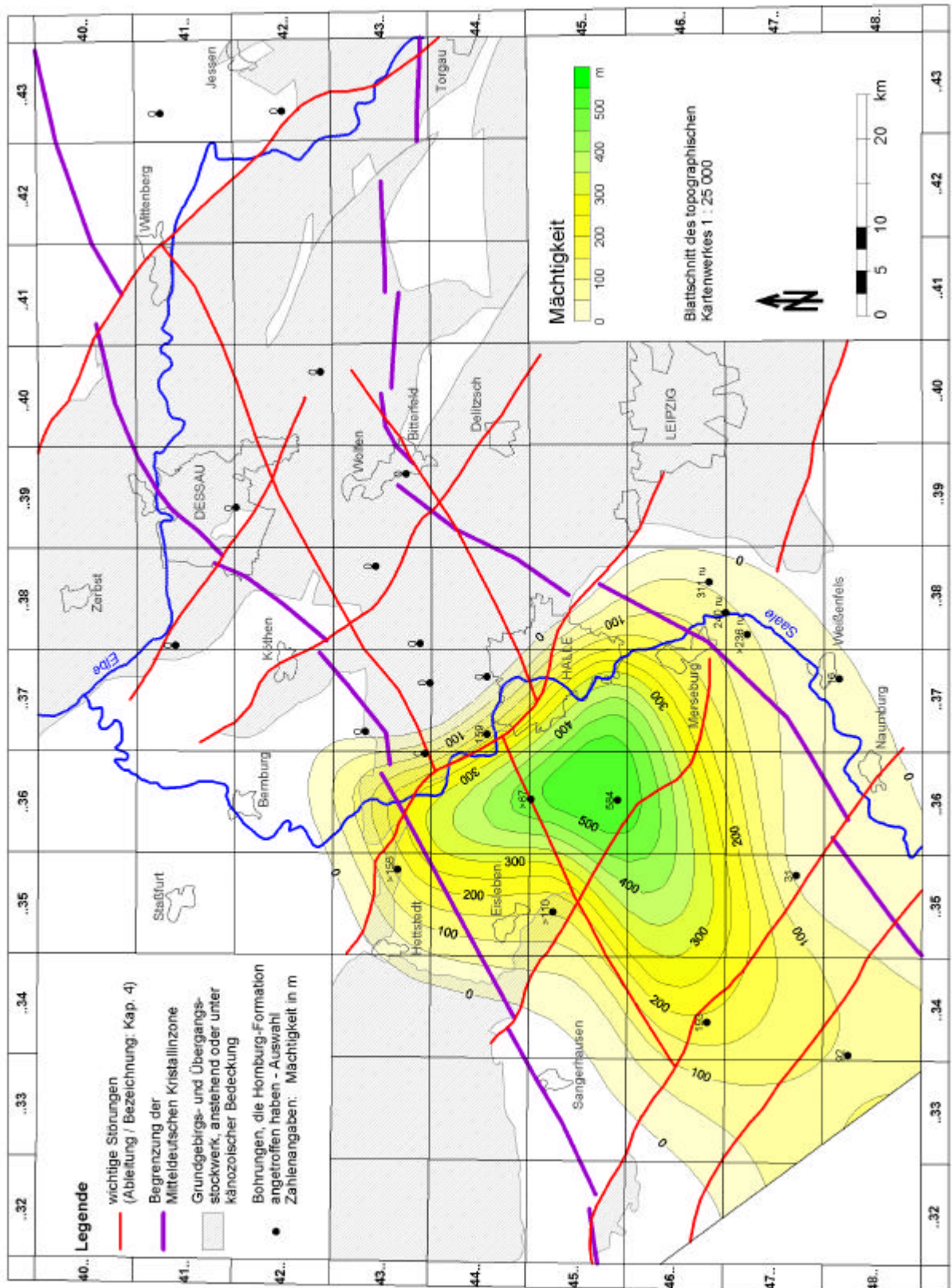


Abb. 14: Verbreitung und Mächtigkeit der Hornburg-Formation (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977, FALK et al. 1979, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

Brachwitz-Formation

Gesteine der Brachwitz-Formation beschrieb erstmals KUNERT (1966). Sie werden ins Saxon gestellt; biostratigraphisch verwertbare Fossilfunde fehlen bisher (FALK et al. 1980).

Das vorliegende Playa-Restbecken der Hornburg-Formation erhielt infolge tektonischer Aktivität mehr Relief und wurde so wieder zum Sammelbecken für sandige Sedimente (FALK et al. 1980). Im NE-Teil des Beckens liegt mit einer Abfolge Konglomerat-Sandstein/Siltstein-Konglomerat-Sandstein/Siltstein eine überwiegend grobklastische Ausbildung vor (FALK et al. 1980). Die Konglomerate stammen als Abtragungsschutt (großkristalliner Rhyolith) vom Hochgebiet der Halleschen Porphyre (KUNERT 1995). Im übrigen Gebiet kommen vor allem Sand-/Siltstein, im Beckeninneren mit Toneinlagerungen, vor. Das Liefergebiet vermuteten FALK et al. (1980) im Süden. Eine westliche Randfazies scheint zu fehlen, FALK et al. (1980) sahen darin einen Hinweis auf eine verringerte Aktivität der Unterharzschwelle zu dieser Zeit.

In Abb. 15 ist der etwa erzgebirgisch streichende Sedimentationsraum zu erkennen. Das Beckenzentrum dürfte im Bereich der Bohrungen Querfurt 1/64 und Lauchstädt 1/70 liegen. Die nordöstliche Begrenzung ist von der Halle-Störung geprägt (LÜTZNER 1994). Im Südwesten ähnelt die Situation der des „Hornburger Beckens“. Die Sedimentation setzte sich bis in das Thüringer Becken fort, wobei die Hermundurische Scholle als Querscholle in Erscheinung trat (FALK et al. 1980).

Eisleben-Formation

Die Erstbeschreibung der Sedimente der Eisleben-Formation stammt von SCHIEMENZ (1953). Sie werden nach FALK et al. (1980) ins Saxon II gestellt.

Mit der Eisleben-Formation war erstmals eine sedimentäre Verbindung zum Norddeutschen Becken hergestellt. Abb. 16 zeigt das „Eislebener Becken“ als buchtartigen Ausläufer des Sedimentationsraumes im Norden. Dabei greift die Eisleben-Formation diskordant über die bisherigen Schwellen hinweg (KUNERT 1995). Den Auslöser sahen SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) in den Altmark II-Bewegungen im Norden. Die direkte Beziehung zum variszischen Untergrund tritt zunehmend zurück (KATZUNG 1970). Sie ist nur noch schwach an dem kleinen Teilbecken zu erkennen. Gegen Ende des Oberrotliegend kam es zum Sedimentationsstillstand bzw. es folgte eine kurze Abtragsphase, bevor die Transgression des Kupferschiefermeeres einsetzte (SCHWAB 1977).

Die Eisleben-Formation als klastischer Zyklus beginnt mit basalen Konglomeraten (Porphyrkonglomerat), darauf folgen Sandsteine bis Schluffsteine (Sandsteinschiefer). Prinzipiell nimmt der Konglomeratanteil zum Beckenrand hin zu (FALK et al. 1980). Allerdings ist wie bei der Brachwitz-Formation eine Asymmetrie zu bemerken: die Konglomerate treten mehr im Ostteil auf, während im Westabschnitt die Psammite dominieren. Dies weist wieder darauf hin, dass der Harz als Schüttungsgebiet nicht so wirksam war. Der Hauptstrom der Sedimentation verlief in SW-NE-Richtung. Granulitgerölle aus Sachsen, Vulkanitgerölle aus dem Halleschen Raum und Granitgerölle aus dem Gebiet um Dessau belegen aber seitliche Schüttungen (FALK et al. 1980). Zunächst herrschten fluviale Ablagerungsbedingungen vor. Erst gegen Ende des Rotliegend sahen FALK et al. (1980) ein Übergreifen des Norddeutschen Beckens.

Die Grenzziehung zwischen Brachwitz- und Eisleben-Formation ist teilweise problematisch. KUNERT (1995) sah die Eisleben-Schichten im Gebiet von Halle und Querfurt nur als gebleichtes geringmächtiges Porphyrkonglomerat im unmittelbaren Liegenden des Kupferschiefers (2 m in der Bohrung Querfurt 1/64) und es gab für ihn keinen Grund, für das Querfurter Gebiet eine mächtige Sonderentwicklung – wie in Abb. 16 dargestellt – anzunehmen. Er benutzte zur Grenzziehung die ortsfremden Rhyolithe aus dem Thüringer Wald im Porphyrkonglomerat der Eisleben-Formation im Gegensatz zur Brachwitz-Formation, die Hallesche Vulkanite enthält.

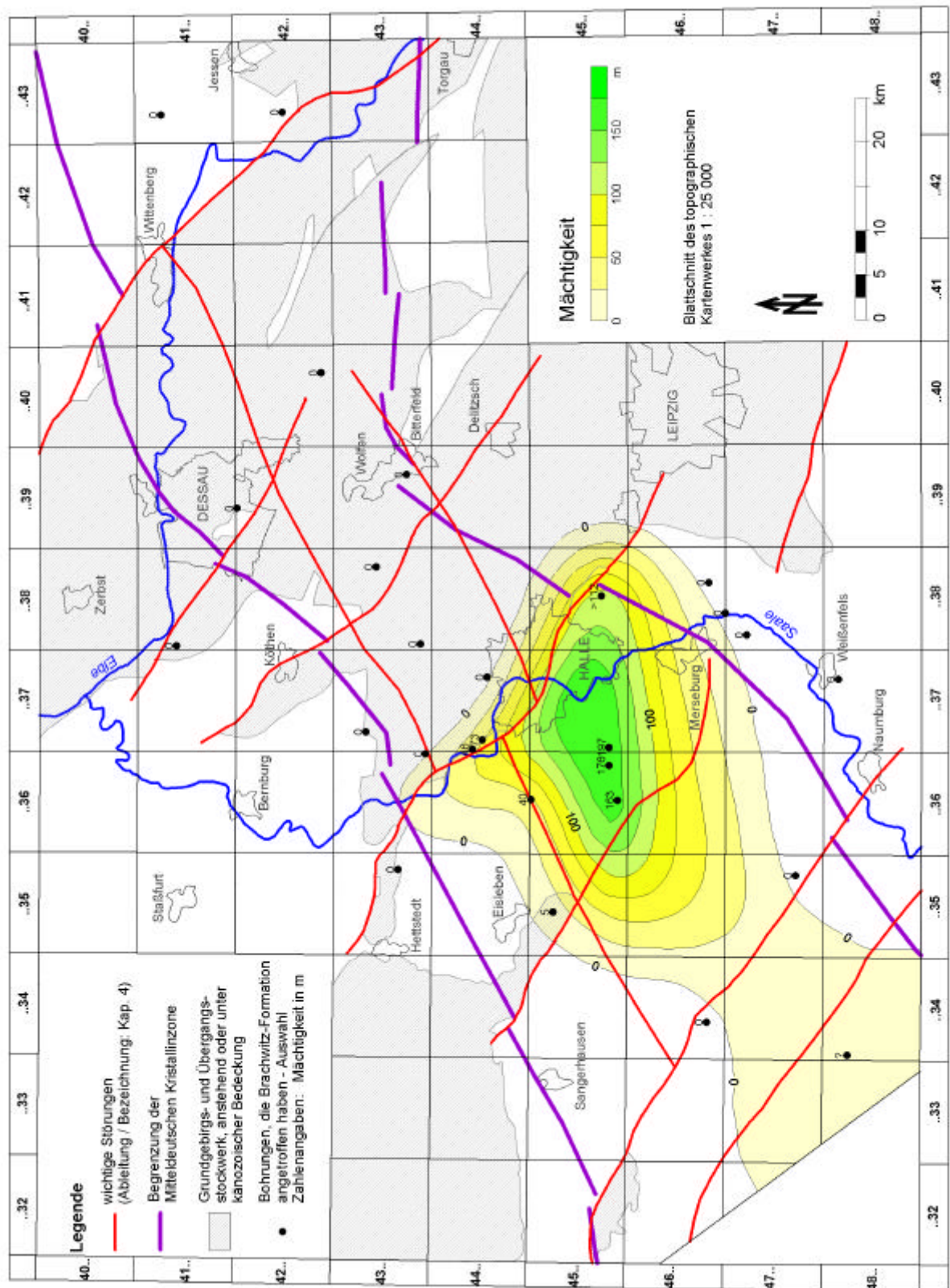


Abb. 15: Verbreitung und Mächtigkeit der Brachwitz-Formation (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977, FALK et al. 1980, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

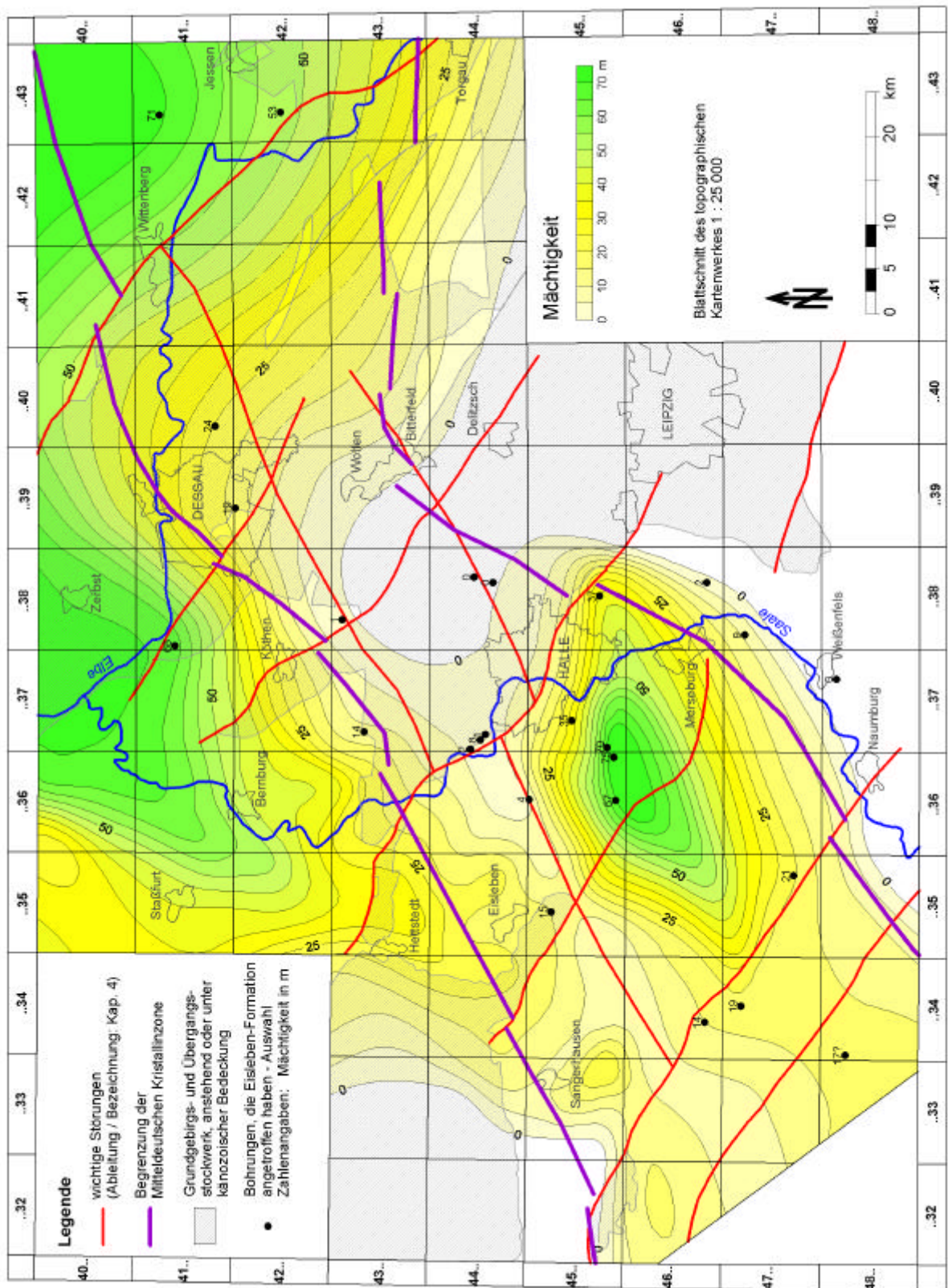


Abb. 16: Verbreitung und Mächtigkeit der Eisleben-Formation (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977, FALK et al. 1980, Bohrdatenbank LAGB); methodische Betrachtungen zur Kartenkonstruktion: Kap. 3.2.5

3.2.5 Methodische Betrachtung der Karten zu Mächtigkeit und Verbreitung der Permokarbon-Formationen

Die Gliederung des Permokarbons in Formationen erfolgt nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten. Bei den Formationen des Karbons helfen biostratigraphische Ansprachen bei der Alterszuordnung der Schichten; bei Rotliegendformationen fehlt biostratigraphisch verwertbares Material weitgehend (KATZUNG 1970).

Die Lithostratigraphie geht von Korngröße, Stoffbestand und Färbung der Gesteine, von der Verbreitung der Eruptiva und der Lage von Diskordanzen aus. Aber auf Grund der Ablagerungsbedingungen ist mit raschen lithofaziellen Wechseln in der Horizontalen, mit Mächtigkeitsschwankungen oder dem Auskeilen von Schichten auf kurzen Entfernungen zu rechnen. Dadurch sind Korrelationen bereits auf engem Raum umstritten, und über größere Entfernungen entstehen ernsthafte Probleme. Dies ist der Grund dafür, dass die lithostratigraphische Gliederung des Permosiles kontrovers diskutiert wird und ständigen Veränderungen unterworfen ist (KUNERT 1995).

Damit entstanden bei der Konstruktion der Karten der Verbreitung und Mächtigkeit der Rotliegend-Formationen Probleme. Diese sind ein Hinweis darauf, dass mit den gegenwärtigen Einstufungen noch Widersprüche bestehen.

Bei der Kartenkonstruktion mussten im Wesentlichen bereits publizierte Ansichten übernommen werden, weil im Rahmen dieser Arbeit keine eigenen lithostratigraphischen Untersuchungen durchgeführt werden konnten.

Als Grundlage dienten die Arbeiten von JAGSCH (1977) und FALK et al. (1979, 1980). Einen weiteren Beitrag lieferte eine Recherche nach den wichtigsten Stützstellen in der Bohrdatenbank des LAGB aus ca. 6000 Bohrungen, die im Untersuchungsgebiet liegen und die mehr als 100 m tief sind. Die lithostratigraphischen Einstufungen der Bohrdatenbank (soweit keine neueren Arbeiten vorliegen) und die Mächtigkeitsangaben wurden ohne Beachtung von Diskordanzen (zwischenzeitliche bzw. nachfolgende Abtragung) übernommen.

Damit spiegeln diese Karten einen Stand wider, der zwischen primärer und heutiger Situation liegt. Dieser Stand ist sicherlich nicht befriedigend. Aber das Hauptziel der Arbeit, zu der diese Karten beitragen sollen, ist es, ein generelles Entwicklungsmodell zu entwerfen. Dafür ist es prinzipiell nicht so entscheidend, ob die eine oder andere Formation etwas mächtiger abgelagert wurde. Wichtig sind die Größenordnung der Mächtigkeit und die Verbreitung. Allerdings sagt auch die Darstellung der heutigen Verbreitung nichts darüber aus, ob und in welchem Umfang zur Zeit der Ablagerung Verbindungen zu den umliegenden Becken (Meisdorf, Ilfeld, Mühlhausen, Borna-Hainichen ...) bestanden haben.

Bei der Konstruktion der Karten wurde die Isolinienführung an ein Störungssystem angeglichen, von dem angenommen wird, dass es bereits vor und während der Sedimentation wirksam war. Die differenzierte Sedimentation ab Oberkarbon und die in Kap. 2.2 getroffenen Aussagen zur plattentektonischen Entwicklung im Umfeld der variszischen Orogenese machen die synsedimentäre Wirkung eines NW-SE-/NE-SW-Störungssystems wahrscheinlich.

In Abb. 17 sind die Ergebnisse der Mächtigkeitsabschätzungen der einzelnen permokarbonen Formationen (Oberkarbon und Rotliegend) durch Addition zusammengefasst worden. In dieser Darstellung bilden sich im Wesentlichen die mächtigen Ablagerungen des Siles ab. Aber auch die Sedimentation der Rotliegend-Formationen in zwei getrennten Beckenbereichen ist in Abb. 17 nachzuvollziehen.

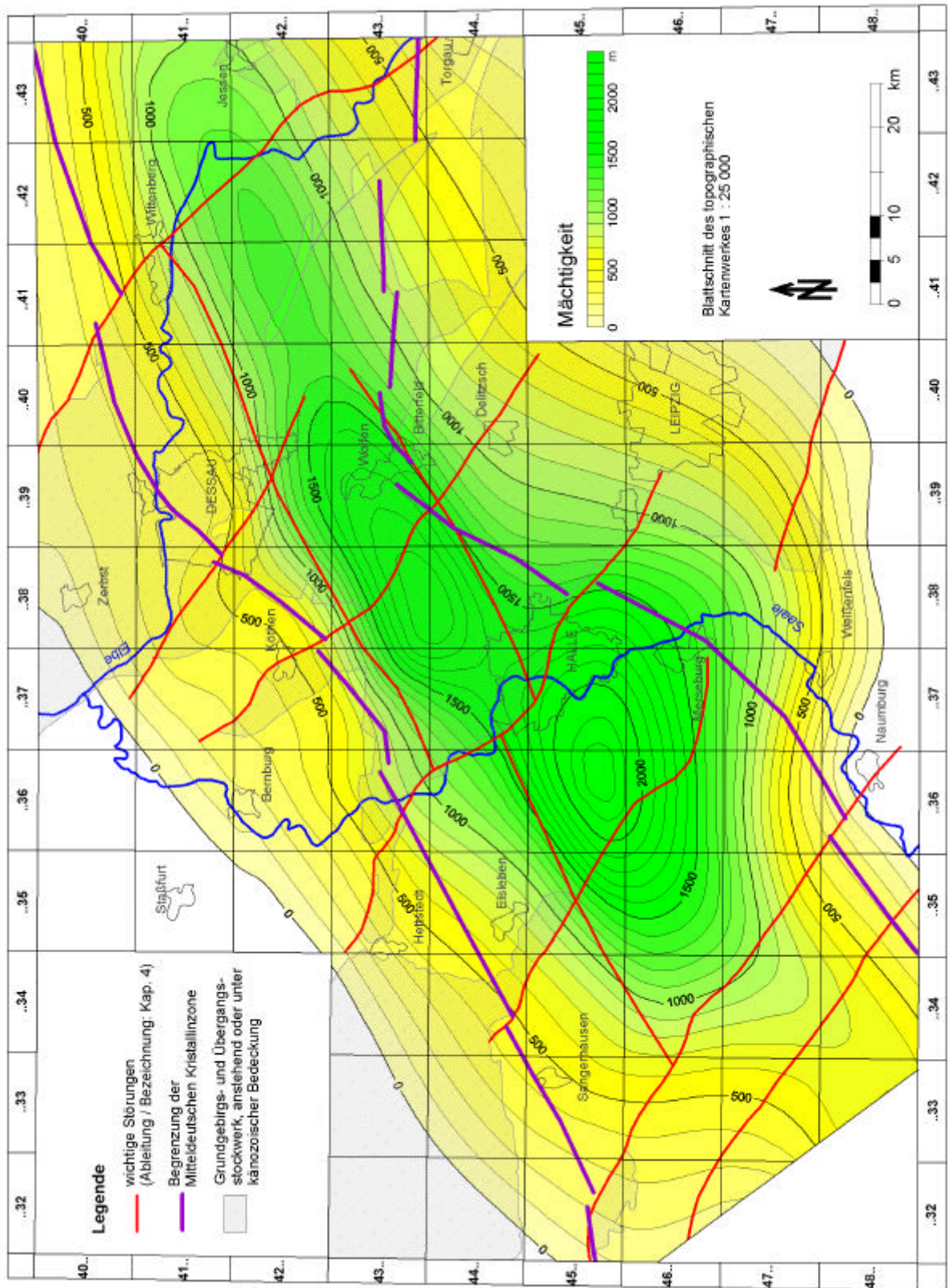


Abb. 17: Verbreitung und Mächtigkeit des Permokarbons (zusammengestellt nach Unterlagen von JAGSCH 1977, FALK et al. 1979/1980, Bohrdatenbank LAGB)

3.3 Zechstein bis Kreide

Bereits während der Ablagerung der Eisleben-Formation gab es eine Verbindung zum Norddeutschen Becken und nach der Füllung der Restbecken wurde das Gebiet des Saale-Beckens vollständig in die Entwicklung des Norddeutschen Beckens einbezogen. Beginnend mit der Transgression des Zechsteinmeeres folgte die großräumige Sedimentation sowohl chemischer als auch klastischer Serien. Die epikontinentalen Bildungen vom Zechstein bis zur Kreide werden traditionell zum Tafeldeckgebirgsstockwerk zusammengefasst.

3.3.1 Zechstein

Mit dem Beginn des Zechsteins erfolgte der Vorstoss des Meeres, das weite Teile Europas von England bis Polen und den süddeutschen Raum überflutete. Unter heißem Klima waren günstige Bedingungen für die Verdunstung aus dem flachen Zechsteinmeer gegeben. Es kam zur Sedimentation von mehreren Gesteinsserien. Die Abscheidungsreihe über Salzton, Kalkstein, Dolomit, Gips/Anhydrit, Steinsalz und Kalisalz wurde durch die unterschiedliche Löslichkeit der Salze bedingt (RICHTER-BERNBURG 1955). Bis zu 8 von diesen Ablagerungszyklen werden im Norddeutschen Becken ausgehalten (STROHMENGER et al. 1998). Neben dieser auf RICHTER-BERNBURG (1955) zurückgehenden Gliederung wurde in letzter Zeit auch auf eine Neugliederung des Zechsteins unter sequenzstratigraphischem Aspekt entsprechend den Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung orientiert (GERLING et al. 1996, STROHMENGER et al. 1998).

Im Rahmen dieser Arbeit, die sich mit dem Bereich des nördlichen Saale-Beckens beschäftigt, werden die randlichen Abschnitte der Subherzynen Senke und nördlich des Wittenberg-Abbruchs, in denen Zechstein verbreitet ist und die auch vom Kartenausschnitt dieser Arbeit erfasst sind, nicht betrachtet. Hier steht das Gebiet südlich der Halle-Störung im Vordergrund. In diesem Raum sind die Sedimente der Werra-Folge, der Staßfurt-Folge, der Leine-Folge, der Aller-Folge und der Bröckelschiefer zur Ablagerung gekommen. Diese werden nachfolgend beschrieben.

Für die Ausbildung der Sedimente der einzelnen Folgen sind das Relief des Liegenden, eustatische Meeresspiegelschwankungen, die Salinität des Meerwassers und synsedimentäre tektonische Bewegungen von Bedeutung (GERLING et al. 1996). Das Zusammenspiel dieser Faktoren führte zu relativen Meeresspiegelschwankungen in der Größenordnung 50–100 m an unterschiedlichen Stellen. Dies hatte differenzierte Faziesmuster zur Folge.

Das eindringende Zechsteinmeer arbeitete zunächst die Klastika des Permokarbons auf. Dabei entstand das basale Zechsteinkonglomerat/Weissliegend (Mächtigkeit maximal 10 m). Die Trennung des Zechsteinkonglomerates von den sekundär grau gefärbten klastischen Sedimenten des Rotliegend ist schwierig. Deshalb wird zur Grenzziehung üblicherweise der Kupferschiefer als flächenmäßig weit verbreitete und zeitkonforme Schicht (KATZUNG 1970) herangezogen (Tiefenlage der Zechsteinbasis: Kap. 4.3.2, Abb. 28). Der Zechsteinkalk weist eine Mächtigkeit von etwa 10 m auf. Dominiert wird die **Werra-Folge** im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen vom Werra-Anhydrit. Das Werra-Steinsalz, das den Anhydrit in Unteren und Oberen Werra-Anhydrit teilt, erreicht Mächtigkeiten von rund 10 m. Schon frühzeitig wurde erkannt, dass der Werra-Anhydrit entlang eines SW-NE-streichenden Streifens zwischen Halle und Naumburg stark erhöhte Mächtigkeiten von über 200 m erreicht (FULDA 1929). Dieser Streifen wurde als Anhydritwall bezeichnet. In letzter Zeit

(STROHMENGER et al. 1998) wird er dem Plattformhang zugeordnet (Abb. 18). Südöstlich davon erstreckte sich die Plattform mit Lagune und nordwestlich des Anhydritwalls lag das Becken. Dort liegen die Mächtigkeiten der Werra-Folge bei 50–70 m. Faziesdifferenzierungen im Raum Sangerhausen-Hornburg-Eisleben, wie z. B. die Verbreitung der „Roten Fäule“ im Kupferschiefer könnten nach JAGSCH (1977) Hinweise auf eine weitere Untergliederung des Beckens sein. Vor dem Beginn der Staßfurtkarbonat-Sedimentation kam es nach GERLING et al. (1996) zu einem Abfall des Meeresspiegels; damit waren ein Trockenfallen weiter Areale und deren Verkarstung verbunden.

Die **Staßfurt-Folge** vermittelt ein ähnliches Bild wie die Werra-Folge. GERLING et al. (1996) machten darauf aufmerksam, dass das Oberflächenrelief der Werra-Folge maßgeblich die Entwicklung der Staßfurt-Folge beeinflusste. Das Staßfurt-Karbonat liegt in seiner Beckenfazies als 5–9 m mächtiger Stinkschiefer vor. GERLING et al. (1996) sahen während der Sedimentation des Staßfurt-Karbonates drei Transgressions-/Regressionszyklen. Während die erste Transgression nicht die hochliegenden Teile der Werra-Serie (Top der Plattform und Hochreliefanomalien) erreichte und nur in mittleren Tiefen (Plattformhang) Karbonatsande ablagerte, überflutete die Transgression des dritten „Intra-Ca₂-Zyklus“ auch die Topbereiche des Reliefs der Werraserie und sedimentierte dort Flachwasserkarbonate. Im Bereich der Hochlagen der Werra-Serie erreicht das Staßfurt-Karbonat so Mächtigkeiten von mehr als 50 m. Nach einer Regression (Verkarstung) folgte im Beckenzentrum die Bildung des geringmächtigen Basalanhydrits. Das Staßfurt-Steinsalz wurde mit einer primären Mächtigkeit von ca. 400 m abgelagert (JAGSCH 1977). Im Zentrum der Querfurter Mulde ist das Kalisalzflöz Staßfurt verbreitet. Eine Sonderstellung in der Staßfurtfolge nimmt der Sangerhäuser Anhydrit als sulfatische Ablagerung über Salz und unter Karbonat ein. Seine Genese ist umstritten. RICHTER (1942) sprach von einer „rückläufigen Abscheidungsfolge“. Tonzwischenlagen deuten das Überleiten zum Grauen Salzion an. JAGSCH (1977) nannte als Ursachen der Entstehung neben faziellen Ursachen auch die Auslaugung. Im Südharzgebiet und in Teilen der Mansfelder Mulde wurden Mächtigkeiten von 20–30 m und mehr erbohrt.

In Abb. 18 ist die Mächtigkeit des basalen Zechsteins (Zechsteinbasis bis Oberfläche Basalanhydrit) aus der Differenz der seismischen Reflexionshorizonte Z₃ und Z₁ abgeleitet. Unter Betrachtung der regionalen Situation ergibt sich das Bild einer weitgespannten Bucht am Südrand des Norddeutschen Beckens (BEHLA et al. 1998). Der basale Zechstein ist im Innern dieses Beckens – unabhängig von der heutigen Strukturierung mit Tieflage z. B. in der Querfurter Mulde – in relativ gleichbleibender geringer Mächtigkeit (< 100 m) ausgebildet. Der Plattformhang der basalen Karbonate unduliert stark (STROHMENGER et al. 1998) und weist deutlich erhöhte Mächtigkeiten (> 300 m) auf. Der bereits erwähnte Anhydritwall ist, möglicherweise entlang von NW-SE-streichenden Störungssystemen (prä-Zechstein), in kleinere Buchten und Inseln gegliedert (STROHMENGER et al. 1998, Abb. 18). Der südöstliche Abschnitt wird als lagunär ausgebildeter Plattformbereich angesehen.

Die Anlage des Anhydritwalls ist nach WÄCHTER & DIETRICH (1991) durch differenzierte Sedimentation zu erklären. Während sich im tieferen Wasser kompaktionsfähige Sulfat-/Karbonatwechsellagerungen absetzten, sedimentierten an den Beckenrändern synsedimentär zementierte Sulfate, die nur in geringem Maße der Kompaktion unterlagen. WÄCHTER & DIETRICH (1991) fanden bei ihren Kompaktionsmodellierungen auch Hinweise auf synsedimentär ablaufende Subsidenzvorgänge.

Der Beckenrand der **Leine-Folge** wird durch Mächtigungsmaxima des etwa südöstlich der Linie Halle-Neustadt-westlich Merseburg-Mücheln-Finne einsetzenden Leine-Karbonates (Plattendolomit) von lokal mehr als 30 m (KNOTH et al. 1998) markiert. Zugleich nimmt nach Südosten die Mächtigkeit des Grauen Salztones zu (> 10 m) und der Hauptanhydrit streicht aus. Das Leine-Steinsalz liegt etwa 50–60 m mächtig vor.

Der Rote Salzton der **Aller-Folge** weist im Untersuchungsgebiet durchschnittliche Mächtigkeiten zwischen 10 und 15 m auf, wobei auch hier eine generelle Mächtigkeitszunahme von Nordwesten nach Südosten festzustellen ist (JAGSCH 1977). Das Aller-Steinsalz ist als oberstes salinares Schichtglied von Auslaugungsprozessen zuerst betroffen (KNOTH et al. 1998) und im Gebiet der Mansfelder Seen bzw. im Topbereich des Teutschenthaler Sattels fehlt es ganz. Aber JAGSCH (1977) schloss neben der Auslaugung auch eine primäre Mächtigkeitsverringering nicht aus. Durchschnittlich erreicht es Mächtigkeiten von 10–20 m.

Über dem Basalanhydrit (Horizont Z_1) zeigt die Reflexionsseismik bis zur Zechsteinoberfläche ein Salinarpaket, das nur durch einen Reflektor an der Oberfläche des Hauptanhydrites (X_2) untergliedert wird. Zwei Eigenschaften dieses Salzpaketes beeinflussten die Lagerungsverhältnisse der darüberliegenden Schichten: die Plastizität und die Löslichkeit.

Salze reagieren auf Druck plastisch; sie wandern aus Gebieten hoher Druckbelastung aus und stauen sich im Druckschatten an. Ein Beispiel dafür ist der Teutschenthaler Sattel, in den das Salz aus den flankierenden Mulden (Mansfelder Mulde, Querfurter Mulde) zuwanderte und so zu Mächtigkeiten von über 1000 m gelangte. Durch diese beschriebenen Massenverlagerungen des Zechstein-Salinars kommt es zu einer Entkopplung des Baus von präsalinarem und postsalinarem Stockwerk.

Der **Bröckelschiefer**, im Untersuchungsgebiet als durchschnittlich 30–50 m mächtige Abfolge von Ton- und Schluffsteinen ausgebildet, ist zum Teil die Randfazies der höhersalinaren Zechstein-Zyklen 7–8 (STROHMENGER et al. 1998).

3.3.2 Trias

Durch die fortgesetzte rechtsdrehende Bewegung von Gondwana gegenüber dem eurasischen Kontinent öffnete sich, von Ost nach West fortschreitend, keilförmig ein Ozean (Tethys). An seinem nordwestlichen Rand lag das Germanische Becken als ausgedehnter Tieflandsbereich mit einer Erstreckung von England über Deutschland bis Polen. Dieses Epikontinentalbecken war nahezu abgeschlossen. Tektonisch vorgezeichnete, wechselnde Verbindungen zu den ozeanischen Bereichen bestimmten die Ablagerungsbedingungen (BEUTLER & SZULC 1999). Es wechseln festländische (Fluss-, See-) und flachmarine Bildungen. AIGNER & BACHMANN (1992) ordneten die lithostratigraphischen Einheiten der Germanischen Trias in ein sequenzstratigraphisches Schema ein, das die Abfolgen der Trias in durch relative Meeresspiegelschwankungen verursachte Sequenzen gliedert.

Im Untersuchungsgebiet sind Gesteine der Trias als über 1000 m mächtige Schichtenfolge vor allem südwestlich der Halle-Störung, in der Subherzynen Senke und nordöstlich des Wittenberg-Abbruchs, aber auch in den Grabenstrukturen innerhalb der Halle-Wittenberg-Scholle (Düben-Torgauer-Senke, Bitterfelder Senke) an der Oberfläche bzw. unter känozoischer Lockergesteinsbedeckung weit verbreitet. Einen umfassenden Überblick über die Gliederung der Trias im südlichen Teil Sachsen-Anhalts gab RADZINSKI (1995).

Buntsandstein

Der **Untere Buntsandstein** besteht aus zwei Formationen. Die liegende, ca. 150 m mächtige Calvörde-Formation umfasst rötliche Sand-, Schluff- und Ton-Gesteine mit mehreren oolithischen Kalksteinbänken (Rogenstein). Darüber lagert mit der Bernburg-Formation eine durchschnittlich 130 m mächtige bunte Feinsandstein-Schluffstein- bis Tonstein-Wechselagerung mit einer markanten Rogensteinbank an der Basis (RADZINSKI 1995). Nach KNOTH et al. (1998) wurden die Gesteine des Unteren Buntsandsteins in einem großen, häufig trockenfallenden Flachwasserbereich (bzw. Endsee) abgelagert. Von Süden her erfolgte nach Starkregenfällen der Eintrag von Sedimenten über verwilderte Flusssysteme.

Der **Mittlere Buntsandstein** umfasst vom Liegenden zum Hangenden die vier Formationen Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Formation. Sie erreichen zusammen eine Mächtigkeit von knapp unter 300 m. Ausgehend von epirogenetischen Hebungen der festländischen Randgebiete (BEUTLER 1995) verstärkte sich im Mittleren Buntsandstein der Eintrag von sandigem Material (KNOTH et al. 1998). Deshalb dominieren in den vier Formationen Sandsteinbänke mit Einschaltungen feinsandiger und schluffig/toniger Lagen. Das Untersuchungsgebiet lag KNOTH et al. (1998) zufolge im Eintrittsbereich verwilderter Flusssysteme in das Flachwasserbecken (bzw. einen Endsee). Am Ende der Ablagerung der Hardeggen-Formation war ein Höhepunkt der festländischen Entwicklung erreicht. Eine Phase starker Tektonik und Abtragung dokumentiert sich in einer Diskordanz zwischen Hardeggen- und Solling-Formation.

Danach geht der Einfluss sandiger Ablagerungen zurück. Im **Oberen Buntsandstein (Röt)** dominierten marine Bedingungen (KNOTH et al. 1998). Es bildete sich die liegende Salinarröt-Folge mit Salzen (oberflächennah zumeist Residuen) und Gipsen. Im Hangenden schließt sich die Pelitrötfolge, eine Ablagerung feinkörnigen Materials in einem Flachwasserbecken mit zeitweisem Vordringen des offenen Meeres, an. Danach bildeten sich fossilführende Karbonat- und Mergelgesteine (Myophorienschichten). Insgesamt erreicht der Obere Buntsandstein eine Mächtigkeit von etwa 170 m (RADZINSKI 1995).

In Abb. 19 ist die primäre Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die Isopachen zeigen eine Beckenstruktur, die Thüringen-Westbrandenburger Senke. Sie wird im Nordwesten von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle und im Südosten durch die Ausläufer des Böhmisches-Vendelizischen Massivs begrenzt.

Die Erstreckung der Senke im Mittleren Buntsandstein ähnelt sehr stark der Form des nördlichen Saale-Beckens im Permokarbon. Aber auch im Unteren und Oberen Buntsandstein bildet sich die durch die Mitteldeutsche Kristallinzone nachgezeichnete variszische Orogenzone ab. Dies könnte ein Hinweis auf anhaltende Subsidenz sein. Neben den tektonischen Entwicklungsprozessen haben aber auch Kompaktions- und Diageneseprozesse liegender Schichtkomplexe einen entscheidenden Einfluss bei der Ausgestaltung sedimentärer Becken (DIETRICH 1991). Es ist durchaus wahrscheinlich, dass die Senkenform des Mittleren Buntsandsteins auf sowohl fortgesetzte tektonisch bedingte Subsidenz als auch auf die Kompaktion der permokarbonen Molassen zurückzuführen ist (mdl. Mitt. LERCHE). Um den Anteil der Mächtigkeitsreduzierung durch Kompaktion abzuschätzen, wären numerische Modellierungen auf der Grundlage von Porositäts-Tiefen-Beziehungen nötig. Dabei müssen unterschiedliche Kompaktionsraten für unterschiedliche Schichten in verschiedenen Teufenbereichen betrachtet werden. Detaillierte Kompaktionsmodellierungen von DIETRICH (1990) vom Zechstein bis in den Muschelkalk im Thüringer Becken ergaben einen Mächtigkeitsverlust durch Kompaktion von insgesamt rund einem Drittel. Nach SCHNEIDER & WIENHOLZ (1987) zeigen die Buntsandsteinablagerungen im Charakter der Sedimentation, im Verbreitungsgebiet und durch die faunistischen (Invertebraten, Hydromedusen) und palökologischen Verhältnisse eine Beziehung zum Rotliegend.

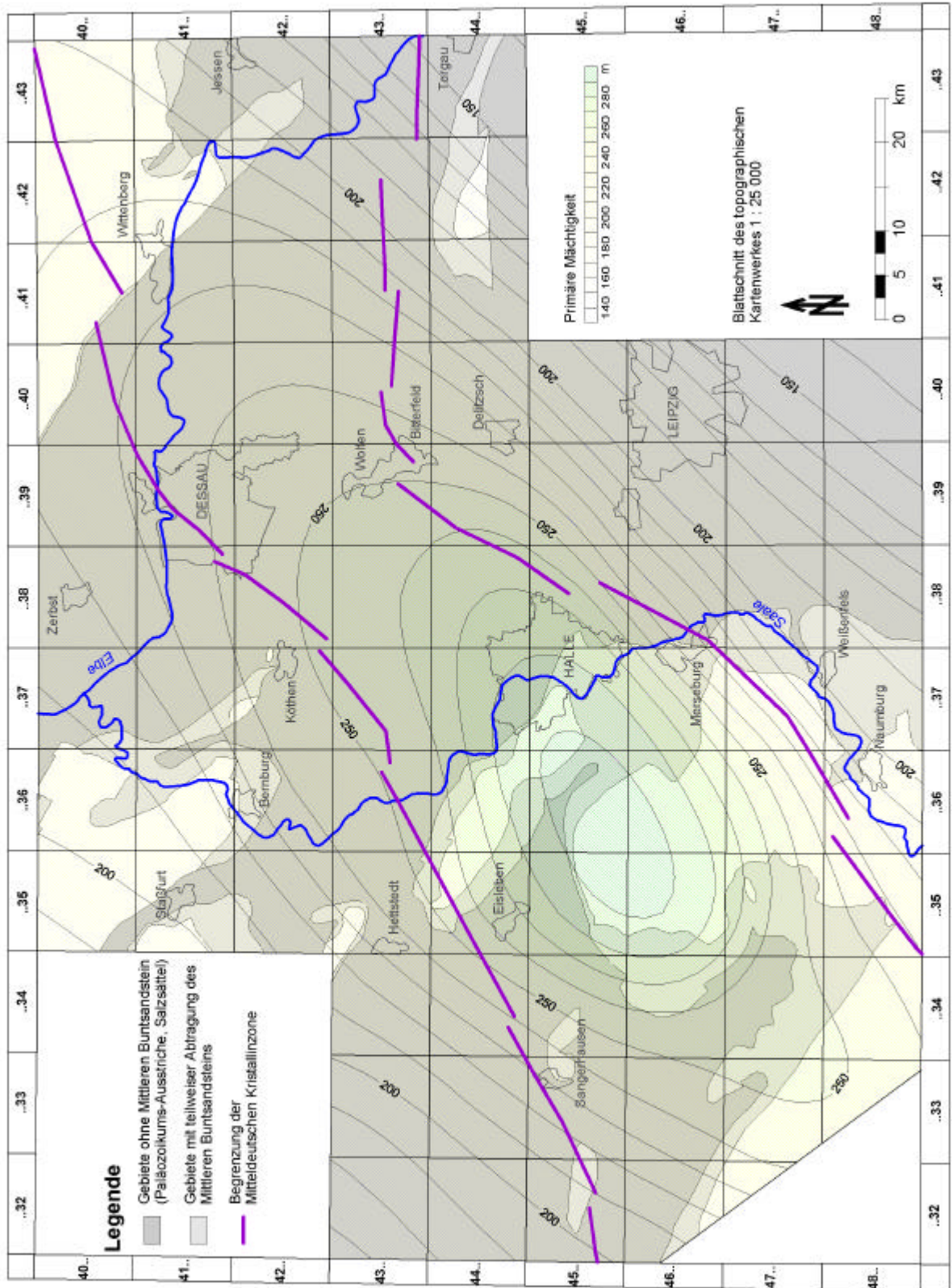


Abb. 19: Mächtigkeitkarte des Mittleren Buntsandsteins (Ausschnitt aus: Paläogeographische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, Mittlerer Buntsandstein 1:400000, RADZINSKI & RAPPSILBER 1998)

Muschelkalk

Eine Mächtigkeitkarte des Muschelkalks für das Untersuchungsgebiet liegt bei RAPPILBER (2001b) vor. Die Verbreitung des Muschelkalks ist auf die zentralen Bereiche der heutigen Muldenstrukturen beschränkt.

Im **Unteren Muschelkalk** dominierte der bereits im Oberen Buntsandstein eingeleitete marine Einfluss. Mit fortschreitender Transgression wurden weite Teile des Germanischen Beckens vom Muschelkalkmeer überflutet (BEUTLER & SZULC 1999) und es kam zur Ablagerung einer rund 100 m mächtigen Abfolge (RADZINSKI 1995).

Eine Regression im **Mittleren Muschelkalk** hatte eine Abschnürung und Verflachung des Beckens zur Folge (BEUTLER & SZULC 1999). Es kam zur Eindampfung. Der Mittlere Muschelkalk ist als ca. 60 m mächtige Folge von Karbonaten (Unteres, Mittleres, Oberes Karbonat erhalten (RADZINSKI 1995).

Im **Oberen Muschelkalk** herrschte zunächst ein transgressiver Trend (BEUTLER & SZULC 1999), der in den Mittleren Ceratiten-Schichten kulminierte (maximale Überflutungsfläche). Danach folgte wiederum eine Regression. Unter vollmarinen Bedingungen wurde eine primär ca. 70 m mächtige kalkige Folge abgelagert (Trochitenkalk, Ceratiten-Schichten), die aber im zentralen Untersuchungsgebiet nicht mehr vollständig erhalten ist.

Keuper

Gesteine des Keupers gelangten durch die Hebungen während der saxonischen Tektogenese in das Abtragungsniveau. Keuper kommt deshalb nur an der Finne-Störung, im Kern der Naumberger Mulde und im Bereich der randlich zum Untersuchungsgebiet liegenden Subherzynen Senke vor.

3.4 Känozoikum

Tertiär

Die Hebungstendenz hielt zunächst bis ins Tertiär hinein an. Es herrschte allmähliche Abtragung. In diesem Umfeld unterlag im **Paläozän** der prätertiäre Untergrund einer chemischen Zersetzung – der Kaolinisierung (EIBMANN 1994a). Die „prätertiäre Verwitterungszone“ ist im Untersuchungsgebiet flächenhaft verbreitet (KOCH & THOMAE 1999) und weist schwankende Mächtigkeiten zwischen 15 und 35 m, lokal auch gegen 0 m bzw. bis 85 m (EIBMANN 1994a), auf. Die Küstenlinie des Nordwesteuropäischen Tertiärmeeres, der „Urnordsee“, verlief etwa auf einer Linie Magdeburg-Wittenberg (THOMAE 1999). Im mitteldeutschen Raum entstand eine großräumige erosive Geländesenke (EIBMANN 2000), die von Flüssen durchströmt wurde. Eine Sedimentation fand nur stellenweise statt oder blieb nur lokal erhalten. So sind kleinere Vorkommen von Sanden, Schluffen und Tonen in der Schwittersdorfer Mulde (BLUMENSTENGEL & KUNERT 1997) oder bei Könnern (KNOTH et al. 1998) bekannt.

Im **Eozän** kam es zur Herausbildung von Binnensenken (EIBMANN 1994a): Weißelsterbecken, Geiseltal, Senken im Raum Landsberg-Schkeuditz, Brehna-Zörbiger Binnensenke und weitere. Neben tektonischen Vorgängen war lokal daran auch die einsetzende Subrosion der durch die Hebungsvorgänge in Oberflächennähe geratenen ablaugungsanfälligen Gesteine des Zechsteins und des Oberen Buntsandsteins beteiligt. Der Meeresspiegel stieg an. Rückstauende Flüsse fluteten die Senken, bildeten separierte Buchten (KOCH & THOMAE 1999) und lagerten zuerst mächtige Sande und Kiese ab. Danach setzte Vermoorung ein, die im Gebiet des Geiseltales zur Bildung eines 30 bis 80 m, stellenweise 120 m mächtigen Braunkohlenkomplexes führte (THOMAE 1991). Erhöhte sich durch tektonische Bewegungen bzw. durch Meeresspiegelrückzug die Reliefenergie, setzten die Flüsse ihre

Fracht in großen Schwemmfächern ab und bedeckten die Kohleflöze mit Kiesen und Sanden (EIBMANN 2000). Nach der Aufschüttung folgte wieder eine Phase der Moorbildung. Diese Prozesse wechselten sich bis ins **Oligozän** mit örtlichen Differenzierungen ab. Hinzu kamen kleinräumige, auslaugungsbedingte Senken, durch die sog. Kohlekessel entstanden. Auf diese Weise lagerte sich bis zum Mitteloligozän eine Schichtenfolge aus Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen und Braunkohlen ab.

Im Mitteloligozän drang das Meer weit nach Süden bis in den Zeitzer Raum vor. Mit dieser sog. Rupeltransgression verloren die im Eozän herausgebildeten Binnensenken ihre Eigenständigkeit und verschmolzen zur Leipziger Bucht (EIBMANN 1994a). Unter marinem Einfluss lagerte sich eine 30 bis 40 m mächtige Folge aus Feinsanden, Schluffen und Ton (Rupelton) ab. Noch im Oberoligozän zog sich das Meer wieder zurück und Flüsse zerschnitten die älteren Tertiärschichten (EIBMANN 2000).

Ausgehend von einer erneuten Absenkung begann im **Miozän** die zweite große Flözbildungsperiode (EIBMANN 2000) mit Schwerpunkt im Raum Leipzig-Eilenburg-Gräfenhainichen (EIBMANN 1994a). Unterbrochen von Überschwemmungen lagerte sich eine Folge aus Braunkohlenflözen (Bitterfelder Flözgruppe), Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen ab. Haifischzähne belegen einen weiteren Meeresvorstoß (EIBMANN 1994a).

Gegen Ende des Miozäns und im **Pliozän** zog sich das Meer – verbunden mit zunehmender Vereisung der Polkappen – zurück (THOMAE 1999) und auf dem Land herrschte wieder Abtragung.

Quartär

Klimaschwankungen führten im Quartär zu einem ständigen Wechsel von Eiszeiten und Warmzeiten. Die glaziären Zyklen prägten die Ablagerungsbedingungen. In Zeiten der Eisvorstöße wurden Geschiebemergel und Tone abgelagert; in den Warmzeiten erfolgte mit dem Rückzug des Eises eine verstärkte Akkumulation von Schmelzwassersanden.

Zunächst verstärkte sich die bereits am Ende des Tertiärs begonnene Abkühlung. Mit der in Vordergrund tretenden physikalischen Verwitterung war zunächst die Entstehung von Schotterterrassen mit Mächtigkeiten im Meterbereich, die noch keine nordischen Gesteine enthalten, verbunden (EIBMANN 1989). Nach der Sedimentation von frühlsterzeitlichen Schottern überfuhr das Eis der Elster-Kaltzeit zweimal das Untersuchungsgebiet und hinterließ zwei Grundmoränen (jede im Schnitt 5–15 m mächtig), getrennt durch glazifluviale Sande (KNOTH et al. 1998). Vor dem Eisrand bildeten sich Stauseen, in denen sich geringmächtige Bändertone absetzten. Aus der Holstein-Warmzeit – einer Periode geringer Abtragung – dominieren 5–10 m mächtige limnische Ablagerungen wie Schluffe, Tone und Mudden (EIBMANN 1994b). Nach dem Rückzug des Elstereises und vor dem Vorstoß des Eises der Saale-Kaltzeit wurden durch die Flüsse die 5–15 m mächtigen Mittelterrassen (Hauptterrassen) aufgeschottert. Das Eis der Saale-Kaltzeit (Drenthe) drang bis etwa zur Linie Hettstedt-Eisleben-Naumburg-Zeitz vor (KNOTH 1995) und hinterließ bis zu drei Grundmoränen (Mächtigkeit jeweils um 10 m), die ein Beleg für größere Eisrandschwankungen sind (EIBMANN 2000). Ab dem jüngeren Teil der Saale-Kaltzeit war der mitteldeutsche Raum in den Kaltzeiten periglaziales Gebiet mit entsprechenden frostgesteuerten Prozessen. Im Warthe-Stadium erreichte das Eis das Untersuchungsgebiet nicht mehr. Es schloss sich die Eem-Warmzeit an. Vom Eis hinterlassene Hohlformen füllten sich mit 5–10 m mächtigen limnischen Bildungen (EIBMANN 1994b). Auch das Eis der Weichsel-Kaltzeit erreichte Mitteldeutschland nicht. In dieser Zeit wurden im Untersuchungsgebiet Flussschotter (Niederterrasse), aber auch Windsedimente (Löss), abgelagert (EIBMANN 2000). Mit dem Holozän begann wieder eine Warmzeit. Über Auesanden und -kiesen lagert 1–5 m mächtiger Auelehm (KNOTH et al. 1998).

4 Geophysik

4.1 Gravimetrie

4.1.1 Messgebiete, Datenkompilation

Die Grundlage für die gravimetrischen Kartendarstellungen bilden Schweremessungen, die im Bearbeitungsgebiet seit 1965 vom VEB Geophysik Leipzig und nach 1990 von dessen Nachfolgeeinrichtung, der Geophysik GGD, durchgeführt wurden. Vor allem die flächendeckenden Ergebnisse der Regionalvermessungen mit Punktabständen von rund 1000 m, aber auch die Resultate von Struktur- und Lagerstättenerkundungen mit Punktabständen größer 250 m flossen zunächst in eine 500 m-Matrix ($s = 500$ m) für Sachsen-Anhalt ein (GLA LSA 1996).

In einem großen – und vor allem dem zentralen – Teil des Arbeitsgebietes um Halle/Merseburg liegen Daten von Spezialmessgebieten mit Messpunktabständen $s < 250$ m vor. Im Bereich dieser Teilgebiete wurden die Gitterwerte aus der 500 m-Matrix ausgeschnitten und an deren Stelle die Messwerte in engerem Punktrastraster (insgesamt 40 000 Punkte) gesetzt. Aus der erhaltenen Datei ließ sich ein 100 m-Gitter interpolieren.

Die Lage der einzelnen Messgebietsflächen und die Namen und bibliographischen Angaben zu den entsprechenden Ergebnisberichten sind bei RAPPILBER (2000b) zusammengestellt. Die Position von tektonischen Einheiten, die bei der Beschreibung von Anomalien genannt werden, ist aus Kap. 4.3.2 bzw. Abb. 28 ersichtlich.

4.1.2 Karte der Bouguerschwere

Die o. g. Matrix der Bouguerschwerewerte mit dem Gitterpunktabstand von 100 m war die Grundlage sowohl für die Bouguerschwerkarte (Abb. 20), als auch für die Berechnung von Ableitungen und Wellenlängenfilterungen. Bei der Interpretation der Schwerkarten muss die unterschiedliche Punktdichte, die Einfluss auf den Charakter des Anomalienbildes in den einzelnen Teilflächen hat, berücksichtigt werden.

Insgesamt können für die zusammengestellte Bouguerkarte folgende technische Angaben gemacht werden:

Aufnahmejahr:	1963–1996
Messgeräte:	Askania-Gravimeter (GS 8 und GS 11) Sharpe-Gravimeter (CG-2) Sodin-Gravimeter (W 410) La Coste & Romberg-Gravimeter (Modell D)
Messanordnung:	freies Messpunktnetz Messpunktabstand 50 m bis 1500 m
mittlerer Fehler:	$\pm 0,014$ bis $\pm 0,040$ mGal in Abhängigkeit vom eingesetzten Messgerät
Reduktionsniveau:	0 m NN
Freiluftreduktion:	$0,3086 \times H$
Bouguer-Reduktion:	$0,04193 \times H \times \rho$ ($\rho = 2,0$ bis $2,5 \times 10^3$ kg/m ³)
Normalschwerereduktion:	nach HELMERT (1901)
System:	Potsdam mit 981 274,00 mGal
Geländereduktion:	in Gebieten mit bewegtem Geländere relief messpunkt- oder gitterpunktbezogen, unterschiedliche Einzugsradien

Die in Abb. 20 dargestellte Bouguerschwere gibt zunächst einen Überblick über die wesentlichen Schwereanomalien und erlaubt eine erste grobe Analyse und Interpretation des Schwerefeldes.

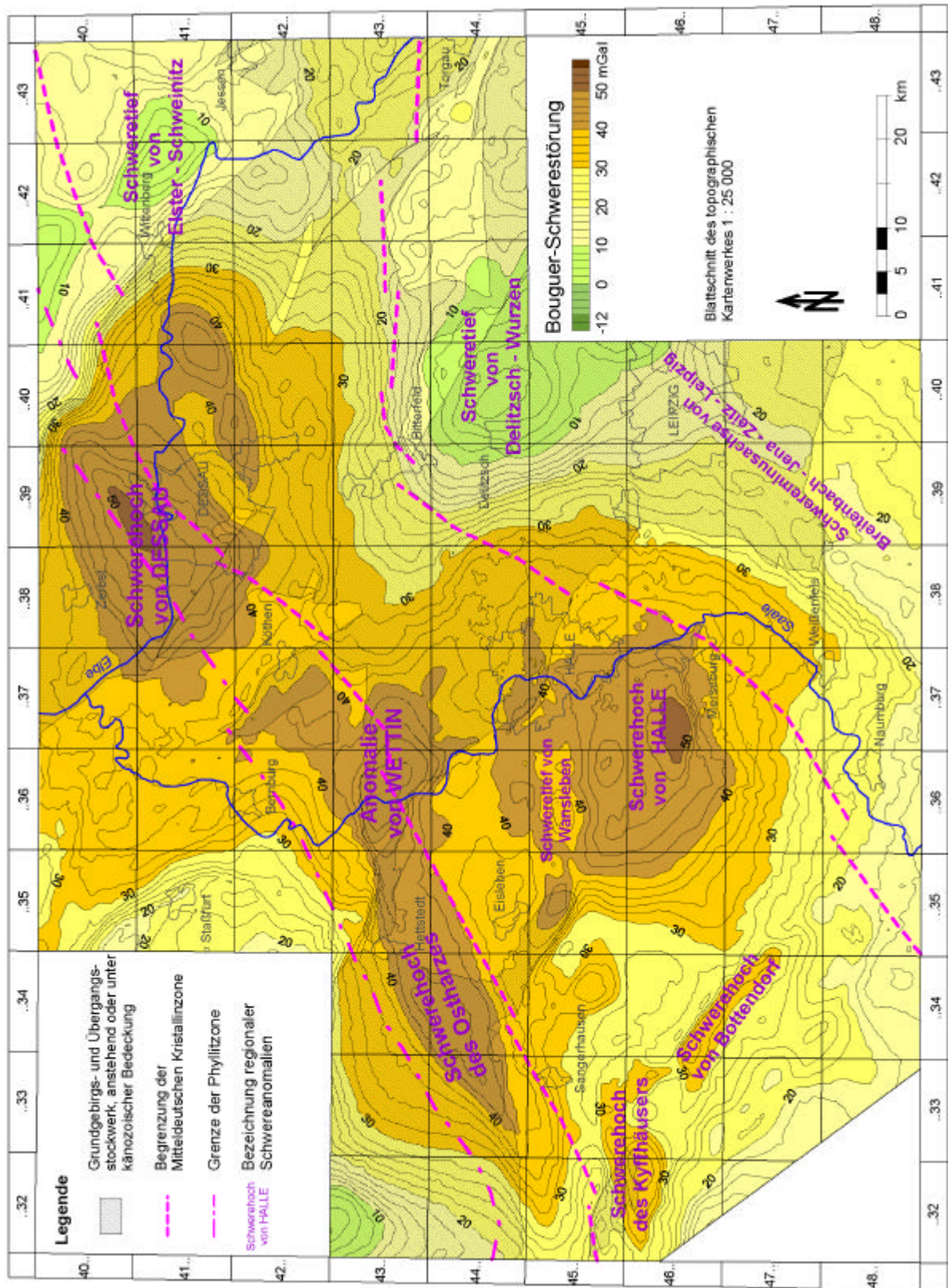


Abb. 20: Karte der Bouguerschwere

Die zentrale Anomalie im Untersuchungsgebiet ist das **Schwerehoch von Halle**. Verantwortlich für diese Anomalie ist ein Tiefenkörper, zu dem im Kap. 5 Modellierungen erfolgen. Dem nahezu kreisförmigen Schwerehoch von Halle ist eine lokale Anomalie westlich Merseburg aufgesetzt, die ihre Ursache in der Hochlage der Gesteine am Merseburger Sattel hat. Im Raum südöstlich Eisleben wird das Schwerehoch von Halle durch das Schweretief von Wansleben (Kap. 4.1.4) untergliedert.

Aus dem **Schwerehoch des Osthazes**, das sich entlang der Phyllitzone erstreckt und das sowohl mit der hohen Dichte der Grünsteine der Wippraer Zone als auch durch eine Antiklinalstruktur in der Tiefe erklärt wird (CONRAD 1996), ziehen sich in östliche bzw. südöstliche Richtung Schweremaxima, die mit den Hochlagen des prävariszischen Untergrundes an der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke bzw. dem Hornburger Sattel korrelieren. Im Gebiet von **Wettin** deckt sich ein Teilmaximum mit einer magnetischen Anomalie (Kap. 4.2).

Die Hochlage der Gesteine im Bereich der herzynisch streichenden Hermundurischen Scholle äußert sich in den **Schwerehochs des Kyffhäusers** und von **Bottendorf**. Südwestlich davon fallen die Schwerewerte zum Thüringer Becken hin ab.

Im Norden des Untersuchungsgebietes erstreckt sich, fast deckungsgleich mit starken magnetischen Anomalien, das **Schwerehoch von Dessau**. Dieses Maximum wird auf die relative Hochlage der Gesteine der Roßlauer Scholle zurückgeführt (CONRAD 1996). Es erstreckt sich darüber hinaus im Bereich des Nordrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone und der Phyllitzone und umreißt das Dessauer Plutonitmassiv.

Vom Schwerehoch von Dessau fallen die Schwerewerte nach Nordosten zu mit einem starken Gradienten ab, der den Wittenberg-Abbruch markiert. Es schließt sich das **Schweretief von Elster-Schweinitz** an, das vor allem aus den größeren Tiefenlage des Grundgebirges nordöstlich des Abbruchs resultiert.

Das NW-SE-ausgerichtete **Schwereminimum von Delitzsch-Wurzen** im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes hat seine Ursache in den Granodioriten des Delitzscher Plutonitmassivs ($\rho = 2,66 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$). Um die gesamte Schwerewirkung zu erklären, muss bei einer Tiefenerstreckung des Massivs bis in 4 km Tiefe noch saures Material mit einer Dichte von $2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ bis in 8 km Tiefe angenommen werden (BECKER et al. 1989).

Die **Schwereminusachse Breitenbach-Jena-Zeitz-Leipzig** verläuft im Südosten des Arbeitsgebietes in Bereich der Nordsächsischen Antiklinalzone. Vor allem im nordwestlichen Teil der Antiklinale ist eine Reihe von sauren Plutoniten erbohrt, die als Ursache für dieses langgestreckte Minimum in Frage kommen. Ausbildung und Lage der Minima lassen auf weitere granitische Körper in der Tiefe schließen.

4.1.3 Gradienten

Aus der Bouguerschwerekarte können Hinweise auf Störungszonen abgeleitet werden, wenn an Störungszonen Dichteunterschiede auftreten. Entweder weisen die zerblockten Gesteine innerhalb des gestörten Bereiches niedrigere Dichten auf. Dann wird die Störung durch eine Minusachse markiert. Oder die Störungszone ist das Ergebnis eines Versatzes im Gesteinsverband, wodurch auf beiden Seiten der Störung Gesteine unterschiedlicher Dichte aneinandergrenzen. Diese Störungen werden durch Gradienten angezeigt.

Zur Analyse des Schwerfeldes auf Gradienten hin wurde aus den Bouguerschwerewerten ein Pseudorelief erstellt, das aus unterschiedlichen Richtungen künstlich beleuchtet wurde. Je nach Beleuchtungsrichtung lassen sich die quer dazu orientierten Strukturlinien erkennen. Bei RAPPILBER (2000b) erfolgte auf diese Weise eine gründliche Analyse des Schwerfeldes auf das Störungsinventar hin. In Abb. 21 sind die wichtigsten Störungslinien in eine von Südwesten beleuchtete Schattenreliefdarstellung

eingetragen (besonders NW-SE-streichende Strukturen werden auf Grund der Schattenwirkung betont). Das Störungssystem nach überwiegend geologischen Befunden wurde aus verschiedenen geologischen Quellen (RÖLLIG et al. 1990, SÖLLIG & RÖLLIG 1990, BALDSCHUN & KOCKEL 1994) übernommen und an die geophysikalischen Potenzialfeldkarten unter Beachtung von Bohrergebnissen angepasst. Darüber hinaus konnten aus den gravimetrischen Gradienten weitere Bruchstrukturen lokalisiert und mit anderer Signatur eingetragen werden.

Im Nordosten des Untersuchungsgebietes verläuft der **Wittenberg-Abbruch**, der sich gravimetrisch anhand der starken Gradienten zwischen dem Schwerehoch von Dessau und dem Schweretief von Elster-Schweinitz gut verfolgen lässt. Südwestlich des Wittenberg-Abbruchs folgen mehrere NW-SE-Elemente, die als **Torgau-Störungssystem** (BECKER et al. 1989) der Elbezone zugeordnet werden können: Kemberg-Störung, Torgau-Störung und Gräfenhainichen-Störung. Die **Bitterfeld-Wermsdorf-Störung** begrenzt in ihrem nördlichen Teil die Bitterfelder Permotrias-Senke nach Südwesten. Die **Köthen-Delitzsch-Störung** ist im Nordteil zunächst entlang dem Gradienten an der Ostflanke des Paschleben-Vorsprungs und dann nach Süden bis in den Bereich des Delitzscher Plutonitmassivs zu verfolgen.

Die **Landsberg-Naunhof-Störung** stellt die südwestliche Begrenzung des Nordwestsächsischen Eruptivkomplexes dar (BECKER et al. 1989). In ihrer nordwestlichen Fortsetzung wird sie im Bereich des SW-Kontaktes des Delitzscher Plutonitmassivs durch Gravimetrie und Magnetik scharf abgebildet. Westlich der Linie Brehna-Schkeuditz (Kyhna-Zwochau-Störung) kann nach den Indikationen von Gravimetrie und Magnetik nicht zweifelsfrei entschieden werden, ob die Struktur in die Löbejün-Brehna-Struktur einmündet oder ob sie unter leichter Abflachung ein südwestliches Begleitelement bildet.

Die in der Abb. 21 eingetragene **Gröbzig-Dessau-Störung** lässt sich nach BECKER et al. (1989) in einzelne Elemente aufgliedern, die sich in ihrem SW-Teil auf Grund der Dominanz der NW-SE-orientierten Störungen nur lückenhaft verfolgen lassen. Die Gravimetrie belegt auch den Verlauf der **Halle-Bitterfeld-Störung**. Beide Störungen haben Bedeutung für die Höhenlage des prävariszischen Fundaments und damit für die Mächtigkeit der permokarbonen Sedimente im nördlichen Saale-Becken. Der zwischenliegende, abgesenkte Block weist hohe Molassemächtigkeiten und verbreitete vulkanogene Bildungen bis einschließlich Unterperm auf (Hallesche Mulde/Südanhaltische Mulde, Abb. 6, 17).

Die **Halle-Störung** weist im gravimetrischen Bild Besonderheiten auf. Sie hat eine große regionale Bedeutung als Begrenzungselement des Halleschen Permokarbonkomplexes gegen die Thüringische Senke und bei der Untergliederung des nördlichen Saale-Beckens. Im gravimetrischen Bild ist sie aber nicht durchgehend an deutlichen Gradienten zu erkennen, was sich mit den unterschiedlich hohen Versetzungsbeträgen erklären lässt. Weitergehende Aussagen zur Halle-Störung werden im Kap. 4.3.3 im Zusammenhang mit den seismischen Ergebnissen getroffen.

In WSW-ENE-Richtung verläuft die **Hornburg-Störung** aus dem Gebiet südöstlich des Kyffhäusers bis in den NW-Teil des Untersuchungsgebietes. In ihrem Verlauf wechseln die Sprunghöhen auf kurze Entfernungen, wodurch diese Störung im gravimetrischen Bild nicht durchgängig verfolgbar ist. Das nördliche Ende der Hornburg-Störung schwenkt nach gravimetrischen Indikationen aus der flach erzgebirgischen in eine SW-NE-Richtung um (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992, Abb. 23).

Die **Hornburg-SW-Rand-Störung** quert die Hornburg-Störung. Ihre Fortsetzung ist im gravimetrischen Bild südöstlich der Hornburg-Störung bis etwa Wünsch (TK25 Blatt 4636) zu verfolgen. Sie scheint nach dem Schwerebild in die **Geiseltal-Nordrand-Störung** überzugehen. Die Lage der Geiseltal-Nordrand-Störung wird in der Schwerekarte durch einen starken Gradienten abgebildet (DÖRRER et al. 1993). Seismisch ist eine Aufschiebung belegt (Kap. 4.3.3).

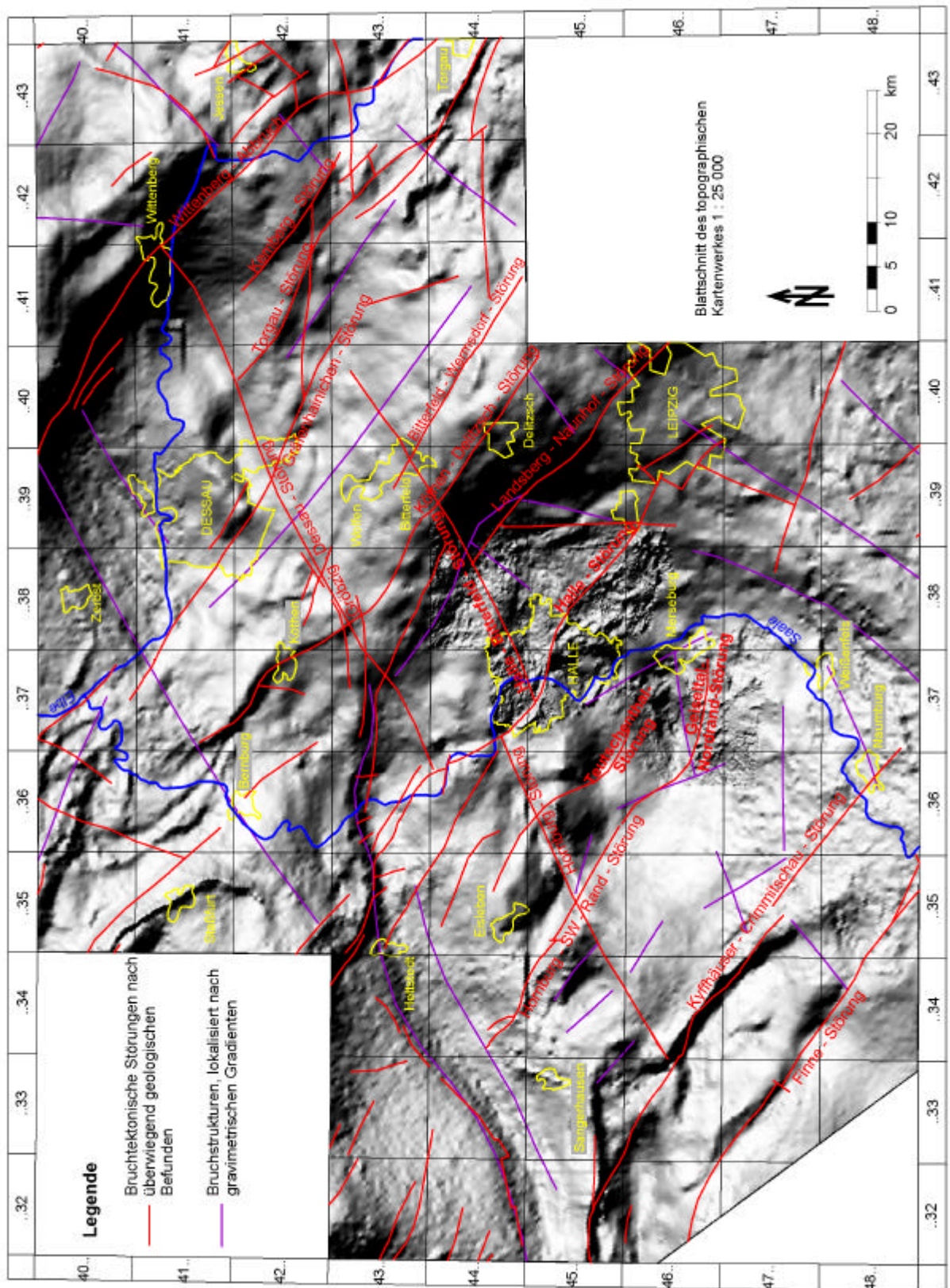


Abb. 21: Karte der Bouguerschwere als Schattenrelief mit Störungssystem („Beleuchtung“ von Südwesten)

Die **Teutschenthal-Störung** ist vor allem seismisch (Z_1) als Aufschiebung nachgewiesen. Sie lässt sich aber auch abschnittsweise gravimetrisch, als südwestliche Begrenzung der Schwereanomalie des Steudener Sattels, verfolgen.

Im Südwesten des Untersuchungsgebietes begrenzen **Finne-Störung** und **Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung** die Hochlage des Grundgebirges im Bereich von Kyffhäuser, Bottendorfer Sattel und Wischrodaer Sattel und äußern sich damit als gravimetrische Gradienten.

Im Kerngebiet des Untersuchungsraumes, in dem die Ergebnisse von Spezialmessungen in die Bouguerwertmatrix eingearbeitet wurden, können auf Grund der besseren Auflösung noch detailliertere Angaben zum Störungssystem gemacht werden (LANGE & RAPPSILBER 1998, RAPPSILBER 2000b).

4.1.4 Feldtransformationen

Die Bouguer-Schwerekarte widerspiegelt die summierte Schwerewirkung aller Gesteinsschichten von der Tagesoberfläche bis in den Grenzbereich von Erdkruste und Oberem Mantel. Auf Grund der unterschiedlichen Wirkung von Störkörpern in verschiedenen Tiefen – tiefliegende große Körper verursachen langwellige Anomalien, flachliegende kleine Störkörper rufen kurzwellige Anomalien hervor – können mit mathematischen Verfahren die Anteile bestimmter Teufenbereiche herausgefiltert werden (MILITZER & WEBER 1984). Im Verlaufe des Bearbeitungsprozesses wurden diverse Feldtransformationen, die verschiedene Teufenbereiche betonen, vorgenommen (RAPPSILBER 2000b). Hier sollen stellvertretend für diese Analyse des Schwerefeldes ein Regionalfeld und eine Wellenlängenfilterung betrachtet werden. Darüber hinaus ist im Kap. 3.2.3 (Abb. 11) eine weitere gravimetrische Feldtransformation in Hinblick auf die Verbreitung von Vulkaniten diskutiert. Ein Hochpass, der die Strukturen im Lockergesteinsstockwerk betont, wurde bei RAPPSILBER (2000b) detailliert interpretiert und weitere Feldtransformationen flossen in die Konstruktion von seismischen Tiefenlinienplänen (Kap. 4.3.2) ein.

Regionalfeld (13 × 13 Matrixfilter, $s = 500$ m)

In der Karte des Regionalfeldes (Abb. 22) erscheinen die Anomalien weniger gegliedert als in der Bouguerschwerekarte. Die Wirkungen von oberflächennahen Dichteinhomogenitäten sind hier rechnerisch abgezogen. Die Anomalien im Regionalfeld werden vor allem durch Strukturen des Übergangsstockwerkes und des Grundgebirges bis hin zu Dichteinhomogenitäten in der mittleren und unteren Kruste hervorgerufen. Anhand der bei Beleuchtung von verschiedenen Seiten auftretenden Schattenwirkung ließen sich Strukturen abgrenzen. Ausgangspunkt war zunächst ein Strukturschema, das aus mehreren Quellen (KATZUNG & EHMKE 1993, LFUG 1996, JAGSCH 1977) zusammengestellt wurde. Danach erfolgte eine Anpassung an die gravimetrischen und magnetischen Felder (Kap. 4.2.4).

Im Schema des tieferen Untergrundes zeigt sich vor allem eine Vergitterung von NW-SE- und NE-SW-gerichteten Strukturen. Einige schon in Abb. 21 eingetragene Störungen sind auch im gravimetrischen Regionalfeld zu erkennen. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass es sich um tiefreichende Bruchstrukturen handelt, die auch im Grundgebirge wirksam sind. Sie sind deshalb in den Darstellungen zum Grundgebirge (Abb. 6, 8) bzw. auch in den Karten zur Verbreitung und Mächtigkeit der Permokarbon-Formationen (Kap. 3.2) berücksichtigt.

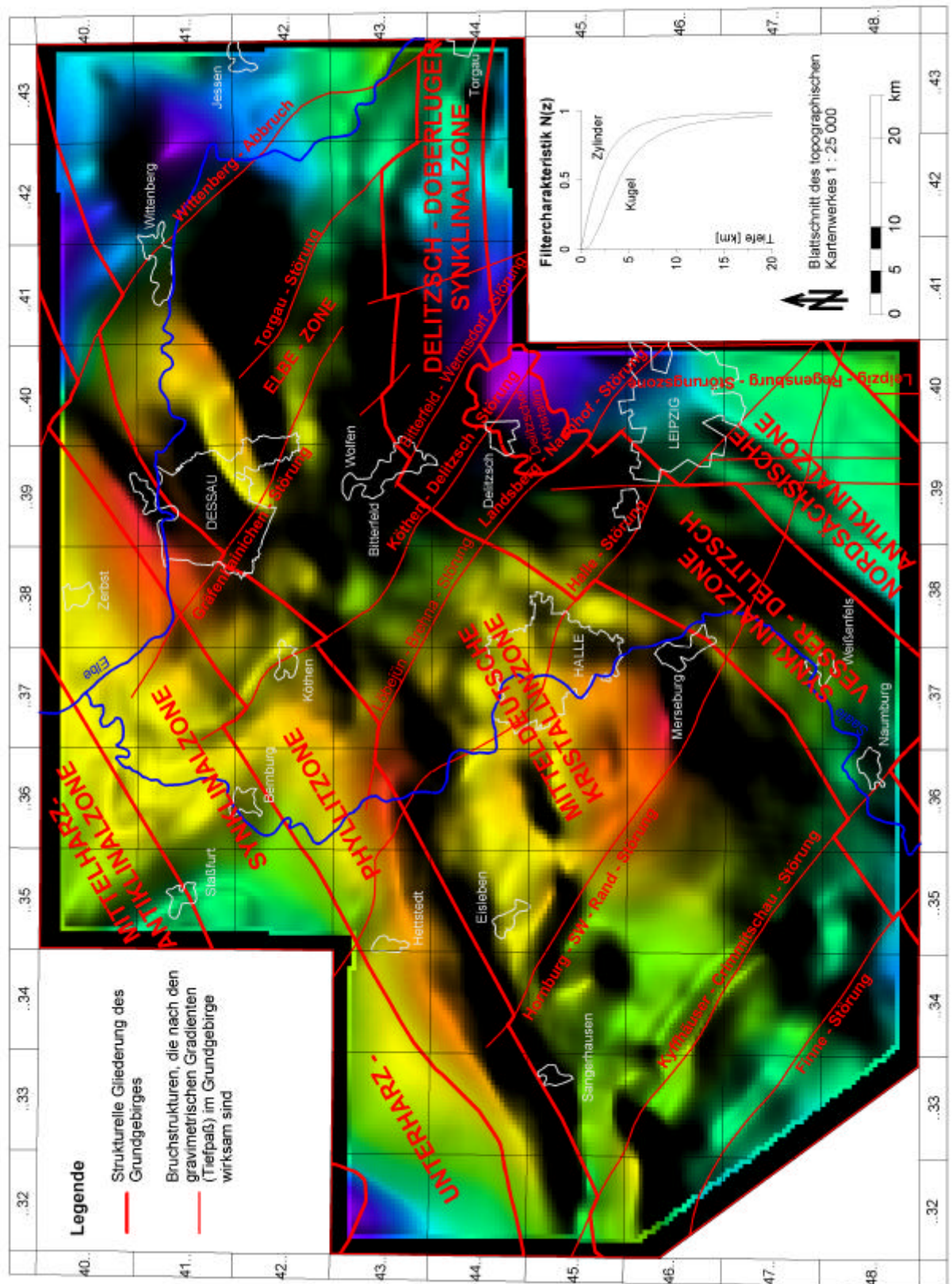


Abb. 22: Gravimetrisches Regionalfeld als Schattenrelief („Beleuchtung“ von Nordwesten) mit Strukturbild des Grundgebirges (Abb. 8)

Bandpass 2–5 km

Für das zentrale Gebiet des Untersuchungsraumes, in dem die Ergebnisse der Spezialvermessungen zur Verfügung standen, wurden weitere Feldtransformationen berechnet. Der in Abb. 23 gezeigte „Bandpass 2–5 km“ bildet vor allem Strukturen im Teufenbereich 300 m bis knapp über 1000 m ab. Daher flossen die Interpretationen dieser Feldtransformation auch in die Konstruktion der seismischen Tiefenlinienpläne Z_1 und Z_3 (Kap. 4.3.2, Abb. 28 und 29) ein. Hier sollen im Sinne einer groben Analyse nur einige markante Anomalien, die im Rahmen dieser Arbeit eine Rolle spielen, bekannten geologischen Strukturen zugeordnet werden. Eine vollständige Beschreibung und Interpretation aller bedeutenden Anomalien ist bei RAPPILBER (2000b) enthalten.

Die in diesem Abschnitt getroffenen Aussagen zu Schwereanomalien beziehen sich auf die Anomalien dieses speziellen Bandpasses. Es handelt sich dabei also jeweils um lokale Schwereanomalien.

Die NE-Flanke der Halle-Störung wird durch Lokalfeldmaxima begleitet. Diese Maxima sind hauptsächlich auf die Hochlagen des Grundgebirges zurückzuführen (LANGE & RAPPILBER 1998). Teilweise können auch – darauf könnten kräftige magnetische Anomalien hinweisen – aufsitzende Andesitoide zur positiven Schwereanomalie beitragen. In den positiven Anomalienzug ordnen sich die **Schweremaxima von Lieskau (A)**, Hochlage des Karbons nach seismischem Profil HAL 5, HÄNIG et al. 1994) und **von Peißen (B)** ein. Im Bereich des **Maximums von Schwerz (C)** sind als prätertiäre Bildungen Rhyolite nachgewiesen. Das starke Maximum weist nach BECKER et al. (1989) darauf hin, dass mit einer Unterlagerung durch Andesitoide zu rechnen ist. Es besteht eine tektonische Bindung des Schwerzer Porphyrs an den Kreuzungsbereich zwischen Halle-Bitterfeld-Störung und Löbejün-Brehna-Störung.

Die gravimetrischen Verhältnisse südlich der Halle-Störung sind sehr kompliziert. In der Karte des gravimetrischen Bandpasses 2–5 km wirken sich unterschiedliche geologische Verhältnisse verschiedener Tiefenlage aus. Vor allem die Tiefenlagen des Präsalinars und die Salzmächtigkeiten spiegeln sich in der Abb. 23 wider.

Der **Teutschenthaler Sattel** ist nicht als einheitliche Struktur zu erkennen. Das liegt daran, dass Abb. 23 vor allem einen Tiefenbereich unterhalb des Buntsandsteins abbildet und im Bereich des Teutschenthaler Sattels unter dem Einfluss des Salzes zwischen Präsalinar und Postsalinar keine kongruenten Lagerungsverhältnisse vorliegen. Es lassen sich anhand des gravimetrischen Bandpasses aber Aussagen zu einzelnen Anomalien im Bereich des Teutschenthaler Sattels treffen, die ihre Ursache aber meist in größerer Tiefe haben.

Die Zechsteinbasis bildet unter der Südflanke des weitgespannten Teutschenthaler Sattels mit dem Steudener Sattel ein eigenständiges Strukturelement. In der Abb. 23 ist eine deutliche Schwereanomalie (**Maximum von Steuden, D**) zu erkennen, die sich ENE-WSW-streichend bis Halle verfolgen lässt (Hochlage der Subsalinaroberfläche in dieser Richtung, Abb. 28). Im Westen, Südwesten und Süden ist die Anomalie relativ scharf begrenzt. Der Steudener Sattel ist eine pultförmige Hochscholle, die im Südwesten von einer 500 m Sprunghöhe aufweisenden Aufschubung (Teutschenthal-Störung) begrenzt ist. Das **Schwereminimum von Wansleben (E)** hat seine Ursachen sowohl in der größeren Tiefenlage der Zechsteinbasis und der erhöhten Salzmächtigkeit als auch oberflächennah in größeren Mächtigkeiten der känozoischen Lockersedimente mit Braunkohlen. Deshalb ist das Minimum in der Bouguerschwerekarte und allen Ableitungskarten zu erkennen. Auch das **Schwereminimum von Teutschenthal (F)** wird, wie auch das benachbarte Schwereminimum von Wansleben, durch die erhöhten Salzmächtigkeiten im Bereich des Teutschenthaler Sattels verursacht. Der Tiefenlinienplan der Seismik (Abb. 28) weist nördlich

des Steudener Sattels Tiefenlagen der Zechsteinbasis in der Bennstedt-Nietleber Mulde aus. Diese wird durch eine Minima-Zone, bestehend aus dem **Minimum von Nietleben (G)**, dem **Minimum von Teutschenthal (F)** und dessen Fortsetzung nach Norden, umrahmt. Im Zentrum der Mulde trägt der Muschelkalk zur Ausbildung eines schwachen Maximums bei.

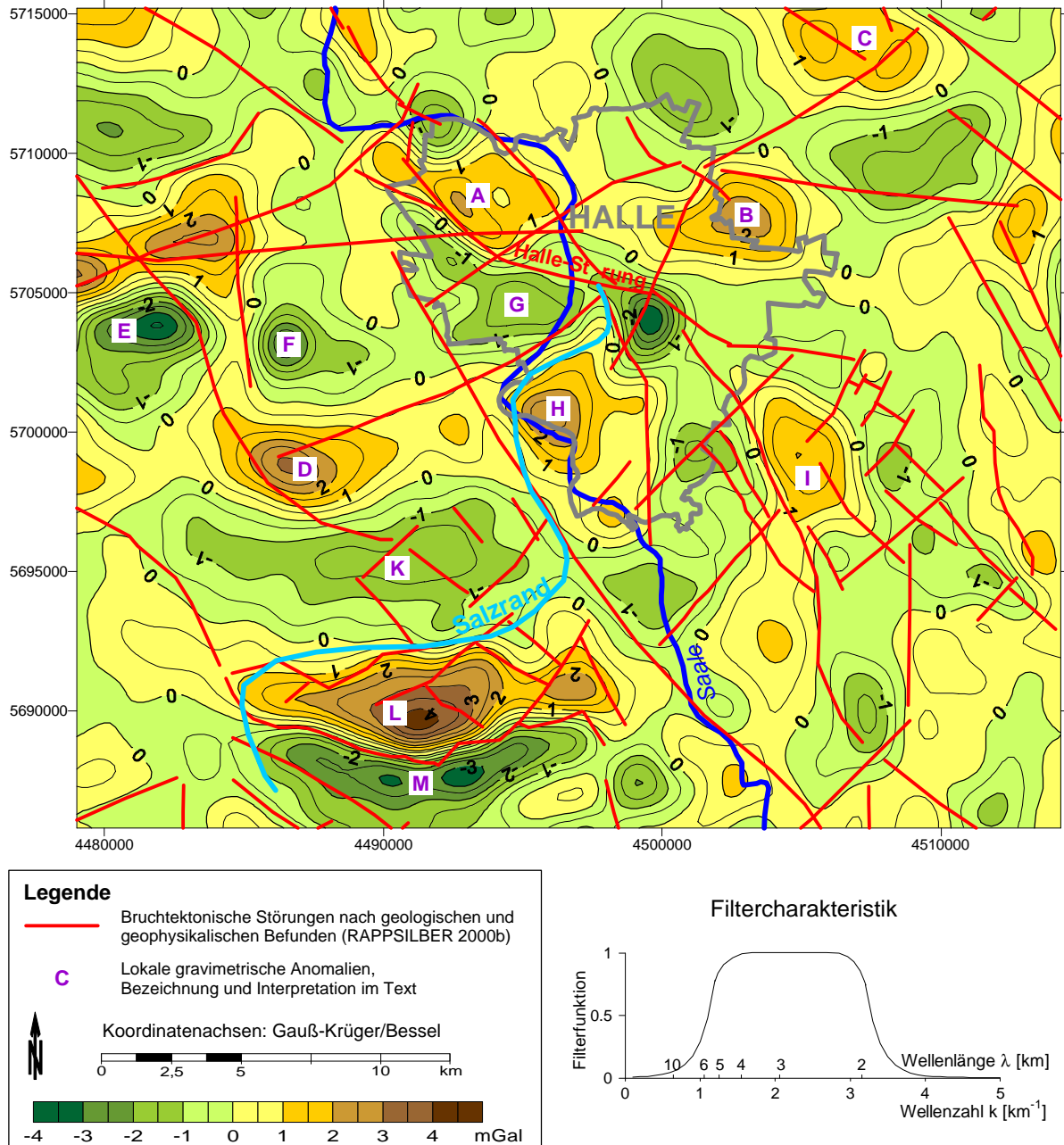


Abb. 23: Gravimetrischer Bandpass 2–5 km

Für das **Maximum von Holleben (H)**, mit einer Schwerplusachse in Richtung zur Halle-Störung) könnte eine Hochlage des Präpermers die Ursache sein (HÄNIG et al. 1994). Durch die seismischen Profile HAL 3, 4 und 6 ist auch eine Hochlage des Buntsandsteins in diesem Gebiet erfasst worden (HÄNIG & MEYER 1993). Die westliche Begrenzung des Maximums zeichnet gleichzeitig den Salzrand nach. Auch im Bereich des **Maximums von Dieskau (I)** wiesen seismische Messungen nicht nur eine Hochlage der Tertiärbasis nach, sondern deuten auch eine Hochlage tieferer Reflektoren an. Leicht erhöhte magnetische ΔT -Werte (100 nT-Linie in Abb. 24) im Bereich der beiden Anomalien stützen diese Annahme.

Das **Minimum von Lauchstädt (K)** wird durch die Tiefenlage des Präzechsteins verursacht. An der Teutschenthal-Störung weist die Reflexionsseismik vom Steudener Sattel zum südlichen Anschluss einen Versatz der Zechsteinbasis von fast 500 m nach (Abb. 28). Außerdem verstärken erhöhte Salzmächtigkeiten das Schweredefizit. Entlang von Ost- und Südflanke des Lauchstädter Minimums verläuft der Salzrand. Westlich des Salzrandes liegt ein weitgehend intaktes, allerdings durch Salzwanderungen beeinflusstes Salinar vor (DÖRRER et al. 1993).

Das **Schweremaximum von Merseburg (L)** im Bereich des Merseburger Sattels weist ein ENE-WSW-Streichen auf. Das Schweremaximum ist nach HÄNIG & KÜSTERMANN (1992) das Ergebnis der integralen Wirkung mehrerer sich ergänzender Störursachen: der Aufwölbung des Grundgebirges und der damit verbundenen Salzauswanderung, der Hochlage des Buntsandsteins und der geringen Mächtigkeit der känozoischen Lockersedimente. Die kräftigen Schweregradienten nach Süden weisen auf den steilen Abfall hin und machen einen ähnlichen Pultschollencharakter wie beim Steudener Sattel wahrscheinlich (Kap. 4.3.3). Die deutliche Abschwächung des Gradienten ab der Linie Milzau-Geusa in Richtung Osten spricht für einen signifikanten Wechsel in der Gesamtstruktur des Sattels. Etwa entlang dieser Linie existiert eine Einschneldung des Schweremaximums.

Das Schwerfeld der Abb. 23 zeichnet die bogenförmige Geiseltalsenke gut nach. An der Geiseltal-Nordrand-Störung sinkt die Zechsteinbasis vom nördlichen Merseburger Sattel nach Süden zum Geiseltal hin um 100 m (im Osten) bis 300 m (im Westen) ab (Tiefenlinienplan Z_3 der Seismik, Abb. 28). Der Merseburger Sattel ist der angehobene Teil. Eine relative Tieflage des Präzechsteins im Vergleich zum Merseburger Sattel bewirkt die Ausbildung des **Minimums des Geiseltals (M)**. Zur Ausbildung des starken Minimums tragen weiterhin die größere Teufe des Suprasalinars, die Verwitterung und die atektonische Zerrüttung des Buntsandsteins und die Tertiärsenken mit mächtigen Braunkohlen bei.

Im südöstlichen Teil der Karte (Abb. 23) streichen Buntsandstein und Zechstein von Südwesten nach Nordosten unter der känozoischen Bedeckung aus. Dieses Gebiet ist durch Auslaugungserscheinungen und Zerrüttungen im Zechstein und im Buntsandstein gekennzeichnet. Wahrscheinlich zeichnet das gravimetrische Bild des Bandpasses 2–5 km durch Minima Tieflagen des Präzechsteins nach. Daneben lassen sich die Minima als Zonen deuten, in denen Verkarstung beziehungsweise Zerrüttung besonders tief reichen. Senkungskessel führten zur Ablagerung erhöhter Mächtigkeiten känozoischer Sedimente mit Braunkohlen, wodurch die negative Schwerewirkung noch verstärkt werden dürfte. Demgegenüber könnten die Maxima relative Hochlagen des Präzechsteins, weniger verkarsteten und zerrütteten Zechstein und Buntsandstein und geringere känozoische Mächtigkeiten anzeigen.

4.2 Magnetik

4.2.1 Messgebiete, Datenkompilation

Im Rahmen der Arbeiten zur Herausgabe der Geomagnetischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt mit geologischen Strukturen (RAPPSILBER & SCHEIBE 1999) wurde für das Land Sachsen-Anhalt eine ΔT -Wertematrix ($s = 250$ m) zusammengestellt. Daraus konnte für das Untersuchungsgebiet der entsprechende Teil der Matrix durch Ausschneiden separiert werden. Auf diese Weise sind in die Matrix des Arbeitsgebietes Ergebnisse der Messgebiete „Mitteldeutsche Schwelle (Zentralteil)“, „Thüringer Senke“, „Mittelsachsen“, „Harz“, „Flechtingen Roßlauer Scholle, Teilgebiete Dessau, Magdeburg“ und „Subherzyn“ eingeflossen. Zur Lage der Messgebiete sei auf RAPPSILBER (2000b) verwiesen. Die Position

von tektonischen Einheiten, die bei der Beschreibung von Anomalien genannt werden, ist aus Kap. 4.3.2 in Verbindung mit Abb. 28 ersichtlich.

Der überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes ist durch Aeromessungen abgedeckt. Die Flughöhe betrug zwischen 80 und 150 m. Nur im Bereich der Messgebiete Flechtingen-Roßlauer Scholle (Teilgebiete Magdeburg, Dessau) erfolgten Bodenmessungen. Die Messungen wurden im Zeitraum 1982–1989 vom ehemaligen VEB Geophysik Leipzig durchgeführt.

4.2.2 Geomagnetische DT-Karte, Überblick

Auf der Grundlage der o. g. 250 m-Wertematrix wurde die ΔT -Karte (Abb. 24) erstellt, für die zusammengefasst folgende technischen Angaben gelten:

Aufnahmejahr:	1982–1989
Messgeräte:	Kernpräzessionsmagnetometer
Messpunktabstände:	< 100 m bis 500 m
Bezugspunkt:	BNP am Observatorium Niemegek ($\Delta T = 0$ nT)
Normalfeldreduktion:	Normalfeld nach RÖSSIGER mit Koeffizienten von KAUTZLEBEN
Höhenreduktion:	mittels Vertikalgradienten

Das in Abb. 24 dargestellte magnetische Feld erlaubt schon eine erste Analyse in Bezug auf geologische Strukturen. Beim Betrachten der Karte fällt zunächst ein SW-NE-streichender Streifen mit starken magnetischen Anomalien auf, der sich auch außerhalb des Untersuchungsgebietes von Südwestdeutschland bis in die Lausitz verfolgen lässt und der die **Mitteldeutsche Kristallinzone** markiert. Die meisten Anomalien im Bereich des Nordrandes der Kristallinzone weisen eine längliche Form auf, die sich in die generelle variszische Streichrichtung einordnet.

Im Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle erstrecken sich entlang des Nordrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone mehrere Anomalien, die eine Zone mit variszischen und prävariszischen Plutoniten markieren: Dessau-Anomalie, Oranienbaum-Anomalie, Quellendorf-Anomalie, Wieskau-Anomalie und Wettin-Anomalie.

Im Nordosten des Untersuchungsgebietes setzt sich der **Anomalienkomplex von Dessau und Oranienbaum (A)** aus zwei NE-SW-streichenden Maxima und jeweils nördlich vorgelagerten Minima zusammen. Die beiden Maxima untergliedern sich wiederum in Teilmaxima, wobei im südwestlichen Bereich die Anomalien stärker ausgeprägt sind. Daraus ergeben sich Hinweise auf Differenzierungen in Tiefenlage und Material. Die Maxima werden von den in den südwestlichen Teilen unter relativ geringmächtiger Bedeckung (ca. 100 m) erbohrten Dioriten verursacht. Nach dem Anomalienbild tauchen sie – wahrscheinlich störungskontrolliert – nach Nordosten ab. Im Bereich der Minima wurden Granitoide nachgewiesen (BECKER et al. 1989).

In der Umgebung von **Quellendorf** (TK25 Blatt 4238) besteht ein kleinerer Anomalienkomplex (**B**) aus mehreren Maxima. BECKER et al. (1989) beschrieben das Bild als Grundanomalie mit einer aufgesetzten Anomalie, wobei entsprechend den Bohrbefunden als Ursachen für die aufgesetzte Anomalie Porphyrite und als Ursache für die Grundanomalie magmatische Intrusivkörper in Frage kommen. Im Bereich des kleinen nordwestlichen Teilmaximums wurde ein metamorpher Dioritoid erbohrt (Bohrung Edderitz 107/7/53 bei 211 m).

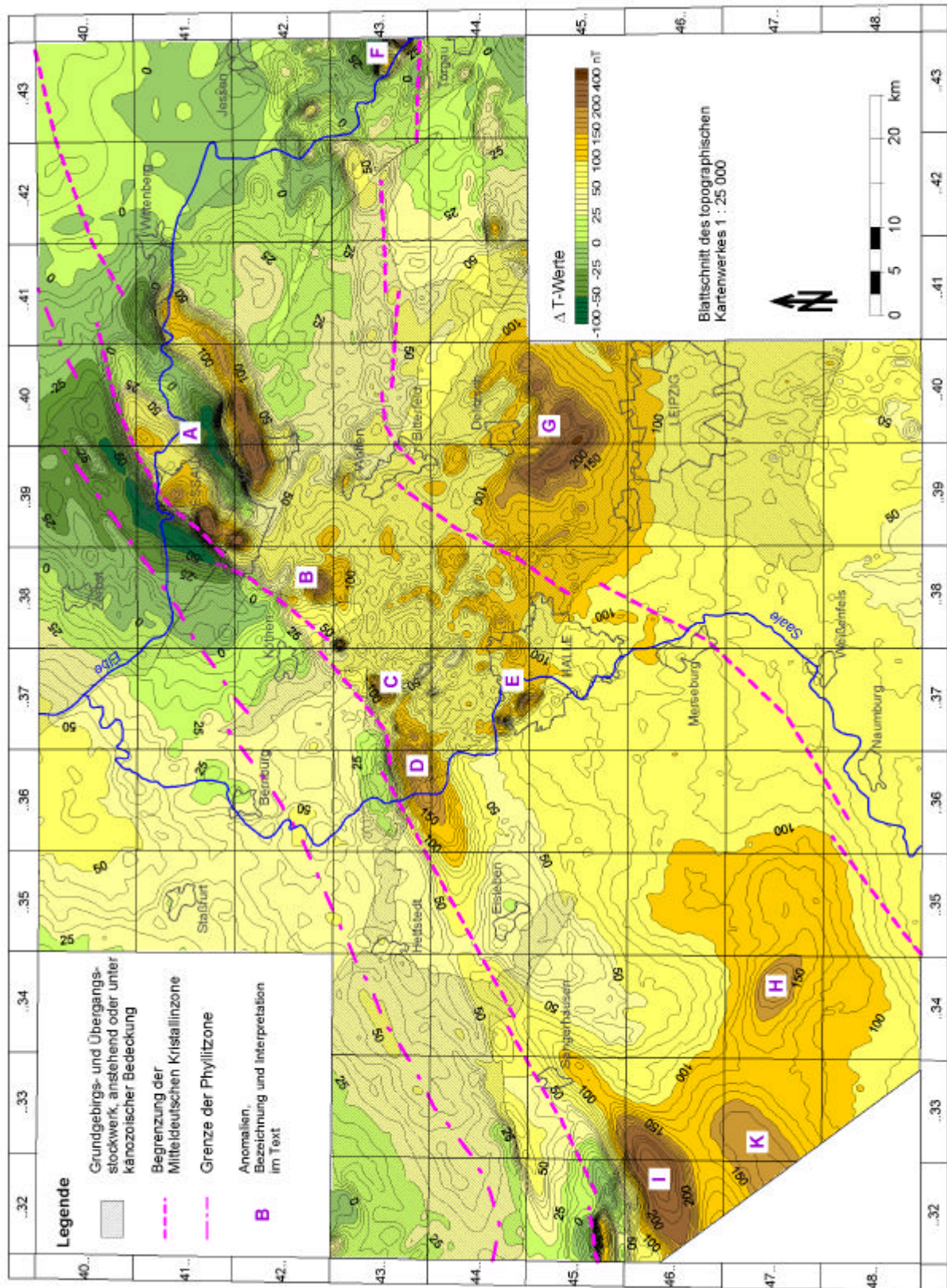


Abb. 24: Geomagnetische DT-Karte

Als Ursache für die sich südwestlich anschließende Arendsdorf-Anomalie und die **Wieskau-Anomalie (C)** nahmen BECKER et al. (1989) ebenfalls effusive oder intrusive Magmatite an; für die Wieskau-Anomalie wies die Wismut-Bohrung 1030 Diabas nach.

Störkörperabschätzungen für die **Wettin-Anomalie (D)**, RAPPSILBER 1997) machen einen Plutonit in einer Tiefe von über 1000 m mit einer Suszeptibilität von 2000×10^{-5} wahrscheinlich. Auffällig ist, dass die Wettin-Anomalie trotz ihrer langgestreckten Form ihre Maximalwerte nordöstlich der Halle-Störung erreicht. Möglicherweise ist der Störkörper durch die Halle-Störung in der Tiefenlage versetzt worden.

Nordöstlich der Halle-Störung zeigt die ΔT -Karte ein recht unruhiges Bild kleinerer (lokaler) Anomalien (**E**). Dieses ist auf die Wirkung des Halleschen Vulkanitkomplexes mit seinen vielen Einheiten zurückzuführen (Kap. 4.2.4).

Am östlichen Kartenrand ist die **Prettin-Anomalie (F)** angeschnitten. Auch diese markiert – zusammen mit weiteren, nordwestlich gelegenen Anomalien – einen Plutonitkomplex (Pretzsch-Prettin). Im Bereich der Prettin-Anomalie wurden gabbroide und dioritische Gesteine erbohrt. Darüber hinaus wurden hier auch für erbohrte Granodiorite erhöhte Suszeptibilitäten gemessen (BECKER et al. 1989), so dass auch von diesen Gesteinen ein Beitrag zur Störwirkung geleistet wird. Modellrechnungen von BECKER et al. (1989) ergaben eine Oberkantentiefe der magnetisch wirksamen Plutonite von 400–500 m, wobei die oberflächennah erbohrten gabbroiden Gesteine (Brg. Züllsdorf 1/63) als lokale Aufragung über einem tieferliegenden Grundkörper gedeutet wurden.

Die **Delitzsch-Anomalie (G)** ordnet sich schon nach Ausbildung und Orientierung – im Vergleich mit den bisher beschriebenen Anomalien – nicht in die Mitteldeutsche Kristallzone ein. Neben der untergeordnet auftretenden NE-SW-Orientierung herrscht vor allem NW-SE-Streichen vor. Die im Bereich der Anomalie erbohrten Granodiorite weisen mit Werten von 2000×10^{-5} (BECKER et al. 1989) eine recht hohe Suszeptibilität auf. Neben den magnetisch wirksamen Granodioriten kommen als Verursacher auch Diorite in Betracht (Delitzscher Plutonitkomplex).

Südwestlich von Halle weist die ΔT -Karte ein anomalienarmes Gebiet aus. Der starken gravimetrischen Anomalie in diesem Raum entspricht keine vergleichbare magnetische Wirkung, so dass von einer geringeren Wirkung auf Grund der Tiefenlage des Störkörpers ausgegangen werden muss (Kap. 4.2.4 und 5.3.3).

Erst im Bereich der Hermundurischen Scholle treten im Verlauf der Mitteldeutschen Kristallzone wieder starke magnetische Anomalien hervor, wobei sicherlich auch die relativ angehobene Position der Störkörper im Bereich der Grundgebirgshochlage der Hermundurischen Scholle eine Rolle spielen dürfte.

Für die **Wiehe-Anomalie (H)** lieferten HÄNIG & KÜSTERMANN (1992) eine Parameterbestimmung, nach der ein Diabas oder Diorit (Suszeptibilität 1450×10^{-5}) in 1,5 km Tiefe als Störursache vermutet werden kann.

Die geomagnetische **Kyffhäuser-Anomalie (I)** fällt mit dem Schwerehoch des Kyffhäusers lagemäßig zusammen (allerdings nicht mit dem Kyffhäuser selbst). Für die Deutung bot CONRAD (1995) zwei Alternativen an: entweder einen basischen Tiefengesteinskörper (Dichte $2,8 \text{ g/cm}^3$, Suszeptibilität 2000×10^4) oder die Wirkung stark verfalteter paläozoischer Gesteine (Dioritgneise, Amphibolitgneise). Die zweite Deutung, die auf ähnliche Weise auch die **Zentralthüringen-Anomalie (K)** erklären könnte, ist in die Modellierung des tiefenseismischen Profils THUMARK(Süd) eingeflossen. Auf jeden Fall aber passt die Parallelität der Anomalien zum Nordrand der Mitteldeutschen Kristallzone in das oben geschilderte Bild.

4.2.3 Gradienten

Aus der ΔT -Karte können Hinweise auf Störungszonen abgeleitet werden, wenn sie von Materialunterschieden begleitet werden, die sich in magnetischen Gradienten äußern. Zur Analyse des magnetischen Feldes auf Gradienten hin wurde ein Pseudorelief erstellt, das von verschiedenen Seiten künstlich beleuchtet wurde. Entsprechend der Beleuchtungsrichtung lassen sich die quer dazu orientierten Strukturlinien anhand der Schattenwirkung erkennen. Durch den Wechsel der Beleuchtungsrichtung erfolgte bei RAPPILBER (2000b) eine gründliche Analyse des geomagnetischen Feldes auf das Störungsinventar hin. In Abb. 25 sind die wichtigsten Störungslinien in eine von Nordwesten beleuchtete Schattenreliefdarstellung eingetragen. Das Störungssystem nach überwiegend geologischen Befunden wurde aus verschiedenen geologischen Quellen (RÖLLIG et al. 1990, SÖLLIG & RÖLLIG 1990, BALDSCHUN & KOCKEL 1994) übernommen und an die geophysikalischen Potenzialfeldkarten angepasst. Darüber hinaus konnten aus den magnetischen Gradienten weitere Bruchstrukturen lokalisiert und mit anderer Signatur eingetragen werden.

Der **Wittenberg-Abbruch** ist als nordöstliche Begrenzung des Dessauer Plutonitkomplexes im magnetischen Bild deutlich als Gradient zu erkennen. Er tritt südöstlich davon wieder als Trennlinie zwischen den Plutonitmassiven von Pretzsch und Prettin in Erscheinung.

Im Bereich der Südwestflanke des Dessauer Plutonitkomplexes ist die **Gräfenhainichen-Störung** magnetisch zu verfolgen.

Die magnetisch bestimmte Verlängerung der **Torgau-Störung** in den Dessauer Plutonitkomplex nach Nordwesten erlangt Bedeutung im Zusammenhang mit dem genannten NE-Abtauchen der Diorite (Kap. 4.2.2). Eine nicht in die Karte eingetragene, aber mögliche analoge Verlängerung der **Kemberg-Störung** könnte eine weitere Tiefenstufe markieren.

Die **Landsberg-Naunhof-Störung** begrenzt den Delitzscher Plutonitkomplex im Südwesten (Kap. 4.2.2) und äußert sich dort in einem kräftigen magnetischen Gradienten. Nach Nordwesten scheint sie sich über die SW-NE-verlaufende **Halle-Bitterfeld-Störung** hinweg fortzusetzen. Es kann aber weder aus gravimetrischer noch aus magnetischer Sicht eindeutig entschieden werden, ob sie dort in die **Löbejün-Brehna-Störung** einmündet oder ein südwestliches Begleitelement zu ihr bildet (BECKER et al. 1989). In ihrer südöstlichen Fortsetzung begrenzt die Landsberg-Naunhof-Störung den Nordwestsächsischen Vulkanitkomplex nach SW.

Im Schattenrelief der ΔT -Anomalien äußert sich die **Halle-Störung** als südwestliche Begrenzung des Halleschen Vulkanitkomplexes (Kap. 4.2.2). Allerdings verdeutlicht Abb. 25 anhand der Schattenwirkung im Raum Halle-Merseburg schwache magnetische Anomalien südwestlich der Halle-Störung, die im Kap. 4.2.4 diskutiert werden.

Die **Hornburg-Störung** verläuft entlang eines schwachen magnetischen Gradienten, der in Abb. 25 nicht deutlich sichtbar ist (aber bei Wechsel der Beleuchtungsrichtung).

Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung und **Finne-Störung** sind als Begrenzung der Hermundurischen Scholle im magnetischen Bild nur in der Umgrenzung der Wiehe-Anomalie zu erkennen.

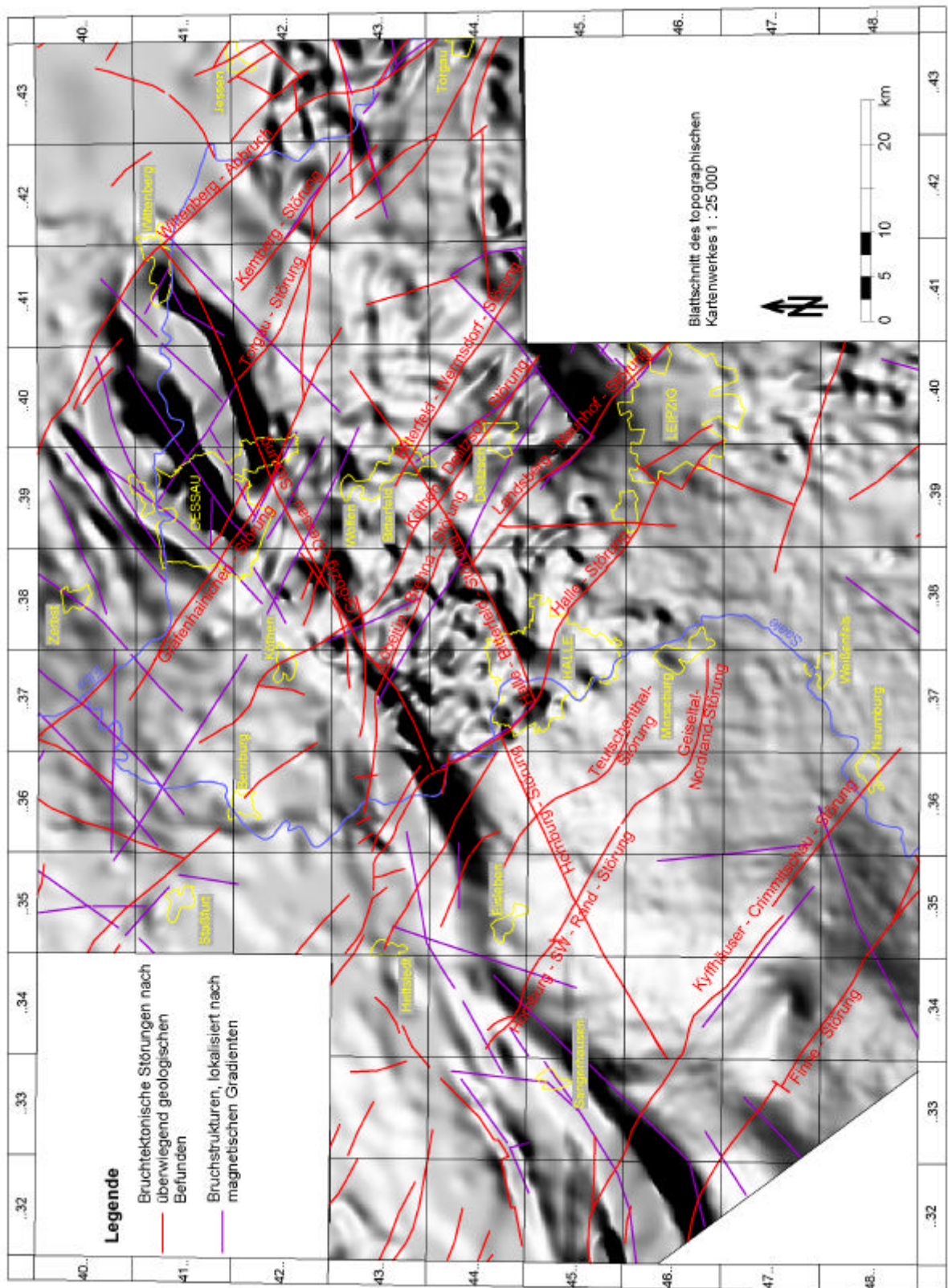


Abb. 25: DT-Karte als Schattenrelief mit Störungssystem („Beleuchtung“ von Nordwesten)

4.2.4 Feldtransformationen

In der ΔT -Karte ist die magnetische Wirkung von Gesteinen der gesamten Erdkruste enthalten. Auf Grund der unterschiedlichen Wirkung von Störkörpern in verschiedenen Tiefen – tiefliegende große Körper verursachen langwellige Anomalien, flachliegende kleine Störkörper rufen kurzwellige Anomalien hervor – können mit mathematischen Verfahren die Anteile bestimmter Teufenbereiche herausgefiltert werden (MILITZER & WEBER 1984). Bei RAPPILBER (2000b) wurden im Verlaufe des Bearbeitungsprozesses diverse Feldtransformationen, die verschiedene Teufenbereiche betonen, vorgenommen. Hier sollen stellvertretend für diese Analyse des magnetischen Feldes ein Regionalfeld und ein Lokalfeld betrachtet werden.

Regionalfeld (21 ´ 21 Matrixfilter, s = 250 m)

Das Anomalienbild des Regionalfeldes (Abb. 26) erscheint erwartungsgemäß weniger gegliedert als das der ΔT -Karte. Die Wirkungen von kleinen oberflächennahen Störkörpern sind hier rechnerisch abgezogen. Die Anomalien im Regionalfeld sind vor allem durch Störkörper im Bereich des Übergangsstockwerkes und des Grundgebirges hervorgerufen.

Deutlich tritt im Regionalfeld die Mitteldeutsche Kristallinzone als magnetisch wirksame Struktureinheit hervor. Die im Abschnitt 4.2.2 diskutierten Anomalien kennzeichnen auch im Regionalfeld das magnetische Bild.

Der Hallesche Vulkanitkomplex, der in den ΔT -Karten (Abb. 24 und 25) noch als Gebiet mit vielen kleinräumigen Anomalien (einzelne Vulkanitvorkommen) deutlich wird, erscheint im Regionalfeld als Bereich leicht erhöhter magnetischer Störwerte (Gesamtwirkung).

Anhand der bei Beleuchtung von verschiedenen Seiten auftretenden Schattenwirkung ließen sich Strukturen abgrenzen. Ausgangspunkt war zunächst ein Strukturschema, das aus mehreren Quellen (KATZUNG & EHMKE 1993, LfUG 1996, JAGSCH 1977) zusammengestellt wurde. Danach erfolgte eine Anpassung an die gravimetrischen (Kap. 4.1.4) und magnetischen Felder.

Im Schema des tieferen Untergrundes zeigt sich vor allem eine Vergitterung von NW-SE- und NE-SW-gerichteten Strukturen. Einige der schon in Abb. 25 eingetragenen Störungen sind sowohl im gravimetrischen als auch im magnetischen Regionalfeld zu erkennen. Es muss daher davon ausgegangen werden, dass es sich um tiefreichende Bruchstrukturen handelt, die auch im Grundgebirge wirksam sind.

Bisher wurde bei der Übersichtsbetrachtung der ΔT -Anomalien festgestellt, dass dem Schwerehoch von Halle keine magnetische Anomalie entspricht (z. B. HÄNIG & KÜSTERMANN 1992). Daraus schlussfolgerte man, dass der Störkörper nahezu unmagnetisch sein müsse. Farbgebung und Schattenwirkung des Regionalfeldes (Abb. 26) zeigen aber, dass südlich Halle durchaus eine schwache Anomalie vorliegt. Im Isolinenbild (Abb. 24) ist dies angesichts der umliegenden wesentlich stärkeren Anomalien (von 200 nT und mehr) nicht so auffällig, aber auch dort lässt sich eine schwache Anomalie in der Größenordnung von 50 nT erkennen. Dies hat Konsequenzen bei der Modellierung des Störkörpers (Kap. 5.3.3).

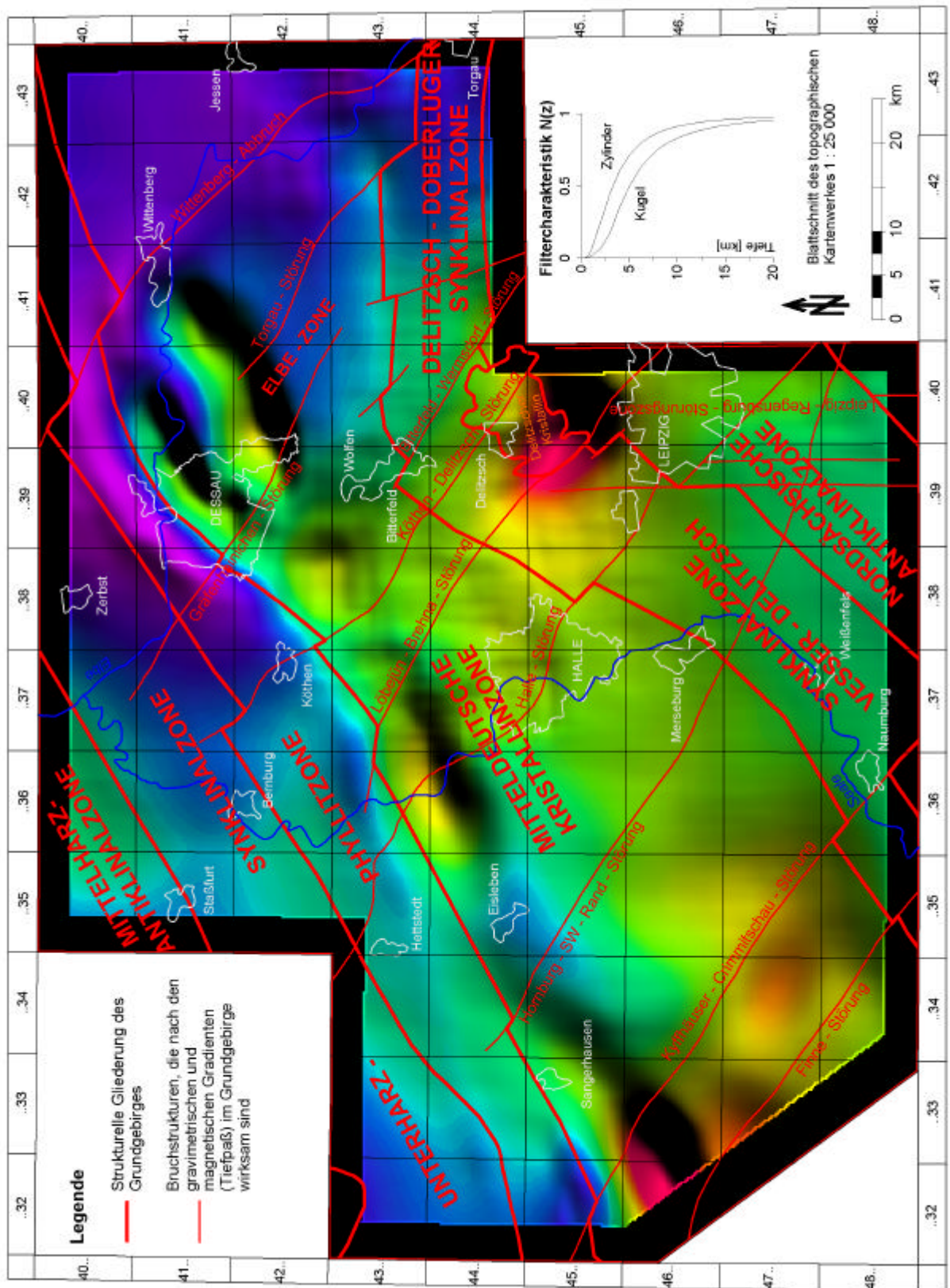


Abb. 26: Geomagnetisches Regionalfeld als Schattenrelief („Beleuchtung“ von Nordwesten) mit Strukturbild des Grundgebirges (Abb. 8)

Lokalfeld (11´11 Matrixfilter, $s = 250$ m)

Zur vertieften Analyse der geologischen Verhältnisse im Umfeld der Halle-Störung wurde für das zentrale Gebiet außerdem ein Lokalfeld berechnet, das den oberflächennahen Bereich, etwa die oberen 500–1000 m, betont (Abb. 27).

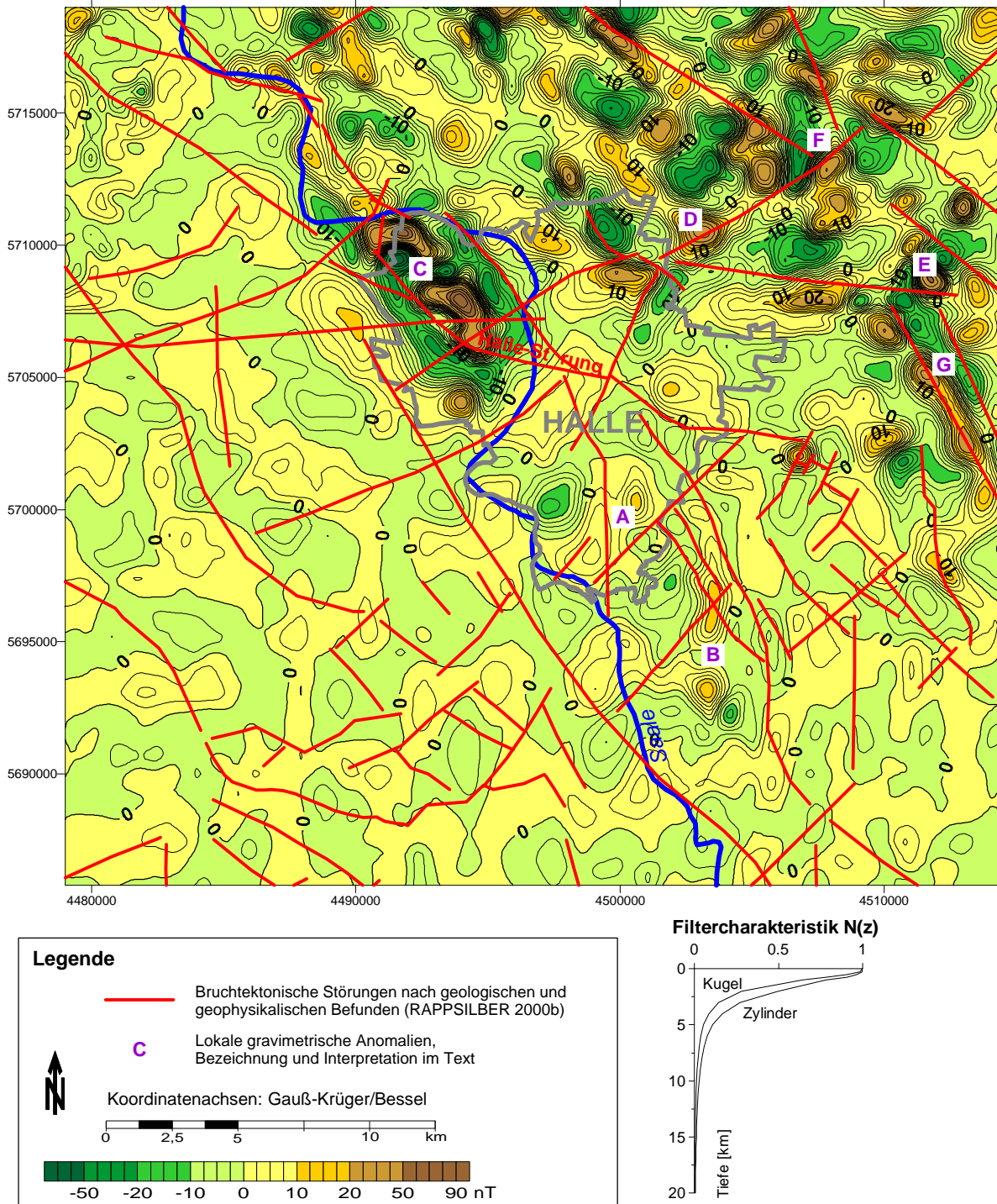


Abb. 27: Geomagnetisches Lokalfeld

In dieser Karte wird die Trennung in einen anomalienarmen SW-Teil und einen von stärkeren Anomalien geprägten NE-Teil besonders deutlich. Die Trennlinie verläuft entlang der Halle-Störung.

Südlich der Halle-Störung konnten Rotliegendeffusiva bisher nur bei Schkeuditz nachgewiesen werden. Auf Grund der mächtigen Bedeckung liegen im Südraum Halle eventuell vorkommende Effusiva so tief, dass sie sich im magnetischen Bild nicht abzeichnen. Im Südteil von Halle (A) und bei Dieskau (B) wären aus der Magnetik Hinweise auf ein mögliches Vorkommen von Vulkaniten ableitbar.

Der **Hallesche Permokarbonkomplex** (nördlich der Halle-Störung) wird von Sedimenten des Karbons und des Rotliegend sowie von magnetisch wirksamen Vulkaniten als Ursache zahlreicher magnetischer Anomalien geprägt. So weisen im Nordwesten des Stadtgebietes von Halle zwei kräftige magnetische Anomalien (C) auf Förderzentren hin. Diese Anomalien decken sich z. T. mit einem Bereich hoher scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstände, die hochohmigen Porphyre anzeigen (RAPPSILBER 2000b). Weitere magnetische Maxima östlich von Halle (D, bei Braschwitz und E, bei Landsberg) lassen sich zweifelsfrei auf die Rotliegendeffusiva zurückführen. Auch im Gebiet von Scherz (F) korrelieren die magnetischen Indikationen gut mit den entsprechenden Porphyrvorkommen. Allerdings könnten die Maxima des gravimetrischen Lokalfeldes (Abb. 23) an dieser Stelle darauf hinweisen, dass die Rhyolithe durch Andesite unterlagert werden. Plausibel ist das Aufdringen dieser Effusiva im Kreuzungsbereich von Störungen. Am östlichen Kartenrand (G, zwischen Sietzsch und Schkeuditz) weist ein langgestrecktes magnetisches Maximum auf einen gangförmigen Andesitoidkörper hin, dessen tektonische Begrenzung durch ein schon aus der Gravimetrie abgeleitetes Störungssystem (Glesien-Störungssystem) gebildet wird (Abb. 23).

Intensiv beschäftigte sich LANGE (2000) mit den geophysikalischen Feldern im Bereich des Halleschen Vulkanitkomplexes. Durch eine große Anzahl von Filterungen und durch geophysikalische 3D-Modellierungen gelang es ihm, die Abgrenzung der bekannten Einheiten nachzuvollziehen. Darüber hinaus erhielt er an einzelnen Stellen Hinweise darauf, dass die vulkanischen Körper wahrscheinlich in noch kleinere Einheiten im Sinne von Lakkolithen (BREITKREUZ et al. 1998) zu untergliedern wären.

4.3 Seismik

4.3.1 Messgebiete

Das Bearbeitungsgebiet weist einen inhomogenen seismischen Erkundungsstand auf. Nur im Südwestteil liegt ein dichtes reflexionsseismisches Messnetz vor. Dies diente hauptsächlich zur Erdöl-/Erdgaserkundung in der Querfurter Mulde bis hin zum Thüringer Becken und der Salzerkundung. Im Ostteil gab es lokal nahseismische Profilnetze, mit denen bis 1988 Aufgaben zur Braunkohlenuntersuchung bearbeitet wurden. Diese Messungen hatten hauptsächlich den Teufenbereich bis zur Tertiärbasis (maximal 150 m) zum Ziel.

Ab 1993 wurde versucht, vorhandene Lücken bis in das Stadtgebiet von Halle hinein und entlang der Halle-Störung zu schließen.

In den Jahren 1993/94 konnten komplexgeophysikalische Messungen mit Zielstellungen zum Umweltschutz im Raum Bad Lauchstädt-Geiseltal (KÜSTERMANN & ZENK 1995) und im Stadtgebiet von Halle (HÄNIG & KÜSTERMANN 1996) realisiert werden. Südöstlich von Halle, im Raum Gröbers-Lochau-Raßnitz, verbesserten sich in den letzten Jahren die Kenntnisse über den tieferen Untergrund ebenfalls. Neben den von 1992 bis 1996 in Kooperation mit den „Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben“ Hannover realisierten reflexionsseismischen Arbeiten im Bereich der Halle-Störung (WOLF 1997) sind die im Auftrag der Abfallwirtschaft GmbH Halle-Lochau durchgeführten seismischen und gravimetrischen Untersuchungen im Bereich der Deponie Lochau (GÄRTNER & STÖTZNER

1998) zu nennen. Darüber hinaus wurde für das nahseismisch vermessene Projekt Röglitz testweise versucht, durch Neubearbeitungen der Seismogramme über die bisherigen Auswertungen hinaus Reflexionen im Prätertiär zu verfolgen. Die Interpretation der neubearbeiteten Zeitschnitte erfolgte komplexgeophysikalisch zusammen mit den Ergebnissen der „Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben“ (RAPPSILBER 2000a).

Bei RAPPSILBER (2000b) ist die seismische Profilanlage enthalten und die Dokumentationshinweise sind in Tabellenform zusammengefasst.

Die seismischen Messungen wurden bis 1990 durch den ehemaligen VEB Geophysik Leipzig und danach hauptsächlich von dessen Nachfolgebetrieb – der Geophysik GGD Leipzig – durchgeführt. Ihr Gesamtumfang beträgt rund 2500 Profilkilometer.

4.3.2 Tiefenlinienpläne, Datenkompilation

Ein Hauptergebnis reflexionsseismischer Untersuchungen sind neben profilgebundenen Darstellungen (Zeit- bzw. Tiefenschnitte) flächenhafte Aussagen in Form von Tiefenlinienplänen für verfolgbare Leithorizonte. In den Buntsandstein- und Zechsteinablagerungen südlich der Halle-Störung lassen sich mit unterschiedlicher Qualität die Reflektoren S_4 , X_1 , Z_1 und Z_3 aussondern. Für diese Horizonte wurden Tiefenlinienpläne erarbeitet.

Grundlage für die Erstellung dieser Tiefenlinienpläne bildeten die teilweise vorliegenden Tiefenlinienpläne der einzelnen Messgebiete. Im ehemaligen VEB Geophysik Leipzig wurde aus diesen das „Regionale Kartenwerk“ der Reflexionseismik (REINHARDT 1993) laufend aktualisiert. Für den Südteil Sachsen-Anhalts erfolgte eine Kompilation aller bis 1990 gewonnenen Ergebnisse (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992) im Maßstab 1 : 50 000. Schon bei der Interpretation der seismischen Messungen in den einzelnen Messgebieten wurden alle vorhandenen Bohrungen einbezogen. Bei der Zusammenfassung erfolgte die Angleichung und Aktualisierung mit neueren Bohrungen, so dass die oben genannten Karten den bis 1990 erreichten Stand verkörpern.

Diese Karten wurden abdigitalisiert und zu einem 200 m-Gitter interpoliert. In dieses Gitter wurden nach und nach die Ergebnisse aller nach 1990 durchgeführten Messungen, aber auch die Daten der inzwischen neu abgeteuften Bohrungen aufgenommen. Insgesamt dürften in die Berechnung der Tiefenlinien alle relevanten Bohrungen aus der Bohrdatenbank des LAGB eingeflossen sein. Bei der interaktiven Konstruktion der Isolinien wurden auch gravimetrische Ergebnisse (entsprechende Feldtransformationen) einbezogen.

Bohrlochseismische Messungen liegen im Untersuchungsgebiet an vielen Bohrungen vor. Die aus diesen Messungen abgeleiteten Geschwindigkeiten waren Voraussetzung für die Zeit-Tiefen-Transformation der einzelnen Profile. Teilweise wurden Bohrungen (z. B. Hy Hal 1–4/94) gezielt nach komplexgeophysikalischen Messungen (HÄNIG et al. 1994) angesetzt. In diesen Bohrungen erfolgte anschließend die bohrlochseismische Vermessung (DEUBEL 1995). Mit diesen Daten konnte dann durch eine Nachinterpretation das geologische Modell verbessert werden (HÄNIG & KÜSTERMANN 1996).

Tiefenlinienplan Z_3

Der Reflektor Z_3 ist der Zechsteinbasis zuzuordnen (Bereich T_1 - Ca_1). Je nach geologischer Situation ist dieser Horizont nur abschnittsweise als dritte Phase unter dem Horizont Z_1 zu verfolgen (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992). Er ist vor allem dort ausgebildet, wo mächtiger intakter Werra-Anhydrit (A_1) vorhanden ist. In Abb. 32 ist beispielhaft die Ansprache des Reflektors auf mehreren Profilen entlang der Halle-Störung zu sehen.

Der Tiefenlinienplan Z_3 (Abb. 28) zeigt mit der Oberfläche des Permokarbons das nördliche Saale-Becken noch sehr deutlich als NE-SW-streichende Senke im Gebiet südwestlich von Halle. Allerdings lässt sich die Struktur unterteilen in die Teilbereiche, die im Tafeldeckgebirge als Mansfelder Mulde (Schwittersdorfer Mulde [1] und Bennstedt-Nietlebener Mulde [2]) und Querfurter Mulde [3] benannt sind (KATZUNG & EHMKE 1993). Die maximalen Tiefen liegen bei mehr als 1500 m NN. Das Becken wird untergliedert durch Hochlagen im Bereich des Merseburger Sattels [4] und des Steudener Sattels [5]. Insgesamt zeigt sich im Beckenbereich nach Südosten zu ein allmählicher Anstieg der Zechsteinbasis. Am nordwestlichen Rand dagegen wird der Anstieg stark durch die Hornburg-Störung beeinflusst. Nordwestlich der Hornburg-Störung, an der die Zechsteinbasis versetzt ist, wird der Beckenausstrich darüber hinaus durch die Hochlagen am Hornburger Sattel [6] und am Mittelhausener Sattel [7] gegliedert.

Im Südwesten wird das nördliche Saale-Becken vom südlichen Saale-Becken (diese Struktur wird im Tafeldeckgebirge als Thüringer Mulde [16] bezeichnet) durch die Hochlage der Hermundurischen Scholle [8] getrennt. Die maximale Hochlage erreicht die Zechsteinbasis in diesem Abschnitt am Kyffhäuser [10] und am Bottendorfer Aufbruch [9]. Dieser Aufbruch ist ebenso im Schwerefeld nachzuvollziehen, wie der weiter südöstlich gelegene Wischrodaer Sattel [17]. Östlich davon schließt sich die Naumburger Mulde [18] an. Der Abschnitt zwischen Halle-Störung und Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung wird insgesamt auch als Merseburger Scholle [21] bezeichnet.

Im Westen des Untersuchungsgebietes kennzeichnet der steile Anstieg bis zum Zechsteinausstrich am Kyffhäuser [10] und am Harz [11] das Isolinienbild. Im Nordwesten fällt die Zechsteinbasis in der Subherzynyen Senke [12], die außerhalb des Kartenausschnittes am nördlichen Harzrand mit mehr als -3500 m NN ihre größte Tiefe erreicht, ab. Im Bereich der Halle-Wittenberg-Scholle [13] blieben in der Düben-Torgauer Senke [14], in der Bitterfelder Senke [15] und weiteren lokalen Senkungsstrukturen noch Tafeldeckgebirgsanteile erhalten. Von der Halle-Wittenberg-Scholle erstrecken sich als Hochlagen nach Westen (in Richtung Harz) die Halle-Hettstedter-Gebirgsbrücke [19] und nach Norden der Paschlebener Vorsprung [20].

Nordöstlich der Halle-Wittenberg-Scholle deutet sich der steile Abfall zum Norddeutschen Becken an.

Die bedeutendsten Störungen, die die hier beschriebenen Strukturen kontrollieren, sind:

a	Halle-Störung	o	Grenz-Störung
b	Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung	p	Halberstadt-Störung
c	Finne-Störung	q	Oschersleben-Störung
d	Hornburg-Störung	r	Wittenberg-Abbruch
e	Teutschenthal-Störung	s	Torgau-Störung
f	Geiseltal-Nordrandstörung	t	Gräfenhainichen-Störung
g	Zimmermannschächter Störung	u	Bitterfeld-Wermsdorf-Störung
h	Freieslebenschächter Störung	v	Köthen-Delitzsch-Störung
i	Martinsschächter Flözgraben	w	Löbejün-Brehna-Störung
j	Nebra-Störung	x	Landsberg-Naunhof-Störung
k	Hornburg-SW-Rand-Störung	y	Halle-Bitterfeld-Störung
l	Einsdorf-Störung	z	Gröbzig-Dessau-Störung
m	Nienstedt-Störung		
n	Butterberg-Störung		

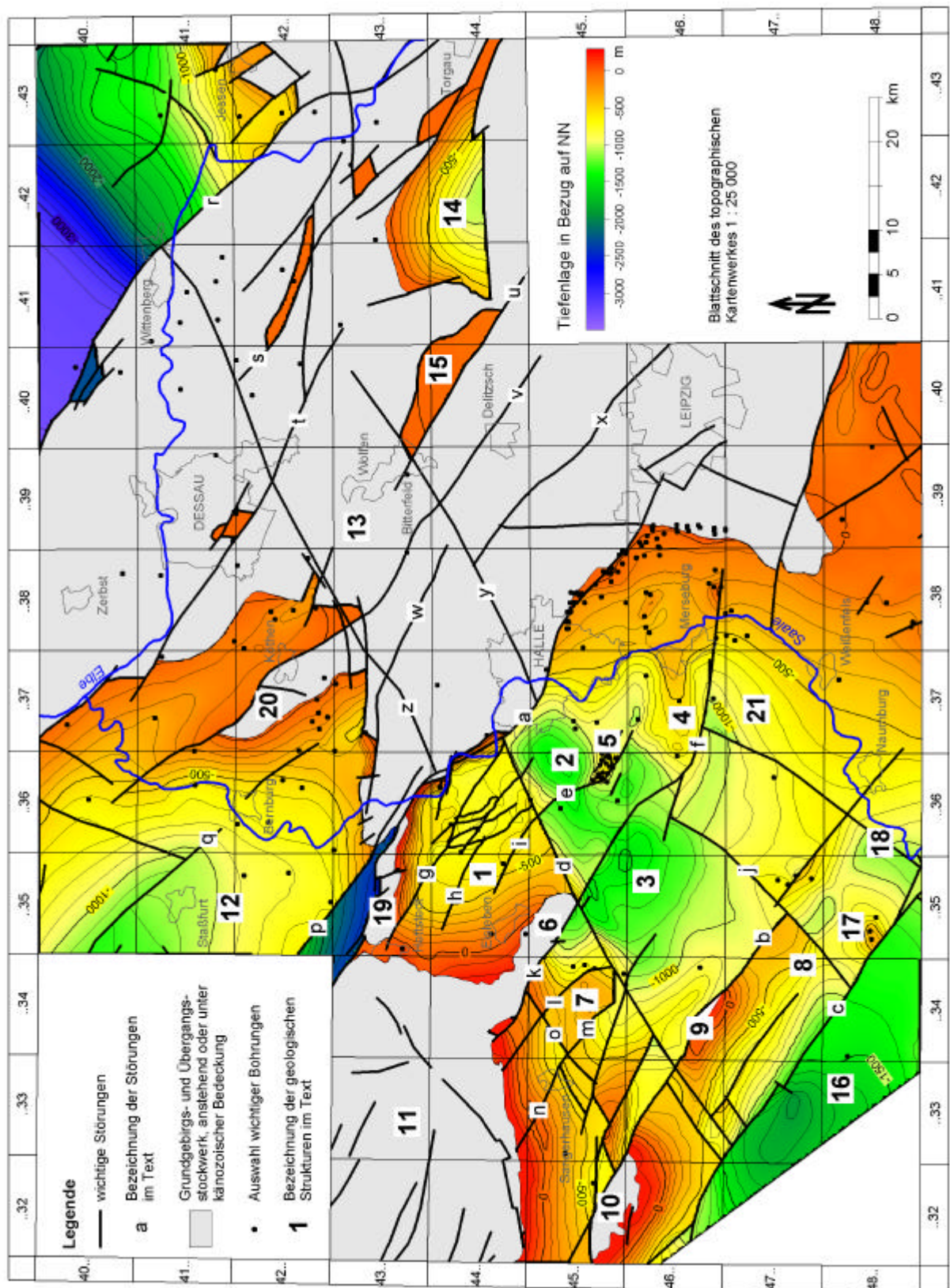


Abb. 28: Tiefenlinienplan Z₃ (Basis Zechstein)

Tiefenlinienplan Z_1

In Abb. 29 sind die Tiefenlinien des Horizontes Z_1 dargestellt, der einem Reflektor an der Oberkante des Basalanhydrits (A_2) entspricht. Der Basalanhydrit liefert vor allem in Gebieten mit mächtigem hangendem Staßfurtalinar eine gut korrelierbare Reflexion (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992).

In weiten Teilen Norddeutschlands weist das Schichtpaket von der Zechsteinbasis bis zur Oberfläche Basalanhydrit relativ geringe und konstante Mächtigkeiten auf. Da es dort gleichzeitig in relativ großen Tiefen liegt, repräsentiert der Reflektor Z_1 faktisch auch die Zechsteinbasis. Durch das Untersuchungsgebiet streicht aber auf einer Linie Weimar-Merseburg der A_1 -Anhydritwall. Die Schichten von der Zechsteinbasis bis einschließlich Basalanhydrit erreichen Mächtigkeiten von über 250 m (Abb. 18). Der Horizont Z_1 bildet die Oberfläche des basalen Zechsteins ab und zeichnet damit etwa die Form des Anhydritwalls nach. Er wird daher hier separat ausgehalten. In Abb. 33 ist beispielhaft die Ansprache des Reflektors auf einem Profil über die Geiseltal-Nordrand-Störung zu sehen.

Im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes zeigt der Tiefenlinienplan Z_1 größtenteils eine gute Übereinstimmung mit dem in Abb. 23 vorgestellten gravimetrischen Bandpass 2–5 km, der südlich der Halle-Störung vorzugsweise die Lagerungsverhältnisse von Präsalinar und Salinar widerspiegelt. Das wird besonders deutlich bei den Hochlagen des Steudener [5] und des Merseburger Sattels [4], die als Maxima von Steuden und Merseburg im Schwerefeld zu finden sind. Der Steudener Sattel, der unterhalb des Teutschenthaler Sattels ein eigenständiges Strukturelement bildet, zeigt sich in Abb. 29 als pultförmige Hochscholle, die im Süden von einer ca. 500 m Sprunghöhe aufweisenden Störung (Teutschenthal-Störung [e]) abgeschnitten wird. Die positive gravimetrische Lokalfeldanomalie des Steudener Sattels setzt sich in östlicher Richtung bis zum lokalen Maximum von Holleben fort. Für dieses Gebiet wiesen erst die neueren seismischen Profile HAL 3/93 und HAL 4/93 (HÄNIG et al. 1995) eine lokale Hochlage des Z_1 -Reflektors nach. Auch der Merseburger Sattel bildet sich deutlich als präsalinare Hochlage ab. Seine Begrenzung nach Süden ist durch die Geiseltal-Nordrandstörung [f] gegeben, an der das Präsalinar um ca. 200 m zum Geiseltalbecken [22] hin abgesenkt ist (starkes lokales gravimetrisches Minimum in Abb. 23). Die westliche Begrenzung des Merseburger Sattels in Form eines spitz zulaufenden Spornes konnte nach den reflexionsseismischen Untersuchungen im Gebiet Geiseltalsee (KÜSTERMANN & ZENK 1995) konstruiert werden.

Das aus den reflexionsseismischen Messungen abgeleitete Muldentiefste der Bennstedt-Nietlebener Mulde [2] fällt lagemäßig mit einem Zug gravimetrischer Lokalfeldminima (Nietleben, Teutschenthal) mit aufgesetztem lokalen Maximum zusammen (Kap. 4.1.4). Die Querfurter Mulde [3] wird durch die Verlängerung der Hornburg-SW-Rand-Störung [k], die weiter südöstlich in die Geiseltal-Nordrandstörung [f] übergeht, gegliedert.

Trotz dieser internen Untergliederung ist, wie bei der Zechsteinbasis, die generelle Beckenform länglich, in NE-SW-Richtung streichend. Im Nordwesten liegt an der Hornburg-Störung [d] ein deutlicher Versatz vor, während nach Südosten ein allmählicher Anstieg des Horizontes zu verzeichnen ist. Die Hochlage an der Hermundurischen Scholle [8] trennt die Beckenstruktur im Südwesten von der Thüringer Mulde [16] ab; im Nordosten stellt die Halle-Wittenberg-Scholle [13] die Begrenzung dar.

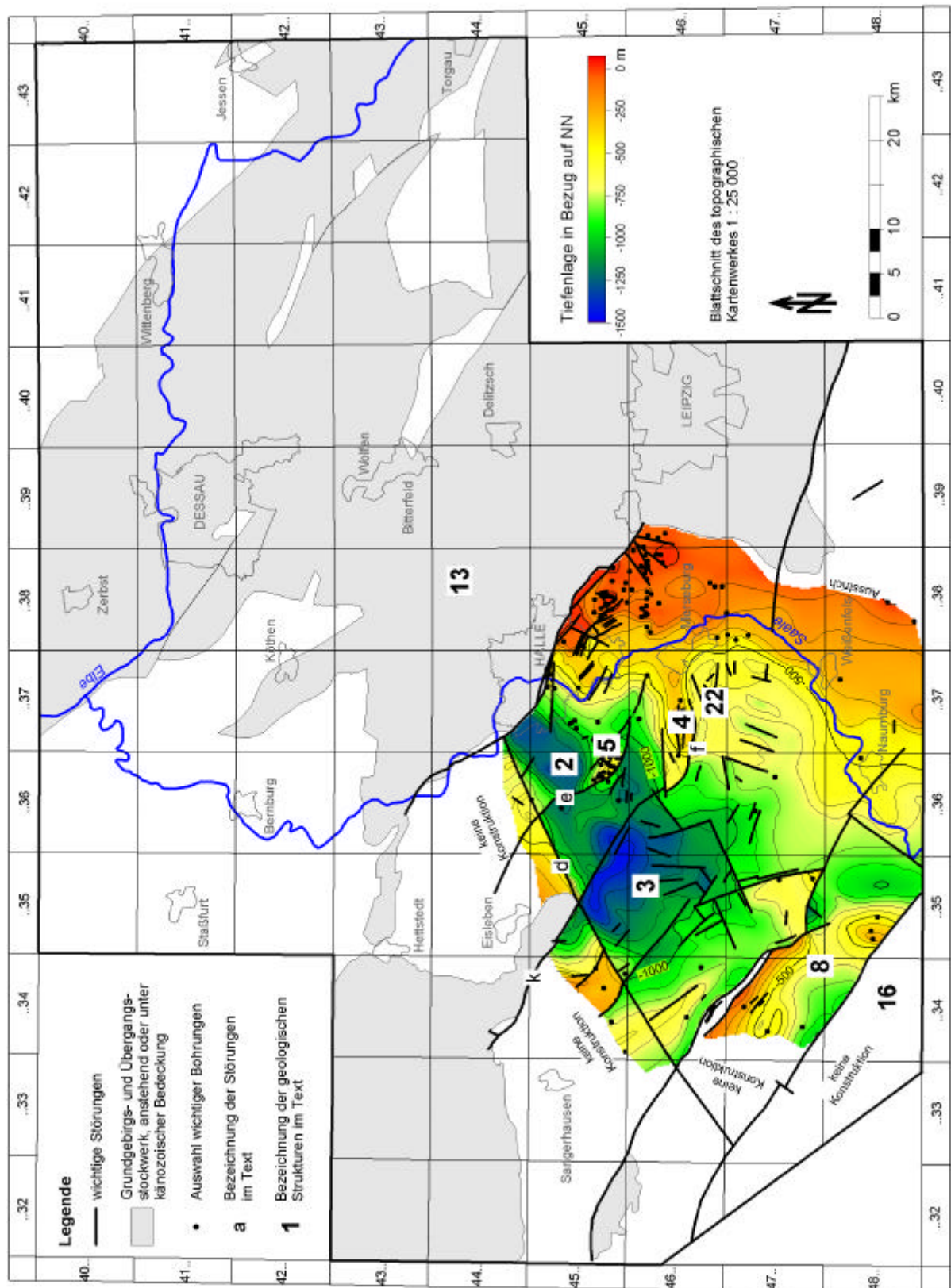


Abb. 29: Tiefenlinienplan Z₁ (Oberfläche Basalanhydrit)

Tiefenlinienplan X₁

Der Reflektor X₁ wird der Unterkante des Bröckelschiefers zugeordnet und stellte somit bisher einen Horizont an der Zechstein-Oberfläche dar. Mit der Einstufung des Bröckelschiefers zum Zechstein muss der Horizont X₁ nunmehr als Reflexion aus dem Hangendbereich des Zechsteins angesprochen werden, was im Raum Halle einen Teufenunterschied von 25–30 m ausmacht. Er bildet mit dem Horizont X₂ ein Reflexionsband und wird darin der obersten Phase zugeordnet; der Horizont X₂ an der Oberfläche des Leineanhydrits entspricht nach Bohrungsaufschlüssen der 3. Phase (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992). Im Zentrum der Querfurter Mulde trennen sich X₁ und X₂ voneinander, da sich hier mehr als 100 m mächtiges Leinsteinsalz dazwischen schiebt. Die Ansprache des Reflektors X₁ im Bereich von Halle- und Geiseltal-Nordrand-Störung ist aus den Abb. 32 und 33 ersichtlich.

Vergleicht man den Strukturbau der Zechsteinoberfläche (Abb. 30) mit dem Bau des Subsalinars (Abb. 28), erkennt man an einigen Strukturen den markanten, halotektonisch geprägten, disharmonischen Stockwerksbau (ZIEGENHARDT & JAGSCH 1979). Gegenüber den Verhältnissen im Norddeutschen Becken ist allerdings eine größere Übereinstimmung gegeben. Dies liegt sicherlich in erster Linie an der geringeren Menge Salz, die für Ausgleichsbewegungen zur Verfügung stand. Besonders deutlich wird der disharmonische Stockwerksbau am Teutschenthaler/Steudener Sattel. Diese Struktur im Bereich des Suprasalinars als weitgespannter Teutschenthaler Sattel [23] ausgeprägt (Abb. 30 und 31). Das Subsalinar bildet ein eigenständiges Strukturelement – den schon besprochenen Steudener Sattel ([5] in Abb. 28 und 29). Die Nordostbegrenzung der Hermundurischen Scholle [8] durch die Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung [b] wird im Suprasalinar nicht mehr so deutlich wie im Subsalinar. Während die Zechsteinbasis am Bottendorfer Aufbruch [9] um über 1000 m verworfen ist (Abb. 30), lässt sich an der Zechsteinoberfläche aus den seismischen Messungen nur ein wesentlich geringerer Versetzungsbetrag ableiten (HÄNIG & KÜSTERMANN 1992), der nach Südosten zu noch abnimmt. Im Bereich der Naumberger Mulde [18] scheint diese Störung kaum noch als Versatz ausgeprägt zu sein.

Insgesamt aber wird das Untersuchungsgebiet auch an der Zechsteinoberfläche durch eine ausgedehnte Senkungsstruktur dominiert. Diese fällt lagemäßig mit dem nördlichen Teil des Saale-Beckens des Permokarbons zusammen. Durch den Teutschenthaler Sattel werden Querfurter [3] und Bennstedt-Nietlebener Mulde [2] getrennt. Der Merseburger Sattel [4] und das sich südlich anschließende Geiseltal [22] sind die markantesten Strukturen im nach Südosten austreichenden Beckenabschnitt.

Tiefenlinienplan S₄

Der Horizont S₄ ist der Grenze Mittlerer/Unterer Buntsandstein zuzuordnen. An der Obergrenze der dolomitreichen Sandsteine im hangenden Teil des Unteren Buntsandsteins ist eine kräftige Einzelphase zu beobachten, die allerdings nach HÄNIG & KÜSTERMANN (1992) empfindlich bei sich verschlechternden seismischen Bedingungen reagiert und dann nur noch lückenhaft verfolgbar ist. In den Abb. 32 und 33 ist beispielhaft die Ansprache des Reflektors S₄ in Profilen über die Halle-Störung (nur Westabschnitt) und die Geiseltal-Nordrand-Störung ersichtlich.

Der Horizont S₄ (Abb. 31) tritt in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes in relativ gleichbleibendem Abstand zur Zechsteinoberfläche auf. Damit ähneln sich die Tiefenlinienpläne S₄ und X₁. Mit ca. 500 m Teufenunterschied vom Rand bis zum Muldentiefsten der Querfurter [3] bzw. auch der Bennstedt-Nietlebener Mulde [2] weist die Oberfläche des Unteren Buntsandsteins zwar immer noch ein erhebliches Relief auf. Gegenüber den etwa 1500 m Teufendifferenz von den Hoch- zu den Tieflagen an Zechsteinbasis ist aber durch die Sedimente des Tafeldeckgebirges eine wesentliche Einebnung des Reliefs zu verzeichnen.

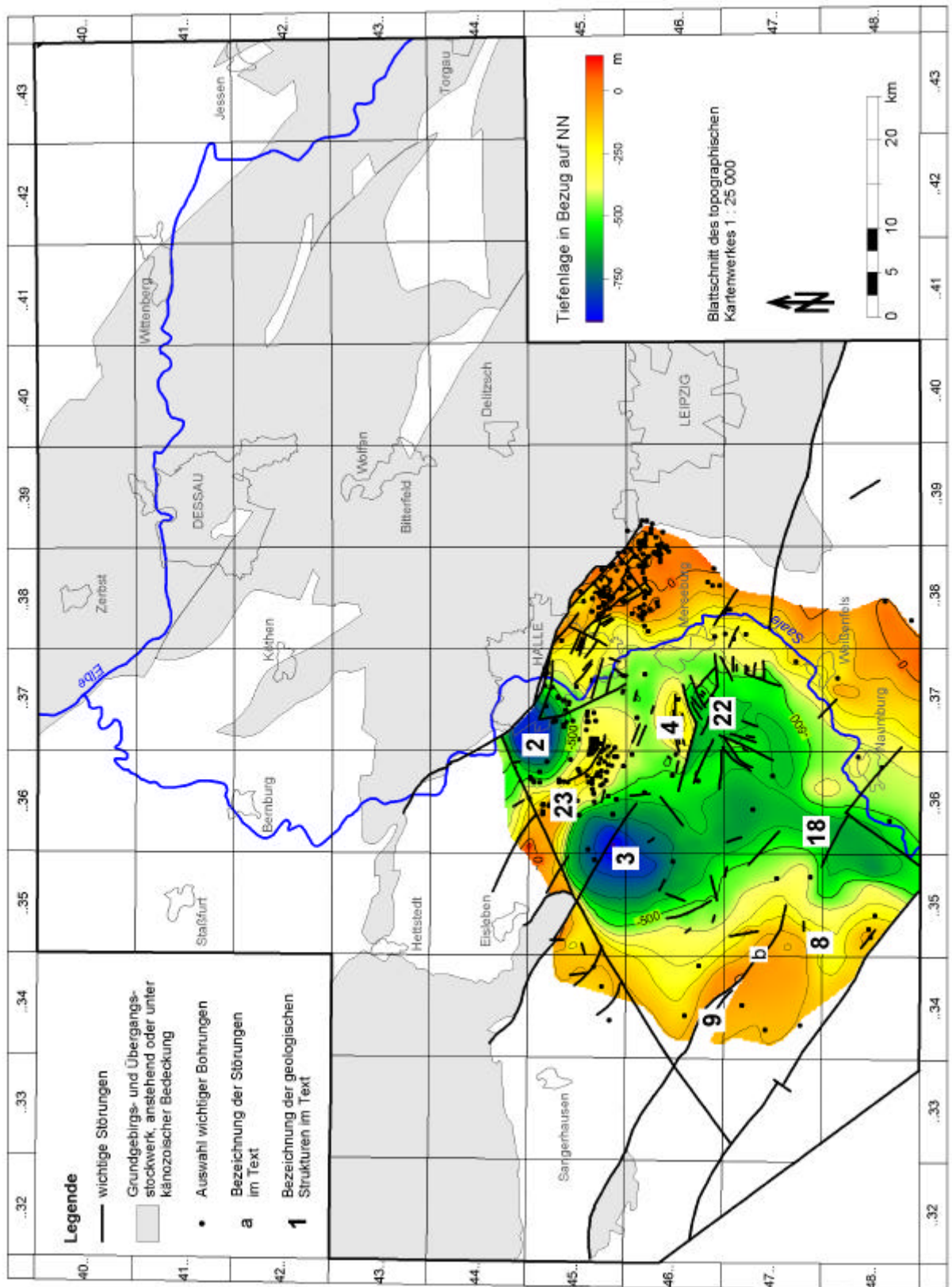


Abb. 30: Tiefenlinienplan X_1 (etwa Oberfläche Zechstein)

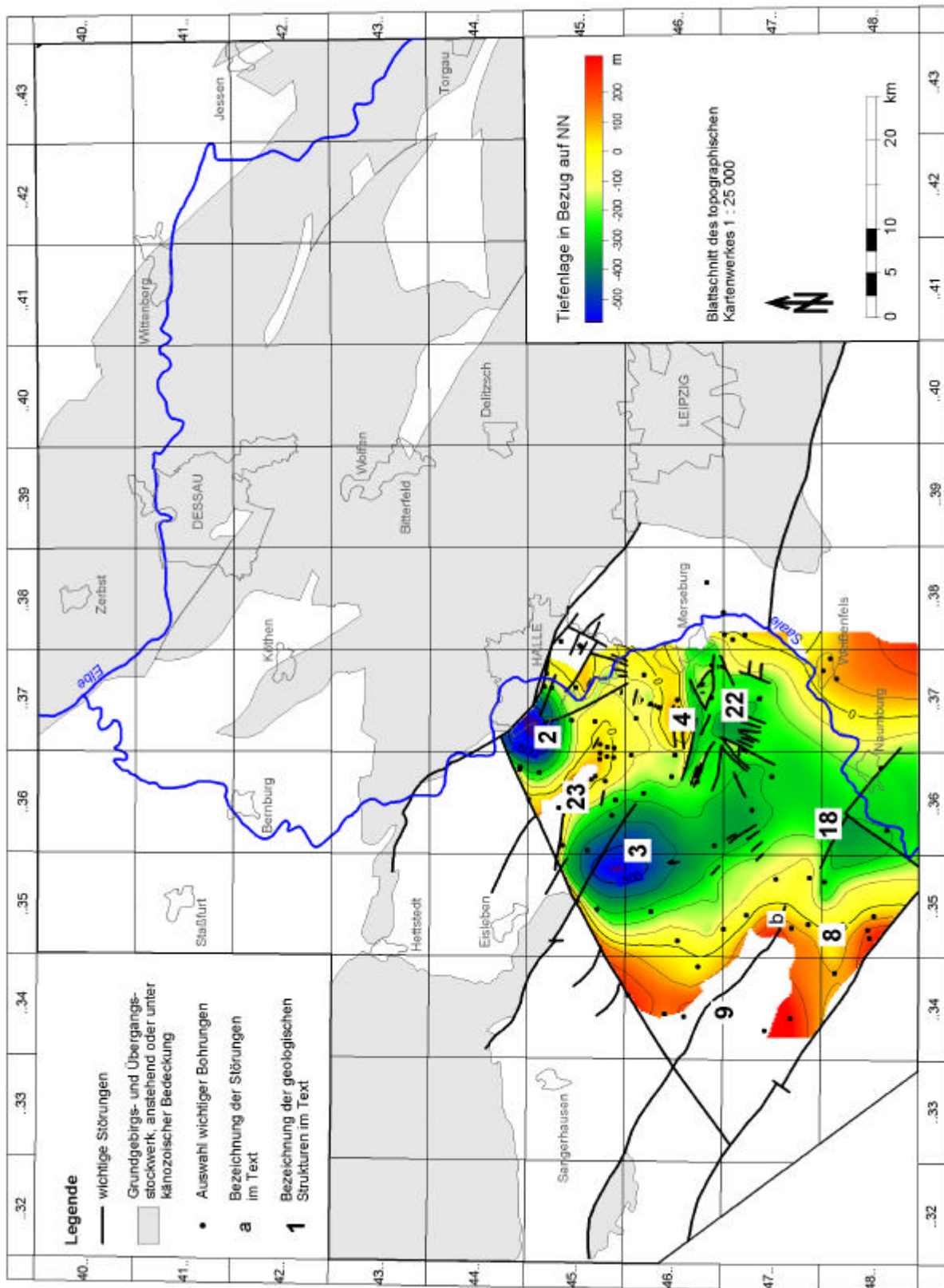


Abb. 31: Tiefenlinienplan S_4 (Grenzfläche Unterer/Mittlerer Buntsandstein)

4.3.3 Seismische Profilschnitte

Aus der Vielzahl der im Bearbeitungsgebiet vorliegenden reflexionsseismischen Profile sollen hier exemplarisch einige wenige der neueren Ergebnisse vorgestellt werden.

Halle-Störung

Im Abschnitt 4.3.1 wurde das Bemühen geschildert, ab 1993 die vorhandenen „Lücken“ entlang der Halle-Störung zu schließen. Das Hauptaugenmerk lag dabei neben der Klärung des saxonischen Bruchschollenbaus auf der Trassierung und der Ermittlung des Charakters der Halle-Störung. Mit den bei RAPPSILBER (2000a) dokumentierten seismischen Schnitten kann der Verlauf der Halle-Störung im Anschluss an die reflexionsseismischen Profile im Bereich des Stadtgebietes Halle (HÄNIG & KÜSTERMANN 1996) weiter nach Südosten verfolgt werden.

In Abb. 32 ist eine Auswahl dieser Profile als Zeitschnitt wiedergegeben. Sie spiegeln eine abnehmende Sprunghöhe von ca. 600–1000 m im Westteil von Halle über etwa 200 m an der Ostgrenze von Halle, 50 m im Bereich Osmünde bis hin zu 10–20 m bei Großkugel wider. Dies stimmt mit dem gravimetrischen Erscheinungsbild überein, wo die Indikationen vom Stadtgebiet ausgehend nach Südosten zu immer schwächer werden.

Dabei fiedert die Störung nach Südosten zu auf (Abb. 23, 32). Es bildet sich, vom östlichen Stadtrand Halles ausgehend, ein System subparalleler Verwerfungen aus, das durch Querstörungen zu einem schachbrettartigen Schollenmosaik (HÜBNER 1982) gegliedert wird. Im Bereich von Tiefschollen sind noch größere Buntsandstein- und Zechsteinmächtigkeiten erhalten, während auf den Hochschollen das Profil durch Erosion bis hin zum Fehlen des Buntsandsteins reduziert wurde. Die eigentliche Halle-Störung im Sinne der prätertiären Grenze zwischen Übergangs- und Tafeldeckgebirgsstockwerk kann bis zur Ortslage Großkugel entlang von gegeneinander versetzten Teilstörungen des o. g. Schollenmosaiks verfolgt werden. Im Bereich von Großkugel ändert sich der Charakter von einem störungsgebundenen Aneinandergrenzen zu einem Ausstrich, dessen Linie zunächst kurz dem Störungssystem parallel läuft und dann nach Süden abschwengt (RAPPSILBER 2000a).

Interessanterweise kann eine ähnliche Aussage auch für den NW-Abschnitt der Halle-Störung getroffen werden. LANGE & RAPPSILBER (1998): „Nördlich von Lieskau ist die Halle-Störung schwer nach Nordwesten zu verfolgen. Hier scheint die Störung aufzufiedern. Ein östlicher Ast verläuft NNW-SSE-streichend in Richtung Brachwitz. In diesem Bereich markieren die gravimetrischen Gradienten den relativ ungestörten Ausstrichbereich von Rotliegend und Zechstein. Ein westlicher Ast setzt sich in mehreren Störungen im Buntsandstein fort.“ (Abb. 23).

Betrachtet man die Halle-Störung in ihrem gesamten Verlauf, ergibt sich, mit Aufgreifen eines Gedankens von KAMPE (1990), folgendes Bild: In ihrem zentralen Abschnitt (Stadtgebiet von Halle) – der die Achse der Mitteldeutschen Kristallinzone als älteres Bauelement kreuzt – ist die Halle-Störung klar abzugrenzen und weist eine relativ große Sprunghöhe auf. Sowohl nach Nordwesten als auch nach Südosten – auf die Randbereiche der Mitteldeutschen Kristallinzone (auf die nördliche Phyllitzone bzw. die südliche Synkinalzone) zu – fiedert die Störung auf und die Sprunghöhen nehmen ab. KAMPE (1990) sprach am Beispiel des Wittenberg-Abbruchs davon, dass „die kinematische Ausbildung der Struktur durch präexistente Elemente geschieht wird“.

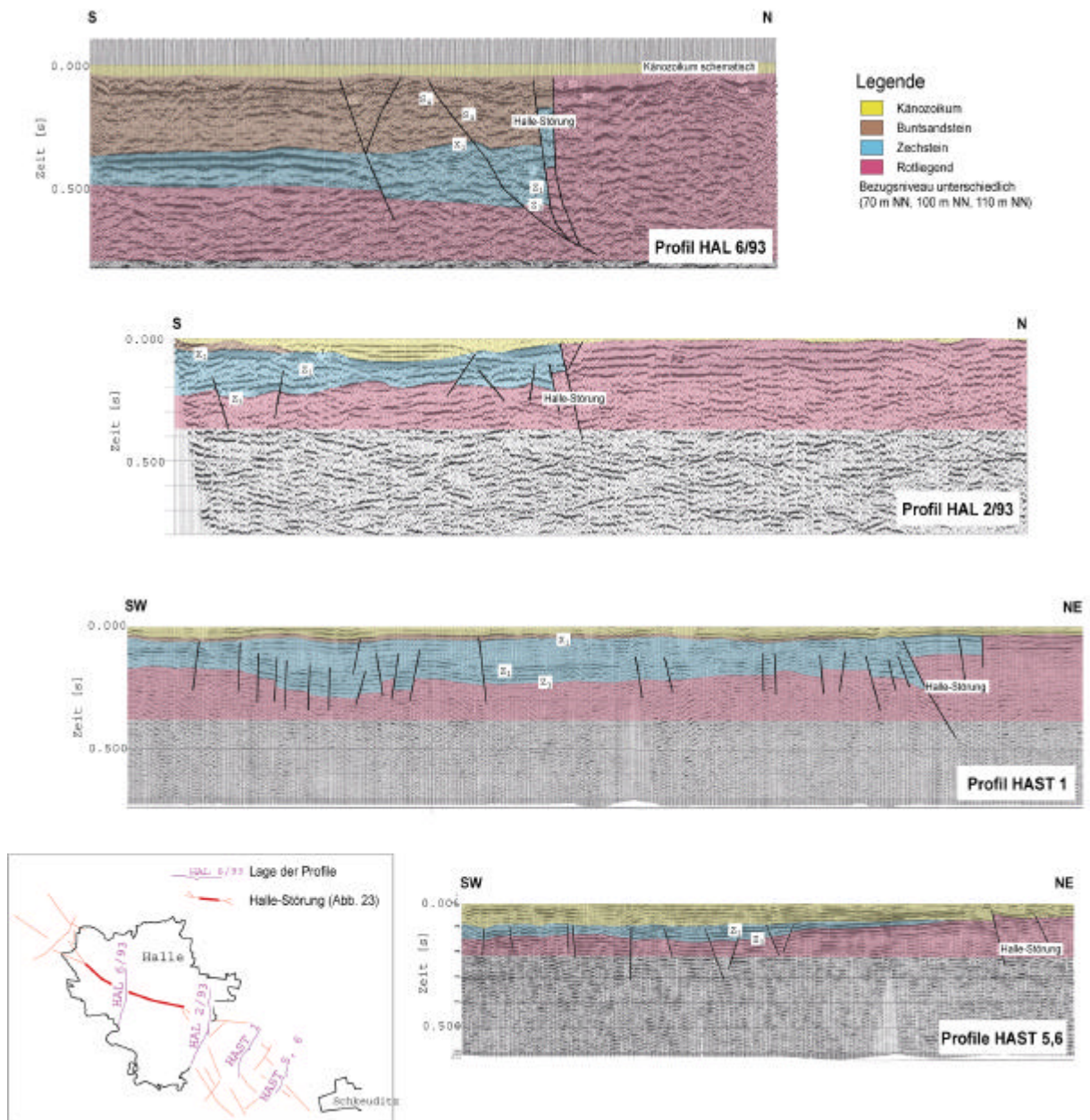


Abb. 32: Auswahl reflexionsseismischer Profile über die Halle-Störung (zusammengestellt aus: HÄNIG et al. 1994, HÄNIG & MEYER 1993, WOLF 1997, RAPPSILBER 2000a)

Zum Charakter der Halle-Störung kann nach den hier vorgestellten Interpretationen eine NE-SW-gerichtete Aufschiebung angenommen werden.

Eine solche Interpretation lieferten HÄNIG & KÜSTERMANN (1996) für die Profile im Stadtgebiet von Halle, die westlich des Salzrandes liegen (z. B. HAL 6/93). Die seismischen Reflektoren zeigen eine Verdickung des Zechsteinsalinars südlich der Halle-Störung, die nach HÄNIG & KÜSTERMANN (1996) durch das Wegpressen des Zechsteinsalinars in Richtung Süden bewirkt sein könnte. Auch der gravimetrische Gradient, der den Verlauf der Halle-Störung anzeigt, scheint im westlichen Teil des Stadtgebiets von Halle gegenüber den geologischen Befunden nach Südwesten versetzt.

Östlich von Halle – im Gebiet ohne das plastische Salz – geht KÜSTERMANN (mdl. Mitt.) von einem anderen Bewegungsmodell aus und sieht z. B. beim Profil HAL2 eine SW-NE-gerichtete Aufschiebung. Dies steht zunächst im Widerspruch zu der hier (Abb. 32)

interpretierten NE-SW-gerichteten Aufschiebung. Aber abgesehen davon, dass es sich dabei um subjektive Deutungen handelt, ist auch ein blockweise wechselnder Charakter des Störungsbildes nicht auszuschließen.

Geiseltal-Nordrand-Störung

Die neueren geophysikalischen Messungen im Gebiet des Geiseltals (DÖRRER et al. 1993) wiesen einen stark bruchtektonisch geprägten Strukturbau nach. Erstmals konnte die Geiseltal-Nordrand-Störung im seismischen Profilschnitt (Abb. 33) als Aufschiebung im Supra- und im Subsalinar charakterisiert werden.

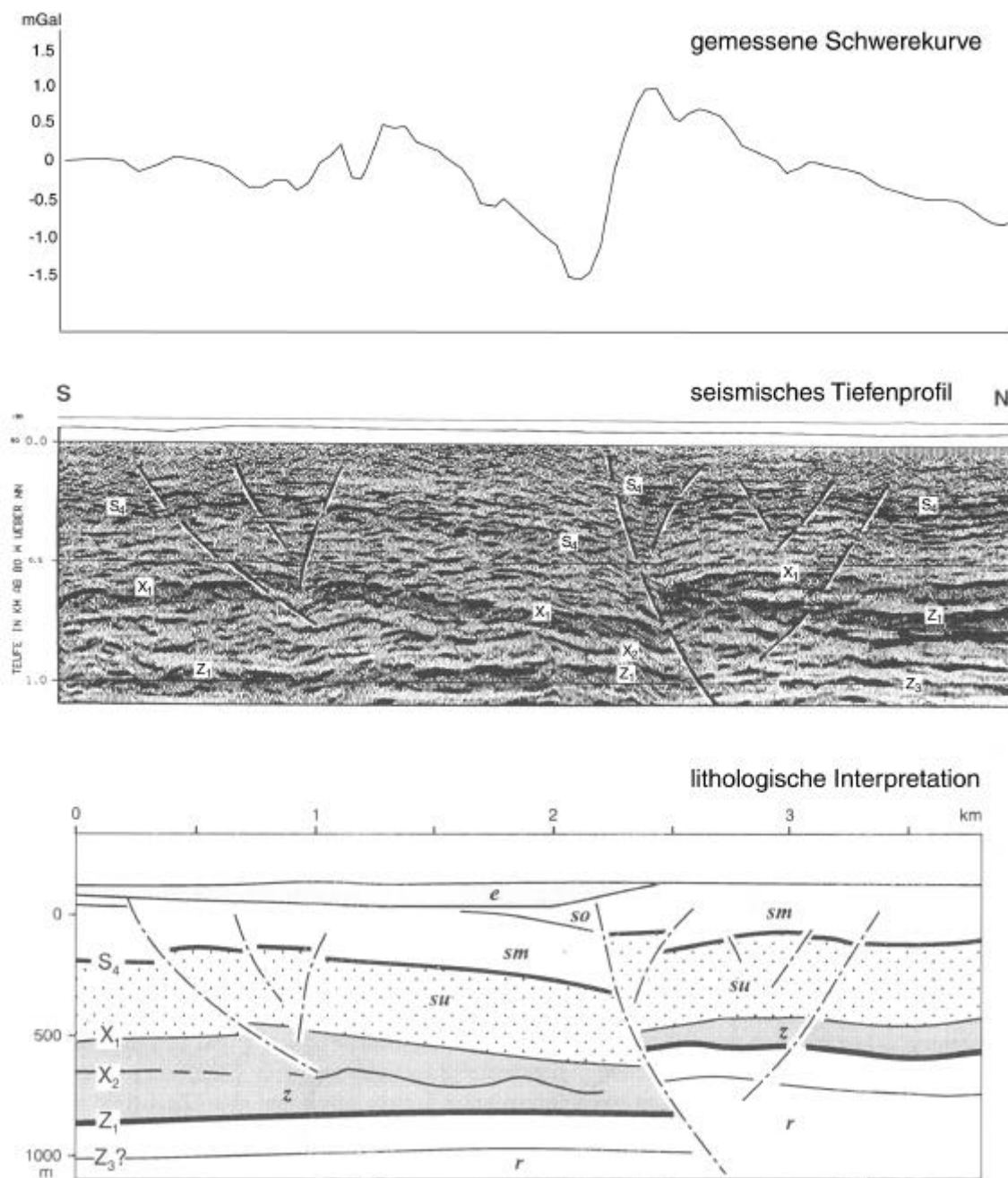


Abb. 33: Geiseltal-Nordrand-Störung nach Reflexionsseismik (Profil GT 1/93) (aus: KÜSTERMANN & ZENK 1995)

KÜSTERMANN & ZENK (1995) beschrieben im Subsalinar einen Versatz von ca. 300 m und einen ähnlichen Strukturbaue wie beim benachbarten Steudener Sattel: eine Pultscholle (Merseburger Sattel), deren begrenzende, nach Norden einfallende und bogenförmig umlaufende Randstörung (Geiseltal-Nordrand-Störung) zu den Seiten hin schwächer wird (ein vergleichbares Bild wurde im vorangegangenen Abschnitt auch für die Halle-Störung entworfen). Auch der disharmonische Aufbau ist – in Analogie zum Steudener/Teutschenthaler Sattel – auf Grund der Sprunghöhe der Störung im Suprasalinar von nur noch 200 m nachzuvollziehen. Er ist hier allerdings nicht so deutlich ausgeprägt. Die Lagerungsverhältnisse sind insgesamt konkordanter, da der Einfluss des Salzes nicht so stark ist. Während die Zechsteinoberfläche sowohl nördlich als auch südlich der Störung horizontal liegt, fällt das Suprasalinar von Süd nach Nord auf die Störung zu ein. Das erklärten KÜSTERMANN & ZENK (1995) dadurch, dass der vertikalen Zerböckung des Untergrundes durch Reaktivierung von Tiefenbrüchen zusätzlich eine horizontal gerichtete Duckkomponente aufgeprägt wurde, die zum Wegpressen des Salzes im Vorfeld der Störung geführt hat (vgl. Aussagen zu Halle-Störung im Westteil von Halle). Dies führte zum Einsinken des Hangenden.

Zusammenfassend soll hier noch einmal auf den Kenntniszuwachs durch die neueren geophysikalischen Untersuchungen im Stadtgebiet von Halle (HÄNIG & KÜSTERMANN 1996) bzw. entlang der Halle-Störung (RAPPSILBER 2000a), im Bereich des Geiseltals (DÖRRER et al. 1993) und im Gebiet Teutschenthal (RICHTER & ZENK 1999) in Bestätigung des Modells von ZIEGENHARDT & JAGSCH (1979) hingewiesen werden. Es wurden für die einzelnen Strukturen (Halle-Störung, Geiseltal-Nordrand-Störung mit Merseburger Sattel und Teutschenthal-Störung mit Steudener/Teutschenthaler Sattel) jeweils einzelne Strukturmodelle entwickelt, die sich stark ähneln. Mit der vorgelegten Synthese können diese Strukturen nun zusammenfassend betrachtet und einem gemeinsamen Modell unterworfen werden (Abb. 34).



Abb. 34: Strukturbaue im Raum Halle

4.3.4 Tiefenseismik

Das Untersuchungsgebiet wird von zwei tiefenseismischen Profilen gequert. Es handelt sich dabei um die beiden refraktionsseismisch vermessenen Profile THUBRA und FLELAU des Profilvernetzes ZENTROSEIS (BORMANN et al. 1989). Die Profile wurden durch eine Gemeinschaft wissenschaftlicher Institutionen unter Federführung des Zentralinstitutes für Physik der Erde in Potsdam bearbeitet. Im Rahmen einer komplexen Interpretation erfolgte unter Einbeziehung von geologischen Kenntnissen und der geomagnetischen Feldverteilung

eine zweidimensionale gravimetrische Modellierung (BORMANN & BANKWITZ [Red.] 1986). Die auf den tiefenseismischen Ergebnissen aufbauenden Modellierungsergebnisse zeigen den Übergang zu basischen Gesteinen (Conrad-Diskontinuität, Grenzfläche v_p 6,2/6,9 km/s) in einer Tiefe von 15–20 km und die Mohorovicic-Diskontinuität (Grenzfläche v_p 6,9/7,9 km/s) in einer Tiefe von etwa 30 km.

In Abb. 35 wurde das Relief der Mohorovicic-Diskontinuität (Moho) für ein größeres Gebiet aus verschiedenen Quellen zusammengestellt, die sich wiederum auf tiefenseismische Ergebnisse und gravimetrische Modellierungen stützen. Extreme Tiefenlagen der Moho (> 50 km) sind im Bereich der Faltengebirgsgürtel und der alten Schilde zu verzeichnen, während in ozeanischen Gebieten die Krustenmächtigkeit auf < 20 km verringert ist. Für diese Arbeit ist von Interesse, dass sich entlang des variszischen Bogens in Mitteleuropa keine Mächtigkeitserhöhung erkennen lässt. Die variszischen Gebirgswurzeln sind in der Zwischenzeit abgebaut worden (Kap. 3.2.3, 6.4).

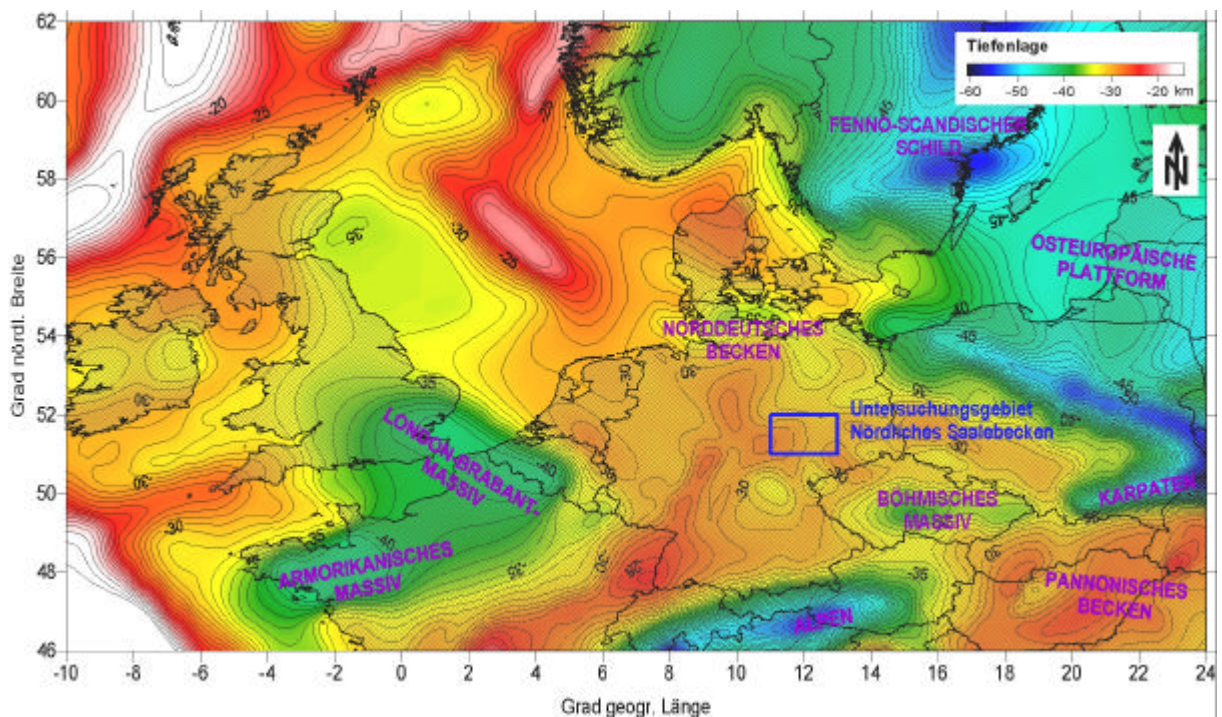


Abb. 35: Tiefenlinienplan der Mohorovicic-Diskontinuität (zusammengestellt aus: CONRAD 1995, ZIEGLER 1990, HOFFMANN u.a. 1996)

4.4 Ergebnisse weiterer geophysikalischer Verfahren

Im Untersuchungsgebiet liegt eine Vielzahl von geoelektrischen Messergebnissen vor. Die meist nur lokalen und auf bestimmte oberflächennahe Aufgabenstellungen zugeschnittenen Arbeiten können naturgemäß keinen großen Beitrag beim Aufbau eines Strukturmodells des Untergrundes leisten. Nur an einigen Stellen flossen Daten aus der Geoelektrik in die Abgrenzung von geologischen Körpern, die Störungstrassierung oder aber bei der Bestimmung der Lockergesteinsmächtigkeit ein. Zu den einzelnen Ergebnissen sei auf RAPPILBER (2000b) verwiesen.

Im Untersuchungsgebiet fanden keine geologisch verwertbaren radiometrischen Untersuchungen statt.

Die Temperaturverteilung in 2000 m Tiefe und die terrestrische Wärmestromdichte sind in Kartenform bei RAPPILBER (2000b) zusammengetragen. Sie lassen keinen Zusammenhang mit der Struktur des Saale-Beckens erkennen.

5 Geophysikalische Modellierungen zum Schwerehoch von Halle

5.1 Grundlagen

Das Schwerehoch von Halle ist eine der markantesten Anomalien im Gebiet des nördlichen Saale-Beckens. Aus zurückliegenden Untersuchungen liegen unterschiedliche Interpretationsansätze vor.

LINDNER (1965) betrachtete zunächst nur in einem Schwereprofil die Flanke zum Schweretief von Delitzsch-Wurzen (Abb. 20) und führte die Anomalie auf den Dichteunterschied von altpaläozoischen Gesteinen zum Delitzscher Granit zurück. Darüber hinaus nahm er zusätzlich eine leichte Aufwölbung basischen Gesteinsmaterials im tieferen Untergrund an.

Die gravimetrischen Modellierungen entlang der tiefenseismischen ZENTROSEIS-Trasse THUBRA (BORMANN & BANKWITZ [Red.] 1986) lieferten auf der Basis der aufgenommenen Refraktionshorizonte vertiefte Vorstellungen zu Tiefenlage, Erstreckung und Dichte eines möglichen Störkörpers. Weitergehende Interpretationen lieferten HÄNIG & KÜSTERMANN (1992) und CONRAD (1996) auf der Basis dieser Profilberechnung und von Feldtransformationen. Sie alle gingen im Wesentlichen davon aus, dass die Anomalie von metamorphen Gesteinen (Granatgneise) mit einer Dichte um 2900 kg/m^3 in einer Tiefe von ungefähr 7,5 km verursacht wird.

Der in den vorangegangenen Kapiteln aufbereitete Kenntnisstand geophysikalischer und geologischer Daten soll dazu genutzt werden, einen weiteren Beitrag zur Klärung des Charakters der Anomalie zu leisten. Nach der Berechnung der Schwerewirkung von Tafeldeckgebirge und Lockergesteinen werden über das Verfahren der „Abgedeckten Schwerekarte“ Schweredaten errechnet, die sich auf den tieferen Untergrund beziehen.

5.1.1 Abgrenzung des Modellierungsgebietes

Die Modellierung beschränkt sich auf das Gebiet zwischen der Halle-Störung im Nordosten und der Hermundurischen Scholle im Südwesten – also den relativ abgesenkten Block mit mächtigem Tafeldeckgebirge. Die Zechstein-Basis zeichnet mit ihrem Relief die Oberfläche der permokarbonen Struktur des Saale-Beckens nach. Sie weist Tiefenlagen bis maximal 1500 m NN auf (Abb. 28).

Das Modellierungsgebiet wurde zunächst in parallele Vertikalschnitte zerlegt. Die Profilschnitte überstreichen den südwestlichen Teil des nördlichen Saale-Beckens. Die Profile wurden senkrecht zur vorherrschenden NW-SE-Streichrichtung der geologischen Strukturen des Tafeldeckgebirgsstockwerkes (Halle-Störung, Teutschenthaler/Steudener Sattel, Merseburger Sattel, Hermundurische Scholle usw.) gelegt. Dies verursachte allerdings Schwierigkeiten bei der von den Profilen spitzwinklig überquerten Hornburg-Störung, deren Erscheinungsbild sich aber ohnehin auf relativ kurze Entfernungen ändert (HOYNINGEN-HUENE 1959, JUNG 1965).

In Abb. 36 sind das Modellierungsgebiet und die Lage der vertikalen Ebenen in eine schematisierte geologische Karte ohne Känozoikum eingetragen. Als Kartengrundlage für die Darstellung in Abb. 36 wurde der Ausschnitt gewählt, der auch der überwiegenden Zahl der anderen Abbildungen zugrunde liegt. Im zentralen Teil des Modellierungsgebietes haben die vertikalen Ebenen Abstände von 2 km voneinander. Zu den Rändern hin vergrößert sich der

Abstand über 4 km auf 6 km. Für eine sinnvolle Modellierung ist eine Erstreckung des modellierten Blockes nach allen Seiten ins „Unendliche“ notwendig. Deshalb beinhaltet das eigentliche Modell zusätzlich die Ebenen 0 (100 km nordwestlich von Ebene 1 und identischer Profilschnitt) und 26 (100 km südöstlich von Ebene 25 und identischer Profilschnitt). Darüber hinaus sind alle Ebenen jeweils um 100 km nach Südwest und nach Nordost mit horizontal unveränderter Schichtenfolge verlängert.

Im Bereich des Halleschen Vulkanitkomplexes führte LANGE (2000) geophysikalische Modellierungen durch. Seine Arbeit umfasste die Analyse von Schwere- und ΔT -Feld sowie eine 3D-Modellierung in Bezug auf die Abgrenzung bzw. Untergliederung der Porphyre. Direkt im westlichen Anschluss an das Untersuchungsgebiet lagen bereits 3D-Modellierungen des Schwerfeldes für das Gebiet des Harzes und seines südlichen Vorlandes von GABRIEL (1997) vor.

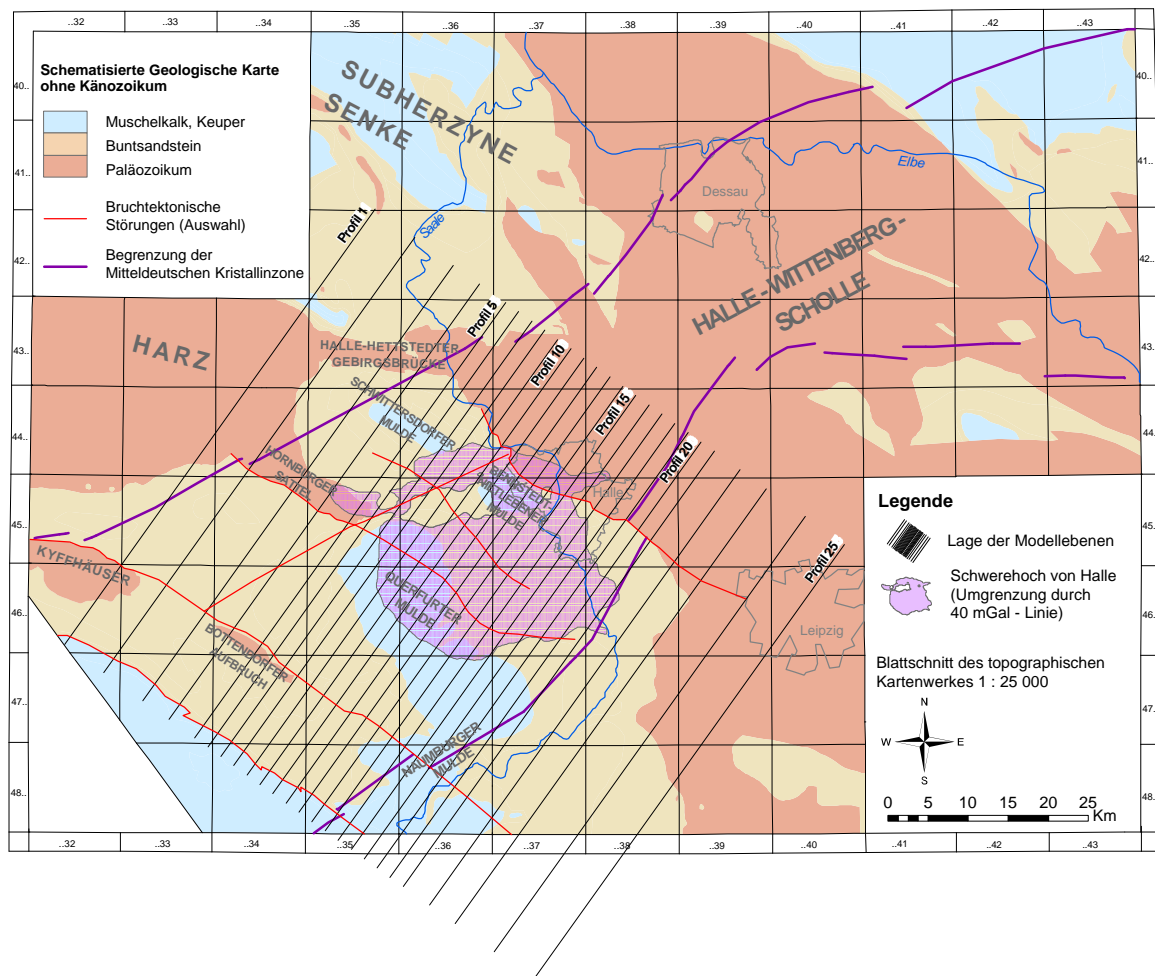


Abb. 36: Lage der vertikalen Modellebenen (Profile) für die Modellierung von Tafeldeckgebirgs- und Lockergesteinsstockwerk

5.1.2 Abgedeckte Schwerekarte (Stripping)

Bisherige Aussagen über das Schwerehoch von Halle gingen größtenteils auf Feldtransformationen (Tiefpass, Regionalfeld) zurück. Dabei wurde davon ausgegangen, dass Störkörper in verschiedenen Tiefen unterschiedliche Wirkungen auf das Schwerfeld haben. So verursachen tiefliegende große Körper langwellige Anomalien, flachliegende kleine

Störkörper rufen kurzwellige Anomalien hervor. Mit mathematischen Verfahren versucht man, die Anteile bestimmter Teufenbereiche herauszufiltern (MILITZER & WEBER 1984).

Allerdings verursachen sowohl oberflächennahe weiträumige Strukturen als auch tiefliegende größere Körper langwellige Feldanteile, da nach dem Äquivalenzprinzip verschiedene Untergrundstrukturen bei entsprechender Geometrie- und Dichteverteilung dasselbe Schwerfeld liefern. Bei Modellrechnungen müssen daher immer alle bekannten geologischen und geophysikalischen Randbedingungen berücksichtigt werden.

Im Untersuchungsgebiet sind vor allem die zum Teil über 100 m mächtigen känozoischen Lockergesteinsablagerungen (z. T. mit Braunkohlen) und die Salzstrukturen zu nennen, die durch ihre relativ weitspannigen Lagerungsformen und ihren erheblichen Dichtekontrast zum Nebengestein nicht zu vernachlässigende langwellige Anteile im Schwerfeld verursachen.

Aus Bohrungen und aus der Reflexionsseismik liegen in Verbindung mit Interpretationen anderer geophysikalischer Verfahren hinreichend gute Informationen über die Schichtenfolge bis zur Zechsteinbasis vor. Für das Modell des Tafeldeckgebirgs- und Lockergesteinsstockwerks kann so die Schwerewirkung berechnet werden. Subtrahiert man diese von den gemessenen Schwerewerten, ergibt sich ein Restfeld, das die Wirkung von Strukturen unterhalb der Zechsteinbasis repräsentiert. Dieses Verfahren wird als „stripping“ bezeichnet. Es führt zu einer sogenannten „Abgedeckten Schwerekarte“. Diese ist Ausgangspunkt für weitergehende Interpretationen zum tieferen Untergrund.

5.1.3 3D-Modellierung IGMAS

In eine erste geologische Modellierung (Kap. 4.3), bei der aus den reflexionsseismischen Messungen unter Einbeziehung weiterer geophysikalischer Daten und von Bohrerergebnissen die seismischen Reflexionshorizonte konstruiert wurden, flossen bereits 2D-Modellierungen (Profilberechnungen) ein. Diese Profilberechnungen erfolgten mit dem Programm GMSYS.

In vielen Fällen stellen Profilberechnungen nur eine unzureichende Annäherung an die realen geologischen Verhältnisse dar, da sie von einer unendlichen Erstreckung der einzelnen Einheiten in die dritte Dimension ausgehen. Laterale Dichteveränderungen außerhalb der Profilschnittlinie haben aber auch Einfluss auf den gemessenen Schwerewert auf der Profillinie.

3D-Modellierungen kommen daher der Realität häufig näher. Einschränkend muss aber gesagt werden, dass bei 3D-Modellierungen aus Kapazitätsgründen die Auflösung zumeist geringer ist. Die Unterschiede zwischen berechneter 2D- und 3D-Schwere sind in den Abb. 37–39 ersichtlich.

Die hier vorgestellten 3D-Modellierungen erfolgten mit dem Programm IGMAS (Interaktives Gravimetrisches und Magnetisches Auswertesystem). Die genauen mathematischen Grundlagen des Programms sind bei GÖTZE (1984) und GÖTZE & LAHMEYER (1988) beschrieben.

Im Modellierungsgebiet werden parallele Vertikalschnitte festgelegt (Kap. 5.1.1). Innerhalb dieser Ebenen wird der Durchstoß der geologischen Körper durch den Schnitt durch Polygone definiert. Das Programm trianguliert die Polygone von Profil zu Profil zu einem 3D-Untergrundmodell.

5.2 Modellierung Tafeldeckgebirge und Känozoikum

5.2.1 Datengrundlage

Zur Interpretation geophysikalischer Messungen wurden in der Vergangenheit vom VEB Geophysik Leipzig immer wieder **petrophysikalische Kenngrößen** ermittelt. Diese wurden in eigenständigen Berichten dokumentiert (z. B. CARL 1988) und flossen in die entsprechenden Komplexberichte ein (z. B. BECKER et al. 1999). Eine umfassende Zusammenstellung petrophysikalischer Daten für das Untersuchungsgebiet und seiner näheren Umgebung gaben HÄNIG & MEYER (1993). Tab. 1 liefert daraus eine kurze Zusammenfassung.

Stratigraphie/Petrographie	Sättigungs-Raumdichte ρ_s in 10^3 kg/m^3			Magnetische Suszeptibilität $\kappa_{SI} \cdot 10^5$		
	Min.	Max.	Mitt.	Min.	Max.	Mitt.
<u>Känozoikum</u>			<u>2,00</u>			<u>< 50</u>
Kiese, Sande, Schluffe, Tone	1,90	2,10	2,00			< 50
Geschiebemergel, -lehm	2,20	2,30	2,25			< 50
Braunkohle	1,15	1,30	1,20			< 50
<u>Muschelkalk</u>		<u>(2,50–2,65)</u>				<u>< 50</u>
Kalkstein, Dolomite, z. T. mit oolithischen Bänken; untergeordnet Tonsteine, Gips, Anhydrit						
<u>Buntsandstein</u>		<u>2,45</u>	<u>- 2,50</u>			<u>< 50</u>
Sandstein	2,48	2,54	2,50	20	46	35
Schluffstein	2,39	2,55	2,49	12	19	16
Kalksandstein	2,39	2,63	2,48	3	26	15
Kalkstein, oolithisch	2,63	2,68	2,66	6	6	6
<u>Zechstein</u>		2,40	- 2,70			<u>< 50</u>
Sandstein			2,47			0
Schluffstein	2,46	2,50	2,48			0
Brekzie	2,33	2,35	2,34	9	29	20
Dolomit	2,84	2,85	2,85	7	10	9
Karbonatgestein, brekziös	2,44	2,71	2,59			-
Halitit			2,20			-
Anhydrit	2,88	2,95	2,92			-
Anhydrit und Gips	2,35	2,70	2,47			0
<u>Rotliegend, ungliedert</u>			<u>2,65</u>			<u>< 100</u>
Feinsandstein			2,61			9
Brekzie			2,71			15
Konglomerate	2,63	2,71	2,66			-
Sandsteine			2,55			-
<u>Karbon</u>			<u>2,68</u>			<u>< 100</u>
Konglomerate	2,60	2,73	2,68	15	90	28
Sandstein	2,56	2,71	2,64	19	38	27
Schluffstein	2,48	2,73	2,62	20	29	26

Tab.1: *Petrophysikalische Werte aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen im Mitteldeutschen Raum (HÄNIG & MEYER 1993)*

Die Gesteine der Einheiten bis zur Zechsteinbasis unterscheiden sich in ihrer Dichte und in Abgrenzung zum liegenden Permokarbon zum Teil recht deutlich. Dagegen sind die

Suszeptibilitäten durchgehend sehr niedrig. Aus diesem Grund stützt sich die hier beschriebene Modellierung vorwiegend auf die Gravimetrie.

Bei der Modellierung wurden folgende geologische Einheiten mit den entsprechenden Dichten berücksichtigt (Tab. 2):

Geologische Einheit	Dichte [kg/m³]
Umgebungsichte	2400
Känozoikum	2000
Muschelkalk/Keuper	2600
Buntsandstein	2450
Zechstein (Salz)	2200
Zechstein (Anhydrit)	2500
Permokarbon	2600
Grundgebirge	2850

Tab. 2: *Modellierungsdichten*

Als Referenzwert (Umgebungsichte) wurde 2400 kg/m³ benutzt. Eine Dichtebezirkkarte (zur Reduktion) ist bei GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT (1996) verzeichnet. Sie weist das Modellierungsgebiet als Anpassungszone zwischen Gebieten mit Reduktionsdichten von 2000 kg/m³ im Nordosten, 2500 kg/m³ im Südwesten und 2700 kg/m³ im Nordwesten (Harz) aus. Abweichend von den Werten der Tab. 1 wurde für den basalen Zechstein ein etwas niedrigerer Dichtewert benutzt, da – vor allem im östlichen Teil des Modellierungsgebietes, im Bereich des Salzrandes und östlich davon – der Zechstein stark zerrüttet und verkarstet ist.

Die **gravimetrische Datengrundlage** ist in den Kap. 4.1.1 und 4.1.2 beschrieben. Die dort genannte 500 m-Matrix war der Ausgangsdatensatz für die 3D-Modellierung.

Aus der **Reflexionsseismik** gingen die seismischen Tiefenlinienpläne (Abb. 28–31) und einzelne Profilschnitte in die Modellierung ein. Aus den jeweiligen 200 m-Matrizen wurden die Tiefenlagen der Schichten im Verlauf der senkrechten Modellebenen herausgeschnitten. Eine Untergliederung des Zechsteins in Zechsteinanhydrit und Salz war auf Grund der unterschiedlichen Dichten und der Strukturbildung (Salztektonik, Anhydritwall) nötig. Die entsprechenden Informationen lieferten ebenfalls die Tiefenlinienpläne der Seismik.

Daneben flossen weitere Daten in das Modell ein:

Die oberste horizontale Ebene ist die **Geländeoberfläche**. Die Geländehöhen standen als Digitales Geländemodell (DGM40 – Landesamt für Landesvermessung und Datenverarbeitung) zur Verfügung. Aus dem 40m-Gitter wurden für die Profile die Höhenwerte separiert.

Ebenso wurden Tiefenwerte für die **Basis des Känozoikums** aus einer von KOCH & THOMAE (1999) erzeugten Datenbasis abgeleitet. Sie betrifft den zentralen und den östlichen Teil des Modellierungsgebietes. In den über die Datenbasis hinausgehenden Bereichen bzw. außerhalb der Tertiärverbreitung wurden auf den Profillinien liegende Bohrungen aus der Landesbohrdatenbank ausgewertet.

Die **Landesbohrdatenbank** war auch der Datenlieferant für die Verbreitung (im Zusammenspiel mit der Geologischen Karte ohne Känozoikum) und die Mächtigkeit von Muschelkalk und Keuper. Diese beiden Einheiten wurden auf Grund ihrer identischen Dichten zusammengefasst.

In den randlichen Lagen des Modellierungsgebietes erreicht das **Grundgebirge** Tiefenlagen <1600 m NN. In diesen Gebieten musste auch das Grundgebirge in die

Modellierung einfließen (Profile 1–5 und 21–25). Als Grundlage dafür diente die Wertematrix aus Abb. 6.

5.2.2 Dateneingabe

Der Datensatz enthält zunächst die Definition der Dichten für die verschiedenen geologischen Einheiten. Danach folgt für jedes Profil eine Reihe von Koordinaten (bei diesem Modell pro Profil etwa 200–250 Datensätze), die die Lage von Stützstellen auf allen Horizonten im Verlauf des Profils angibt. Abschließend wird definiert, welche Stützstellen auf dem Profil die einzelnen geologischen Körper als Polygon umgrenzen. Die Polygone werden dann durch das Programm von Profil zu Profil zu räumlichen Körpern trianguliert.

5.2.3 Modellebenen

In Abb. 37–39 sind beispielhaft einzelne Modellebenen vorgestellt. Alle Profilschnitte, die in das Modell Tafeldeckgebirge und Känozoikum eingeflossen sind, wurden bei RAPPILBER (2001a) dokumentiert.

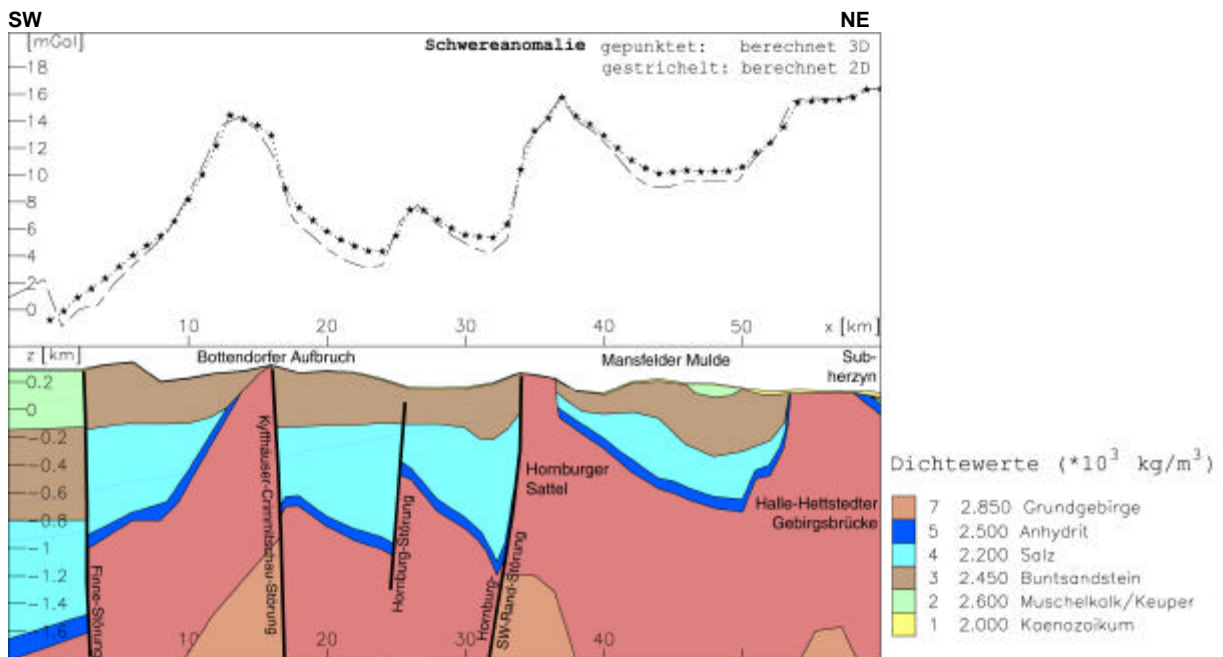


Abb. 37: Vertikale Modellebene Profil 4 (Profilanlage Abb. 36)

Über den geologischen Profilschnitten ist die berechnete Schwerewirkung aufgetragen. Zum Vergleich ist die aus einer 2D-Modellierung des Profils (die in dem Profil gezeigten Strukturen setzen sich senkrecht dazu in der dritten Dimension bis ins Unendliche fort) berechnete Anomalie (gestrichelt) der aus der 3D-Modellierung erzielten Anomalie (gepunktet) gegenübergestellt. In einem großen Teil des Modellierungsgebietes liegt eine relativ einfache geologische Situation mit weitspannigen Strukturen vor. Dort ist eine recht gute Übereinstimmung zwischen 2D- und 3D-Schwere zu verzeichnen. In Bereichen aber, in denen sich die Geologie von Profil zu Profil deutlich ändert, lieferte die 3D-Modellierung teilweise deutlich andere Ergebnisse als die 2D-Modellierung.

Die gemessenen Schwerewerte sind bei dieser Modellierung nicht berücksichtigt worden. Die Bougueranomalie beinhaltet außer dem hier modellierten Anteil noch die weitaus größere Schwerewirkung aller Gesteinsschichten unterhalb 1,5 km Tiefe. Während sonst aus dem Vergleich von berechneter und gemessener Schwerewirkung im Sinne einer Vorwärtsmodellierung das eingegebene Untergrundmodell verbessert wird, wird hier vorausgesetzt, dass das aus einer Vielzahl geologischer und geophysikalischer Daten abgeleitete Untergrundmodell exakt ist. Für dieses Modell soll die Schwerewirkung berechnet werden.

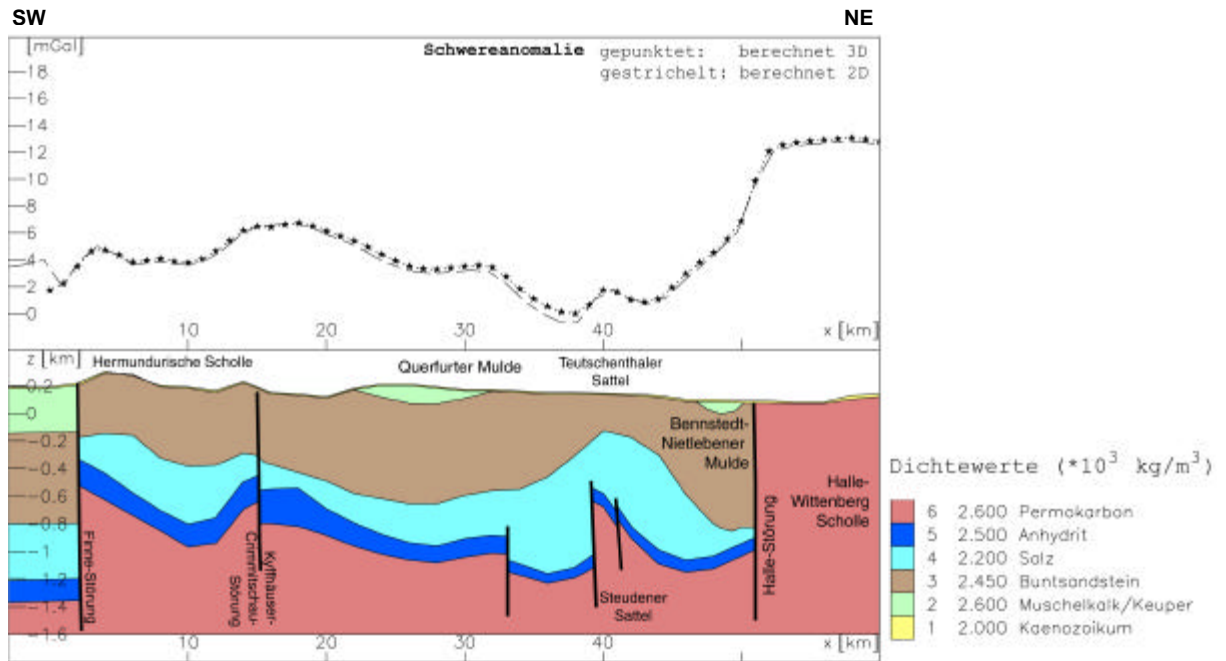


Abb. 38: Vertikale Modellebene Profil 13 (Profilanlage Abb. 36)

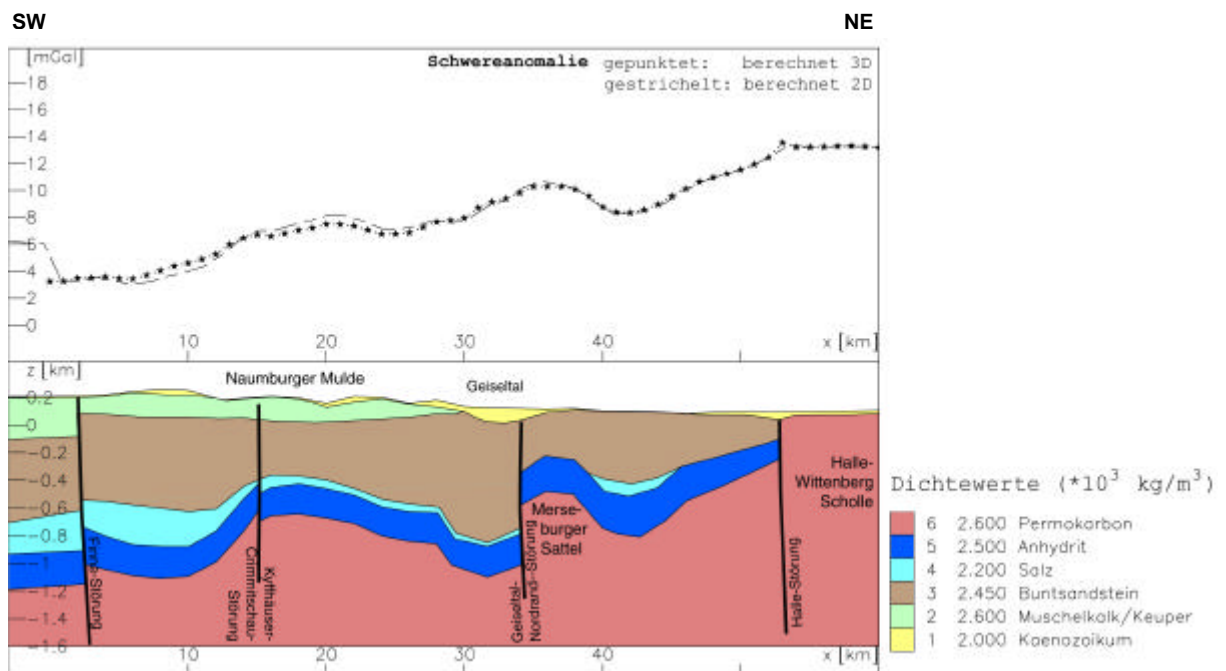


Abb. 39: Vertikale Modellebene Profil 18 (Profilanlage Abb. 36)

5.2.4 Schwerewirkung Tafeldeckgebirge und Känozoikum

Die 3D-Schwerewirkung des von den Modellebenen überspannten Blockes wurde berechnet. Als Modell „Tafeldeckgebirge und Känozoikum“ wird hier der Abschnitt bis 1600 m verstanden. Je nach Tiefenlage der Zechsteinbasis fließt ein Anteil der permokarbonen Schichten und von Gesteinen des Grundgebirges mit in das Modell ein.

Das Ergebnis ist in Abb. 40 dargestellt. In dieser Abbildung spiegeln sich die bekannten geologischen Strukturen wider.

Die Hochlagen von Grundgebirge bzw. Übergangstockwerk (Bottendorfer Aufbruch, Kyffhäuser, Harz mit Hornburger Sattel und Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke und Halle-Wittenberg-Scholle) treten als positive Schwereanomalien in Erscheinung. Demgegenüber kennzeichnen Minima die Tieflagen der Zechsteinbasis im Bereich Querfurter Mulde, Schwittersdorfer Mulde und Bennstedt-Nietlebener Mulde, Subherzyner Senke und in Richtung Thüringer Becken. Nach Osten zu nehmen die Schwerewerte mit ansteigender Zechsteinbasis aus den Beckenabschnitten heraus zu. Der Merseburger Sattel mit dem sich südlich anschließenden Geiseltal und der Steudener Sattel sind als leichte Ausbiegung der Isolinien zu erkennen. Die niedrigsten Schwerewerte werden im Bereich des Teutschenthaler Sattels und seiner tertiärgefüllten Randsenke erreicht.

Die Lage der genannten Strukturen ist in Abb. 36 eingetragen. Eine umfangreichere Beschreibung ist im Kap. 4.3.2 enthalten.

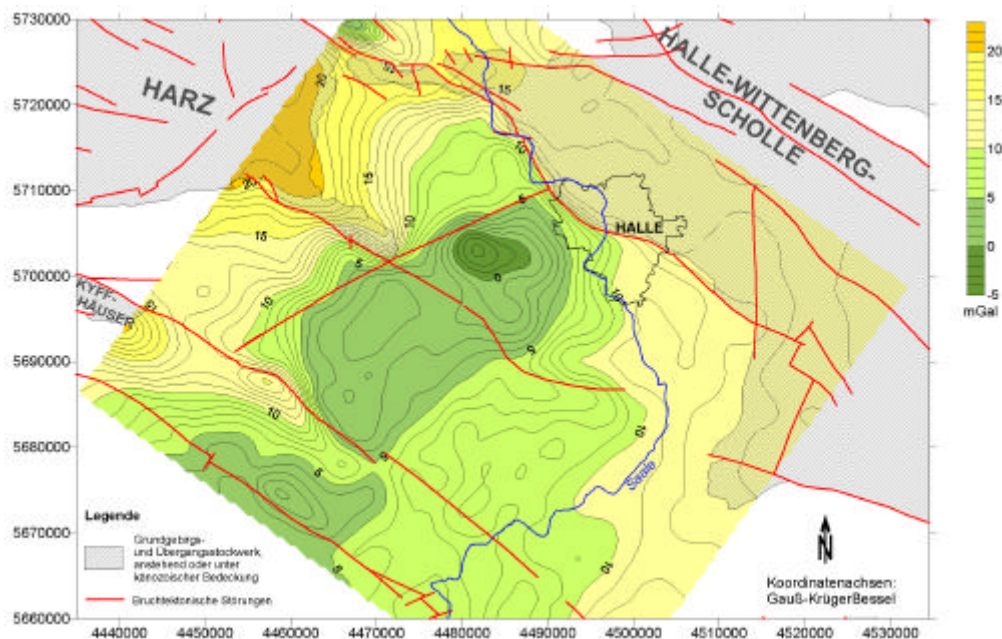


Abb. 40: Schwerewirkung von Tafeldeckgebirge und Känozoikum aus der 3D-Modellierung

5.2.5 Abgedeckte Schwerekarte

Durch Subtraktion der in Abb. 40 dargestellten Wertematrix von der Bouguerwertmatrix ergab sich eine Abgedeckte Schwerekarte für das Untersuchungsgebiet. Diese ist in Abb. 41 abgebildet.

Mit Abb. 42 ist das Regionalfeld als Isolinienbild der Abgedeckten Schwerekarte (Abb. 41) gegenüber gestellt. Die methodischen Unterschiede zwischen den beiden Verfahren sind im Kap. 5.1.2 erläutert. Im Vergleich zum Regionalfeld ist die Anomalie in der Abgedeckten Schwerekarte nicht mehr untergliedert. Gemäß dem Ziel des „Strippings“ ist die Wirkung der oberflächennahen weitspannigen Strukturen entfernt: dies betrifft das aufgesetzte Maximum des Merseburger Sattels und das durch den Teutschenthaler Sattel und das Amsdorfer Tertiärbecken verursachte Minimum. Da aus der abgedeckten Schwerekarte die positive Schwerewirkung von Unterharz mit Hornburger Sattel und Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke größtenteils entfernt ist, sich aber im Übergang von Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke zu Halle-Wittenberg-Scholle eine positive Anomalie zeigt, kann man davon ausgehen, dass auch diese durch einen Tiefenkörper hervorgerufen wird. Sie korreliert mit der geomagnetischen Wettin-Anomalie. Störkörperabschätzungen (RAPPSILBER 1997, RAPPSILBER 2000b) machen einen Plutonit in einer Tiefe von über 1000 m mit einer Suszeptibilität von 2000×10^{-5} wahrscheinlich. Weitere Betrachtungen zu dieser Teilanomalie sollen nicht Bestandteil dieses Kapitels sein, das sich mit dem Schwerehoch von Halle beschäftigt.

5.3 Modellierung tieferer Untergrund

5.3.1 Modellierung ohne Störkörper

Die konstruierte Abgedeckte Schwerekarte beinhaltet nur noch die Wirkung von Strukturen unterhalb eines Niveaus -1600 m NN. Dies entspricht im zentralen Gebiet im Wesentlichen einem Abschnitt unterhalb der Zechsteinbasis. Für diesen Abschnitt wurde zunächst einmal ein einfaches Modell entwickelt (Abb. 43):

Der Abschnitt von der Geländeoberfläche bis -1600 m NN wurde bereits mit dem vorangegangenen Arbeitsschritt modelliert. Er wird hier als homogener Block angenommen. Nach Abb. 6 erreicht die Basis des Permokarbons Tiefenlagen bis max. -3500 m NN. In den Abschnitten, in denen eine Tiefe unterhalb -1600 m NN vorliegt, wurde der entsprechende Anteil als Permokarbon in das Modell aufgenommen.

Unterhalb dieser Schichten wurde ein einheitlicher Block als Grundgebirge mit einer Dichte von 2850 kg/m^3 bis zu einer Tiefe von ca. 23 km angenommen. Darunter folgt bis zur Tiefe von etwa 28 km (Moho) die Unterkruste mit einer Dichte von 2950 kg/m^3 und darunter der Mantelbereich mit einer Dichte von 3250 kg/m^3 . Die Tiefenlagen dieser Schichten wurden aus den tiefenseismischen Arbeiten an der ZENTROSEIS-Trasse THUBRA (BORMANN & BANKWITZ [Red.] 1986) entnommen. Die Trennflächen traten dort als Refraktionshorizonte auf, an denen sich die Geschwindigkeit von 6,2 km/s auf 6,9 km/s bzw. von 6,9 km/s auf 7,9 km/s ändert. Auch die eingangs verwendeten Dichten orientieren sich an den bei BORMANN & BANKWITZ [Red.] (1986) durchgeführten Modellierungen.

Als Modellierungsgebiet wurde dasselbe Gebiet wie bei der Modellierung des Tafeldeckgebirges benutzt. Allerdings erfolgte die Anlage der Profile jetzt senkrecht zum vorhergehenden Profilverlauf und damit auch etwa senkrecht zum Streichen des Saale-Beckens und der Mitteldeutschen Kristallinzone. Die Lage dieser Profile ist in Abb. 41 dargestellt.

Als Beispiel für die vertikalen Modellebenen ist in Abb. 43 das Profil 8 wiedergegeben. Alle Profilschnitte sind bei RAPPSILBER (2001a) enthalten. Die berechnete Schwerewirkung wurde dabei der Schwerekurve gegenübergestellt, die aus der Berechnung der Abgedeckten Schwerekarte resultierte.

Das Ziel der Modellierung ohne Störkörper war es, zunächst abzuschätzen, welche Wirkung die Tiefenlage des Grundgebirges im Bereich des Saale-Beckens verursacht. Deutlich wird dies in Abb. 43: Während nach Abzug aller oberflächennahen Strukturen das Schwerehoch von Halle in der Abgedeckten Schwerekarte noch mit einer positiven Anomalie von max. 25 bis 30 mGal im Vergleich zum Umfeld in Erscheinung tritt, verursacht die Beckenstruktur eine negative Anomalie von ca. 10 mGal.

Der nachfolgend zu modellierende Störkörper muss also inklusive der Kompensation der negativen Schwerewirkung des Saale-Beckens eine Anomalie von fast 40 mGal erzeugen. Es deutet sich darüber hinaus an, dass der Störkörper, der das Schwerehoch von Halle verursacht, leicht nach Südosten versetzt sein muss.

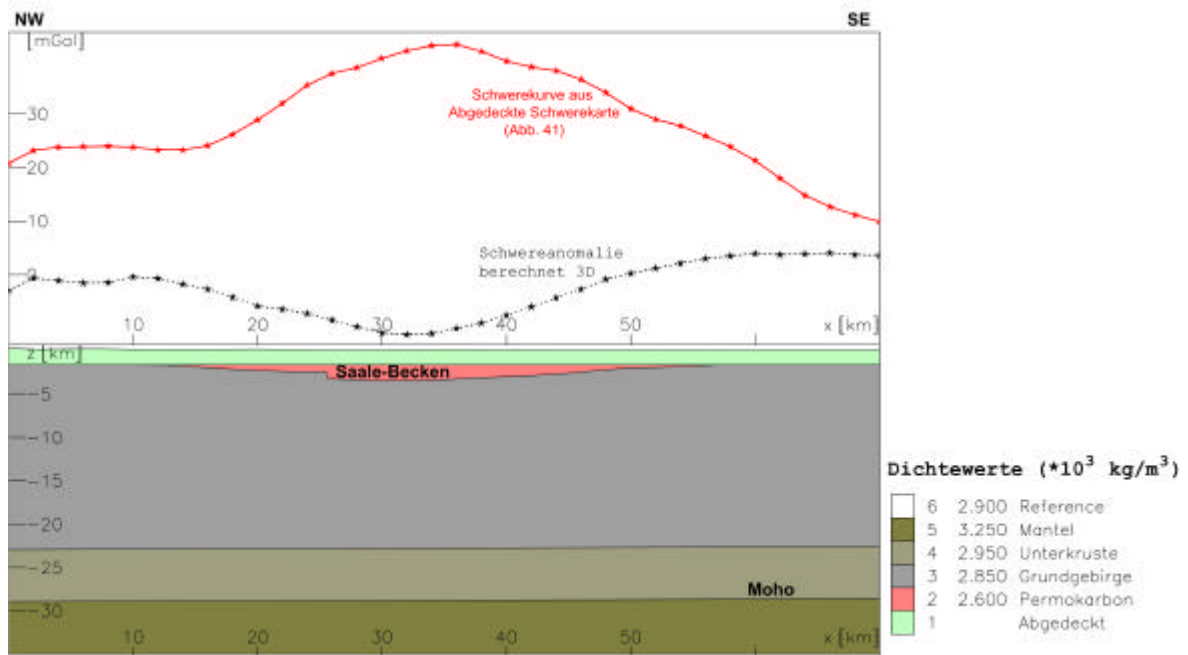


Abb. 43: Modell Tiefenbau (ohne Störkörper), vertikale Modellebene Profil 8, (Profilanlage Abb. 41)

5.3.2 Modellierung mit Störkörper

In das zuvor beschriebene Modell wurde als nächster Arbeitsschritt ein Störkörper, der das Schwerehoch von Halle verursachen soll, eingefügt. Durch die gravimetrischen Modellierungen entlang der tiefenseismischen ZENTROSEIS-Trasse THUBRA (BORMANN & BANKWITZ [Red.] 1986) existieren schon gewisse Vorgaben zu Tiefenlage, Erstreckung und Dichte eines möglichen Störkörpers.

Es erfolgten zunächst einmal einige grobe Abschätzungen darüber, in welchem Rahmen das Äquivalenzprinzip dem Modell Freiheitsgrade gewährt.

- Ein ellipsoidförmiger Störkörper mit einer Mächtigkeit von ca. 10 km, einer horizontalen Erstreckung von 10–15 km und einer Oberkantentiefe von ca. 10 km müsste eine Dichte von etwa 3600 kg/m^3 besitzen, um eine Anomalie in der gewünschten Größenordnung zu erzeugen.
- Wird für den unter a) beschriebenen Körper eine realistischere Dichte von 3100 kg/m^3 angenommen, würde selbst eine horizontale Erstreckung von 30 km nicht ausreichen, die gewünschte Wirkung zu erzeugen. Darüber hinaus verflacht bei einer solchen Annahme die Anomalie.

- c) Ein Störkörper mit den unter a) beschriebenen Dimensionen würde bei einer Oberkantentiefe von 5 km und einer Dichte von 3200 kg/m^3 eine Anomalie in der gewünschten Größenordnung verursachen. Allerdings wäre die erzeugte Anomalie zu schmal.

Zur dreidimensionalen Anpassung des zu bildenden Störkörpers an das Abgedeckte Schwerefeld (Abb. 41) war eine vom Ellipsoid abweichende Form nötig. Die Anomalie scheint sich in die Streichrichtung der Mitteldeutschen Kristallinzone einzuordnen. Sie weist eine leicht NE-SW-gerichtete Erstreckung auf. Darüber hinaus ist aber gerade im Zentrum der Anomalie eine Ausbuchtung nach Südosten zu erkennen.

Weitere Betrachtungen zur Spezifizierung des Störkörpers können nur unter Einbeziehung tektonischer Überlegungen angestellt werden. In der Folge von komplizierten Überschiebungs- und Stapelungsprozessen bei der Kollision Laurussias und Gondwanas unter Einbeziehung kleinerer sog. Terranes im Unterkarbon ist der sich dabei bildende variszische Gebirgsgürtel als gestapelte Folge von Krustenfragmenten aufzufassen (Kap. 2). Für den Störkörper ergeben sich daraus vor allem zwei Interpretationsrichtungen:

- Es könnte sich um einen kleineren eingeschuppten Unterkrustensplitter handeln. Anzunehmen wäre hochmetamorphes Material (z. B. Granulit) mit Dichten über 3000 kg/m^3 .
- Der Störkörper könnte auf eine synorogene Intrusion zurückzuführen sein. Bei einer Dichte von über 3000 kg/m^3 müsste es sich um einen basischen bis ultrabasischen Intrusivgesteinskörper handeln.

Der zweiten Interpretationsvariante wird der Vorzug gegeben, weil die fast kreisrunde Form der Anomalie eher auf einen Intrusionskörper hindeutet. Die bereits erwähnte leichte Einordnung der Anomalie in die Streichrichtung der Mitteldeutschen Kristallinzone könnte ein Hinweis auf eine Formbeeinflussung durch das tektonische Regime sein. Möglicherweise repräsentiert die Ausbuchtung der Anomalie nach Südosten die Zufuhrbahn der Magmen. Eine Deutung als basischer Intrusivkörper wird auch durch das Vorkommen einer Reihe weiterer Plutonite im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone unterstützt. So sind im Bereich des Plutonitmassivs von Pretzsch-Prettin oder auch im Odenwald (ALTHERR et al. 1999) gabbroide Gesteine erbohrt worden. Gabbro bietet sich auch für das Schwerehoch von Halle als Verursacher an.

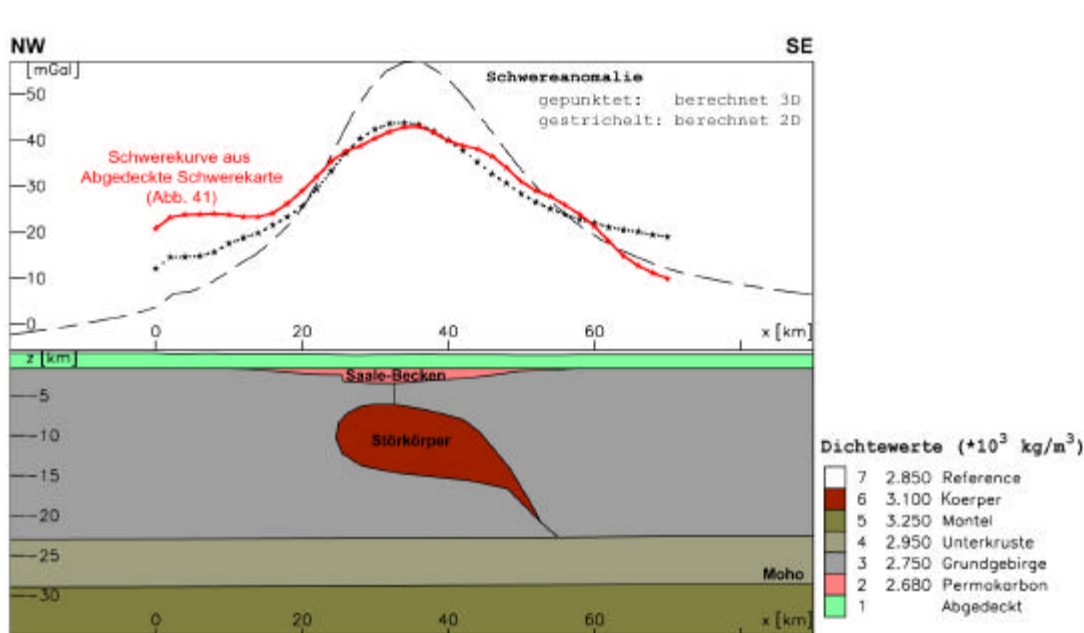


Abb. 44: Modell Tiefenbau (mit Störkörper), vertikale Modellebene Profil 8, (Profilanlage Abb. 41)

In Abb. 44 ist für die Modellebene 8, die das Schwerehoch von Halle relativ zentral schneidet, der sich unter Beachtung der genannten geologischen und geophysikalischen Randbedingungen ergebende Störkörper dargestellt. In den oben abgeschätzten Grenzen sind auf Grund des Äquivalenzprinzips Änderungen von Form, Ausdehnung, Tiefenlage und Dichten möglich.

Dichtetabellen weisen für gabbroide Gesteine (Gabbro, Olivin-Gabbro) einen Wertebereich von 2850 bis 3150 kg/m³ aus (MILITZER & WEBER 1984). Bei einem Dichtewert von 3100 kg/m³ für den Störkörper mussten die Dichten der umliegenden Einheiten gegenüber den bei der Modellierung des Komplexes bis zur Zechsteinbasis benutzten leicht geändert werden: Es war eine Verkleinerung des Dichtekontrastes zwischen Grundgebirge (2750 statt 2850 kg/m³) und Permokarbon (2680 statt 2600 kg/m³) nötig.

Bei früheren Modellierungen bzw. Störkörperabschätzungen wurde von einer geringeren Dichte des Störkörpers ausgegangen (ZENTROSEIS-Profil THUBRA: 2920 bis 2960 kg/m³, CONRAD 1996: 2900 kg/m³). Dies ist verständlich, da dort lediglich eine 2D-Modellierung erfolgte. Zum Vergleich ist in Abb. 44 die Anomalie als gestrichelte Linie eingetragen, die sich bei Betrachtung des Störkörpers als 2D-Objekt ergeben würde. Diese 2D-Anomalie ist wesentlich stärker. Zur Anpassung an die gemessene Anomalie (in diesem Falle an die Anomalie der abgedeckten Schwere) müsste bei einer 2D-Betrachtung demzufolge eine geringere Dichte angesetzt werden.

5.3.3 Abschätzungen zur magnetischen Wirksamkeit des modellierten Störkörpers

Unter grober Betrachtung des geomagnetischen Anomalienbildes wurde bisher geschlussfolgert, dass der Störkörper nahezu unmagnetisch sein müsse. Bei genauerer Analyse der ΔT -Karte und des Regionalfeldes wurde jedoch festgestellt (Kap. 4.2.4, Abb. 26), dass südwestlich Halle durchaus eine leichte Anomalie von ca. 50 nT existiert. Diese tritt allerdings unter dem Eindruck der umliegenden starken Anomalien von > 300 nT kaum in Erscheinung.

Mit Abb. 43 wurde demonstriert, dass sich ohne Störkörper auf Grund des Dichtekontrastes zwischen den Sedimentgesteinen des eingesenkten Saale-Beckens und den umliegenden Gesteinen des Grundgebirges eine negative Schwereanomalie ergeben würde. Eine ähnliche Aussage gilt auch für die Magnetik: das Grundgebirge weist höhere Suszeptibilitäten als das Permokarbon auf. Daraus würde eine negative magnetische Anomalie resultieren.

Das Gravitationspotenzial ist proportional $1/\text{Abstand}$, während das magnetische Potenzialfeld einer Relation mit der Proportionalität $1/\text{Abstand}^2$ folgt. Dies bedeutet, dass die Schwerewirkung eines Störkörpers mit zunehmender Tiefe langsamer abnimmt als die entsprechende magnetische Störwirkung.

Folglich kann der gravimetrisch modellierte Störkörper durchaus stärker magnetisiert sein. Unter Nutzung des erzeugten 3D-Modells wurden den vorhandenen Körpern statt Dichten nunmehr Suszeptibilitäten zugewiesen. Bei RAPPSILBER (2001a) dokumentierte Abschätzungen ergaben eine brauchbare Annäherung von gemessener ΔT -Anomalie und Modellanomalie bei einer Suszeptibilität des Störkörpers von 1200×10^{-5} . In Abb. 45 ist stellvertretend für das 3D-Modell wieder das Profil 8 dargestellt.

Der ermittelte Suszeptibilitätswert von $> 1000 \times 10^{-5}$ könnte ebenfalls für einen basischen Intrusivkörper sprechen. Für metamorphe Gesteine werden Suszeptibilitäten von $< 1000 \times 10^{-5}$ angegeben (MILITZER & WEBER 1984).

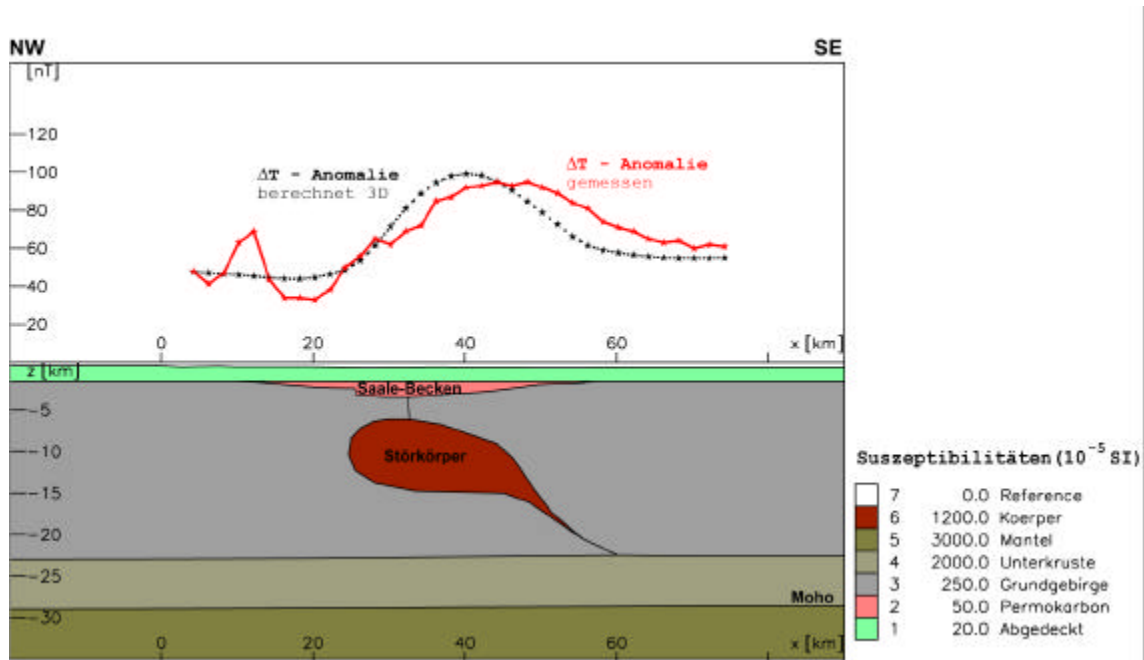


Abb. 45: Geomagnetische Abschätzung zum gravimetrisch modellierten Störkörper

Im Ergebnis der erfolgten Modellierungen wird ein Störkörper aus Gabbro mit einer Dichte um 3100 kg/m^3 und einer Suszeptibilität von 1200×10^{-5} favorisiert, dessen dreidimensionale Form (Abb. 46) sich in das tektonische Regime der Mitteldeutschen Kristallinzone einpasst. Die Oberkantentiefe des Körpers liegt bei 6–7 km (Refraktionshorizont bei ZENTROSEIS-Trasse THUBRA in dieser Tiefenlage mit Geschwindigkeitssprung von 6,0 km/s auf 6,2 km/s). Er weist einen horizontalen Durchmesser von etwa 20–25 km und eine maximale Mächtigkeit von fast 10 km auf. Das Volumen wurde mit rund 3100 km^3 berechnet. Bei diesem Körper könnte es sich um einen – während der variszischen Gebirgsbildung – synorogen intrudierten Plutonit handeln (Kap. 2.2).

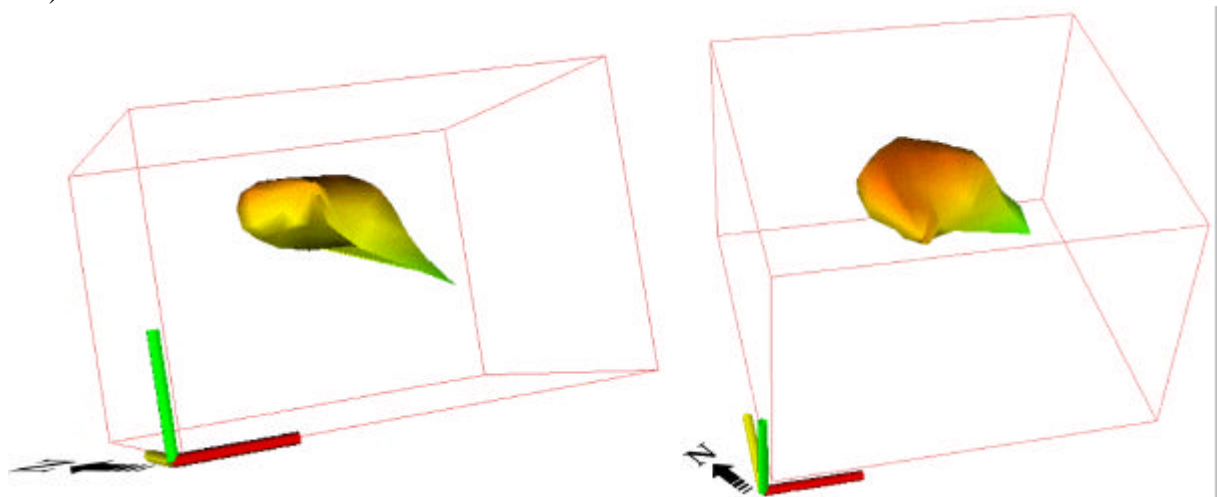


Abb. 46: 3D-Geometrie des Störkörpers, der das Schwerehoch von Halle verursachen könnte, nach den Ergebnissen der gravimetrischen Modellrechnungen (Ausrichtung der Achsen entsprechend Profilanlage: die gelbe Achse zeigt nach Nordost, die rote Achse zeigt nach Südost, die grüne Achse zeigt in vertikaler Richtung)

6 Geologisches Entwicklungsmodell des nördlichen Saale-Beckens

Die geologische Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens ist das Resultat der in Kap. 2 dargestellten regionalen tektonischen Vorgänge. Ursache der Beckenbildung war der Umbruch des Stressfeldes durch Plattenbewegungen unmittelbar nach der variszischen Orogenese (Kap. 2.2). Im streichenden Verlauf des variszischen Gebirgsgürtels kam es zu intensiven Subsidenzvorgängen und zur Bildung intramontaner *Becken*. Diese Inversionsstrukturen nahmen das Abtragungsmaterial des variszischen Gebirges auf. Die Füllung der Becken leitete in eine Epikontinentalentwicklung über. Die nachfolgende saxonische Bruchtektonik im nördlichen Vorland der Alpen gestaltete das mesozoische und känozoische Erscheinungsbild.

Die Idee, die strukturellen Entwicklungsstufen des nördlichen Saale-Beckens als schematische Blockbildserie (Abb. 48–52) darzustellen, lehnt sich – auch von der Gestaltung her – an die von MÜLLER (1996) für einen Teil des Saar-Nahe-Beckens veröffentlichten Abbildungen an.

6.1 Variszische Orogenese

Nach aktuellen plattentektonischen Befunden war an der Wende Silur/Devon in Äquatornähe während der kaledonischen Orogenese die Landmasse Laurussia entstanden (ZIEGLER 1990). Sie setzte sich aus den Kontinentalplatten Laurentia und Baltica und der vom Nordrand Gondwanas abgespaltenen und nordwärts gewanderten Mikroplatte Avalonia zusammen (Abb. 4a). Während Gondwana noch in südlichen Breiten lag, folgten weitere Plattenteile (Terranes) aus dem Nordrand Gondwanas, unter anderem Armorika, der Norddrift.

Im Zeitraum Silur-Devon näherte sich Armorika an Laurussia an. Im frühen Unterkarbon bildete sich zwischen Armorika und Laurussia eine südwärts gerichtete Subduktionszone aus. Parallel dazu wanderte auch Gondwana selbst nach Norden. Ab dem Visé erfolgte die Kollision zwischen Gondwana, den Peri-Gondwana-Terranes und dem Südrand Laurussias (Abb. 4c). Dabei kam es zu komplizierten Überschiebungs- und Stapelungsprozessen (Abb. 5), die als Variszische Orogenese zusammengefasst werden.

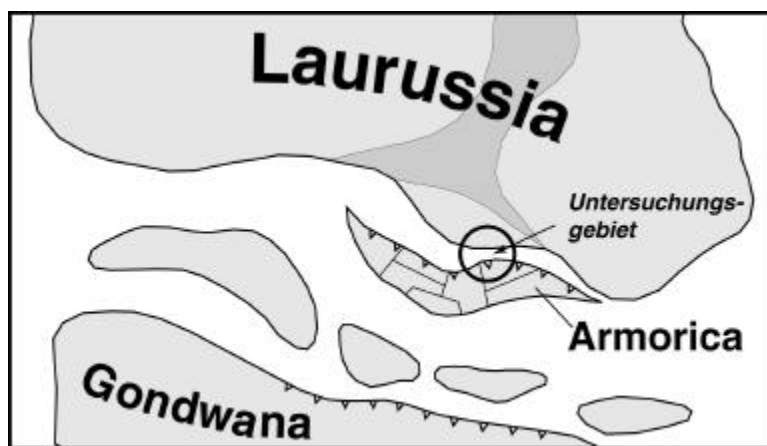


Abb. 47:
Schiefe Kollision und
Ausbildung einer
Subduktionszone zwischen
Laurussia und Armorika
(Zusammensetzung
Armorikas schematisch)

Armorika wird in jüngster Zeit als eine Ansammlung von Krustensplittern betrachtet („Armorikanische Terrane-Kollage“, LINNEMANN et al. 1999). Diese einzelnen Einheiten unterlagen zwar einer gemeinsamen Drift, zwischen ihnen fanden aber Verschiebungen bis

hin zu Rotationen statt. Infolge einer schiefen Kollision wurden diese Krustenfragmente im Rahmen der variszischen Orogenese nicht nur gestapelt, sondern sie führten auch horizontale Bewegungen gegeneinander aus. Darüber hinaus wird der bogenförmige Verlauf des Südrandes von Laurussia zu einem Zerbrechen Armorikas bei der Kollision geführt haben.

Im Zusammenhang mit den Subduktionsprozessen im Unterkarbon stiegen synorogene Magmen auf. Sie bildeten entlang der Kollisionszone vorwiegend Plutonite (Abb. 48), untergeordnet auch Vulkanite. Diese verdeckten magmatischen Körper lassen sich in der Mitteldeutschen Kristallinzone als Streifen gravimetrischer und magnetischer Anomalien verfolgen. Dabei hat es den Anschein, als ob am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinzone vorwiegend saurere Gesteine vorkommen und die Plutonite des Südrandes betont basisch ausgeprägt sind. Für den Störkörper, der das Schwerehoch von Halle verursacht, machten die Modellierungen einen Gabbro wahrscheinlich (Kap. 5). Bei der variszischen Orogenese kam es zu relativ schnellen Hebungsbewegungen. Die radiometrischen Alter, gemessen an Zirkonen und Glimmern, fallen innerhalb der Fehlergrenzen zusammen, d. h. es erfolgte eine Abkühlung der Gesteine um 300–350 °C innerhalb von ~ 5 Ma (EHLING mdl. Mitt.).

6.2 Beckenbildung

Prästefan-Becken

Während der Kollision von Gondwana mit Laurussia im Visé wirkte zunächst das regionale kompressive Spannungsfeld (Kap. 2.2). Die im Kapitel 6.1 getroffenen Aussagen (schiefe Kollision, Armorika als Ansammlung von Krustenfragmenten) machen aber neben Stapelungs- und Überschiebungsprozessen auch horizontale Bewegungen und Rotationen zwischen den Fragmenten wahrscheinlich. So sind auch in einem regionalen Kompressionsfeld lokale Extensionserscheinungen möglich. Neben den vertikalen könnten auch horizontale Scherbewegungen (strike-slip) an lineamentären Störungen zum Abbau der Spannungsverhältnisse beigetragen haben (HOFFMANN et al. 1989). Auf diese Weise bildeten sich schon in der Spätphase der variszischen Orogenese in zentralen Abschnitten lokale Senkungsbereiche im Sinne von Pull-apart-Becken aus (Abb. 48).

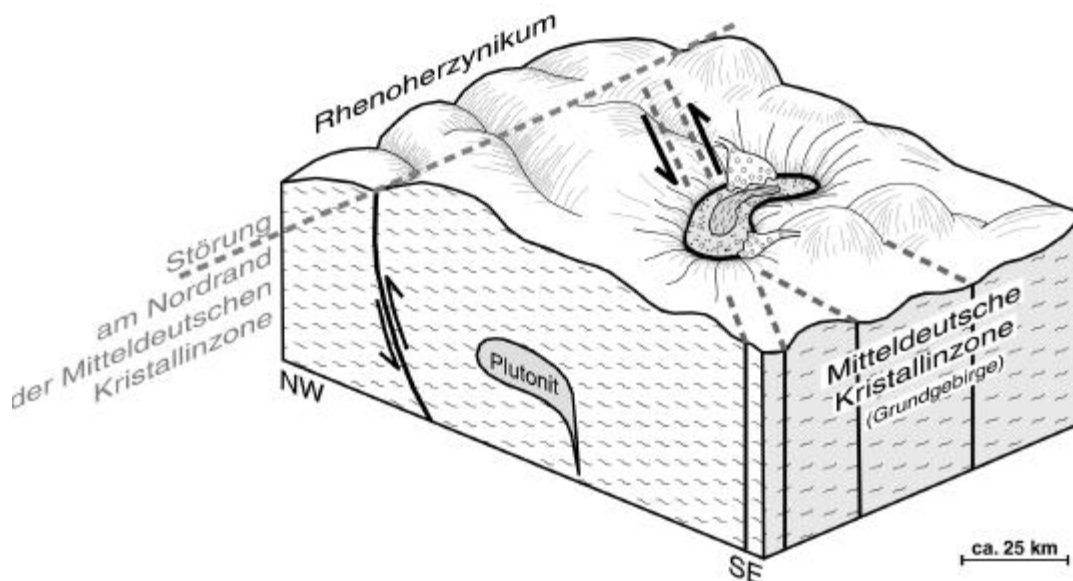


Abb. 48: Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens vor dem Stefan („Vorläufer-Becken“ mit Klitzschmar-, Sandersdorf- und Roitzsch-Formation)

Im Untersuchungsgebiet lagerten sich im Zeitraum Visé-Westfal (Klitzschmar-, Sandersdorf- und Roitzsch-Formation) über 1000 m mächtige Schichten ab, die bei SCHWAB (1970a) als Frühmolassen bezeichnet wurden. STEINBACH (1990) folgerte anhand der Sedimentablagerungen auf eine starke Bruchtektonik und beschrieb vulkanische Aktivität. Mit der vollständigen Kollision zwischen Laurussia und Gondwana im Grenzbereich Visé/Namur kam es zu einem Höhepunkt der tektonischen Aktivität (sudetische Phase). Allerdings führten die tektonischen Impulse der sudetischen Phase im Untersuchungsgebiet nicht mehr zu einer Faltung.

Stefan-Becken

Direkt im Anschluss an die variszische Orogenese folgte eine Umorientierung des regionalen Spannungsfeldes. Die konvergente Bewegung zwischen Gondwana und Laurussia wechselte im Zeitraum Westfal/Stefan zu einer dextralen Verschiebung (Kap. 2.2). Mit diesem Übergang traten verstärkt Extensionprozesse in den Vordergrund, die den Abbau des Orogens zur Folge hatten. Das Zergleiten der oberen Kruste führte zur Ausbildung von langgestreckten Beckenbereichen (Saar-Saale-Becken) entlang der alten Überschiebungsbahnen (Abb. 4f). Ein solches Detachment wäre im Bereich des Nordrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone zu suchen (Abb. 49).

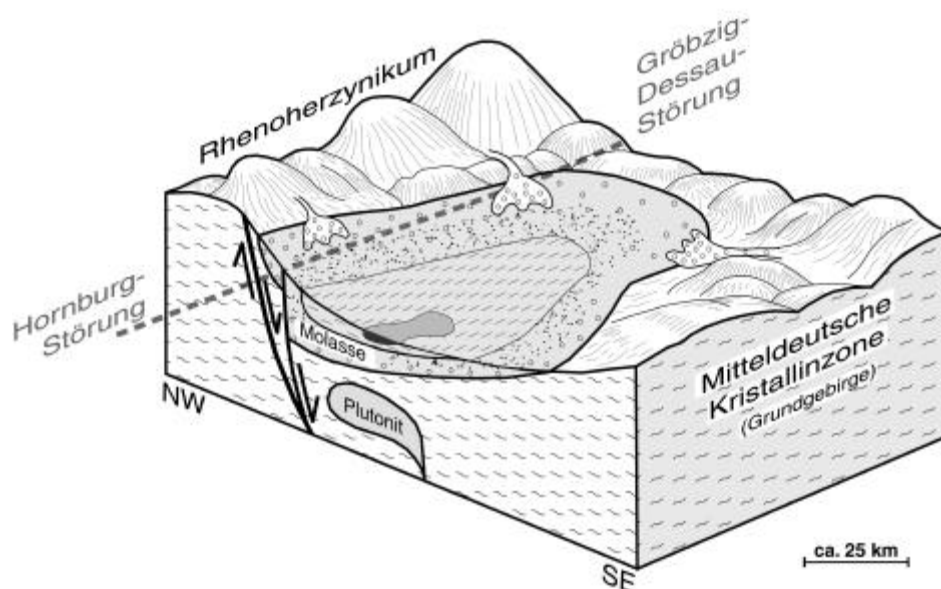


Abb. 49: Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Stefan (Grillenberg-, Mansfeld- und Wettin-Formation)

Ausgehend von den reflexionsseismischen Ergebnissen, die die Oberfläche des Permokarbons grob im Sinne eines Halbgrabens zeigen (Abb. 28), ergaben sich auch für die tieferen Stockwerke Hinweise auf eine Deutung als asymmetrisches Becken (Abb. 6). Die mit einer wesentlichen Sprunghöhe verbundene NW-Flanke wird in der Hornburg-Störung und in der Gröbzig-Dessau-Störung gesehen. Die Beckenablagerungen greifen über diese Störungen noch bis zum NW-Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone hinweg, aber mit deutlich verminderter Mächtigkeit. Der eigentliche NW-Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone scheint in Bezug auf die Beckenbildung nicht so deutlich in Erscheinung zu treten. Möglicherweise muss die NW-Begrenzung des nördlichen Saale-Beckens als listrisches Staffelbruchsystem im Bereich des Nordwestrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone angesprochen werden. Nach Südosten zu ist eine allmähliche, kaum störungskontrollierte Mächtigkeitsabnahme der Sedimente zu verzeichnen (Abb. 9).

Im Stefan wurde die NE-SW-streichende Kontur des Saale-Beckens in seiner vollständigen Erstreckung von Wittenberg bis zum Thüringer Wald hergestellt. In diesem Becken sammelte sich das Abtragungsmaterial des umgebenden variszischen Gebirges. Die bis zu 1500 m mächtigen Bildungen von Grillenberg-, Mansfeld- und Wettin-Formation wurden von SCHWAB (1970a) ins 1. Hauptmolassestadium eingeordnet. Die nahezu deckungsgleiche Lage des Beckens auf der Mitteldeutschen Kristallinzone wurde lange als Folge von Abkühlung und gravitativem Kollaps des variszischen Gebirges interpretiert. Modellrechnungen von HENK (1998), die für das Saar-Nahe-Becken erfolgten und aufgrund der Anlage beider Strukturen im selben Regime sicher auch auf das Saale-Becken übertragen werden können, machen die oben genannte Ausbildung des Beckens infolge des Zergleitens der Kruste wahrscheinlich.

Unterrotliegend-Becken

Als Folge der fortgesetzten dextralen Bewegung Gondwanas gegenüber Laurussia wurde das inzwischen konsolidierte variszische Orogen durch ein Netz von Scherbrüchen zergliedert (ARTHAUD & MATTE 1977, Abb. 4e). So wurde gegen Ende des Karbons auch das generell NE-SW-streichende Saale-Becken durch ein System NW-SE-streichender Brüche zerlegt. An diesen fanden neben vertikalen auch horizontale Scherbewegungen statt. Entlang der Störungsbahnen bildeten sich Pull-apart-Becken aus (HOFFMANN et al. 1989). Neben der NE-SW-Ausrichtung trat damit ab dem Rotliegend auch die NW-SE-Beckenkonfiguration in Erscheinung (Abb. 50, Kap. 3.2.4). Parallel zur Ausrichtung des Stefan-Beckens wurden weitere kleinere Sedimentationsareale angelegt (Ifelder Becken, Meisdorfer Becken, Mühlhausener Becken, usw.).

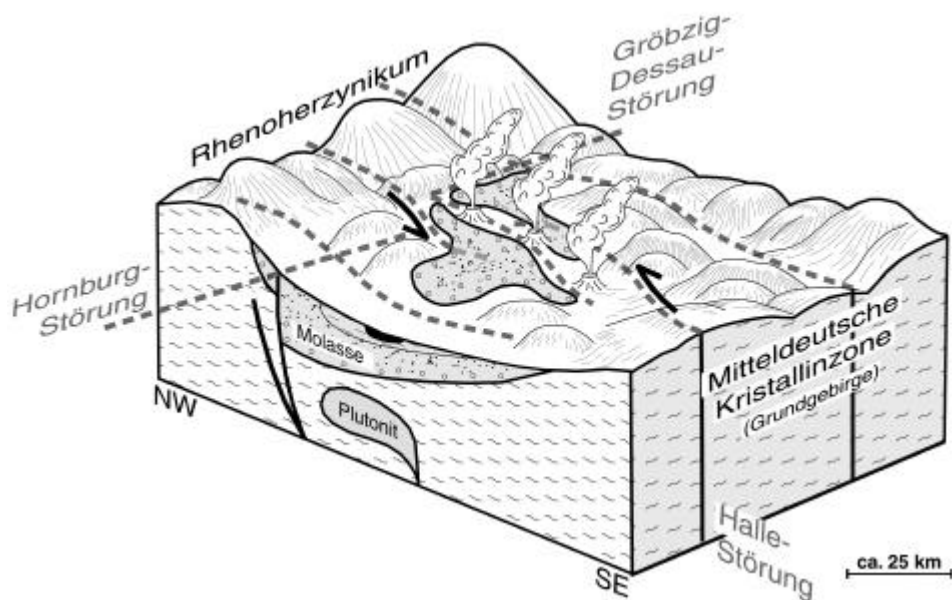


Abb. 50: Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Unterrotliegend (Halle-, Sennewitz- und liegende Teile der Hornburg-Formation)

Die Differenzierung des bis dahin zusammenhängenden Sedimentationsraumes deutete sich im nördlichen Saale-Becken bereits gegen Ende des Karbons dadurch an, dass der nordöstliche Teilbereich stärker abgesenkt wurde. Die produktiven Schichten der Wettin-Formation sind nordöstlich der Halle-Störung verbreitet.

Die Scherbewegungen an den NW-SE-streichenden Brüchen führten nicht nur zur Anlage von Pull-apart-Becken mit Sedimentfüllung. Die fortgesetzte Dehnung hatte Krustenausdünnung und das Aufreißen der Kruste zur Folge. Damit war die Möglichkeit für den Aufstieg von Magmen gegeben. Der relativ kurzzeitige Vulkanismus an Kreuzungspunkten der variszischen Strukturen mit den NW-SE-streichenden Störungen mit dem Höhepunkt im Unterrotliegend war eine überregionale Erscheinung.

Wesentliche Bedeutung bei der Untergliederung des Sedimentationsraumes in kleinere Beckenbereiche hatte die Halle-Störung. Möglicherweise wirkte der synorogen intrudierte Tiefenkörper, der das Schwerehoch von Halle verursacht, auf den umliegenden Krustenblock versteifend. Nördlich davon riss die Kruste entlang der Halle-Störung im Sinne einer Strike-slip-Struktur auf.

Möglicherweise ist auch das Abknicken der Mitteldeutschen Kristallinzone im Raum Halle-Dessau in diesen Zeitabschnitt einzuordnen. Dann könnte der Vulkanismus im Halleschen Permokarbonkomplex in den nordwestlichen Dehnungsteil eingeordnet werden. In den südöstlichen Stauchungsteil wäre der Dessauer Pluton intrudiert.

Mögliche Scherbahnen, entlang derer die Vulkanite aufgestiegen sein könnten, lassen sich aus gravimetrischen Daten ableiten (Abb. 11). Insgesamt liegt heute ein ca. 400 km² großer Komplex mit teilweise mehr als 500 m mächtigen Vulkaniten vor. Das Aufdringen der Magmen hat sicherlich auch die Subsidenz und damit den Sedimenteintrag in diesem Bereich verstärkt. SCHWAB (1977) sprach von vulkanotektonischer Steuerung der Anlage von Halle- und Sennewitz-Becken. Im Ergebnis dessen liegt eine enge Verzahnung der Sedimentite von Halle- und Sennewitz-Formation mit den Vulkaniten vor (LÜTZNER 1994). Im südwestlichen Anschluss daran lagerten sich die Gesteine der Hornburg-Formation ab, möglicherweise im Subsidenzbereich südlich des inzwischen durch die Vulkanite versteiften Blockes.

Detailuntersuchungen im Thüringer Wald ergaben, dass sich die Sedimente in relativ engräumigen Becken mit steilem Relief ablagerten und dass die Beckenkonturen der zeitlich aufeinander folgenden Einheiten meist nicht deckungsgleich waren (LÜTZNER 1988). Im Halleschen Raum, in dem südlich der Halle-Störung die Aufschlussverhältnisse ungünstiger sind, existieren Probleme bei der Korrelation von Schichten (Kap. 3.2.5). Möglicherweise muss analog zu den Beobachtungen im Thüringer Wald auch für den Halleschen Raum mit einer Akkumulation in einem Schollenfeld mit wesentlich differenzierterer und zeitlich wechselnder Subsidenz/Hebung von Teilschollen ausgegangen werden. Die in den Karten der Mächtigkeiten der Permokarbon-Formationen eingetragenen Bruchstrukturen machen neben der Untergliederung in Beckenteile nördlich und südlich der Halle-Störung auch innerhalb der Becken eine differenzierte Sedimentation wahrscheinlich (z. B. Abb. 13, 14).

Insgesamt liegen mit den ins Unterrotliegend gestellten Formationen bis zu 800 m mächtige Beckenfüllungen vor, die sich auf verschiedene Teilbecken verteilen. Die Ablagerungen des Unteren Unterrotliegend wurden von SCHWAB (1970a) dem 2. Hauptmolassestadium zugeordnet.

Oberrotliegend-Becken

Die Ablagerungen von Brachwitz- und Eisleben-Formation erreichen zusammen eine Mächtigkeit von maximal 250 m. Das deutet den Übergang zur Epikontinentalentwicklung an. SCHWAB (1970a) trennte daher die ab dem Oberen Unterrotliegend sedimentierten Ablagerungen als Spätmolasse ab.

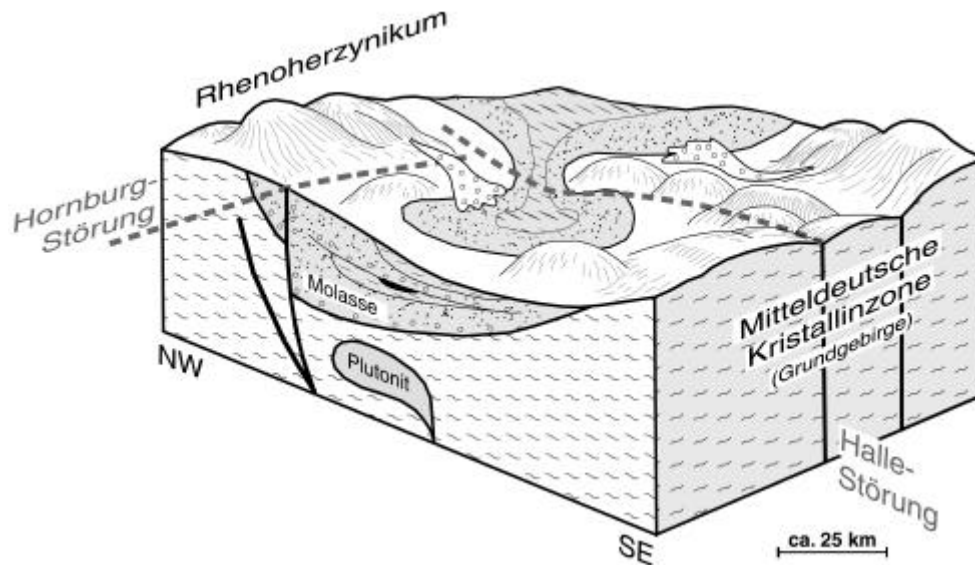


Abb. 51: Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Oberrotliegend (hangende Teile der Hornburg-Formation, Brachwitz und Eisleben-Formation)

Zunächst wurde das Restbecken der Hornburg-Formation infolge tektonischer Aktivität wieder belebt und die Sedimente der Brachwitz-Formation kamen zur Ablagerung. Während der Sedimentation der Eisleben-Formation wurde erstmals eine Verbindung zum Norddeutschen Becken hergestellt (Abb. 54) und es entstand ein einheitlicher Sedimentationsraum. Die direkte Beziehung zum variszischen Untergrund trat zunehmend zurück. Das Becken greift diskordant über die bisherigen Schwellen hinweg (KUNERT 1995). Den Auslöser dafür sahen SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) in den Altmark-Bewegungen im Norden. Mit den Altmark-Bewegungen erfolgte im Norddeutschen Becken nach HOFFMANN (1990) der Übergang von der das Übergangsstockwerk kennzeichnenden Molasseentwicklung zu den molassoiden Ablagerungen des Tafelstadiums.

Nach der Füllung der Restbecken wurde das Gebiet des Saale-Beckens vollständig in die Entwicklung des Norddeutschen Beckens einbezogen.

Epikontinentalentwicklung

Durch die fortgesetzte rechtsdrehende Bewegung von Gondwana gegenüber dem eurasischen Kontinent öffnete sich, von Ost nach West fortschreitend, keilförmig ein Ozean (Tethys). An seinem nordwestlichen Rand lag ein ausgedehnter Subsidenzbereich mit Erstreckung von England über Deutschland bis Polen. Dieses Epikontinentalbecken war nahezu abgeschlossen. Tektonisch vorgezeichnete, wechselnde Verbindungen zu den ozeanischen Bereichen bestimmten die Ablagerungsbedingungen (BEUTLER & SZULC 1999). Beginnend mit der Transgression des Zechsteinmeeres folgte die großräumige Sedimentation sowohl chemischer als auch klastischer Serien.

6.3 Saxonische Bruchtektonik

Nach dem heutigen Verständnis ist die „saxonische Tektonik“ eine Form der Intraplattentektonik. In deren Verlauf lassen sich verschiedene Impulse mit protoatlantischen Riftprozessen, plattentektonischen Bewegungen im Tethys-Raum (BRANDNER 1984) und autochthonen Bewegungen in Zusammenhang bringen. Eine Erweiterung der Definition der saxonischen Tektonik sind die Auffassungen von BALDSCHUN et al. (1991). Sie sahen in der saxonischen Tektonik die Ablösung des Vorgangs der Dilatation im Sinne von Inversionstektonik durch Kompression. Als Inversionstektonik werden Prozesse beschrieben, durch die ehemals tief liegende Strukturen (Becken, Tröge, Gräben oder Halbgräben) angehoben wurden (BALDSCHUN et al. 1991).

Die saxonische Tektonik fußt auf altangelegten Strukturen. Der variszisch angelegte Bruchschollenbau, gekennzeichnet durch konjugierte Scherbrüche (DRONG et al. 1982), wurde während der saxonischen Tektogenese weiterentwickelt und ausgestaltet.

Regional betrachtet, herrschten vom Rotliegend bis zur Kreide generell extensionale Regimes (Kap. 2.2). Zunächst waren bis in den Buntsandstein hinein hohe Subsidenzraten zu verzeichnen. Ab der Perm/Trias-Grenze erfolgte mit dem Zerfall Pangäas die Herausbildung von Riftsystemen. In Mitteleuropa spiegelte sich dies in der Anlage vor allem rheinisch streichender, aber auch herzynisch orientierter Grabensysteme wider. Verbunden mit der Öffnung des Atlantiks (SCHWAB et al. 1982) kam es neben der Anlage von Gräben zur Wiederbelebung altangelegter, vor allem NW-SE- und NE-SW-streichender Störungen. Während der post-variszischen Entwicklung wurden diese wiederholt, aber mit unterschiedlicher Intensität aktiviert (BEUTLER 1995). Intensitätsphasen waren der Hardeggen-Impuls im Mittleren Buntsandstein, die altkimmerische Hebungsphase im Keuper, die mittelkimmerische Hebungsphase im Dogger und eine mehrphasige jungkimmerische Zerrungsphase Ende Malm/Anfang Kreide (BENOX et al. 1997).

In der Oberen Kreide erfolgte in Mitteleuropa eine Inversion des Druckregimes zu einer kompressiven Phase. Viele Autoren nehmen die Ursache dafür in den alpinen Kollisionsprozessen an (STACKEBRANDT & FRANZKE 1989). BALDSCHUN et al. (1991) konnten allerdings die klar determinierbaren tektonischen Bewegungsanzeichen in Norddeutschland zeitlich nicht mit den Kollisionsereignissen korrelieren. Sie sahen die Gründe für die tektonischen Bewegungen an den Strukturen Nordwestdeutschlands in der Krustenkonfiguration und in autochthonen Prozessen im Mantel unterhalb der Strukturen. Die kompressiven Impulse aus wechselnder, vorherrschend SW-NE-Richtung erzeugten durch die Vergitterung von NW-SE- und NE-SW-Störungen ein Schollenmosaik. Je nach Lage zum Stressregime führten die Schollen vertikale und untergeordnet horizontale Relativbewegungen gegeneinander aus. Deformationen erfolgten vorwiegend an den Schollenkanten. Es kam zur kompressiven Überprägung von früheren Dehnungsstrukturen (Abschiebungen) bis zur Ausbildung von Aufschiebungen.

In Gebieten, in denen im Zechstein mächtige Salzfolgen abgelagert wurden, kam zu den aufgeführten Prozessen die Salztektonik. Ausgelöst von tektonischen Impulsen an Störungen im Salzsockel stieg das Salz während extensionaler Phasen auf, füllte die Dehnungsräume und bildete Salzkissen und Salzstöcke (KOCKEL 1998). Diese Salzstrukturen können anschließend in Zeiten von Kompression und Inversion überprägt worden sein.

Im Tertiär änderte sich das Druckregime in Mitteleuropa wiederum zu einem extensionalen Feld mit Riftprozessen (Eger-Graben, Oberrhein-Graben).

Eine zeitlich exakte Fixierung der saxonischen Bewegungen im Untersuchungsgebiet ist nicht möglich, da über dem Muschelkalk alle jüngeren Sedimente des Tafeldeckgebirgsstockwerkes erodiert sind bzw. nicht abgelagert wurden.

JAGSCH (1977) setzte sich intensiv mit Bewegungsabläufen am Steudener Sattel auseinander. Darauf aufbauend und unter Beachtung der oben getroffenen regionalen Aussagen, lässt sich für das Untersuchungsgebiet folgendes Bild entwerfen:

Unter dem Einfluss des extensionalen Stressregimes während der saxonischen Bewegungen kam es zur Zerblockung des Subsalinars bzw. zum Wiederaufleben bereits vorgezeichneter Störungen. Ein Bruchschollenbau, markiert durch die Vergitterung von NW-SE- und NE-SW-streichenden Störungen, bildete sich heraus. Es begann ein pultartiges Herausheben einzelner Schollen (Hallescher Permokarbonkomplex, Hornburger Sattel, Steudener Sattel, Merseburger Sattel und Hermundurische Scholle). In Gebieten mit mächtigen Salzablagerungen wurden diese Bewegungen durch plastischen Salzfluss kompensiert (JAGSCH 1977). Das Deckgebirge wurde dort nur in geringem Maße beeinflusst. In Räumen mit weniger mächtigen Salzlagen wird sich die Aufwärtsbewegung auch auf das Suprasalinar übertragen haben. Ausgelöst von den tektonischen Bewegungen im Subsalinar erfolgte ein Wegpressen von Salz zu den Flanken und die Akkumulation als Salzachse im Bereich Teuschenthal-Hornburg. Weiteres Salz wanderte aus Randgebieten dem sich bildenden Teuschenthaler Sattel zu. Damit war die Anlage der mesozoischen Mulden (Querfurter, Mansfelder, Bennstedt-Nietlebener Mulde) verbunden. Die Hornburg-Störung wirkte salzstauend. Wahrscheinlich mit der Inversion des Druckregimes auf Kompression in der Oberkreide wurden die vulkanitführenden Molassebereiche der Halle-Wittenberg-Scholle an der Halle-Störung weiter angehoben und die darüber lagernden Schichten erodiert (EIGENFELD 1999). Tiefgreifende tertiäre Kaolinisierung belegt, dass dort gegen Ende des Mesozoikums die suprasalinen und salinen Schichten weitgehend abgetragen waren. Die Salzzuwanderung zum Teuschenthaler Sattel setzte sich bis ins Tertiär und ins Pleistozän fort. Dabei bildeten sich Randsenken mit Braunkohlenflözen.

Mit der Anlage von Sätteln und Mulden im Tafeldeckgebirgsstockwerk durch die saxonischen Bewegungen in Verbindung mit Salztektonik erfolgte eine Entkopplung des Baus von Präsalinar und Suprasalinar (disharmonischer Stockwerksbau, ZIEGENHARDT & JAGSCH 1979, RAPPSILBER 2000b).

Im Teuschenthaler Sattel ist das Salz mit mehr als 1000 m Mächtigkeit akkumuliert. Es wanderte aus den randlich gelegenen Mulden zu. Der Hauptteil kommt wahrscheinlich aus der Querfurter Mulde, aber auch aus der Bennstedt-Nietlebener Mulde wird Salz zugeflossen sein.

Zwischen der Schwittersdorfer Mulde und der Sangerhäuser Mulde wäre ein Äquivalent zu suchen. BEUTLER (mdl. Mitt.) hält es für möglich, dass der Hornburger Sattel in seiner frühen Hebungsphase entlang der Hornburg-SW-Rand-Störung als Initialstruktur für die Anlage eines Salzkissens gewirkt hat. Aus den reflexionsseismischen Ergebnissen abgeleitete Salzmächtigkeiten deuten an, dass über dem heutigen Hornburger Sattel Teile eines Salzkissens gelegen haben könnten (RAPPSILBER 2001b).

Die bestimmenden Störungen im Untersuchungsgebiet sind die NW-SE-gerichteten (herzynischen) Elemente von Wittenberg-Abbruch über Halle-Störung bis hin zu Kyffhäuser-Crimmitschau-Störung und Finne-Störung. Sie sind mit NE-SW-streichenden (erzgebirgischen bis rheinischen) Brüchen vergittert, wie z. B. Gröbzig-Dessau-Störung, Hornburg-Störung oder Halle-Bitterfeld-Störung. Eine Diskussion des Charakters der Störungen und ihres Erscheinungsbildes ist, abgeleitet aus gravimetrischen Gradienten, Gradienten der ΔT -Karte und den Tiefenlinienplänen der Seismik, im Kap. 4.3.3 enthalten.

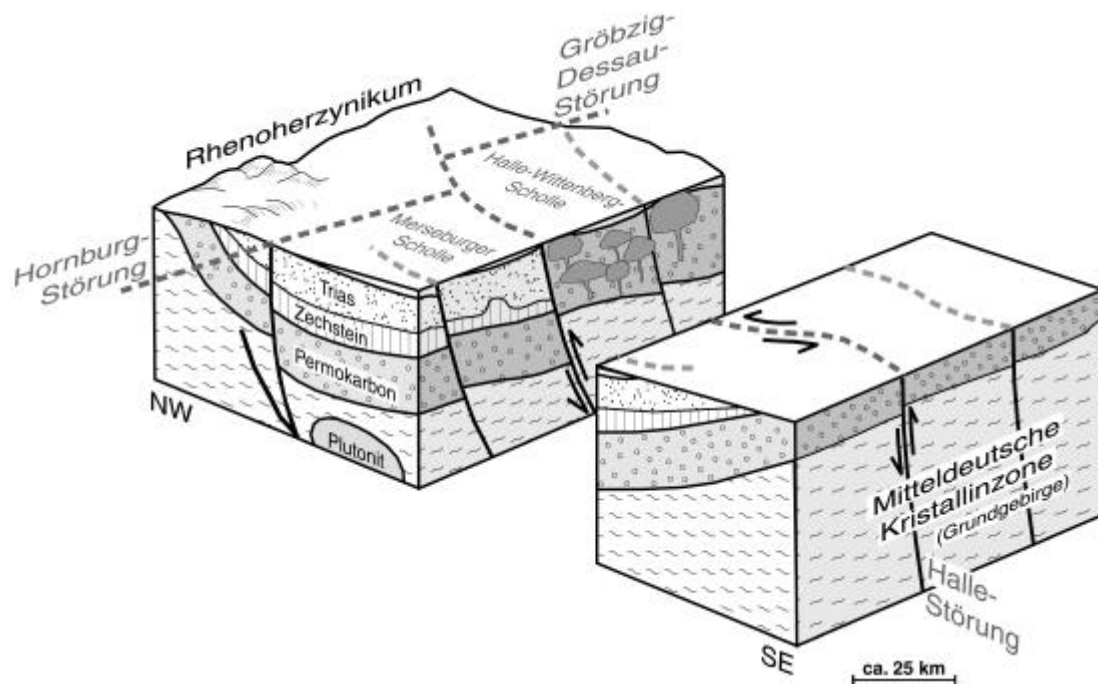


Abb. 52: Schematisches Blockbild zur strukturellen Situation des nördlichen Saale-Beckens nach der saxonischen Tektonik

Die bedeutendste Rolle für die Untergliederung des Saale-Beckens spielt die Halle-Störung. Diese Störung, die wahrscheinlich schon zur Zeit der Ablagerung der permokarbonen Schichten aktiv war (Kap. 3.2), wurde im Rahmen der saxonischen Tektonik wiederbelebt. Mit dem Anheben der Halle-Wittenberg-Scholle fand gegen Ende des Mesozoikums eine wichtige Zäsur in der Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens statt, da es entlang der Halle-Störung zweigeteilt wurde. Im südwestlichen Abschnitt sind die permokarbonen Gesteine unter mächtiger mesozoischer und känozoischer Bedeckung relativ vollständig erhalten. Im nordöstlichen Teil dagegen wurden infolge der Hebungprozesse die mesozoischen Deckschichten abgetragen und permokarbone Gesteine stehen an oder liegen unter känozoischer Bedeckung. Die saxonischen Bewegungen führten letztlich zur Herausbildung der heutigen tektonischen Situation der präkänozoischen Stockwerke.

Aus der Diskussion der Modelle einzelner Strukturen heraus, wie sie entweder seit längerer Zeit bekannt sind (Stuedener Sattel, JAGSCH 1977) oder sich aus neueren geophysikalischen Untersuchungen ableiten lassen (Merseburger Sattel, Halle-Störung), wurde bei RAPPILBER (2000b) auf die Ähnlichkeiten hingewiesen. Schematisiert betrachtet sind sowohl die Halle-Wittenberg-Scholle an der Halle-Störung als auch der Stuedener Sattel an der Teutschenthal-Störung und der Merseburger Sattel an der Geiseltal-Nordrand-Störung Pultschollen, die nach Süden/Südwesten überschoben sind. Die jeweils begrenzenden, nach Norden einfallenden und bogenförmig umlaufenden Randstörungen werden zu den Seiten hin schwächer. Die größten Sprunghöhen werden in den zentralen Abschnitten erreicht. Interessanterweise ist auch die Hermundurische Scholle streckenweise als Block an der Finne-Störung nach Südwesten überschoben. Auch der Hornburger Sattel ordnet sich mit der ebenfalls als Aufschiebung ausgebildeten Hornburg-SW-Rand-Störung (RADZINSKI 2001) und einem steilen Schichteinfallen mit einzelnen kleineren Abschiebungen an der NW-Flanke in dieses Bild ein.

Im westlichen Anschluss an das Untersuchungsgebiet weisen Kyffhäuser und Harz gegensätzliches Verhalten auf. Die Trennlinie zwischen diesen beiden Gebieten mit unterschiedlichen Bauplänen könnte im Bereich der Nordgrenze der Mitteldeutschen Kristalline Zone zu suchen sein.

6.4 Vergleich mit Saar-Nahe-Becken

Das Saar-Nahe-Becken ist ebenso wie das Saale-Becken Bestandteil der „Mitteldeutschen Senkenzone“, die nach KATZUNG & EHMKE (1993) einen durchgehend ausgebildeten, SW-NE-streichenden Senkungsbereich im Übergangsstockwerk darstellt. Das Streichen der Beckenstrukturen ist im Wesentlichen durch die Mitteldeutsche Kristallinzone vorgezeichnet. Insofern bestehen zwischen beiden Becken vom grundlegenden tektonischen Regime her Gemeinsamkeiten, die auch gewisse Ähnlichkeiten in der Ausgestaltung der Becken erwarten lassen.

Die Basis des Saar-Nahe-Beckens wurde mit der Bohrung Saar 1 erreicht. Über Granit liegen Flachwasserkalke des Devons und unterkarbonische Alaunschiefer (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997). Verbunden mit einem tektonischen Umschwung kam es zum Wechsel von mariner zu terrestrischer Sedimentation an der Grenze Unter-/Oberkarbon. Beginnend wahrscheinlich im Namur lagerten sich vor allem im Westfal und im Stefan mächtige Folgen aus Konglomeraten, Sandsteinen, Schluff- und Tonsteinen und Kohlen ab, die von SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER (1997) als typische Molasse charakterisiert wurden. Im Rotliegend erweiterte sich der Sedimentationsraum nach Nordwesten mit Herstellung einer Verbindung zum Hessischen Trog (MÜLLER 1996). Insgesamt hat sich im Karbon und Rotliegend eine bis zu 6500 m mächtige Molassefolge abgelagert (HENK 1993) – gegenüber ca. 2000 m im nördlichen Saale-Becken (Abb. 17).

Aus den Lagerungsverhältnissen ergaben sich Vorstellungen, dass die wichtigsten tektonischen Elemente bereits im Westfal angelegt waren (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997). Dies betrifft vor allem die NW-Begrenzung und die Zentralschwelle, an der nach dem Unterrotliegend mit der entgültigen tektonischen Ausgestaltung des Beckens Aufschiebungen mit Bildung des Saarbrücker Hauptsattels stattfanden.

Das Saar-Nahe-Becken wird in neuerer Zeit als Halbgraben im Bereich einer reaktivierten variszischen Überschiebung gedeutet (HENK 1993). Die kontrollierende Störung an der NW-Flanke des Beckens ist die Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung (MÜLLER 1996). Diese Störung kann vom Frankfurter Raum im Nordosten über Metz bis nach Frankreich verfolgt werden. Die südöstliche Begrenzung des Beckens ist dagegen nicht bruchtektonisch geprägt. Dafür liefern nach HENK (1993) die tiefenseismischen DEKORP-Profile eindeutige Hinweise. Dies entspricht näherungsweise dem Bild, wie es im Rahmen dieser Arbeit für das nördliche Saale-Becken erkannt wurde (Kap. 3.1, 6.2). Allerdings ist die Halbgraben-Form beim Saar-Nahe-Becken klar ausgeprägt. An der Hunsrück-Taunus-Südrand-Störung ist die permokarbone Sedimentation deutlich abgeschnitten. Beim nördlichen Saale-Becken dagegen erstrecken sich die Sedimente – in ihrer Mächtigkeit auf ca. $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ reduziert – noch weit über die NW-Begrenzung hinweg.

Eine Quergliederung durch Transfer-Störungen ist für das Saar-Nahe-Becken durch HENK (1993) beschrieben worden. Die Transfer-Störungen 1. Ordnung (Lothringer Querstörung, Potzberg-Störung und Trollbachtal-Morschheim-Störung) haben Abstände von ca. 50 km. Für das nördliche Saale-Becken wurde ein grundlegendes Querstörungsmuster mit Abständen von ca. 15-20 km erkannt (Abb. 6, 28).

HENK (1998) führte Modellrechnungen zu thermischen und mechanischen Prozessen in der variszischen Kruste an einem Profil durch das Saar-Nahe-Becken durch. Seine Ergebnisse zeigen, dass gravitative Instabilität allein nicht ausreicht, um die beobachtete Krustenausdünnung in der zur Verfügung stehenden Zeit zu erklären. HENK (1998) musste Zugkräfte in sein Modell aufnehmen. Das bedeutet, dass die nach der Umorientierung des regionalen Spannungsfeldes im Karbon wirkenden Extensionskräfte als Auslöser einer vollständigen Krustenreequilibration anzusehen sind.

7 Schlussbetrachtungen

Über das Saale-Becken existiert bereits eine Vielzahl bedeutender geowissenschaftlicher Arbeiten. Darauf aufbauend war es möglich, den Kenntniszuwachs der letzten Jahre zu einer Synthese unter neuen Gesichtspunkten zu verarbeiten. Von einer komplexen Auswertung und Interpretation geologischer und geophysikalischer Daten ausgehend, wird das bestehende Strukturmodell des nördlichen Saale-Beckens weiterentwickelt. Auf der Basis dieses Modells einerseits und aktuellen plattentektonischen Theorien andererseits werden Vorstellungen zur möglichen geologischen Entwicklung der Struktur dargelegt.

Aussagen zur Gliederung des Saale-Beckens als Struktur des Übergangsstockwerkes sind allein aus der Geophysik heraus auf direktem Wege nicht zu treffen. Die Seismik lieferte keine verwertbaren Reflexionshorizonte unterhalb der Zechsteinbasis. Die Dichteunterschiede zwischen den unterschiedlichen permokarbonen Gesteinen sind so gering, dass auch unter Beachtung der Lagerungstiefe keine sinnvollen Modellierungen möglich sind. Die Suszeptibilitätsunterschiede zwischen den Magmatiten und den Sedimentgesteinen führen nur im Bereich des Halleschen Vulkanitkomplexes dazu, dass sich die permokarbonen Strukturen im geomagnetischen Isolinienbild widerspiegeln. Betrachtet man andererseits nur die geologischen Daten, muss gerade für den Abschnitt südlich der Halle-Störung eingeschätzt werden, dass die Aufschlussdichte sehr gering ist. Nördlich der Halle-Störung ist der geologische Erkundungsstand des Übergangsstockwerkes auf Grund der herausgehobenen Lage zwar wesentlich günstiger, die überaus komplizierten Verbandsverhältnisse gestatten aber bis heute kein gesichertes Strukturbild. Durch die Synthese von geologischen und geophysikalischen Daten war es möglich, zusätzliche Kenntnisse zu gewinnen.

Als Grundlage für die angestrebte Synthese wurde für das Untersuchungsgebiet zunächst ein aus rund 30 geologischen und geophysikalischen Karten bestehendes Kartenwerk angefertigt.

Südlich der Halle-Störung konnte für den Abschnitt von **Zechstein bis Quartär** (Tafeldeckgebirgs- und Lockergesteinsstockwerk) ein gut gestütztes geologisches Modell erarbeitet werden. Die wesentliche Grundlage dafür waren die linienhaften – und durch Interpretation ganzer Profilnetze auch flächenhaften – Ergebnisse der Reflexionsseismik. Selbstverständlich wurden alle zur Verfügung stehenden Bohraufschlüsse als vereinzelte punktuelle Stützstellen einbezogen. Diverse Feldtransformationen der geophysikalischen Potenzialmethoden lieferten flächenhafte Strukturinformationen, wie Störungsschemata aber auch Hoch- und Tieflagen für verschiedene Stockwerke. Die hier erstellten Tiefenlinienpläne der Reflexionsseismik und die in die gravimetrische Modellierung aufgenommenen Profilschnitte repräsentieren das räumliche Modell bis zur Zechsteinbasis.

Ein Satz von Karten der Verbreitung und Mächtigkeit der **permokarbonen Schichten** und von Horizonten des Tafeldeckgebirgsstockwerkes wurde hauptsächlich aus geologischen Daten abgeleitet. Soweit es erfolgversprechend war, wie zum Beispiel bei der strukturellen Gliederung oder der Mächtigkeit der Vulkanite, flossen dabei auch geophysikalische Indikationen ein.

Durch schrittweise Subtraktion der Mächtigkeiten der einzelnen Formationen des Übergangsstockwerkes von der Zechsteinbasis wurde unter Zuhilfenahme eines auf geophysikalischen Feldtransformationen beruhenden Strukturschemas eine Karte der Oberfläche des **Grundgebirges** konstruiert. Diese Karte wird zusätzlich durch eine gravimetrische 3D-Modellierung und vereinzelte Bohraufschlüsse gestützt. Aussagen zum Tiefenbau bis hin zur Mohorovicic-Diskontinuität beruhen nur auf geophysikalischen Daten. Durch die geophysikalische 3D-Modellierung nach dem Verfahren der „Abgedeckten Schwerekarte“ konnte darüber hinaus eine Interpretationen zum Schwerehoch von Halle

favorisiert werden, die diese Anomalie von einem synorogen intrudierten gabbroiden Körper ableitet.

Struktur- und Entwicklungsmodell bilden eine Einheit. Ein sinnvolles Strukturmodell kann auch für ein kleineres Untersuchungsgebiet nur unter Einbeziehung regionaler, auf plattentektonischen Betrachtungen fußender tektonischer Entwicklungsmodelle entworfen werden. Andererseits liefert ein schlüssiges, stockwerksgebundenes Strukturmodell den Ausgangspunkt für ein Entwicklungsmodell des Untersuchungsraumes.

Als Erweiterung zu den bisherigen Vorstellungen, die das nördliche Saale-Becken als gleichseitige, trogförmige Senke deuten, zeigt das hier auf der Basis geophysikalischer und geologischer Daten abgeleitete Strukturmodell ein asymmetrisches Becken. Die mit einer wesentlichen Sprunghöhe verbundene NW-Flanke wird in der Hornburg-Störung und in der Gröbzig-Dessau-Störung gesehen. Die Beckenablagerungen greifen über diese Störungen noch bis zum NW-Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone hinweg, wobei ihre Mächtigkeit jedoch deutlich vermindert ist. Deshalb sollte die NW-Begrenzung des nördlichen Saale-Beckens als listrisches Staffelbruchsystem im Bereich des Nordwestrandes der Mitteldeutschen Kristallinzone angesprochen werden. Nach Südosten zu ist eine allmähliche, nicht störungskontrollierte Mächtigkeitsabnahme der Molassen zu verzeichnen.

Die angesprochene Form wurde zuerst im Tiefenlinienplan der Zechsteinbasis erkannt. Von dieser Oberfläche des permokarbonen Beckens ausgehend ergaben sich aus vereinzelt Bohraufschlüssen und auch aus geophysikalischen Indikationen Hinweise darauf, dass diese Konfiguration auch bis zur Grundgebirgsoberfläche – also für das gesamte nördliche Saale-Becken – repräsentativ ist.

Auch der Blick auf die tektonischen Entwicklungsprozesse im Umfeld der variszischen Orogenese macht die aus dem Strukturmodell abgeleitete, näherungsweise halbgrabenförmige Anlage des Beckens im Oberkarbon wahrscheinlich: Ausgangspunkt für komplizierte Überschiebungs- und Stapelungsprozesse während der variszischen Orogenese waren plattentektonische Prozesse bei der Kollision von Gondwana mit Laurussia unter Einbeziehung von Terranes bzw. Ansammlungen von Krustenfragmenten im Unterkarbon. Dies führte zur Herausbildung erster lokaler Senkungsstrukturen als Pull-apart-Becken aus. Mit der Umstellung des Stressregimes auf Extension erfolgte ab Oberkarbon ein Zergleiten des Deckenstapels an den alten Überschiebungsbahnen. Dabei bildeten sich im Streichen dieser variszischen Strukturen langgestreckte Beckenbereiche als Halbgräben, die den Verwitterungsschutt des Gebirges aufnahmen. Mit fortschreitender dextraler Bewegung Gondwanas gegenüber Laurussia wurde der Orogengürtel durch ein System von NW-SE-streichenden Scherbrüchen zerlegt. Dadurch differenzierte sich die Beckenbildung ab Ende Karbon und verstärkt im Autun. Ein relativ kurzzeitiger und intensiver Vulkanismus war an die Kreuzungspunkte solcher NW-SE-streichenden Störungen (z. B. Halle-Störung) mit den variszischen Strukturen gebunden. Ab dem Saxon wurden die Restbecken gefüllt und mit der Herstellung einer Verbindung zum Norddeutschen Becken setzte die Epikontinententwicklung ein. Die Ablagerungen im nördlichen Saale-Becken wurden gegen Ende des Mesozoikums im Rahmen der saxonischen Bruchtektonik, die eine Aktivierung altangelegter Störungen bewirkte, an der Halle-Störung vertikal versetzt. Dies führte zu einer Zerteilung des heutigen Strukturbildes. Im südwestlichen Abschnitt sind die permokarbonen Gesteine unter mächtiger mesozoischer und känozoischer Bedeckung relativ vollständig erhalten. Im nordöstlichen Teil dagegen wurden infolge der Hebungprozesse die mesozoischen Deckschichten abgetragen und permokarbone Gesteine stehen an oder liegen unter känozoischer Bedeckung.

8 Dank

Die Anregung zur Promotion stammt von meinen langjährigen, ehemaligen Vorgesetzten Herrn Dr. Lange und Herrn Dr. Eichner. Dies war verbunden mit weitreichender Unterstützung von Seiten des Arbeitgebers bis hin zum ständigen Interesse am Fortgang der Arbeit. Besonders Herr Dr. Lange hat mich bei der konzeptionellen Vorbereitung dieser Arbeit unterstützt und ihre Realisierung als Zimmerkollege über lange Zeit hinweg auch verfolgt – bis hin zur kritischen Durchsicht des Manuskriptes. Dafür möchte ich beiden ganz herzlich danken.

Das Thema der Dissertation sollte aus meiner Arbeit als Geophysiker im Geologischen Landesamt heraus möglichst eine Kombination von Geophysik und Geologie beinhalten. Insofern betrachte ich es als ein besonderes Glück, dass als Betreuer mit Herrn Prof. Dr. G. H. Bachmann und Herrn Prof. Dr. B. Forkmann zwei Spezialisten aus den Bereichen Geologie und Geophysik gewonnen werden konnten, die auch im jeweils anderen Fachgebiet „zu Hause“ sind. Von beiden habe ich eine umfassende Beratung – von zahlreichen ergebnisreichen Diskussionen über engagierte Zusammenarbeit bis hin zur kritischen Durchsicht des Manuskripts – erfahren. Beiden gilt dafür mein besonderer Dank.

Danken möchte ich auch allen meinen Kollegen im Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, sowohl für kleinere und größere technische Hilfestellungen als auch für ihr Interesse an meiner Arbeit.

Besonders wertvoll waren für mich aber die fachlichen Diskussionen. An erster Stelle möchte ich mich ganz speziell bei Herrn Dr. Ehling bedanken. Er war mir ein ständiger Konsultations- und Diskussionspartner für Fragen des Permokarbons, des Grundgebirges, der Plattentektonik und tektonischer Modelle bis hin zur Durchsicht der entsprechenden Abschnitte des Manuskripts. Besonders hervorheben möchte ich auch die umfangreichen Diskussionen mit den Herren Dr. Beutler, Dr. Kunert (>), Dr. Radzinski, Dr. Knoth, Dr. Wansa und Dr. Thomae. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

Ohne die umfassende Datenbasis des Landesamtes für Geologie und Bergwesen wäre diese Arbeit nicht denkbar gewesen. Eine rationelle Bearbeitung von Problemen war insbesondere durch die digitale Verfügbarkeit der Daten gewährleistet. Ich möchte daher allen danken, die dafür die grundlegenden Arbeiten geleistet haben.

Als einzelner Geophysiker im Landesamt für Geologie und Bergwesen war ich zwar – wie oben angedeutet – vielseitig auf den geologischen Spezialgebieten beraten, aber im Bereich der Geophysik zumeist auf mich allein gestellt. Deshalb gaben mir Konsultationen und Diskussionen mit Fachleuten verschiedener Geophysik-Teildisziplinen besondere Unterstützung. Dafür möchte ich bei Geophysik GGD Leipzig den Herren Seidel, Küstermann und Zenk, beim Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Herrn Dr. Gabriel und den Kollegen des Institutes für Geophysik der TU Bergakademie Freiberg danken. Herr C.D. Lange legte mit seiner Diplomarbeit einen Grundstein für meine Arbeit und stand mir für Diskussionen zur Verfügung – vielen Dank!

Schließlich möchte ich auch meiner Frau Liane für ihr häusliches Verständnis, aber auch für die kritische Gesamtdurchsicht des Manuskriptes herzlich danken.

9 Literaturverzeichnis

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic.- *Sediment. Geol.*, 80, 115–135; Amsterdam.
- ALTHERR, R.; HENES-KLAIBER, U.; HEGNER, E.; SATIR, M. & LANGER, C. (1999): Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision.- *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 422-443; (Springer).
- ANTHES, G. (1998): Geodynamische Entwicklung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle: Geochronologie und Isotopengeochemie.- Mainz (Fachbereich Geowissenschaften der Universität).
- ARTHAUD, F. & MATTE, PH. (1977): 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. Am. Bull.*, 88, 1305-1320; Boulder.
- AUTORENKOLLEKTIV (1968): Grundriß der Geologie der DDR, Band 1: Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes.- Berlin (Akademie Verlag).
- BALDSCHUN, R.; BEST, G. & KOCKEL, F. (1991): Inversion tectonics in the north-west German basin.- In: SPENCER, A. M. [Hrsg.]: Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists No. 1, 149–159; Oxford (University Press).
- BALDSCHUN, R. & KOCKEL, F. (1994): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300 000; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- BECKER, H.; LINDNER, H.; SCHENKE, G. & SCHIED, G. (1989): Komplexbericht Mitteldeutsche Schwelle/Zentralteil.- 137 S., 24 Anl.; Leipzig (VEB Geophysik), [unveröff.].
- BEHLA, S.; GIESEMANN, K.; KARNIN, W.-D. & RUPRECHT, E. (1998): Reflexions-seismische Untersuchungen, Strukturbild und Explorationsergebnisse im Thüringer Becken.- *Geol. Jb. A* 149, 81–113; Hannover.
- BEHR, H.-J. (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken.- *Ber. Dt. Ges. geol. Wiss., Reihe A*, Band 11, 1/2, 39–56; Berlin (Akademie Verlag).
- BENEK, R. (1983): Über Beziehungen des permosilesischen Vulkanismus zum Bruchmuster, speziell zum Elbe-Lineament.- *Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde*, Bd. 77, 177–186; Potsdam.
- BENOX, D.; LUDWIG, A. O.; SCHULZE, W.; SCHWAB, G.; HARTMANN, H.; KNEBEL, G. & JANUSZEWSKI, I. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark.- *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, B19, 83–114; Halle.
- BERTHELSEN, A. (1992): Mobile Europe.- In: BLUNDELL, D. et al. [eds.]: *A Continent Revealed. The European Geotraverse*, 11–32; Cambridge (University Press).
- BEUTLER, G. (1995): Der Einfluß der mitteldeutschen Hauptabbrüche auf die Mächtigkeitentwicklung der Trias.- *Berliner geowiss. Abh. (A)* 168, 31–42; Berlin.

- BEUTLER, G. & SZULC, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys.- In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.]: Trias - Eine ganz andere Welt, 71–80; München (Verlag Pfeil).
- BEYSCHLAG, F. & FRITSCH, K. v. (1899): Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rothliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten.- Abh. preuß. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 10, 263 S.; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H. & KUNERT, R. (1997): Tertiär.- In: KUNERT, R. & WANSA, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Wettin, 4436, 53–58; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- BORMANN, P. & BANKWITZ, P. [Red.] (1986): Komplexinterpretation des Profilnetzes ZENTROSEIS.- Abschlußbericht der SAG Tiefenerkundung; Potsdam (Zentralinstitut für Physik der Erde), [unveröff.].
- BORMANN, P.; BANKWITZ, P. & SCHULZE, A. (1989): Geophysikalische Ergebnisse und geologische Konsequenzen tiefenseismischer Untersuchungen in der DDR.- Freiburger Forsch.-H. C440, 72–103; Leipzig (Verlag f. Grundstoffindustrie).
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys.- Jb. Geol. B.-A., Bd. 126, H. 4, 435–475; Wien.
- BRANDT, G. (1959): Geophysikalische Untersuchungen am Porphyry in der Halleschen Mulde.- Diplomarbeit; Leipzig, [unveröff.].
- BREITKREUZ, C.; EXNER, M. & SCHWAB, M. (1998): Quantitative Erfassung des Platznahme- und Kristallisationsgefüges rhyolithischer Lakkolithe am Beispiel des oberkarbonen Wettiner Porphyrs bei Halle/S.- Terra Nostra, 98(2), 34–36; Köln.
- BREITKREUZ, C. & KENNEDY, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages.- Tectonophysics 302, 307–326; Amsterdam (Elsevier).
- BREITKREUZ, C.; GEIBLER, M.; MOCK, A. & EHLING, B.-C. (2002): Sedimentation und Vulkanismus im östlichen Teil des Saale-Beckens an der Wende Karbon-Perm: Stand der Arbeiten im Halle-Vulkanit-Komplex.- Workshop „Oberkarbon-Untertrias in Zentraleuropa: Prozesse und ihr Timing“, TU Bergakademie Freiberg, 22.-23. Juni 2002; Freiberg.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle.- Geologische Rundschau, 36, 56–66; Stuttgart (Enke).
- BÜCHNER, C. & KUNERT, R. (1997): Pyroklastische Äquivalente der intrusiven Halleschen Rhyolithe.- Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Band 3, 37–57; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- BÜCHNER, C.; FRIEDEL, C.-H.; KUNERT, R. & RADZINSKI, K.-H. (2001): Permosilesische Vulkanite.- In: KUNERT, R. & WANSA, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Gröbzig, 4337; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).

- CARL, H. (1988): Mitteldeutsche Schwelle, Dokumentationsbericht Petrophysik.- 10 S., 9 Anl.; Leipzig (VEB Geophysik), [unveröff.].
- CARLS, P. (2001): Kritik der Plattenkinematik um das Rhenohercynicum bis zum frühen Devon.- Braunschweiger Geowissenschaftliche Arbeiten 24, 27–108; Braunschweig (Technische Universität).
- CONRAD, W. (1995): Regionale geophysikalische Messungen im Umfeld des Harzes.- Nova Acta Leopoldina NF 71, Nr. 291, 191–215; Halle.
- CONRAD, W. (1996): Die Schwerekarte der Länder Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern, Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen.- Geoprofil 6, 1–56; Freiberg.
- DALLMEYER, R.D.; FRANKE, W. & WEBER, K. [eds.] (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- 579–595; Berlin (Springer).
- DEUBEL, K. (1995): Ergebnisbericht Bohrlochseismische Messungen im Stadtgebiet von Halle.- 11 S., 7 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- DIETRICH, H. (1990): Differentielle Kompaktion in siliclastischen Horizonten.- Z. geol. Wiss. 18 (1990) 9, 801–811; Berlin.
- DIETRICH, H. (1991): Dekompaktion und Beckenanalyse.- Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, H.12, 2831–2845; Stuttgart.
- DÖRRER, T.; HÄNIG, D.; KÜSTERMANN, W. & ZENK, J. (1993): Ergebnisbericht Geiseltalsee.- 59 S., 6 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- DRONG, H.-J.; PLEIN, E.; SANNEMANN, D.; SCHUEPBACH, M.A. & ZIMDARS, J. (1982): Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden – eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen.- Z. dt. geol. Ges., 133, 699–723; Hannover.
- DROZDZEWSKI, G. & WREDE, V. (1995): Rotliegend volcanics – The lost root of the Variscan Orogen ?.- Terra Nostra 7/95, 28–31; Potsdam.
- EHLING, B.-C. (im Druck): Präkambrium.- In: Geologie von Sachsen-Anhalt.
- EIGENFELD, F. (1999): Das Permokarbon von Halle und Umgebung.- Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Sachsen-Anhalt, Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle, 145–155; Heidelberg.
- EIBMANN, L. (1989): Die stratigraphischen und paläogeographischen Hauptbefunde im Saale-Elbe-Raum und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Quartärgeologie.- EAZ Ethnogr.-Archäol. Z. 30, 596–635; Berlin.
- EIBMANN, L. (1994a): Leitfaden der Geologie des Präquartärs im Saale-Elbe-Gebiet.- Altenbg. Nat. wiss. Forsch, H. 7, 11–53; Altenburg.
- EIBMANN, L. (1994b): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen).- Altenbg. Nat. wiss. Forsch, H. 7, 55–135; Altenburg.

- EIBMANN, L. (2000): Die Erde hat Gedächtnis.- Beucha (Sax Verlag).
- FALK, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1979): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke – Hallesche bis Hornburger Schichten.- Hall. Jb. F. Geowiss., Bd. 4, 3–22; Gotha/Leipzig.
- FALK, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1980): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke – Brachwitzer und Eislebener Schichten.- Hall. Jb. F. Geowiss., Bd. 5, 77–88; Gotha/Leipzig.
- FRANKE, D.; KÖLBEL, B. & SCHWAB, G. (1989): Zur Interpretation der Tornquist-Teisseyre-Zone nach plattentektonischen Aspekten.- Z. angew. Geol., 35/7, 193–198; Berlin.
- FRANKE, W.; DALLMEYER, R. D. & WEBER, K. (1995): Geodynamic evolution.- In: DALLMEYER et al. [eds]: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 579–595; Berlin (Springer).
- FRANKE, W.; HAAK, V.; ONCKEN, O. & TANNER, D. [eds.] (2000): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt.- Geological Society, Special Publication No. 179; Oxford.
- FRITSCH, K. v. (1888): Das Saaletal zwischen Wettin und Könnern.- Z. Naturwiss. 61, H. 2, 114–142; Halle.
- FULDA, E. (1929): Die Zechsteinformation in der Gegend von Halle und Merseburg.- Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 49 (T. II), 685–715; Berlin.
- GABRIEL, G. (1997): Der Harz und sein südliches Vorland: Interpretation der Bouguer-Anomalie und spezielle Studien zur Geodynamik mit der Methode der finiten Elemente.- Dissertation; Clausthal (Technische Universität).
- GAITZSCH, B. (2001): Das Oberkarbonprofil der Saale-Senke am Kyffhäuser – Eine Diskussion.- Beitr. Geol. Thüringen, N.F.8, 43–66; Jena.
- GAITZSCH, B.; RÖSSLER, R.; SCHNEIDER, J. & SCHRETZENMAYR, S. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon von Nord- und Mitteldeutschland.- Geol. Jb. A 149, 25–58; Hannover.
- GÄRTNER, H. & STÖTZNER, U. (1998): Ergebnisbericht Geophysikalische Erkundung des geologischen Strukturbaus im Untergrund und der Umgebung der Deponie Lochau.- 42 S., 4 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- GERLING, P.; PISKE, J.; RASCH, H.-J. & WEHNER, H. (1996): Paläogeographie, Organofazies und Genese von Kohlenwasserstoffen im Staßfurt-Karbonat Ostdeutschlands.- Erdöl, Erdgas, Kohle, 112 Jg., H. 1, 13–18; Hamburg.
- GLA LSA [Hrsg.] (1996): Gravimetrische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt mit geologischen Strukturen 1 : 400 000; Halle.

- GÖTZE, H.-J. (1984): Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik.- Habilitationsschrift; Clausthal (Technische Universität).
- GÖTZE, H.-J. & LAHMEYER, B. (1988): Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics.- *Geophysics*, 53(8), 1096–1108; Tulsa.
- HÄNEL, M. (1969): Fazies, Sedimentation und Paläogeographie der Grillenberger und Mansfelder Schichten am SE-Rand des Harzes.- *Hall. Jahrb. mitteldtsch. Erdgesch.*, Bd. 9, 93–109; Leipzig.
- HÄNIG, D. & KÜSTERMANN, W. (1992): Ergebnisbericht Entwicklung eines geologischen Modells nach geophysikalischen Daten für den Südteil von Sachsen-Anhalt.- 47 S., 5 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- HÄNIG, D. & MEYER, W. (1993): Ergebnisbericht Geophysikalische Erkundung des geologischen Strukturbaus im Stadtgebiet von Halle und seiner näheren Umgebung; Teil 1: Halle-Dieskau und Teil 2: Halle-Ammendorf.- 45 S., 5 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- HÄNIG, D.; KÜSTERMANN, W. & SEIDEMANN, O. (1994): Ergebnisbericht Geophysikalische Erkundung des geologischen Strukturbaus im Stadtgebiet von Halle und seiner näheren Umgebung; Teil 3: Halle-Trotha und Teil 4: Halle-Dölau.- 50 S., 5 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- HÄNIG, D.; KÜSTERMANN, W. & ZENK, J. (1995): Neue Informationen über die Hallesche Störung und ihr Umfeld aus geophysikalischen Untersuchungen.- *Z. geol. Wiss.*, 23: 1/2, 75–84; Berlin.
- HÄNIG, D. & KÜSTERMANN, W. (1996): Ergebnisbericht Geophysikalische Untersuchungen Halle/S. Komplexe Interpretation.- 27 S., 4 Anl.; Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1972): Die Abgrenzung des Saxons.- *Geologie*, Bd. 21, 883–910; Berlin.
- HENK, A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- *Geologische Rundschau* 82/1, 3–19.
- HENK, A. (1998): Thermomechanische Modellrechnungen zur postkonvergenten Krustenreequilibration in den Varisciden.- *Geotekt. Forsch*, 90, 1–124; Stuttgart.
- HOFFMANN, F. (1830): Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Band I und II; Leipzig.
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präezechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröffl. Heft* 4, 5–18.- Hannover.
- HOFFMANN, N.; KAMPS, H.-J. & SCHNEIDER, J. (1989): Neuerkenntnisse zur Biostratigraphie und Paläodynamik des Perms in der Nordostdeutschen Senke - ein Diskussionsbeitrag.- *Z. angew. Geol.*, 35/7, 198–207; Berlin.

- HOFFMANN, N.; STIEWE, H. & PASTERNAK, G. (1996): Struktur und Genese der Mohorovicic-Diskontinuität (Moho) im Norddeutschen Becken – ein Ergebnis langzeitregistrierter Steilwinkelseismik.- Z. angew. Geol., 42/2, 138–148; Stuttgart.
- HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1959): Salztektunik und Auslaugung im Gebiet der Mansfelder Seen.- Freiburger Forschungshefte C 56; Berlin.
- HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1960): Das Permokarbon im östlichen Harzvorland.- Freiburger Forschh., C 93, 116 S.; Berlin.
- HÜBNER, J. (1982): Die geologische Entwicklung der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf sowie angrenzender Gebiete südlich der Halleschen Störung mit besonderer Berücksichtigung des Flözes Bruckdorf.- Dissertation (A); Freiberg (Bergakademie), [unveröff.].
- JAGSCH, R. (1977): Die Querfurter Senke – ihr Strukturfonds, ihre Erdgasführung und ihre Eignung für die Anlage von Untergrundspeichern.- Dissertation; Freiberg (Bergakademie), [unveröff.].
- JUNG, W. (1965): Zum subsalinaren Schollenbau im südöstlichen Harzvorland. Mit einigen Gedanken zur Äquidistanz von Schwächezonen.- Geologie, 14, 3, 254–271; Berlin.
- KAMPE, A. (1966): Stratigraphie und Fazies des Permokarbons im nordöstlichen Saaletrog.- Dissertation; Berlin (Humboldt Universität), [unveröff.].
- KAMPE, A. (1990): Einschätzung Rohstoffführung Grundgebirgseinheiten Südteil DDR 1 : 100 000.- Abschlußbericht Mitteldeutsche Schwelle – Zentralteil; Berlin (Zentrales Geologisches Institut), unveröff.].
- KAMPE, A. & KUNERT, R. (1964): Die Definition der Halleschen Schichten.- Z. angew. Geol., Bd. 10, 93 – 94; Berlin.
- KAMPE, A. & RÖLLIG, G. (1989): Einschätzung Rohstoffführung Grundgebirgseinheiten S-Teil DDR, Mitteldeutsche Schwelle – Zentralteil, Geologische Karte ohne Känozoikum, 1 : 100 000; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- KÄSTNER, H.; SEIDEL, G. & WIEFEL, H. (1995): Regionalgeologische Stellung und Gliederung.- In: SEIDEL, G. [Hrsg.]: Geologie von Thüringen; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- KATZUNG, G. (1970): Das Permosiles im Südteil der DDR – Ein Überblick.- Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss., A 15, 7–27; Berlin.
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland.- Berlin (Sven von Loga).
- KATZUNG, G. & ZEH, A. (1994): Zur Geologie des Kyffhäuser Kristallins.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 6, 368–384; Stuttgart.

- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt.- In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands, 148–170; Berlin (Bornträger).
- KNOTH, W. & SCHWAB, M. (1972): Abgrenzung und geologischer Bau der Halle-Wittenberger Scholle.- *Geologie* 21, Heft 10, 1153–1172; Berlin.
- KNOTH, W.; KRIEBEL, U.; RADZINSKI, K.-H.; THOMAE, M. (1998): Die geologischen Verhältnisse von Halle und Umgebung.- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 4: Geologie und Umweltschutz in Halle und Umgebung*, 49–61; Halle.
- KOCH, B. & THOMAE, M. (1999): Regionale Spezialkarte Umweltgeologie/Strukturgeologie Raum Halle-Merseburg, Teilprojekt 6: Tertiärverbreitung und Tertiärbasis 1:50 000/1:250 00; Halle (Geologisches Landesamt-Sachsen-Anhalt), [unveröff.].
- KOCH, R. A. (1966): Die kombinierte Paläovulkananalyse des Petersberger Quarzporphyrmassivs nördlich Halle/S.- *Geophys. u. Geol.*, Bd. 9, 67–88; Leipzig.
- KOCKEL, F. (1998): Salt Problems in northwest Germany and the German North Sea Sector.- *Journal of seismic exploration* 7, Nr. 3/4, special issue: Geology and Geophysics of Salt Problems, 219–235; Geophysical Press (European Association of Geoscientists and Engineers).
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.- *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes*, 1, 1–39; Leipzig.
- KUNERT, R. (1966): Das Alter der Hornburger Schichten.- *Geologie*, Bd. 15, 1222–1224; Berlin.
- KUNERT, R. (1968): Bericht über die Untersuchung von permokarbonen Sandsteinen des Thüringer Beckens; Halle (VEB Geologische Forschung und Erkundung), [unveröff.].
- KUNERT, R. (1970): Lithofazielle und tektonische Untersuchungen im Permokarbon des östlichen Harzvorlandes.- *Jahrb. Geol.* 1967, Bd. 3, 57–120; Berlin.
- KUNERT, R. (1976): Zur Zuverlässigkeit der Sandsteinintegration als Hilfsmittel bei der lithostratigraphischen Datierung im Rotliegenden der Querfurter Mulde.- *Z. geol. Wiss.*, Bd. 4, 1505–1513; Berlin.
- KUNERT, R. (1995): Die Lithostratigraphie der Rotliegend-Schichten in der nördlichen Saalesenke bei Halle.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, Band 1, 69–84; Halle.
- KUNERT, R. (1997a): Oberkarbon.- In: KUNERT, R. & WANSA, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Wettin, 4436; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- KUNERT, R. (1997b): Die gerichtete und gleichzeitige Entwicklung der Zusammensetzung von Sandsteinen variszischer Innenmolassen Mitteleuropas.- *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, Band 3, 17–36; Halle.

- KUNERT, R.; RADZINSKI, K.-H. & FRIEDEL, C.-H. (2001): Oberkarbon.- In: KUNERT, R. & WANSA, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Gröbzig, 4337; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- KÜSTERMANN, W. & ZENK, J. (1995): Das Bild des präkämbrischen Strukturbaus der Geiseltaldepression westlich Merseburg nach oberflächengeophysikalischen Messungen.- *Z. geol. Wiss.*; 23: 1/2, 63–73; Berlin.
- LANGE, C.-D. (2000): Geophysikalisch-geologische Untersuchung und dreidimensionale Modellierung des Halleschen Porphyrokompleses.- Diplomarbeit; Berlin (Freie Universität).
- GLA LSA [Hrsg.] (1996): Gravimetrische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt mit geologischen Strukturen 1 : 400 000; Halle.
- LANGE, W. & RAPPSILBER, I. (1998): Aufgaben der Geophysik im Rahmen der geowissenschaftlichen Landesaufnahme, dargestellt am Beispiel des Projektes Struktur-/Umweltgeologie Halle-Merseburg.- *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 4: Geologie und Umweltschutz in Halle und Umgebung*, 49–61; Halle (Martin Luther Universität).
- LASPEYRES, H. (1875): Geognostische Darstellung des Steinkohlengebirges und Rotliegenden in der Gegend nördlich von Halle a.d.S.- *Abh. Geol. Spezialkarte Preußen*, 1(3); Berlin (Kgl. Preuß. Geol. Landesanst).
- LEPSIUS, R. (1910): *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, Band II: Das nördliche und östliche Deutschland*; Leipzig (Verlag von Wilhelm Engelmann).
- LfUG (1996): Seismologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400 000; Freiberg (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie).
- LINNEMANN, U.; GEHMLICH, M.; HEUSE, TH. & SCHAUER, M. (1999): Die Cadomiden und Varisziden im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge (Saxothuringisches Terrane).- *Beitr. Geol. Thüringen, N.F.6*, 7–39; Jena.
- LUGE, J. (1960): Abschlußbericht über die Untersuchungen auf sulfidische Vererzungen im Melaphyr von Großörner.- 117 S., 9 Anl.; Halle (VEB Geologische Forschung und Erkundung); [unveröff.].
- LUGE, J. (1965): Zur geologischen Stellung der Eislebener Schichten. Ihre Bedeutung für die Genese des Kupferschiefers.- *Z. angew. Geol.*, Bd. 11, 603–604; Berlin.
- LÜTZNER, H. (1988): Sedimentology and Basin Development of Intramontane Rotliegend Basins in Central Europe.- *Z. geol. Wiss.*, Band 16, Heft 9, 845–863; Berlin.
- LÜTZNER, H. (1994): Zur Geologie der permokarbonen Molassen im Osthartz-Vorland.- In: *Der Harz im Rahmen der variszischen und postvariszischen Entwicklung, Exkursionsführer Leopoldina*, 55–88; Halle.

- LÜTZNER, H.; ANDREAS, D.; MÄDLER, J.; MICHAEL, J.; VOIGT, H.; WERNEBURG, R.; JUDERSLEBEN, G. & JUNGWIRTH, J. (1995): Siles und Rotliegend.- In: SEIDEL, G. [Hrsg.]: Geologie von Thüringen; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- MERKEL, D.; BEHLA, S. & KARNIN, W.-D. (1998): Beckenentwicklung und Kohlenwasserstoffpotential.- Geol. Jb. A 149, 235-253.- Hannover.
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1984): Angewandte Geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik; Berlin (Akademie Verlag).
- MOCK, A.; LANGE, C.-D.; EXNER, M.; BREITKREUZ, C.; SCHWAB, M. & EHLING, B.-C. (1999): Räumliche Erfassung des Fließgefüges der kleinporphyrischen Lakkolithe im Halle-Vulkanitkomplex.- Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Band 5, 169–175; Halle.
- MÜLLER, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben: Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben.- Geologische Abhandlungen Hessen, Band 99; Wiesbaden.
- NOWAK, W.-E. (1984): Dokumentationsbericht Aeromessungen Harz.- 22 S., 137 Anl.; Leipzig (VEB Geophysik Leipzig), [unveröff.].
- ONCKEN, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise).- Geol. Rundsch. 86, 2–20; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1995): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt.- Z. geol. Wiss., 23 (1/2), 43–62; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (2001): Lagerungsverhältnisse.- In: RADZINSKI, K.-H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Erdeborn, 4535; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- RADZINSKI, K.-H. & RAPPSILBER, I. (1998): Paläogeographische Übersichtskarten von Sachsen-Anhalt: Buntsandstein, Muschelkalk.- Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt), [unveröff.].
- RAPPSILBER, I. (1997): Geophysik.- In: KUNERT, R. & WANSA, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Sachsen-Anhalt Blatt Wettin, 4436; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- RAPPSILBER, I. (2000a): Nachinterpretation seismischer Messungen im Raum Lochau-Osmünde-Ermlitz.- Dokumentationsbericht; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt), [unveröff.].
- RAPPSILBER, I. (2000b): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Kompilation und Interpretation geophysikalischer Messungen zur Modellierung des geologischen Untergrundes.- Dokumentationsbericht; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt), [unveröff.].

- RAPPSILBER, I. (2001a): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Geophysikalische Modellierungen zum Schwerehoch von Halle.- Dokumentationsbericht; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt), [unveröff.].
- RAPPSILBER, I. (2001b): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens – Geologische Schichtenfolge und Tektonik.- Dokumentationsbericht; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt), [unveröff.].
- RAPPSILBER, I. & SCHEIBE, R. (1999): Geomagnetische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt mit geologischen Strukturen.- Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany: Regional Depth and Thickness Maps of Permian to Tertiary Intervals compiled from Seismic Reflection Data.- In: SPENCER, A.M. [ed.]: Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III, 155–165; Berlin-Heidelberg (Springer).
- REMY, W. & KAMPE, A. (1961): Ausbildung und Abgrenzung des Autuniens in der Halleschen Mulde.- Monatsber. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Bd. 3, 394–408; Berlin.
- REY, S. (1984): Ressourcenpotential Steinkohle DDR, 5a. Westteil der (Plötz-Wettin-) Halleschen Scholle der Saale-Senke.- Bericht; Halle (VEB Geologische Forschung und Erkundung), [unveröff.].
- RICHTER, G. (1942): „Sangerhäuser Anhydrit“, eine Sonderstellung im Zechsteinprofil des Südostharzes.- Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung, 77–85; Wien.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins.- Z. dt. geol. Ges., 105, 843–854; Hannover.
- RICHTER, J. & ZENK, J. (1999): Kenntnisstandsanalyse Gebiet Teutschenthal.- Leipzig (Geophysik GGD), [unveröff.].
- RÖLLIG, G.; VIEHWEG, M. & MUSSTOW, R. (1990): Geologische Karte der DDR 1 : 500 000, Geologische Karte ohne känozoische Sedimente.- Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- RÖLLIG, G.; KAMPE, A.; STEINBACH, V.; EHLING, B.-C. & WASTERACK, J. (1995): Der Untergrund des Mitteldeutschen Braunkohlenreviers.- Z. geol. Wiss. 23 (1/2), 3–26; Berlin.
- RÖBLER, R. & SCHNEIDER, J. (1993): Zur Problematik der Karbon/Perm-Grenze im kontinentalen Bereich, Entwicklung der kontinentalen Molassen im östlichen Harzvorland.- Exkursionsführer Tagung der Karbon-Subkommission der DUGW.
- RUHL, A. (1988): Aeromessungen Mitteldeutsche Schwelle (Zentralteil).- 16 S., 42 Anl.; Leipzig (VEB Geophysik Leipzig), [unveröff.].
- SCHIEMENZ, S. (1953): Schotteranalyse des Porphyrkonglomerates im obersten Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes.- Hall. Jahrb. mitteldtsch. Erdgeschichte, Bd. 2, Lief. 1, 3–27; Halle.

- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend.- Geol. Jb., A 131, 57–98; Hannover.
- SCHNEIDER, J. & WIENHOLZ, R. (1987): Die stratigraphische und paläogeographische Entwicklung des molassoiden Permosiles im Südtteil der DDR.- Freiburger Forschungshefte C 425, 43–52; Leipzig.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1997): Einführung in die Geologie Europas.- Freiburg (Rombach).
- SCHRADER, S. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rhenoharzynischen Turbiditbecken (Spätes Viseum, cd III).- Kölner Forum für Geologie und Paläontologie 5/2000; Köln.
- SCHRÖDER, E. (1935): Sedimentation und Tektonik im Jungpaläozoikum am östlichen Harzrand und in den Nachbargebieten.- Jahrb. preuß. geol. Landesanst., Bd. 55 (für 1934), 168–197; Berlin.
- SCHWAB, G.; BENEK, R.; JUBITZ, K.-B. & TESCHKE, H.-J. (1982): Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke.- Z. geol. Wiss. 10 (1982) 3, 397–413; Berlin.
- SCHWAB, M. (1962): Über die Inkohlung der Steinkohlen im nördlichen Saaletrog bei Halle.- Geologie, Bd. 11, 917–942; Berlin.
- SCHWAB, M. (1969): Zur Gliederung der rotliegenden Sedimente im nördlichen Saaletrog.- Hall. Jahrb. f. Mitteldtsch. Erdgeschichte, Bd. 9, 9–18; Halle.
- SCHWAB, M. (1970a): Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas.- Ber. dtsch. Ges. geol. Wiss., A 15, 29–45; Berlin.
- SCHWAB, M. (1970b): Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes.- Geologie, Bd. 19, 249–280; Berlin.
- SCHWAB, M. (1977): Zur paläotektonischen Entwicklung des Halleschen Permosilesgebietes (Nordöstlicher Saaletrog).- Hall. Jahrb. Geowiss., Bd. 1, 69–84; Gotha/Leipzig.
- SCHWAB, M. (1999): Übersicht zur Geologie der Umgebung von Halle.- Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Sachsen-Anhalt, Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle, 121–144; Heidelberg.
- SCHWAB, M. & Kampe, A. (1989): Die Bedeutung der Tiefbohrung Schladebach 1880–1886 für die geologische Erkundung des Permosiles im nördlichen Saaletrog.- Z. angew. Geol. 35/12, 350–357; Berlin.
- SCUPIN, H. (1913): Geologischer Führer in die Umgebung von Halle an der Saale.- Berlin (Borntäger).
- SIEGERT, C. (1967): Die zeitliche und räumliche Entwicklung des intermediären Vulkanismus im Halleschen Permokarbonkomplex.- Geologie 16 Heft 8, 889–900; Berlin.

- SMITH, A.G. (1996): Some aspects of the Phanerozoic paleogeographic evolution of Europe.- Z. dt. Geol. Ges. 147/2, 147–168; Stuttgart.
- SÖLLIG, A. & RÖLLIG, G. (1990): Geologische Karte der DDR 1 : 500 000, Tektonische Karte.- Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- STACKEBRANDT, W. & FRANZKE, H. J. (1989): Alpidic Reactivation of the Variscan Consolidated Lithosphere, The Activity of some Fracture Zones in Central Europe.- Z. geol. Wiss. 17/ 7, 699–712; Berlin.
- STEINBACH, V. (1990): Struktur und Entwicklung der karbonen Molassen im Raum Delitzsch-Bitterfeld.- In: Beiträge zur Geologie des Grundgebirges in Sachsen und Thüringen, Freiburger Forschungshefte C 439; Leipzig.
- STEINBACH, V. (1997): Beckenentwicklung und Tektonik der karbonen Molassen des Raumes Delitzsch-Bitterfeld – ein Beitrag zur geodynamischen Entwicklung des Saxothuringikums.- In: Tagungsband 149. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft; Jena.
- STROHMENGER, C.; ROCKENBAUCH, K. & WALDMANN, R. (1998): Fazies, Diagenese und Reservoirentwicklung des Zechstein 2-Karbonats (Ober-Perm) in Nordostdeutschland.- Geol. Jb. A 149, 81–113; Hannover.
- TAIT, A.; BACHTADSE, V.; FRANKE, W. & SOFFEL, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints.- Geol. Rundsch. 86, 585–598; Berlin.
- THOMAE, M. (1991): Beitrag zur regionalgeologischen Stellung des Geiseltals.- Dissertation; Halle (Martin-Luther Universität), [unveröff.].
- THOMAE, M. (1999): Palmen in der Leipziger Tieflandsbucht, Tertiäre Klimaschwankungen und ihre Auswirkungen.- Jahrbuch BergbauFolgeLandschaft 1999, 131–135; Dessau.
- VELTHEIM, F. W. W. von (1940): Geognostische Betrachtung der alten Sandsteinformation am Harz und in den nördlich davon belegenen Landstrichen (Manuskript 1821 - 1824, 1826, bearbeitet von H. FREYDANK).- Jahrb. Halleschen Verb. Erf. mitteldt. Bodenschätze u. Verwendung, N. F., Bd. 18, S. 15 - 292, Halle.
- WÄCHTER, G. & DIETRICH, H. (1991): Kompaktionsmodellierung und Rekonstruktion des Paläoreliefs am Beispiel des Werra-Anhydrites im Gebiet zwischen Thüringer Wald und Harz.- Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, H.12, 2847–2858; Stuttgart.
- WOLF, U. (1997): Reflexionsseismische Untersuchungen zur Klärung des Bruchschollenbaus im Raum Halle-Merseburg.- Hannover (Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben), [unveröff.].
- ZIEGENHARDT, W. & JAGSCH, R. (1979): Disharmonischer Strukturbaup infolge lateraler Salzfließbewegungen – Beispiele verdeckter Strukturen im Tafeldeckgebirge.- Z. geol. Wiss., Jg 7, H. 2, 283–292; Berlin.
- ZIEGLER, W. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe.- 2. Aufl., 239 S.; The Hague (Shell).

A Abbildungsverzeichnis

	<u>Seite</u>
Kapitel 2: Plattentektonische Entwicklung	
Abb. 1: Die Varisziden Mitteleuropas.....	7
Abb. 2: Die Zusammensetzung Europas aus Plattenfragmenten.....	8
Abb. 3: Das saxothuringische Terrane	8
Abb. 4: Plattentektonisch-Paläogeographische Rekonstruktion vom Ordovizium (a) bis zum Tertiär (i).....	9–11
Abb. 5: Schematische Entwicklungsstufe der Mitteldeutschen Kristallinzone.....	10
Kapitel 3: Schichtenfolge	
Abb. 6: Tiefenlage der Oberfläche des variszisch deformierten Grundgebirges.....	14
Abb. 7: Schematisches Profil des Permokarbons	16
Abb. 8: Struktur des Grundgebirges und Lage der lokalen Vorläufer-Becken.....	18
Abb. 9: Verbreitung und Mächtigkeit des Oberkarbons	20
Abb. 10: Verbreitung und Mächtigkeit der Permokarbon-Vulkanite.....	24
Abb. 11: Gravimetrische Feldtransformation als Schattenrelief mit abgeleitetem Scherbruchsystem und Verbreitung der Vulkanite.....	26
Abb. 12: Verbreitung und Mächtigkeit der Halle-Formation.....	28
Abb. 13: Verbreitung und Mächtigkeit der Sennewitz-Formation.....	30
Abb. 14: Verbreitung und Mächtigkeit der Hornburg-Formation	32
Abb. 15: Verbreitung und Mächtigkeit der Brachwitz-Formation.....	34
Abb. 16: Verbreitung und Mächtigkeit der Eisleben-Formation.....	35
Abb. 17: Verbreitung und Mächtigkeit des Permokarbons	37
Abb. 18: Verbreitung und Mächtigkeit des basalen Zechsteins.....	40
Abb. 19: Mächtigkeitskarte des Mittleren Buntsandsteins	43
Kapitel 4: Geophysik	
Abb. 20: Karte der Bouguerschwere.....	47
Abb. 21: Karte der Bouguerschwere als Schattenrelief mit abgeleiteten Störungszonen.....	50
Abb. 22: Gravimetrisches Regionalfeld als Schattenrelief mit Strukturbild des Grundgebirges.....	52
Abb. 23: Gravimetrischer Bandpass 2–5 km.....	54
Abb. 24: Geomagnetische ΔT -Karte.....	57
Abb. 25: ΔT -Karte als Schattenrelief mit Störungssystem.....	60
Abb. 26: Geomagnetisches Regionalfeld als Schattenrelief mit Strukturbild des Grundgebirges.....	62
Abb. 27: Geomagnetisches Lokalfeld.....	63
Abb. 28: Tiefenlinienplan Z_3 (Basis Zechstein)	67
Abb. 29: Tiefenlinienplan Z_1 (Oberfläche Basalanhydrit).....	69
Abb. 30: Tiefenlinienplan X_1 (etwa Oberfläche Zechstein).....	71
Abb. 31: Tiefenlinienplan S_4 (Grenzfläche Unterer/Mittlerer Buntsandstein).....	72

Abb. 32:	Auswahl reflexionsseismischer Profile über die Halle-Störung	74
Abb. 33:	Geiseltal-Nordrand-Störung nach Reflexionsseismik (Profil GT 1/93).....	75
Abb. 34:	Strukturbaubau im Raum Halle	76
Abb. 35:	Tiefenlinienplan der Mohorovicic-Diskontinuität	77

Kapitel 5: Geophysikalische Modellierung

Abb. 36:	Lage der vertikalen Modellebenen für die Modellierung von Tafeldeckgebirgs- und Lockergesteinsstockwerk.....	79
Abb. 37:	Vertikale Modellebene Profil 4.....	83
Abb. 38:	Vertikale Modellebene Profil 13.....	84
Abb. 39:	Vertikale Modellebene Profil 18.....	84
Abb. 40:	Schwerewirkung von Tafeldeckgebirge und Känozoikum aus der 3D-Modellierung	85
Abb. 41:	Abgedeckte Schwerekarte (ohne Schwerewirkung von Tafeldeckgebirge und Känozoikum).....	86
Abb. 42:	Gravimetrisches Regionalfeld	86
Abb. 43:	Modell Tiefenbau (ohne Störkörper), vertikale Modellebene Profil 8.....	88
Abb. 44:	Modell Tiefenbau (mit Störkörper), vertikale Modellebene Profil 8.....	89
Abb. 45:	Geomagnetische Abschätzung zum Störkörper.....	91
Abb. 46:	3D-Geometrie des Störkörpers, der das Schwerehoch von Halle verursachen könnte.....	91

Kapitel 6: Entwicklungsmodell

Abb. 47:	Schiefe Kollision und Ausbildung einer Subduktionszone zwischen Laurussia und Armorika	92
Abb. 48:	Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens vor dem Stefan.....	93
Abb. 49:	Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Stefan.....	94
Abb. 50:	Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Unterrotliegend.....	95
Abb. 51:	Schematisches Blockbild zur strukturellen Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens im Oberrotliegend.....	97
Abb. 52:	Schematisches Blockbild zur strukturellen Situation des nördlichen Saale-Beckens nach der saxonischen Tektonik.....	100

Tabellen

Tab. 1:	Petrophysikalische Werte aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen im Mitteldeutschen Raum.....	81
Tab. 2:	Modellierungsdichten.....	82

B Lebenslauf

Angaben zur Person

Name: Ivo Rappsilber
Geburtsdatum: 13. April 1966
Geburtsort: Halle
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: verheiratet, eine Tochter

Ausbildung

1972-1980 Polytechnische Oberschule, Halle
1980-1984 Erweiterte Oberschule, Halle,
Abschluß: Abitur
Grundwehrdienst
1986-1991 Studium der Geophysik an der Bergakademie Freiberg
Abschluß: Diplom

Arbeitsverhältnis

seit 1991 Geophysiker im Landesamt für Geologie und
Bergwesen Sachsen-Anhalt

C Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich die Dissertation selbst und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die von mir benannten Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche gekennzeichnet habe.

Halle, 7. Februar 2003