

Kapitel 2

Geologie des Nordostdeutschen Beckens (NEDB)

Das NEDB ist eines von vier Teilbecken des südlichen Permbeckens, welches sich von Mittelengland bis nach Polen erstreckt (Ziegler, 1990). Westlich des NEDB schließen sich das westdeutsche und das niederländisch-englische Teilbecken an (Abb. 2.1). Das ostdeutsche und westdeutsche Teilbecken werden durch eine schwach ausgeprägte Schwelle, die sich von der Altmarkschwelle bis hin zur ostholsteinischen Plattform erstreckt, voneinander getrennt (Gast et al., 1998). An das NEDB schließt sich östlich das polnische Becken an, welches von der Beckenentwicklung und Faziesverteilung her einen eigenständigen Beckenteil darstellt (Karnkowski, 1994).

Der flach einfallende nördliche Beckenrand des NEDB wird durch das lokale Møn-Arkona-Hoch begrenzt. Der südliche Rand des Beckens wird hingegen durch eine Reihe steiler Störungen mit bis zu etwa 4 km vertikalem Versatz geprägt, die Scheck et al. (2002) als *Elbe-Fault-System* (EFS) bezeichnen, so dass die heutige Form des Beckens eine ausgeprägte Asymmetrie zeigt (Bayer et al., 1999).

2.1 Strukturgeologischer Überblick

Der Untergrund des permischen NEDB wurde im Norden durch Prozesse in der variszischen Vorsenke und im Süden durch Prozesse im variszischen Falten- und Überschiebungsgürtel geprägt. Die Vorsenke besteht im südlichen Teil aus variszisch deformierten Gesteinen des Namurs bis Westfals, während die Namur- bis Stefan- Sedimente des nördlichen Bereichs der Vorsenke von der variszischen Orogenese unbeeinflusst blieben (Franke et al., 1996). Diese karbonischen und devonischen Gesteine lagern diskordant älteren Einheiten auf, die im nördlichen Bereich während der kaledonischen Faltungsphase deformiert wurden bzw. im südlichen Bereich noch älter konsolidierte Bereiche darstellen (Katzung & Ehmke, 1993). Der Aufbau und die Struktur dieses nicht direkt zugänglichen tieferen Untergrundes war und ist Gegenstand vieler Diskussionen und Forschungsbeiträge (vgl. u. a. Franke et al., 1996; Gossler et al., 1999; Krawczyk et al., 1999; Bayer et al., 2002 und diese Arbeit). Die Zusammensetzung dieser unterlagernden krustalen Einheiten beeinflusst den terrestrischen Wärmefluss. Unterschiedliche Vorstellungen

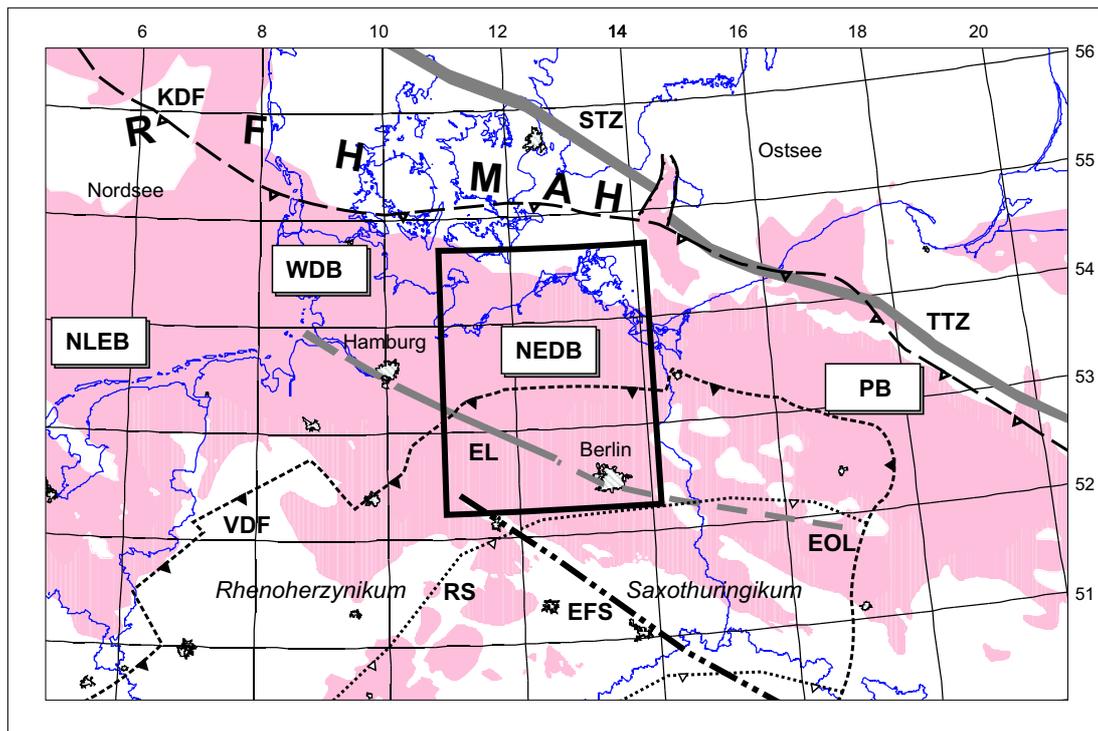


Abbildung 2.1: Regionale Übersichtskarte des südlichen Permbeckens mit Lage des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) und der anderen Teilbecken. Abkürzungen: **EFS** Elbe Störungssystem (*Elbe-Fault-System*); **EL**, Elbe Lineament; **KDF**, Kaledonische Deformationsfront, entspricht weitgehend der Thor Sutur (Berthelsen, 1998); **M A H**, Møn-Arkona-Hoch; **NLEB**, Niederländisch-Englisches Becken; **PB**, Polnisches Becken; **R F H**, Rynkøbing-Fyn-Hoch; **RS**, Rheinische Sutur; **STZ**, Sorgenfrei-Tornquist-Zone; **TTZ**, Tornquist-Teisseyre-Zone, **VDF**, variszische Deformationsfront; **WDB**, Westdeutsches Becken. Rosa: Verbreitung der Rotliegend Sedimente (nach: Lokhorst, 1998; Ziegler, 1990; Pharaoh, 1999 und Bayer et al., 2002).

zum krustalen Unterbau ziehen daher unterschiedliche Rahmenbedingungen für die Wärmestromdichte nach sich. Der hier gegebene Überblick stellt daher auch die Grundlage für die Interpretation der Wärmestromdichte und die in diesem Kontext durchgeführten Krustenmodellierungen (Kap. 4) dar.

Von überregionaler Bedeutung sind die Tornquist Zone und die kaledonische Deformationsfront (*KDF*) im Norden sowie die variszische Deformationsfront (*VDF*, Abb. 2.1) im Süden. Die Tornquist-Zone stellt eine Intraplattenstruktur Baltikas dar und ist wiederholt zwischen Permokarbon und frühem Tertiär aktiviert worden (Berthelsen, 1992). Die überwiegend Nordwest-Südost streichende Zone wird im Nordwesten von Bornholm durch die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (*STZ*) und im Südosten von Bornholm durch die Tornquist-Teisseyre-Zone (*TTZ*) gebildet. Sie verläuft nicht durch das Arbeitsgebiet. Die *KDF* verläuft entlang der Rynkøbing-Fyn- und Møn-Arkona-Hochlagen und schwenkt östlich von Rügen auf das polnische Festland ein. Die *KDF* oder Thor Sutur wurde durch die Schließung des Tornquist Ozeans (Cocks & Fortey, 1982), den Berthelsen (1998) um eine Verwechslung mit der Tornquist Zone auszuschließen als

Thor Ozean bezeichnet, als Folge der Kollision von Baltika und Avalonia im Oberen Ordovizium (Ashgill) gebildet (s. z.B. Pharaoh, 1999; Torsvik & Rehnström, 2003). Die KDF markiert die Übergangszone des präkambrisch konsolidierten baltischen Schildes im Norden mit dem intensiv deformierten kaledonischen Überschiebungsgürtel im Süden. Obwohl die KDF eine relativ gesicherte Störungslinie darstellt, ist sie doch nicht annähernd so gesichert wie die Tornquist-Zone (s.u.). Die „*Rheinische Sutur*“ im Süden außerhalb des NEDB (Abb. 2.1) trennt Avalonia und andere Terrane, die sich während des frühen Paläozoikums mit Baltika zusammenschweißten, von den erst im späten Paläozoikum angeschweißten Terranen der Internzonen des variszischen Orogens (Saxothuringikum und Moldanubikum; Pharaoh, 1999). Zwischen Thor und Rheinischer Sutur liegt, annähernd beckenzentral, die variszische Deformationsfront (VDF). Die VDF ist aufgrund von Bohrungen nachweisbar, ihr genauer Verlauf ist aber nicht eindeutig zu lokalisieren (s. u.a. Franke et al., 1996; Krawczyk et al., 1999). Sie kennzeichnet den Übergang von rhenoheryznischer Oberkruste im Süden zu den nördlich gelegenen Sedimenten des Vorlandbeckens. Das rhenoheryznische Deckgebirge wird als ein Teil Avalonias angesehen, welcher während der variszischen Orogenese abgetrennt wurde (Pharaoh, 1999).

Bayer et al. (2002) stellen die Ausdehnung Avalonias von England bis nach Nordostdeutschland und Polen in Frage und bezeichnen sie als eine überwiegend virtuelle Struktur. Was kennzeichnet nun diese Struktur und wie wird sie begrenzt?

Ungewiss ist dabei die Lage des Südrandes der baltischen Kruste unter das NEDB. Interpretationen auf der Grundlage von vor allem seismischen Untersuchungen halten eine Ausdehnung bis unter das NEDB (Gossler et al., 1999; Krawczyk et al., 1999; Berthelsen, 1992) und bis zum Elbe Lineament bzw. bis zur Elbe-Odra-Linie unter dem Nordwestdeutschen Becken (Grad et al., 2002; Bayer et al., 2002) für möglich. Damit könnten die KDF (Oberkruste) und die Elbe-Oldra-Linie (Unterkruste) als Erscheinungen derselben Sutur (von der Schließung des Thor Ozeans) auf unterschiedlichen Krustenniveaus angesehen werden (Bayer et al., 2002). Bayer et al. (2002) stützen ihre Interpretation auf das Vorhandensein eines seismisch erkennbaren unterkrustalen Horizonts an der Basis der baltischen Kruste, der sich durch hohe V_p -Geschwindigkeiten (6,9–7,5 km/s) und vermutlich hoher Dichte auszeichnet. Diesen können sie von Baltika bis zur Elbe-Odra-Linie verfolgen (Abb. 2.2). Derselbe Horizont wurde von Bayer et al. (1999) allerdings auch als Charakteristikum für die Krustenstruktur Ost-Avalonias angesehen. Rabbel et al. (1995) beschreiben ebenfalls diesen etwa 10 km mächtigen Horizont, den sie von der KDF bis zur Elbe-Odra-Linie nachweisen können. Die hohen seismischen Geschwindigkeiten sehen Rabbel et al. als charakteristisches Merkmal der Kruste in alten Schilden oder als Merkmal einer Unterkruste, in die während Dehnung der Kruste mafisches Magma intrudierte, an. Lassen et al. (2002) schließen auf der Grundlage gravimetrischer Modellierungen eine mögliche Existenz ozeanischer Kruste zwischen Elbe-Odra-Linie und Baltika nicht aus. Sie interpretieren sie jedoch als Teil des kaledonisch bis variszischen Falten- und Überschiebungsgürtels, welcher auf den baltischen Rand aufgeschoben wurde. Die neuen Bearbeitungen können jedoch die vorangegangenen Interpretationen von Franke et al. (1989) und Franke et al. (1996) nicht widerlegen. Diese Autoren nehmen für den tiefen Untergrund des NEDB ein aus unterschiedli-

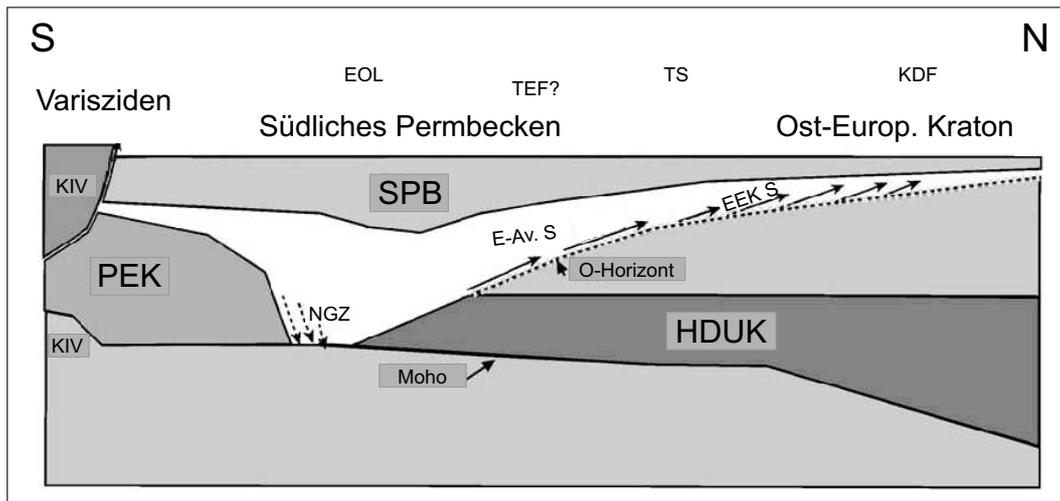


Abbildung 2.2: Nicht maßstabsgetreue Darstellung der Modellvorstellung zum strukturellen Aufbau des tieferen Untergrundes zwischen Varisziden und Baltika bzw. dem Osteuropäischen Kraton (nach Bayer et al., 2002). Es bedeuten: *E-Av. S*, aufgeschobene Sedimente Ost-Avaloniens; *EEK S*, aufgeschobene Sedimente des Osteuropäischen Kratons; *EOL*, Elbe-Odra-Linie; *HDUK*, Hochgeschwindigkeitsschicht der unteren Kruste mit hoher Dichte; *KDF*, Kaledonische Deformationsfront; *KIV*, kretazische Inversion; *O-Horizont*, ordovizische Alaunschiefer (Gleitfläche der Überschiebung von *E-Av. S* und *EEK S*); *NGZ*, Niedriggeschwindigkeitszone; *PEK*, paläozoische europäische Kruste; *SPB*, südliches Permbecken; *TEF?*, Lage der sogenannten „Trans-European-Fault“; *TS*, Thor Suture.

chen cadomischen und kaledonischen Terranen zusammengesetztes Ost-Avalonien an, welches im Verlauf des plattentektonischen Wechselspiels im Gebiet zwischen dem Tornquist-Ozean im Norden und dem Rheinischen Ozean (*Rheic Ocean*) im Süden im Zeitraum Ordovizium bis an die Wende Silur/Devon zu einer einheitlichen, aber strukturell und substantiell stark gegliederten Mikroplatte zusammengeschweißt wurde. Sie legen den Übergang von baltischer zu dieser ost-avalonischen Mikroplatte südlich von Rügen an die Anklam-Störung, bis wohin auch die seismischen Daten relativ eindeutig interpretierbar sind (Abb. 2.3, 2.4 und DEKORP-BASIN Research Group, 1999). Auch magnetotellurische Untersuchungen von Hoffmann & Franke (1997) belegen einen tiefliegenden Horizont mit erhöhter Leitfähigkeit, der wahrscheinlich baltischen kambro-ordovizischen Alaunschiefern zuzuordnen ist, der aus der südlichen Ostsee (Baltika) bis zur Anklam-Störung verfolgbar ist.

Im Bereich des NEDB sind deutliche Anomalien des magnetischen Feldes und des Bouguer-Schwerefeldes festgestellt worden (s. z.B. Bachmann & Grosse, 1989; Hoffmann & Stiewe, 1994; Hoffmann et al., 1996 und Kuder, 2002). Die sogenannte *Pritzwalk*-Anomalie, welche in etwa zwischen Hamburg, Rostock und Berlin liegt, und das *Schweriner Schwerhoch* werden dabei auch als *Ostelbisches Massiv* zusammengefasst. Über die Ursachen der positiven Anomalien existieren unterschiedliche Vorstellungen. Hoffmann & Stiewe (1994) sehen in der *Pritzwalk*-Anomalie den Ausdruck einer Intrusion von basischem bis ultrabasischem Mantelmaterial in die untere und mittlere Kruste, welche die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) unter der Anomalie zerstörte (s. auch Abb. 2.3 und Brink, 2002). Bayer et al. (1999) sehen hingegen keine

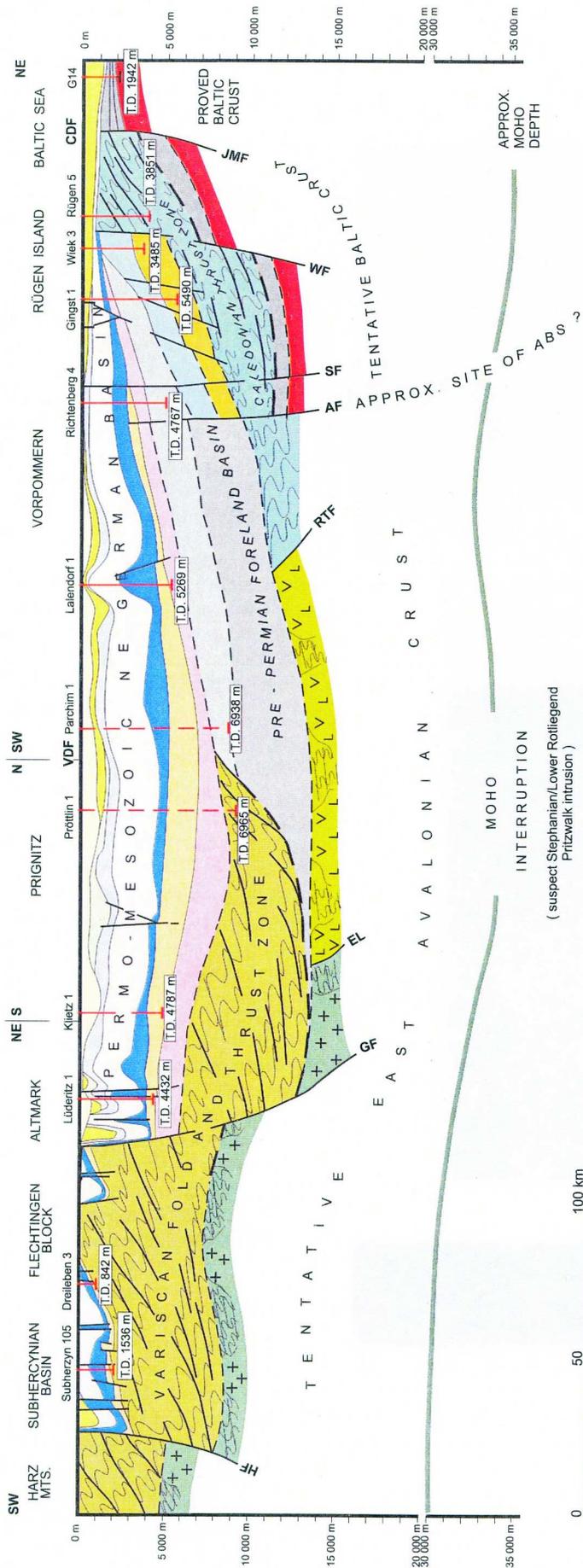


Abbildung 2.3: Profilschnitt durch Nordostdeutschland (vom Harz bis zur südlichen Ostsee nördlich von Rügen) auf der Grundlage von geophysikalischen Untersuchungen und Bohrungsaufschlüssen (aus: Franke et al., 1996). Die baltische Kruste reicht nach Ansicht von Franke et al. nur bis zur Anklam Störung (AF, s. Abb. 2.4), wo die Avalonia-Baltika-Sutur vermutet wird. Die Abbildung verdeutlicht auch, dass die Rotliegend Sedimente unterhalb der Zechsteinsalze eine relativ ungestörte Lagerung aufweisen, während die überlagernden Postzeolithen Schichten durch aufsteigende Salzmassen zum Teil stark gestört wurden.

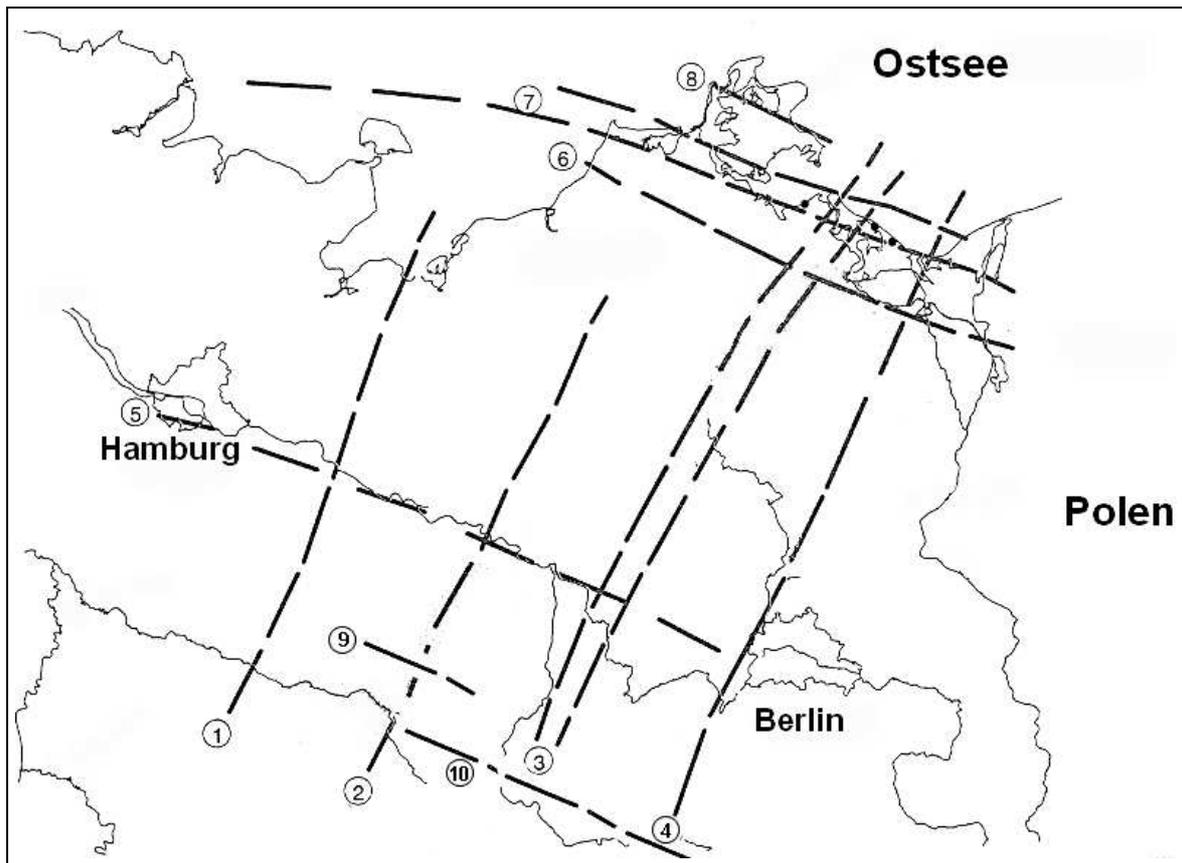


Abbildung 2.4: Tektonische Übersichtskarte des NEDB mit wichtigen präpermischen Störungszonen. Auffällig ist die Staffelung der Tiefenbrüche in rheinisch (NNE-SSW) und WNW-ESE verlaufende Störungen, die im Zuge der Bildung des NEDB Transtensions- und Pull-Apart-Becken bildeten. Es bedeuten: 1 = Gifhorn-Wismar; 2 = Arendsee; 3 = Rheinsberg; 4 = Liebenwalde; 5 = Elbe-Linie; 6 = Anklam; 7 = Stralsund; 8 = Bergen; 9 = Gardelegen; 10 = Haldensleben (nach: Bachmann & Hoffmann, 1997 und Scheck et al., 2002).

Hinweise für eine Intrusion von mafischem Material in untere Krustenniveaus und führen die in den Daten tatsächlich schwach ausgebildete Moho im Bereich der Pritzwalker Anomalie auf technische Probleme zurück. Die Moho im NEDB ist demnach relativ flach und gleichmäßig in 30–32 km Tiefe ausgebildet. Kaempff et al. (1994) äußern aufgrund von der Zusammensetzung von Xenolithen in permischen Basalten der Tiefbohrung Schwerin 1 (*S 1/87*) die Vermutung, dass sich das Fundament des Ostelbischen Massivs aus einem Anorthositmassiv zusammensetzt. Hoffmann et al. (1996) jedoch interpretieren diese Xenolithe im Gegensatz zu Kaempff et al. nicht als ein eigenständiges Massiv, sondern als Bestandteil eines kaledonischen magmatischen Bogens, welcher sich zwischen Baltika und dem angedockten ostavalonischen Teil Gondwanas bildete (s. auch Franke et al., 1996). Nach Bayer et al. (1999) kann die Schwereanomalie von Pritzwalk nur durch das Vorhandensein von Material mit hoher Dichte im Tiefenbereich von 8 bis 30 km Tiefe erklärt werden. Dies belegen auch die 3D Schwerefeldmodellierungen von Kuder (2002). Position, Struktur, Ausdehnung und Mächtigkeit sind allerdings ebenso ungewiss wie die Frage, ob sich dieses Material von einem Ereignis (Intrusion) ableitet oder das Ergebnis ei-

ner ganzen Folge von (verschiedenen) geologischen Prozessen darstellt. Eine weitere bedeutende magnetische Anomalie ist in der Region Grimmen, am nördlichen Rand des NEDB, beobachtet und in Verbindung mit einer möglichen Avalonia-Baltika-Sutur an der Strelasund oder Anklam Störung gesehen worden (s. Thybo, 1997). Diese Störungszone wurde als *Trans-European-Fault* (TEF) bezeichnet und von Thybo (1997) als Begrenzung der südlichen Ausdehnung des Baltischen Schildes angesehen (s. Abb. 2.2 und 2.3). Nach McCann & Krawczyk (2001) handelt es sich bei der Störung bei Grimmen um eine lokale Erscheinung, die sich nicht weiter in Richtung Dänemark oder Polen verfolgen lässt. Bayer et al. (2002) schlagen vor, die TEF als Ausdruck der Thor Sutur auf dem Niveau der mittleren Kruste anzusehen.

Die möglichen Szenarios der Modellvorstellungen und ihre Auswirkungen auf die terrestrische Wärmestromdichte werden ausführlich in Kapitel 4 behandelt.

2.2 Tektonische Entwicklung

Bayer et al. (2002) sehen das Subsidenzzentrum des Permbeckens oberhalb der Übergangszone von baltischer zu mitteleuropäischer Kruste. Der Mechanismus der Beckenentstehung ist dabei Gegenstand zahlreicher Diskussionen (s. z.B. Bachmann & Grosse, 1989; Bachmann & Hoffmann, 1997; Scheck, 1997; DEKORP-BASIN Research Group, 1999 und van Wees et al., 2000).

Die tektonische Entwicklung des Beckens lässt sich wie folgt zusammenfassen: Mit Abschluss der variszischen Orogenese erreichte der Zusammenschluss der Kontinente zum Großkontinent Pangäa einen vorläufigen Höhepunkt. Durch die Ostdrift der Europäischen Platte relativ zur Afrikanischen Platte kam es zur Entstehung eines Nord–Süd gerichteten Stressfeldes mit maximaler Extension in Ost–West Richtung. Die Ausbildung eines Systems konjugierter dextraler und sinistraler Scherbrüche waren die Folge (Arthaud & Matte, 1977; Ziegler, 1989; vgl. Abb. 2.4). Diese tektonischen Bewegungen werden als „fränkische Bewegungen“ zusammengefasst (Katzung & Krull, 1984; Katzung & Ehmke, 1993; Bachmann & Hoffmann, 1997; vgl. stratigraphische Tabelle Abb. 2.8, S. 50). Durch sie entstanden Pull-Apart-Becken wie die Havel-Müritz-Senke, welche von Tiefenbrüchen begrenzt werden (Abb. 2.4). Entlang der Scherzonen intrudierten und extrudierten Magmen, wie z.B. die ca. 2000 m mächtigen Vulkanitfolgen des Permokarbons (Benek et al., 1995, 1996). Außerhalb der Senken und Lineamente nehmen die Mächtigkeiten der Vulkanite stark ab (Plein, 1993; Bachmann & Hoffmann, 1997). Am Ausklang der Altmark Subgruppe (Abb. 2.8) kam es durch die zunächst noch anhaltende thermische Hebung zu einer großflächigen Denudation der Vulkanite und teilweise auch von älteren Schichten. Im NEDB bildet sich ein bedeutender Schicht-Hiatus aus. Vereinzelt fand Sedimentation in lokalen und vermutlich isolierten Subsidenz-Zonen statt (feinklastische Grau- und Rotsedimente der Havel-Müritz-Senke, die in die Müritz-Subgruppe eingestuft werden, s. Schneider & Gebhardt, 1993). Eine Reaktivierung der Scherbruchsysteme erfolgte durch die Altmark-I-Bewegungen am Übergang zur Havel Subgruppe. Zusammen mit der thermischen Subsidenz, unterstützt durch Dehnungstektonik, weitete sich der Sedimentationsraum aus. Es

bildeten sich die Holstein-Mecklenburg-Senke (begrenzt von der Stralsunder, Rostocker und Unterelbe Störung) und die bereits früher angelegte Havel-Müritz-Senke heraus (Bachmann & Hoffmann, 1995). Nach der Altmark-I-Bewegung nehmen die bruchtektonischen Aktivitäten ab. Durch die bruchlose thermische Subsidenz, die durch die folgenden Altmark-Bewegungen (II-III) nur untergeordnet beeinflusst wird, weitet sich der Sedimentationsraum aus, wobei sich das Depozentrum in den Raum der Holstein-Mecklenburg-Senke mit NW-SE orientierter Achse verlagert (Bachmann & Hoffmann, 1995; Scheck et al., 1999). Obwohl bis zu 2000 m mächtige sedimentäre Abfolgen im Rotliegend zur Ablagerung kamen, genügte das Sedimentangebot zur Kompensation der Subsidenz nicht aus, so dass das Depozentrum am Ausklang der Elbe Subgruppe eine Lage von mehr als 100 m unterhalb des Meeresspiegels erreichte.

Die folgende Ingression des Zechstein-Meeress beschränkte sich sehr rasch über die Nordseestraße. Die Basis des Zechsteins ist dabei weitgehend ungestört ausgebildet, während die bis zu 2000 m mächtigen Zechstein-Ablagerungen durch halokinetische Vorgänge stark gestört wurden. Salzstrukturen finden sich bevorzugt parallel zum EFS (WNW–ESE) in den südlichen und nordöstlichen Randbereichen des Beckens und parallel zum Rheinsberg Lineament (NNE–SSE) am östlichen Beckenrand (Scheck et al., 1999). Die starke Absenkung des Beckens hielt bis in die Trias an (Bachmann & Grosse, 1989; Scheck et al., 1999; van Wees et al., 2000). Während des Muschelkalks veränderte sich die Beckenkonfiguration und es bildeten sich zwei voneinander getrennte Depozentren aus, eines im Raum der Holstein-Mecklenburg-Senke und das andere, der Rheinsberg Trog, weiter östlich. Während der späten Trias (Keuper) wurde das Zechsteinsalz mobil und es kam zur Initiierung des Salzdiapirismus (Truesheim, 1957). Die Auslöser der Zechsteinsalz Bewegungen und die Rolle des Zechsteinsalzes während des Mesozoikums werden immer noch diskutiert. Scheck et al. (2003) können einen deutlichen Zusammenhang zwischen Änderungen der Salzdynamik und Änderungen des regionalen Stressfeldes im NEDB nachweisen. Im Jura sanken Rheinsberg und Gifhorn Trog weiter ab. Über 1200 m klastischer Sedimente wurden in diesen Trögen abgelagert (Scheck et al., 1999). Das Gebiet des permo-triassischen Depozentrums (die Holstein-Mecklenburg-Senke) und das Gebiet der Altmark stellten aufgrund geringer Subsidenzraten relative Hochlagen dar, so dass jurassische Sedimente kaum erhalten sind. An der Jura/Kreide-Grenze kam es zu einer Aktivierung großer intrakontinentaler Störungen in Zentraleuropa. Diese Bewegungen hingen vermutlich mit der Neugestaltung des Stressfeldes zusammen, die durch die Ausdehnung des Nord-Atlantiks und der Öffnung der alpinen Tethys stattfand (Kossow & Krawczyk, 2002). Eine Deformierung betraf vor allem die Postzechein Ablagerungen im Beckenzentrum des NEDB, während eine Deformation der Präzechein Einheiten auf die südlichen, östlichen und nordöstlichen Beckenränder beschränkt blieb (Kossow et al., 2000; Scheck et al., 1999). Eine weitere Beckeninversion fand Ende der Oberkreide statt (Kossow & Krawczyk, 2002; Scheck et al., 2003). Im südlichen Beckenteil sind starke kompressive Deformationen belegt, welche in Richtung Norden abnehmen. Entlang der Gardelegen Störung (Teil des EFS) kam es dabei zu Hebungen von bis zu 4000 m (Scheck et al., 2002). Eine letzte Subsidenzphase während des Känozoikums führte zu höheren Sedimentmächtigkeiten im westlichen Teil des NEDB (Scheck et al., 1999). Das

NEDB befindet sich dabei nach Marotta et al. (2000) und Kuder (2002) in einem isostatischen Ungleichgewicht, was rezente kompressive Spannungen oder eine besonders hohe Rigidität zur Erhaltung der heutigen Beckengeometrie nötig macht (s. Marotta et al., 2001 und Kuder, 2002).

2.3 Stratigraphie, Fazies und Lithologie

Während die strukturgeologische Beschaffenheit und die tektonische Entwicklung des NEDB zum einen grundlegenden Rahmenbedingungen für die Interpretation des Wärmeflusses liefern, so steuern zum anderen die Bedingungen zum Zeitpunkt der Ablagerung der jeweiligen Gesteine ihre lithologische Ausprägung. Die Kenntnis der jeweiligen Fazies liefert dabei sowohl Hinweise für die zu erwartenden petrophysikalischen und thermischen Eigenschaften der Gesteine als auch ihrer räumlichen Variabilität.

Durch eine Vielzahl von Erdöl-/Erdgasexplorationsbohrungen sowie auch von seismischen Untersuchungen ist die Geologie und Lithologie des Untersuchungsgebietes vom Permokarbon bis zum Quartär sehr gut bekannt. Unterhalb des Permokarbons ist die Informationsdichte im Untersuchungsgebiet uneinheitlich. Im Norden sind durch die Bohrungen im Raum Rügen kambro-ordovizische und karbonische Einheiten nachgewiesen worden, silurische Sedimente fehlen. Im zentralen und südlichen Beckenbereich haben einige Bohrung gesichert karbonische Sedimente erbohrt. Weitere Informationen über ältere Sedimente und ihre Beschaffenheit sind nicht zugänglich. Aussagen zur Lithologie werden daher unsicher und stützen sich auf das jeweilige geologische Modell, das ihnen zu Grunde liegt.

2.3.1 Prädevon

Die regionale Verbreitung des Prädevons im NEDB ist weitgehend unbekannt (Franke, 1990). Präkambrische und kambrische Einheiten sind innerhalb des Beckens nicht aufgeschlossen worden und Analogievergleiche südlicher (Saxothuringische Zone) oder nördlicher (Bornholm bis einschließlich des Raumes nördlich von Rügen) Vorkommen sind aufgrund der tektonischen Entwicklung des Beckens (s.o.) nicht gesichert durchführbar. Die ältesten bisher paläontologisch datierbaren prädevonischen Sedimente stammen aus dem Ordovizium (Tremadoc? - Caradoc) und sind in Bohrungen Nord- und Mittelrügens aufgeschlossen worden. Nach Schmidt & Franke (1977) erfolgte die Ablagerung des Rügener Ordoviziums in einem sich rasch einsenkenden Sedimentationstrog am Rand der Osteuropäischen Tafel, wobei schnelle Subsidenz zusammen mit intensiver Materialzufuhr zu ungewöhnlich großen Mächtigkeiten (primäre Gesamtmächtigkeit um 2000 m) führte. Marine, terrigen-klastische Ablagerungen sind weit verbreitet, doch liegen keine Informationen im zentralen Gebiet des NEDB vor. Aufgrund tief greifender kaledonischer Erosionsprozesse sind die am Nordost-Rand des Beckens primär vorhanden gewesenen Sedimente des Silurs im Unterschied zu den ordovizischen Abfolgen nicht mehr nachweisbar. Bohrungen im benachbarten Polen weisen Abfolgen von flyschoiden Ton- und Siltsteinen auf. Dominierende Lithologie des Silurs stellen aber vermutlich die auch sonst in Mitteleuropa weit verbreiteten grauen graptolithenführenden Tonsteine dar. Doch auch für das Silur gilt, dass keine Aussagen

für das NEDB getroffen werden können: je nach tektonischem Modell der Unterkruste können unterschiedlichste lithologische Ausbildungen unmittelbar aneinander grenzen.

2.3.2 Devon

Für das Devon verbessert sich die Aufschlusslage in den Randbereichen des NEDB. In den Bohrungen des Rügener Raumes ist eine deutliche Zweiteilung des Devon Profils zu erkennen (vgl. Abb. 2.5). Der untere Abschnitt setzt sich aus klastisch-terrigenen Ablagerungen mit schlecht sortierten, tonig-siltigen Sandsteinen und aus Silt- und Tonsteinen zusammen, während im oberen Abschnitt fein- bis mittelkörnige, mehr oder weniger gut sortierte Quarzsandsteine mit kieseligem oder kieselig-karbonatischem Bindemittel und untergeordnet siltig-tonige Gesteine und Mergelsteine vorherrschen (Franke, 1990; Zagora, 1993). Der untere Abschnitt repräsentiert Ablagerungen vom kontinentalen „Old-Red-Typ“ und wird in das tiefere Mitteldevon (Ems-Givet) gestellt, während der obere Abschnitt in das Givet eingeordnet wird (Hoth, 1997; Zagora, 1993). Das Oberdevon von Rügen umfasst vor allem Tonmergelsteine, Kalksteine und Silt- bis Sandsteine und repräsentiert marine Vorlandshelf-Sedimentation (Franke, 1990). In den südlich an das Gebiet des NEDB anschließenden Bereichen wird Devon in Präperm Bohraufschlüssen Südbrandenburgs vermutet. Devonsedimente sind im Harz in überwiegend klastischer Ausbildung weit verbreitet, zusätzlich treten Spilite und Tuffe sowie Karbonatgesteine auf (Elbingeröder Komplexe). Die regionale Verbreitung des Devons im NEDB ist schwer abzuschätzen. Für das tiefere Devon hängt sie von der Konfiguration des „Old-Red-Kontinents“ ab und selbst im Oberdevon (mit einer überregionalen Transgression ab Givet) können örtlich wechselnde Verhältnisse vorliegen. Dabei kann die heutige Verbreitung auch durch postdevonische magmatische Prozesse stark beeinflusst sein (z.B. durch die Intrusion variszischer Granitoide wie im Raum Flechtingen: Flechtinger und Roxförde Granit; Franke, 1990).

2.3.3 Karbon

Das Unterkarbon (*Tournai* und *Visé*) ist nur aus dem Raum Rügen/Vorpommern nachgewiesen. Die von Hoffmann (1990) und Franke (1990) vorgenommene Einstufung des unteren Profils der Bohrung Pröttlin im Zentralteil des NEDB in das Unterkarbon wurde durch neue Faunenfundstücke nicht bestätigt (s. Hoth, 1997). Die lithologische Ausbildung des Unterkarbons wird durch zwei Faziestypen bestimmt: die klastisch terrigene Kulmfazies im Süden und die karbonatisch-mergelig-tonige Kohlenkalkfazies des prävariszischen Vorlandes. Der Übergang zwischen den beiden Faziesräumen ist jedoch unklar, zudem können lokale Hochlagen (mit Kohlenkalkkarbonaten) mit Tieflagen (mit klastischer Kulmfazies) abwechseln (Franke, 1990). So ist nur im Rügener Raum eine voll marine Fazies mit starker Ähnlichkeit zum westeuropäischen Kohlenkalk nachgewiesen. Die Lithologie besteht vor allem aus Kalk-, Mergel- und Tonmergelsteinen. Dabei sind teilweise erhebliche Mächtigkeitsunterschiede in den Bohrungen festzustellen, die auf eine bedeutende Vertikaltektonik während des tieferen Unterkarbons zurückzuführen sind (Hoth, 1997).

Für das Oberkarbon verbessert sich der Grad der (Bohr-)Aufschlüsse. Zusätzlich zu den Aufschlüssen im Rügener Raum haben einige Tiefbohrungen in Mecklenburg, der Altmark und in Brandenburg oberkarbonische Sedimente aufgeschlossen. Die Sedimentfolge des *Namurs* im nördlichen Teil des NEDB (Vorpommern) ist einerseits im Flachschiefbereich abgelagert worden, andererseits zeigt sie auch Übergänge zur Sedimentation des Watt- und Marschbereichs mit örtlich moorigen Bildungen. Charakteristisch sind auftretende Sideritkonkretionen und eine Dominanz humoser organischer Substanzen; zwischengeschaltet sind auch mächtige Sandsteinschüttungen (Hoth, 1997). Im Rügener Raum sind keine Namur-Ablagerungen belegt. In den südlichen Regionen (Altmark/Westmecklenburg sowie West- und Nordbrandenburg) dominieren distale Turbidite und pelagische Sedimente. Die Ton- und Siltsteine weisen neben humosen organischen Partikeln auch einen bedeutenden Anteil algenähnlicher Substanz auf. Die Mächtigkeiten der nachgewiesenen Namur-Ablagerungen schwankt teilweise erheblich. Ursachen sind nach Hoth (1997) die Ausbildung einer Vortiefe am Rand der Varisziden, die eine maximale Sedimentakkumulation ermöglichte, und intra- bis postnamurische Erosionsphasen. *Westfal*-Sedimente sind nur in der Region Boizenburg/Schwerin und in Vorpommern nachgewiesen worden (Franke, 1990). Es handelt sich dabei um Sand-, Silt- und Tonsteine, die während des älteren Westfal in Deltas, ingressionsbeeinflussten Überschwemmungsebenen und Mooren gebildet wurden und die während des jüngeren Westfal bevorzugt in limnisch-fluviatilen Sedimentationsräumen zur Ablagerung kamen (Hoth, 1997). In Vorpommern kam es im Westfal A und B zur Ausbildung von Kohleflözen, während in der Bohrung Boizenburg (SW-Mecklenburg) nur gering mächtige Kohlelagen belegt sind. Anhand seismischer Profile wird Westfal auch im Raum Schwerin/Wismar vermutet. Die südliche Ausdehnung von Westfal-Ablagerungen ist unsicher. Die primäre Verbreitung wird bis in die Altmark-Region vermutet. Hoth (1997) weist jedoch darauf hin, dass das heutige Verbreitungsbild sehr stark von Erosionsvorgängen geprägt ist. Die jüngsten karbonischen Ablagerungen (*Stefan*) haben im NEDB eine sehr viel geringere Verbreitung als die älteren Karbonstufen (Franke, 1990). Ob Stefan Sedimente im Beckenzentrum (NW-Mecklenburg) vorhanden sind, kann nur gemutmaßt werden. Es wird jedoch ein durchgehender Sedimentationsraum im nördlichen Bereich des NEDB von Vorpommern bis zum Nordseebecken angenommen. Fragliche Stefan Sedimente der Altmark und der Flechtinger Scholle stellen dabei entweder einen Nordwest–Südost orientierten Appendix des Stefan Beckens oder separate Ablagerungsräume dar (Hoth, 1997). Die lithologische Ausprägung der Stefan Sedimente zeichnet sich durch terrestrisch-klastische Schichtserien mit lokalen *Playa*-Bildungen aus, die unter arid-kontinentalem Milieu gebildet wurden. Die Mächtigkeiten liegen zwischen 160 m (Rügen) und 270 m (Vorpommern).

2.3.4 Permokarbonische Vulkanite

In der Mitteleuropäischen Senke bestehen regionale Unterschiede im Hinblick auf die Mächtigkeiten der permokarbonischen Vulkanitabfolgen, ihrer Zusammensetzungen und Assoziationen. Im NEDB lassen sich die Gebiete des Altmark–Flechtinger Scholle–Subherzyns und die Regionen von Rügen, Mecklenburg-Vorpommern und von Ostbrandenburg aushalten (Marx et al.,

1995, siehe Abb. 2.6).

Nach den Berechnungen von Benek et al. (1995) betragen die relativen Anteile der Gesteinsfamilien an der Verteilung der Vulkanitmächtigkeiten im NEDB:

- Rhyolithe mit Ignimbriten: etwa 70 %
- Andesitoide: etwa 26 %
- Basaltoide mit Doleriten: etwa 4 %.

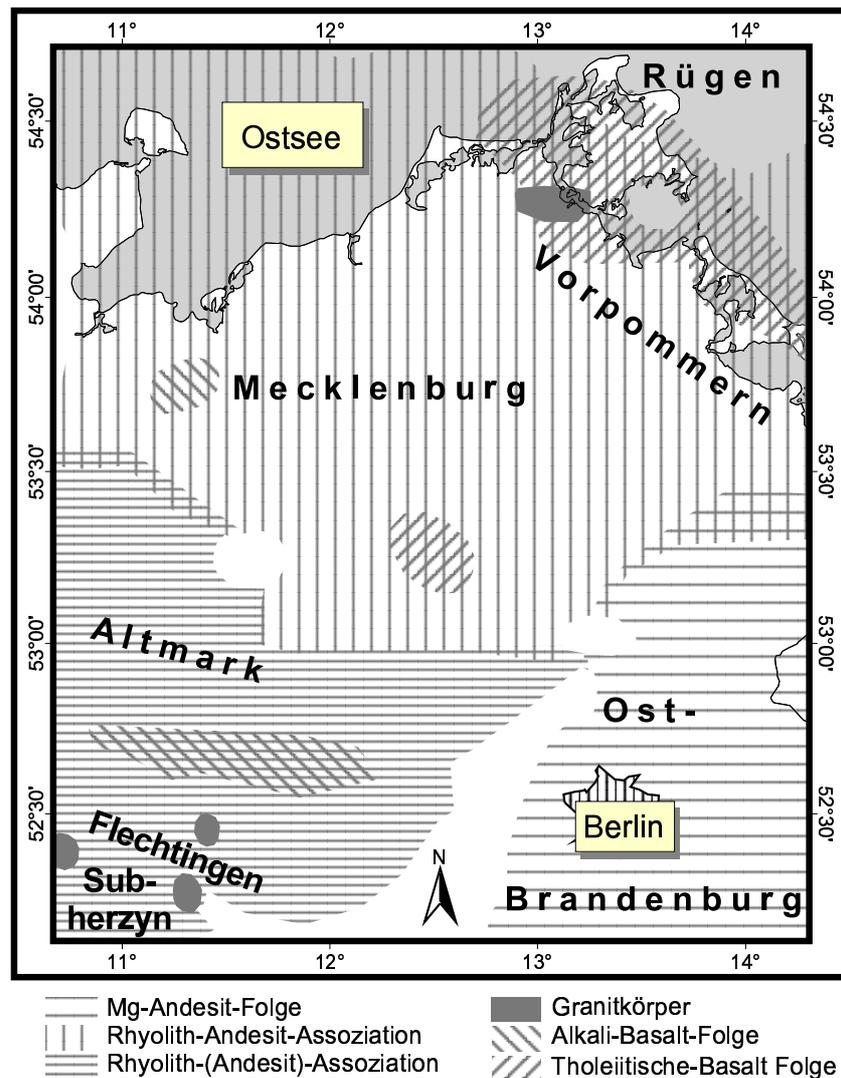


Abbildung 2.6: Übersicht der regionalen Verbreitung permokarbonischer Vulkanite nach Benek et al. (1996).

Petrographische Beschreibungen der Grundmasse, Textur, Phänokristalle und Akzessorien führten zur Einteilung der vulkanischen Gesteine in verschiedene Typen von Rhyolith, Andesit und Basalt (s. Tab. A.1, A.2 im Anhang). Hoth et al. (1993b) gliedern den permokarbonischen Vulkanismus in fünf Eruptionsstadien; die zeitliche Einordnung wurde von Benek et al. (1996) vorgenommen:

1. (Andesit-) Prä-Ignimbritstadium im Oberkarbon (höheres Stefan)
2. Explosives Ignimbritstadium der Altmark Subgruppe, außer in Rügen und Ostbrandenburg überall vertreten
3. Post-Ignimbritstadium der Altmark Subgruppe mit rhyolithoiden, andesitoiden und z.T. basaltoiden Vulkaniten
4. Spät-Rhyolithstadium der Müritz Subgruppe (nur im Bereich der Altmark)
5. Spätes Basaltstadium im Oberen Rotliegend (nur im Bereich der Altmark)

Die aus der Verbreitung der Vulkanitassoziationen und -folgen definierten Eruptivkomplexe lassen sich allerdings nicht scharf gegeneinander abgrenzen, sondern weisen Übergangs- und Verzahnungsbereiche, auch über markante Bruchzonen hinweg, auf (Marx et al., 1995). Ihre nachgewiesene Mächtigkeit beträgt bis zu 2000 m (Benek et al., 1996). Eine Vorstellung von der Zusammensetzung und Komplexität der Abfolgen vermittelt die Abb. 2.7.

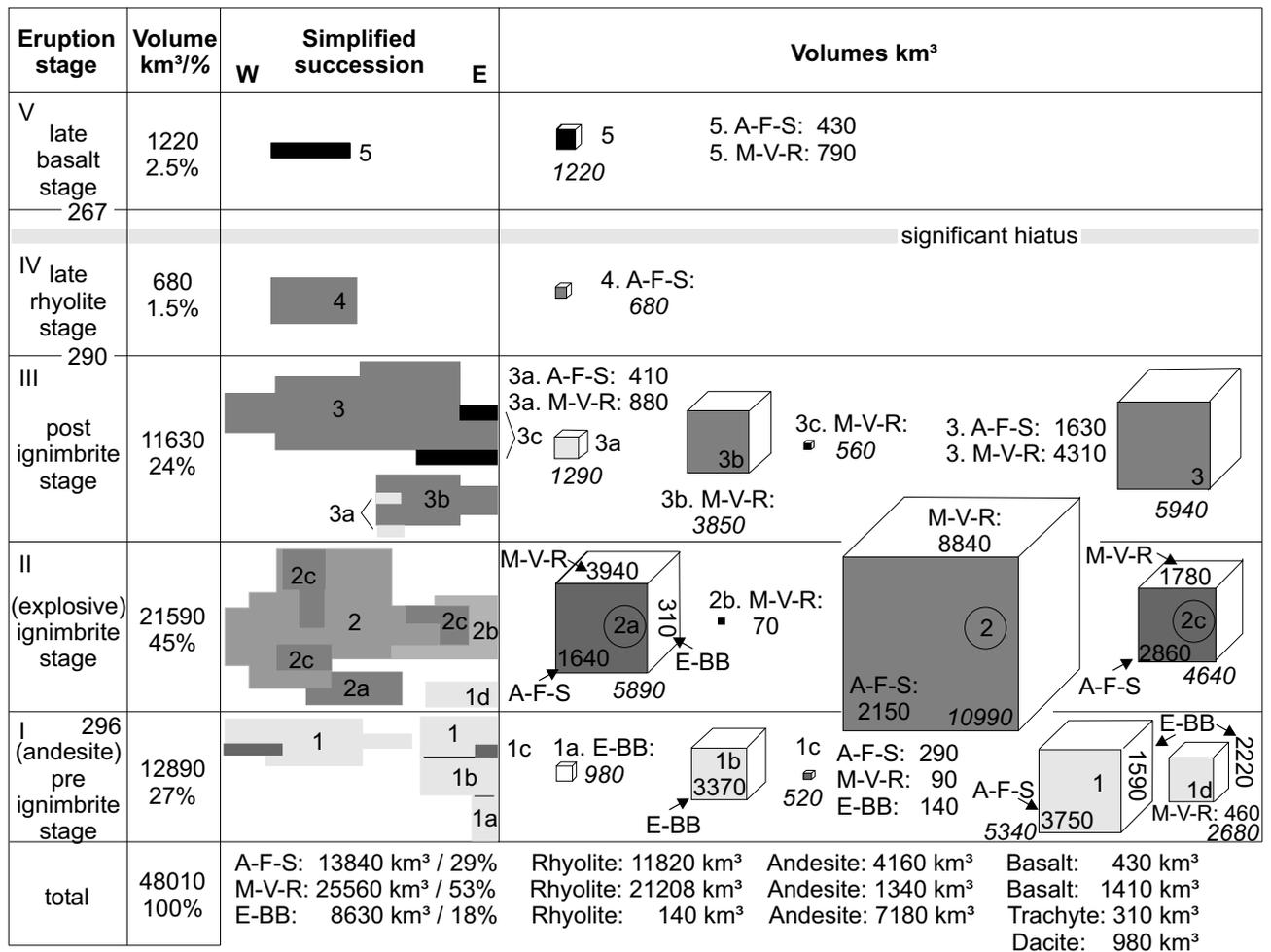


Abbildung 2.7: Verteilung, Zusammensetzung und Volumina permokarbonischer Vulkanite der Vulkanitprovinzen im NEDB nach Benek et al. (1995, 1996). Die Ziffern beziehen sich auf die berücksichtigten Vulkaniteinheiten (vgl. Tabelle des Anhangs). A-F-S: Altmark-Flechtingen-Subherzyn, M-V-R: Mecklenburg-Vorpommern-Rügen, E-BB: Ostbrandenburg.

Die ungleiche Verteilung der Gesteinsfamilien in den jeweiligen Provinzen (Abb. 2.7) kann

bei unterschiedlichen Wärmeproduktionsraten der Gesteinstypen u.U. auch verantwortlich für eine Regionalisierung der Wärmestromdichte sein. Daher wurden die radiogenen Wärmeproduktionsraten dieser Gesteinstypen untersucht (s. Kap. 3.2.2. Die einzelnen Eruptivkomplexe werden im Folgenden genauer charakterisiert.

Die **Altmark-Flechtingen-Subherzyn-Region** (AFS) ist durch eine große Vielfalt an Vulkanittypen geprägt, es handelt sich um eines der drei mächtigsten Eruptionszentren im Permokarbon des zentralen Nordeuropas (Marx et al., 1995). Die vulkanische Aktivität beginnt im Stefan mit aphyrischen Andesitoiden¹ (Typ $\alpha 7$), die im Zentralteil durch einen Rhyolith (Typ λIIb), in den Randbereichen durch Tuffe und Sedimente von den jüngeren porphyrischen Andesitoiden (Typ $\alpha 8$) getrennt werden. Nach einem zeitlichen Hiatus folgen Wechsellagen von sauren Laven, Ignimbriten und Tuffen des explosiven Ignimbritstadiums. Die Tuffe sind vor allem entlang der Grenze der Altmark-Region von Bedeutung und erreichen dort Mächtigkeiten von bis zu 180 m (Benek et al., 1996). Das späte Basaltstadium ist in der Altmark durch tholeiitische bis alkalische Basalte vertreten.

Die Vulkanite von **Mecklenburg-Vorpommern und Rügen** (MVR) bestehen überwiegend aus Rhyolithen. Im Norden (Rügen, Usedom, südliche Strukturen des Tornquist-Fächers) werden sie durch eine Zone tholeiitischer Basalte und Dolerite flankiert. Rhyolithe und Basalte verzahnen sich auf Südrügen und im Küstengebiet miteinander. Die tholeiitischen Basalte weisen extrem niedrige Gehalte an inkompatiblen Elementen wie Th, Ta, La und P auf und entstammen einer verarmten Mantelquelle (Benek et al., 1995). Sie lassen sich als Folge einer Krustenfragmentierung im Randbereich des baltischen Schildes, also eines möglichen initialen Riftings, interpretieren.

Die Vulkanitfolgen von **Ostbrandenburg** (EBB) stellen überwiegend basaltische Andesite mit sehr hohen Mg-, Cr- und Ni-Gehalten auf. Sie entstammen - anders als die Andesitoide der Altmark - einer nur schwach angereicherter Magmenquelle. Intermediäre Vulkanite treten nur stark untergeordnet auf.

2.3.5 Perm (Sedimentäres Rotliegend)

Über eine beckenweite Gliederung des Rotliegend hat es viele Kontroversen gegeben, die ihren vorläufigen Abschluss in der 1995 veröffentlichten stratigraphischen Neugliederung fanden (Plein, 1995; Schöder et al., 1995). Abbildung 2.8 zeigt die neue Nomenklatur, die auch dieser Arbeit zugrunde liegt.

Das Rotliegend kann in vier Subgruppen unterteilt werden, die vor allem klimatisch-tektonisch abgegrenzt werden. Hinzu kommen mineralogisch-petrographische und biostratigraphische Kriterien. Die *Altmark* Gruppe ist nach dem mehr als 2000 m mächtigen Vulkanitkomplex der Altmark benannt. Die Subgruppe kann auf mineralogisch-petrographischer Basis in vier Vulkanit Formationen untergliedert werden (s. S. 46). In die Vulkanitkomplexe eingelagerte Sedimenteinheiten bilden weitere Formationen. Die *Müritz* Subgruppe ist eine fluvio-lakustrine

¹Zur Gliederung der Vulkanite siehe Appendix, Tab. A.1, A.2.

Globale Skala		Regionale Skala NE Deutschland				
Stufe	Alter in Mio. Jahren	System	Übergruppe	Gruppe (*Stufe)	Subgruppe	Formation / Folge / Unterstufe
			<i>Diskordanzen</i>			
Tartarium	*251	Ober	DYAS (MITTELEUROPÄISCHES PERM)	Zechstein 7 (5)		Friesland F. / Mölln F. 1.0
	258					Aller F. / Ohre F. 1.0
						Leine F. 1.5
						Staßfurt F. 1.5
						Werra F. 2.0
Kazanium	267	PERM	Unter	Havel	Elbe	Hannover Fm. 2.0
	272					Mellin Peckensen 2.0
	274					Dethlingen Fm. Eldena 2.0
	277					Rambow 2.0
Ufimium	277	Unter	Saalische.			Mirow Fm. 2.0
	283					Parchim Fm. 2.0
Kungurium	283	Unter	Saalische.			Rotliegend (44)
	290					Müritz
Artinskium	290	Unter	Saalische.			Sedimente
	296					Föhrberg
Sakmarium	296	Unter	Saalische.			Vulkanite
	300					
Asselium	300	KA.				
Gzhelium	300	KA.				
				*Stefan (5)		
				Fränkische		
						Bebertal
						Winkelstedt
						Roxförde
						Flechting
						Süplingen

Abbildung 2.8: Stratigraphische Neugliederung des Rotliegenden nach Deutsche Stratigraphische Kommission (2002), Plein (1995) und Bachmann & Hoffmann (1997).

Sedimentfolge. Die dritte Einheit stellt die *Havel* Subgruppe mit den sedimentären Parchim und Mirow Formationen dar. Die *Elbe* Subgruppe schließlich gliedert sich in die Dethlingen und die Hannover Formation, die sich aufgrund zyklischer Sedimentation jeweils in sieben Subformationen (Members) unterteilen lassen.

Die Mehrzahl der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben stammt aus dem Rotliegenden (s. Kap. 3.1). Da die aus Bohrungen gewonnenen Proben nur punktuelle Informationen gegen können, müssen auch die räumlichen Änderungen der Gesteinseigenschaften aufgrund wechselnder Ablagerungsräume berücksichtigt werden. Die Betrachtung der Fazies kann dabei wertvolle Informationen für die Charakterisierung des Gesteins und der Zuordnung petrophysikalischer (thermischer) Eigenschaften und damit zu der Übertragbarkeit von im Labor bestimmten Messwerten geben.

Lithofazies	Sedimentäre Strukturen, Charakteristika	Ablagerungsmilieu
Steinsalz, Sulfate, Tonsteine	Lamination der Tonsteine, Rekristallisation des Salzes	Playa-See
Ton und Siltsteine	Flaserschichtung, Haloturbation, Anhydrit, Trockenrisse	Untere Playa (Mudflat)
Sand- und Siltsteine mit Tonlagen	Flaserschichtung, Haloturbation, Anhydritanreicherung, Trockenrisse	Obere Playa (Sandflat)
fein- bis mittelkörnige gut sortierte Sandsteine	entschichtete, meist grau gefärbte Sandsteine mit Anhydritflecken, oft flache und steilere äolische Schichtung (Küstendünen)	Küstengürtel mit Strandfaziesassoziationen (Dünen und nasse Sandflächen)
Sand- und Siltsteine mit Tonsteinanteil	Flaserschichtung, Anhydrit, Adhäsionsstrukturen, Haloturbation	Sabkha-Niederungen
fein- bis mittelkörnige, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine	Äolische Flächensande und Merkmale kleiner Dünen, hoher Interdünenanteil	Randliche Wüste („Erg Margin“)
fein- bis grobkörnige, gut bis mäßig sortierte Sandsteine	Gestapelte Dünenabfolgen und äolische Flächensande, geringer Interdünenanteil	Innere Wüste („Erg“)
feinkörnige, mäßig sortierte Sand- und Siltsteine	„Fining upward“ Sequenzen, Strömungsrippeln, Tonklasten	Distaler alluvialer Schwemmfächer
fein- bis grobkörnige, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine und Tonsteine	„Fining upward“, erosive Basis, Kreuzschichtung, Strömungsrippeln	Alluvialer Schwemmfächer
Fanglomerate und Konglomerate	Strukturlos (fanglomeratisch), Kreuz- und gradierte Schichtung in Schichtflut-Ablagerungen	Proximaler alluvialer Schwemmfächer

Tabelle 2.1: Faziestypen im Rotliegend Norddeutschlands (aus: Gast et al., 1998, S. 75).

Fazies

Die Sedimentation und Fazies in einem kontinentalen Becken wird von vielen Faktoren beeinflusst. Subsidenz, Tektonik, Lithologie des Liefergebietes, Sedimentbudget, Klima, Grundwasserspiegel und vorherrschende Windstärken und -richtungen steuern die komplexen sedimentären Abläufe. Unter den zunehmenden ariden Bedingungen, die sich seit Ende des Karbons aus einem noch humiden Klima im NEDB eingestellt hatten, bilden fluviatile und äolische Prozesse, Akkumulation an Salzkrusten und Ablagerungen stehender Gewässer die wesentliche Grundlage zur Genese der Rotliegend Sedimente. Gast et al. (1998) gliedern mit lithofaziellen Methoden zehn unterschiedliche Ablagerungsmilieus (Subenviroments) aus (Tab. 2.1). In den liefergebietsnahen Bereichen treten nach Faziesuntersuchungen von Rieke (2001) dominant Stromgeflechtsablagerungen (*braided plain*) und nur untergeordnet alluviale Schwemmfächer auf. Die Übergangsbereiche zum Becken werden von verzweigten, netzartigen fluviatilen Systemen dominiert. Daneben können auch Sedimente der Sand- oder Tonebenen und vereinzelt lakustrine Sedimente auftreten. In den distalen Bereichen finden sich *Mud-Flat*- und *Playa-See*-Ablagerungen.

Altmark und Müritz Subgruppe Die Informationen zur sedimentologischen und faziellen Entwicklung der Altmark Subgruppe sind spärlich. Die Sedimentation ist nur in lokalen tektonischen Senken (z.B. Grüneberg und Tuchen Teilsenke) überliefert. Die Abfolgen weisen dabei in der Fazies und der Zusammensetzung kaum Unterschiede zur Hangenden Havel Subgruppe auf. Es dominieren fluviatil-lakustrine Silt- und Tonsteine. Sie sind zwischen Verwitterungsbrekzi-

en, die den basalen Andesitoiden auflagern, und Konglomeraten ausgebildet. Häufig sind geröllführende Sandsteine eingeschaltet (Schneider & Gebhardt, 1993). Die Sedimentationsräume der Müritz Subgruppe sind ebenfalls an regionale Bruchstrukturen und durch sie hervorgerufene Senken bzw. Teilsenken (wie die Mirow, Parchim und Schwaan Senke) gebunden. Die Sedimente unterscheiden sich dabei lithologisch kaum von denen der Altmark Subgruppe. In der Altmark und Müritz Subgruppe sind vereinzelt aber auch Kalksteinlagen nachgewiesen, die eine Sedimentation im Flachwasserbereich größerer, perennierender Seen anzeigen (Gaitzsch, 1995; Schneider et al., 1995; Rieke, 2001).

Havel Subgruppe Auffällig für die Profilentwicklung der Havel Subgruppe ist eine störungskontrollierte starke fazielle Differenziertheit, die die Korrelation zwischen den Teilgebieten schwierig gestaltet und zu heftigen Kontroversen über die Untergliederung der Havel Subgruppe im Norddeutschen Becken geführt hat (Lindert et al., 1990 und vor allem Gebhardt et al., 1995). Für das NEDB hat sich eine Unterteilung in zwei Formation (Parchim und Mirow) durchgesetzt (Gebhardt et al., 1995; Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002).

Die *Parchim Formation* kennzeichnet eine neue Phase der Beckenentwicklung. Zum Teil recht mächtige Konglomerate an der Basis dieser Formation sind charakteristisch (Lindert et al., 1990; Rieke, 2001). Die nördlichen und südöstlichen Beckenränder des NEDB besaßen ein starkes Relief, der relativ hohe fluviatile Einfluss wird durch zahlreiche alluviale Schwemmfächer dokumentiert (Gast et al., 1998). Sowohl matrix- wie auch klastgestützte Konglomerate überwiegen. Im Beckenzentrum herrscht ein *Sand Flat* dominierter Ablagerungsraum vor (s. Rieke, 2001). Feinsandige bis grobsandige Lithotypen kommen in ihm zur Ablagerung. In der NW-Mecklenburg-Senke sind Ton- bis Siltsteine der *Playa-See*-Fazies zwischengeschaltet. Im Süden des NEDB dominiert ein verflochtenes fluviatiles Netzwerk, welches sich in stark variierenden Gefüge und Texturen der Sedimente widerspiegelt (fein- bis grobsandige Gesteine und Konglomerate mit wechselnder Matrix). Die fluviatilen Aktivitäten reduzieren sich im Verlauf der Parchim Formation erheblich und es kommt zu ausgedehnten Feinsand- bis Grobsandstein-Ablagerungen, äolischen Dünen- und Schichtsand (,,Büste Sandstein“) an der Altmark Hochlage im SW sowie zu Evaporitbildungen in der NW-Mecklenburg-Senke. Das Erhaltungspotential der Sedimente ist aufgrund der klimatischen Bedingungen jedoch generell sehr gering (Rieke, 2001).

Die Sedimentation der *Mirow Formation* schließt sich nach einer Reliefbelebung, die über den evaporitischen Sedimenten der oberen Parchim Schichten zu einer erosiven Schüttung fluviatil schlecht sortierter Sandsteine führte, an die vorige Entwicklung an. Die an den Beckenflanken aufsteigende Sedimentation gleicht das Relief zunehmend aus und greift an den Beckenrändern rasch expansiv und weitflächig über (Gebhardt et al., 1995). Hohe Vulkanitgehalte in den Sandsteinen belegen einen Sedimenteintrag vom Südrand her, während der klastische Eintrag am Nordrand nur eine untergeordnete Rolle spielt. In den zentralen Bereichen des Beckens herrschen feinsandige bis tonsiltige Sedimente der *Mud-Flat*-Fazies und Tonsteine der *Playa-See* vor. Isoliert treten dünnbankige fluviatile Feinsandsteine als isolierte Schichtflutablagerungen

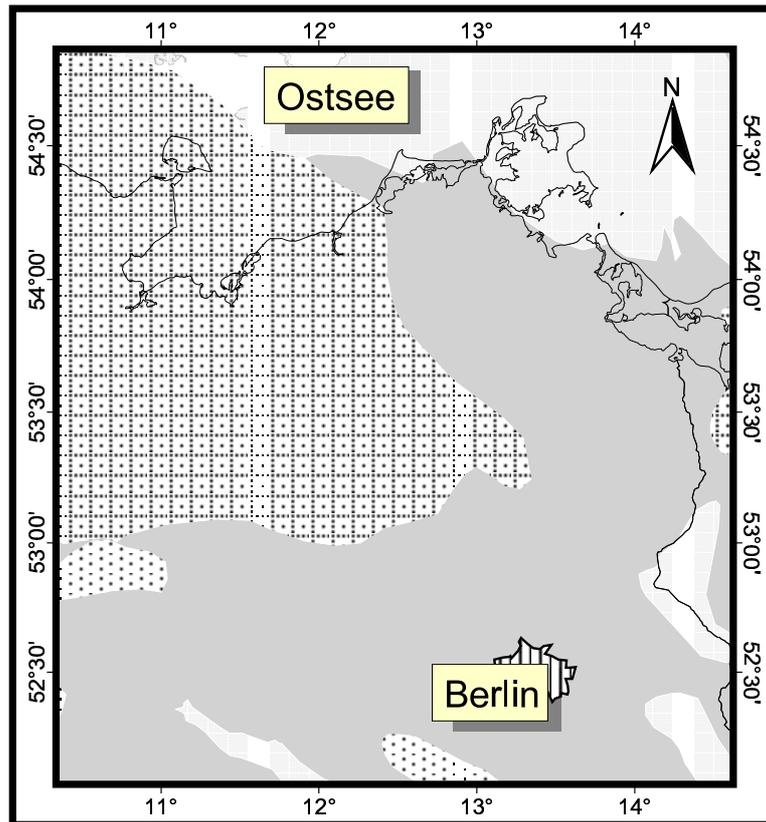
auf. Äolische Sedimente sind westlich der Altmark nur sehr begrenzt überliefert (Gebhardt et al., 1995).

Elbe Subgruppe Mit der *Dethlingen Formation* setzt im Gebiet des NEDB das Hauptstadium der thermisch induzierten Subsidenz ein. In NW-Mecklenburg, dem Zentrum der Absenkung, erreichen die Sedimente der Dethlingen Formation Mächtigkeiten von bis zu 600 m. Weiträumige Hebungen im südlichen Hinterland führen zur Schüttung des am Südrand des gesamten norddeutschen Beckens flächenhaft verbreiteten fluviatilen „Hauptsandsteins“, dem im Untersuchungsgebiet die früheren Rambow und unteren Eldena Schichten entsprechen (Plein, 1993).² Der Hauptsandstein setzt sich aus umgelagerten äolischen (Parchim und Mirow) Sanden und aus frisch erodiertem Material zusammen. Aufgrund abnehmender Strömungsenergie werden die Ablagerungen des Hauptsandsteins in Richtung des Beckenzentrums feinkörniger. Im Zentrum des Beckens bildet sich ein perennierender *Playa*-See aus, dessen zyklische feinklastische Sedimentation von Tonsteinen und Salzlagen durch klimatisch gesteuerte rhythmische Wasserspiegelschwankungen verursacht und zudem durch marine (Präzechstein) Ingressionen vom Atlantik her beeinflusst wird (Gast, 1991; Gebhardt, 1994). Anhydritknöllchen und Halitpseudomorphosen sind für die *Playa*-Sedimente in Mecklenburg und Brandenburg charakteristisch (Gast & Gebhardt, 1995). Der Norden verhält sich hinsichtlich der Sedimentzufuhr während der Dethlingen Formation weitestgehend passiv. Hier ist nur ein sehr schmaler Saum von gröberklastischem Material entwickelt.

Der Übergang zur *Hannover Formation* ist in allen Beckenbereichen mit Ausnahme des Beckenzentrums, wo eine marine Ingression nachweisbar ist, fließend ausgebildet (Gast, 1991). Charakteristisch für die Hannover Formation sind die fast im ganzen NEDB ausgebildeten Ton- und Siltsteine der *Mud-Flat*-Fazies. Während der zyklischen Sedimentation, die in sieben Folgen untergliedert wird, gleicht sich das Relief immer stärker aus und weite Teile werden der Winderosion preisgegeben. Im Beckenzentrum expandiert die Fläche, auf der auch Evaporite ausgefällt werden, mit jedem weiteren Zyklus (Gebhardt, 1994). Äolische Sedimente kommen jedoch aufgrund der geringen Morphologie nur vereinzelt in den südlichen Randbereichen zur Ablagerung. Entlang der Beckenränder existiert ein schmales Band mit niedrigenergetischen fluviatilen Ablagerungen.

Die fazielle Verteilung der Ablagerungsräume lässt sich durch Abb. 2.9 zusammenfassen. Sie gibt einen generellen Überblick der Gebiete mit überwiegend fluviatilen, lakustrinen bzw. äolischen Ablagerungsbedingungen im NEDB. So muss im lakustrinen Bereich mit der lithologischen Dominanz von Ton- und Siltsteinen sowie mit Anhydrit- und Evaporitbildungen gerechnet werden, während vor allem in den Übergangsbereichen zu den fluviatil geprägten Regionen mit einer stark wechselnden Lithologie (Fein- und Grobklastika, u.U. auch Evaporitbildungen) zu rechnen ist.

²In der lithostratigraphischen Gliederung des Rotliegend im NEDB, die seit 1980 angewandt worden war, wurde die Elbe Subgruppe in vier Mesozyklen ausgehalten: die sogenannten Mellin, Peckensen, Eldena und Rambow Schichten (s. Helmuth & Süßmuth, 1993).



Legende:

fluvial
 äolisch
 lakustrin

Abbildung 2.9: Stark vereinfachte Faziesverteilung im NEDB nach dem NW-European Gas Atlas (Lokhorst, 1998).

Diagenetische Prozesse

Im vorigen Abschnitt ist die fazielle und die damit verbundene sedimentologische Differenziertheit im Rotliegend des NEDB zum Ausdruck gekommen. Die primäre Zusammensetzung der Sedimente bestimmt dabei ihre petrophysikalischen Eigenschaften, nimmt aber auch wesentlichen Einfluss auf die diagenetischen Prozesse, welche wiederum die petrophysikalischen (thermischen) Eigenschaften differenzieren können. Daher müssen auch die diagenetischen Aspekte im Hinblick auf ihre Wirkung auf die Wärmeleitfähigkeit untersucht werden. Die *mechanische Diagenese* bewirkt eine Änderung des Korngefüges, wobei primäre Porosität und Durchlässigkeit des Gesteins abnehmen. Die *chemische Diagenese* ist mit einer Änderung der mineralischen Zusammensetzung verbunden. Dabei kristallisieren Minerale im Porenraum oder an der Stelle gleichzeitig aufgelöster Minerale aus oder es werden aus dem betrachteten Gesteinsbereich Stoffe in Lösung abtransportiert. Als Folge der Diagenese kommt es zu einer Verringerung der Schichtmächtigkeit (Kompaktion).

Frühdiaenetische Bildungen in den Rotliegend Gesteinen des NEDB sind Dolomit- und Anhydritzemente, Hämatit- und Illit-Umhüllungen detritischer Körner, Halit, Baryt, Siderit,

Quarz und Albit (Wolfgramm & Schmidt Mumm, 2000). Die Quellen der Karbonatzemente (wie Dolomit und Siderit) können aus organischem Material und Tongesteinen stammen. Der Schwefel in den sulfatreichen Zementen (Anhydrit) kann aber auch aus den Formationswässern der Evaporationsserien des Zechsteins oder zumindest teilweise aus den Rotliegend Vulkaniten stammen (Schmidt Mumm & Wolfgramm, 2002). Wegen der großen Löslichkeit von $CaSO_4$ ist ein beträchtlicher Stofftransport noch in späten Phasen der Diagenese möglich. Baryt und Steinsalz (Halit) werden ebenfalls als eher spätere Zemente angesehen. Das schwerlösliche Barium leitet sich dabei eventuell von den unterlagernden karbonischen Kohlevorkommen ab (s. Gluyas et al., 1997). Die Hämatitumhüllungen detritischer Körper ist für die charakteristische Rotfärbung der Rotliegend Sedimente verantwortlich. Nach Turner (1980) entsteht diese Rotfärbung durch die Oxidation von sedimenteigenen Eisenionen bei ansteigendem, sauerstoffhaltigem Grundwasser. Durch die Oxidation entstehen Tonminerale (Illite–Montmorillonite), Kalifeldspäte, Karbonate, Quarz und die färbenden Eisenoxide. Durch die Oxidation von Olivin (Fayalit) kann bei geeigneten Bedingungen Hämatit und Quarz entstehen. Die erforderlichen Bedingungen, nämlich positives Redoxpotential und neutraler bis alkalischer pH-Wert, sind in heißen semi-ariden Gegenden gegeben.

Quarz ist das häufigste Zementmineral in Sandsteinen (Füchtbauer, 1988). Die Quellen für die Quarzzemente können neben der Freisetzung von Quarz aus der Umwandlung von Fayalit zu Hämatit auch tonige Nebengesteine sein. In reinen Sandsteinen überwiegt dabei die Quarzzementation während in klastischen Gesteinen mit mehr als 40 % Schichtsilikaten Auflösung und Abgabe von SiO_2 überwiegt (Voll, 1968, Abb. 42). Füchtbauer (1988) berichtet von einer mikrokristallinen Quarzzementation unmittelbar über Eruptivgestein, die in einem frühdiagenetischem Stadium wahrscheinlich aus vulkanischem Glas und Opal gebildet wurde. Die geringen Feldspatneubildungen im Temperaturbereich der Diagenese beschränken sich auf die reinen Endglieder Albit und Kalifeldspat.

Spätdiagenetische Bildungen in den Rotliegend Gesteinen des NEDB sind Quarz, Kalzit, Albit, Illit und Chlorit (Wolfgramm, 2002). Illit und Chlorit bilden sich aus Kaolinit, der in der Regel mit zunehmender Teufe weniger stabil ist. Allerdings kann es spät in der Diagenese nochmals zu einer Kaolinitbildung kommen: CO_2 als Abspaltungsprodukt von Kerogen oder Kohle erzeugt ein saures Porenwasser. Dieses hat z.B. nach Drong (1979) im nordwestdeutschen Rotliegenden überall dort zu einer Kaolinitisierung sämtlicher Feldspäte geführt, wo es nicht durch Vulkanite vom unterlagernden Oberkarbon geschützt war. Chlorit kann auch aus Montmorillonit und Illit entstehen.

Im NEDB werden verschiedene **Diageneseprovinzen** unterschieden: eine stark Anhydrit- und Halit-betonte Provinz im Beckenzentrum und eine randlichere, wesentlich vielfältigere Zone mit Quarz-Feldspat-beherrschter Diagenese (Baisert, 1990). Die Zementation am Beckenrand ist dabei häufig unvollständig. Allerdings sind im statistischen Durchschnitt die Nutzporositäten im Beckenzentrum geringer als am Beckenrand. Gast et al. (1998) belegen dies mit der Feststellung, dass die beckenzentraleren Sabkha-Sandsteine bis zu 50 % anhydritisch-halitischen Zement aufweisen, während die äolischen Sandsteine am Beckenrand zu fast 100 %

durch Quarz-Feldspat-beherrschte Zemente charakterisiert sind (Abb. 2.10). Allerdings weisen die Sandsteine des Küstengürtels, solange sie nicht durch sekundäre Zementlösung beeinflusst sind, ähnlich der Sandsteine aus den beckenzentraleren Bereichen relativ hohe Anteile an karbonatisch-sulfatischem Zement auf. In den zentralen Beckenbereichen sind durch die sehr frühe, teilweise ablagerungsbegleitende Zementation Sandsteine mit Drucklösungserscheinungen im Korngefüge selten. Eine sekundäre Porositätsentwicklung kann nicht festgestellt werden. Im Gegensatz dazu finden sich in den beckenrandlichen Bereichen Sandsteine mit oft starker Quarzlösung und spätdiagenetischer Silifizierung. Besonders an feldspatreichen Sandsteinen zeigen sich häufig auch spätdiagenetische Lösungserscheinungen, die eine beträchtliche sekundäre Porosität geschaffen haben sollen (Gast et al., 1998).

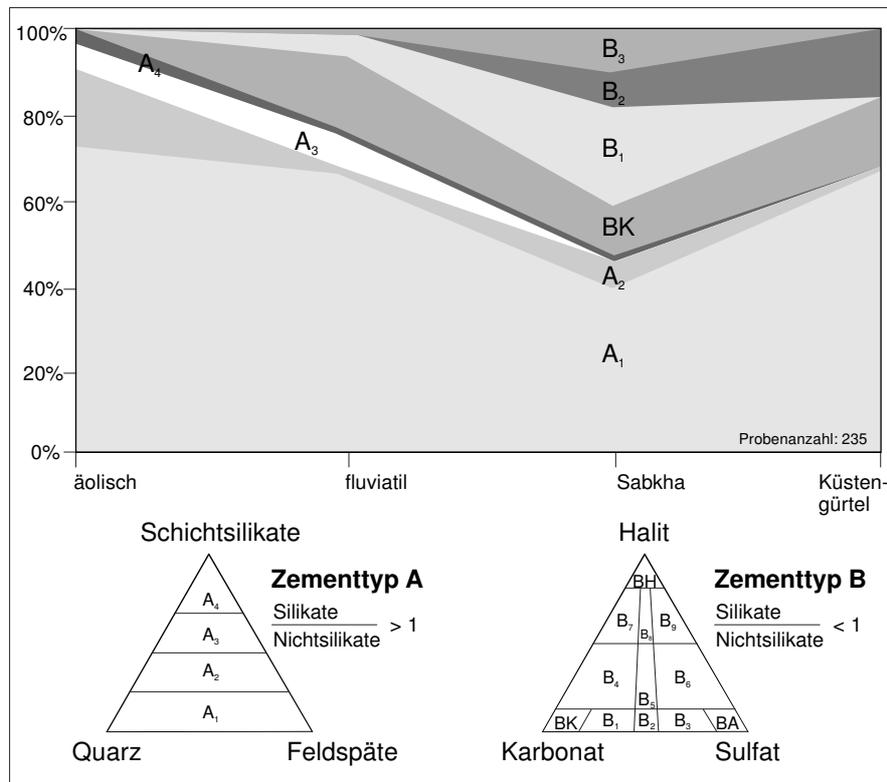


Abbildung 2.10: Zusammenhang zwischen Fazies und Zementarten von Sandsteinen der Havel und Elbe Subgruppe in NE-Brandenburg (nach: Gast et al., 1998).

2.3.6 Perm (Zechstein)

Als Folge der Transgression des Zechsteinmeeres aus Richtung Norden kam es im NEDB zur Ablagerung von hauptsächlich vier Zechsteinzyklen mit einer Mächtigkeit von bis zu 1000 m (Werra, Staßfurt, Leine, Aller; vgl. Abb. 2.8, S. 50). Weitere Zyklen (Ohre und Friedberg Folge) sind nur unvollständig entwickelt (Strohmenger et al., 1996). Der basale Zechstein (Werra Folge bis einschließlich Karbonat und Basalanhydrit der Staßfurt Folge) besteht überwiegend aus Karbonat- und Anhydritfolgen und wird auch als präsalinares Stockwerk bezeichnet (Pader,

1966). Ihm folgt das in den beckenzentralen Bereichen teilweise sehr mächtige Staßfurtsteinsalz (bis 1000 m), ein farbloses bis milchig trübes, mittel- bis grobkristallines Salz mit Augen von Anhydrit und (besonders im Norden) tonigen Einschaltungen. In vielen Bohrungen kann ein Kaliflöz mit durchschnittlich 40-50 m Mächtigkeit ausgehalten werden. Das Staßfurtsteinsalz wird teilweise von einem Deckanhydrit überlagert. Dann folgen die Ton-Dolomit-/Anhydrit-Salz-Zyklen der jüngeren Zechsteinfolgen. Die Zechstein-Evaporit-Serien enden mit den Ablagerungen des „Bröckelschiefers“, der die Basis des Buntsandsteins bildet.

Die Salinargesteine des Zechsteins sind unter den erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen des mesozoischen-känozoischen Deckgebirges fließfähig geworden und aus Tiefen über 5000 m teilweise bis an die Erdoberfläche aufgestiegen. Die komplexen Salzstrukturen in Norddeutschland beeinflussen aufgrund der unterschiedlichen thermischen Eigenschaften von Salz und umgebenden Gestein das lokale Temperaturfeld (s. Kap. 3.4). Voraussetzung für Salzbewegungen ist auch eine bestimmte primäre Salzmächtigkeit. Auf Rügen z.B., wo die primären Steinsalzmächtigkeiten weniger als 200 m betragen und die Tiefenlage der Zechsteinbasis bei unter 2 km liegt, wurden keine Salzbewegungen festgestellt.

2.3.7 Postperm

Da nur vereinzelt Proben aus dem Postperm entnommen worden sind, wurde auf eine detaillierte Darstellung der paläogeographischen und lithologischen Ausbildung dieser stratigraphischen Einheiten verzichtet. Für einen kurzen Überblick und zur Einordnung der Ergebnisse der Untersuchungen zur Wärmeproduktion aus Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität (s. Kap. 3.2.2.2) mag die folgende knappe Zusammenfassung genügen.

Die *Trias* ist auch im NEDB durch die Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper gekennzeichnet. Während im Buntsandstein Feinsand- bis Tonsteine und Kalksandsteine auftreten, ist der Untere Muschelkalk überwiegend durch Kalkstein-Kalkmergelsteinfolgen gekennzeichnet. Im Oberen Muschelkalk dominieren Ton- und Tonmergelsteine und Schluff- bis Feinsandsteine. Der Keuper ist durch ein klastisch-evaporitisches Ablagerungsregime mit dolomitischen Ton- und Siltsteinen sowie Anhydrit- und Gipsbänken gekennzeichnet.

Im Unteren *Jura* dominieren marine Ton- bis Sandsteine mit unterschiedlicher Verbreitung im Untersuchungsgebiet (s. z.B. Petzka, 1966), das mittlere Jura ist aufgrund späterer Erosion nicht mehr vollständig im NEDB verbreitet (Reinhardt, 1993). Kalkige Silt- und Tonsteine mariner Entstehung sind häufig ausgebildet. Die Sedimente des Malms (Oberes Jura) sind im NEDB kaum überliefert, sie sind vermutlich großflächig vor der Transgression des Kreidemeeres erodiert worden.

Die Sedimente der *Unterkreide* sind mehr oder weniger lückenlos nur in SW-Mecklenburg, NW-Brandenburg und lokal in NE-Mecklenburg mit Feinsanden, Silt und Siltsteinen brackischer bis mariner Fazies nachgewiesen. In der obersten Unterkreide (Alb) dominieren Kalksandsteine und vor allem Mergelsteine im gesamten NEDB. Die Ablagerungen der *Oberkreide* sind deutlich mächtiger als die der Unterkreide vertreten und bestehen vor allem aus kreidigen Kalksteinen, Mergelkalksteinen und Schreibkreide. Die Mächtigkeiten variieren in Abhängigkeit von den

Salzstrukturen und späterer Erosion beträchtlich.

Für das Arbeitsgebiet zeichnet sich im *Tertiär* eine teilweise marine Sedimentation im *Paläogen* und eine stark lückenhafte, überwiegend festländische, fluviatile Sedimentation im *Neogen* ab. Sedimente sind vor allem Tone und Schluffe bzw. Schluffe und Feinsande mit Braunkohleflözen.

Wichtiger als die *quartären Ablagerungen*, die vor allem aus pleistozänen Geschiebemergeln, Schmelzwassersanden und Löß bestehen und im Mittel zwischen 50 und 100 m mächtig sind, sind die klimatischen Veränderungen seit dieser Zeit für das thermische Regime im NEDB. Die unterschiedlichen Temperaturen, die sich für relativ lange Zeiträume an der Oberfläche einstellten, fungieren als wechselnde Randbedingungen zur Einstellung des thermischen Gleichgewichts im NEDB. Durch die zeitliche Verzögerung des Temperatúrausgleichs sind die Gebirgstemperaturen immer noch von diesen früheren Randbedingungen beeinflusst (s. Kap. 1.5 und 3.3). Die Rekonstruktion der Klimageschichte ist dabei besonders schwierig, da verlässliche Temperaturangaben nur für die Warmzeiten gemacht werden können. Während der Kaltzeiten fehlen detaillierte Indikatoren.