

***Gegenüberstellung von Endlagerkonzepten
in Salz und Tongestein (FKZ 02 E 9511)***

***Vergleich der Wirtsgesteine Ton-/Tonstein
und Steinsalz in den Ablagerungsräumen
der Norddeutschen Senke und
des Süddeutschen Molassebeckens (A5)***

DBE TECHNOLOGY GmbH
Eschenstraße 55
D-31224 Peine

Dezember 2004

Projektleiter: W. Filbert
DBE TECHNOLOGY GmbH

Zusammengestellt von: P. Amelung

Bearbeiter: P. Amelung
DBE TECHNOLOGY GmbH

J. Kutowski
Deutsche Gesellschaft zum
Bau und Betrieb von Endlagern
für Abfallstoffe mbH (DBE)

Dezember 2004

DBE TECHNOLOGY GmbH

Die diesem Bericht zu Grunde liegenden Arbeiten wurden im Auftrag des Bundesministeriums für Wirtschaft und Arbeit (BMWA), vertreten durch den Projektträger für Wassertechnologie und Entsorgung im Forschungszentrum Karlsruhe, durchgeführt (FKZ 02 E 9511). Die Verantwortung für den Inhalt liegt jedoch allein bei den Autoren.

Dieser Bericht unterliegt samt Inhalt dem Schutz des Urheberrechts und darf nur mit Zustimmung der DBE TECHNOLOGY GmbH oder ihrer Auftraggeber ganz oder in Teilen vervielfältigt werden.

Zusammenfassung

Im Rahmen des FuE-Vorhabens „Gegenüberstellung von Endlagerkonzepten in Salz und Tongestein (GEIST)“ wurden mit der Zielsetzung ein Endlagerkonzept im Tongestein zu entwerfen und den für Steinsalz vorliegenden Konzepten gegenüberzustellen, die charakteristischen Unterschiede zwischen einem generischen Endlager für hochaktive Abfälle im Salz und einem in Tongestein herausgearbeitet. Insbesondere wurden die Besonderheiten des Wirtsgesteins Ton hinsichtlich der Technik, der Sicherheit und der Kosten analysiert und offene Fragen identifiziert. Die Gegenüberstellung konzentrierte sich auf den Bereich des Endlagers. Im vorliegenden Anlagenband der Studie erfolgt ein Vergleich der Wirtsgesteine Ton-/Tonstein und Steinsalz in den Ablagerungsräumen der Norddeutschen Senke und des Süddeutschen Molassebeckens.

In Deutschland ist die Endlagerung von radioaktiven Abfällen in tiefen geologischen Formationen unumstritten. Aufgrund ihrer für die Endlagerung günstigen Eigenschaften können als potentielle Wirtsgesteine neben kristallinen Gesteinen die Tone/Tonsteine der Unterkreide und der jurassische Opalinuston sowie die Steinsalze des Zechsteins benannt werden.

Die endlagerspezifischen Mindestanforderungen hinsichtlich der Mächtigkeit und Tiefenlage (> 100 m Mächtigkeit und < 1.500 m Tiefenlage) erfüllen die Zechsteinsalze in der Norddeutschen Senke und die Unterkreide-Tone im Niedersächsischen Becken (NSB). Diesen Mindestanforderungen entspricht - jedoch regional viel stärker begrenzt - auch der Opalinuston, der im Süddeutschen Molassebecken durch Bohrungen abgeschlossen ist.

Die epirogenetisch-paläogeographischen Entwicklungen der Untersuchungsgebiete werden geschildert und die Unterschiede der Wirtsformationen in Bezug auf Lithologie und Mineralogie sowie die daraus resultierenden Konsequenzen wie z. B. die Bildung von Kohlenwasserstoffen herausgearbeitet.

Zur thermischen Beeinflussung der Wirtsgesteine infolge der Einlagerung wärmeentwickelnder Abfälle wurden umfangreiche Untersuchungen durchgeführt, mit dem Ziel, das Verhalten des Endlagersystems in beherrschbaren Grenzen zu halten. Sowohl in Bezug auf den Bergbau als auch auf die radiologische Sicherheit in der Betriebs- und Nachbetriebsphase ergab sich ein Grenzwert für die zulässige Maximaltemperatur im Salinar von 200 °C und im Ton von 100 °C.

Dieses bedingt für Tonformationen eine längere Zwischenlagerzeit, ein anderes Endlagerlayout mit erhöhtem Platzbedarf sowie ein angepasstes Behälterkonzept. Die längerfristige oberirdische Zwischenlagerung der radioaktiven Abfälle ist nicht nur aus Gründen der Sicherheit und des Strahlenschutzes nachteilig, sondern verursacht auch vermeidbare Kosten.

Die Zechstein Salze der Staßfurt-Folge, der Opalinuston (Dogger α) und die Unterkreide-Tone sind Sedimente mariner Ablagerungsräume. Diese Ablagerungsräume sind als Epikontinentalmeere zu beschreiben, die durch Schwellen/Barrieren von offenen Ozeanen getrennt waren. Nur zur Zeit des Zechsteins kam es zu einer stärkeren Verdunstung von Meereswasser und zur Ausscheidung von Salzen. Auffallend sind hohe Sedimentationsraten für die untersuchten Ablagerungsräume.

Norddeutsche Senke

Die Pompeckj'sche Scholle und das NSB bilden im Nordwesten Deutschlands die geologischen Hauptstrukturen der Norddeutschen Senke. Dort sind mächtige, evaporitische Gesteinsfolgen, in einigen Fällen 1.000 m und mächtiger, zur Zeit des Rotliegenden, des Zechstein und der Oberjura abgelagert worden.

Da die Wirtsgesteinseigenschaften der Rotliegend- und Oberjura-Salinare durch eine enge Salz-Tonstein-Sandstein-Anhydrit-Wechselagerung stark eingeschränkt sind, werden sie als weniger untersuchungswürdig eingestuft. In dieser Studie wurden nur die Zechstein-Salinare betrachtet.

Die Zechstein-Salinare, die auf der Pompeckj'schen Scholle und nur im Ostteil des NSB flächenhaft verbreitet sind, weisen in der Staßfurt-Folge Steinsalzlager mit einer Mächtigkeit von bis zu 800 m (das Staßfurt Hauptsalz, z2HS) auf. Geringmächtigere Steinsalzlager sind in der Leine-Folge zu finden. Von geologischen und geochemischen Kriterien lässt sich ableiten, dass die bis in 1.000 m Tiefe vorkommenden Salzgesteine in der geologischen Vergangenheit großräumig Temperaturen bis höchstens $90\text{ °C} \pm 10\text{ °C}$ ausgesetzt waren.

Der Innenaufbau von Salzstöcken ist nach allen Erfahrungen hoch komplex. Infolge halokinetischer Prozesse wurden die zunächst noch im intakten Verband über der Staßfurt- und Leine-Folge (z2 und z3) lagernden, jüngeren Folgen (z4 – z7) mit angehoben, was zum Zerreißen und Zerblocken ihrer mehr elastisch und nicht fließend reagierenden nicht-chloridischen Schichtglieder führte. Dabei entstanden äußerst komplizierte Lagerungsformen, deren Faltenachsen aufgrund der Geometrie der Diapire jede beliebige Richtung einnehmen können. Häufig ist jedoch im Kern von Salzstöcken und Salzkissen das sehr reine, homogene Steinsalz der Staßfurt-Folge mit einem erheblichen Mächtigkeitsanstieg zusammengeflossen. Diese Kernbereiche weisen in vertikaler Richtung einige Kilometer Höhe sowie eine große laterale Ausdehnung auf. Als negativ ist zu bewerten, wenn der interne Aufbau eines Salzstockes durch starke Beimengungen nicht-halitischen Materials (Tonstein-Mittel, Anhydrite, Kalisalze) und Salinare des höheren Zechstein (z4 - z7) gestört ist.

Eine nennenswerte Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Substanz im Wirtsgestein Salz ist aufgrund des vernachlässigbaren Gehaltes an organischen Bestandteilen und fehlender Feuchtigkeit nicht zu erwarten.

Eine Vorerkundung eines Standortes im Salzgestein ist allein an Hand von geophysikalischen Verfahren nicht möglich. Die komplizierte Innentektonik kann nur durch Tiefbohrungen aufgeklärt werden, da sie geophysikalisch nicht zu orten ist. Da um jede Tiefbohrung ein Sicherheitspfeiler gelegt werden muss, ist die Anzahl der Bohrungen zu gering, um eine genaue Kenntnis über die interne Struktur eines Salzstockes zu erhalten. Die Innentektonik kann daher nur durch bergmännisches Auffahren von Schächten und Strecken in einem späteren Erkundungsstadium aufgelöst werden.

Niedersächsisches Becken (NSB)

Die Unterkreide-Tone sind im Niedersächsischen Becken weitverbreitet. Das NSB ist ein relativ kleines Becken mit einer durchschnittlichen Breite von 80 km und einer Länge von etwa 280 km. Südlich der Linie Braunschweig-Peine-Hannover-Neustadt-Rhaden-Bentheim sind die Unterkreide-Tone oberflächennah aufgeschlossen. Sie erreichen durch Bohrungen nachgewiesene Teufenlagen von bis zu 2.000 m und treten in einzelnen Unterkreide-Stufen mit Mächtigkeiten von bis zu 500 m auf.

Auf Grund unterschiedlicher Sedimentmächtigkeiten und lithologischer Wechsel ist das NSB in einen Westteil (Raum Rheine-Bentheim-Meppen-Groningen), einen Zentralteil (Raum Osnabrück-Bielefeld-Minden-Vechta-Sulingen) und einen Ostteil (Raum Hannover-Braunschweig) unterteilt. Die Grenzen der einzelnen Teilbecken verlaufen etwa entlang der Flüsse Ems und östlich der Weser. Ab der Unterkreidestufe Hauterive ist diese deutliche Dreiteilung nicht mehr vorhanden. Das zentrale und östliche Teilbecken wird zum Ostabschnitt zusammengefasst, wohingegen der westliche Teil weiterhin als Westabschnitt bezeichnet werden kann.

Die Lagerung der Unterkreide-Schichten ist annähernd horizontal bei einer flachen Topographie. Im Ostteil des Beckens sind die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Salzkissen, Salzstöcke und Diapirrandmulden komplizierter. In Annäherung an den Nordrand (Weser-Ems-Linie) und an den Südrand (Weser- und Wiehengebirgs-Flexur) treten Bruchstrukturen innerhalb des NSB auf. Der Sedimentationsraum ist im Westteil und Ostteil durch Schwellen und Becken stark gegliedert, woraus erhebliche Mächtigkeitsschwankungen resultieren können. Im Ostteil wird dieses durch Salzkissen- und Salzstockbildung hervorgerufen.

Zurzeit der Unterkreide wirkte das NSB als stark absinkender Randtrog gerade zu als Sedimentfalle, so dass bis zu 2.000 m mächtige Sedimente abgelagert wurden. Es konnten im NSB auch von anderen Systemen bekannte, laterale Faziesunterschiede festgestellt werden. Eine sandige Randfazies ist häufig von einer mergelig-tonigen Be-

ckenfazies zu unterscheiden. Da auf dem mitteleuropäischen Festland („Rheinische Masse“) neben oberkarbonischen Kaolintonsteinen hauptsächlich Sandsteine anstanden, die abgetragen wurden, ist die sandige Litoral(Strand-)fazies am Südrand des Beckens besonders stark entwickelt. Sie fehlt am Nordrand des Beckens oder tritt sehr zurück, da hier quarzliefendes Ursprungsmaterial nicht anstand.

Für jede einzelne stratigraphische Einheit der Unterkreide (Wealden – Alb) konnten Tone nachgewiesen werden, die die an einen einschlusswirksamen Gebirgsbereich gestellte Mindestmächtigkeit von mehr als 100 m erfüllen. Anzumerken ist, dass aufgrund Stufen übergreifender, tektonischer Ruhephasen die lithologische Varianz der Tonsteine z. T. sehr gering ist. Das Wirtsgestein ist also nicht stratigraphisch festgelegt, sondern auf eine tonige Fazies, die Stufen übergreifend sein kann. Die Valangin-, Hauterive-, Ober-Apt- und Alb-Tone der Beckenfazies sind im allgemeinen stofflich homogener aufgebaut als die Wealden-, Barrême-, Unter-Apt Tone und dadurch verhältnismäßig einfach zu charakterisieren. Kennzeichnend für die Blättertone des Wealden, Barrême, und Unter-Apt sind hohe Gehalte an Pyrit und organischen Kohlenstoffen, die auf das anoxische Bildungsmilieu dieser Sedimente hinweisen. In diesen Unterkreide-Stufen sind ausreichend organische Kohlenstoffe für eine Kohlenwasserstoff-Genese vorhanden, der Muttergesteinscharakter ist mit gut bis sehr gut zu bezeichnen. Das Kohlenwasserstoffpotential ist hoch. Die Blättertonsteine des Wealden haben, wie mehrere Erdöllagerstätten im westlichen und zentralen Teil des NSB belegen, zweifellos zur Erdölbildung beigetragen. Aufgrund des Auftretens abbauwürdiger Ressourcen (Kohlenwasserstoffvorkommen) tritt ein Nutzungskonflikt auf. Ein unabsichtliches menschliches Eindringen auch in weiterer Zukunft ist nicht auszuschließen. Die thermische Reifung der Barrême und Unter-Apt Blättertone ist noch nicht weit fortgeschritten. Sie hat gerade die beginnende Ölbildung erreicht, wie die Elementarverhältnisse der Kerogen-Typen zeigen.

In den Unterkreide-Tonen, die bis zu 5 % und mehr organische Bestandteile enthalten, kann eine Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Bestandteile für die Endlagerung von Bedeutung sein. Jedoch stehen die organischen Bestandteile der Tone sicher nicht vollständig einer mikrobiellen Zersetzung in Kohlendioxid und/oder Methan zur Verfügung. Die „thermische oder mikrobiologische“ Vorgeschichte der organischen Substanz beeinflusste die Rate und Menge einer möglichen Gasbildung.

In seismischen Profilen sind die Unterkreide-Stufen, wenn keine lithologischen Wechsel vorliegen, schwer zu unterscheiden, so dass eine großräumige Geometrie einzelner Stufen durch geophysikalische Messverfahren kaum zu erfassen ist. Es ist ein erheblicher Forschungsaufwand zu betreiben, um eine räumliche Analyse von Ton- und Siltstein-Folgen durchzuführen sowie die geophysikalische Erkundungsmethodik zu verbessern.

Süddeutsches Molassebecken

Erdgeschichtlich ist das Süddeutsche Molassebecken mit dem darin enthaltenen Opalinuston als ein geologisch einfaches, tektonisch verhältnismäßig ruhiges Gebiet am Rand des Einflussbereiches der Alpen zu bezeichnen. Der geologisch einfache Bau Süddeutschlands zeigt sich im generell flachen (mit ca. 5° nach ± SE) Einfallen der mesozoischen Schichten unter die keilförmig mächtiger werdende Molasse. In der Tertiärzeit setzte im Zuge der alpidischen Gebirgsbildungen eine Intensivierung der tektonischen Vorgänge ein, die mit vulkanischen Aktivitäten verknüpft waren. Jedoch ist der tertiäre Vulkanismus vornehmlich an den Oberrheingraben und die ihn begleitenden Strukturen gebunden.

Südlich der Schwäbischen Alb weist der Opalinuston die geforderte Mindestmächtigkeit von mehr als 100 m auf. Dort ist er in einer Tiefenlage von 300 m unter der Geländeoberfläche durch Bohrungen aufgeschlossen. Der Opalinuston hat eine beachtliche laterale Ausdehnung, ist großräumig als ausgesprochen homogen anzusehen und dadurch verhältnismäßig einfach zu charakterisieren. In der Vertikalen ist eine mikropaläontologische Gliederung möglich, allerdings ist die lithologische Heterogenität eher untergeordnet und hat daher abschätzbare, oft nur geringe Konsequenzen auf die wichtigsten Gesteinseigenschaften.

Eine nennenswerte Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Substanz ist im Opalinuston aufgrund des vernachlässigbaren Gehaltes an organischen Bestandteilen nicht zu erwarten.

In seismischen Profilen ist der Opalinuston aufgrund seines physikalischen Kontrastes zu den Rahmengesteinen (Jurensis-Mergel und Dogger β -Sandsteinen) stets klar erkennbar, so dass seine grossräumige Geometrie durch geophysikalische Messverfahren gut zu erfassen ist.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Anforderungen an ein Wirtsgestein	5
2.1	Alter, Ablagerungszeiträume und Sedimentationsraten	6
3	Geologische Situation im süddeutschen Molassebecken	9
3.1	Entwicklung des Süddeutschen Molassebeckens	10
3.1.1	Grundgebirge	10
3.1.2	Schichtenfolge Trias bis Jura	11
3.1.3	Schichtenfolge Tertiär	15
3.2	Der Opalinuston/Lithologie	16
4	Geologische Situation der Norddeutschen Senke	19
4.1	Entwicklung der Norddeutschen Senke	20
4.1.1	Grundgebirge	21
4.1.2	Anlagestadium	21
4.1.3	Hauptabsenkungsstadium	22
4.1.4	Differenzierungsstadium	22
4.1.5	Stabilisierungsstadium	23
4.2	Das Niedersächsische Becken	23
4.2.1	Wealden, Paläogeographie und Lithologie	27
4.2.2	Valangin, Paläogeographie und Lithologie	30
4.2.3	Hauterive, Paläogeographie und Lithologie	34
4.2.4	Barrême, Paläogeographie und Lithologie	38
4.2.5	Apt, Paläogeographie und Lithologie	40
4.2.6	Alb, Paläogeographie und Lithologie	42
5	Evaporitgesteine insbesondere in der Norddeutschen Senke	45
5.1	Sedimentation des Zechstein	46
5.2	Diapirismus	49
6	Mineralogie	51
6.1	Hauptbestandteile	51
6.1.1	Tone	51
6.1.2	Evaporitgesteine	55
6.2	Nebenbestandteile	56
6.2.1	Pyrit	56
6.2.2	Organischer Kohlenstoff	57
6.3	Opalinuston	58
6.4	Unterkreide-Tone	59
6.5	Evaporitgesteine	65

7	Temperaturumfeld der Gesteine	67
8	Explorierbarkeit	71
8.1	Tone	71
8.2	Evaporitgesteine	72
9	Glossar	75
10	Literaturverzeichnis	85
11	Abbildungsverzeichnis	95
12	Tabellenverzeichnis	97
13	Abkürzungsverzeichnis	99
14	Verzeichnis der Anlagenbände	101

1 Einleitung

In Abhängigkeit von dem natürlichen geologischen Angebot werden kristalline Gesteine (Granite), Evaporitgesteine (Steinsalz) und Ton-/Tonsteine als Wirtsformationen bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle in Betracht gezogen.

Die vorliegende Studie wurde im Rahmen einer vergleichenden Gegenüberstellung der Wirtsgesteine Ton und Steinsalz (GEIST) in Deutschland erarbeitet. Da bisher Tonformationen in Deutschland als mögliches Wirtsgestein für eine Endlagerung nicht in Betracht gezogen wurden, liegt der Schwerpunkt dieser Arbeit bei den Tonen. Anhand von Voruntersuchungen kommen in Deutschland laut /1-1/ und /1-2/ als Wirtsformationen die salinaren Zechstein-Folgen der Norddeutschen Senke, die Unterkreide-Tone im Niedersächsischen Becken sowie die Jura-Tone (insbesondere der Opalinuston) im Süddeutschen Molassebecken in Frage. Es werden charakteristische Unterschiede hinsichtlich der paläogeographischen Entwicklung der Ablagerungsräume sowie der Lithologie und Mineralogie innerhalb der Formationen herausgearbeitet.

Ton-/Tonsteine und Evaporitgesteine sind Sedimentgesteine. Bei Sedimentgesteinen werden nach der klassischen Einteilung klastische Sedimente, d.h. Trümmersedimente (griech. klastein, zerbrechen), zu denen die Tongesteine zählen, und chemische Sedimente (Ausscheidungssedimente), beispielsweise Kalksteine und Evaporitgesteine, unterschieden. Grundlage der Klassifikation chemischer Sedimente ist ihr chemischer Stoffbestand, während bei klastischen Sedimenten die Korngrößenverteilung das wesentliche Unterscheidungsmerkmal ist.

Unverfestigte Tone und Tonsteine stellen den häufigsten Gesteinstyp dar und umfassen ca. 80 % der Sedimentgesteine. Die verfestigten Tonsteine werden als Tonschiefer, Schiefertone und neuerdings auch als Tonsteine bezeichnet /1-3/. Die typische Größe von Tonmineralen ist $< 2 \mu\text{m}$. Der Mineralbestand kann infolge der feinen Korngröße oft nur durch aufwendige Laboruntersuchungen bestimmt werden.

Die Tonminerale sind überwiegend wasserhaltige Aluminiumsilikate. Sie entstehen im Wesentlichen bei der Verwitterung von Silicatgesteinen und werden deshalb als Verwitterungsneubildungen bezeichnet. Neben den Verwitterungsneubildungen enthalten die Tone Verwitterungsreste und Mineralneubildungen. Unter den Verwitterungsresten sind widerstandsfähige Minerale vertreten: vor allem Quarz, dann Muskovit und Feldspäte, gelegentlich Biotite und seltener Chlorite. Häufige Mineralneubildungen sind das Silikat Glaukonit, die Carbonate Calcit, Dolomit, Siderit, die Eisensulfide Pyrit, Markasit, aber auch Kupferkies und Bleiglanz. Das Verhältnis in dem diese Tonminerale auftreten sowie der Anteil an Verwitterungsresten und Mineralneubildungen bestimmt die Eigenschaften eines Tones und somit deren Vielfalt. Nach der Struktur ihrer Kristallgitter ordnet man die Tonminerale in sieben Gruppen (Kaoline, Illite, Montmorillonite/Smektite, Chlorite, Vermiculite, Wechselschichtminerale/Mixed layer, faserbildende

Hydrosilikate) ein. Grundbausteine der meisten Tonminerale sind Silizium-Sauerstoff-Tetraeder und Aluminium-Sauerstoff-Oktaeder. Diese Grundbausteine können Schichtpakete bilden, die relativ leicht gegeneinander verschiebbar sind und die für viele Tonminerale typische blättchenförmige Struktur bedingen. Zwischen die Schichtpakete können sich Ionen, Wassermoleküle, organische Substanzen und andere Verbindungen einlagern und damit die „Aufweitung“ einiger Tonminerale verursachen.

Die tonigen Sedimentgesteine variieren von sehr plastischen Tönen mit einer hohen Tonfraktion sowie geringer Kompaktion und Zementation bis hin zu stark konsolidierten Siltsteinen und Mergeln mit teilweise erheblich geringen Anteilen an Tonmineralen. Je nach Art der Beimengungen unterscheidet man im Einzelnen karbonatische, kieselige und bituminöse Tonsteine.

Bei den karbonatischen Tonsteinen besitzt besonders der Mergel eine große Verbreitung. Die Übergangszusammensetzung zwischen kalkarmem Ton und tonhaltigem Kalkstein werden als Mergel bezeichnet. Das Karbonat kann als Detritus eingeschwemmt werden; häufiger geht der Karbonatgehalt auf Kalkskelette von Plankton oder auf biochemisch ausgefallten Calcit zurück.

Die kieseligen Tonschiefer weisen hohe Anteile an nicht detritischen SiO_2 -Mineralen wie Opal, Chalcedon, Jaspis oder mikrokristallinem Quarz auf. Fallweise kann die kieselige Mineralsubstanz anorganisch und/oder biogen ausgefällt sein. Organismen wie Radiolarien, Diatomeen oder Kiesel Schwämme nehmen SiO_2 auf und verwenden es für den Aufbau ihrer Skelettsubstanz, die aus Opal besteht. Ihre Gerüste sind so verbreitete Bestandteile der kieseligen Sedimente. Zu den kieseligen Tonschiefer gehören z.B. im NSB die Flammenmergel des Ober Apt (Süd-Fazies).

Die bituminösen Tonschiefer (Öl- und Schwarzschiefer) sind gut geschichtet, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, führen stets Pyrit und besitzen einen größeren Gehalt an organischem Kohlenstoff. Zu den bituminösen Tonschiefer gehören z.B. die Graptolithenschiefer des Silurs und die Posidonienschiefer des Lias.

Evaporite sind chemische Sedimente, die aus wässrigen Lösungen ausgefällt werden, nachdem die darin gelösten Salze durch Evaporation angereichert worden sind. Mächtige evaporitische Gesteinsfolgen, in einigen Fällen 1.000 m und mächtiger, kommen häufig in großen epikontinentalen Becken vor. Beispiele sind das permische Zechsteinbecken in Mittel- und NW-Europa sowie Evaporitbecken in Nordamerika. Salzablagerungen sind häufig zyklisch aufgebaut. Die vertikale Gesteinsabfolge einer Evaporitsequenz beginnt mit sapropelitischen Sedimenten (den Salztonen), die den beginnenden Stagnationszustand des Wasserkörpers repräsentieren. Danach kristallisieren relativ schwerlösliche Verbindungen aus wie Ca-Karbonat und MgCa-Karbonat (Aragonit, Calcit und Dolomit). Die Ausscheidung von Gips beginnt erst, wenn rund 70 % des Meerwassers verdunstet ist. Dann folgt Halit bei rund 89 %. Steinsalz macht den

größten Teil vieler Salinarfolgen aus. Die leicht löslichen Kalisalze, von denen die Sulfate Kainit und Kieserit sowie die Chloride Sylvin, Carnallit und Bischofit die wichtigsten sind, scheiden sich bei der Evaporation von Meerwasser als letztes ab. Folglich kommen sie in den obersten Schichten von Evaporitzyklen zur Abscheidung und erlangen gegenüber den mächtigen Steinsalzablagerungen selten eine große Mächtigkeit. Wenn derartig gesättigte Salzlösungen durch Zutritt von Meerwasser an Konzentration verlieren, scheiden sich Evaporite in umgekehrter Reihenfolge aus. Eine solche Folge von progressiven und rezessiven Ausscheidungen wird als salinärer Zyklus betrachtet.

2 Anforderungen an ein Wirtsgestein

Für die Prognose der geologischen Langzeitentwicklung des Untersuchungsgebietes ist ein grundlegendes Verständnis der geologisch-tektonischen Entwicklungsgeschichte der Region unerlässlich. Daraus lassen sich Schlussfolgerungen bezüglich der geologischen Langzeitstabilität (Aktivität von Störungszonen, Hebungs- und Erosionsraten) herleiten. Weiterhin lässt sich die Faziesverteilung (räumliche Verteilung der lithologischen Ausbildung) der verschiedenen Gesteinsformationen aufgrund der Sedimentationsgeschichte und der paläogeographischen Entwicklung der Ablagerungsräume erklären.

Ein Standort für ein Endlager muss in einem Ausmaß zuverlässig charakterisierbar sein, dass der Sicherheitsnachweis überzeugend erbracht werden kann. Ein einfacher geologischer Bau eines Standortes und eine möglichst geringe laterale und vertikale Variabilität des Wirtsgesteins kann deren Charakterisierung erleichtern und zuverlässiger machen. Um Anhaltspunkte über die thermische Geschichte von Sedimentgesteinen zu erhalten ist die Bestimmung des Inkohlungsgrads des organischen Materials eine Möglichkeit. Das Vorhandensein seismischer Kontraste in Gesteinsschichten ober- und unterhalb des Wirtsgesteins ist günstig für die Erfassung der vertikalen und lateralen Ausdehnung des Wirtsgesteinskörpers sowie für die Erkennung von Bruchstrukturen (Explorierbarkeit).

Der Arbeitskreis Endlagerung hat Mindestanforderungen zur Identifizierung von Gebieten aufgestellt, in denen die geologischen Strukturen die Anforderungen an das Isolationsvermögen und die Teufenlage erfüllen können /2-1/. Der einschlusswirksame Gebirgsbereich muss mindestens 100 m mächtig sein und eine weiträumige Verbreitung aufweisen. Die Teufe der Oberfläche des erforderlichen einschlusswirksamen Gebirgsbereiches muss mindestens 300 m betragen. Das Endlager darf nicht tiefer als etwa 1.500 m liegen.

Folgende Punkte wurden in dieser Unterlage betrachtet:

- Alter, Ablagerungszeiträume und Sedimentationsraten
- paläogeographische Entwicklung der Untersuchungsgebiete
- Mächtigkeit und Tiefenlage der potenziellen Wirtsgesteine
- Mineralogie der Hauptbestandteile der Wirtsgesteine, C_{org}-Gehalte, Pyritführung
- Versenkungs- und Temperaturgeschichte
- Explorierbarkeit

2.1 Alter, Ablagerungszeiträume und Sedimentationsraten

Die Salze des Zechstein (hier Staßfurt-Folge z2), der Opalinuston (Dogger α) und die Unterkreide-Tone sind Sedimente mariner Ablagerungsräume. Die Ablagerungsräume sind als Epikontinentalmeere zu beschreiben, die durch Schwellen/Barrieren von offenen Ozeanen getrennt waren. Jedoch kam es nur zur Zeit des Zechstein zu einer stärkeren Verdunstung von Meerwasser und zur Ausscheidung von Salzen. Auffallend sind die hohen Sedimentationsraten für die untersuchten Ablagerungsräume. Die meisten Autoren nehmen für das kompaktierte Sediment Werte zwischen 5 – 20 m in 1 Mio. Jahre an /2-2/.

Das Zechstein (Alter: 258 – 251 Mio. Jahre, Dauer: 7 Mio. Jahre) wird in 7 salinare Folgen untergliedert. /2-3/ gibt für die gesamte Staßfurt-Folge eine Dauer von $\pm 1,5$ Mio. Jahre an (siehe Abbildung 2-1). Die Bildung der mächtigen Staßfurt Steinsalze wird wohl in einem kurzen Zeitabschnitt der Staßfurt-Folge stattgefunden haben, da die Halitausscheidung erst bei einer Eindampfung von 89 % des Meeresswassers beginnt. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache, ergibt sich für das bis zu 800 m mächtig werdende Staßfurt Steinsalz bei einer konservativ angenommen Zeitspanne von $\pm 1,5$ Mio. Jahre eine Sedimentationsrate von 530 m / Mio. Jahre.

Der Jura (Alter: 206 - 144 Mio. Jahre, Dauer: 62 Mio. Jahre) wird unterteilt in die Epochen bzw. Abteilungen (siehe Abbildung 2-1):

- Lias (206 – 180 Mio. Jahre)
- Dogger (180 – 159 Mio. Jahre)
- Malm (159 – 144 Mio. Jahre)

Der Opalinuston entspricht der ältesten Formation des Doggers. Er wurde innerhalb einer kurzen Zeitspanne von 1 Mio. Jahre abgelagert /2-4/. Bei Hechingen weist er eine maximale Mächtigkeit von 135 m auf, die auch durch frühere Bohrungen bestätigt wurde /2-5/. Daraus ergibt sich eine Sedimentationsrate von 135 m / Mio. Jahre.

Die Unterkreide (Alter: 144 - 99 Mio. Jahre, Dauer: 45 Mio. Jahre) wird in 6 Stufen untergliedert (siehe Abbildung 2-1):

- Wealden/Berrias (144 – 137 Mio. Jahre)
- Valangain (137 – 132 Mio. Jahre)
- Hauterive (132 – 127 Mio. Jahre)
- Barrême (127 – 121 Mio. Jahre)
- Apt (121 – 112 Mio. Jahre)
- Alb (112 – 99 Mio. Jahre)

In den stärker absinkenden Teilen des NSB kamen mehr als 2.000 m mächtige Sedimente der Unterkreide zur Ablagerung. Der größte Teil der Beckenfüllung wurde jedoch nach der subherzynen Inversion des Beckens wieder abgetragen. Daraus ergeben sich enorm hohe Sedimentationsraten (jeweils für das kompaktierte Sediment) von fast 45 m / 1 Mio. Jahre.

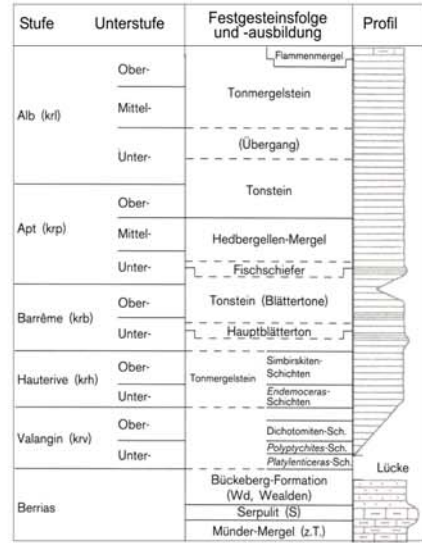
Bestätigt wird dieser Wert durch Angaben aus der Literatur. Der Raum Hannover (Gebiet Mehrum-Schwicheldt) stellt in den Stufen Apt und Alb einen stark absinkenden Beckenbereich dar. Im Unter Alb sind besonders große Mächtigkeiten von 170 m festzustellen. Bei einer Zeitspanne von 6 Mio. Jahre ergibt sich daraus für das Beckenzentrum eine Sedimentationsrate von 28 m in 1 Mio. Jahre.

Weiterhin kann man für das hohe Ober Apt (Gargas, Inflexus-Mergel) und tiefe Unter Alb (Clansayes) eine Mächtigkeit von 220 m im Beckenzentrum unterstellen, die sicher zu gering ist, dann ergibt sich bei einer Zeitspanne von 1 Mio. Jahre (mit einer Unsicherheit von 0,4 bis 1,9 Ma) eine Sedimentationsrate von in der Größenordnung 220 m / Mio. Jahre oder wenn man überdies die Unsicherheiten der Zeitspanne in Rechnung bringt von zwischen 90 m und mehr als 400 m in 1 Mio. Jahre /2-2/.

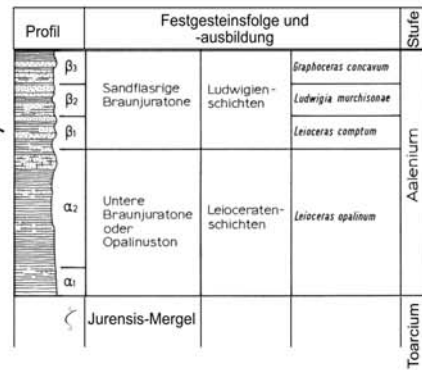
/2-9/ gibt für den gleichen Sedimentationsraum (Hannover, Kirchrode) Sedimentationsraten von 50 - 120 m / Mio. Jahre während des Mittel- und Oberalb an. In Abbildung 2-1 werden die betrachteten Wirtsgesteine zeitlich eingeordnet und die stratigraphische Gliederung für charakteristische Ablagerungsräume vorgestellt.

Gliederung der Unterkreide im Gebiet Hannover / 2-6 /

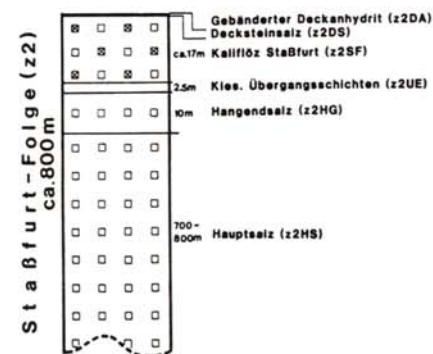
Alter der Basis	Epoche	Stratigraphische Einheit	Symbol	Dauer im Ma	
1,8 Ma	Quartär	Quartär	(q)	1,8	
24 Ma	Neogen (Jungtertiär)	Pliozän	(tpl)	3,5	
		Miozän	(tmi)	18,5	
		Oligozän	(tol)	10	
65 Ma	Paläogen Alttertiär	Eozän	(teo)	21	
		Oberpaläozän	(tpao)	6,1	
		Dan	(td)	4	
		Maastricht	(krma)	6,3	
		Campan	(krca)	12,2	
99 Ma	Oberkreide	Santon	(krsa)	2,3	
		Coniac	(krcc)	3,2	
		Turon	(krt)	4,5	
		Cenoman	(krc)	5,4	
		Alb	(krl)	13,3	
		Apt	(krap)	8,8	
144 Ma	Unterkreide	Barrême	(krb)	6	
		Hauterive	(khr)	5	
		Valangin	(krv)	5	
		Berrias = Wealden	(Wd)	7,2	
		Serpulit	(joS)	6,6	
		Münder Mergel	(joM)		
Eimbeckhäuser P.-K.	(joE)				
159 Ma	Oberjura (Malm)	Gigas-Schichten	(joG)	3,4	
		Kimmeridge	(joKl)	5,3	
		Korallenoolith	(joK)		
		Heersumer Sch.	(joH)		
		Callovium	(jmcI)	21	
Bathonium	(jmbt)				
Bajocium	(jmbj)				
180 Ma	Dogger (Mittlerer Jura)	Aalenium	(jmal)	9,5	
		Toarcium	(jutc)		
		Pliensbachium	(jupl)		5,7
206 Ma	Lias (Unterer Jura)	Sinemurium	(jusi)	6,6	
		Hettangium	(juhe)	3,8	
		Rhät	(ko)	25	
		Steinmergelkeuper	(km4)		
Oberer Gipskeuper	(km3)				
Schilfsandstein	(km2)				
231 Ma	Keuper	Unterer Gipskeuper	(km1)	9	
		Lettenkeuper	(ku)		
		Ob. Muschelkalk	(mo)		
		Mittl. Muschelkalk	(mm)		
240 Ma	Muschelkalk	Unt. Muschelkalk	(mu)	11	
		Ob. Buntsandstein	Röt		(so)
251 Ma	Buntsandstein	Mittl. Buntsandstein	Solling-Folge		(smS)
		Hardegsen-Folge	(smH)		
		Deffuth-Folge	(smD)		
		Volpriehausen-Folge	(smV)		
		Quickborn-Folge	(smQ)		
258 Ma	Zechstein	Unt. Buntsandstein	Bernburg-Folge		(suB)
		Calvörde-Folge	(suC)		
		Mölin-Zyklus	(z7)		2
Friesland-Zyklus	(z6)				
Ohre-Zyklus	(z5)				
Aller-Zyklus	(z4)				
Leine-Zyklus	(z3)	1,5			
Staufurt-Zyklus	(z2)	1,5			
Werra-Zyklus	(z1)	2			
300 Ma	Rotliegend	Oberrotliegend	(ro)	42	
		Unterrrotliegend	(ru)		
326,3 Ma	Oberkarbon	Stefan	(cst)	26,5	
		Westfalen	(cw)		
353,8 Ma	Unterkarbon	Namur	(cn)	27,5	
		Dinant	(cd)		



Gliederung Aalenium in der Schwäbisch-Fränkischen Alb / 2-7 /



Standardprofil der Staßfurt-Folge (z2) mit bankrechten Mächtigkeiten / 2-8 /



Stratigraphische Begriffe in Nordwestdeutschland (Alter und Dauer in Millionen Jahren (Ma) nach / 2-3 /)

Abbildung 2-1: Stratigraphische Gliederung der Ablagerungsräume und zeitliche Einordnung der betrachteten Wirtsgesteine

3 Geologische Situation im süddeutschen Molassebecken

Die Schwäbische und Fränkische Alb und auch das Süddeutsche Molassebecken sind Teilgebiete der Süddeutschen Großscholle. Diese Großscholle grenzt im Westen an den Oberrheingraben, im Norden an das Schiefergebirge, im Osten an das Fichtelgebirge sowie an die Böhmisches und Bayerische Masse und im Süden an die Überschiebungen der Alpen. Prägend für diese Landschaft sind der Nord- und der Westrand der Schwäbischen bzw. der Fränkischen Alb.

Innerhalb der Süddeutschen Großscholle treten jurassische Tone und Tonsteine sowohl in der Schwäbischen und Fränkischen Alb als auch im Molassebecken auf. Die laut /3-1/ geforderten Mindestanforderungen (Mächtigkeit und Tiefenlage) erfüllt der Opalinuston (Dogger α) nur südlich der Schwäbischen Alb im Bereich des süddeutschen Molassebeckens (Abbildung 3-1).

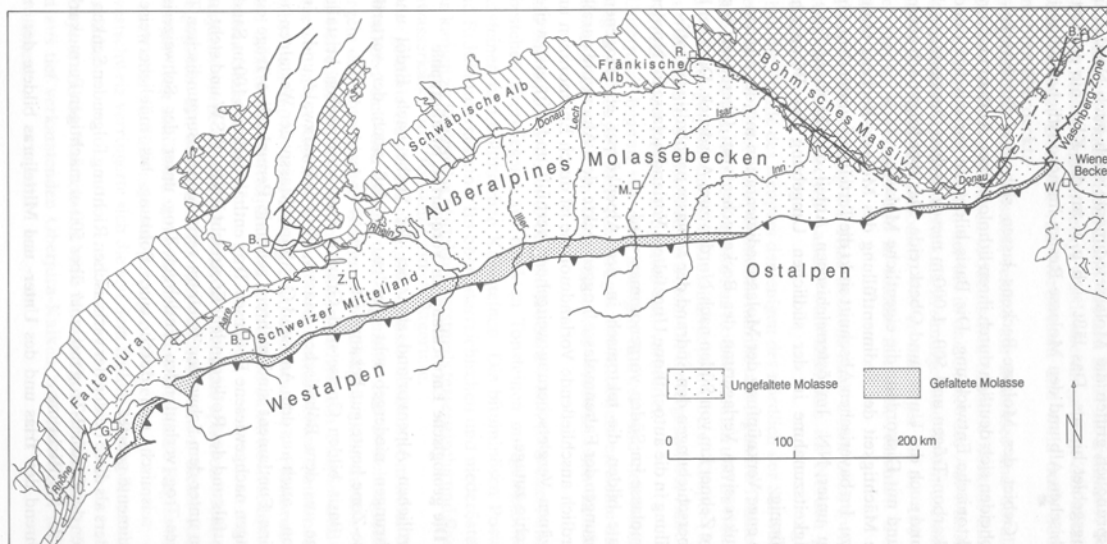


Abbildung 3-1: Geologische Übersichtskarte der Molasse-Zone (Außer alpines Molassebecken auf dem Gebiet von Deutschland = Süddeutsches Molassebecken) /3-2/.

Das Molassebecken erstreckt sich mit etwa 1.000 km Länge vor der Alpenfront vom Raum Chambéry südwestlich des Genfer Sees über das Schweizer, Bayerische und Österreichische Alpenvorland bis zum westlichen Vorland der Karpaten in der Gegend von Brno. In Süddeutschland, in der Höhe von Regensburg, erreicht die Molassezone übertage eine Breite von etwa 130 km. Nach Norden keilen die Molasseschichten zwischen dem Kanton Schaffhausen-Ulm-Regensburg erosiv über Jurakalken und lokal Kreideschichten der Schwäbisch-Fränkischen Alb und dem Böhmisches Massiv aus. Ihre sicherlich tektonisch bedingte Südgrenze wird einige Zehnerkilometer südlich der Alpenfront vermutet.

Der nördliche bzw. westliche Ausbiss des Opalinuston verläuft an der Tagesoberfläche, aus den existierenden geologischen Karten entnommen, vom Nordrand der Fränkischen über den Nordrand der Schwäbischen Alb bis zum Nordzipfel des Kantons Schaffhausen. Auf der Schwäbischen Alb westlich von Ulm erreicht der Opalinuston mit 150 m seine größte Mächtigkeit. Die mesozoischen Schichten fallen gleichmäßig und flach nach Süden ein und tauchen südlich der Donau unter die Tertiär-Ablagerungen ab. Sie sind nur durch Tiefbohrungen bekannt.

3.1 Entwicklung des Süddeutschen Molassebeckens

Die Entwicklung des süddeutschen Ablagerungsgebietes und angrenzender Gebiete wird in 3 Hauptabschnitte gegliedert /3-3/:

- Bildung und Konsolidierung des kristallinen Grundgebirges inklusive Permokarbon-Vorkommen – insgesamt als Sockel bezeichnet – im Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung
- Subsidenz der kontinentalen Plattform und Bildung der mesozoischen Sedimentgesteine
Gliederung des Ablagerungsraums durch leichte synsedimentäre Bewegungen: während der Trias am Südrand des Germanischen Beckens (intrakontinental) und während Jura und Kreide am Nordrand der Tethys (epikontinental)
- Bildung des Molassebeckens und strukturelle Überprägung des Ablagerungsgebietes im Einflussbereich der alpinen Orogenese während des Tertiärs und Quartärs

3.1.1 Grundgebirge

Das Kristallin ist Teil der Kruste Zentraleuropas, der Moldanubischen Region, die in ihrer heutigen Form während der variszischen Gebirgsbildung im späten Paläozoikum entstand und alle wichtigen Phasen einer Kontinent-Kontinent-Kollision durchmachte. Das Kristallin besteht aus mehrfach überprägten und deformierten prävariszischen Paragesteinen wie Metapeliten und Metagrauwacken und Zonen mit gehäuften Auftreten von Metabasiten, leukokraten Orthogneisen und Metakarbonaten. Vor allem im Oberkarbon sind vielfach granitische, meist nicht mehr deformierte Plutone nach Abschluss der jungvariszischen Metamorphose in die älteren Gesteinskomplexe intrudiert und auskristallisiert. N-S gerichtete Störungssysteme trennen Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades voneinander, so in einem ca. 25 km breiten Streifen östlich der Iller, in dem nur Zweiglimmergneise erbohrt wurden, während sonst höher metamorphe Biotitgneise ohne Muskovit verbreitet sind.

Nach den letzten bedeutenden Bewegungen des variszischen Zyklus im frühen Perm wurde der Gebirgskörper bis zur Perm/Trias-Wende vor ca. 250 Mio. Jahre unter mehrheitlich arid-kontinentalen Bedingungen weitgehend eingeebnet.

3.1.2 Schichtenfolge Trias bis Jura

3.1.2.1 Trias

Die Entwicklung des germanischen Beckens, jenes bereits im Zechstein angelegten, einheitlichen Sedimentationsraumes in Mitteleuropa, setzt sich in der Trias fort. Das zeitweise marine, überwiegend aber kontinental geprägte Binnenbecken weitete sich beträchtlich aus. Im Süden trennte es der Vindelizische Festlandsrücken, der aus kristallinen Gesteinen bestand, vom marinen Sedimentationsraum der Tethys. Die Trias-Serien des Untersuchungsgebietes umfassen eine 250 - 300 m mächtige Schichtreihe, deren Ausbildung als südliche Randfazies des Germanischen Beckens zu betrachten ist. Die Abteilungen der Trias, der vorwiegend terrestrische Buntsandstein, der überwiegend marine Muschelkalk und der wiederum weitgehend kontinentale Keuper werden in Untergruppen mit mehreren regional definierten Formationen unterteilt.

3.1.2.2 Jura

Die Gesteine der Jura-Formation werden nach ihrer vorherrschenden Farbe in Lias (Schwarzer Jura), Dogger (Brauner Jura) und Malm (Weißer Jura) gegliedert. Es können grob zwei lithologisch unterschiedliche Systeme ausgehalten werden. Lias und Dogger sowie der unterste Teil des Malms sind geprägt von tonreichen, teilweise auch sandigen Serien, mit karbonatischen Einschaltungen. Die Lias-Ablagerungen bestehen überwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, tonreichen, z.T. auch sandigen Sedimenten und untergeordnet marinen Kalkbildungen.

Der Dogger besteht einerseits aus mächtigen Tonsteinen und Mergeln, die eine relativ große Ausdehnung besitzen und andererseits aus Eisenoolithen, Karbonatbänken und Sandsteinen, die z.T. lokal, aber auch im gesamten Gebiet zu finden sind.

Das zweite lithologische Jura-System stellt der jüngste Teil des Malm dar. Charakteristisch ist eine mächtige, gebankte bis massige Kalkstein-Abfolgen, wobei die schwäbische Fazies wesentlich mergelreicher ausgebildet ist als die fränkische. Der Ablagerungsraum des Süddeutschen Beckens entspricht dem des Schweizer Jurabeckens /3-4/.

Lias

Die Ablagerungen zeigen wiederholte Wechsel von toniger zu reduzierter Sedimentation mit Hardgroundbildung. Es kann bereits eine ähnliche Zyklizität mit nach oben generell grobkörniger werdenden Sequenzen erkannt werden, wie sie dann für die Dogger Formationen typisch ist.

Das frühe Jurameer hatte im süddeutschen Ablagerungsraum den Charakter eines flachen Randmeeres zwischen dem Alemannischen Land im Süden, dem Böhmisches-Vindelizischen Land im Osten und dem Germanischen Becken im Norden. Die zu Beginn des Lias faziell stark unterschiedliche Ausbildung der Gesteine und die unterschiedlichen Mächtigkeiten deuten auf einen von Schwellen und Senken geprägten Ablagerungsraum hin. Diese Unterschiede scheinen sich im Lias beta zu mindestens faziell auszugleichen, denn die einzelnen Schichten des mittleren und jüngeren Lias erstrecken sich in sehr ähnlicher Fazies von der Schwäbischen Alb bis zum Aargauer Jura. Die generelle Mächtigkeitszunahme von Süden nach Norden sowie größere Unterschiede im Bodenseeraum belegen aber weiterhin regional unterschiedliche Subsidenz.

Dogger

Während die Zeit des Opalinuston mit ca. einer Mio. Jahren relativ kurz war, dauerte die Ablagerung der jüngeren Doggersedimente bis zum Beginn des Malm ca. 20 Mio. Jahre. Dabei herrschten wieder stark verminderte Akkumulationsraten vor, wodurch eine deutlich verzögerte Subsidenz im gesamten Gebiet angezeigt wird.

Dogger alpha (α) Opalinuston/Wirtsgestein

Die paläogeographische Situation während der Ablagerung des Opalinuston (Braunjura α) stellt sich wie folgt dar: Das frühe Jurameer hatte im schweizer-süddeutschen Ablagerungsraum den Charakter eines flachen, seit dem Lias unveränderten Epikontinentalmeeres mit Wassertiefen von wenigen Dekametern. Das Auftreten von Pyrit, geringe Bioturbation und der gute Erhaltungszustand der Fossilien weisen auf Sauerstoffarmut und verminderte Bodenzirkulation hin. Für die Bildung des Opalinuston werden ähnliche Bedingungen angenommen wie sie im heutigen Schwarzen Meer herrschen /3-5/.

Das Opalinuston-Meer befindet sich zwischen einer mächtigen Karbonatplattform im Westen, den Alemannischen Inseln im Bereich des heutigen Aar-Gotthard-Massivs (Süden), dem Böhmisches-Vindelizischen Land im Osten und dem Germanischen Becken im Norden (Abbildung 3-2). Durch detritische Zufuhr von Süden und Osten wurden bis zu 135 m mächtige, tonreiche Sedimente abgelagert, was durch eine entsprechend rasche Subsidenz im Untergrund ermöglicht wurde. In landferneren Bereichen

des Opalinuston-Meeres treten grobklastische Sedimente zurück, was z.B. den stark unterschiedlichen Quarzgehalt der Bohrungen Benken (landnah, quarzreicher) und Weiach (landfern, ärmer an Quarz) im Grenzgebiet Schweiz/Deutschland erklären könnte. Der insgesamt nach oben zunehmende Quarzgehalt zeigt, dass die Verfrachtung von grobem Material ins Beckeninnere gegen Ende des Aalenian zunahm.

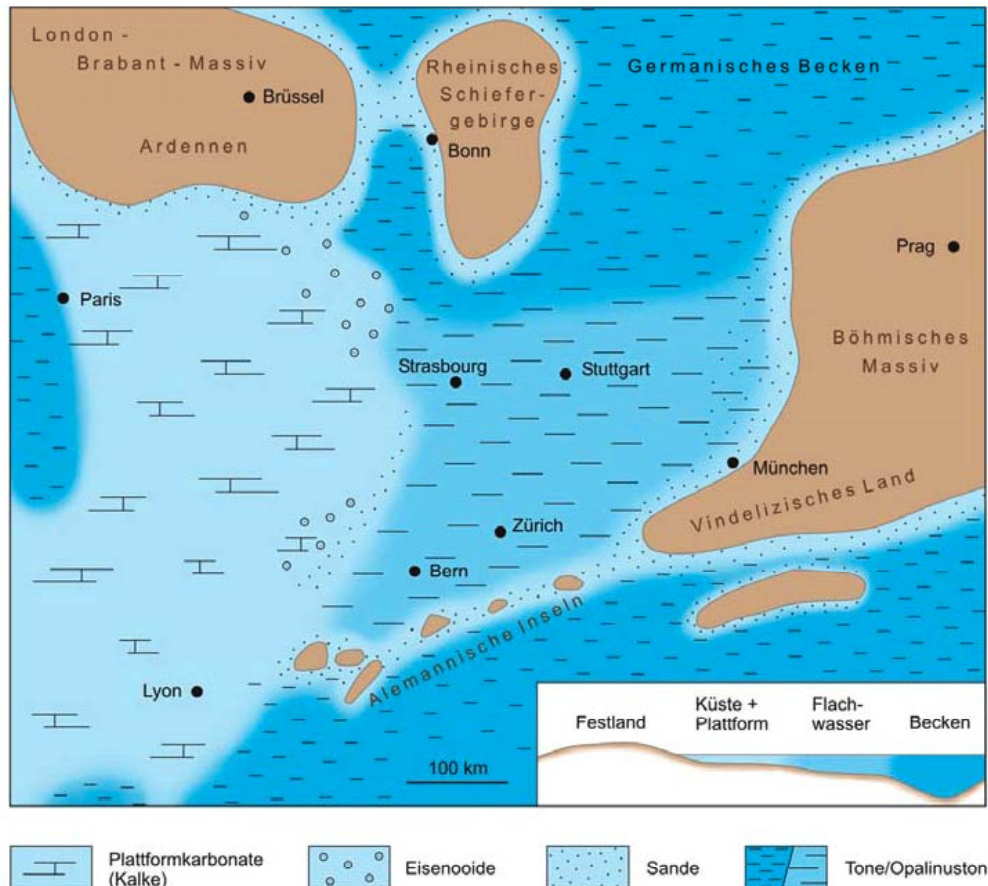


Abbildung 3-2: Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons /3-3/

Dogger beta – zeta (β - ξ)

Der Dogger beta - zeta besteht einerseits aus mächtigeren Tonsteinen und Mergeln, die eine relativ große Ausdehnung besitzen und andererseits aus Eisenoolithen, Karbonatbänken und Sandsteinen, die z.T. lokal, aber auch im gesamten Gebiet zu finden sind. Es sind Zyklen zu erkennen, die mit Tonsteinen beginnen, in sandige und/oder bioklastische Mergel und Kalke übergehen und häufig mit einer eisenoolithischen Dachbank enden. Die Sequenzen wurden wahrscheinlich von eustatischen Meeresspiegelschwankungen verursacht, die im gesamten Ablagerungsraum gleichförmig,

d.h. zeitgleich verliefen. Trotz der zahlreichen Meereshochstände blieb die Meerestiefe aber während des gesamten Dogger zwischen 15 und 30 m gering.

Die Rekonstruktion der regionalen Faziesverhältnisse zeigt, dass während dieser Zeit wieder vermehrt detritisches Material von den Landmassen im Süden und Osten in das Schwäbisch-Fränkische Meer geliefert und dort in Form von Sandbarren über große Distanzen verfrachtet wurde. Durch Strömungsereignisse wie auch Meeresspiegelschwankungen wurden diese Sande selektiv bis in distale Beckenbereiche transportiert. Die kleinräumig wechselhaften Lithologien können also durch verschiedene, sowohl sedimentäre wie auch tektonische Mechanismen erklärt werden, womit eine Korrelation über größere Distanzen stark erschwert wird.

Die Ablagerungen des jüngeren Doggers zeigen wieder großräumiger korrelierbare Verhältnisse innerhalb des schwäbischen Raums, deren Fazies von Meeresspiegelschwankungen bestimmt ist.

Malm

Während des Malm erstreckte sich weiterhin ein flaches Epikontinentalmeer über den fränkisch-schwäbischen Faziesraum (Abbildung 3-3). Das Vindelizische Land (Böhmische Insel) wird vollkommen überflutet und damit das flachere fränkische Schelfmeer direkt mit dem tieferen alpinen Mittelmeer, der Tethys, verbunden. Das kalkreichere Tiefenwasser der Tethys förderte bei zunehmender Erwärmung auf dem fränkischen Schelf (trockenheißes Klima) die reichliche Bildung heller Kalke und Mergel. Der Tonanteil der Mergel stammte dabei von der Mitteldeutschen Schwelle und wurde als bodennaher Trübestrom durch die Sächsische und Hessische Meeresstrasse aus Norddeutschland antransportiert.

Das nächstgelegene Festland war das Brabanter-rheinisch-böhmische Land im Norden /3-6/. Die Malm-Formationen weisen beachtliche laterale Ausdehnung auf und sind damit das Resultat andauernd stabiler Sedimentationsverhältnisse.

In der Sedimentabfolge klafft zwischen Malm (Jura, vor ca. 144 Mio. Jahren) und Eozän (Tertiär, vor ca. 45 Mio. Jahren) eine z.T. erosionsbedingte, große Schichtlücke. Die in der Kreide abgelagerten Sedimente als auch die obersten Schichten des Malm wurden erodiert. Zudem fand eine tiefgründige Verkarstung der Malm-Kalksteine statt.

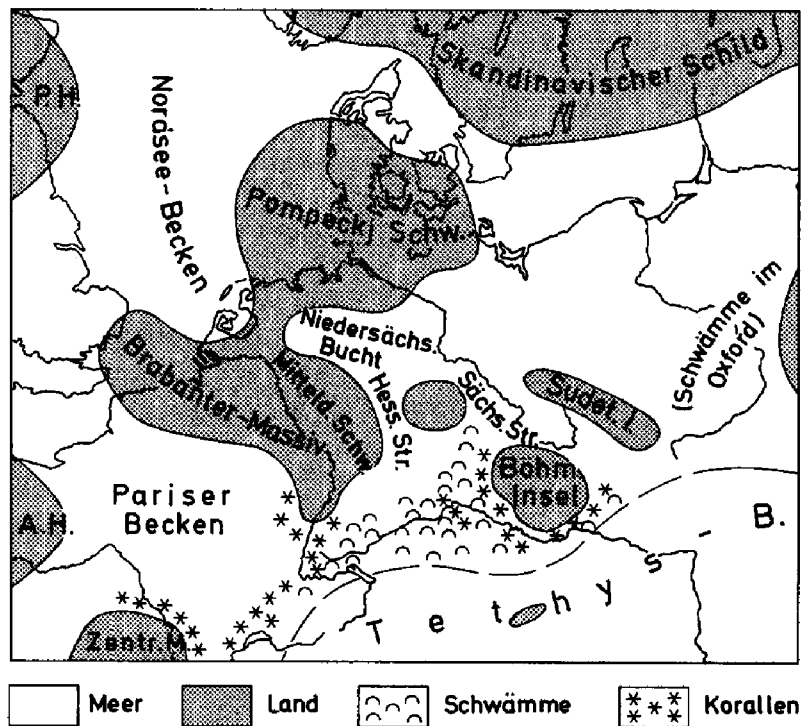


Abbildung 3-3: Verteilung von Land und Meer im Mittleren Malm /3-7/

Das Böhmisches Festland war bis auf geringe Reste überflutet. Im breiten, warmen Schelfmeer wuchsen Schwammriffe und untergeordnet Korallen als Besonderheit der Erdgeschichte

3.1.3 Schichtenfolge Tertiär

Das Molassebecken entstand im Tertiär als asymmetrisches orogenes Vorlandbecken der Alpen infolge der Kollision der afrikanisch-adriatischen und der europäischen Kontinentalplatte, die bereits seit der mittleren Kreide aufeinander zuwanderten. Die Molassesedimentation wird gesteuert durch ein Wechselspiel von Beckensubsidenz, Sedimenteintrag und -kompaktion, Tektonik und Schwankung des Weltmeeresspiegel. Der Erosionsschutt der nun zumindest teilweise zu hohen Gebirgsrelief aufsteigenden Alpen stellt die Hauptmasse der Sedimente dar, die durch Flusssysteme in z.T. ausgedehnten Alluvialfächern radial nach Norden in das Vorlandbecken eingeschüttet werden. Lithologie, Fazies und Paläogeographie der Molasseablagerungen lassen vier Großzyklen erkennen, die mit entsprechenden tektonischen Vorgängen der entstehenden Alpen korreliert werden können:

- Untere Meeresmolasse
- Untere Süßwassermolasse
- Obere Meeresmolasse
- Obere Süßwassermolasse

Durch die im Miozän anhaltende Hebung im Gebiet des heutigen Schwarzwaldes und die Absenkung am Alpennordrand wurden die mesozoischen Schichten schräggestellt, so dass sie heute in ganz Süddeutschland generell mit ca. 5° nach ± SE unter die keilförmig mächtiger werdende Molasse einfallen. Die basalen Molasseablagerungen liegen leicht diskordant über dem Mesozoikum und fallen in ähnlicher Weise nach SE ein.

Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildungen setzte in der Tertiärzeit auch eine Intensivierung der tektonischen Vorgänge ein, die mit vulkanischen Aktivitäten in Südwestdeutschland verknüpft waren. Der tertiäre Vulkanismus ist vornehmlich an den Oberrheingraben und die ihn begleitenden Strukturen gebunden. Zu nennen ist der Hegau-Vulkanismus (nordwestlich des Bodensees), der vor etwa 14 Mio. Jahren einsetzte und bis ungefähr 7 Mio. Jahren vor heute dauerte. Damit kommt ihm ein mittel- bis obermiozänes Alter zu. Die Ausbrüche im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet (im Nordteil der Mittleren Alb, nordwestlich von Ulm) fanden im Miozän statt. Der Durchmesser des Gebiets, mit Urach im Zentrum, beträgt fast 40 km.

3.2 Der Opalinuston/Lithologie

Als älteste Formation des Doggers entspricht der Opalinuston definitionsgemäß der biostratigraphischen Zone des Ammoniten *Leioceras opalium* und umfasst damit einen Zeitabschnitt von knapp 1 Mio. Jahre /3-5/. Der unterste Abschnitt umfasst die Subzone des Ammoniten *Pachylytoceras torulosum* (α 1). Im wesentlich mächtigeren Ober- α (α 2) fehlt dieser Ammonit; neben *Leioceras opalium* findet sich im Profil *Leioceras costosum*. Das Mächtigkeitsverhältnis von α 1 zu α 2 ist etwa 1:5.

Die lithologische Untergrenze des Opalinustons ist mit dem Dach der Jurensis-Mergel definiert. Ohne scharfe Grenze gehen die Jurensis-Mergel (Lias zeta, ζ) in den Opalinuston über. Als lithostratigraphische Grenze zwischen Opalinuston und Ludwigien-(Murchinsonae-) Schichten (Dogger β) werden die Wasserfallschichten (Dogger α) angesehen. Im Dogger β dominieren sandreiche Gesteine, die in der mittleren Schwäbischen Alb eine Mächtigkeit von 65 m aufweisen (Zopfplatten, Donzdorfer Sandsteine, (Brauner Jura β)). Die Übergänge sind jedoch unscharf, da Tone und Sandsteinbänke horizontal wie vertikal ineinander übergehen.

In den Erdölbohrungen im Bodenseegebiet kann die Basis des sandigen Dogger β als Obergrenze der Opalinus-Formation betrachtet werden /3-8/.

Der Opalinuston besteht aus einer relativ monotonen Folge aus dunkelgrauem, z.T. kalkigem, glimmerreichem, siltigem Tonstein. Im ihm liegen eingeschaltet bis zu 20 cm mächtige, kalkig zementierte Feinsandstein- bzw. Siltsteinlagen, -linsen und -laminae sowie sandige Mergelhorizonte, biodetritische Kalkbänke, knollige Hartgründe, Siderit- und Kalkkonkretionen und einzelne Ammoniten. Der Sand-/Quarzgehalt, die Glimmerführung und der Karbonatgehalt nehmen zum Hangenden hin zu. Der zunehmende Quarzgehalt zeigt, dass die Verfrachtung von größerem Material ins Beckeninnere gegen Ende des Aalenian zunahm.

Aus der Mächtigkeitsverteilung des Opalinuston in Süddeutschland ist ersichtlich, dass die geforderte Mindestmächtigkeit von 100 m und eine Tiefenlage von 300 m unter der Geländeoberfläche nur südlich der Schwäbischen Alb erfüllt wird. Die Mächtigkeit des Opalinuston beträgt hier in etwa 120 m (Abbildung 3-4) in einer Tiefenlage von 700 bis 850 Metern bezogen auf die Geländeoberfläche.

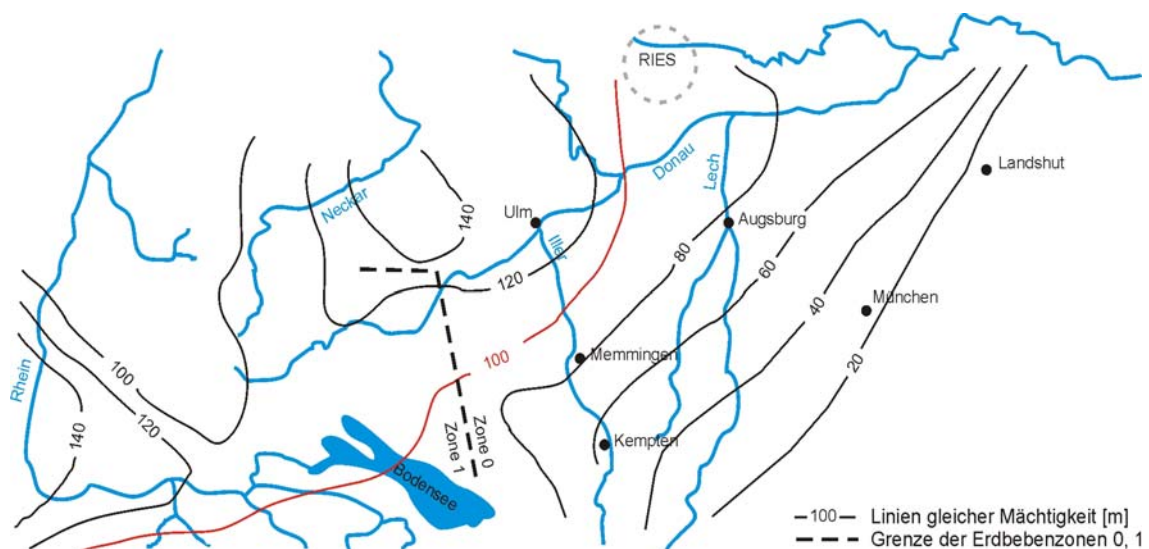


Abbildung 3-4: Mächtigkeitsverteilung des Opalinuston in Süddeutschland, erstellt auf Basis von /3-3/, /3-5/, /3-7/

4 Geologische Situation der Norddeutschen Senke

Als geologische Hauptstrukturen der Norddeutschen Senke gelten in NW-Deutschland das Niedersächsische Becken bzw. Tektogen und die Pompeckj'sche Scholle (Abbildung 4-1).



Abbildung 4-1: Tektonische Gliederung der Norddeutschen Senke /4-1/.

An der Wende Unter-/Oberkreide kam es durch die lang andauernde Einengung des permo-mesozoischen Schichtstapels zur Heraushebung (Inversion) der Zentralbereiche des Niedersächsischen Beckens. Aufgrund dieser Heraushebung wird das NSB in der Literatur häufig auch als Niedersächsisches Tektogen bezeichnet.

Der nördliche Teil des NSB ist dem heutigen Norddeutschen Flachland zuzurechnen. Sein Nordrand ist hier von z.T. mächtigen Quartär- und Tertiärsedimenten bedeckt. Westlich der Weser wird der Nordrand entlang der Linie Nienburg-Vechta-Meppen durch ein System niedrig gegeneinander versetzter WNW-ESE streichender, gegen Norden gerichteter Auf- und Überschiebungen markiert (Weser-Ems Linie).

Ein wichtiges Teilelement stellt am Nordrand östlich der Weser die Aller-Linie dar. Sie ist durch eine kettenförmige Aneinanderreihung einiger Salzstöcke (z. B. Wietze-Hambühren und Nienhagen-Hänigsen) und durch eine Reihe von Strukturen (Sattel von Altencelle-Oppershausen) gekennzeichnet. Das Stadium der Bruchform ist hier gegenüber der Weser-Ems-Linie schwächer ausgeprägt, während die Ausstülpungen des Zechsteinsalzes stärker hervortreten. Die kurze Beschreibung der tektonischen Verhältnisse am Nordrand des Tektogens soll noch durch den Hinweis ergänzt werden, dass gleiche Phänomene auch an der Steinhuder-Meer-Linie auftreten. Die durch Zechsteinsalz z. T. stark überprägte Hebungszone bildet eine der markantesten Fugen, die den Ostteil des Beckens auf eine Länge von 40 km durchsetzt.

Die südlichen Strukturen des NSB sind übertage als Nordwestfälisch-Lippische Schwelle im Osnabrücker und Weserbergland (Weser- und Wiehengebirgs-Flexur) aufgeschlossen. Die Hauptstruktur der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle ist eine 20 km breite und nahe zu 100 km lange, aus dem westlichen Osnabrücker Bergland bis in das Weserbergland zu verfolgende Aufwölbungszone der Piesberg-Pyrmonter Achse mit den Karbonhorsten Hüggel, Piesberg und Schafberg.

In der östlichen Fortsetzung des Weserberglandes gehört die im Leinebergland und nördlichen Harzvorland über die Subherzyne Mulde, die Breitsättel Fallstein und Elm bis zum Flechtlinger Höhenzug übertage aufgeschlossene Schichtenfolge von Zechstein bis Kreide ebenfalls noch zur Sedimentfüllung der Norddeutschen Senke. Vom Oberjura an bildete das Gebiet den Südostabschnitt des NSB.

Die Lagerung der Unterkreide-Schichten ist annähernd horizontal bei einer flachen Topographie. Im Ostteil des Beckens sind die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Salzkissen, Salzstöcke und Diapirrandmulden komplizierter. In Annäherung an den Nordrand (Weser-Ems-Linie) und an den Südrand (Weser- und Wiehengebirgs-Flexur) treten Bruchstrukturen innerhalb des NSB auf. Der Sedimentationsraum ist im Westteil und Ostteil, im Ostteil durch die Salzkissen- und Salzstockbildung hervorgerufen, durch Schwellen und Becken stark gegliedert. Daraus können erhebliche Mächtigkeitsschwankungen resultieren.

4.1 Entwicklung der Norddeutschen Senke

Die Entwicklung der Norddeutschen Senke und damit auch des Niedersächsischen Beckens kann in 4 Hauptabschnitte gegliedert werden:

- Anlage-,
- Hauptsenkungs-,
- Differenzierungs- und
- Stabilisierungsstadium.

4.1.1 Grundgebirge

Das präkambrische, kaledonische und variszische Fundament der Norddeutschen Senke ist flächenhaft von unterschiedlich mächtigen jungpaläozoischen bis känozoischen Deckgebirgsschichten überlagert.

Die Varisziden sind auf einer Linie mit einigen Unsicherheiten von Münster über Hameln, Hannover, Ülzen, Grabow bis nördlich Angermünde zu verfolgen. Nördlich dieser Linie bilden ältere, präkambrische und kaledonische Baustufen das Fundament.

Die von Ostpolen über das NSB bis in das nördliche Nordseegebiet reichende Nordwesteuropäische Senke erfuhr eine besonders tiefe Absenkung. Sie ist heute angefüllt mit einer zwischen 2.000 und bis zu 10.000 m mächtigen Schichtenfolge von Rotliegend bis Quartär. Einige Teilblöcke des Untergrundes der Nordwesteuropäische Senke folgten der Senkungstendenz nicht. Sie bilden die heutigen Hochgebiete des Mittel-Nordsee-Hochs, Ringköping-Fünen-Hochs, des Texel-Hochs und des Rügener Hochs. Im Bereich dieser stabilen Blöcke liegt das Fundament in Tiefen von z.T. nur 850 m.

Die teilweise kontroversen Vorstellungen über den geologischen Tiefenbau Norddeutschlands bzw. das Beckenfundament wurden durch /4-1/, /4-2/, /4-3/ sowie /4-4/ zusammenfassend dargestellt. Sie reichen von der Annahme der Existenz eines zentralen Tiefenmassivs mit einer südlich angrenzenden variszischen Faltenzone und einem kaledonischen Faltenzug im Norden bis zur Existenz eines am Ende der kaledonischen Entwicklung zwischen dem Baltischen Schild und dem Gebiet südlich bzw. südwestlich der Elbe-Linie verbleibenden Mobilraumes mit geringer Krustenmächtigkeit.

4.1.2 Anlagestadium

Das Anlagestadium ist nicht als Anlage eines völlig neuen Senkungsraumes aufzufassen, sondern als Beginn einer erneuten Absenkung eines wesentlich älteren Subsidenzraumes. Es weist eine sehr enge Beziehung zur spätvariszischen Entwicklung und zum tektonischen Strukturbau des Beckenfundaments auf.

Während des Anlagestadiums kam es zur strukturellen Umgestaltung im Bereich der Norddeutschen Senke. Im Karbon zeichneten sich mit der Hauptmolasse-Sedimentation NNE-SSW, WNW-ESE und NNW-SSE streichender Tiefenstörungen ab. Diese Störungen besaßen ab dem Rotliegenden sowohl für das Aufdringen magmatischer Tiefenkörper und der teilweise bis zu 3.000 m mächtigen Vulkanite als durch ihre mehrmalige Reaktivierung für die weitere tektonische Entwicklung des Beckens besondere Bedeutung. Das Oberkarbon ist schwach gefaltet, durch zahlreiche Störungen in Blöcke zerlegt und wird transgressiv, mit geringer Diskordanz vom Rotliegenden überdeckt.

4.1.3 Hauptabsenkungsstadium

Mit dem jüngeren Oberrotliegenden begann das Hauptabsenkungsstadium. Es ist durch die Hardeggen-Diskordanz zweigeteilt in eine ältere Etappe (jüngeres Oberrotliegendes - Mittlerer Buntsandstein) und eine jüngere Etappe (Mittlerer Buntsandstein - Rät). Klastische Rotsedimente mit z.T. eingeschalteten Salinaren, die überwiegend im Sabhkamillieu und unter fluviatilen und äolischen Sedimentationsbedingungen entstanden, sowie die durch die Ingression des Zechsteinmeeres abgelagerten Karbonate und Evaporite sind die bestimmenden Sedimente. Für das Hauptabsenkungsstadium sind insgesamt zyklische Sedimentationsabläufe mit geringen lateralen Faziesunterschieden typisch. Diese bewirken eine weite Verfolgbarkeit von lithologischen Horizonten, wie z. B. der Zechsteinserien oder der zyklisch in die Mergelkalke eingelagerten Muschelkalkbänke. Auf die Halokinese (Entwicklung der Zechsteinsalze zu Salzstöcken, -kissen und -mauern) wird in Kapitel 5 eingegangen. Für den gesamten Zeitabschnitt ist die Konstanz in der Lage der wichtigsten Schwellen- und Senkungszonen des Beckens bemerkenswert. Mit der altkimmerischen Bewegung /4-5/ endet der noch mit der variszischen Tektogenese in Verbindung stehende Absenkungsprozess des Anlage- und Hauptabsenkungsstadiums.

4.1.4 Differenzierungsstadium

Die Schichtenfolge des Differenzierungsstadiums umfasst den Zeitraum Rät (Oberer Keuper, Trias) bis Unterkreide. Während dieser Zeit wird der Senkungsraum in Spezialsenken, wie z.B. das Niedersächsische- und das Westbrandenburg-Prignitz-Becken und entsprechende Hochgebiete aufgegliedert. Die durch stark reduzierte Sedimentation charakterisierten Hochgebiete wurden im Zeitraum Oberer Jura/Unterkreide zumeist flächenhaft erodiert. Ähnlich wie die altkimmerischen (Ende Trias) stellen auch die jungkimmerischen (Obere Jura/Unterkreide) Bewegungen mit dem Durchbruch zahlreicher Salzdiapire und der Entwicklung der Salzkissenstrukturen Höhepunkte der Saliartektonik im Norddeutschen Becken dar.

Mit der Rättransgression (Oberer Keuper, Trias) gewannen marine Sedimentationsbedingungen im Norddeutschen Becken an Bedeutung. Während ein Wechsel von tonig-siltiger Sedimentation und sandigen Schüttungen für die Ablagerungen vom Höheren Keuper bis Mittleren Jura charakteristisch sind, treten im Oberjura vor allem Kalksteine, Mergelsteine und Tonmergelsteine sowie in der Unterkreide Ton-, Mergel- und Sandsteine auf. Insgesamt kann das Differenzierungsstadium in drei Teiletappen (Oberer Keuper bis Unterbajoc, Oberbajoc bis Berrias, Valangin bis Unter-Apt) untergliedert werden, die jeweils mit einem Meeresvordringen beginnen und dem Rückzug des Meeres enden. Die mittleren Sedimentationsraten dieses Stadiums betragen 10 - 20 m/Mio. Jahre. Auf die Entwicklung des Niedersächsischen Beckens zur Zeit der Unterkreide wird in Kapitel 4.3 im Detail eingegangen.

4.1.5 Stabilisierungsstadium

Für die Beckenentwicklung abschließende Stabilisierungsstadium sind die Schreiekreide Ablagerungen und die Sedimentation von sandig-tonigen und z. T. Braunkohle führenden Schichtkomplexen des Tertiärs charakteristisch. Das Stadium wird durch zwei bedeutende Prozesse bestimmt: am Beginn erfolgende weiträumige Absenkung und an der Grenze Coniac/Santon einsetzende tektonische Inversion von Beckenteilen (z. B. Niedersächsisches Becken, 1991) /4-6/. Diese Inversion hatte die blocktektonische Zerlegung des Senkenraumes, Entstehung von Flexuren, Auf- und Abschiebungen und die damit verbundene Heraushebung und Erosion von Teilblöcken bzw. die regionale Absenkung kratonaler Senken zur Folge. In diese Zeit fällt auch die Intrusion von Magmenkörpern (Bramscher Massiv und Massive von Vlotho und Uchte), die aufgrund ihrer Tiefe von mindestens 5.000 m bislang nur durch geophysikalische Erkundungen nachgewiesen wurden und als Ursache für den vergleichsweise hohen Inkohlungsgrad der Steinkohlevorkommen in Ibbenbüren und der Unterkreide-Schichten angesehen werden.

4.2 Das Niedersächsische Becken

Im nördlichen Mitteleuropa bestand zur Zeit der Unterkreide ein im einzelnen stark differenzierter Ablagerungsraum, der von Hochgebieten umgeben war (Abbildung 4-2). Diese Festlandsgebiete waren die Mitteleuropäische, die Englisch-Armorikanische und Fennoskandisch-Sarmatische Landmasse.

Nach dem „Atlas“ besteht der mitteleuropäische Sedimentationsraum aus drei kleinen epikontinentalen Meeresbecken mit einer weitgehend konkordanten, Wealden bis Alb umfassende Sedimentfolge. Es handelt sich um das Nordsee-Becken im Nordwesten, einen von den westlichen Niederlande über das südliche Niedersachsen bis nach Brandenburg reichenden Beckenzug im Süden und den von Nordjütland bis Mittelpolen ziehenden Senkungsraum des Dänisch-Mittelpolnischen Beckens im Osten. Größere zusammenhängende Wasserflächen bestanden nur im Bereich des Mittelatlantiks, der Nordsee und der Tethys.

Grundlage bilden die Verhältnisse von Hauterive (östliche Bildhälfte) und Apt (westliche Bildhälfte). Die Pfeile demonstrieren die Wege des Wassers und Faunenaustausches (Migrationen). Neben der ständig vorhandenen Nordverbindung bestanden im Hauterive nur Verbindungen nach Südosten, im Apt nur nach Westen und im Alb nach Westen, Südwesten und Südosten.

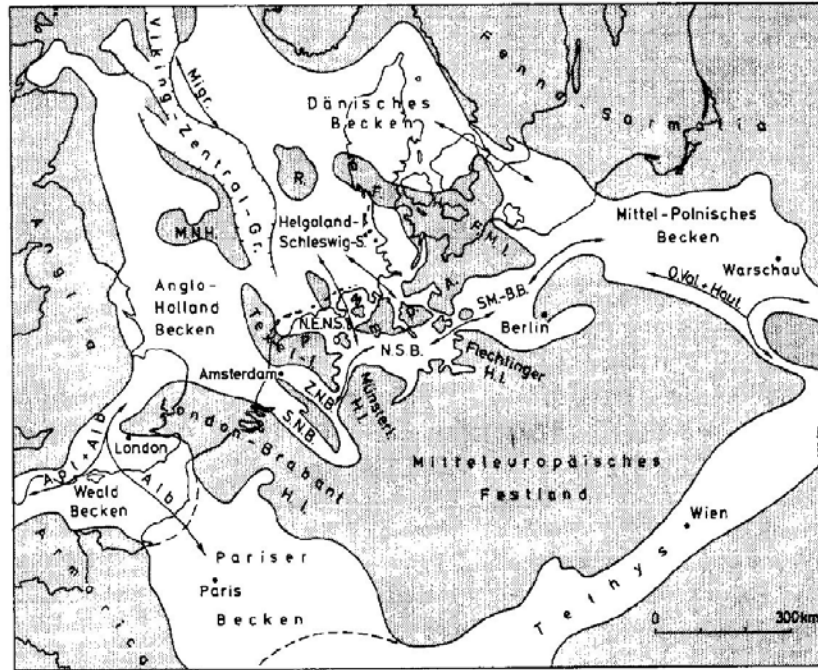


Abbildung 4-2: Generalisierte Paläogeographie der Unterkreide /4-7/

Abkürzungen: FMI = Fünen-Mecklenburg-Insel, MNH = Mittel-Nordsee-Hoch, MNR = Mittelniederländischer Rücken, NENS = Nordostniederländisches Sedimentationsgebiet, NSB = Niedersächsisches Becken, Pomp. A. = Pompeckj-Archipel, RFH = Ringkøbing-Fünen-Hoch, S = Sedimentationsgebiet, SM-BB = Südmecklenburg-Brandenburg-Becken, SNB = Südniederländisches Becken, ZNB = Zentralniederländisches Becken.

Die südliche Beckenkette wurde durch eine Schwellenregion, die geographisch im Wealden zunächst als Landbrücke („Cimbria“) und später als Inselarchipel in Erscheinung trat, vom Nordseebecken getrennt (Abbildung 4-3). Im geologischen Schrifttum ist diese Schwellenregion als Pompeckj'sche Schwelle oder Scholle bekannt. Sie hatte für den Wasser- und Faunenaustausch in einigen Zeiten die Wirkung einer Barriere. Allerdings fehlen vom Unter-Hauterive ab Anzeichen von verringerter oder erhöhter Salinität im NSB. Im Gegensatz zur ständigen und erheblichen Absenkung des NSB war die Pompeckj'sche Schwelle durch eine geringe Senkungstendenz gekennzeichnet, die von Stillstands- oder gar Hebungsphasen unterbrochen wurde.



Abbildung 4-3: West-, Zentral- und Ostteil des Niedersächsischen Unterkreide-Beckens /4-9/.

Die wirkliche Natur und die paläogeographische Bedeutung der Pompeckj'sche Scholle können nur unvollkommen und mit Schwierigkeiten erfasst werden, denn die auf ihr abgelagerten geringmächtigen Sedimente, die oft noch kondensiert und fossilarm oder sandig sind, wurden bei Stillstands- oder Hebungsphasen zum Teil wieder abgetragen. Die Pompeckj'sche Scholle wird aber auch als submarine Schwelle gedeutet, von der nur kleine Areale als Inseln herausragten. Manche der tatsächlichen oder scheinbaren Schichtlücken gehen wahrscheinlich auf untermeerische Abtragung oder auf eine „Hungerfazies“ wegen geringer Trübstoffzufuhr zurück, denn auf Schwellen muss mit erheblichen Strömungen gerechnet werden /4-8/.

Das bedeutendste Element in der Kette der südlich der Nordsee gelegenen Becken ist der Schollenrandtrog des Niedersächsischen Beckens, der ozeanographisch als mehr oder weniger isoliertes Nebenmeer zu definieren ist. Es kann mit einer Schleusenkammer verglichen werden, die zwischen Dänisch-Polnischem Becken und Nordseebecken eingeschaltet war. Die breiteste Verbindung zwischen NSB und Nordsee hat zweifellos über das Emsgebiet und die östlichen Niederlande bestanden.

Das NSB ist ein relativ kleines Becken mit einer durchschnittlichen Breite von 80 km und einer Länge von etwa 280 km. Aufgrund unterschiedlicher Sedimentmächtigkeiten und lithologischer Wechsel ist das NSB in einen Westteil (Raum Rheine-Bentheim-Meppen-Groningen), einen Zentralteil (Raum Osnabrück-Bielefeld-Minden-Vechta-Sulingen) und einen Ostteil (Raum Hannover-Braunschweig) unterteilt. Die Grenzen der einzelnen Teilbecken verlaufen etwa entlang der Flüsse Ems und östlich der Weser. Der West- und Ostteil ist durch Buchten stark gegliedert und durch das Vorwiegen von Sedimenten des flachen Wassers ausgezeichnet. Als stark absinkender Randtrogl wirkte das NSB gerade zu als Sedimentfalle. Wegen der Existenz einer schützenden Schwellenregion/Barriere fehlten starke Bodenströmungen, wie sie heute z.B. in der Nordsee vorkommen, so dass die Sedimente in ihrer ursprünglichen Abfolge und Anordnung erhalten blieben. Die Schichtenfolge, die in weiten Gebieten zutage austreicht, ist gekennzeichnet durch eine lückenlose, bis zu 2.000 m mächtige Abfolge von Tonen, Tonsteinen, Mergelsteinen und Sandsteinen.

Die Paläogeographie im Bereich der Nordsee und im NSB wurde durch lang andauernde Auf- und Abbewegungen der Kruste (Epirogenese), die zur Bildung von Schwellen (z.B. Pompeckj'sche Scholle) und Becken führte, maßgeblich beeinflusst. Die daraus resultierende Anlage, Existenz oder Breite der Meeresstraßen und damit der Grad der Isolierung zur Nordsee sowie über das Polnische Becken zur Tethys (Abbildung 4-2) waren in den Zeitabschnitten unterschiedlich.

Aufgrund der wechselnden paläogeographischen Situation in den einzelnen Unterkreide-Stufen entwickelten sich lithologisch unterschiedliche Sedimente (Tone, Tonsteine, Mergel und Sandsteine) die für jede einzelne Stufe der Unterkreide charakteristisch sind (vertikale Differenzierung). Anzumerken ist aber, dass aufgrund von Stufen übergreifenden, tektonischen Ruhephasen mit nur schwachen Blockbewegungen die lithologische Varianz der Tonsteine (siehe Ober Apt-Alb, Alb-Cenoman im Raum Hannover, Hauterive und Unteres Barrême) sich z.T. nur in unterschiedlichen Karbonatgehalten und/oder Fossilinhalten ausdrückt.

Zurzeit der Unterkreide gab es im NSB aber auch von anderen Systemen bekannte laterale Faziesunterschiede. Eine sandige Randfazies (klastische Litoralfazies) ist häufig von einer mergelig-tonigen Beckenfazies zu unterscheiden. Der Anteil des klastischen Materials wurde entscheidend bestimmt von der Lithologie der angrenzenden Festlandsgebiete und von der Aktivität küstenparalleler Driftströmungen. Auch bei der organischen Substanz kommt diejenige terrigener Herkunft (Kerogen Typ III) häufig vor. Da auf dem mitteleuropäischen Festland („Rheinische Masse“) neben oberkarbonischen Kaolintonsteinen hauptsächlich Sandsteine anstanden, die abgetragen wurden, ist die sandige Litoral(Strand-)fazies am Südrand des Beckens besonders stark entwickelt. Sie fehlt am Nordrand des Beckens oder tritt sehr zurück, da hier quarzlieferndes Ursprungsmaterial nicht anstand. Insofern hat eine Faziesasymmetrie zwischen Nord und Süd bestanden.

Die litorale Sandfazies geht beckenwärts in feinsandig-schluffige Tonsteine über, die besonders intensiv durchwühlt sind („Bioturbationsfazies“). Bei den tonigen Gesteinen besteht in der Regel - von wenigen Ausnahmen abgesehen - eine Beziehung zwischen Gesteinsfarbe und Kalkgehalt. Die tonigen Sedimente des flacheren Wassers sind hellgrau und \pm kalkig. Ihnen stehen die Sedimente des tieferen Wassers der zentralen Beckenteile („Beckenfazies“) oder einer stärker abgesenkten Zone unmittelbar vor dem mitteleuropäischen Festland gegenüber, die kalkarm sind und die eine dunkle oder schwarzgraue Farbe haben /4-10/.

Die paläogeographische Entwicklung des NSB und die daraus resultierenden Sedimente werden in den folgenden Kapitel dargestellt. Die Abbildungen 4-5 bis 4-10 enthalten paläogeographische Übersichtsskizzen der einzelnen Unterkreide-Stufen.

Die Unterkreide-Tone sind südlich der Linie Braunschweig-Peine-Hannover-Neustadt am Rübenge-Rhaden-Bentheim oberflächennah aufgeschlossen. Sie reichen durch Bohrungen nachgewiesene Teufenlagen von nahezu 2.000 m und treten in Mächtigkeiten von bis zu 500 m für einzelne Unterkreide-Stufen auf. Untersuchungswürdige Schichten der Unterkreide in toniger Ausbildung befinden sich in folgenden Gebieten:

Wealden - Hauterive:

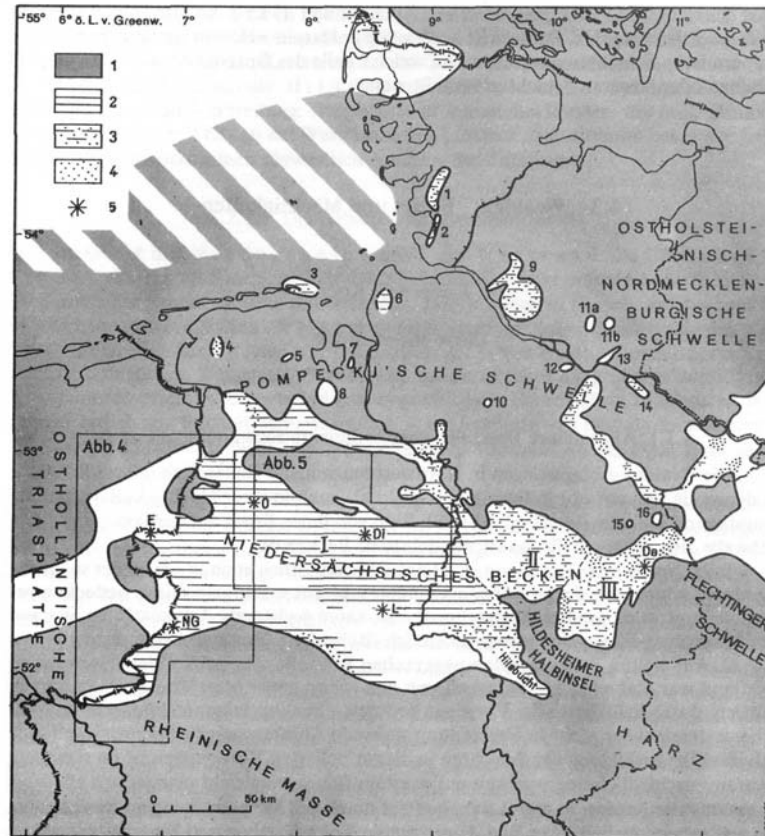
- im westlichen NSB im Emsland (ab Valangin nur östlich der Ems),
- im zentralen NSB in der Region um die Städte Nienburg und Diepholz
- im zentralen NSB in der Region um die Stadt Minden

Hauterive - Alb:

- im östlichen NSB in der Region um die Städte Braunschweig, Peine und Hannover.

4.2.1 Wealden, Paläogeographie und Lithologie

Die das Nordwestdeutsche Wealden-Becken (Abbildung 4-4) umgebenden Gebiete waren von einem ausgeglichenen Relief gekennzeichnet. Lediglich die im Süden gelegene Rheinische Masse bildete als „Hochgebiet“ das Hauptliefergebiet der Sedimente /4-11/. Aus dem Nordwestdeutschen Wealden-Becken sind keine mit dem „Englischen“ Wealden vergleichbaren, übergeordneten Wechselfolgen von sandigen und tonigen Sedimenten bekannt.



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Vorwiegend tonige Sedimente (< 10 % Sandanteil).
3. Tonig-sandige Sedimente (10-50 % Sandanteil).
4. Überwiegend sandige Sedimente (> 50 % Sandanteil).
5. Vorkommen von marinen bis brackisch-marinen Folgen im Wealden.

Nummerierungen = Einzelvorkommen auf der Pompeckj'schen Schwelle.

Abbildung 4-4: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwest-Deutschland, Wealden nach (1967/69) /4-16/

Das Wealden wird gegliedert in die Bückeberg-Folge 1 und 2 sowie in die Osterwald-Folge. /4-12/ beschreibt das Sedimentationsgebiet NSB zur Zeit der Bückeberg-Folge 1 als einen limnisch-brackischen Binnensee, in den von Westen kurzfristig marine Ingressionen vorstießen. Eine Verbindung zum offenen Meer bestand im Nordosten des östlichen Beckenteils (Bückeberg-Folge 2). Im auslaufenden Wealden (Osterwald-Folge) wird das limnisch-brackische Milieu von einem brackischen bis marinen abgelöst.

Im Westteil- und Zentralteil des NSB breiteten sich vom Osnabrücker Raum aus zwar geringmächtigere, aber durchaus ansehnliche Sandschüttungen und Kohleflözchen in das Beckeninnere aus. Sie lassen sich auch weiter westlich am Rande des Wealden-Beckens beobachten, z. B. im Gebiet von Bohmte, wo in einer Bohrung zwischen Wehendorf und Bohmte in einem immerhin noch mehr als 270 m mächtigen Wealden mehrere, insgesamt etwa 20 m mächtige Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Bemerkenswerterweise verlieren aber diese Sandschüttungen in Richtung auf das Beckentiefste sehr schnell an Wirksamkeit. Im Raum von Barnstorf-Rehden ist das Wealden als ein petrographisch ziemlich einheitlicher Komplex von dunklen Tongesteinen anzutreffen, denen kaum eine fazielle Unruhe anzumerken ist. Das Vorherrschen feinkörniger Sedimente hängt dabei einerseits mit dem ausgeglichene Relief und andererseits mit dem meist feinkörnigen Ausgangsgestein in den Liefergebieten zusammen.

Von der Wealden-Fazies des West- und Zentralteils ist eine von Sandschüttungen mit Kohlebildungen, terrestrisch dominierte Wealden-Fazies im Ostteil des NSB zu trennen. Im Gebiet zwischen Weser und Leine (Ostteil des NSB) schob sich von der Rheinischen Masse ein großer Schüttungskegel tonig-sandiger Sedimente in die Tonstein-Fazies des Beckeninneren. Westlich der Steinhuder-Meer Linie ist das Wealden tonig, östlich der Linie geht es in eine tonig-sandige Fazies über. Das mächtigste hierzu gehörige Sandsteinpaket ist der Deister Sandstein. An den proximalen Enden des Schuttkegels, das von Mooren und Sumpfwäldern besetzt war, die zur Kohlebildung führten, verzahnen sich mächtigere Sandkörper mit schluffig-tonigen Absätzen.

Im kleineren Ostteil des NSB, im Bereich des Aller-Gebietes sowie des Gifhorner Troges, besteht ebenfalls eine fast durchgehende sandige Fazies, deren Material z.T. von Norden gekommen sein dürfte. Die Sandsteine bilden in den Erdöllagerstätten Eddesse, Ölheim-Süd, Steimbke, Thören und Wietze mehr oder weniger gute Speicher (siehe Tabelle 4-1) /4-13/.

Die Gliederung der Wealden-Sedimente im westlichen NSB (Schiefertone und Blättertonsteine), deren Mächtigkeit von wenigen Metern auf über 500 m ansteigen kann, ist wegen der einförmigen Entwicklung und der artenarmen Fauna nur nach mikropaläontologischen Gesichtspunkten möglich /4-14/. Über den tonig-mergeligen, z. T. auch kalkigen Gesteinsserien des brackisch-marinen Serpulit folgen die vorzugsweise tonigen, von Muschelschill durchsetzten Ablagerungen des brackisch-limnischen Wealden. Der Übergang vollzieht sich allmählich. Den Hauptteil der Ablagerungen bilden graue bis olivgrünliche oder lederfarbene Schiefertone und Blättertonsteine. Sie sind meist feinschichtig, feinblättrig, häufig reich an organischem Kohlenstoff (C_{org} -Gehalt, bituminös) und stehen vielfach im Wechsel mit tonsteinartigen, mergeligen Gesteinen, die gelegentlich Schluff- bis Feinsand führen. Als Einschaltungen treten Pflaster und Schillagen von Cyrenen auf. Anreicherungen von Muschelschill sind sehr verbreitet. Sie bilden häufig Lumachellenbänke, die durch karbonatisches oder dolomitisches Bindemittel verfestigt und sekundär zu einem massigen organogenen Kalkstein umgewan-

delt sind. Die geringmächtigen schwellen- oder randnah entwickelten Profile sind besonders reich an solchen Einschaltungen. Ölogeologisch sind sie sehr interessant, da die Ölführung des Wealdens nicht wie üblich an Sandschüttungen gebunden ist, sondern an diese Schill-Bänkchen. Die Ablagerungen stellen aber nur mäßige Speicher dar, da sie nicht über große Entfernungen aushalten oder sich zu dünnen, massigen Kalkbänken entwickeln.

Geschlossene Sandsteinpartien fehlen im Westteil des Niedersächsischen Beckens. Es deuten allein dünne Feinsandsteinbänkchen, Sandflasern und -nester auf eine gelegentliche Zufuhr klastischen Materials hin, dessen Verbreitung sich bevorzugt auf beckenrandnahe Gebiete beschränkt.

Den Typus der reinen Tonfazies im westlichen NSB vertritt das Profil der Bohrung Klein-Hesepe 1 (nahe der Lagerstätte Rühle, 5 km nordwestlich von Lingen-Dahlum). Die Bohrung durchfuhr eine rund 520 m mächtige und fast ausschließlich tonige Serie. Sie ist besonders reich an Ostracoden-Lagen, während Cyrenen verhältnismäßig selten sind und nur in dünnen Pflastern auftreten. Gegenüber den vielfach blätterig und bituminös entwickelten Tonsteinen treten rein kalkige Bildungen zurück und erreichen kaum einige Zentimeter Stärke /4-14/.

In der Tabelle 4-1 sind die nach /4-15/ in der Unterkreide (Wealden und Valangin) auftretenden Erdöllagerstätten dargestellt.

4.2.2 Valangin, Paläogeographie und Lithologie

Im Valangin wurden die Meeresstraßen zum Nordseebecken angelegt (Abbildung 4-5) und später im Hauterive durch Überflutung großer Gebiete auf der Pompeckj'schen Scholle wesentlich erweitert. Im NW-deutschen Raum setzt die erste flächenhafte, marine Ingression nach der langen Zeit nicht vollmariner Faziesbedingungen mit erstaunlicher Gleichzeitigkeit ein. Die paläogeographische Großkonfiguration entsprach noch weitgehend der des Wealden.

Lagerstätte	Alter des Erdölspeichergesteins	Erdölmuttergestein	Kumulierte Menge (Tonnen bis 1990)
West- und Zentralteil des Niedersächsischen Beckens			
Emlichheim, E-W, E-S	Kru	Wd	6.756.673
Scheerhorn	Kru, Wd, jo	Wd	7.491.801
Adorf	Kru, Wd	Wd	1.286.878
Rühle	Kru, jo	Wd, jutcu	26.310.547
Georgsdorf	Kru, Wd	Wd	15.314.307
Nordhorn/Itterbeck/Frenswegen	Kru	Wd (jutcu ?)	Gas/Kondensat
Lingen-Dalum, L.-Wachendorf	Kru, Wd, jo	Wd, jutcu	2.359.976
Varloh	Kru, Wd, jo	Wd, jutcu	53.011
Hebelermeer	Kru	Wd, jutcu	648.843
Meppen	Kru, jo	Wd, jutcu	1.829.725
Bramberge	Kru, jo	Wd	15.088.951
Ostenwalde	Wd, jo, jm	jutcu	437.743
Garen	Wd, jo	jutcu	83.675
Quakenbrück	Wd, jo	jutcu	50.188
Dickel-Wealden	Wd	?	mit Dickel - Jura
Dickel-Jura, D.-Barver	jo, jm	Wd, jutcu	1.004.561
Dickel-Kellenberg	Wd, jo, jm	?	43.622
Düste-Valendis	Kru	Wd, jutcu	1.571.153
Düste-Weitingsmoor	Kru	Wd, jutcu	1.880.331
Gross Leesen	Kru	Wd, jutcu	2.991.577
Sulingen-Valendis	Kru	Wd, jutcu	767.522
Wehrbleck-Ost	Kru	?	2.349.787
Wehrbleck	Kru, jo, jm	Wd, jutcu	Mit Wehrbleck-Ost
Barenburg	Kru, jo, jm	Wd, jutcu	5.725.118
Siedenburg	Kru	Wd, jutcu	876.477
Voigtei	Wd, jo, jm	jutcu	3.558.656
Diepholz	Wd, jo, jm	jutcu	39.821
Bockstedt	Kru	jutcu	3.048.519
Steimbke Nord	Wd, jo, jm	jutcu	916.909
Steimbke Alt	t, kru, Wd, jo, jm	jutcu	821.204

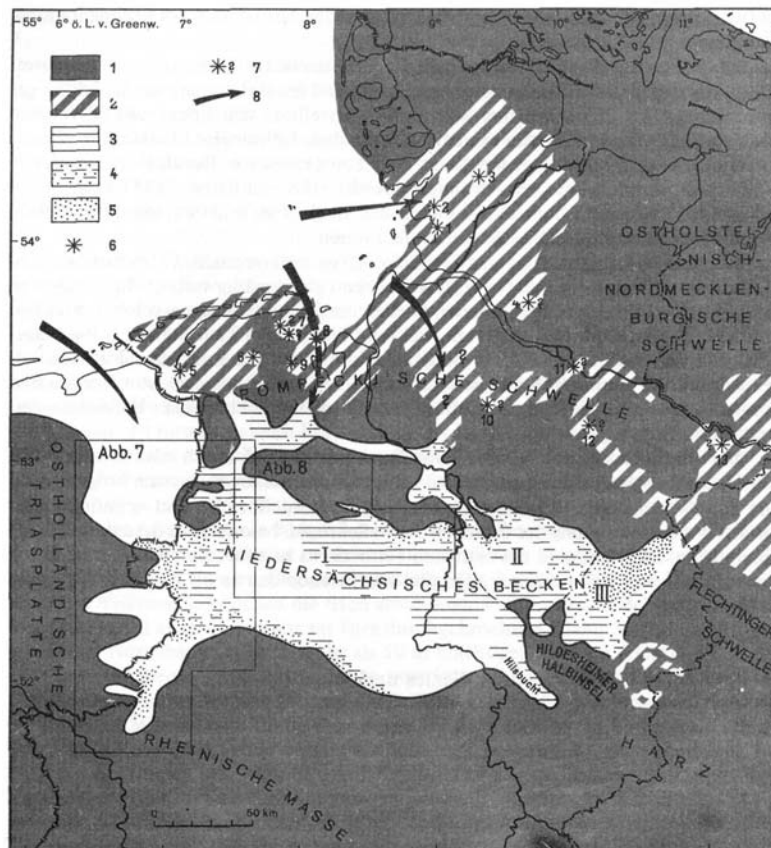
Lagerstätte	Alter des Erdölspeichergesteins	Erdölmuttergestein	Kumulierte Menge (Tonnen bis 1990)
Ostteil des Niedersächsischen Beckens			
Ahrensheide	Kru, Wd	jutcu	1.294.517
Eilte West	Wd, jo, jm, ko	jutcu	501.931
Suderbruch	Kru, jo, jm, ju	jutcu	3.309.409
Esperke	Wd, jo	jutcu	964
Thören	Wd, jo, jm, ko	jutcu	309
Wietze	Kru, Wd, jo, jm, ju, ko	jutcu	348.383
Hänigsen/Dachtmissen	Kru, Wd	jutcu	2.541.599
Nienhagen	Kru, Wd, jm	jutcu	5.080.083
Wienhausen	Kru	jutcu	7.183
Edesse/Olheim	t, kru, Wd, jo, jm, ko	jutcu	906.106
Leiferde	Kru	jutcu	2.934.530
Mölme	Wd, jo, ko	jutcu	301.254
Oberg	Wd, jm	jutcu	359.115
Broistedt	kru, Wd	jutcu	186.717

Abkürzungen bzw. stratigraphische Symbole: ko = Oberer Keuper, ju = Lias (Unteres Jura), jutcu = Tiefes Toarcium, jm = Dogger (Mittleres Jura), jo = Malm (Oberes Jura), Wd = Wealden, kru = Valangian – Alb (Unterkreide), t = Tertiär

Tabelle 4-1: Erdöl und Nassgas-Lagerstätten im Niedersächsischen Becken nach /4-15/

Die zentralen Abschnitte des Niedersächsischen Beckens sind durch überwiegend dunkelgraue, z. T. mergelige, Pyrit führende Tonsteine gekennzeichnet. Lokal (z. B. im Raum Diepholz) ist das im Hangende folgende Hauterive lithologisch vom Valangin nicht zu unterscheiden, so dass die Stufen als Valangin-Hauterive undifferenziert zusammengefasst werden. In diese Tonsteine schalten sich am westlichen und südlichen Beckenrand sandige Ablagerungen ein, die Zeiten einer stärkeren Erosion des Landes entsprechen. Der tiefere Sandstein gehört in das höhere Mittelvalangin und heißt nach

der auf ihm gelegenen Ortschaft Bentheimer Sandstein. Im Obervalangin treten Sandsteine in den Dichotomiten-Schichten auf.



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Sedimentation gebietsweise wahrscheinlich, aber nicht nachgewiesen.
3. Vorwiegend tonige Sedimente (< 10 % Sandanteil).
4. Tonig-sandige Sedimente (10-50% Sandanteil).
5. Überwiegend sandige Sedimente (Sandanteil > 50 %).
6. Nachweis von Mittel- und/oder Obervalendis.
7. Hinweis auf fragliches Mittel- und Obervalendis.
8. Meeresvorstöße im Valendis.

Abbildung 4-5: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwest-Deutschland, Mittel- und Obervalendis nach /4-16/

Ein Teil der Klastika des Bentheimer Sandsteins kommt aus einem im Südwesten gelegenen Delta, das auf die Wiederbelebung der alt angelegten rheinisch ausgerichteten Furche zwischen Ostholländischer Triasplatte und Rheinischer Masse hinweist. Die Verteilung der Sedimente und ihren küstenparallelen Versatz mit mehrfacher Umlagerung besorgten vermutlich Meeresströmungen. Der Bentheimer Sandstein, der über 100 m mächtig werden kann, stellt in den Erdölfeldern des Emslandes den besten För-

derhorizont dar. Nach geochemischen Untersuchungen kommen als Erdölmuttergesteine neben den Posidonienschiefern die Blättertonsteine des Wealden in Frage. Folgende Erdöllagerstätten sind bekannt: Bramberge, Rühle, Emlichheim, Georgsdorf und Scheerhorn.

Die Sandfazies, zu der auch die im Küstensaum abgelagerten Osning- und Hils-Sandsteine gehören, deren Bildung bis in das Unter-Alb anhielt, geht östlich der Ems (beckenwärts) generell in tonige Ablagerungen über. Der blaugraue bis mausgraue Ton enthält neben Lagen von Toneisensteingeoden sowie einem im Wealden kaum beobachteten Karbonatgehalt sofort einen merklichen Schluff- bis Feinsandgehalt, der sich in randnahen Profilen bis zur schlierigen Sandführung steigern kann. Die im Wealden häufigen Schill-Lagen und Schill-Kalkbänke fehlen fast vollständig.

Da große Teile nach der subherzynen Inversion des Beckens abgetragen wurden, treten die tonigen Ablagerungen nur in einem schmalen Streifen östlich der Ems und dem Ibbenbürener Karbonhorst (siehe Abbildung 4-6) sowie im Gebiet um die Städte Nienburg, Diepholz und Minden in Mächtigkeiten bis zu 300 m /4-9/ auf.

Auch am nördlichen Beckenrand wurde etwas westlich der Weser sandiges Material sedimentiert. Seine Herkunft ist unbekannt. Vermutlich stammt es von einem Ästuar, das im Raum von Bremen gelegen haben könnte. Stratigraphisch gehören die Ablagerungen, die geringmächtiger sind als der Bentheimer Sandstein, dem Obervalangin an. Der Sandstein stellt in den Erdölfeldern Bockstedt, Düste, Siedenburg, Sulingen, Barenburg, Gross-Lessen und Wehrbleck den Förderhorizont dar.

Im Gegensatz dazu greifen Sandschüttungen im Ostabschnitt, der schon im Wealden durch eine stärkere sandige Ausbildung von der normalen Entwicklung im übrigen Becken abwich, weit in das Beckeninnere vor. Die Sandsteine des Obervalangin im Raum östlich und nördlich von Hannover erwiesen sich als Erdölspeichergesteine. Sie wurden u.a. in den Feldern Leiferde, Nienhagen-Hänigsen und Suderbruch in Förderung genommen.

4.2.3 Hauterive, Paläogeographie und Lithologie

Das Hauterive war eine Zeit der tektonischen Ruhe, in der nur schwache Blockbewegungen vorkamen und in der sich Gräben und Senkungsräume fortentwickelten (Abbildung 4-7). Die im Valangin zum Nordseebecken angelegten Meeresstraßen wurden wesentlich durch Überflutung großer Gebiete auf der Pompeckj'schen Scholle erweitert. Diese Gebiete leiten zur Nordsee über, die im Südosten eine Region mit geringer und z. T. auch lückenhafter Sedimentation umfasste, die Helgoland-Schleswiger Sedimentationsgebiet genannt wird.

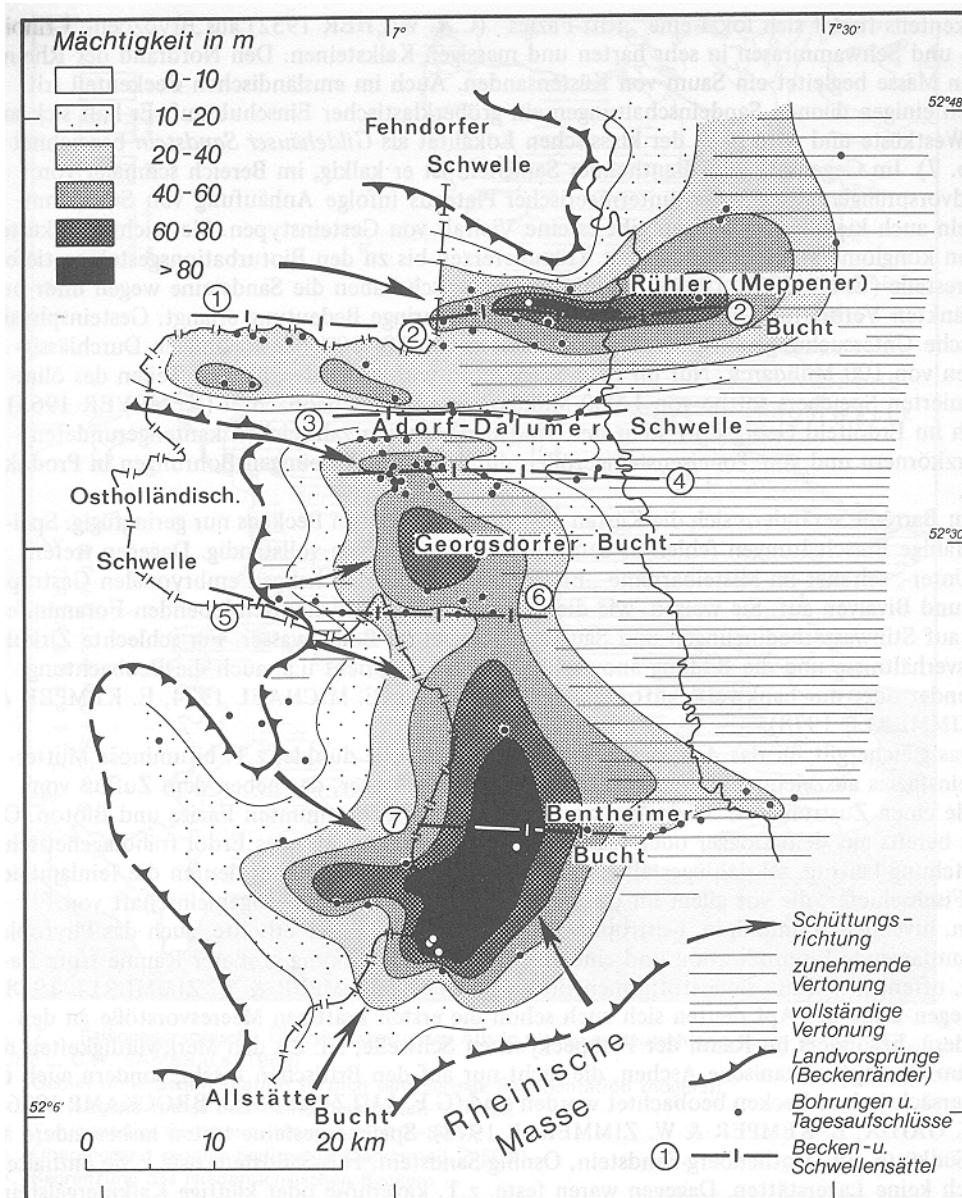
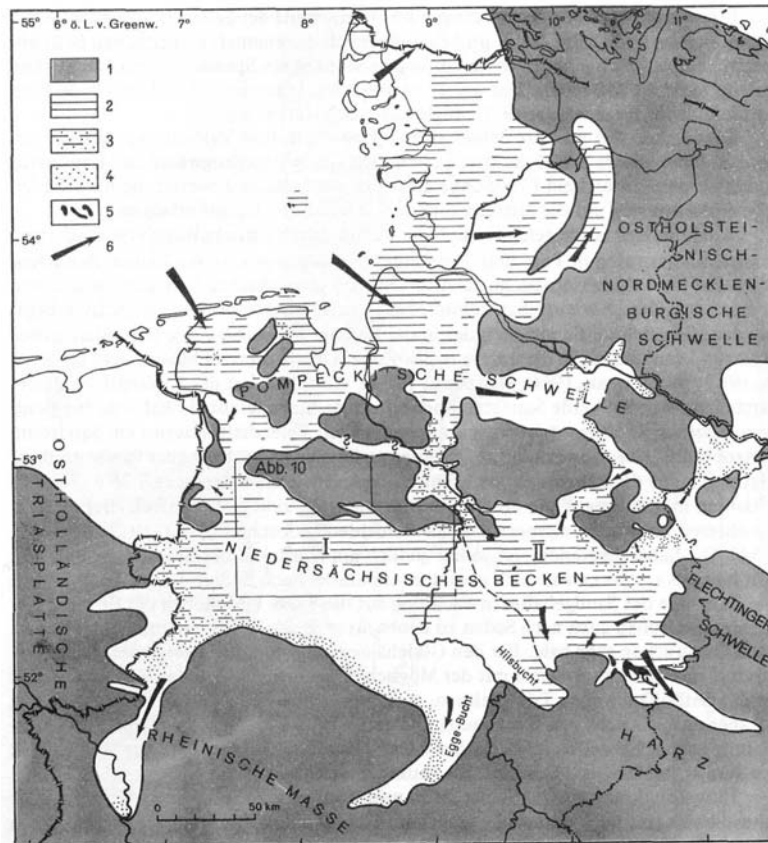


Abbildung 4-6: Mächtigkeit des Bentheimer Sandsteins (Mittelvalangin) im Gebiet westlich der Ems /4-13/



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Vorwiegend tonige Sedimente (Sandanteil <math>< 10\%</math>).
3. Ton-sandige Sedimente (Sandanteil 10-50 %).
4. Überwiegend sandig Sedimente (Sandanteil > 50 %).
5. Sedimentäre Eisenerze.

I: Westabschnitt des Niedersächsischen Beckens.

II: Ostabschnitt des Niedersächsisches Beckens

Abbildung 4-7: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Hauterive nach /4-16/

Ein wesentlicher Wasseraustausch fand zur Zeit des Hauterive über das Polnische Becken im Osten zur Tethys statt. Die Verbindung mit dem Nordseebecken erfolgte durch die Hoya- und Emsstrasse und über ein breites Flachmeer-Areal im nordöstlichen Holland. Vom späten Hauterive ab ist ein Wechsel der Konstellation feststellbar. Hebungen im Osten, im Bereich des Mittelpolnischen Beckens, beendeten die Herrschaft des marinen Regimes dort. Die direkten Verbindungen zum Osten gingen verloren, während nach Norden und Westen breitere Verbindungswege entstanden.

Das Niedersächsische Becken bleibt im Hauterive weiterhin das Hauptsedimentationsgebiet mit erheblichen Schichtmächtigkeiten. Es erweitert sich beträchtlich nach SW, S

und SE auf Kosten der Mitteleuropäischen Landmasse. Die im Wealden und auch noch im Valangin deutlich hervortretende Dreiteilung in ein westliches, ein zentrales und östliches Teilbecken ist im Hauterive nicht mehr vorhanden. Vielmehr handelt es sich um ein einheitliches, großräumiges Sedimentationsgebiet, das in einen West- und Ostabschnitt unterteilt wird. Das zentrale und östliche Teilbecken kann zum Ostabschnitt zusammengefasst werden, wohingegen der westliche Teil des NSB weiterhin als Westabschnitt bezeichnet werden kann. Im Ostabschnitt des Niedersächsischen Beckens sind Ablagerungen vollständig erhalten, wohingegen sie im westlichen Abschnitt nur noch an den Rändern erhalten geblieben sind.

Die Faziesentwicklung im Hauterive war weitgehend einförmig. Einer Beckenfazies im Raum Minden, gekennzeichnet durch bis zu 400 m mächtige, dunkle Tonsteine, stehen im Ostteil des NSB hellere Mergelton- und Tonmergelsteine geringerer Mächtigkeit gegenüber.

Für das Unter-Hauterive sind im allgemeinen tonige wie auch sandige Sedimente mit höheren Karbonatgehalten charakteristisch, so dass das Gestein überwiegend als Mergelton- und Tonmergelstein zu bezeichnen ist. Der Karbonatgehalt schwankt sowohl zeitlich als auch lateral erheblich. Im hohen Unter-Hauterive kam es im NSB in verschiedenen Teilen der Marginalgebiete sogar zur Abscheidung von Kalken: Langenberg bei Oker (Harzvorland), Grenzlerburg bei Liebenburg (Salzgitter) und Bentheim im Westen. Im Beckenzentrum und in randlichen Bereichen mit Kaltwasserauftrieb (wie in Sarstedt) erreichen die Karbonatgehalte nur relativ niedrige Werte, die dann mit dunklen Sedimentfarben verbunden sind. Am Ende des Unter-Hauterive gehen die Karbonatwerte überall rasch zurück. Diese Entwicklung endete mit einer weit verbreiteten Regression, der eine Lücke in den Randgebieten entspricht. Nach Rückkehr des Meeres wurden zunächst kalkarme Tone von dunkelgrauer bis schwärzlicher Farbe abgelagert, denen wieder Sedimente mit höheren Kalkgehalten folgen. Diese Schwankungen setzen sich im stratigraphisch Jüngeren fort.

Nur in einzelnen randnahen Bereichen des Niedersächsischen Beckens und in schmalen Meeresstraßen kam es zu Sandsteinschüttungen. Zwei mächtige Sandschüttungen sind für die Bentheimer Gegend bezeichnend, der Noricum-Sandstein im tiefen Unter-Hauterive und der vom höheren Unter-Hauterive bis zum mittleren Oberhauterive reichende Gildehauser Sandstein, die beide als mergelige Sandsteine vorliegen. Im Osten (Salzgitter) und Westen (Ölfeld Scheerhorn) wurden limonitische Eisenerze abgelagert.

4.2.4 Barrême, Paläogeographie und Lithologie

Wie sich im Hauterive schon zeigte, setzte im Barrême mit Überflutung weiter Teile des Nordsee-Gebietes eine Nord- und spätere Westorientierung ein (Abbildung 4-8).



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Vorwiegend tonige Sedimente (Sandanteil < 10 %).
3. Tonig-sandige Sedimente (Sandanteil 10-50 %).
4. Überwiegend sandige Sedimente (Sandanteil > 50 %).
5. Sedimentär Eisenerze.
6. Transgressive Tendenz im Barrême.
7. Regressive Tendenz im Barrême.

- I: Westabschnitt des Niedersächsischen Beckens,
II: Ostabschnitt des Niedersächsischen Beckens.

Abbildung 4-8: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Barrême nach /4-16/

Marine Ingressionen aus dem Osten traten nicht mehr auf /4-17/. Vermutlich hat zur Zeit des Barrême eine Meeresstraße durch Südholland eine entscheidende Bedeutung gehabt. Zwischen dieser Ahaus-Arnheim-Straße, dem nordostholländischen Flachmeer und den Ems- und Hoya-Straßen konnte sich offenbar ein Strömungssystem entwickeln, das dem Westteil des Niedersächsischen Beckens sauerstoffreiche Wässer aus dem Norden brachte. Das kann aus der Faunenverbreitung und dem Fehlen der Blättertonsteine im Südwesten geschlossen werden.

Geringmächtige Ablagerungen auf der Pompeckj'schen Schwelle stehen wiederum erheblich mächtigeren in Teilen des Niedersächsischen Beckens gegenüber. Die Rekonstruktion des Sedimentationsgebietes im Niedersächsischen Becken bereitet für das Barrême im Westabschnitt große Schwierigkeiten. Schon unter transgredierendem Apt und Alb sind hier lokal das Barrême und auch tiefere Unterkreideschichten weitgehend abgetragen worden. Im Ostabschnitt ist das Barrême dagegen oft vollständig erhalten geblieben und wird bis zu 500 m mächtig /4-18/. Aus der hier rekonstruierten Mächtigkeitsverteilung und aus den im Westen noch erhaltenen Restprofilen lässt sich schließen, dass die für die vorangegangenen Stufen der Unterkreide gültige Tendenz – starke Absenkung und damit verbunden erhebliche Sedimentakkumulation – auch im Barrême noch im gesamten Niedersächsischen Becken galt.

In einigen Randbereichen des Niedersächsischen Beckens kam es in Abhängigkeit vom Angebot an Abtragungsprodukten zur Ausbildung von Sandfächern am Südrand des Niedersächsischen Beckens und von Eisenerzen im Salzgitter-Gebiet. Die einheitlich marine Fazies ist vorwiegend tonig bis tonmergelig /4-19/. Typisch für das Barrême sind feinlaminierte Tonsteine, die sogenannten Blättertone, die eine stabile Wasserschichtung eines nur nach Norden offenen Nebenmeeres widerspiegeln. Sie sind im gesamten Becken in unterschiedlicher Ausbildung entwickelt. Auch die dunklen, pyritreichen Tonsteine, die den Blättertonen zwischengeschaltet sind, weisen auf mangelnde Durchlüftung des Bodenwassers in einem gegliederten Nebenmeer hin. Die Neigung zur Laminatbildung ist ein Charakteristikum für diesen Zeitabschnitt und für die Fischschiefer des Unter Apt.

Die Blättertone sind besonders im Ostteil des NSB weit verbreitet und nicht etwa an Randmulden von Salzstöcken gebunden. Ob sie im Zentralteil des Beckens zwischen Hannover und der Ems vorhanden waren, ist wegen der Abtragung der Beckensedimente nach der Inversion nicht mehr festzustellen. Im stark abgesenkten Beckenteil nördlich von Rheine fehlen sie, so dass man diesen Befund wohl auf den gesamten, heute abgetragenen Beckenhauptteil übertragen kann. In den westlichen und nördlichen Randgebieten treten sie dagegen wieder auf. Sie sind auch aus dem Nordseebereich bekannt (Speeton, Helgoland). Der bevorzugte Bildungsraum war ohne Zweifel der Ostteil des Beckens sowie die südöstliche Nordsee mit der Pompeckj'schen Scholle. Diese Meeresteile hatten keine Verbindung nach Osten, sondern bildeten eine große Randbucht – und im Barrême auch Randbuchten – der kretazischen Nordsee. Der

Blätterson (richtiger wäre Blättermergel, kalkhaltiger Blätterson) des Unter-Barrême und der Fischeschiefer des Unter-Apt sind nur die mächtigsten und geschlossensten Folgen. Je weiter man nach Osten kommt, um so größer wird die Zahl der laminitischen Einschaltungen. Sie sind – abgesehen vom Unter-Barrême und Unter-Apt – besonders noch im tiefen Mittel-Barrême (Bohrungen Konrad 101 und Hoheneggelsen B 19) und im hohen Ober-Barrême (Bohrung Wiechendorf 1/86) anzutreffen.

4.2.5 Apt, Paläogeographie und Lithologie

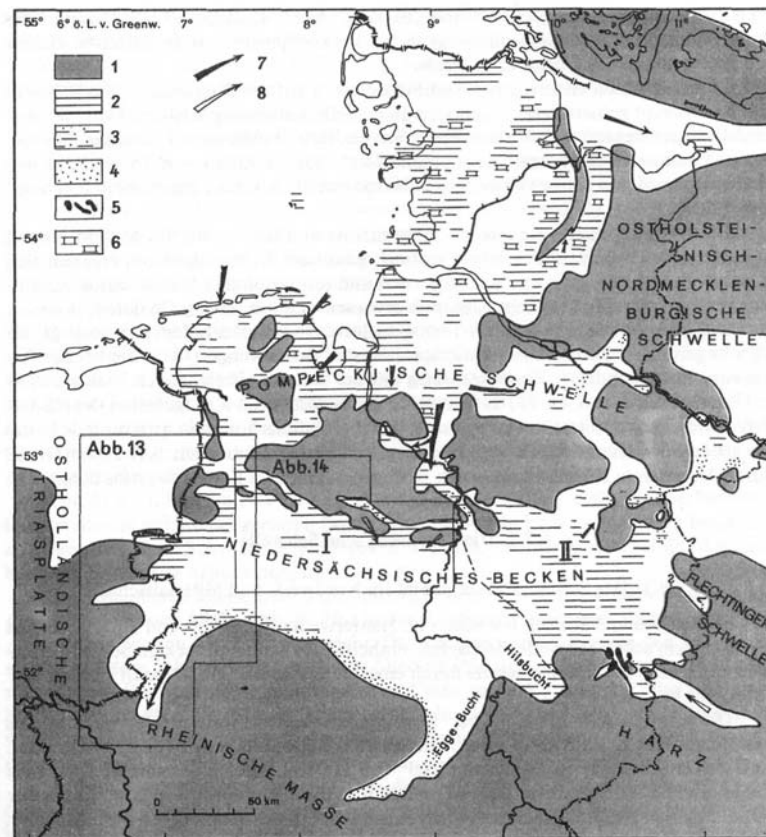
Nach einem relativen Stillstand in der Entwicklung der Sedimentationsgebiete Nordwestdeutschlands im Barrême setzte mit dem Apt erneut eine Zeit der Transgressionen ein (Abbildung 4-9). Nach einer ersten Bewegungsphase im Oberen Barrême kam es besonders im jüngeren Unter-Apt zu vertikalen Differentialbewegungen und in deren Rahmen zur Absenkung der Pompeckj'schen Schwelle sowie der Überflutung bisher landfest gewesener Areale im Gebiet von Schleswig-Holstein. Die Folge war ein Wechsel der Sedimentationsverhältnisse von einer relativ abgeschlossenen Nebenmeersituation zu einem stärker ozeanisch (Hochsee-) geprägten Randmeer. Dieser epirogenetisch unruhigere Abschnitt ist gekennzeichnet durch alternierende Sedimentation von dunklen Tonsteinen im mehr oder minder isolierten Becken und hellen Mergeln mit pelagischen Komponenten zuzeiten der stärker überfluteten Barrieren. Etliche Lagen von Glastuffen im Apt weisen auf erhöhte vulkanische Aktivität hin, die sich im Alb fortsetzt /4-20/.

Die Apt-Transgression bewirkte im wesentlichen, dass die Gebiete, die im Barrême durch die Regression dem Meer verlorengegangen waren, durch diese wieder zurückerobert wurden. Mit den Überflutungen im Apt begann jedoch im nordwestdeutschen Raum eine nur noch durch kurze Stillstandsphasen unterbrochene Zeit der Transgressionen, die über das Apt und das Alb hinaus bis in die Oberkreide reichten. Die Pompeckj'sche Schwelle, die das NSB von der kretazischen Nordsee trennte, hatte im Apt und Alb keine Barrierewirkung, so dass das Becken als Südteil der gleichfalls epikontinentalen Nordsee aufgefasst werden kann. Vorgänge in der Nordsee kamen nicht nur voll zum Durchbruch, sondern wurden im NSB z.T. noch verstärkt.

Einzelheiten der epirogenetischen-tektonischen Entwicklung während des Apt sind in Nordwestdeutschland jedoch nur schwer zu erkennen, da Salzbewegungen intensiver wurden und viele der beobachteten Erscheinungen auf Salzkissen, Salzstockflanken und Diapirrandmulden zurückgehen /4-8/.

Das Niedersächsische Becken blieb auch während des Apt ein Gebiet erhöhter Sedimentakkumulation, wovon besonders wieder der Ostabschnitt des Beckens Zeugnis ablegt. Die Mächtigkeiten sind im allgemeinen geringer als die des Hauterive und des Barrême. Sie übersteigen wahrscheinlich nur in den zentralen Bereichen nördlich von

Hannover 200 m. Im Westabschnitt sind infolge tiefgreifender Abtragung nur noch Teilabschnitte der Randgebiete rekonstruierbar.



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Vorwiegend tonige Sedimente (Sandanteil < 10 %).
3. Tonig-sandige Sedimente (Sandanteil 10-50 %).
4. Überwiegend sandige Sedimente (Sandanteil > 50 %).
5. Sedimentäre Eisenerze.
6. Kalke.
7. Transgressive Tendenz im Apt.
8. Regressive Tendenz im Apt.

I: Westabschnitt des Niedersächsischen Beckens.
II: Ostabschnitt des Niedersächsischen Beckens.

Abbildung 4-9: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Apt /4-16/

Die fazielle Ausbildung der Apt-Sedimente im gesamten NSB ist tonig bis tonig-mergelig. An der Basis treten Tone und Mergeltonsteine auf, die über Fischschiefer in mächtige Mergel (z.B. den Hedbergellen-Mergel) übergehen. Den Abschluss bilden dunkle bis schwärzliche Tonstein-Folgen.

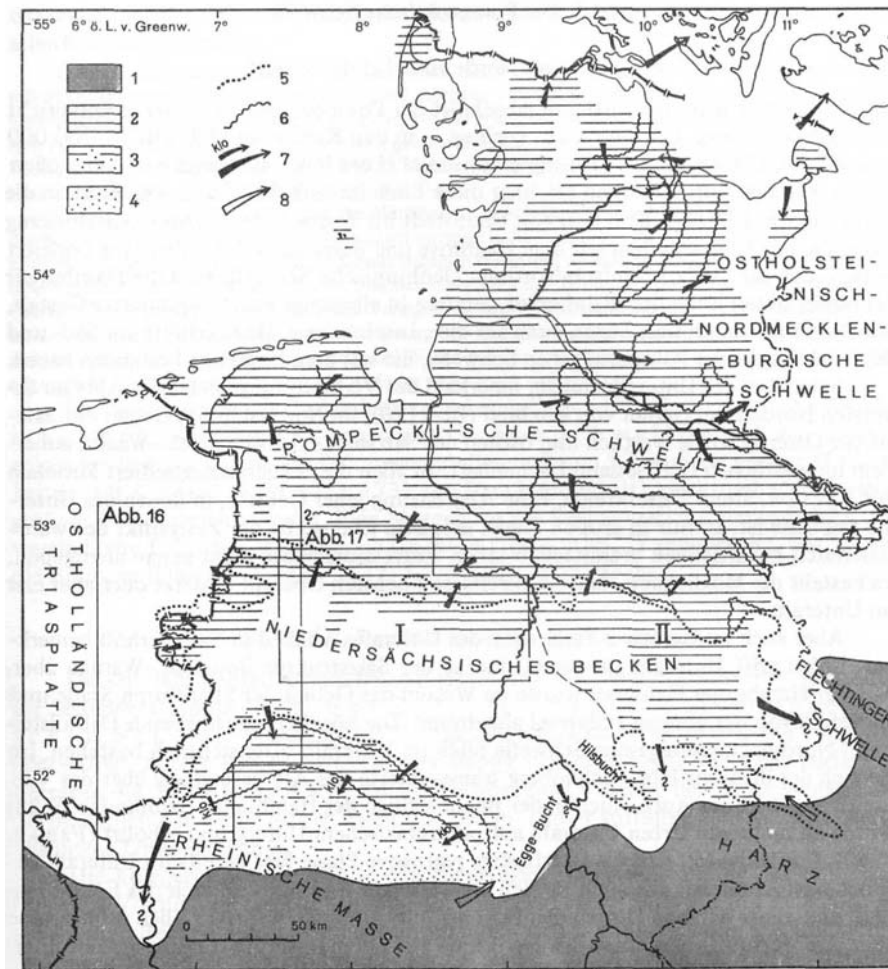
Wie am Südrand in das NSB vorspringende Sandschüttungen (wie z.B. im Emsland der Dörenther Sandstein und der Rothenberger Sandstein) verraten, muss es im Grenzbereich Apt/Alb zu einem regressiven Trend gekommen sein.

4.2.6 Alb, Paläogeographie und Lithologie

Im Alb setzte sich die im Apt eingeleitete Ausweitung des unterkretazischen Meeresraumes in Nordwestdeutschland in verstärktem Maße fort (Abbildung 4-10). Transgressionen spielten wie schon im Apt eine große Rolle. Jedoch herrschen erst ab dem Mittelalb einheitliche Verhältnisse vor. Die im Neokom bestehenden Inseln bzw. Hochgebiete mit geringer bzw. ohne Sedimentation wurden fast vollständig überflutet und in das Sedimentationsgebiet mit einbezogen.

Laut /4-21/ können im östlichen Teil des NSB im Alb grundsätzlich drei Faziesbereiche ausgehalten werden: eine Südfazies, eine Hannover-Fazies und eine Nordfazies.

Die Südfazies ist durch Tonsteine mit dunklen Farben, geringen bis mäßigen Karbonatgehalten und Glaukonitanteilen gekennzeichnet. Die Grenze Unter-/Mittel-Alb ist durch anorganische Vorgänge, nämlich eine Zunahme des Karbonatgehaltes, charakterisiert. Im Ober-Alb gibt es eine Sonderentwicklung, die als Flammenmergel bekannt ist. Flammenmergel in typischer Ausbildung, als stark kieseliges Karbonat mit sehr ausgeprägter Bioturbation, bildete einen nur relativ schmalen Streifen, der sich in den südlichen Buchten (Egge, Hils, Subherzyn) aber verbreiterte. Beckenwärts geht er in Spiculite (Kieselgesteine bestehend aus Schwammnadeln) mit Radiolarien-Führung über. Die Fazies der Radiolarien-führenden Spiculite dehnte sich im späten Ober-Alb bis weit nach Norden, bis über die Aller hinweg, aus. Im Gebiet Salzgitter und auf der ehemaligen Hildesheimer Halbinsel ist im Unteralb der Hilssandstein aufgeschlossen. Dieser markante Sandeintrag ist als Folge einer Heraushebung am Beckenrand zu interpretieren. Im distalen Teil des Sedimentationsraumes äußern sich diese Hebungsprozesse nur noch unmerklich als Feinsandfahnen. Der glaukonitführende, mürbe, stark von Tonlinsen durchsetzte Hilssandstein kann stratigraphisch das gesamte Unteralb und auch Teile des Mittelalbs umfassen.



1. Gebiet ohne Sedimentation (örtlich sehr geringe möglich).
2. Vorwiegend tonige Sedimente (Sandanteil < 10%).
3. Tonig-sandige Sedimente (Sandanteil 10-50 %).
4. Überwiegend sandige Sedimente (Sandanteil \geq 50 %).
5. Begrenzung des Niedersächsischen Beckens.
6. „Transgressionslinie“ des Mittel- und des Oberalbs.
7. Transgressive Tendenz im Mittel- und Oberalb.
8. Regressive Tendenz im Alb.

- I: Westabschnitt des Niedersächsischen Beckens.
 II: Ostabschnitt des Niedersächsischen Beckens.

Abbildung 4-10: Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Alb /4-16/

Auf die Südfazies folgt nach Norden ein breiter Streifen, der als Hannover-Fazies bezeichnet wird. Diese Fazies ist im wesentlichen durch hell- bis mittelgraue Mergel gekennzeichnet. Äquivalente des hohen Ober Alb sind als nach Norden ausklingende Fazies des Flammenmergels leicht spiculitisch entwickelt. Im Raum Hannover sind besonders große Mächtigkeiten festzustellen, das Ober Alb erreicht Werte um 100 m und das Unter Cenoman um 200 m. Im Gebiet der unteren Aller und im Emsland wurden wesentlich geringmächtigere Schichten beobachtet.

Zur Nordfazies gehören kalkreiche, helle, z.T. bunte und in manchen Lagen sogar rötliche Sedimente, die auf der Pompeckj'schen Schwelle und in weiten Teilen der Nordsee abgelagert wurden.

Im Emsland (Westteil des NSB) sind die Sedimente des Alb überwiegend tonig-mergelig und nur an der Basis der transgredierenden Horizonte treten gelegentlich Aufarbeitungslagen mit konglomeratischen Komponenten auf. Das Unter Alb ist dunkelgrau und überwiegend kalkfrei, das Mittel Alb stärker kalkig, rötlich bis grünlich, z.T. bläulich grau gefärbt. Der untere und obere Teil des Mittel Alb ist wie das Ober Alb tonig-mergelig und von grauer Farbe. Am Nordrand der Rheinischen Masse ist im Unter Apt, anschließend an das Apt, der Rothenberger Sandstein ausgebildet /4-22/. Die Grenze Alb/Cenoman ist durch die Abnahme des Karbonatgehaltes, nämlich von karbonatreichen zu karbonatarmen Gesteinen gekennzeichnet. Das hohe Unter Cenoman ist aber wiederum überall als Kalkgestein entwickelt.

5 Evaporitgesteine insbesondere in der Norddeutschen Senke

Evaporitgesteine treten in unterschiedlichen geologischen Formationen in Deutschland (vorwiegend in der Norddeutschen Senke) auf. Im Gegensatz zu bekannten Vorkommen in Belgien und den Niederlanden sind Salinare im Devon oder Unterkarbon in Deutschland bisher nicht nachgewiesen. Sie werden aber im Bereich des Niederrheins und der deutschen Nordsee vermutet /5-1/.

Die ältesten in Deutschland bekannten Salinare stammen aus dem Oberrotliegenden und sind in ihrer Verbreitung auf den Unterelberaum, das südliche Schleswig-Holstein, Westmecklenburg, Ostfriesland und die Deutsche Bucht beschränkt. Im primären Schichtverband handelt es sich um bis zu 15 Steinsalzhorizonte unterschiedlicher Mächtigkeit, die durch Tonstein- und Sandsteineinschaltungen voneinander getrennt sind /5-2/. Sie liegen zumeist in großer Tiefe (2.000 – 5.000 m). Sekundäre Akkumulationen von Rotliegend-Salinaren treten nur zusammen mit Zechsteinsalzen auf (Doppelsalinare), wo sie in Form eines Salz-Tongemisches (Haselgebirge) zumeist als Kern in den Diapiren vorliegen.

Im Oberperm haben die Zechstein-Salinare in Norddeutschland eine flächenhafte Verbreitung. Es handelt sich um zyklische Abfolgen, bestehend aus Tonen, Karbonaten, Sulfaten (Anhydrit) und Chloriden (Steinsalz, Kalisalze, Magnesiumsalze). Für den zentralen Senkungsraum des Unterelbe-Bereiches lassen sich 7 Zyklen nachweisen. Die mächtigsten Steinsalzlager befinden sich im zweiten Zyklus (Stassfurt-Steinsalz) und im dritten Zyklus (Leine-Steinsalz). Die anderen Steinsalzpakete sind sehr viel geringmächtiger. Dem Zechstein sind auch die nur lokal verbreiteten Steinsalzvorkommen von Hallein-Berchtesgaden und Bad Reichenhall zuzuordnen.

Besonders das Stassfurt-Steinsalz, dessen primäre Mächtigkeit in weiten Teilen Norddeutschland über 600 m liegt, eignet sich aus lithologischen und petrophysikalischen Gründen besonders gut für die Anlage von Endlagern für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle. Das Zechsteinsalz ist insofern interessant, weil es infolge halokinetischer Prozesse sekundäre Akkumulationen in Form von Salzstöcken und Salzkissen bildet, in denen reine Steinsalzkörper von mehreren Kilometern Höhe und großer lateraler Ausdehnung anzutreffen sind. Nur die für den Bergwerksbetrieb genannte maximale Gebirgstemperatur von ca. 50 °C schränkt die Tiefe der Einlagerungssohle auf nicht tiefer als 1.000 m ein. Die Ausführungen in den nachfolgenden Kapiteln tragen diesen günstigen Eigenschaften des Stassfurt Steinsalzes Rechnung und beziehen sich auf das Stassfurt Steinsalz, wenn nicht anders erwähnt.

Im Oberen Bundsandstein treten zwei stratiforme Salzlager mit Mächtigkeiten von durchschnittlich 100 m bzw. 10 m auf. Sekundäre Steinsalz-Akkumulationen, die für die Anlage eines Endlagers in Frage kämen, sind jedoch nicht bekannt. Gleiches gilt für

die Salinare des Mittleren Muschelkalkes, die überall in Nordwestdeutschland, Westmecklenburg, der Altmark und der Scholle von Calförde sowie Thüringen und Baden-Württemberg zu finden sind.

Etwa im Verbreitungsraum der Rotliegend-Salze sind die Salinare des Mittleren Keuper anzutreffen. Sie sind meist aus reinem Steinsalz ohne Einschaltung von Kalisalzen und relativ wenig Anhydrit aufgebaut. Es lassen sich lokal bis zu 8 Steinsalzlager mit Mächtigkeiten zwischen 10 und 500 m unterscheiden, die durch Tonsteinmittel und Sulfathorizonte voneinander getrennt sind. Ähnlich wie die Zechsteinsalze neigen die Keupersalze zu sekundärer halokinetisch bedingter Akkumulation. Sie können besonders im Unterelberaum und im südlichen Schleswig-Holstein Salzkissen mit Steinsalzmächtigkeiten von 1700 m bilden. Derartige Keupersalzkissen finden sich am Rande von Zechsteindiapiren oder Doppelsalinaren. Eigenständige Keupersalz-Diapire sind nicht bekannt. Die aus Keupersteinsalz aufgebauten Salzkörper liegen im allgemeinen sehr tief (> 1.200 m Tiefe) und kommen daher als Wirtsgesteinsformation für ein Endlagerbergwerk nicht in Frage.

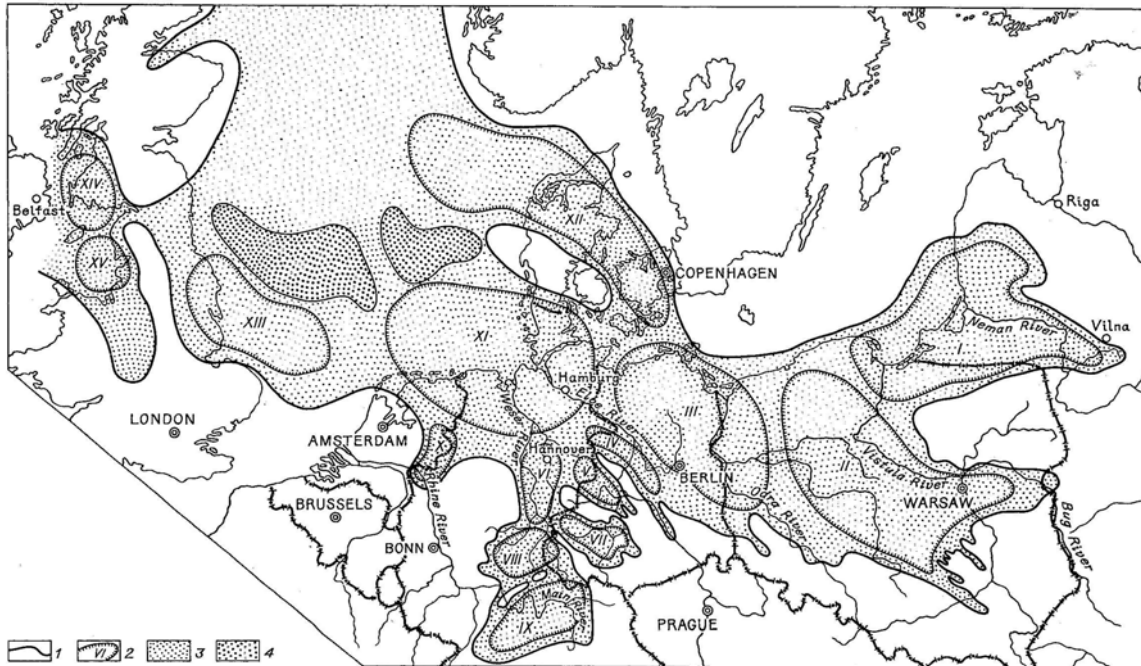
Auf den Bereich zwischen Emsland und Weser nördlich des Weser- und Wiehengebirges ist die Salzformation des Oberjura (Münder Mergel) beschränkt. Das Münder-Mergel-Salinar besteht aus zahlreichen Steinsalzhorizonten, die durch Tonzwischenmittel und Anhydritlagen von einander getrennt sind. Die primäre Gesamtmächtigkeit des Münder-Mergel-Salinars kann über 1.000 m liegen. Es können aber ähnlich den Keupersalinaren auch sekundäre halokinetisch bedingte Akkumulationen in Form von Salzkissen auftreten. Die Wirtsgesteinseigenschaften dürften jedoch durch die enge Salz-Tonstein-Anhydrit-Wechselagerung stark eingeschränkt sein /5-3/.

Im Unteroligozän wurden im Oberrheintal die bis zu 500 m mächtigen Pechelbronner Schichten abgelagert. Sie bestehen im wesentlichen aus mächtigen bituminösen Mergeln, enthalten aber auch Bänke von Anhydrit und Steinsalz, sowie im südlichen Rheintal von sylvinitischem Kalisalz.

5.1 Sedimentation des Zechstein

Über die Öffnung der Meeresstraße zwischen Grönland und Norwegen drang das Meer des Skandik nach Süden und Südosten in das Germanische Becken vor (Abbildung 5-1). Das Südufer des Zechsteinmeeres zog sich vom mittelenglischen Bergland über die deutschen Mittelgebirge bis zur Lysa Gora nach Polen (vgl. Abbildung 5-1). Während des Zechstein 1 kam es nur in einzelnen Teilbecken zur Ausscheidung von Steinsalz und Kalisalzen (z.B. Werra-Fulda-Senke, Niederrheinisches Becken, Thüringisches Becken) (Abbildung 5-2). Im überwiegenden Teil des Zechstein Beckens wurden dagegen nur geringmächtige Karbonate und Sulfate abgelagert. Nach einem erneuten Frischwasserzstrom zu Beginn des Zechstein 2 kam es im zentralen Beckenbereich

zu erst zur Bildung von Tiefwassersedimenten (Stinkschiefer und Basalanhydrit), während an den Beckenrändern Flachwassersedimente vorherrschen. Die Steinsalzausscheidungen des Zechstein 2 Zyklus nahmen weite Teile des Beckens ein und erreichten Primärmächtigkeiten von über 600 m. Auch das Kaliflöz Staßfurt ist im gesamten zentralen Beckenbereich vertreten (vgl. Abbildung 5-2).

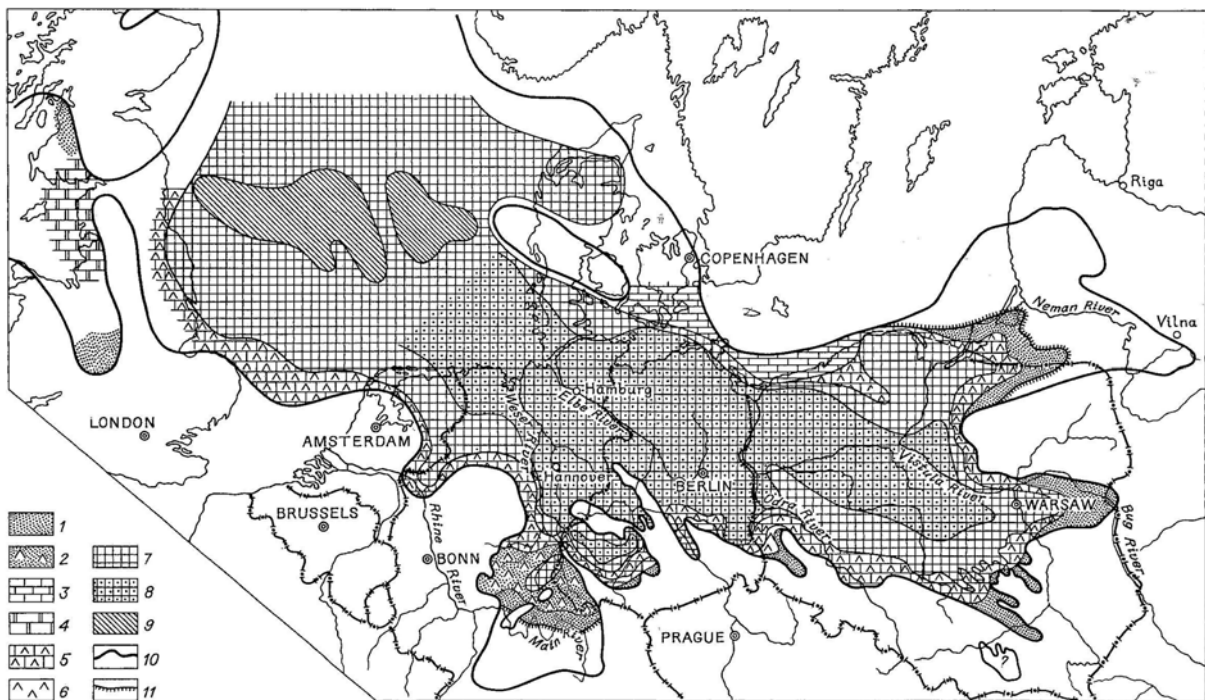


1: Grenze der Zechstein-Ablagerungen, 2: Sedimentationsbecken mit Nummern (I Polnisch-Lithauische Senke, II Zentralpolnische Senke, III Nordostdeutsches Becken, IV Altmark Senke, V Subherzynisches Becken, VI Weser Depression, VII Thüringisches Becken, VIII Werra-Fulda-Senke, IX Fränkisches Becken, X Niederrheinisches Becken, XI Nordwestdeutsches Becken, XII Norwegisch-Dänisches Becken, XIII Englisches Becken, XIV Solway Firth Becken, XV Manx-Furness Becken), 3: Gebiete mit Zechsteinsedimenten, 4: Schwellengebiete in der Nordsee.

Abbildung 5-1: Verteilung der Zechstein-Ablagerungen im Zentraleuropäischen Becken /5-4/

Durch die Salzausscheidungen des Zechstein 2 hatte ein weitgehender morphologischer Ausgleich im Becken stattgefunden. Für eine waagerechte Sedimentationsoberfläche spricht die gleichmäßige und weiträumige Verteilung des Grauen Salztone (z3GT), der die hochlöslichen Kalisalze ohne Aufarbeitungsspuren bedeckt /5-5/. Während des dritten Zechsteinzyklus (Leine-Folge), dessen Transgression etwa 50 – 100 km über die Verbreitung der Staßfurt-Folge nach Süden hinausgreift, treten Differenzierungen durch paläogeografische Elemente kaum noch in Erscheinung. Die Gesamtmächtigkeit des Leinsteinsalzes beträgt ca. 200 – 300 m. Weitverbreitete Anhydritzwi-

schenlagen und Sylvinit-Lager sprechen einerseits für die Gleichzeitigkeit exogener Einflüsse als auch für einen lebhafteren Wechsel der Sedimentationsbedingungen als er aus den älteren Zechstein-Folgen bekannt ist. Das Aller Steinsalz (z4) erreicht zwar in weiten Teilen des Beckens etwa die gleiche Mächtigkeit wie das Leine-Steinsalz, jedoch spricht das verstärkte Auftreten von roten Tonsteineinlagerungen zum Hangenden für eine Zunahme des terrestrischen Einflusses. Gleiches gilt für die vergleichsweise geringmächtigen jüngeren Zechstein-Folgen (Ohre, Friesland, Mölln) deren Ablagerungsraum auf den zentralen Beckenbereich beschränkt ist /5-6/.



1: Terrestrische Gesteine, 2: Terrestrische Gesteine mit Gips und Anhydrit, 3: Karbonatische Gesteine (hauptsächlich Dolomit), 4: Dolomit im Solway Firth und Manx-Furness Becken, 5: Dolomit und Anhydrit, 6: hauptsächlich Anhydrit, 7: Steinsalz, 8: Kalisalze, 9: salzfreie Schwellen in der Nordsee, 10: Maximale Ausbreitung der Zechstein-sedimente, 11: Erosionsrand der Staßfurt-Folge.

Abbildung 5-2: Lithologie der Zechstein 2 (Staßfurt-Folge) Sedimente im Zentraleuropäischen Becken /5-4/

5.2 Diapirismus

Die Salzformationen des Zechstein, aber auch Salinare des Oberrotliegenden und z.T. die Salinare des Keuper und des Oberjura gerieten als massenbeweglicher, plastisch verformbarer und spezifisch relativ „leichter“ Gesteinsverband durch Scherspannungen in Bewegung und hatten, zunächst über das beulenartige Salzkissenstadium in mehreren Schüben die heutige Diapirform erreicht. Dabei haben die ursprünglich flachlagernden Schichtverbände äußerst komplizierte Lagerungsformen angenommen, deren Faltenachsen aufgrund der Geometrie der Diapire jede beliebige Richtung einnehmen können. Diese interne Deformation der Salinarabfolgen („Salztektonik“ oder „Halokinese“) gehorcht rheologischen Gesetzmäßigkeiten, ist also vom Fließverhalten der Salinare abhängig. Das tektonische Inventar, das aus anderen Sedimentgesteinen bekannt ist, tritt hier kaum oder nur modifiziert auf /5-3/.

Durch die partiellen Zuwanderungsraten der Salzmassen werden die zunächst noch im intakten Verband lagernden, jüngeren Zechsteinserien (z4 – z7) mit angehoben, was zum Zerreißen und Zerblocken ihrer mehr elastisch und nicht fließend reagierenden nicht-chloridischen Schichtglieder (Salztone, Anhydrite und Karbonate) führte. Zusätzliche Komplikationen können durch fazielle Inhomogenitäten entstehen, wie z.B. durch das Auftreten von „riffartigen“ Strukturen der Anhydritkomplexe, was zur Verstärkung der Inkompetenz bei der Deformation führt.

Die Salze der Oberrotliegend- und Oberjura-Salinare sind in ihren Standfestigkeitsverhalten bzw. ihren rheologischen Parametern ungenügend untersucht. Ebenso wenig ist bislang das Verhalten der Zwischenmittel unter thermischer Belastung oder ihre Fluid-Konvektion hinreichend bekannt. Für die Untersuchung solcher Salinare wäre ein erheblicher Forschungsaufwand zu treiben, um einen vergleichbaren Forschungstiefgang wie bei den Untersuchungen der Zechsteinsalinare zu erreichen.

Mit Einführung der Digitaleismik gibt es eine verbesserte Erkundungsmethode zur Darstellung der äußeren Form und Ausdehnung von Salzstrukturen. Darüber hinaus kann die Entwicklungsgeschichte der Salzstrukturen mittels Randsenkenanalyse nachvollzogen werden.

Für den überwiegenden Teil der Salzstrukturen im norddeutschen Untergrund werden Störungen unter den Strukturen als auslösendes Element für tektonisch induzierte Diapirbildung angesehen. Eine Vielzahl von Salzstrukturen ist jedoch durch Anstöße aus der Nachbarschaft entstanden. Die Entwicklung einer Salzstruktur bewirkt an den Außenflanken der Randsenken eine Störung des Gleichgewichtes zwischen Salzgestein und Deckgebirge /5-7/. Für ca. 30 Salzstrukturen in Norddeutschland ist auch ein solcher Anfangsimpuls nicht nachweisbar /5-8/.

In einer statistischen Auswertung des Diapirismus der norddeutschen Salzstöcke unterscheidet /5-8/ das Gebiet der Pompeckj'schen Scholle und der Niedersächsischen Scholle. Die meisten der im Bereich der Pompeckj'schen Scholle liegenden Salzstöcke sind bereits im Keuper durch das Deckgebirge durchgebrochen. Wegen der Gleichzeitigkeit der Diapirbildung ist eine tektonische Beeinflussung wahrscheinlich. Halokinetischer Diapirismus ist aber ebenfalls nachweisbar. Auf der Niedersächsischen Scholle erfolgte das Maximum der Diapirbildung während der Oberkreide. Es ist verbunden mit der Inversion des Niedersächsischen Beckens und eindeutig tektonisch ausgelöst. Hier brachen auch eine Vielzahl von sehr kleinen Salzstrukturen durch, deren Energie für einen rein halokinetischen Durchbruch nicht ausgereicht hätte.

Die äußere Form der Salzstrukturen kann bereits Aufschlüsse über das auslösende Element des Diapirismus geben. Viele der runden und ovalen Salzstöcke müssen rein halokinetisch entstanden sein, da eine tektonische Einwirkung nicht erkennbar ist (z.B. Salzstock Gorleben; trotz intensiver Suche mit Hilfe von mehreren Salzstockunterschießungen ist keine Socketstörung unter dem Salzstock gefunden worden). Es fällt weiter auf, dass einige alte Salzstöcke sehr klein und einige junge sehr groß sind (z.B. Harsefeld, Durchbruch im Eozän). Mit Zunahme der Deckgebirgsmächtigkeit haben offensichtlich nur noch sehr große Salzkissen die nötige Energie das Deckgebirge zu durchstoßen /5-8/.

6 Mineralogie

Ein wesentlicher Aspekt bei der Bewertung potentieller Wirtsgesteine ist eine lithologische, großräumige Homogenität innerhalb der geologischen Formation. Die Homogenität kann an Hand der mineralogische Zusammensetzung der Wirtsgesteine beurteilt werden. Die mineralogische Zusammensetzung beeinflusst zahlreiche geologische, geochemische und felsmechanische Eigenschaften des Wirtsgesteins.

6.1 Hauptbestandteile

6.1.1 Tone

Tonhaltige Sedimente enthalten neben den namensgebenden Tonmineralen beigemengte Mineralphasen, wie Quarz, Feldspat, Carbonate, Schwerminerale sowie organische Substanz, Porenlösung und im geringen Umfang auch Gase. Ihr Ursprung ist der Eintrag von Verwitterungsprodukten in Sedimentationsbecken, wobei marine und limnische Tone zu unterscheiden sind. Für die genauere Klassifizierung der Tone ist unter allen Umständen eine Mengenabschätzung der vorhandenen Minerale nach röntgenographischen Methoden notwendig. Dabei ist die Kenntnis der anwesenden Tonminerale am wichtigsten. Mit ihnen kann man z. B. kaolinitische von illitischen und montmorillonitischen Tonen unterscheiden. Weiterhin sind Angaben über Nebenbestandteile, zu einem eventuellen Feldspatgehalt oder andere anwesende Mineralgemengteile, zu machen.

In Tonvorkommen sind die zu erwartenden, absoluten vorkommenden Gasmengen gering. Natürlich vorkommende Gase liegen als Einschlüsse in Tonen und Tonformationen adsorbiert oder gelöst im Grund- oder Porenwasser vor. Dabei kann es sich um Sauerstoff (O_2), Wasserstoff (H_2), Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Schwefelwasserstoff (H_2S) handeln. Radon (Rn), Argon (Ar) und Helium (He) stammen aus dem radioaktiven Zerfall von Spurenelementen Uran und Thorium (U, Th) und Bestandteilen des Tons (Kalium, K).

Unter reduzierenden Bedingungen, unter denen der Opalinuston und die Unterkreide-Tone abgelagert worden sind, kann Sauerstoff (O_2) praktisch ausgeschlossen werden. Die Bildung von Wasserstoff (H_2) in Tonen ist ebenfalls nicht zu erwarten. Die Anwesenheit von Kohlendioxid ist abhängig vom Kohlensäuregleichgewicht mit dem Porenwasser. Methan (CH_4) kann durch mikrobielle Umsetzung der organischen Bestandteile unter reduzierenden Bedingungen gebildet werden.

6.1.1.1 Opalinuston

Der Opalinuston besteht aus kontinentalen Verwitterungs- und Erosionsprodukten (Tonminerale, Quarz sowie wenig Feldspäte in Silt- bis Sandfraktion), marinen Karbonaten sowie diagenetischen Neubildungen (Pyrit, Siderit und Calcit-Zement). Er enthält auch organisches Material, das teilweise kontinentalen und teilweise marinen Ursprungs ist. Der Tonmineralgehalt des Opalinuston schwankt in Süddeutschland und der Nordschweiz zwischen 40 und 80 Gewichtsprozent und der Anteil an Quarz zwischen 10 - 25 %. Nach den publizierten Daten ist die Tonmineral-Zusammensetzung des Opalinuston sehr unterschiedlich: 18 - 36 % Illit, 6 - 12 % Chlorit, 10 - 20 % Kaolinit, 6 - 12 % Wechsellagerungsminerale vom Illit/Smectit-Typ. Pyrit in fein verteiltem Zustand und in Form von Konkretionen findet sich vor allem im unteren und mittleren Teil des Profils. Der freie Wassergehalt (ohne innerhalb der Minerale gespeichertes Wasser) schwankt zwischen 4 und 12 Prozent /6-1/. Der Sand-/Quarzgehalt, die Glimmerführung und der Karbonatgehalt nehmen zum Jüngeren hin zu.

Es ist zu erwarten, dass die laterale Variabilität der Lithologie des Opalinustons in Süddeutschland sehr gering ist. Das Gestein ist großräumig als ausgesprochen homogen anzusehen (viel homogener als viele andere mesozoische Schichtglieder). In der Vertikalen ist eine mikropaläontologische Gliederung nach /6-2/ möglich, allerdings ist die lithologische Heterogenität eher untergeordnet und hat daher abschätzbare, oft nur geringe Konsequenzen auf die wichtigsten Gesteinseigenschaften.

Da der Opalinuston durch die Einregelung plättchenartiger Tonminerale eine Feinschichtung aufweist, sind vertikale Heterogenitäten und Anisotropien im Maßstab von Millimetern bis Dezimetern zu erwarten. Die Schichtung ist eine wichtige Eigenschaft des Gesteins und Ursache von Anisotropien hydrogeologischer (z.B. hydraulischer Durchlässigkeit), transportbezogener (z.B. Diffusionskonstanten) wie auch felsmechanischer (z.B. Festigkeiten) Eigenschaften.

6.1.1.2 Unterkreide-Tone

In den tonigen Sedimenten der Unterkreide wurde folgender Mineralbestand beobachtet: Quarz, Feldspat, Calcit, Dolomit, Glimmerminerale, Kaolinit, Illit, Chlorit und Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur. Dolomit/Ankerit und Siderit sind nur untergeordnet und lokal in diffuser Verteilung vertreten.

Bei Untersuchungen der Tonmineralfraktionen von $< 0,63 \mu\text{m}$ und $2 - 0,63 \mu\text{m}$ wurde festgestellt, dass die Tonmineralverteilung in den Unterkreide Ablagerungen sehr stark variiert.

Ein bedeutsamer Befund ist, dass vom Apt an eine hohe Montmorillonitführung auftritt. Während z. B. in der Fraktion < 0,63 µm des Barrême nur 5 % Montmorillonit nachgewiesen wurden, steigt der Gehalt an Montmorillonit von 20 % im Apt über 50 % im Alb auf über 70 % im Santon (Oberkreide) an. Dieser Montmorillonit ist im wesentlichen ein Umwandlungsprodukt basischer, vulkanischer Tuffe. Die Abbildung 6-1 und Abbildung 6-2 zeigen die Tonmineralverteilung in den Fraktionen < 0,63 µm und 2 – 0,63 µm.

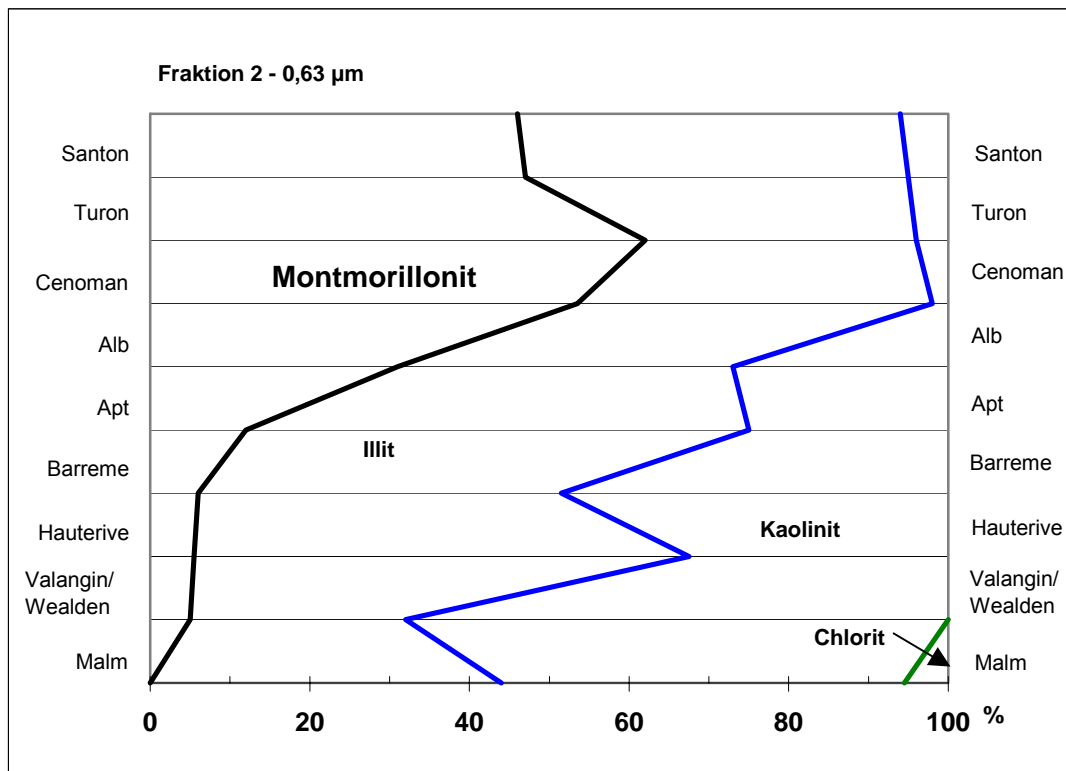


Abbildung 6-1: Tonmineralverteilung der Unterkreide-Tone in der Fraktion < 0,63 µm /6-3/

Es fällt die an der Grenze Barrême/Apt plötzlich einsetzende Montmorillonitführung auf, die sich zum Hangenden hin noch verstärkt. Der Illit-Anteil verringert sich vom Malm bis zum Santon geringfügig. Chlorit kommt im Malm in kleinen Mengen vor. In den anderen Formationen ist er nur noch in Spuren vorhanden. In den Sedimenten des Malm und Valangin/Wealden ist ein deutliches Maximum an Kaolinit festzustellen. Die Zunahme des Montmorillonits vom Apt an geht also vor allem auf Kosten des Kaolinites vor sich. Bei einem Vergleich der Tonmineralkonzentrationen in den beiden Fraktionen zeigt sich, dass Kaolinit mehr in der gröberen, Montmorillonit mehr in der feineren Fraktion angereichert wird. Dieser Unterschied ist offenbar auf die insgesamt feinere Partikelgröße des Montmorillonits und auf daraus resultierende Korngrößensortierungsprozesse zurückzuführen /6-3/.

Bei Korngrößen-sortierungsprozessen werden Smektitminerale (z.B. Montmorillonit) in marinen und fluviatilen Systemen aufgrund ihrer geringen Korngröße im erhöhten Maße distal, küstenferner abgelagert, wohingegen Kaolinit und Illit verstärkt proximal, limnisch bis küstennah sedimentieren. Dies wäre nur mit den im Apt und Alb einsetzenden, großräumigen Transgressionen zu erklären, die eine Vergrößerung der Entfernungen zwischen Abtragungs- und Ablagerungsgebiet bewirken.

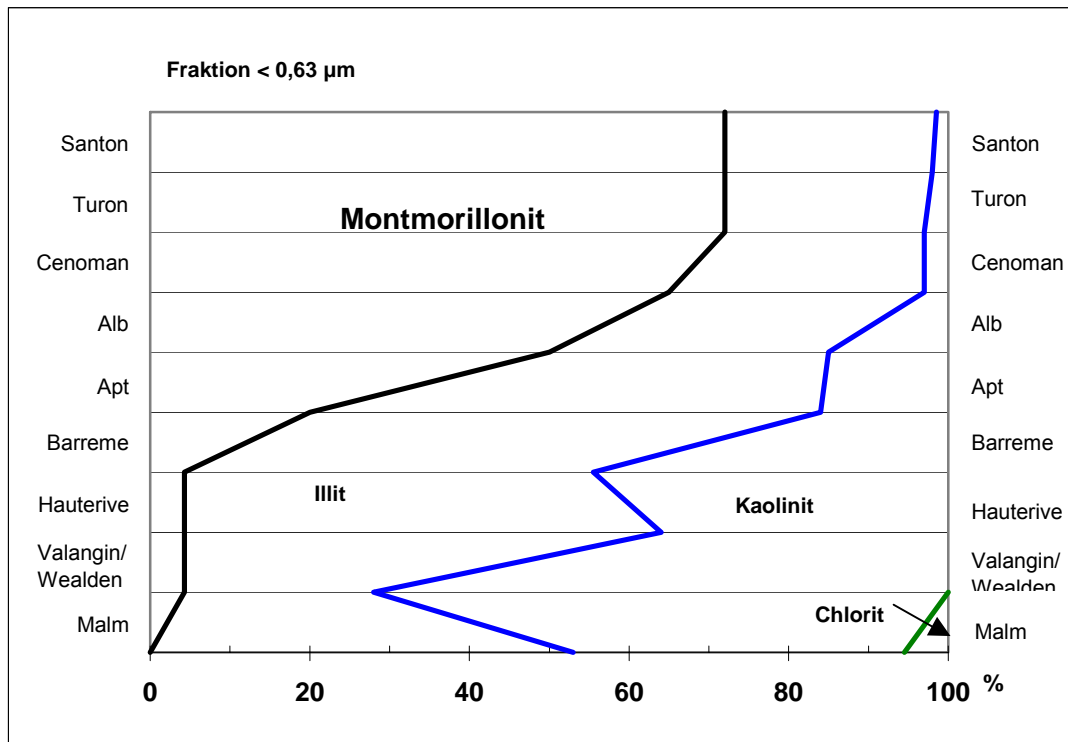


Abbildung 6-2: Tonmineralverteilung der Unterkreide-Tone in der Fraktion 2 - 0,63 μm /6-3/

Als Ursache für die Veränderungen der Tonmineralverteilung in einem vertikalen Profil können ein Wechsel des Liefergebietes, veränderte Strömungssysteme und/oder Änderungen im Paläoklima angeführt werden. Tektonische Aktivitäten können die Abtragungsraten erhöhen und damit die Verwitterungsdecke des Abtragungsgebietes völlig erodieren. Durch küstenparallele Strömungen wird marines Sedimentmaterial mit fluviatilem Detritus vermischt.

Erhöhte Montmorillonitanteile bei sinkenden Kaolinitgehalten können mit einer kontinuierlichen Änderung im Verwitterungsregime des Liefergebietes im Zusammenhang stehen. Unter warmem, humidem Klima (Wealden bis Barrême) bildet sich bevorzugt Kaolinit auf Kosten anderer Al-haltiger Minerale wie z.B. Montmorillonit. Auch der Illit hält extremen Verwitterungsbedingungen nicht ohne weiteres Stand /6-1/. In der Oberen Unterkreide wurde das Klima dann kühler, so dass in diesem Zeitabschnitt Kaolinit nur noch untergeordnet vorkommt, Illit dagegen weiterhin in größeren Mengen auftritt.

Als Liefergebiet kommen neben der Ostholländische Triasplatte vor allem die Rheinische Masse mit Sandsteinen und oberkarbonischen Kaolintonsteinen in Frage. Illit, Kaolinit und Chlorit können von hier stammen. Vitrinitreflexionen organischer Substanz von Tonen des Mittel- und Ober-Alb der Bohrungen Kirchrode I und II zeigen, dass es sich bei dem Detritus wenigstens teilweise um aufgearbeitetes Oberkarbon handelt, da rezykliertes C_{org} aus dem Oberkarbon festgestellt wurde /6-4/.

/6-4/ gibt für die Unterkreide-Tone des Mittel- und Oberalb im Raum Hannover (Bohrung Kirchrode I und II) einen Karbonatgehalt von 10 bis 40 %, einen Quarzanteil von 5 bis 20 % und einen Tonanteil zwischen 50 bis 80 % an. Die Tonmineralfraktion setzt sich zusammen aus Montmorillonit, Illit, Kaolinit sowie einem geringen Anteil Chlorit.

6.1.2 Evaporitgesteine

Häufig gliedert sich ein Zechstein-Salinar in zwei Teilbereiche. Das für die Anlage eines Endlagerbergwerkes in erster Linie in Frage kommende, sehr reine Hauptsalz der Staßfurt-Folge ist als ältestes Schichtglied im Kern des Salzstockes mit einem erheblichen Mächtigkeitsanstieg zusammengefloßen. Die jüngeren Abfolgen der Leine- und Aller-Folge (z3, z4) nehmen die äußeren Bereiche des Salzstockes ein /6-5/. Die durchschnittliche Zusammensetzung des Staßfurt-Steinsalzes für den Salzstock Gorleben gibt /6-13/ an: Halit (NaCl) 95,0 Masse-%, Anhydrit ($CaSO_4$) 4,9 Masse-%, Polyhalit 0,1 Masse-% sowie wasserunlösliche Fraktion (überwiegend Tonminerale) 0 – 1 Masse-%.

Zum Stoffbestand mariner Evaporite gehören außer festen Verbindungen (Minerale, Gesteine) auch variierende Anteile an Flüssigkeiten (Salzlösungen, seltener Kondensate und Erdöl) und Gasgemischen.

In Folge der Durchbewegung zur Zeit des Salzaufstieges ist das Staßfurt Steinsalz aber nahezu frei von größeren Vorkommen an Gasen und Kohlenwasserstoffen. Kleinere Mengen an Gasen können aber auch im Mineralkorn (intrakristallin) oder auf Korngrenzen (interkristallin) mineralgebunden oder adsorptiv fixiert sein. Unter adsorptiver Bindung ist die Eigenschaft fester Körper und kristalliner Verbindungen zu verstehen, Gas an ihrer Oberfläche in Form von Molekülschichten anzulagern /6-6/.

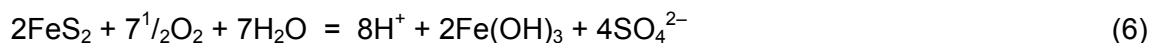
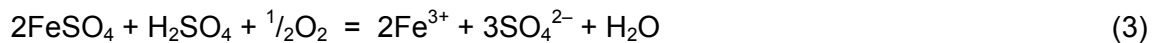
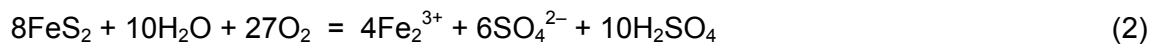
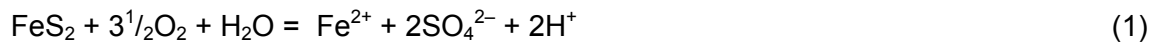
/6-7/ bestimmt Gehalte, molekulare und isotopische Zusammensetzung gasförmiger Kohlenwasserstoffe aus Evaporiten. Die überwiegende Zahl der Proben stammte aus Bohrungen im Salzstock Gorleben sowie untergeordnet aus Kali- und Steinsalzbergwerken Nordwestdeutschlands. Die Evaporite enthielten relativ geringe Mengen gasförmiger Kohlenwasserstoffe, von denen das dominierende Methan in mittleren Gehalten bis zu einem Liter pro Tonne Gestein auftrat. Ausnahmen sind carnallitische Kluffüllungen im Hauptanhydrit der Leine-Folge und carnallitische Lagen im Leine-Steinsalz mit im Mittel bis zu 15 Litern Methan pro Tonne Gestein. Die relativ geringen Methangehalte werden als intrakristalline Gase interpretiert. Interkristalline Kohlenwasserstoffgase sind im ungestörten Gesteinsverband vorhanden und werden vermutlich bereits bei der Probengewinnung infolge einer Gefügebrauchung freigesetzt. Die Gasgehalte der carnallitischen Kluffüllungen und Lagen werden als (sekundäre) Einschlüsse eines ursprünglich interkristallinen Gases verstanden.

Die größeren Volumina an kohlenwasserstoffhaltigen Gasgemischen und Kondensaten sind in den beim Salzaufstieg mechanisch inkompetent, bruchhaft reagierenden Salzgesteinen (Hauptanhydrit und Karbonate) in Klüften und Spalten eingeschlossen. Sie sind, häufig zusammen mit wässrigen Lösungen, von außen aus dem Nebengestein und durch Erstausscheidungen (z.B. Carbonat) in die Salzgesteine eingedrungen /6-8/. Am Beispiel der Zechsteinablagerungen des Südharz-Lagerstättenbezirks lässt sich beobachten, dass aus den erdgas- und erdölführenden Erstausscheidungen der Salinarfolge Zechstein 2 (Stäufurt Carbonat Ca₂, teilweise auch Stäufurt Anhydrit A2) wässrige Lösungen, Gase und Erdöl in die Hangendschichten des Zechstein 2 und die Schichten des Zechstein 3 eingedrungen sind /6-9/.

6.2 Nebenbestandteile

6.2.1 Pyrit

Für alle bituminösen Tongesteine ist ein hoher Pyritgehalt charakteristisch. Pyrit bildet sich unter reduzierenden Bedingungen aus Eisen und freiem Schwefel und zeigt deshalb die herrschenden Redoxbedingungen (Eh-Bedingungen) im Sediment bzw. im Ablagerungsraum an. Pyrit ist deshalb auch nur unter stark reduzierenden Bedingungen stabil. Luftsauerstoff und Wasser sind die treibenden Kräfte der Oxidation von Pyrit. Bei der Oxidation entstehen saure Lösungen, die das vorherrschende reduzierende Milieu von Tongesteinen verändern und beispielsweise einer Behälterkorrosion förderlich sein könnten. Diese Prozesse sind ebenso zu erwarten in dilatanten Gebirgsbereichen, die die untertägigen Hohlräume umgeben. Die möglichen Vorgänge veranschaulichen die folgenden Reaktionsgleichungen:



Die aufgeführten Reaktionen sind beschrieben für Schichtwässer im Rheinischen Schiefergebirge (paläozoische Tonschiefer) und auch aus dem Harz bekannt. Folgereaktionen der sauren Lösungen mit dem Gestein können zur Mobilisierung von Kationen und damit beispielsweise zur Bildung von Na_2SO_4 -Wässern führen.

Im Opalinuston ist Pyrit, das mit maximal 2 Gew.-% gemessen wurde, in nahezu jeder Probe identifizierbar, wenn auch z.T. in schwankenden Mengen. Die höchsten Pyritgehalte treten in den Unterkreide-Tonen mit 5 % in den Hauptblättern Tonsteinen (Unter-Barrême, Sarstedt, /6-10/ und 11 % unmittelbar unterhalb des Fischeschiefers (Unter-Apt, Wiechendorf 1/86 /6-11/ auf und belegen das anoxische Ablagerungsmilieu dieser Laminite.

In den Salzgesteinen der Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge tritt Pyrit in Spuren auf. Die Bildung erfolgte syndimetär bis diagenetisch /6-12/. Als Durchläufermineral ist es für die stratigraphische Gliederung der salinaren Folgen nicht geeignet /6-13/.

6.2.2 Organischer Kohlenstoff

Die Bildung von Kohlenwasserstoffen ist genetisch gebunden an das Vorhandensein von größeren Mengen organischer Substanz im Sediment. Unter anaeroben Bedingungen wird die Oxidation des organischen Materials verhindert und der biologische Abbau reduziert. Viele Erdölmuttergesteine sind daher in Meeresbecken mit ausgeprägter Wasserschichtung entstanden, in denen sauerstoffhaltige Oberflächenwässer das Wachstum von Phytoplankton ermöglichten, am Grund jedoch anoxische Verhältnisse vorherrschten und somit den Abbau der organischen Substanz verhinderten. Aufgrund diagenetischer Veränderungen (bevorzugt mikrobiologische Aktivität) in den abgelagerten organischen Substanzen entstehen bei Temperaturen von ca. 50 °C Kerogene. Das Kerogen stammt weitgehend aus dem Lipidmaterial (Fette und Fettsäuren) der Algen und weniger von Kohlenhydraten, Ligninen oder Wachsen. Die Bildung von Kerogen erfordert eine Umwandlung der Fettsubstanz zu kohlenwasserstoffähnli-

chen Materialien. Dies erfolgt bei zunehmend anaeroben Bedingungen durch einen internen biochemischen Abbau der Substanzen. Als wesentliche Reaktionen finden eine Polymerisation und eine Kondensation statt, die von einem Reifungsprozess gefolgt werden. Mit steigender Temperatur und zunehmender Versenkungstiefe entsteht zunächst ein unreifes Gas, das aus biochemisch gebildeten Methan und Kohlendioxidanteilen besteht. Im folgenden Katagenese-Stadium erfolgt die Bildung von Rohöl zusammen mit Anteilen von Nassgas. Diese Hauptphase der Ölbildung findet bei Temperaturen von 70 – 100 °C statt. Durch weitere Zunahme der Temperatur als Folge von tiefer und sehr tiefer Absenkung der Sedimente (Metagenese-Stadium) entsteht Trockengas. Der Typ des vorhandenen Kerogens beeinflusst die Zusammensetzung der gebildeten Kohlenwasserstoffe. So entstehen aus Kerogen, das hauptsächlich aus Pflanzenkutikulae besteht, Erdgas, während Kerogen aus Algensubstanz eher Erdöl liefert. Bereiche mit einer hohen geothermischen Tiefenstufe scheinen die Bildung von Kohlenwasserstoffen zu begünstigen /6-14/. In Tabelle 6-1 sind die Ausgangsmaterialien, die daraus resultierenden Kerogen-Typen und das Kohlenwasserstoffpotential aufgeführt.

Ausgangsmaterial	Kerogen-Typ	Kohlenwasserstoffpotential
Algen aus Frischwasser und marinem Bereich	I	Erdöl
Amorphe Partikel von Phyto- und Zooplankton, Pollen, Sporen und Landpflanzengewebe	II	Erdöl und Erdgas
Reste kontinentaler Vegetation, holziges Material	III	Gas
Oxidiertes und aufgearbeitetes Material jeglicher Herkunft, Holzkohlen	IV	Kein Potential

Tabelle 6-1: Zusammenstellung des organischen Ausgangsmaterials, des Kerogen-Typs und des Kohlenwasserstoffpotentials

6.3 Opalinuston

Der organisch gebundene Kohlenstoff (C_{org}) schwankt laut /6-2/ zwischen 0,6 – 1,6 %. Zur Charakterisierung des organischen Materials des Opalinustons von Süddeutschland liegen keine Untersuchungen vor, so dass nur auf Untersuchungen der /6-1/ zurückgegriffen werden kann. Aufgrund der ähnlichen paläogeographischen Entwicklung des Jura in Süddeutschland und der Schweiz liegt ein Vergleich der Ergebnisse nahe.

Die vom Opalinuston entnommenen Proben der Bohrung Benken sind charakteristisch für eine Mischung mariner und kontinentaler Herkunft des organischen Kohlenstoffs (Kerogen Typ II und III). Der Anteil des organischen Materials liegt in diesen Proben unter 2 %. Untersuchungen deuten auf eine geringe Reife des Materials hin; die thermischen Bedingungen für die Entstehung von Erdöl wurden nicht erreicht.

Eine nennenswerte Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Substanz ist im Opalinuston aufgrund des vernachlässigbaren Gehaltes an organischen Bestandteilen nicht zu erwarten.

6.4 Unterkreide-Tone

Im NSB kam es während der Unterkreide mehrfach zur Ablagerung von C_{org} -reichen, anoxischen Sedimenten, gebildet in sehr flachen Meeresteilen mit einer unruhigen Topographie. Im Durchschnitt liegt der C_{org} -Anteil in den marinen Schichten (Valangin bis Alb) über 0,5 %, also über dem Schwellenwert für tonige Erdölmuttergesteine. Im Wealden, Barrême und Unteren Apt sind die Werte in den C_{org} -reichen Blättertonsteinen und im Fischschiefer i.d.R. höher als 2 %, in Ausnahmefällen über 20 % (Wealden).

Eine Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Bestandteile im Ton, der bis zu 5 % und mehr organische Bestandteile enthalten kann /6-15/, kann für eine Endlagerung von Bedeutung sein. Die „thermische oder mikrobiologische“ Vorgeschichte der organischen Substanz beeinflusste die Rate und Menge einer möglichen Gasbildung. Wurden beispielsweise die Tone bereits im Verlauf ihrer geologischen Geschichte Temperaturen oberhalb 100 °C ausgesetzt, so sollte ein erneuter Temperaturanstieg von weniger als 100 °C nur eine geringe Auswirkung haben. Analoges gilt für die mikrobielle Vorgeschichte. Jedoch stehen die organischen Bestandteile der Tone sicher nicht vollständig einer mikrobiellen Zersetzung in Kohlendioxid und/oder Methan zur Verfügung.

Die Abbildung 6-3 zeigt die Stellung der Unterkreide-Tone aus dem Wealden und Unter-Apt zwischen Kohle und Erdöl. Die Blättertonsteine von Suddendorf (Wealden) haben schon fast das Erdölfenster erreicht. Die Kerogene des Posidonienschiefers (das weitverbreitete Erdölmuttergestein im Bereich der Nordsee und Mitteleuropa) unterscheiden sich nur durch ihren hohen Sauerstoffgehalt von den Kerogenen der Unterkreide-Tone.

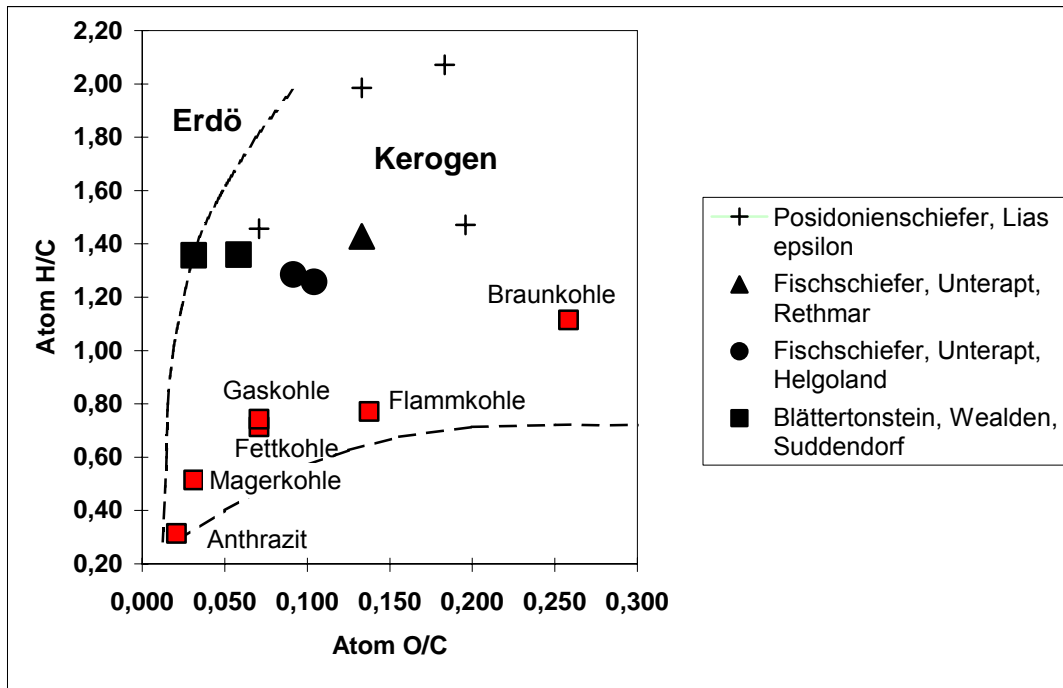


Abbildung 6-3: H/C-O/C-Diagramm von Blättertonsteinen des Wealden und der Fischechiefer des Unter-Apt sowie von Kohlen, Kerogen und Erdöl nach /6-16/.

Wealden

Nach /6-17/ variiert in den Blättertonsteinen der organische Kohlenstoffgehalt zwischen 1 und 18 % beträchtlich und geht in Ausnahmefällen über 20 % hinaus. In den C_{org} -reicheren Paketen liegt er zwischen 6 und 15 % und damit höher als im Posidonienschiefer. Diese Blättertonsteine sind nach dem Gehalt an unlöslichem Anteil organischer Substanzen als gute und z.T. sehr gute Erdölmuttergesteine zu bezeichnen. Sie haben zweifellos, wie mehrere Erdöllagerstätten im westlichen und zentralen Teil des NSB belegen, zur Erdölbildung beigetragen /6-16/. Der Typ des Kerogens lässt vermuten, dass Algen bzw. Phyto- oder Zooplankton unter anoxischen Bedingungen der bakteriellen und thermischen Umbildung unterlagen und Ursache für die relative Anreicherung organischen Kohlenstoffs war.

Sapropelitische, bituminöse Schiefer wurden im vorigen Jahrhundert bei Bentheim und Ochtrup abgebaut und in Salzbergen verschwelt. Dabei erbrachten nach /6-18/ 100 Zentner „Schiefer“ etwa 5 l Öl. Neuere Untersuchungen /6-19/ ergaben, dass bei Destillationsversuchen, die hauptsächlich zwischen 200 und 350 °C lagen, zwischen 6 und 29 Gew.-% Bitumen (bei Mittelwerten um 15 Gew.-%) frei werden.

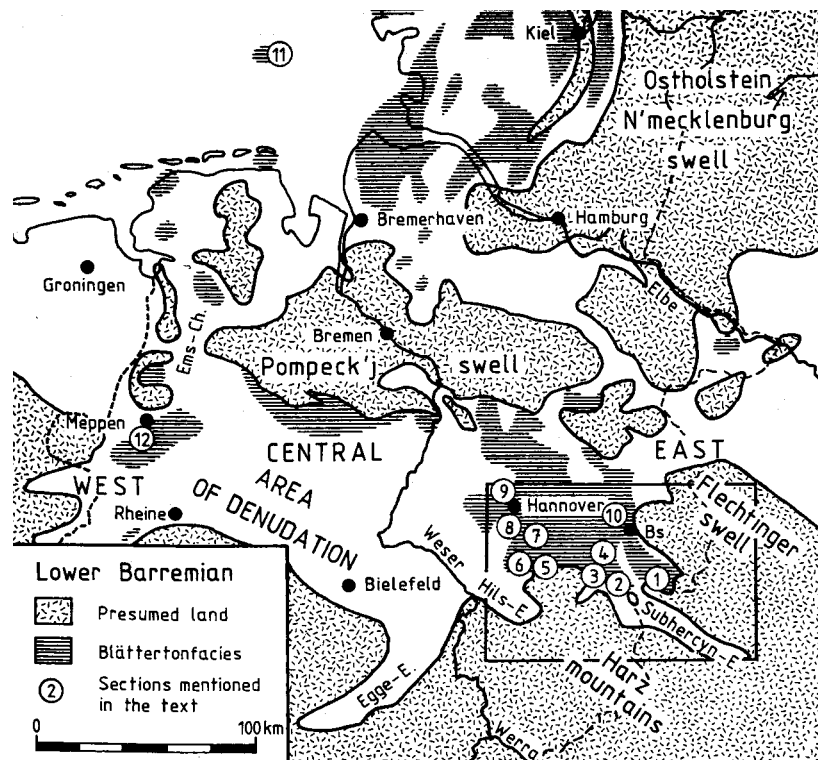
Barrême/Apt

Bei den Blättertonen (Barrême) und dem Fischschiefer (Unter Apt) handelt es sich um feingeschichtete Sedimente, die aus einer Wechselfolge heller und dunkler Laminae bestehen. Die extreme Arten- und Individuenarmut des Benthos (am Boden lebende Lebewesen), sowie die guten Erhaltungsbedingungen des Nektons (durch Eigenbewegung schwimmende Tiere) deuten auf eine Ablagerung unter anoxischen Bedingungen hin. Hohe C_{org} -Werte für die Blättertone und den Fischschiefer, die zwischen 2 – 10 % liegen, stützen diese Deutung. Beim organischen Material handelt es sich hauptsächlich um Zoo- und Phytoplankton bzw. Bakterien (Kerogen Typ II). Einige Proben des Fischschiefers der Bohrungen Wiechendorf 86/1 und Hoheneggelsen fallen in das Mischungsfeld zwischen den Kerogenen der Typen I und II. Das Kohlenwasserstoffpotential ist hoch. Die thermische Reifung ist noch nicht weit fortgeschritten, sie hat gerade die beginnende Ölbildung erreicht wie die Elementarverhältnisse der Kerogen-Typen zeigen. Der Muttergesteinscharakter dieser Gesteine ist gut bis sehr gut /6-17/. Das organische Material der dunklen Tonfolge des obersten Barrême und unterstem Apt, also zwischen den Laminiten, wurde in den Bohrungen Wiechendorf 86/1 und Hoheneggelsen mit über 2 % gemessen. Es besteht aus einer Mischung von Kerogen Typ III und untergeordnet Typ II. Die Karbonatwerte für die Blättertone und den Fischschiefer liegen meist weit über 10 % und können bis auf 50 % ansteigen.

Als Ursache für die Bildung der Blättertone schlägt /6-20/ eine stabile Wasserschichtung vor, die vor allem im Beckenzentrum phasenweise durch wärmere Oberflächenwässer hervorgerufen wurde. An den Beckenrändern war bei geringeren Wassertiefen ein leichter Austausch des Bodenwassers möglich. Wellen und Stürme versorgten hier häufiger die tieferen Wasserschichten mit Sauerstoff. Wenn sich eine bessere Durchlüftung nicht mehr durchsetzen konnte, kam es zur Bildung der bekannten Blättertonstein-Pakete, die sich durch eine blattfeine Schichtung auszeichnen. Die blattfeine Schichtung geht auf periodische oder episodische Schwankungen in der Materialanlieferung zurück, so dass eine warvenartige Wechsellagerung von helleren und dunkleren Lagen entstand. Eine weitere Voraussetzung war das Fehlen jeglicher Bioturbation, durch die die blattfeine Schichtung zerstört worden wäre /4-1/. Massenproduktion von Phytoplankton besonders Dinoflagellaten sind als ozeanische Algenblüten oft beobachtet worden. Sie sind nach /6-21/ in den dunklen Lagen reichlich vorhanden. Reste einer anderen Gruppe des Phytoplanktons, die Coccolithen, führten zu den monospezifischen Anreicherungen, die heute als helle Laminae erhalten sind. Die Coccolithen traten massenhaft in den warmen Oberflächenwässern auf. Als Blättertonsteine sind demnach Sedimente des ganz oder annähernd anoxischen Milieus zu bezeichnen, die durch fehlende Bioturbation und Erhaltung bituminöser Substanz ausgezeichnet sind.

Da das letzte Laminitpaket, der Fischechiefer, eindeutig nach dem Wechsel der Planktonvergesellschaftungen abgelagert wurde, haben sich die Bedingungen für eine thermisch stabile Wasserschichtung bis in das mittlere Unter-Apt erhalten. Während die Floren und Faunen des Oberflächenwassers sich bereits änderten, herrschten in den tieferen Beckenteilen noch barrême-zeitliche, anoxische Verhältnisse.

Die Abbildung 6-4 zeigt die Verbreitung der Blätterton-Fazies im Unteren Barrême im NSB. Älteste geringmächtige Blättertone sind aus dem höchsten Ober-Hauterive von Frielingen (20 km nordwestlich von Hannover) bekannt. Im Barrême sind die Blättertone dann mit dem Hauptblätterton des hohen Unter-Barrême und den Blättertonen des Ober-Barrême weit verbreitet. Im Unter-Apt treten zunächst noch eine Reihe von geringmächtigen Blättertonlagen auf, die ihren Abschluss in dem mehrere Meter mächtigen Fischechiefer finden. Über diesem zeitlich jüngsten Laminithorizont folgen die bunten Hedbergellen-Mergel (Hedbergella = planktonische Foraminifere).



1 = Roklum, 2 = Bohrung Konrad, 3 = Schacht Konrad 1, 4 = Hoheneggelsen, 6 Moorberg/Sarstedt, 7 = Gott/Sarstedt, 11 = Helgoland, 12 = Rühlermoor.

Abbildung 6-4: Paläogeographische Karte des NSB und die Verbreitung der Blättertonfazies im Unteren Barrême /6-20/

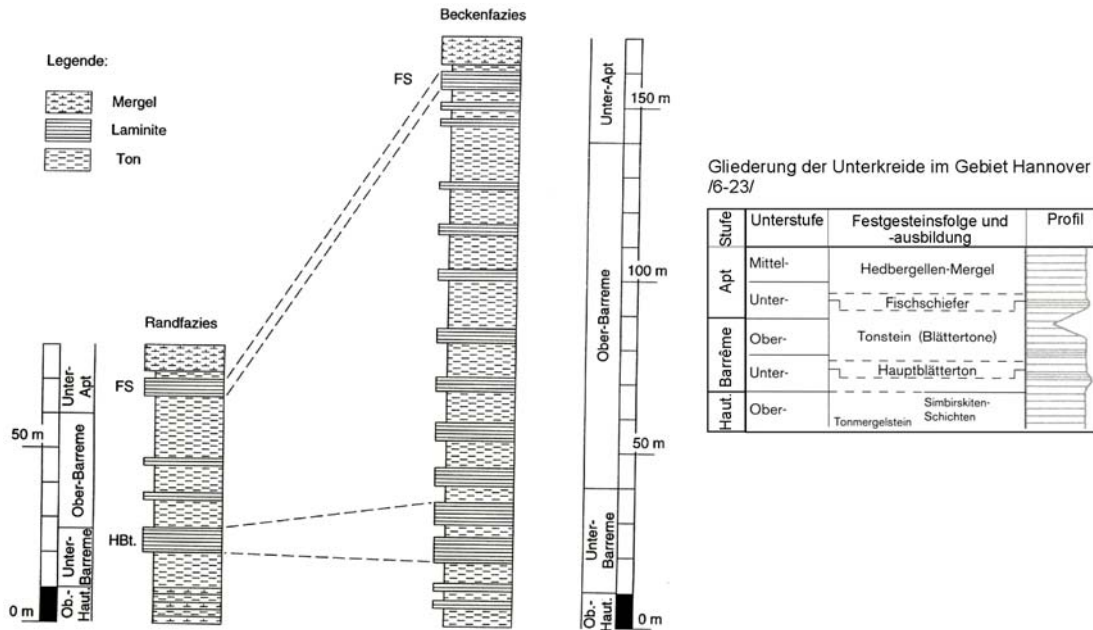
Bei einem Vergleich verschiedener Profile zeigt sich jedoch, dass das Einsetzen der Blättertonbildung nicht synchron erfolgte und damit nicht stratigraphisch genutzt werden kann. In der Beckenfazies des Profils Frielingen, das ungefähr 30 km südlich der Pompeckj'schen Scholle und 60 km nördlich der Hildesheimer Halbinsel liegt, setzen die Blättertone bereits im Oberen-Hauterive ein. Im Aufschluss Gott, der sich ungefähr 20 km nördlich der Hildesheimer Halbinsel befindet und somit ein Profil des südlichen Beckenrandes darstellt, treten die frühesten Blättertone erst im hohen Unter-Barrême auf. Da hier ein lückenloses Profil vom hohen Hauterive bis in das Barrême hinein vorliegt, setzen die anoxischen Verhältnisse auf den Rändern später ein als im Becken.

Diese differenzierte Blättertonentwicklung setzt sich durch das gesamte Barrême hin fort. Die lithologische Ausbildung der Beckenprofile Rethmar und Hoheneggelsen belegt, dass es im Becken im gesamten Barrême wiederholt zur Bildung von Blättertonen kam.

Die Mächtigkeit der einzelnen Blättertonlagen variiert im Beckenzentrum zwischen 5 m und 2 m im unteren Barrême bzw. zwischen 0,3 m und 0,2 m im oberen Barrême. Deutlich wird eine Abnahme der Blättertonmächtigkeiten in das Ober-Barrême. Diese Tendenz setzt sich im Unter-Apt fort /6-22/.

An den Beckenrändern sind im Barrême deutlich weniger Blättertonlagen entwickelt. In der Grube Gott sind neben dem ca. 5,6 m mächtigen Hauptblätterton des hohen Unter-Barrême im Ober-Barrême nur noch drei geringmächtige Blättertonlagen ausgebildet. Für den Hauptblätterton ist eine Korrelation über mehrere Kilometer möglich, da dieser in der benachbarten Grube Moorberg in gleicher stratigraphischer Position und Mächtigkeit erschlossen war. Auch im Randbereich ergibt sich also ein Trend zu geringmächtigeren Blättertonlagen im Ober-Barrême. Eine schematische Übersicht und ein Vergleich von Becken- und Randprofil gibt Abbildung 6-5.

Im tiefen Apt kam es nochmals zur Ablagerung einer mächtigeren Laminiserie. Mit zwei bis vier Metern erreichen der Fischechiefer, das zeitlich letzte Glied der Barrême, und Apt-Laminite noch erhebliche Mächtigkeiten. Im Barrême-Apt-Grenzbereich änderten sich die paläogeographischen Rahmenbedingungen bereits vor der Ablagerung des Fischeiefers einschneidend. Die großräumige Transgression, die NW-Deutschland von Norden erreichte, bedingt eine Homogenisierung der marinen Floren und Faunen. Der Fazieswechsel zu den Mergeltonen (Hedbergellen-Mergel) oberhalb der Fischeiefer zeigt sich auch deutlich an den hohen Kalkgehalten und der Abnahme der C_{org} -Werte auf 0,5 %. Das organische Material der Hedbergellen-Mergel besitzt kein Kohlenwasserstoffpotential. Es besteht aus terrestrischen Pflanzen oder ist teilweise oxidiert (Typ IV Kerogen). Pyrit wurde nicht festgestellt /6-24/.



HBT = Hauptblätterton, FS = Fischschiefer

Abbildung 6-5: Gegenüberstellung Rand- und Beckenfazies im NW-deutschen Becken /6-22/ mit der Gliederung im Raum Hannover /6-23/ im Ober-Hauterive, Barrême und Unter-Apt. Darstellung schematisch, einzelne Bänke nicht maßstabsgetreu. Nach Geländebefunden.

Die räumliche und zeitliche Verteilung der laminierten Sedimente des Barrême und Unter-Apt belegt, dass es sich bei diesen Sedimenten um die Beckenablagerungen eines abgeschlossenen Nebenmeeres handelt. Zeitlich stimmt die Bildung der frühesten Blättertone im höchsten Hauterive mit der Unterbrechung der Meeresverbindung über Polen zur Tethys überein. Diese Umgestaltung der paläogeographischen Rahmenbedingungen muss zu einer signifikanten Veränderung des ozeanischen Strömungssystems geführt haben. Während NW-Deutschland im Hauterive noch in einem nach Süden und Norden offenen Durchzugsbereich lag, war es im Barrême und im tiefen Unter-Apt ein nach Süden geschlossenes Nebenmeer. Damit wird die Entstehung der Hauterive- und Barrême-zeitlichen Blättertone in einem abgeschlossenen Nebenmeer unter stagnativen Bedingungen plausibel (Stagnationsmodell). Die herrschenden paläogeographischen Verhältnisse erschwerten den Zufluss von Wasser aus dem Norden. Es dürfte über die Pompeckj'sche Scholle kaum zu einem Austausch von Wasser gekommen sein /6-22/.

6.5 Evaporitgesteine

Evaporite sind chemische Sedimente, die aus wässrigen Lösungen (z.B. Meerwasser) ausgefällt werden, nachdem die darin gelösten Salze durch Evaporation angereichert worden sind. Nach /6-25/ ist bei drei- bis vierfacher Salzkonzentration des Meerwasser die Fauna bereits wesentlich artenärmer. Bei sechsfacher Konzentration (Gipskristallisation, kurz vor Beginn der Halitausscheidung) ist praktisch kein Leben mehr möglich. Wenn auch keine Lebewesen in den stärker eingedunsteten Meerwasserlösungen mehr existieren, kann jedoch durch gerichtete Strömungen organische Substanz in Form von abgestorbenen Kleinlebewesen und Pflanzen in die Salzablagerungsbecken transportiert worden sein. Auf diese Weise sind praktisch für die gesamten Gesteine einer salinaren Abfolge die Bedingungen zur Bildung von mehr oder weniger großen Mengen an Kohlenwasserstoffverbindungen gegeben /6-8/. Der Anteil an Gesamtkohlenstoff ist sehr gering und beträgt in den wasserunlöslichen Rückständen von Salzgesteinen aus dem Zechstein Mittel- und Norddeutschlands größenordnungsmäßig 1 % und entspricht, bezogen auf das Salzgestein, 0,01 % C /6-12/, /6-26/.

In /6-6/ wurden Proben aus Bohrungen im Salzstock Gorleben untersucht. Der Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff (TOC, Total Organic Carbon) der Proben liegt zwischen 0,43 % beim Grauen Salzton (z3GT) und 0,01 % beim Staßfurt Steinsalz (z2HS), also unterhalb 0,5 %. Diese Werte, in Verbindung mit den Mengen extrahierbarer Kohlenwasserstoffe, diskreditieren diese Evaporite als Ausgangssubstanz für flüchtige und gasförmige Kohlenwasserstoffe im Salzstock Gorleben.

Der Hauptdolomit der Staßfurt-Folge muss als potentielles Muttergestein in Betracht gezogen werden. Er liegt im Raum Gorleben in Beckenfazies vor, die im nordwestdeutschen Raum bis 1,7 % TOC aufweist. Der Großteil des Kohlenstoffes wird jedoch als detritisch ohne Kohlenwasserstoff-Bildungspotential beschrieben. Als Muttergestein für die gasförmigen Kohlenwasserstoffe und Kondensate wird Kupferschiefer mit einem TOC-Gehalt von 6,0 % und einer hohen Maturität angesehen.

Diese Untersuchungen zeigen, dass kohlenwasserstoffhaltige Gasgemische und Kondensate, wenn sie in größeren Volumina auftreten, nur zusammen mit wässrigen Lösungen von außen aus dem Nebengestein in die Salzgesteine eingedrungen sind.

Eine nennenswerte Gasbildung durch mikrobielle Zersetzung organischer Substanz im Wirtsgestein Salz ist aufgrund des vernachlässigbaren Gehaltes an organischen Bestandteilen und fehlender Feuchtigkeit nicht zu erwarten.

7 Temperaturumfeld der Gesteine

Vom hochaktivem Abfall wird ein zeitlich beschränkter Temperaturimpuls ins Wirtsgestein ausgehen. Zur thermischen Beeinflussung der Wirtsgesteine infolge der Einlagerung wärmeentwickelnder Abfälle wurden umfangreiche Untersuchungen durchgeführt, mit dem Ziel, das Verhalten des Endlagersystems in beherrschbaren Grenzen zu halten. Sowohl in Bezug auf den Bergbau als auch auf die radiologische Sicherheit in der Betriebs- und Nachbetriebsphase ergab sich ein Grenzwert für die zulässige Maximaltemperatur im Salinar von 200 °C und im Ton von 100 °C. Die tatsächlichen Maximaltemperaturen ergeben sich aus der Dauer der Zwischenlagerzeiten bzw. der Abkühlzeit der radioaktiven Abfälle.

Im Salinar sind bei 200 °C z. B. die infolge des Salzkriechens zu erwartenden Verformungsraten noch beherrschbar /7-1/ und es wird kein Kristallwasser aus der Salzformation freigesetzt /7-2/.

Bei Tonformationen als Wirtsgestein darf die maximale Temperatur 100 °C nicht übersteigen, da nur so bei den zu Beginn herrschenden, ungesättigten Verhältnissen eine Wasserdampfbildung reduziert werden kann /7-3/. Unter gesättigten Bedingungen bewirken Temperaturen höher als 100 °C keine Wasserdampfbildung, da bei Drücken über 2 MPa der Siedepunkt von Wasser oberhalb einer Temperatur von 600 °C liegt, eine Temperatur die nicht erreicht wird. Zudem ist Ton unter hohen Temperaturen mineralogischen Veränderungen unterworfen, wodurch die Quellfähigkeit, die Plastizität, die Durchlässigkeit und die Sorptionseigenschaft z.B. durch die Illitsierung von Smektiten negativ beeinflusst werden.

Dieses bedingt für Tonformationen eine längere Zwischenlagerzeit, ein anderes Endlagerlayout mit erhöhtem Platzbedarf sowie ein angepasstes Behälterkonzept. Die längerfristige oberirdische Zwischenlagerung der radioaktiven Abfälle ist nicht nur aus Gründen der Sicherheit und des Strahlenschutzes nachteilig, sondern verursacht auch vermeidbare Kosten.

An der Grenzfläche Endlagergebäude und Verfüllmaterial (z.B. Bentonit) mit dem Wirtsgestein Ton wird eine Maximaltemperatur von 90 °C erwartet. Zur Abschätzung der Konsequenzen wäre es von Vorteil, wenn das Wirtsgestein Ton im Verlaufe seiner Versenkungsgeschichte diese Temperatur bereits erfahren hätte. Beim Salzgestein werden bei einer Maximaltemperatur von 200 °C keine Veränderungen der Gesteinseigenschaften erwartet.

Die Bestimmung des Inkohlungsgrades des organischen Materials ist eine Möglichkeit, um Anhaltspunkte über die thermische Geschichte von Sedimentgesteinen zu erhalten. Der Inkohlungsgrad wird mit Hilfe mikroskopischer Reflexionsmessungen an Vitriniten ermittelt.

Die Temperatur und die Zeit sind die physikalischen Größen, die den Inkohlungsablauf im Wesentlichen beeinflussen. Nicht nur ein sich abkühlender Intrusivkörper, sondern Krustenhebungen und -senkungen tragen zu immerwährenden Änderungen in den Reaktionstemperaturen der organischen Substanz bei. Die mit der Hebung verbundene Abkühlung eines Teilchens verzögert oder stoppt sogar die Reaktion, während sich bei einer Absenkung die stetige Temperaturzunahme durch Erhöhung des Inkohlungsgrades auswirkt. Wegen der zeitlichen Abhängigkeit der Inkohlungsreaktionen ist eine schnelle Anpassung an eine höhere Reaktionstemperatur nicht möglich, so dass die Zeitdauer, die ein organisches Partikel unter der Einwirkung einer bestimmten Temperatur verbracht hat, eine gewichtige Rolle spielt.

Bei steigender Inkohlung nimmt der Reflexionsgrad des Vitrinites irreversibel zu /7-4/. Der Beginn des Öfensters, also der thermokatalytischen Produktion von flüssigen Kohlenwasserstoffen, entspricht einer Vitrinit-Reflexion von 0,5 – 0,6 %.

Ein ausreichend mächtiges Vitrinitreflexionsprofil erlaubt die Rekonstruktion von Temperaturgradienten zur Zeit der Inkohlung und damit eine Abschätzung der maximalen Versenkungstiefe und des zu dieser Zeit herrschenden Wärmeflusses.

Eine Abschätzung der Temperaturgeschichte des Opalinustons und der Unterkreide-Tone an Hand von Vitrinitreflexionen erfolgt im Rahmen des Projektes GENESIS. In diesem Vorhaben wird untersucht, inwieweit der Wärmeeintrag durch die Einlagerung radioaktiver wärmeentwickelnder Abfälle in Einlagerungsfelder in einer Tonformation die Verformung von Hohlräumen sowie deren thermische Verhältnisse des Endlagers beeinflusst.

Reflexionsmessungen an Vitriniten liegen für die Ablagerungen der salinaren Ausscheidungsfolgen nicht vor. Jedoch erlauben geologische und geochemische Kriterien laut /7-5/ eine Abschätzung der maximalen Temperaturen, die in der geologischen Vergangenheit auf Salzgesteine eingewirkt haben.

Die Bildung der Salzkissen- und Salzdiapirstrukturen (geologische Kriterien) begann in Norddeutschland bei Deckgebirgsmächtigkeiten von etwa 400 – 600 m und primären Mächtigkeiten des Zechsteinsalinars von schätzungsweise 1.000 m. Die Salinarbasis dürfte zu Beginn der Salzkissenbildung bei 1.400 – 1.500 m gelegen haben, wobei die Temperaturen im Salinar auf 50 - 60 °C geschätzt werden /7-6/. Im südlichen Leinetal rechnet man für die Kalisalzlager bei etwa 2.000 m Gesteinsüberdeckung mit einer Temperatur von 73 °C. Gegenwärtig beträgt die Temperatur der Salzgesteine in 5.000

m Tiefe etwa 180 °C. Es ist kaum anzunehmen, dass die heute bis in 1.000 m Tiefe vorkommenden Salzgesteine sich ursprünglich einmal in Tiefen > 2.000 m befunden haben /7-5/.

Aufgrund von geochemischen Kriterien lassen sich Hinweise auf die Bildungstemperaturen von Salzgesteinen aus Mineralassoziationen mit $MgSO_4$ -Verbindungen ableiten. Kainit wird bei Temperaturen > 83 °C instabil unter Bildung von Sylvin, Kieserit und Langbeinit. Hierbei kann es sich um Reaktionen handeln, die ohne (Thermometamorphose) und mit (Lösungsmetamorphose) Zufuhr von Lösungen stattfinden. Beispielsweise könnte das aus etwa 45 % Kieserit, 25 % Sylvin und 30 % Halit bestehende „Flockensalz“ im Kaliflöz Hessen (K1H) des Werra-Fulda-Kalireviers durch einen kombinierten Vorgang von Thermo- und Lösungsmetamorphose bei 83 °C entstanden sein /7-7/.

In den Grubenbauen der Salzbergwerke treten verschiedentlich Lösungen auf, die auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung (Haupt- und Nebenbestandteile) als Reste von Metamorphoselösungen interpretiert werden müssen. Hierzu gehören konzentrierte $MgCl_2$ -Lösungen, wie sie in den Salzstrukturen der Lagerstättenbezirke Magdeburg-Halberstadt und Südhannover nachgewiesen worden sind. Ein Beispiel ist eine Lösung aus der Grube Neustaßfurt, deren Zusammensetzung im quinären System bei 25 °C etwa dem Punkt Z (Sättigung an Bischofit) entspricht. Bisher ist primärer Bischofit nicht mit Sicherheit in deutschen Zechsteinlagerstätten nachgewiesen worden. Es ist theoretisch denkbar, die Entstehung der Lösung in Verbindung zu bringen mit einer inkongruenten Carnallitersetzung in NaCl-gesättigter Lösung bei ≥ 140 °C und anschließender Abkühlung der Lösung unter Kristallisation von Carnallit und Bischofit /7-7/. Temperaturen von ≥ 140 °C könnten in Tiefen > 2.000 m vorgelegen haben. Es ist nicht auszuschließen, dass die heute in 800 – 1.000 m Tiefe vorkommenden konzentrierten $MgCl_2$ -Lösungen aus größeren Tiefen aufgestiegen sind. Damit entfällt aber auch die Möglichkeit, aus den Bildungstemperaturen der konzentrierten $MgCl_2$ -Lösungen die maximalen Temperaturbelastungen für die gegenwärtigen Speichergesteine dieser Salzlösungen zu rekonstruieren.

In diesem Zusammenhang ergibt sich die Frage, ob beispielsweise der Ronneberg-Carnallit mit über 99 % Carnallit (Hemelinger Carnallit) im Grubenfeld Salzdetfurth und der sekundäre Bischofit aus Vienenburg auf eine Lösungsmetamorphose von Carnallit bei Temperaturen von ca. 140 °C zurückzuführen sind /7-5/. Es ist interessant, dass sekundärer Carnallit in größeren Mengen besonders im subherzynen Becken auftritt /7-7/.

Aus den genannten geologischen und geochemischen Kriterien lässt sich ableiten, dass die bis in 1.000 m Tiefe vorkommenden Salzgesteine in der geologischen Vergangenheit großräumig Temperaturen bis höchstens $90\text{ °C} \pm 10\text{ °C}$ ausgesetzt waren /7-5/.

8 Explorierbarkeit

8.1 Tone

Ein einfacher geologischer Bau mit tektonisch wenig gestörter annähernd horizontaler Lagerung der Schichten und eine flache Topographie gewähren eine gute Explorierbarkeit der geometrischen Verhältnisse und damit eine gute Prognostizierbarkeit der Ergebnisse einzelner Aufschlussbohrungen auf das gesamte Untersuchungsgebiet.

Da die laterale Variabilität der Lithologie des Opalinuston in Süddeutschland sehr gering ist, ist das Gestein großräumig als ausgesprochen homogen anzusehen. In seismischen Profilen ist der Opalinuston aufgrund seines physikalischen Kontrastes zu den Rahmengesteinen (Jurensis-Mergel und Dogger β -Sandsteinen) stets klar erkennbar, so dass seine grossräumige Geometrie durch geophysikalische Messverfahren gut zu erfassen ist.

Auf der Suche nach Erdöl sind in Nordwestdeutschland Tausende von Bohrungen niedergebracht worden, von denen viele die Schichtenfolge der Unterkreide erfasst haben. Jedoch lagen oder liegen von diesen Bohrungen nur die sogenannten Spülproben vor, die lediglich kleine, zerbohrte Gesteinsbröckchen enthalten und die durch mehr oder weniger große Nachfallmengen verunreinigt sind. Die Probenahme erfolgte unter den Routine-Bedingungen in großen Abständen. Eine Distanz von zehn Metern zwischen zwei Proben ist im allgemeinen die Regel.

Es ist offensichtlich, dass die wissenschaftlichen, feinstratigraphischen Erkenntnisse unter diesen Bedingungen nur äußerst dürftig sind. Die Bohrtätigkeit brachte aber auch die Logs der geophysikalischen Vermessung der Bohrungen. Diese Logs geben ein Bild der Schichtenfolge. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, die Entwicklung und Verbreitung der Schichten einer Stufe regional zu erfassen /8-1/.

Der Schlüssel für alle stratigraphischen Arbeiten liegt in der detaillierten Profil-Aufnahme im Gelände oder in voll gekernten Bohrungen. Voll gekernte Bohrungen, die mit Ausnahme von Forschungsbohrungen (Wiechendorf 1/86) nur für technische Belange niedergebracht werden, weisen jedoch nur geringe Teufen auf. Ein Nachteil dieser Bohrungen ist die Tatsache, dass sie teils nicht und teils mit solchen Methoden und Maßstäben geophysikalisch vermessen wurden, die keine Korrelationen mit den Logs der Erdölbohrungen erlauben. Es muss daher versucht werden, durch Mächtigkeitserwägungen, Karbonatgehalte, Aspekte von Mikrofaunen etc. die Befunde an den Kernbohrungen auf die Logs möglichst naheliegender Erdölbohrungen zu übertragen. Ein Problem stellen Verwerfungen dar, die bei Kernen von tonigen Gesteinen in den überwiegenden Fällen nicht erkannt werden.

Im Bereich des NSB liegen fast nur Logs von alten Messverfahren (Gesteinswiderstand und Eigenpotential: ES + SP) vor, die unzureichend auflösen. Stärker auflösende Verfahren (Gamma-Ray und Schallgeschwindigkeit: GR und Sonic) bilden die Ausnahme. Aus diesem Grund existieren häufig Profile, die an Hand von Bohrungen konstruiert wurden, in denen die Unterkreide nicht untergliedert und nur undifferenziert dargestellt wird. Eine Ausnahme bildet die Bohrung Heeßel 1 bei Hemmoor, von der die seltene Kombination von ES und Sonic zur Verfügung stand. Mit dieser Kombination war es möglich, die mit GR und Sonic vermessenen Profile des Nordsee-Bereiches an die des Raumes Hannover anzuschließen. Partien mit hohen Widerständen und hohen Schallgeschwindigkeiten entsprechen karbonatreicheren Gesteinen, die sich von tonreichen Schichten mit geringeren Widerständen und niedrigen Schallgeschwindigkeiten deutlich absetzen /8-1/.

Die Unterkreide Stufen sind, wenn keine lithologischen Wechsel vorliegen, in seismischen Profilen schwer zu unterscheiden, so dass eine großräumige Geometrie einzelner Stufen durch geophysikalische Messverfahren kaum zu erfassen ist. Es ist ein erheblicher Forschungsaufwand zu betreiben, um eine räumliche Analyse von Ton- und Siltstein-Folgen durchzuführen sowie die geophysikalische Erkundungsmethodik zu verbessern /8-2/.

8.2 Evaporitgesteine

Eine zusammenfassende Übersicht über die Explorierbarkeit von Salzstrukturen liefert /8-3/. Die folgenden Ausführungen sind dieser Unterlage entnommen.

Die Salzstrukturen Deutschlands sind hinreichend durch digitale reflexionsseismische Studien überdeckt und in vielen Fällen durch Bohrungen erkundet, so dass die Darstellung der äußeren Form und Ausdehnung als ziemlich gesichert bezeichnet werden kann. Weiterhin können gravimetrische Vermessungen hinzugezogen werden, um Aussagen über die Morphologie der Strukturen und ihres Deckgebirges zu erhalten.

Als Sockel wird das Liegende der Salinarstruktur bezeichnet. Die Oberfläche des Sockels ist mit der Oberfläche des „nicht-chloridischen“ Zechstein“, d.h. dem Kupferschiefer-Flöz, Werra-Karbonat, Werra-Anhydrit, Staßfurt-Karbonat und Staßfurt-Anhydrit (insgesamt allgemein ca. 50 m) identisch. Dieses Gesteinspaket stellt einen sehr guten seismischen Reflektor dar, der beckenweit verfolgt werden kann. Allerdings ist dieser Reflektor oft unmittelbar unter den Strukturen nicht sichtbar und kann nur dann genau rekonstruiert werden, wenn reflexionsseismische Spezialuntersuchungen (Salz- bzw. Salzstockflanken-Unterschießungen) vorgenommen wurden.

Als „Caprock“ oder „Hutgestein“ werden die oberen Teile der diskonformen (durchgebrochenen) Salzstruktur bezeichnet, die durch Salzablaugung und chemische Um-

wandlungsprozesse entstanden sind. Die Tiefenlage der Caprock-Oberfläche (Salzstock-Oberfläche) kann in der Regel recht genau aus den seismischen Profilen abgelesen werden. Wesentlich weniger genau kann der „Salzspiegel“ (horizontale Lage) oder „Salzhang“ (geneigte Lage) festgestellt werden, d.h. die Fläche unter dem Caprock, die den intakten Salzkörper von dem abgelaugten Teil der Salzstruktur trennt. Dieser ist nur in Bohrungen nachweisbar und geophysikalisch nicht zu orten. Gleichwohl ist der Salzspiegel die wichtigste Referenzfläche, von der ab gegen die Tiefe technische Parameter wie vertikale Schwebelage und Tiefenlage des Endlagerbergwerkes berechnet werden sollten.

Der Innenaufbau von Salzstöcken ist nach allen Erfahrungen im allgemeinen hoch komplex. Im Kern konzentriert sich oft (aber nicht immer) in einem Zentralsattel das für die Anlage eines Endlagerbergwerkes in erster Linie in Frage kommende, sehr reine Staßfurt Steinsalz. Der Zentralsattel wird begrenzt durch Steinsalzschiefer, die für die Endlagerung nicht geeignet sind, wie z. B. der Hauptanhydrit (z3HA), die Kaliflöze (z2SF, z3Ro und z3Ri), Laugenvorkommen und stark tektonisierte Bereiche. Durch komplizierte Spezialfaltung können geringmächtige Kaliflöze stark ausgedünnt und über weite Strecken tektonisch völlig unterdrückt sein, so dass älteres Staßfurt-Steinsalz unmittelbar neben jüngerem Leine-Steinsalz liegen kann.

Eine Vorerkundung eines Standortes im Salzgestein ist allein an Hand von geophysikalischen Verfahren nicht möglich. Die komplizierte Innentektonik kann nur durch Tiefbohrungen aufgeklärt werden, da sie geophysikalisch nicht zu orten ist. Da um jede Tiefbohrung ein Sicherheitspfeiler gelegt werden muss, ist die Anzahl der Bohrungen zu gering um eine genaue Kenntnis über die interne Struktur eines Salzstockes zu erhalten. Die Innentektonik kann daher nur durch bergmännisches Auffahren von Schächten und Strecken in einem späteren Erkundungsstadium aufgelöst werden.

9 Glossar

Aalénien, [nach der Stadt Aalen], der unterste →Dogger, eine Stufe des → Jura.

äolische Sedimentation, Ablagerungen aus bewegter Luft. Hier erfolgen Auffüllungen von Hohlformen des Bodens, aber auch die Bildung von Dünen sowie Lößablagerungen.

Ästuar, durch Gezeitenwirkung trichterförmig erweiterte Flussmündung.

Alb, auch Albien, Stufe der Unteren → Kreide.

Aller-Folge, Sedimentationszyklus des Zechstein.

altkimmerische Phase, Faltungs- (Gebirgsbildungs-) phase während der Oberen → Trias.

Alluvium, jüngere Abteilung des Quartärs; auch Holozän genannt.

Ammonit, ausgestorbene Klasse der Kopffüßler mit einer spiralg aufgerollten, gekammerten Schale.

Anhydrit, [griech. ´wasserfrei´], Gestein und Mineral (CaSO_4); kommt neben Steinsalz, Kalisalzen und Gips in Salzlagern, gesteinsbildend im Zechstein vor; geht durch Wasseraufnahme in → Gips über.

Ankerit, Mineral, Eisendolomit $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{CO}_3]_2$; mit → Dolomit durch Übergänge verbunden, tritt z.B. als Zwischenglied bei der Verdrängung von Kalzit durch Siderit auf; häufig auf hydrothermalen Erzlagerstätten.

Apt, auch Aptien oder Aptium, Stufe der Unteren → Kreide.

Bajoc, auch Bajocien oder Bajocium, Stufe des → Doggers.

Barrême, auch Barrêmien, Stufe der Unterkreide.

Berrias, → Wealden

Biotit, → Glimmer

Bioturbation, einst durch Lebewesen durchwühlte Sedimente

Bischofit, Mineral [$\text{MgCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$], aus einer extrem eingegengten Meereslösung bildet sich am Ende der Ausscheidungsfolge nach den Kalisalzen Sylvin, Kainit und Carnallit der Bischofit. Bischofit ist aufgrund seiner hohen Löslichkeit in den marinen Salzlagerstätten außerordentlich selten.

Brackwasser, schwach salzhaltiges Meerwasser in der Nähe von Flussmündungen, in Haffseen sowie in ozeanfernen Teilen von Nebenmeeren.

Buntsandstein, unterste Abteilung der germanischen → Trias.

Calcit, auch Kalzit oder Kalkspat, gesteinsbildendes Mineral, CaCO_3 ; weit verbreitet als Gemengteil des Kalksteins, im Marmor sowie als Bindemittel in Sandsteinen, ferner als Gangmineral oder als Sinterbildung.

Caprock [engl. 'Hutgestein'], Deckschichten von → Anhydrit, → Gips und Lösungsrückständen über Salzstöcken.

Carnallit, Salzmineral, $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Chlorcarnallit), $\text{KBr} \cdot \text{MgBr}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Bromcarnallit)

Cenoman, Stufe der Oberkreide.

Chlorit [griech. chloros 'grünlich'], Gruppe gesteinsbildender Minerale; die Chlorite sind im Wesentlichen durch Umwandlung oder Verwitterung olivin-, pyroxen-, amphibol- und biotitreicher Gesteine entstanden.

Coniac, auch Conacien oder Conacium, Stufe der Oberkreide.

Cyrenen oder auch 'Lumachellen', im Weladen z.T. gesteinsbildend auftretende Muschel der Gattung Neomiodon

Deckgebirge, bergmännischer Begriff für die Gesamtheit aller Schichten über wirtschaftlich nutzbaren Schichten, z.B. über Salzlagerstätten.

detritisch [lat. deterere 'zerreiben'], Adjektiv zu Detritus = zerriebenes Gestein.

Devon, System bzw. Periode (Alter ca. 408 bis 360 Mio. Jahre) zwischen Silur und Karbon, benannt nach einem Schichtenkomplex in der südenglischen Grafschaft Devonshire.

Diagenese [griech. dia 'nach', genesis 'Entstehung'], Sammelbegriff für alle Vorgänge die zur Verfestigung von Sedimenten und damit zur Bildung von Sedimentgesteinen führen.

Diapire, geologische Körper, die auflagernde Schichten durchbrechen; hier bezieht sich der Begriff auf Salzstöcke, die aufgrund ihres geringen spezifischen Gewichtes und ihrer Plastizität in geringere Tiefen aufstiegen.

Diskordanz [lat. discordans 'nicht übereinstimmend'], die ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten, d.h. winkliges Abstoßen der Schichtung. Ursache ist meist eine Unterbrechung der Sedimentation bei gleichzeitiger tektonischer Beeinflussung der vorhandenen Sedimente.

distal, entfernt liegend

Dogger, mittlere Abteilung des → Juras. Wegen seiner vorwiegenden Färbung wird der Dogger auch als „Brauner Jura“ bezeichnet.

Dolomit [nach dem franz. Mineralogen Dolomieu, 1750-1801], gesteinsbildendes Mineral, $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$.

Eozän [griech. eos 'Morgenröte', kainos 'neu']; mittlere Stufe des Alttertiärs.

epikontinental, sind Flachmeere, die Teile der Festländer zeitweilig überflutet haben.

Epirogenese [griech. epeiros 'Festland', genesis 'Entstehung']; langsame, sich über lange Zeiträume erstreckende umkehrbare evolutionäre Hebungen und Senkungen größerer Erdkrustenteile, deren Gesteinsgefüge dabei erhalten bleibt.

Evaporation [lat. e... 'aus', vapor 'Dampf']; Ausfällen von Stoffen durch Eindampfen oder Verdunstung von Lösungen, z.B. die Salzausfällung aus dem Meerwasser.

Fazies [lat. facies 'Gesicht'], unter Fazies versteht man das Aussehen und die Merkmale eines bestimmten Sedimentgesteins, die es von anderen unterscheidet. Merkmale für die Unterscheidung verschiedener Faziestypen sind die mineralogische Zusammensetzung, die Korngröße, die Textur, die Sedimentstruktur, der Fossilgehalt und die Farbe.

Feldspat, wichtigste Mineralgruppe, die mit 60 bis 65% am Aufbau der Erdrinde beteiligt ist.

Flexur [lat. flexura 'Biegung'], S-förmige Verbiegung von Gesteinsschichten.

fluviale Sedimentation, Ablagerungen in Flüssen

Geode [griech. geodes 'erdartig'], Bezeichnung für die verschiedensten Konkretionen in Sedimentgesteinen.

Gips, gesteinsbildendes Mineral, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; kommt in sehr vielen Salzlagerstätten zusammen mit Steinsalz vor, allem im → Zechstein, → Buntsandstein, → Muschelkalk und → Keuper. Gips ist aus wässriger Lösung oder durch Wasseraufnahme aus → Anhydrit entstanden.

Glaukonit [griech. glaukos 'blaugrün'], Mineral, wechselnd zusammengesetztes Eisen-Aluminium-Silikat mit 2 bis 15% Kali. Glaukonit entsteht durch Verwitterung auf dem Meeresboden.

Glimmer, Gruppe wichtiger gesteinsbildender Minerale mit Schichtstrukturen, am häufigsten K- und Al-reiche Glieder (helle Glimmer, → Muskowit) und Mg- und Fe-reiche Glimmer (dunkle Glimmer, → Biotit). Durch Verwitterung umgewandelter Glimmer wird als Hydroglimmer oder Glimmerton bezeichnet.

Halit, Steinsalz, NaCl

Halokinese [griech. hals 'Salz', 'Meer', kinesis 'Bewegung'], Bewegung von Salz in der Erdkruste ohne tektonische Impulse als Folge des Dichteunterschiedes von Salz zu Deckgebirge und des Unterschiedes im hydrostatischen Druck zwischen benachbarten Teilen eines Salzlagers.

Hauterive, auch Hauterivien, Stufe der Unterkreide.

Hutgestein, siehe → Caprock

Illit, Hydroglimmer (Glimmerton) in Tonteilchengröße; steht strukturell dem → Montmorillonit nahe, hat aber wegen des Einbaus von Kalium die Quellfähigkeit weitgehend verloren. Illit bildet sich z.B. bei der Diagenese von Tonen.

Inkohlung, diagenetische und metamorphe Vorgänge, die zur Umwandlung von organischem Material über Torf, Braunkohle, Steinkohle zum Anthrazit führen.

Intrusion, Eindringen fließfähigen Materials in andere Gesteinsverbände, zumeist für das Eindringen von Magma in einen Erstarrungsraum.

Jura, System bzw. Periode (Alter 213 bis 144 Mio. Jahre) zwischen Trias und Kreide, untergliedert in die Serien bzw. Abteilungen Lias, Dogger und Malm.

Känozoikum, auch Neozoikum, Neuzeit der Entwicklung des tierischen Lebens, paläontologische Bezeichnung für die Erdneuzeit, umfasst → Tertiär und → Quartär.

Kainit [griech. kainos 'fremd'], Mineral, $\text{KMg}[\text{Cl}/\text{SO}_4]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, wichtiges Kalisalz.

Kaledonische Gebirgsbildung, vom Ordovizium bis zum Devon reichend, in mehrere Phasen untergliedert.

Kalisalz, natürliche Salze, die Kalium enthalten. Zu ihnen gehören Carnallit, Kainit, Kieserit, Polyhalit und Sylvit).

Kaolinit, Aluminiumhydroxysilikat $\text{Al}_4[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ mit einem starren Schichtgitter elektrisch neutraler Schichtpakete.

Karbon [lat. carbo 'Kohle'], System bzw. Periode (Alter 360 bis 286 Mio. Jahre) zwischen Devon und Perm.

Katagenese-Stadium, Zwischenstadium zwischen Diagenese und Metamorphose; wird ein Erdölmuttergestein in größere Tiefen versenkt und damit erhöhten Temperaturen und Drücken ausgesetzt, wird das Kerogen im Katagenese-Stadium rein thermochemisch umgewandelt. Dabei entstehen Erdöl und Nassgase (Methan und höhere Kohlenwasserstoffgase).

Kerogen [griech. keros 'Wachs', genesis 'Entstehung'], in Sedimentgesteinen dispers enthaltene organische Substanz, die aus hochpolymeren organischen Verbindungen und Bitumen besteht.

Keuper, oberste Abteilung der germanischen → Trias.

Kieserit, Mineral, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, wichtiges → Kalisalz.

Klastisch [griech. klasis 'zerbrechen']

Kraton [griech. kratynein 'sich befestigen'], stabiler, konsolidierter Teil der Erdkruste, der auf tektonische Beanspruchung nicht mehr mit Faltung, sondern nur noch mit Bruchbildung reagiert.

Kreide, System bzw. Periode (Alter 144 bis 65 Mio. Jahre) zwischen Jura und Tertiär, untergliedert in die Serien bzw. Abteilungen Unter- und Oberkreide.

Kretazisch, auch kretazeisch, zum Kreidesystem bzw. zur Kreideperiode gehörend.

Lakkolith [griech. lakkos 'Grube', lithos 'Stein'], innerhalb der Erdkruste erstarrte Magmamasse mit ebener Unter- und gewölbter Oberfläche.

Langbeinit, Mineral $[K_2Mg_2(SO_4)_3]$, ein Kalium-Magnesium-Sulfat, das selten in der salinaren Ausscheidungsfolge auftritt.

Leine-Folge. Sedimentationszyklus des Zechstein.

Lias, untere Abteilung des → Juras. Wegen seiner vorwiegenden Färbung wird der Lias auch als „Schwarzer Jura“ bezeichnet.

Lignin, Bezeichnung für Holzbestandteile von Braunkohlen, in ihnen ist die Holzstruktur noch gut erhalten.

limnisch [griech. limne 'stehendes Gewässer'], nennt man Sedimente und Vorgänge in festländischen Seen.

Lithologie [griech. lithos 'Stein', logos 'Lehre'], oft für Sedimentpetrologie gebrauchter Ausdruck, aber mit Betonung der Lithofazies, d.h. des faziellen Wechsels der Gesteinsausbildung innerhalb einer bestimmten stratigraphischen Einheit.

litoral [lat. litoralis 'Strand...'], nennt man im Küstenbereich eines Meeres wirksame Kräfte und Vorgänge.

Lumachelle [ital. Lumaca 'Schnecke'], ein im Wesentlichen aus Mollusken- und Brachiopodenschalen bestehender Schill-Kalk, der meist zahlreiche und große Porenräume besitzt und daher öfter als Erdöl- und Erdgasspeicher auftritt.

Malm, obere Abteilung des → Juras. Wegen seiner vorwiegenden Färbung wird der Malm auch als „Weißer Jura“ bezeichnet.

marin [lat.], zum Meere gehörend.

Mergel, Lockergestein aus Ton und feinverteiltem kohlensaurem Kalk (Kalzit).

Mesozoikum, Mittelalter der Entwicklung des Lebens, Bezeichnung für das Erdmittelalter; umfasst die Perioden → Trias, → Jura und → Kreide.

Miozän [griech. meion 'weniger', kainos 'neu'], untere Stufe des Jungtertiärs.

Molasse [westschweizer Bezeichnung für weichen Sandstein], während und nach der Heraushebung von Faltengebirgen in deren Vortiefen und Saumsenken abgelagerte Sedimente.

Moldanubikum [nach den Flüssen Moldau und Donau], Moldanubische Scholle

Montmorillonit, Tonmineral, $(Al_{1,67}Mg_{0,33})[(OH)_2/Si_4O_{10}].Na_{0,33}(H_2O_4)$

Muschelkalk, mittlere Abteilung der germanischen → Trias.

Muskovit, → Glimmer

Neokom, Stufe der unteren → Kreide.

Oligozän [griech. oligos 'wenig', kainos 'neu'], obere Stufe des Alttertiärs.

Oolithe [griech. 'Eierstein'], Gestein, das aus konzentrisch-schaligen oder aus radial-faserigen bis erbsengroßen, durch ein Bindemittel verkitteten Kügelchen (Ooiden) aufgebaut ist.

Orogenese [griech. oros 'Gebirge', genesis 'Entstehung'], Gebirgsbildung.

Ostracoden [griech. ostrakon 'Gehäuse'], Muschelkrebse, Schalenkrebse, Ordnung der Krebstiere.

Paläogeographie [griech. palaios 'alt', ge 'Erde', graphein 'beschreiben'], Wissenschaft von den geographischen Verhältnissen in der geologischen Vergangenheit.

Paläontologie [griech. palaios 'alt', on, ontos 'Lebewesen', logos 'Lehre'], Wissenschaft von den Organismen, die vor der jetzigen geologischen Periode gelebt haben.

Paläozoikum, Altzeit der Entwicklung des Lebens; Bezeichnung für das Erdaltertum, das die Perioden (Systeme) Kambrium, Ordovizium, Silur, Devon, Karbon und Perm umfasst.

pelagisch, nennt man den Meeresbereich mit Tiefen >800m.

Perm, System bzw. Periode (Alter 286 bis 248 Mio. Jahre) zwischen Karbon und Trias.

Pluton [nach dem griechischen Gott der Unterwelt], Bezeichnung für Tiefengesteinskörper von teilweise riesigen Ausmaßen, die innerhalb der Erdkruste aus Magma erstart sind.

Posidonia, zu den Heteromyariern gehörende Muschel.

Präkambrium, der gesamte vor dem Kambrium liegende Zeitraum der Erdgeschichte.

proximal, zentral liegend

Pyrit [griech. pyr 'Feuer'], auch Eisenkies oder Schwefelkies genannt, Mineral, FeS_2 , in magmatischen und metamorphen Gesteinen, vor allem aber in bituminösen Tonse-
dimenten.

Quartär, System bzw. Periode (Alter ca. 2 Mio. Jahre bis Gegenwart)

Quarz, Gruppe gesteinsbildender Minerale, die die verschiedenen Modifikationen von Siliziumdioxid (SiO_2) umfasst.

Radiolarit, Sedimentgestein, das durch Verfestigung aus Radiolarienschlamm ent-
standen ist.

Rät, oberste Stufe des Keupers der germanischen → Trias.

Regression, Zurückweichen eines Meeres; Gegensatz → Transgression.

rheinische Richtung, entspricht dem Verlauf des Oberrheintalgrabens (NNW – SSE).

Rotliegendes, entspricht zeitlich in etwa dem Unterperm (→ Perm).

Sabkha, eine Ebene, die kein Pflanzenbewuchs sowie ein geringes Relief aufweist, in warmen Klimaperioden gelegentlich salzverkrustet ist, oberhalb des Mittleren Hoch-
wassers gelegen und daher nur unregelmäßig überflutet ist (Küsten-Sabkha) oder in
flachen Bereichen von Trockentälern, z.B. Wadis (Inland-Sabkhas) und daher nur nach
starken Niederschlägen überflutet ist.

Salzspiegel, horizontale Obergrenze einer Salzlagerstätte.

Santon, auch Santonien oder Santonium, Stufe der Oberkreide.

Sapropel, schwarzgrauer, organismenarmer Faulschlamm, der unter Bildung von
Schwefelwasserstoff in sauerstoffarmen Gewässern entstanden ist.

Schillagen, Lagen mit Anhäufungen von vollständig oder zerbrochenen Schalen,
Klappen oder Gehäusen von Muscheln, Schnecken usw.

Schluff, Anhäufung von Mineralkörnern mit einem Durchmesser von 0,063 bis 0,002
mm (63 bis 2 μm).

Seismik [griech. seismos 'Erdbeben'], Oberbegriff für geophysikalische Methoden zur Untersuchung des geologischen Aufbaus der Erdkruste durch künstlich (meist durch Sprengung) erzeugte elastische Wellen, die sich im Untergrund infolge der unterschiedlichen Elastizität der Gesteine verschieden schnell ausbreiten und an Schichtgrenzen gebrochen und zurückgeworfen werden.

Serpuliden [lat. serpere 'kriechen'], überwiegend marine Ringelwürmer, die eine solide Kalkröhre ausscheiden. Vorkommen: Ordoviz bis Gegenwart.

Serpulit, Gestein, das auf → Serpuliden zurückzuführen ist

Silt, siehe → Schluff

Spiculite, aus 0,2 – 2 mm großen Schwammnadeln bestehendes biogenes Kieselgestein

Staufurt-Folge, Sedimentationszyklus des Zechstein.

Stratigraphie [lat. stratum 'Schicht', griech. graphein 'beschreiben'], Teilgebiet der Geologie, das sich mit der Aufeinanderfolge der Schichten und ihrem Gesteins- und Fossilinhalt befasst.

subherzynische Phase, Faltungs- (Gebirgsbildungs-) phase während der Oberkreide.

Sylvin, Mineral, KCl, wichtiges → Kalisalz.

Tektogen [griech. tektonikos 'zum Bau gehörig', genesis 'Entstehung'], Großschollen der Erdkruste, die von tektonischen Bewegungen einheitlich gestaltet wurden.

Tektonik [griech. tektonikos 'zum Bau gehörig'], Lehre vom Bau der Erdkruste, den Bewegungsvorgängen und den diese verursachenden Kräften.

Tertiär, System bzw. Periode (Alter 65 bis 2 Mio. Jahre) zwischen Kreide und Quartär..

Tethys [nach der griech. Meeresgöttin Tethys], vom → Paläozoikum bis zum Alttertiär verfolgbares zentrales Mittelmeer, das sich in äquatorialer Richtung von Südeuropa und Nordafrika nach Asien erstreckte und aus dem in der → Kreide und im → Tertiär die alpidischen Gebirge aufgefaltet wurden. Das heutige europäische Mittelmeer ist ein Rest der Tethys.

Ton, klastisches Lockergestein mit Korndurchmessern <0,002 mm.

Transgression, Vordringen eines Meeres über ein Festland wenn dieses sich infolge → Epirogenese langsam senkt oder der Meeresspiegel sich hebt. Gegensatz → Regression.

Trias, System bzw. Periode (Alter 248 bis 213 Mio. Jahre) zwischen Perm und Jura.

Valangin, auch Valanginien oder Valanginium, Stufe der unteren → Kreide.

Valendis, siehe → Valangin

Variszische Gebirgsbildung, vom Oberdevon bis in die Mittlere Trias reichend, in mehrere Phasen untergliedert.

Vitrinit, Komponente in organischen Stoffen, die der Bestimmung des Inkohlungsgrades dient.

Wealden, auch Wealdien oder Wealdium, Stufe der unteren → Kreide.

Werra-Folge, Sedimentationszyklus des Zechstein.

Zechstein, entspricht etwa dem oberen → Perm.

Zone, kleinste stratigraphische Einheit, gelegentlich in Teilzonen (Subzonen) untergliedert. Wird meist im Sinne von Biozone gebraucht, die durch Fossilarten oder – leitgattungen charakterisiert wird.

10 Literaturverzeichnis

- /1-1/ Hoth, P., Schulz, P., Fischer, M., Krull, P. (2002): Geowissenschaftliche Mindestanforderungen im Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Überprüfung der Anwendbarkeit bei Tongesteinsvorkommen in Deutschland; BGR, Berlin
- /1-2/ Hoth, P., Wirth, H., Schulz, P., Krull, P. (2002): Tonformationen in Deutschland als mögliche Barriere- oder Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle; BGR, Hannover
- /1-3/ Jasmund, K. & Lagaly, G. (1993): Tonminerale und Tone: Struktur, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt, 490 S., Steinkopff Verlag, Darmstadt
- /2-1/ AkEnd 2002: Auswahlverfahren für Endlagerstandorte, Empfehlungen des AkEnd - Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte, W&S Druck, Köln
- /2-2/ Kemper, E. (1982): Schichtenfolge und Sedimentationsraten des hohen Apt und des tiefen Alb südlich und östlich von Hannover; Geol. Jb., A 65, 633 – 640, 3 Abb., Hannover
- /2-3/ Menning, M. (1997): Geologische Zeitskala der Mark Brandenburg; 1 Bl.; GeoForschungsZentrum Potsdam
- /2-4/ Schmidt, R. (1996): Feinstratigraphie des Opalinuston (Dogger α) der mittleren Schwäbischen Alb, Baden-Württemberg. [Thesis] - Planetary Stratigraphy, Ser. E (Earth), 1: 110 S., 3 Taf., 15 Abb.; Tübingen
- /2-5/ Etzold, A., Hahn, W. & Koerne, U. (1975): Keuper, Jura und Tertiär in Bohrungen der Planungsgemeinschaft BN-Stollen zwischen Bodensee und Neckar. Jahreshefte Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 17, 89-255
- /2-6/ Rhode, P. & Becker-Platen, J. D. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Stadtkarte Hannover, 37 Abb., 5 Tab., 3 Kar.; herausgegeben vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover
- /2-7/ Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1997): Schwäbische Alb und ihr Vorland Sammlung geologischer Führer, 67, 275 Seiten, 36 Abbildungen, 14 Tafeln, 1 Faltbeilage, Borntraeger-Verlag, Stuttgart

- /2-8/ Bornemann, O. (1991): Zur Geologie des Salzstocks Gorleben nach den Bohrerergebnissen - BfS – Schriften, 4/91: 67 S., 13 Abb., 5 Tab., 24 Anl., Salzgitter
- /2-9/ Bensch, M., Heydemann, A., Kühn, V. & Usdowski, E. (1996): Mineralogie von Mittel- und Oberalb-Sedimenten aus dem Niedersächsischen Becken unter besonderer Berücksichtigung der Tonmineralogie, Beiträge Jahrestagung Freiberg, DTTG-Band 4, 12 – 17, 4 Abb., Freiberg
- /3-1/ AkEnd 2002: Auswahlverfahren für Endlagerstandorte, Empfehlungen des AkEnd - Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte, W&S Druck, Köln
- /3-2/ Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. Schweizerbart, Stuttgart
- /3-3/ NAGRA (2002): Projekt Opalinuston - Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse, Nagra Technischer Bericht (NTB) 02-03, Wettlingen, Schweiz
- /3-4/ Aldinger, H. (1968): Die Paläogeographie des schwäbischen Jurabeckens; Eclog. Helv., Vol. 61/1, 167-182
- /3-5/ Schmidt, R. (1996): Feinstratigraphie des Opalinuston (Dogger α) der mittleren Schwäbischen Alb, Baden-Württemberg. [Thesis] - Planetary Stratigraphy, Ser. E (Earth), 1: 110 S., 3 Taf., 15 Abb.; Tübingen
- /3-6/ Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1997): Schwäbische Alb und ihr Vorland Sammlung geologischer Führer, 67, 275 Seiten, 36 Abbildungen, 14 Tafeln, 1 Faltbeilage, Borntraeger-Verlag, Stuttgart
- /3-7/ Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.) (1996): Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000, 4. Auflage, 329 S., München
- /3-8/ Burkhalter, R. M., Bläsi, H. R. & Feist-Burkhardt, S. (1977): Der Dogger β (oberes Aalenien) in den Bohrungen Herden-1, Berlingen-1 und Kreuzlingen-1 (Nordschweiz) und seine Beziehung zu den gleichaltrigen Schichten im Nordjura; Eclogae geol. Helv. 90, 269-291

- /4-1/ Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. Schweizerbart, Stuttgart
-Geowissenschaftliche Bewertungsgrundlagen zur Nutzung hydrother-
maler Ressourcen in Norddeutschland; GeoForschungsZentrum Potsdam,
Scientific Technical Report STR 97/15, Potsdam
- /4-2/ Franke, D., Hoffmann, J. & Kamps, J. (1989): Alter und struktureller Bau des
Grundgebirges im Nordteil der DDR; Z. angew. Geol., 35, 10/11, 289 – 296,
Berlin
- /4-3/ Bachmann, G.H. & Grosse (1989): Struktur und Entstehung des Norddeut-
schen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer
verbesserten Bouger-Schwerekarte, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., 2, 32 –
47, Hannover
- /4-4/ Hoth, P. (1997): Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Ge-
otraverse Harz – Rügen; Schriftenr. f. Geowiss., 4, 139 S., Berlin
- /4-5/ Beutler, G. (1982): Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Haupt-
diskordanz; Z. geol. Wiss., 7, 5, 617-632, Berlin
- /4-6/ Baldschuhn, R., Best, G. & Kockel, F. (1991): Inversion tectonics in the
northwest German Basin. In: Spencer A.M. (Ed.), Generation, accumulation
and production of Europe`s hydrocarbons I. Spec. Publ. European Associa-
tion of Petroleum Geoscientists No. 1. Oxford University Press, pp. 149 –
159, Oxford
- /4-7/ Kemper, E. & Zimmerle, W. (1978): Die anoxischen Sedimente der präobe-
raptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr Paläogeographischer
Rahmen; Geol. Jb., A 45, 3 – 41, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover
- /4-8/ Kemper, E. (1982): Paläogeographie und Umweltfaktoren zur Zeit des spä-
ten Apt und frühen Alb in Europa; Geol. Jb., A 65, S. 641 – 653, 1 Abb.,
Hannover
- /4-9/ Kemper, E. (1973): The Valanginian and Hauterivian stages in northwest
Germany; In: The Boreal Lower Cretaceous: the proceedings of an Interna-
tional organisation, vol. 5, 327 – 344, Liverpool
- /4-10/ Kemper, E. (1982): Das Sediment; Geol. Jb., A 65, S. 47 –62, 1 Taf.,
Hannover
- /4-11/ Stille, H. (1909): Zonares Wandern der Gebirgsbildung; Jahresber. Nieder-
sächs. Geol. Ver., 2: 34 – 48, 4 Abb., 3 – 4 Taf., Hannover.

- /4-12/ Kemper, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland; Geol. Jb., A 9, 47 – 67, 1 Abb., 2 Tab., Hannover
- /4-13/ Boigk, H. (1981): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland – Erdölprovinzen, Felder, Förderung, Vorräte, Lagerstättentechnik. Enke, Stuttgart
- /4-14/ Boigk, H., Dietz, C., Grahle, H.O., Hoffmann, K., Hollstein, W., Kühne, F., Richter, W., SCHneekloth, H. & Wager, R. (1960): Zur Geologie des Emslandes; Beih. Geol. Jb. 37, 419 S., 5 Kart., 5 Taf., 51 Abb., Hannover
- /4-15/ Binot, F., Gerling, P., Hiltmann, W., Kockel, F. & Wehner, H. (1993): The Petroleum System in the Lower Saxony Basin. In: Spencer A.M. (Ed.), Generation, accumulation and production of Europe`s hydrocarbons III. Spec. Publ. European Association of Petroleum Geoscientists No. 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 121 – 139
- /4-16/ Schott, W., Jaritz, W., Kockel, F., Sames, C. W., v. Stackelberg, V., Stets, J., Stoppel, D., Baldschuhn, R. & Krampke, K. D. (1967/69): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa. – 306 Kt., 1 Tab.; Hannover. Hierzu Erläuterungen zum Paläogeographischen Atlas der Unterkreide von NW-Deutschland, S. 1 – 315, 18 Abb., Hannover
- /4-17/ Kemper, E. (1979): Die Unterkreide NW-Deutschlands. Ein Überblick. Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, No. 6, pp. 1 – 9; Stuttgart
- /4-18/ Mutterlose, J. (1984): Die Unterkreide Aufschlüsse (Valangin-Alb) im Raum Hannover-Braunschweig; Mitt. geol. Institut Hannover, 24
- /4-19/ Mutterlose, J. & Wiedenroth, K. (1995); Die Bio- und Lithofazies der Unterkreide (Hauterive bis Apt) in NW-Deutschland; Berliner geowiss. Abh., E 16, Gundolf-Ernst-Festschrift, S. 227-253, Berlin
- /4-20/ Brockamp, O. (1976): Nachweis von Vulkanismus in Sedimenten der Unter- und Oberkreide in Norddeutschland; Geologische Rundschau, Vol. 65, 162 – 174
- /4-21/ Frieg, C. & Kemper, E. (1989): Mikropaläontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland; Geol. Jb., A 113, 73 – 193, 16 Abb., 24 Taf., Hannover

- /4-22/ Meyer, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland; Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 85. Jg., 484 – 505, 21 Abb., Hamburg
- /5-1/ Hedemann, H.-A. & Paproth, E. (1991): Ein Devon-Salinar im Unterelbe-Nordseegebiet als Ursprung der Rotliegend-Salze ? - DGMK-Bericht, 468: S. 53 – 74; Hamburg
- /5-2/ Trusheim, F. (1972): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegend und Mesozoikum Mitteleuropas - Geol. Jb., 112: 51 S.; Hannover
- /5-3/ Kockel, F. & Krull, P. (1995): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands – Untersuchung und Bewertung von Salzformationen, Archiv-Nr. Hannover 111 089: 48 S., 1 Anhang, 4 Anl., BGR Hannover
- /5-4/ Zharkov, M. A. (1984): Paleozoic Salt Bearing Formations of the World.- 427 S.; Berlin
- /5-5/ Richter-Bernburg, G. (1987): Exkursionen in den deutschen Zechstein, Einführung - Int. Symp. Zechstein 87, Exkf. I: S. 15 – 24; Wiesbaden
- /5-6/ Käding, K.-C. (2000): Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckelschiefer-Folge).- Kali und Steinsalz, Band 13, Heft 14: S. 86 – 96; Essen
- /5-7/ Sannemann, D. (1963): Über Salzstock-Familien in Nordwestdeutschland-Erdöl-Zeitung, 79: S. 499 – 506; Hamburg
- /5-8/ Jaritz, W. (1995): Diskussion der Entstehung der Salzstrukturen in Nordwestdeutschland; Kali und Steinsalz, Band 11, Heft 10: S. 316 – 318, Essen
- /6-1/ Hoth, P., Schulz, P., Fischer, M., Krull, P. (2002): Geowissenschaftliche Mindestanforderungen im Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Überprüfung der Anwendbarkeit bei Tongesteinsvorkommen in Deutschland; BGR, Berlin
- /6-2/ Schmidt, R. (1996): Feinstratigraphie des Opalinuston (Dogger α) der mittleren Schwäbischen Alb, Baden-Württemberg. [Thesis] - Planetary Stratigraphy, Ser. E (Earth), 1: 110 S., 3 Taf., 15 Abb.; Tübingen
- /6-3/ Brockamp, O. (1976): Nachweis von Vulkanismus in Sedimenten der Unter- und Oberkreide in Norddeutschland; Geologische Rundschau, Vol. 65, 162 – 174

- /6-4/ Benesch, M., Heydemann, A., Kühn, V. & Usdowski, E. (1996): Mineralogie von Mittel- und Oberalb-Sedimenten aus dem Niedersächsischen Becken unter besonderer Berücksichtigung der Tonmineralogie, Beiträge Jahrestagung Freiberg, DTTG-Band 4, 12 – 17, 4 Abb., Freiberg
- /6-5/ Bornemann, O. (1991): Zur Geologie des Salzstocks Gorleben nach den Bohrergebnissen - BfS – Schriften, 4/91: 67 S., 13 Abb., 5 Tab., 24 Anl., Salzgitter
- /6-6/ Hartwig, G. (1954): Zur Kohlensäureführung der Werra- und Fulda-Kalisalzlager; Kali und Steinsalz 1; 3 – 26, Essen
- /6-7/ Gerling, P., Binot, F., Hiltmann, W., Kockel, F. Wehner, H. & Stahl, W. (1989): Genese und Migration von Erdölen im Ostteil des Niedersächsischen Beckens (Raum östlich der Weser); Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., 41, S. 35, Hannover
- /6-8/ Herrmann, A. G. (1987): Gase in marinen Evaporiten; PTB 2/88, 33 S., Braunschweig
- /6-9/ Liebscher, K. G. (1952): Die Grubengasbekämpfung im Südharz-Kalibergbau; Bergbautechnik 2: 129 – 137, Berlin
- /6-10/ Kemper, E. & Zimmerle, W. (1978): Die anoxischen Sedimente der präoberraptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr Paläogeographischer Rahmen; Geol. Jb., A 45, 3 – 41, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover
- /6-11/ Rachold, V. & Brumsack, H.-J. (1995): Geochemie von Unterkreide-Sedimenten (Barrême bis Apt) des niedersächsischen Beckens (unter besonderer Berücksichtigung des Unterapt-Fischschiefers), Geol. Jb., A 141, 551 – 561, 6 Abb., 1 Tab. I . Anh, Hannover
- /6-12/ Braitsch, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten; 232 S., Springer-Verlag, Berlin – Göttingen – Heidelberg
- /6-13/ Müller-Schmitz, S. (1985): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchungen an Salzgesteinen der Staßfurt-, Leine- und Aller-Serie im Salzstock Gorleben (Niedersachsen, B.R. Deutschland). Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

- /6-14/ Tucker, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrographie. Enke-Verlag, Stuttgart
- /6-15/ Sacchi, E., Michelot, J.-L., Pitsch, H., Lalieux, P., Aranyossy, J.-F. (2001): Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes, and current understanding; Hydrogeology Journal, 9, 17 – 33
- /6-16/ Kemper, E. & Zimmerle, W. (1978): Die anoxischen Sedimente der präobereaptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr Paläogeographischer Rahmen; Geol. Jb., A 45, 3 – 41, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover
- /6-17/ Gaida, K-H., Gedenk, R., Kemper, E., Michaelis, W. Scheuch, R., Schmitz, H.-H. & Zimmerle, W. (1981): Lithologische, mineralogische und organisch-geochemische Untersuchungen an Tonsteinen und Tonmergelsteinen der Unterkreide Nordwestdeutschlands; Geol. Jb., A 58, 15 – 47, 8 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Hannover
- /6-18/ Credner, C. (1862) : Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Bentheim und über das Vorkommen des Asphalts daselbst; 11. Jber. Naturhist. Ges. Hannover, 31 – 42, Hannover
- /6-19/ Füchtbauer, H. & Goldschmidt, H. (1964): Aragonitische Lumachellen im bituminösen Wealden des Emslandes; Beitr. Miner. u. Petrogr., 10, 184-197, 8 Abb., Berlin
- /6-20/ Mutterlose, J. & Harding, I. (1987): The Barremian Blätterton: an Anoxic Warm Water Sediment of the Lower Saxony Basin; Geol. Jb., A 96, 187 – 207, 5 fig., 2 plat., Hannover
- /6-21/ Michael, E. (1974): Zur Palökologie und Faunenführung im westlichen Bereich des norddeutschen Unterkreide-Meeres; Geol. Jb, A 19, 1-68, 9 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover
- /6-22/ Mutterlose, J. & Wiedenroth, K. (1995); Die Bio- und Lithofazies der Unterkreide (Hauterive bis Apt) in NW-Deutschland; Berliner geowiss. Abh., E 16, Gundolf-Ernst-Festschrift, S. 227-253, Berlin
- /6-23/ Rhode, P. & Becker-Platen, J. D. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Stadtkarte Hannover, 37 Abb., 5 Tab., 3 Kar.; herausgegeben vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover

- /6-24/ Müller, E. (1995): Geochemische und sedimentologische Untersuchung der Grenzschichten Barrême-Apt unter besonderer Berücksichtigung der Laminiten; Geol. Jb., A 141, 533 – 549, 3 Abb., 3 Tab., Hannover
- /6-25/ Riedel, L. (1935): Die Fauna des Zechsteins.; in: FULDA, E.: Zechstein, Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, S. 70 – 95, Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin
- /6-26/ Braitsch, O. (1971): Salt deposits. Their origin and composition; 297 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York
- /7-1/ Hunsche, U. & Schulze, O. (1994): Das Kriechverhalten von Steinsalz; Kali und Steinsalz, Band 11, Heft 8/9
- /7-2/ Köster, R. & Bechthold W. (1982): Thermische und thermomechanische Effekte bei der Endlagerung von hochradioaktiven Abfällen; Atomwirtschaft
- /7-3/ Bel, J. & Bernier, F. (2001): Temperature criterion related to clay based backfill materials in the framework of a geological repository of heat producing radioactive waste (HLW); Radioactive Waste Management and Environmental Remediation – ASME
- /7-4/ Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1984): Petroleum formation and occurrence. A new approach to oil and gas exploration, Springer
- /7-5/ Herrmann, A. G. (1980): Geochemische Prozesse in marinen Salzablagerungen: Bedeutung und Konsequenzen für die Endlagerung radioaktiver Substanzen in Salzdiapiren; Z. dt. geol. G., 131, 433 – 459, 1 Abb., 2 Tab., Hannover
- /7-6/ Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands; Geol. Jb., A 10, 77 S., Hannover
- /7-7/ Braitsch, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten; 232 S., Springer-Verlag, Berlin – Göttingen – Heidelberg
- /8-1/ Kemper, E. (1995): Sedimente, Fazies und Schichtenfolge des Barrême und Apt in NW-Deutschland; Geol. Jb., A 141, S. 9 – 45, 13 Abb., 4. Taf., Hannover

- /8-2/ Hoth, P., Schulz, P., Fischer, M., Krull, P. (2002): Geowissenschaftliche Mindestanforderungen im Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Überprüfung der Anwendbarkeit bei Tongesteinsvorkommen in Deutschland; BGR, Berlin
- /8-3/ Kockel, F. & Krull, P. (1995): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands – Untersuchung und Bewertung von Salzformationen, Archiv-Nr. Hannover 111 089: 48 S., 1 Anhang, 4 Anl., BGR Hannover

11 **Abbildungsverzeichnis**

Abbildung 2-1:	Stratigraphische Gliederung der Ablagerungsräume und zeitliche Einordnung der betrachteten Wirtsgesteine	8
Abbildung 3-1:	Geologische Übersichtskarte der Molasse-Zone (Außeralpines Molassebecken auf dem Gebiet von Deutschland = Süddeutsches Molassebecken) /3-2/.	9
Abbildung 3-2:	Paläogeographische Situation zu Beginn der Ablagerung des Opalinustons /3-3/	13
Abbildung 3-3:	Verteilung von Land und Meer im Mittleren Malm /3-7/	15
Abbildung 3-4:	Mächtigkeitsverteilung des Opalinuston in Süddeutschland, erstellt auf Basis von /3-3/, /3-5/, /3-7/	17
Abbildung 4-1:	Tektonische Gliederung der Norddeutschen Senke /4-1/.	19
Abbildung 4-2:	Generalisierte Paläogeographie der Unterkreide /4-8/	24
Abbildung 4-3:	West-, Zentral- und Ostteil des Niedersächsischen Unterkreide-Beckens /4-10/.	25
Abbildung 4-4:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwest-Deutschland, Wealden nach (1967/69) /4-17/	28
Abbildung 4-5:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwest-Deutschland, Mittel- und Obervalendis nach /4-17/	33
Abbildung 4-6:	Mächtigkeit des Bentheimer Sandsteins (Mittelvalangin) im Gebiet westlich der Ems /4-14/	35
Abbildung 4-7:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Hauterive nach /4-17/	36
Abbildung 4-8:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Barrême nach /4-17/	38
Abbildung 4-9:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Apt /4-17/	41
Abbildung 4-10:	Paläogeographische Übersichtsskizze von Nordwestdeutschland, Alb /4-17/	43
Abbildung 5-1:	Verteilung der Zechstein-Ablagerungen im Zentraleuropäischen Becken /5-4/	47
Abbildung 5-2:	Lithologie der Zechstein 2 (Staufurt-Folge) Sedimente im Zentraleuropäischen Becken /5-4/	48

Abbildung 6-1:	Tonmineralverteilung der Unterkreide-Tone in der Fraktion < 0,63 µm /6-3/	53
Abbildung 6-2:	Tonmineralverteilung der Unterkreide-Tone in der Fraktion 2	54
Abbildung 6-3:	H/C-O/C-Diagramm von Blättertonsteinen des Wealden und der Fischechiefer des Unter-Apt sowie von Kohlen, Kerogen und Erdöl nach /6-16/.	60
Abbildung 6-4:	Paläogeographische Karte des NSB und die Verbreitung der Blättertonfazies im Unteren Barrême /6-20/	62
Abbildung 6-5:	Gegenüberstellung Rand- und Beckenfazies im NW-deutschen Becken /6-22/ mit der Gliederung im Raum Hannover /6-23/ im Ober-Hauterive, Barrême und Unter-Apt. Darstellung schematisch, einzelne Bänke nicht maßstabsgetreu. Nach Geländebefunden.	64

12 Tabellenverzeichnis

Tabelle 4-1:	Erdöl und Nassgas-Lagerstätten im Niedersächsischen Becken nach /4-16/	32
Tabelle 6-1:	Zusammenstellung des organischen Ausgangsmaterials, des Kerogen-Typs und des Kohlenwasserstoffpotentials	58

13 Abkürzungsverzeichnis

AKEND	Arbeitskreis Endlagerstandorte
GEIST	Gegenüberstellung der Wirtsgesteine Ton und Steinsalz
NSB	Niedersächsisches Becken
NW	North West
SE	South East
TOC	Total Organic Carbon
WNW	west-north-west
ESE	east-south-east
NNE	north-north-east
SSW	south-south-east
NNW	north-north-west
SSE	south-south-east
ES	Messverfahren Gesteinswiderstand
SP	Messverfahren Eigenpotential
GR	Messverfahren Gamma-Ray
Sonic	Messverfahren Schallgeschwindigkeit

14 Verzeichnis der Anlagenbände

- A1 Internationale Endlagerkonzepte im Wirtsgestein Ton
- A2 Vergleich der technischen Endlagerkonzepte im Wirtsgestein Salz und Ton
- A3 Sicherheit in der Betriebsphase
- A4 Sicherheit in der Nachbetriebsphase
- A5 Vergleich der Wirtsgesteine Ton-/Tonstein und Steinsalz in den Ablagerungsräumen der Norddeutschen Senke und des Süddeutschen Molassebeckens
- A6 Sicherheit in der Nachbetriebsphase - Geochemie -