

# Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

## Verfahrensunterlage

**Titel:** ERA Morsleben  
Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins

**Autor:** Käbel, H.

**Erscheinungsjahr:** 2000

**Unterlagen-Nr.:** I 204

**Revision:** 00

**Unterlagenteil:**



## Inhaltsverzeichnis

	<b>Seite</b>
Verkürzte Zusammenfassung	3
1 Zielstellung und Grundlagen des Berichtes	4
2 Die Entwicklung von Subrosion und Hutgestein im Tertiär	6
3 Die Entwicklung von Subrosion und Hutgestein im Quartär	11
4 Beziehungen zwischen Beschaffenheit und Durchlässigkeit des Hutgesteins im Bereich des Endlagers Morsleben	19
4.1 Zu Aspekten der Bildung des Hutgesteins	19
4.2 Zur Verteilung der Lithotypen und Leithorizonte	21
4.3 Zur Verteilung von Vergipsung und Steinsalz	26
5 Schlussfolgerungen zur Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins	27
Literaturverzeichnis	35
Abkürzungsverzeichnis	37
Verzeichnis der Abbildungen	37

Gesamtblattzahl: 37

## Verkürzte Zusammenfassung

Autor: H. Kabel

Titel: Projekt ERA Morsleben. Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins

Stichwörter: Durchlässigkeit, Geologische Entwicklung, Hutgestein, Quartär, Subrosion, Tertiär

Basierend auf einer Analyse der subrosiven Tieferlegung des Salzspiegels während der tertiären und quartären geologischen Entwicklung wird im Bericht unterstellt, dass bei Phasen erhöhter Subrosion auch eine verstärkte Grundwasserbewegung und Durchlässigkeit im Deckgebirge, insbesondere im Hutgestein gegeben war. Bemerkenswerte Subrosion war im paläozän im Anschluss an die Einsenkung der Walbecker Schichten, im Obermiozän/Pliozän nach gebirgsbildenden tektonischen Impulsen und im Quartär während des Elster-Hochglazials möglich. Bei aktiver Subrosion waren vermutlich erhöhte, tektonisch bzw. glaziär bedingte Wegsamkeiten stets gemeinsam mit großen hydraulischen Gradienten im Grundwasserfließsystem wirksam. Die entwicklungsgeschichtliche Analyse führt zu der Bewertung, dass der Fortbestand der gegenwärtigen Durchlässigkeitsverhältnisse im Hutgestein über einige zehntausend Jahre nicht in Frage zu stellen ist.

## 1 Zielstellung und Grundlagen des Berichtes

Für das Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers Morsleben werden auf Veranlassung des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) vielfältige geowissenschaftliche Untersuchungen und Auswertungen durchgeführt. Dazu gehört auch der Bericht „Szenarienanalyse - Geologische Langzeitbewertung und Ermittlung der Zuflussszenarien ohne technische Maßnahmen“ (KABEL & GERARDI 1999) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). Im Bericht wird konstatiert, dass die geologischen Barriereigenschaften zeitlich differenzierten Einflüssen und Veränderungen unterliegen und eine zeitbezogene Kennzeichnung der Zustände, Ereignisse und Prozesse (ZEP) erforderlich ist. Dazu heißt es (S. 44):

„Die bei fortgeschrittener Konvergenz und unverfülltem Grubengebäude möglicher. neuen, bergbaulich bedingten Wegsamkeiten im Salz (ZEP 2-15), im Hauptanhydrit (ZEP 2-17) und im Hutgestein (ZEP 2-18) lassen sich mit den möglichen neuen, tektonisch bedingten Wegsamkeiten im Hutgestein {ZEP 2-12) und im Subsalinar (ZEP 2-19) zur Beschreibung eines neuen Zustands der geologischen Barriere zusammenfassen, der sich erheblich vom gegebenen Ausgangszustand unterscheidet. Bei einer derartigen Zusammenfassung wird unterstellt, dass die bei fortgeschrittener Konvergenz bergbaulich induzierten neuen Wegsamkeiten ungefähr zeitgleich mit den tektonisch induzierten Wegsamkeiten potentiell zuflusswirksam werden.“

Dementsprechend wird bei der Ermittlung der Zuflussszenarien in das unverfüllte Grubengebäude folgende Differenzierung nach Zeit und Zustand vorgenommen (S. 45):

A: Ausgangszustand (nach der Betriebsphase ohne Verfüllung), gekennzeichnet insbesondere durch die ZEP 2-1 bis 2-10 und 2-15. Die Spannungsumlagerungen durch Konvergenz und durch tektonische Kräfte wirken auf eine Zustandsänderung im Salinar und im Hutgestein hin. Die klimatischen Veränderungen sind für die geologische Barriere unerheblich.

B: Die Bedingungen des Ausgangszustandes sind modifiziert, weil das Hutgestein durch Bildung neuer, hydraulisch vernetzter Klüfte als insgesamt wasserwegsam aufgefasst wird und im Salinar zusätzliche, konvergenzbedingte Wegsamkeiten möglich sind. Die Konvergenz wirkt auf eine allmähliche Schließung aller Grubenhohlräume hin. Das Klima entwickelt sich zu einer Kaltzeit mit Permafrost.

Der Zustand B ist nach einigen tausend Jahren möglich.

Bei einer Verfüllung des Grubengebäudes tritt die Rolle bergbaulich bedingter neuer Wegsamketten nach Beendigung der Betriebsphase des Endlagers soweit zurück, dass keine Auswirkungen auf die Durchlässigkeit des Hutgesteins zu erwarten sind. Letzteres wird allein der Veränderung durch natürliche geologische Einflüsse ausgesetzt sein.

Die Zielstellung dieses Berichtes besteht darin, die geogene Durchlässigkeitsveränderung des Hutgesteins zu analysieren und daraus abzuleiten, für welchen Zeitraum der gegenwärtige Durchlässigkeitsstatus des Hutgesteins noch gelten kann. Dieser Zeitraum, nach dessen Ablauf eine neue Durchlässigkeit des Hutgesteins unterstellt werden muss, ist für Modellrechnungen zur Radionuklidenausbreitung vom Endlager in die Geosphäre von besonderer Bedeutung.

Die thematischen Abschlussberichte und Fachberichte über den Endlagerstandort Morsleben bilden die wesentliche Grundlage für die Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins. Dazu gehören insbesondere:

STORK 1998 (Geologische Standortbeschreibung),  
BEST & ZIRNGAST 1998 (Strukturgeologische Entwicklung),  
BALZER 1998 (Hutgestein),  
LOTSCH 1998 (Kreide und Tertiär),  
ZIERMANN et al. 1998 (Quartär),  
KUGLER & VILLWOCK 1995 (Morphogenetische Kartierung),  
LANGKUTSCH et al. 1998 (Hydrogeologie),  
WILDENBORG 1999 (Modellrechnungen zur Subrosion),  
BEHLAU et al. 1997/1999 (Lagerstättenmodell).

Die rezente Durchlässigkeitsverteilung im Hutgestein ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen sehr geringer Permeabilitäten im „undurchlässigen“ intakten Hutgestein und schichtgebundene erhöhte Permeabilitäten in der stratigraphischen Abfolge Deckanhydrit/Grauer Salzton/Leinekarbonat (vgl. LANGKUTSCH et al. 1998:181). Die durch diffusiven Stofftransport gekennzeichneten Subrosionsprozesse am Salzspiegel befinden sich auf einem niedrigen, stagnierenden Intensitätsniveau. Aus der Analyse der strukturgeologischen Entwicklung ist jedoch eine wechselvolle, zeitweise besonders große Subrosion bekannt, der ein advektiver, an Klüfte gebundener Stofftransport zu Grunde gelegt haben muss. Die für den Bericht gewählte Vorgehensweise zielt darauf ab, die Phasen erhöhter Aktivität der Subrosion den Phasen der Stagnation entwicklungsgeschichtlich gegenüber zu stellen. Hohe Subrosionsaktivität am Salzspiegel erfordert das Vorhandensein einer entsprechend großen Durchlässigkeit des Hutgesteins. Dabei sind die paläohydrodynamischen Begleitumstände, insbesondere die aus paläogeographischer Sicht möglichen hydraulischen Gradienten zu beachten. Während für die Entwicklung im Tertiär der Wechsel zwischen Abtragung und Überdeckung der Salzstruktur und die Einordnung der regional bedeutsamen neotektonischen Impulse im Vordergrund der Betrachtung stehen, gewinnen im Quartär die eiszeitlichen Vorgänge und geomorphologische Indikationen an Bedeutung.

Neben dieser entwicklungsgeschichtlichen Vorgehensweise wird versucht, die Beschaffenheit des Hutgesteins als Ausdruck der abgelaufenen Subrosion zu nutzen, um der Zielstellung des Berichtes näher zu kommen.

Die aus der tertiären Entwicklung, der quartären Entwicklung und aus der Beschaffenheit des Hutgesteins ableitbaren Schlussfolgerungen zu seiner Durchlässigkeitsveränderung bilden den Abschluss des Berichtes.

## **2 Die Entwicklung von Subrosion und Hutgestein im Tertiär**

Die Entwicklung im Tertiär wird durch Abb. 1 veranschaulicht. Sie besteht aus einer tabellarischen Zeitskala mit Angaben, ob Denudation oder Akkumulation vorherrschten, wann es neotektonische Impulse gab, wie groß oder klein die

Reliefamplitude (Zertalung) gewesen sein könnte und welche Intensität der Subrosion möglich war. Darüber hinaus enthält sie in drei Bildern Informationen über den Entwicklungsstand der Salzstruktur zu sechs Zeitpunkten, um so die Gesamtentwicklung zu verdeutlichen. Diese drei Bilder basieren auf den Entwicklungsbildern h, i und j in BEST & ZIRNGAST (1998). Im Bild 1 werden die Zechsteinsalze beim Stand 71 Ma teilweise von den jüngeren Schichten beim Stand von 65 Ma überdeckt. Der Stand 71 Ma vor heute wurde gewählt, um das große Ausmaß der oberkretazischen Reduzierung der Salzstruktur im Vergleich zur nachfolgenden Entwicklung (Zustände bei 65, 55, 42 und 26 Ma vor heute) vor Augen zu führen.

Die drei Bilder der tertiären Entwicklung enthalten Hinweise zur *Tiefenreichweite der Subrosion*, die konstant mit ca. 300 m unter der jeweiligen Geländeoberfläche angesetzt ist. In ca. 250 m bis 300 m Tiefe hört der aktive Grundwasseraustausch unter den humiden Klimabedingungen eines Flachlandes auf (vgl. Modellberechnungen zur Grundwasserbewegung am Standort Morsleben, EHRMINGER et al. 1999 sowie großräumige hydrogeologische Auswertungen in Mittel- und Osteuropa, z.B. VOIGT 1975 und GRABOVNIKOV 1993). Unter ariden Klimabedingungen ist die Tiefenreichweite aktiver Subrosion geringer (Beispiel: oberflächennahe rezente „Salzgletscher“ im Iran), unter den Bedingungen einer Kaltzeit (die es im Tertiär nicht gab) kann sie größer sein.

Die tertiäre Entwicklung beginnt im Unterpaläozän, nachdem zuvor während des letzten Abschnittes der Kreide die seinerzeit anstehenden Gesteine des Jura, der Trias und des hochgepressten Zechsteins um ca. 500 m abgetragen und die Ablagerungen der Alleringerslebener und der Walbecker Schichten bis ca. 200 m tief subrosiv in die Salzstruktur eingesenkt worden waren. Das **Paläozän** ist durch Vorherrschen denudativer Prozesse geprägt. Während im Zusammenhang mit den tektonischen Impulsen im Unterpaläozän noch starke Reliefunterschiede denkbar sind, die dementsprechend hohe hydraulische Gradienten und damit eine erhöhte Intensität der Subrosion beförderten, verflachten diese Gradienten mit der Ausbildung einer Peneplain (Fastebene) im Oberpaläozän. Die fortschreitende Abtragung führte dazu, dass während des Paläozäns auch die Rötosalze der Weferlinger Triasplatte in den Einflussbereich der

Subrosionsprozesse gerieten. Die tektonischen Impulse der Iaramischen Phasen könnten zu einer erhöhten Klüftigkeit/Wasserwegsamkeit aller Salze abdeckenden Schichten beigetragen haben.

Die Salzoberfläche der Salzstruktur des Oberen Allertals war im Unterpaläozän vermutlich noch nicht als ebener Salzspiegel ausgebildet, sondern möglicherweise mit Teufenunterschieden im Dekameter-Bereich ausgestattet. Doch ähnlich wie im Oberpaläozän die stetige Denudation zum Reliefausgleich bis hin zur Peneplain führte, wird die stetige intensive Subrosion unter diesen Bedingungen zur Ausbildung eines Salzspiegels spätestens am Ende des Paläozäns geführt haben. Die unterstellbare Konstanz der paläohydrogeologischen Verhältnisse über mehrere Millionen Jahre im Oberpaläozän legt die Ausbildung eines ebenen Salzspiegels oder zumindest einer nach der absoluten Tiefe wenig gegliederten Salzoberfläche sehr nahe. Dieser Salzspiegel kann kaum höher gelegen haben, als die tiefsten Stellen der ehemals subrosiv abgesenkten Kreidebasis. Da es später keine starken Salzaufstiegsbewegungen im Oberen Allertal gab, ist folgende Schlussfolgerung erlaubt:

Die Hutgesteinspartien oberhalb der tiefsten Absenkung der Kreidebasis (ca. -90 m NN) besitzen vorwiegend paläozänes bis kretazisches Alter, auch keuperzeitliche Bildungen sind nicht ausgeschlossen. Die Mächtigkeit der *postpaläozänen* Residualbildungen des Hutgesteins beträgt somit ca. 50 m oder sogar weniger (= Differenz zum rezenten Salzspiegel bei -140 m NN).

Diese Schlussfolgerung wird durch eine allgemein-geologische Überlegung gestützt, wonach die Gesteine entlang der seitlichen Begrenzung von erosiv oder subrosiv angelegten Depressionen gewöhnlich vorhanden sind, bevor die Eintiefung erfolgt. Eine weitere Stützung ergibt sich aus der Interpretation des Schichtungsgefüges der Alleringerslebener Schichten nach LOTSCH (1998:53), das für einen synsedimentär erfolgten Einsturz präexistenter Verkarstungsformen im Hutgestein spricht.

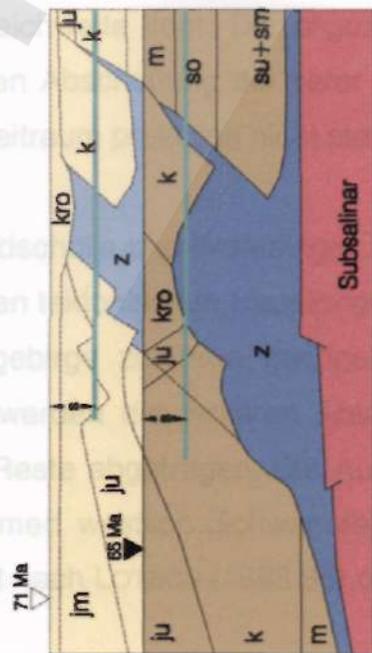
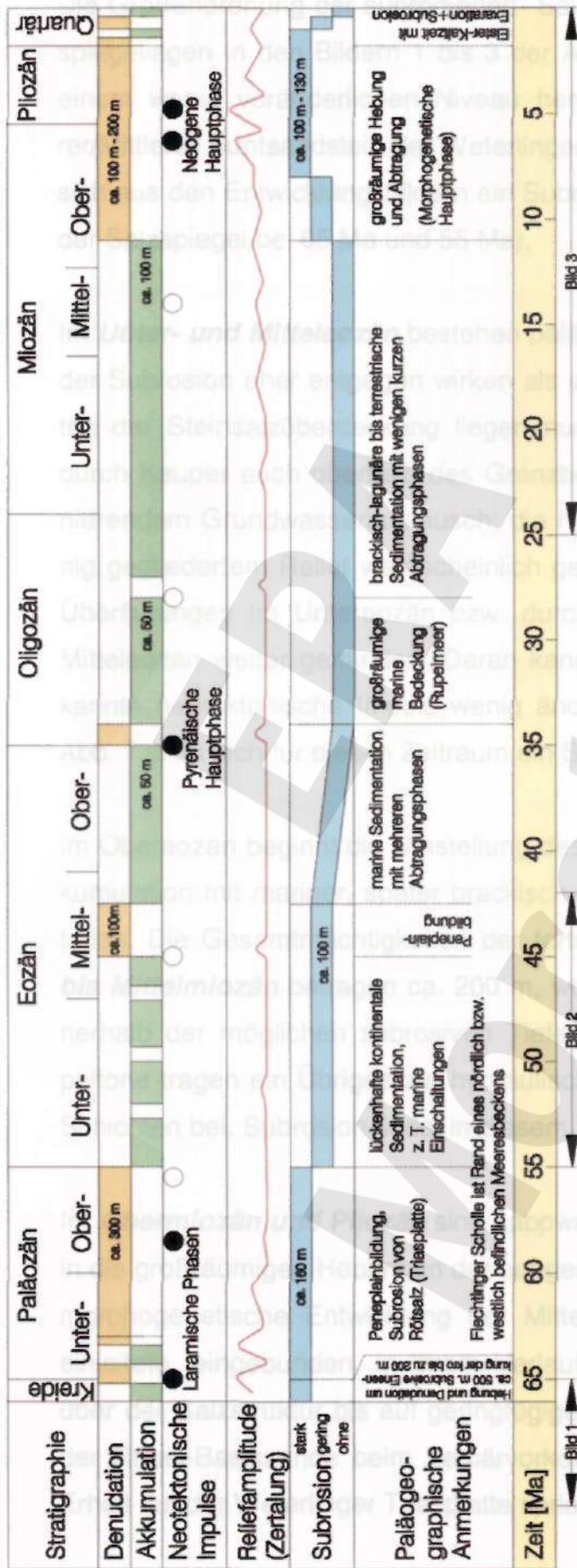


Bild 1: Entwicklung von 71 bis 65 Ma (vgl. Seite 7)

ca. 1 km, nicht überhöht



Bild 2: Entwicklung von 55 bis 42 Ma

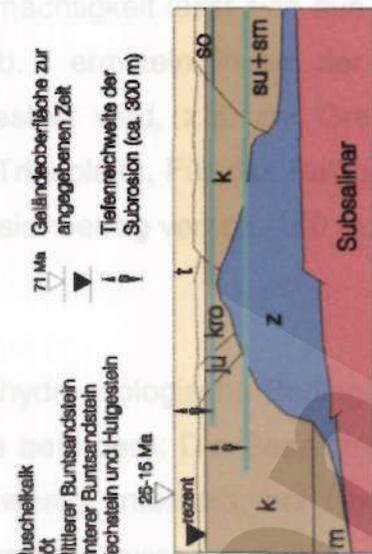


Bild 3: Entwicklung von 25 Ma bis rezent

Zusammenstellung unter Verwendung von BEST & ZIRNGAST (1998) und LOTSCH (1987, 1998)

Abb.1: Tertiäre Entwicklung im Gebiet des Endlagers Morsleben

Die Größenordnung der subrodierten Salzmächtigkeit lässt sich aus den Salzspiegelanlagen in den Bildern 1 bis 3 der Abb. 1 ermitteln, indem der Bezug zu einem wenig veränderlichen Niveau hergestellt wird, z.B. zur Grenze Oberer/Mittlerer Buntsandstein der Weferlinger Triasplatte. Für das Paläozän ergibt sich aus den Entwicklungsbildern ein Subrosionbetrag von ca. 160 m (Differenz der Salzspiegel bei 65 Ma und 55 Ma).

im **Unter- und Mitteleozän** bestehen paläohydrogeologische Bedingungen, die der Subrosion eher entgegen wirken als sie befördern: Die Gesamtmächtigkeiten der Steinsalzüberdeckung liegen nur wenig unterhalb, bei Überdeckung durch Keuper auch oberhalb des Grenzbereiches zwischen aktivem und stagnierendem Grundwasseraustausch; die hydraulischen Gradienten sind bei wenig gegliedertem Relief wahrscheinlich gering und werden durch kurze marine Überflutungen im Untereozän bzw. durch die Entwicklung zur Peneplain im Mitteleozän weiter gemindert. Daran kann auch der aus dem Mitteleozän bekannte neotektonische Impuls wenig ändern. Aus dem Entwicklungsbild 2 in Abb. 1 leitet sich für diesen Zeitraum ein Subrosionsbetrag von ca. 100 m ab.

Im Obereozän beginnt die Umstellung des Gebietes auf eine dominierende Akkumulation mit mariner, später brackisch-lagunärer bis terrestrischer Sedimentation. Die Gesamtmächtigkeiten der tertiären Ablagerungen vom **Obereozän bis Mittelmiozän** betragen ca. 200 m, wodurch der Salzspiegel nicht mehr innerhalb der möglichen subrosiven Tiefenreichweite liegt. Die oligozänen Rupeltone tragen ein Übriges zur hydraulischen Abschottung der tiefer lagernden Schichten bei. Subrosion findet in diesem Zeitraum praktisch nicht statt.

Im **Obermiozän und Pliozän** sind Lappwaldscholle und Weferlinger Triasplatte in die großräumigen Hebungen der neogenen tektonischen Hauptphase, die die morphogenetische Entwicklung der Mittelgebirge zu ihren heutigen Formen einleitete, eingebunden. In ihrem Verlauf werden die tertiären Ablagerungen über der Salzstruktur bis auf geringfügige Reste abgetragen. Die Ausräumung der Rupel-Basissande beim Tertiärvorkommen westlich Schwanefeld und ihr Erhalt auf der Weferlinger Triasplatte spricht nach LOTSCH (1998:95) dafür, dass

die Allertalzone zu dieser Zeit am stärksten gehoben und denudiert wurde, d. h. dass ihre heutige relative Absenkung (nebst Reliefumkehr) im Anschluss an diesen Abtragungsprozess stattfand. Für das Gesamtgebiet ist eine erhebliche Reliefgliederung mit relativ großen Potentialdifferenzen zwischen den infiltrations- und Entlastungsräumen der Grundwässer anzunehmen (im Vergleich zu den Verhältnissen seit Oberpaläozän). Die Zechsteinsalze gelangen wieder in den Bereich des aktiven Grundwasseraustauschs.

Die obermiozänen bis pliozänen tektonischen Impulse stellen die wichtigste Etappe der Schaffung bzw. Belebung intertertiärer Bruchstörungen dar. Wahrscheinlich verursachten sie die Versätze im Tertiärvorkommen westlich Schwanefeld, die außerhalb der Hutgesteinsverbreitung liegen (vgl. Abb. 3). Sie können nicht ohne Folgen für die Klüftigkeit des Hutgesteins geblieben sein. Während vom Eozän bis zum Mittelmiozän die geologischen Bedingungen eher auf eine Schließung (Zementation) vorhandener offener Klüfte hinwirkten, waren jetzt wieder generelle Voraussetzungen für die tektonisch induzierte Öffnung neuer Klüfte gegeben.

So ist es nicht verwunderlich, dass die Subrosion der Salzstruktur kräftig voranschritt. Anhand des Bildes 3 in Abb. 1 wird der Subrosionsbetrag vom Obermiozän bis zum frühen Quartär (Präglazial!) mit ca. 130 m beziffert. Aus dem Vergleich der Basishöhen der Gehlberg-Schichten in der Allertalzone bei Schwanefeld (ca. 70 m NN) und auf der Weferlinger Triasplatte (ca. 170 m, geschätzter Wert in LOTSCH 1998:94) ergibt sich ein etwas geringerer Subrosionsbetrag.

### **3 Die Entwicklung von Subrosion und Hutgestein im Quartär**

Die quartäre Entwicklung wird in Abb. 2 dargestellt. Sie enthält zeitlich differenzierte Angaben zur Relation von Akkumulation und Denudation, zur Eisbedeckung nebst Exaration und subglazialer Erosion, zur Intensität der Subrosion sowie Hinweise zur Neotektonik und zur Bildung terrassenartiger Flachformen (Zeiteinteilung in Anlehnung an LIPPSTREU 1999). Der Prognosezeitraum ist in dieser Übersicht enthalten. Außerdem bilden zwei Schemata den Zustand der Salzstruktur während des Elster-Hochglazials bzw. zum gegenwärtigen Zeit-

punkt ab. Bei der Beschreibung der quartären Entwicklung wird auf einige ausgewählte Elemente quartärer Ablagerungen oder Formen Bezug genommen, die in Abb. 3 zusammengestellt sind. Hier ist zunächst die enge Bindung von Quartärmächtigkeiten größer 5 m an den Verlauf der Salzstruktur zwischen Al-leringersleben und Schwanefeld hervorzuheben, die offensichtlich auf subrosive Prozesse während des Quartärs zurückzuführen ist. Eine zeitliche Einengung ist anhand der erkundeten Fakten möglich.

In ZIERMANN et al. (1998:73) werden fünf Horizonte analysiert, denen eine Leitfunktion bei der Interpretation subrosiver Erscheinungen und Prozesse zukommt:

- frühpleistozäne fluviatile Kiese („Präglazial“),
- Grundmoränen der Elster-Kaltzeit,
- limnische und limnisch-fluviatile Ablagerungen von der Holstein-Warmzeit bis zur Dömnitz-Warmzeit,
- ® Flussschotter der weichselzeitlichen Niederterrasse,
- limnisch-fluviatile Bildungen des Holozän

Darüber hinaus können einige geomorphologische Elemente zu diesem Zweck verwendet werden, z.B. die Einebnungsflächen der mittel- bis frühpleistozänen terrassenartigen Flachformen und die Fußflächen der Nebentäler (periglazial-denudativ geprägter Talbodenrand).

**Im Altpleistozän und frühen Mittelpleistozän** (Präglazial) setzten sich die denudativen Verhältnisse des ausklingenden Tertiärs fort. Die ältesten quartären Sedimente des Untersuchungsgebietes sind feuersteinfreie fluviatile Kiese, die einem aus dem Harz kommenden weitverzweigten Flusssystem zugeordnet werden. Ausgehend von der Vorstellung, dass das Relief zu jener Zeit wenig gegliedert war und die Kiesvorkommen im Umfeld des Endlagers ungefähr gleiches Höhenniveau hatten, besitzt deren heutige Verstellung eine zentrale Bedeutung für die Einschätzung sowohl subrosiver als auch neotektonischer Prozesse während der nachfolgenden Zeit. Eine gemeinsam erarbeitete Bewertung ist in den Berichten von LOTSCH (1998:94) sowie ZIERMANN et al. (1998:73) enthalten.

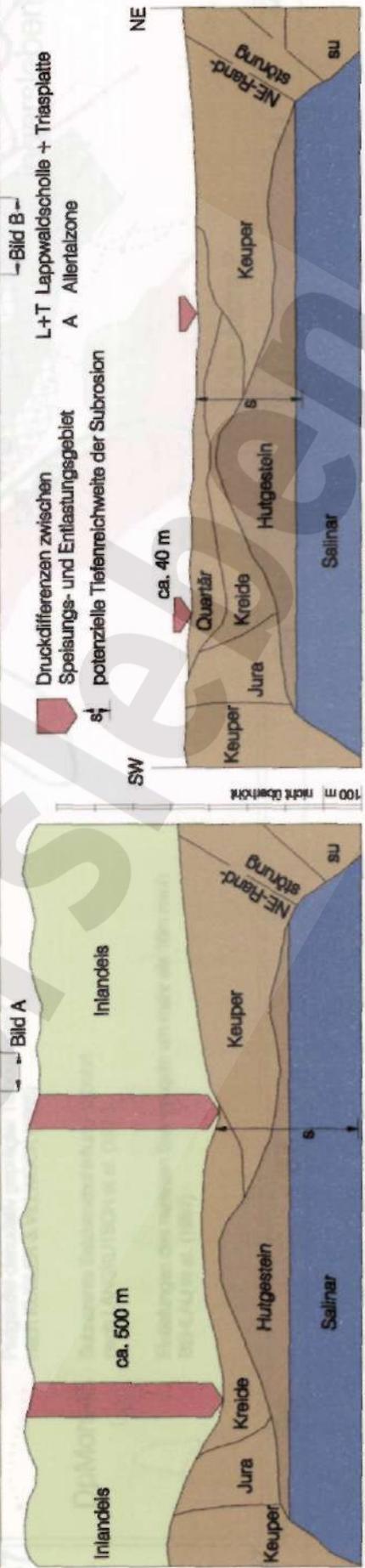
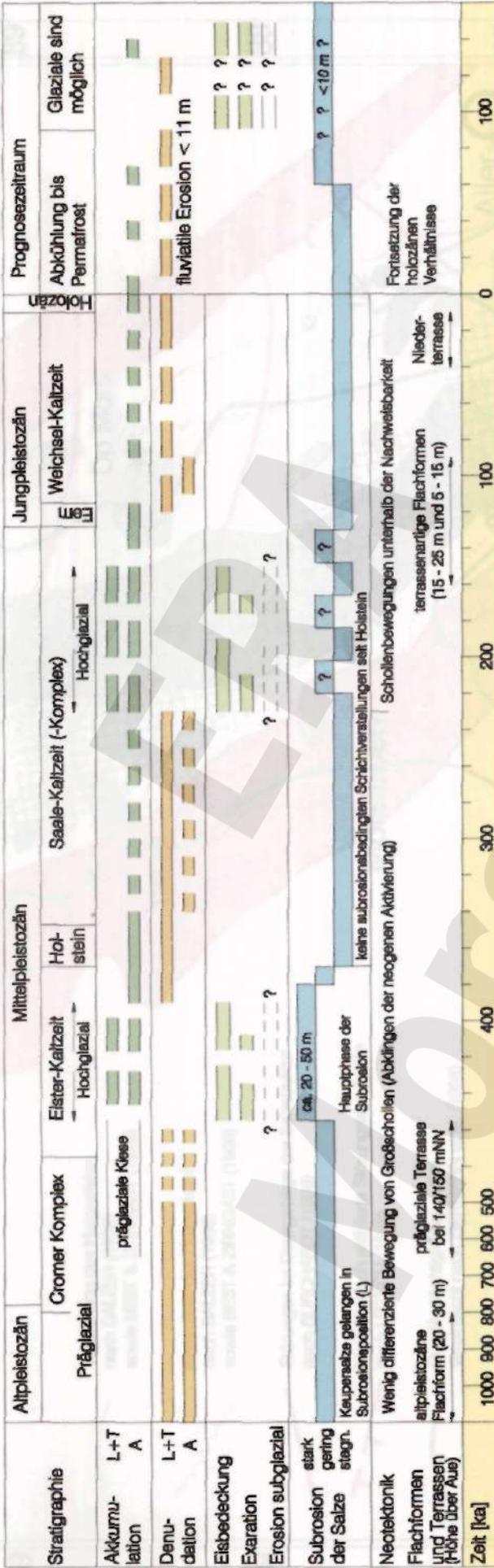


Bild A: Verhältnisse während des älteren Elster-Stadials

Bild B: Gegenwärtige Verhältnisse

Abb.2: Quartäre Entwicklung und Prognose im Gebiet des Endlagers Morsleben

Abb.3: Übersicht schematisch und stratigraphisch bedingter Lagerungsverhältnisse im Morsleben (im Maßstab 1:25 000)

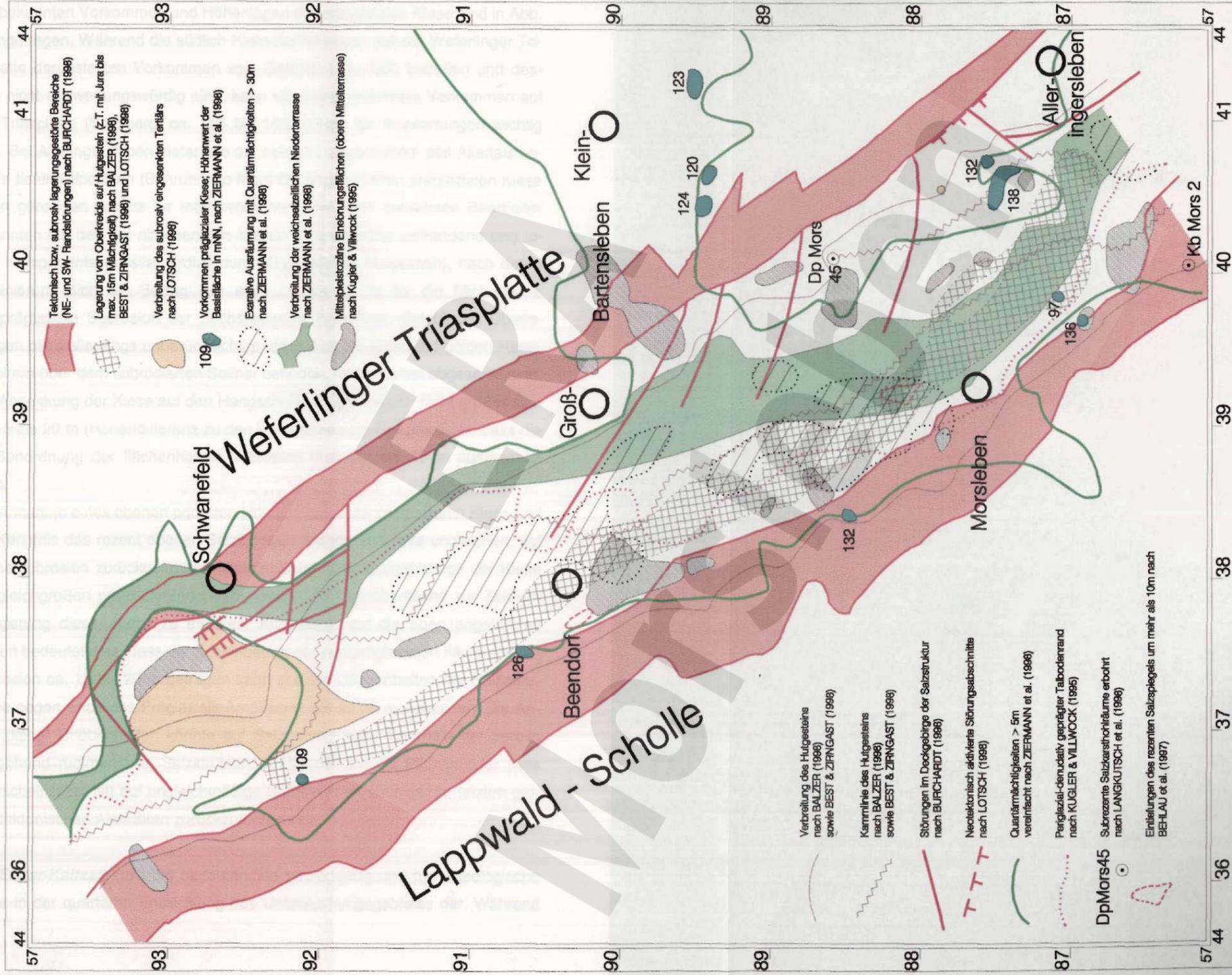


Abb.3: Übersicht tektonisch und subrosiv bedingter Lagerungselemente in der Allertalzone bei Morsleben (im Maßstab 1: 25 000)

Die bekannten Vorkommen und Höhenlagen der präglazialen Kiese sind in Abb. 3 eingetragen. Während die südlich Klein-Bartensleben auf der Weferlinger Triasplatte dargestellten Vorkommen vom Gipskarst (im Rot) betroffen und deshalb nicht auswertungswürdig sind, kann ein weiter entferntes Vorkommen auf der Triasplatte (Spitzberg, ca. 150 bis 155 m NN) für Auswertungen wichtig sein. Bei Alleringersleben bieten die auf beiden Hangschultern des Allertals sowie in tiefer Talposition (Bohrung Dp Mors 20) angetroffenen präglazialen Kiese einen günstigen Ansatz für Interpretationen. Die oben genannten Bearbeiter erkannten bei den tief abgesenkten Kiesen eine unstrittig vorhandene eng lokale Komponente (fossiler Erdfall durch Gipskarst im Hutgestein), nach deren Eliminierung sich ein Betrag von etwa 17 bis 31 m für die flächenhafte postpräglaziale Subrosion der Zechsteinsalze berechnet. Bei diesen Überlegungen blieb allerdings unberücksichtigt, dass sich die Kiese auf beiden Hangschultern über dem subrodierten Salinar befinden, mithin selbst abgesenkt sind. Die Absenkung der Kiese auf den Hangschultern kann jedoch nicht größer sein als 15 bis 20 m (Höhendifferenz zu den Vorkommen am Spitzberg), so dass die Größenordnung der flächenhaften Subrosion max. 40 bis 50 m ausmachen kann.

Die Annahme eines ebenen primären Höhenniveaus der präglazialen Kiese und die Kenntnis des rezent ebenen Salzspiegels zwingt dazu, alle ungleichen, auf Salinarsubrosion zurückgeführten flächenhaften Absenkungsbeträge der Kiese mit gleichgroßen präexistenten Unebenheiten der Salzoberfläche zur Zeit der Ablagerung dieser Kiese zu erklären. Angewandt auf die oben angeführten Zahlen bedeutet dies, dass der Sockelbetrag der postpräglazialen flächenhaften Subrosion ca. 15 bis 20 m betragen kann und die Unebenheiten der Salzoberfläche gegen Ende des Präglazials Amplituden bis zu 30 m aufwiesen. Die Anlage dieser Unebenheiten könnte auf Salzbewegungen innerhalb der bereits weitgehend rudimentären Salzstruktur im Obermiozän bis Pliozän oder (was wahrscheinlicher ist) auf ungleichmäßige Subrosion im Gefolge der letzten großen tektonischen Aktivitäten zurückzuführen sein.

Die **Elster-Kaltzeit** stellt die bedeutendste geologische und hydrogeologische Zäsur in der quartären Entwicklung des Untersuchungsgebietes dar. Während

der beiden Eisvorstöße im älteren und jüngeren Stadial erreichte das Inlandeis im Raum Morsleben weit über 500 m Mächtigkeit (vgl. EISSMANN 1994: 80) und seine exarative Ausräumung des Untergrundes bis ca. 60 m Tiefe. Die Deckgebirgsmächtigkeit verringerte sich und die hydraulischen Druckdifferenzen zwischen Infiltrations- und Exfiltrationsgebieten erhöhten sich von schätzungsweise < 50 m auf über 500 m Wassersäule. Die insbesondere zwischen den beiden Stadien relativ schnell wechselnden Auflasten der Gletscher bewirkten vermutlich neue Klüfte im Hutgestein. Dadurch waren beste Voraussetzungen für intensive Verkarstung des Hutgesteins und intensive Salinarsubrosion geschaffen (vgl. Bild A in Abb. 2).

Das Ausmaß der Salinarsubrosion wird einerseits aus den oben angeführten Höhendifferenzen der präglazialen Kiese abgeleitet, andererseits aus den subrosiven Versenkungsanteilen in der quartären Depression zwischen Morsleben und Beendorf (Lage siehe Abb. 3). Innerhalb der Depression sind beide Elster-Grundmoränen mit dem trennenden Sandmittel syn- und postsedimentär abgesenkt. Die hangende glazilimnische Folge des Elsterspätglazials scheint von der subrosiven Absenkung mitbetroffen zu sein, wenn auch in geringerem Maße. Der subrosive Absenkungsbetrag der bis ca. 200 m breiten Rinne beträgt in Relation zu den umgebenden gleichaltrigen Schichten bis zu 35 m an der tiefsten Stelle (ZIERMANN et al. 1998:77). Da die umgebenden Gesteine von der generellen subrosiven Absenkung nicht ausgeschlossen waren und die resultierende (heutige) Salzoberfläche eben ist, kann die um 35 m erhöhte Absenkung als subrosive Nivellierung einer gleichgroßen Aufwölbung der präexistierenden Salzoberfläche interpretiert werden.

Die Sedimente der **Holstein-Warmzeit und der unteren Saale-Kaltzeit** sind infolge ihrer limnisch bis limnisch-fluviatilen Ablagerungsbedingungen ein besonders geeigneter Leithorizont zur Analyse subrosiver Prozesse. Aus der Verbreitung, Tiefenlage und dem Pollenbestand der holsteinzeitlichen Sedimente von nördlich Beendorf bis südwestlich Alleringersleben geht hervor, dass hier keine syn- und postsedimentären subrosiven Absenkungen stattgefunden haben (ZIERMANN et al. 1998:78). Die gesamten aus Schichtverstellungen ab-

leitbaren Subrosionsvorgänge müssen deshalb dem Hoch- und Spätglazial der Elster-Kaltzeit zugeordnet werden.

Eine Betrachtung der von KUGLER & VILLWOCK (1995) kartierten mittelpleistozänen Einebnungsflächen bestätigt diese Aussage. Die erhaltenen Reste der Einebnungsflächen befinden sich sowohl oberhalb als auch außerhalb der Hutgesteinsverbreitung, teilweise sogar auf der Weferlinger Triasplatte (Abb. 3). Diese etwas geneigten Flächen liegen konstant 15 bis 25 m oberhalb des heutigen Talbodens ohne subrosive Verstellung zwischen den verschiedenen Vorkommen oder innerhalb einer Fläche erkennen zu lassen, d. h. sie wurden postelsterzeitlich gebildet.

Aus dem Dargelegten geht hervor, dass die Verhältnisse während der **Saale-Kaltzeit** zu keinen merklichen Auswirkungen auf Subrosion und Hutgestein geführt haben, auch nicht im Zusammenhang mit der Inlandvereisung. Die Mächtigkeit der Saale-Gletscher ist im Bearbeitungsgebiet nach LIPPSTREU (frdl mndl Mitt.) auf 200 m bis 300 m zu veranschlagen. Die Relationen des Reliefs zwischen Lappwaldscholle, Allertal und Weferlinger Triasplatte und damit die hydrogeologischen Verhältnisse näherten sich nach der Saale-Kaltzeit (abgesehen vom Saale-Hochglazial) dem rezenten Zustand. Großräumig betrachtet endeten die differenzierten Hebungen zwischen der Scholle von Calvörde einerseits und der Weferlinger Triasplatte nebst Flechtingen-Roßlauer Scholle andererseits präsaalekaltzeitlich (BEST & ZIRNGAST in: STORK 1998:176).

Für das **Jungpleistozän und Holozän** stehen die Kiese der Niederterrasse und die limnisch-fluviatilen Sedimente der Aue als Leithorizonte zur Verfügung.

Die Basisfläche der Niederterrassen weist nach ZIERMANN et al. (1998:81) zwischen Morsleben und Beendorf mehrere beckenartige Tieflagen mit Niveauunterschieden bis 4 m auf. Die Formen haben Abmessungen von maximal 200 x 700 m. Sie könnten als subrosiv gesteuerte flache Absenkungen gedeutet werden.

Innerhalb der Aufschlusspunkte der Auebildungen sind mehrere Aufschlusspunkte gegeben, deren Mächtigkeit die übliche (3 m) bis um das Doppelte übertrifft. Die Situation kann einfach durch Altwasserarme interpretiert werden.

Die Punkte können aber auch zu flachen Einsenkungen ähnlich denen der Niederterrasse verbunden werden, korrespondieren mit letzteren aber nur teilweise (ZIERMANN et al. 1998:82).

Als subrosiv bedingt wird von KUGLER & VILLWOCK (1995) der Umstand gewertet, dass die Mündungen der weichsetzeitlichen Nebentalböden auf den periglazialen Fußflächen des linksseitigen Allertalhanges ca. 5 bis 7 m über der Alle-raue liegen.

Zu allen drei obigen Aussagen kann man auf mehrere Art Stellung nehmen.

Variante 1: Man akzeptiert die angegebenen Senkungsbeträge und wertet sie als Ausdruck geringer Subrosion, die an der Salzoberfläche mit zeitlich/räumlich wechselnden Schwerpunkten, doch insgesamt stetig stattfindet. Die wechselnden muldenförmigen Aktivitätszentren sind mit geologischen Methoden nicht fassbar. Bei der Konstruktion von Salzspiegelkarten sind sie infolge der geringen Absenkungsbeträge (< 5 m) nicht darstellbar.

Variante 2: Man akzeptiert die angegebenen Senkungsbeträge nicht, weil Mächtigkeit und mechanische Steifigkeit des Hutgesteins das Durchpausen solch geringer Beträge bis zur Oberfläche nicht zulassen. Zur Erklärung der beobachteten Fakten müssen andere, hier nicht näher zu diskutierende Ursachen gefunden werden (z.B. Altwasserbildungen bezüglich der Mächtigkeiten, denudative Vorgänge bezüglich der Geländestufen).

Variante 3: Man akzeptiert das Durchpausen der subrosiven Absenkungen, setzt dabei die Überwindung der mechanischen Festigkeit des Hutgesteins voraus und kommt zu dem Schluss, dass infolge der stattgefundenen Auflockerung des Hutgesteins der Subrosionsbetrag am Salzspiegel noch größer ist als der an der Erdoberfläche erkennbare.

Im vorliegenden Bericht wird Variante 2 als die am ehesten akzeptierbare aufgefasst, doch ist dies für die behandelte Gesamtproblematik von untergeordneter Bedeutung.

#### 4 Beziehungen zwischen Beschaffenheit und Durchlässigkeit des Hutgesteins im Bereich des Endlagers Morsleben

Die Beschaffenheitsangaben zum Hutgestein beruhen auf den Bohrkernuntersuchungen und daran anknüpfende Auswertungen der BGR und sind umfassend in BALZER (1998) wiedergegeben. Der Bearbeiter unterscheidet im Hutgestein:

- subrosiv überprägte zechsteinzeitliche Leithorizonte,
- Residualbildungen der subrodierten Zechsteinsalze und
- Neukristallisation von Gips in sulfatischen Lösungen (Gipsneubildung).

Zu den lithostratigraphisch gliederbaren Leithorizonten gehören der Hauptanhydrit, die Schichtenfolge Deckanhydrit / Grauer Salzton / Leinekarbonat und der Rote Salzton. Die Residualbildungen werden nach Gefüge- und Stoffmerkmalen in mehrere Lithotypen eingeteilt, von denen jeweils eine primäre Anhydrit- und eine sekundäre Gipsvarietät existiert. Hervorzuheben sind die Lithotypen katatektischer Anhydrit bzw. Gips, Hornanhydrit bzw. Massengips, Residualbrekzie aus Anhydrit bzw. Gips und Kollapsbrekzie aus Anhydrit bzw. Gips (vgl. BALZER 1998:32). Anhydrit und Gips werden im weiteren Text zusammengefasst als Sulfate bezeichnet.

##### 4.1 Zu Aspekten der Bildung des Hutgesteins

Die **primäre Lithofazies der Residualbildungen** weist auf die Konzentrationsverhältnisse der Lösungen am Salzspiegel zum Zeitpunkt der Bildung der Gesteine hin. Unter den rezenten Bedingungen (Druck und Temperatur bei -140 m NN) würde in konzentrierten NaCl-Lösungen immer Anhydrit als diagenetisch stabiles Mineral am Salzspiegel neu kristallisieren. Mit abnehmender NaCl-Konzentration der Lösungen am Salzspiegel ist bei CaSO<sub>4</sub>-Sättigung eine Gipsneubildung bzw. eine Hydratation anhydritischer Residuen bis 650 m unter Gelände möglich (vgl. BALZER 1998:67).

Die Texturen der Residuen bieten Ansatzpunkte für Überlegungen zur einstigen Subrosionsgeschwindigkeit. So resultiert die Schichtungstextur des katatektischen Anhydrits aus der Neukristallisation von Anhydrit unter Einbau feiner Anhydritresiduen, wobei die überlagernde ältere Schicht nahezu verfestigt war, bevor sich die unterlagernde am Salzspiegel bildete - Indiz für eine geringe Subrosionsgeschwindigkeit. Auf Grund der Feinschichtung (speziell bei Einlagerung residualer Tone) neigt dieser Lithotyp zu Ablösungserscheinungen. Häufig belegen dünne Marienglaslagen die spätere Zirkulation sulfatübersättigter Lösungen. Beim massigen Hornanhydrit erfolgte die Lithifizierung der Schichtflächen viel weitständiger, was als Hinweis auf erhöhte Subrosionsgeschwindigkeit gewertet wird. Kollapsbrekzien bezeugen den Einsturz lösungsgefüllter Hohlräume am Salzspiegel und nachfolgende Zementierung der Bruchstücke durch primären Anhydrit oder (häufiger) Gips. Genetisch bedingt besitzen die Residualbildungen primär keinen durchströmten Porenraum, sondern eine sekundäre Permeabilität auf dem Salzspiegel subparallelen Ablösungsflächen DZW. Feinstklüften (BALZER 1998: 33, 34).

Die *Vergipsung* ist ein genetisch sekundärer Prozess. Er widerspiegelt die Durchströmung der primär anhydritischen zechsteinzeitlichen Leithorizonte (insbesondere Hauptanhydrit) oder der primär anhydritischen residualen Bildungen durch ungesättigte Lösungen bzw. Infiltrationswässer.

Die Hydratation der Residuen kann partiell oder vollständig sein. Bezüglich des subrosiv überprägten Hauptanhydrits unterscheidet BALZER (1998:22) zwei Intensitäten der Hydratation - die initiale und die finale. Die initiale Vergipsung umfasst Gipseinsprenglinge und Gipsfasern. Gipsfasern treten im Bohrkern oft als mm-mächtige und cm-lange Einlagerungen auf und werden als lithologisches Abbild eines vormals hydraulisch aktiven Kluftsystems aufgefasst. Die Grundwasserbewegung wird vorwiegend über kommunizierende Kluftsysteme erfolgt sein. Eine intensive Matrixdiffusion ungesättigter Lösungen kann nicht stattgefunden haben, da sonst das Hutgestein vollständig in sekundärer Gipsfazies vorliegen müsste (BALZER 1998:69).

Die finale Hydratation des Hauptanhydrits stellt sich als massiges Gipsgestein mit erkennbaren sedimentären Texturtypen dar.

Die **Neubildung von grobspätigem Gips** (Marienglas) ist dagegen kein Ergebnis einer Hydratation von Anhydrit. Derartige Kristallisate bilden sich bei sehr langsam verlaufender Aussüßung der ursprünglich hochsalinaren Lösungen in vorhandenen Hohlräumen (Klüfte, Salzkarst, Gipskarst).

Alle wesentlichen Hutgesteinbohrungen des Endlagerstandortes sind in Abb. 4 zu einem fiktiven Querprofil vereinigt. Als strukturelle Orientierung dient die Entfernung der Bohrungen von der südwestlichen Verbreitungsgrenze der Oberen Kreide. Dargestellt sind anhand der Schichtenverzeichnisse (ALBRECHT et al. 1998) die Lithotypen, die Hydratation, die Steinsalzfundamente und die klüftungsfreien Abschnitte im Hutgestein. Das Hutgesteinsintervall zwischen rezenterem und vermutlich paläozänem Salzspiegel wird farblich betont.

#### 4.2 Zur Verteilung der Lithotypen und Leithorizonte

Die Verteilung der zwei Lithotypen **katatektische Sulfate und massige Sulfate** in Abb. 4 lässt keine Gesetzmäßigkeit erkennen, die zu einer Horizontierung zwischen Phasen mit geringer oder erhöhter Subrosionsgeschwindigkeit entwicklungsgeschichtlich nutzbar wären.

Der **Lithotyp der Gipsneubildung** tritt in drei Tiefenniveaus auf. Das tiefste findet sich im Kontakt mit dem rezenteren Salzspiegel, das höchste in Hutgesteinshochlagen oberhalb ca. 0 m NN und das mittlere im Niveau der tiefen Kreideabsenkungen bei -80 m NN.

Am rezenteren Salzspiegel kommt neben dem neugebildeten Kristallgips selbständig oder in Wechsellagerung mit ihm auch katatektischer Gips und bisweilen geflasierter Massengips vor. Die Mächtigkeit dieser Kristallgips enthaltenden Bildungen beträgt bis zu 5 - 10 m, in zwei randlich zur Hutgesteinsverbreitung angesetzten Bohraufschlüssen bis ca. 20 m (Dp Mors 43 und 45). Darüber lagern primär anhydritische Residuen. BALZER (1998:70) schreibt dazu: „Stehen

die ursprünglich anhydritischen Residuen für einen persistenten Prozess der Aufsättigung deszendenter Grundwässer mit Salz und der Kristallisation von primärem Anhydrit in hochkonzentrierten Salzlösungen an den präpleistozänen Salzspiegeln, so widerspiegeln die Kristallgipse eine Umstellung in der Lösungskonzentration am pleistozänen Salzspiegel infolge des erhöhten Zuflusses deszendenter Wässer und der Kristallisation von Gips aus sulfatübersättigten Lösungen. Die Faziesgrenze zwischen älteren vergipsten Anhydritresiduen und jüngsten Hutgesteinsbildungen mit Neukristallisation von Gips ... könnte aus Sicht salinarsubrosiver Prozesse als zeitlicher und hydraulischer Hiatus aufgefasst werden." Er verbindet den Hiatus gedanklich mit dem Wechsel der geohydraulischen Bedingungen während der Elster-Kaltzeit und merkt an, dass im Nachgang zu dieser Periode intensiver Subrosion der nunmehr tiefer liegende Salzspiegel und die geringere Tiefenwirkung des Grundwassers im Spätpleistozän zur Stagnation der salinaren Subrosionsprozesse führten.

Die in ca. 60 m bis mehr als 140 m Entfernung oberhalb des rezenten Salzspiegels vorkommenden Gipskristallite, die sich zudem oberhalb des. vermutlichen paläozänen Salzspiegels befinden, gehören ihrer Entstehung nach mit großer Wahrscheinlichkeit zur Phase der kreidezeitlichen Subrosionsprozesse und der dazugehörigen Gipskarstbildung im Hutgestein jener Zeit. Es ist bemerkenswert, dass sich der mit Kristallgips ausgefüllte Raum in der Bohrung Dp Mors 69 in etwa dem gleichen Niveau befindet wie die mit sandig-schluffigem Material ausgefüllten Karstschloten in der Bohrung Dp Mors 20, was eine zusammengehörige fossile Verkarstung vermuten lässt.

Für die Bohrung Dp Mors 42 wird die Anlage der Gipskristalle in einer ehemals mit Kalisalzen gefüllten Kluft des Hauptanhydrits angenommen (BALZER 1998:79), was kreidezeitlich möglich gewesen ist, während die ca. 20 m mächtigen Gipskristallite in der Bohrung Dp Mors 72 einen ehemaligen Karsthohlraum füllen (vgl. Abb. 4).

Man kann schlussfolgern, dass das Hutgestein an der heutigen Nordostflanke der Kreidesenke seinerzeit nicht nur erodiert wurde, sondern bis in ca. 20 - 50 m Tiefe der Verkarstung unterlag und die Karsthohlräume entsprechend der späteren subrosiven Absenkung der Kreidebasis in größere Tiefen gerieten.

Insofern ist es möglich, dass überall, wo Kreide auf Hutgestein (oder geringmächtig zwischengeschaltetem Jura) lagert, fossile, heute gefüllte Karsthöhlen im angegebenen Tiefenintervall vorkommen können. Außerhalb der heutigen bzw. einstigen Auflagerung von Kreide auf Hutgestein sind keine fossilen Gipskarstsysteme denkbar.

Der residuale Lithotyp **Kollapsbrekzie** entsteht, wenn Hauptanhydrit oder ein Residualgestein oder ein Deckgebirgsgestein in einen durch Salinarsubrosion am Salzspiegel entstandenen Hohlraum bricht und anschließend durch Neukristallisation von Anhydrit (selten) bzw. Gips zementiert wird. In Abb. 4 bezeugt dieser Lithotyp insbesondere Deckgebirgsnachfälle in Lösungshohlräume bei der postkretazischen Tieferlegung des Salzspiegels unter Keuper und Jura südwestlich der Kreidesenke. Im übrigen Gebiet ist er weniger augenfällig.

Während sich die Residualgesteine grundsätzlich parallel zum jeweiligen Salzspiegel ungeachtet der Lagerung der dort anstehenden Salzgesteine bildeten, ist der Einbau der zechsteinzeitlichen Leithorizonte in das Hutgestein durch ihre strukturelle Position und ihre Lagerungsverhältnisse innerhalb des Zechsteinsaünars vorbestimmt.

Die Verbreitung der **Schichtenfolge Deckanhydrit / Grauer Salzton I Leinekarbonat** ist eng an die des Hauptanhydrits gebunden. In den abgebildeten Bohrungen (Abb. 4) kommt die Schichtenfolge 14 mal mit und zweimal ohne Hauptanhydritkontakt vor. Sie war durch ihre Lage zwischen dem festen, steifen Hauptanhydrit und dem plastisch verformbaren bzw. an der Hutgesteinsbasis in Lösung gehenden Steinsalz besonderen Beanspruchungen während der Strukturentwicklung ausgesetzt. Diese bewirkten oft eine Brekzierung der Karbonate und der zu Gips umgewandelten Sulfate und ihre Einbettung in eine tonige Matrix sowie Unterbrechung bzw. Ausdünnung der Schichtenfolge. Die im Vergleich zu anderen Hutgesteinsarten erhöhte Durchlässigkeit beruht wahrscheinlich auf der Brekzierung und auf schichtspezifischen Fließwegen an den Materialgrenzen Ton/Karbonat sowie Karbonat/Gips. Die tonigen Anteile ermöglichen außerdem eine Matrixdiffusion innerhalb der Schicht.

Legende zu Abbildung 4

- Kurzbezeichnung der Bohrungen**  
Dp Mors bzw Kb Mors
- Bohransatzpunkt**  
Quartärbasis
- Bedeckung des Hutgesteins**
- Klüftungsfreie Intervalle im Hutgestein**
- Steinsalz im Hutgestein**
- Hervorhebung von Karsterscheinungen**
- Abgrenzungen von Lithotypen im Bohrprofil**
- Hydratationsabgrenzung innerhalb eines Lithotyps**
- Kristallgips neben anderen Lithotypen**
- Mächtigkeitzuwachs der Hutgesteine seit dem Unterpaläozän**
- Salinare Gesteine (ohne Subrosionsmerkmale)**
- Südwestliche Kreide-Verbreitungsgrenze als Bezugspunkt für die Bohrungen**

- Struktureinheiten am Salzspiegel**  
WM Westmulde  
SM Südmulde  
SS Schachtsattel  
ÖSS östl. Schachtsattel  
WSS westl. Schachtsattel  
HM Hauptmulde  
OM Ostmulde  
RM Randmulde

Lithotypen	Abk.	Hydratation der Sulfate		
		initial	partial	final
Roter Salzton Deckanhydrit Grauer Salzton Leinekarbonat Hauptanhydrit	H			
Katastatische Sulfate massige Sulfate Residualbrekzie Kollapsbrekzie	K M R B			
Neubildung von Kristallgips				

V Zusammenfassung mehrerer Lithotypen

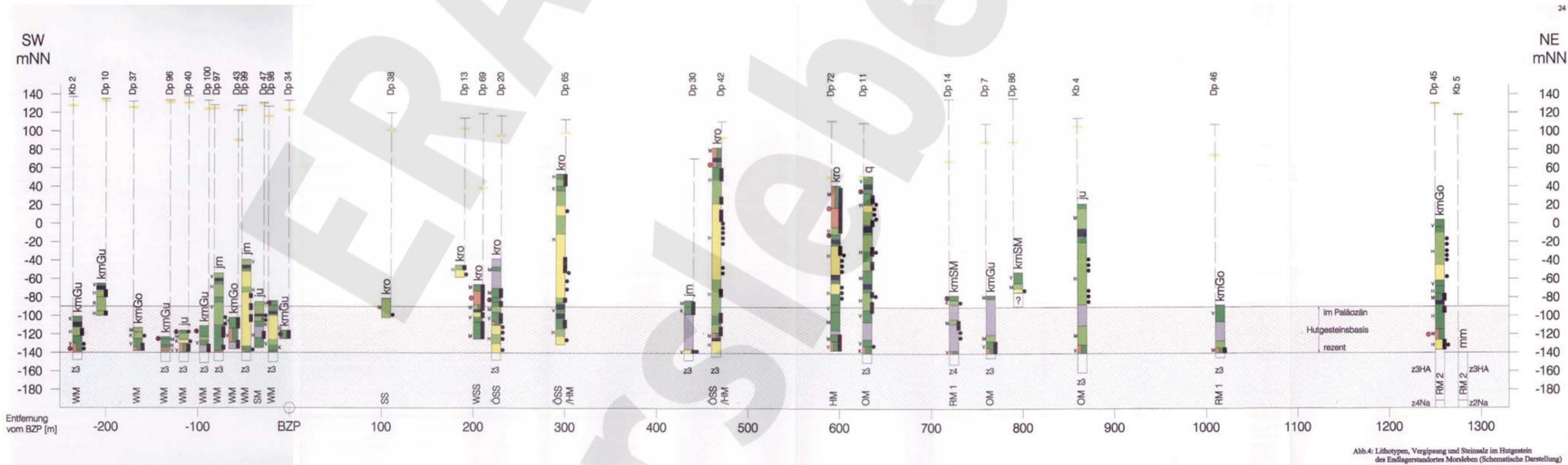


Abb.4: Lithotypen, Vergipung und Steinsalz im Hutgestein des Endlagerstandortes Morsleben (Schematische Darstellung)

Der subrosiv überprägte **Hauptanhydrit** ist vorherrschend an folgende residuale Formen der Salzstruktur im Hutgestein gekoppelt:

- a) Flanken des Östlichen Schachtsattels (Schwerpunkt Richtung Hauptmulde),
- b) Westmulde /Westsattel (südwestlich der Kreidesenke),
- c) Randsattel- und mulden (im östlichen Strukturteil).

Am rezenten Salzspiegel ist der Übergang des Hauptanhydrits vom Salinar in das Hutgestein für den Fall a) anhand der untertägigen Erkundung prägnant darstellbar (vgl. Isopachenplan des Salinars über dem Hauptanhydrit in BEHLAU & MINGERZAHN 1999), für den Fall b) ist er aus Bohrungen, nicht aber aus der Grubenkartierung erkennbar und Fall c) liegt außerhalb der Grubenfelder. Der Hauptanhydrit zwischen östlichem Schachtsattel und Hauptmulde ist im Hutgestein mit sehr großen Gesamtmächtigkeiten vertreten, die Schichtdoppelungen und Verschuppungen widerspiegeln. Bedenkt man, dass die postpaläozäne Subrosion von ca. 250 m - 300 m Salz zu Residualgesteinen von max. ca. 50 m Mächtigkeit führte, die Gesamtlänge der Hauptanhydritschollen an der Westflanke der Hauptmulde in dieser suörodierten Salzschicht aber vermutlich bedeutend mehr als 50 m betrug, ist die Annahme einer besonderen Belastung des Hauptanhydrits unter dem Gewicht des absinkenden Deckgebirges geradezu zwingend erforderlich. Die Belastung der Hauptanhydritschollen am Salzspiegel durch das überlagernde Deckgebirge wird in Zeiten erhöhter Subrosion am intensivsten gewesen sein, so dass zusätzliche Klüftbildung in diesem Abschnitt möglich war, die die Subrosion ihrerseits forcieren konnte. Vielleicht ist die Eintiefung des Salzspiegels oberhalb des Zentralteils der Grube Bartensieben einer solchen Phase progressierender Subrosion unter den Bedingungen (Auflasten) des Elster-Hochglazials geschuldet.

Gegenwärtig sind die ehemals wasserwegsamten Klüfte im Hauptanhydrit durch Gips, untergeordnet auch durch Steinsalz, Anhydrit und Ton verheilt. Der Anteil offener oder partiell offener Klüfte ist extrem gering. Das Gestein besitzt genetisch bedingt eine äußerst geringe Porosität, die gegen Null geht.

Der zechsteinzeitliche Leithorizont **Roter Salzion** kommt insbesondere oberhalb der Ostmulde und der ersten Randmulde vor, wo er scheinbare Mächtigkeiten bis 20 m oder 40 m erreicht. In den fünf Bohrungen Dp 7, 11, 14, 46 und

Kb 4 (Abb. 4) macht der Rote Salzton 27 % der erbohrten Mächtigkeit aus. Unterhalb der Kreidedepression und auch südwestlich davon beträgt sein Anteil ca. 4 %. Der Rote Salzton ist meist massig, bei zunehmendem Schiuffanteil geschichtet, Feinsandanteile sind sehr selten. Seine Konsistenz ist unterschiedlich und reicht von weichplastisch über steifplastisch bis fest. Er besitzt insgesamt stark grundwasserhemmende Eigenschaften, hydraulisch wirksame Kluftbildung ist nur in Ausnahmefällen (bei spröder Ausbildung), Matrixdiffusion dagegen in der Regel möglich.

### 4.3 Zur Verteilung von Vergipsung und Steinsalz

Der gegenwärtige Vergipsungsgrad des Hutgesteins ist recht wechselhaft. Aus Abb. 4 sind keine Gesetzmäßigkeiten erkennbar, die eine Beziehung zur Tiefe oder Mächtigkeit des Hutgesteins oder zu seiner Position bezüglich Deckgebirge oder Salinar nahe legen.

Die Vergipsung konnte von wasserleitenden Klüften ausgehen, die das Hutgestein während gewisser Etappen der Strukturentwicklung diskontinuierlich durchsetzten, aber auch schichtbezogen vom Grauen bzw. Roten Salzton, deren Porenanteile und nachgewiesene unterschiedliche plastische bis feste Konsistenz wechselnde Anwesenheit von mobilem Wasser (Diffusion) begründen.

In Abb. 4 sind alle *Gipsgesteine* der finalen Hydratation zugeordnet, während die *Anhydritgesteine* nach Häufigkeit der Gipseinsprenglinge und Gipsfaserh bzw. Gipslagen qualitativ als initial oder partial vergipst ausgewiesen sind (vgl. BALZER 1998:73). Die Angaben aus den Schichtenverzeichnissen wurden dabei bisweilen dem Darstellungsmaßstab entsprechend schematisiert.

Die Sulfatgesteine im Kontakt zum Grauen bzw. Roten Salzton sind überwiegend vollständig vergipst. Das Verhältnis der finalen zur partialen Hydratation beträgt beim Grauen Salzton 79 % zu 18 % und beim Roten Salzton 65 % zu 30 % der in Abb. 4 ausgewiesenen Kontaktflächen. Je ein Kontaktbereich ist lediglich initial vergipst (Dp Mors 42 und 30). Diese Relationen korrespondieren mit den Ergebnissen der hydrogeologischen Erkundung, wonach der Graue

Satzton im Verband mit Deckanhydrit und Leinekarbonat grundwasserführend sein kann.

Es fällt auf, dass die initiale Hydratation bei Residualgesteinen sehr selten vorkommt (geringmächtig in Dp 30, 40, 86), innerhalb des subrosiv überprägten Hauptanhydrits jedoch in Gesteinspartien bis 60 m - 80 m Mächtigkeit auftritt. Offenbar waren die primär anhydritischen Residualgesteine anfälliger gegenüber Klüftbildungsprozessen im Hutgestein als der Hauptanhydrit, so dass während der Phasen intensiver Subrosion der Lösungstransport bevorzugt durch sie verlief und sie im Gefolge intensiver hydratisiert wurden. Die bei der Kernaufnahme als „klüftungsfrei“ identifizierten Bereiche (Abb. 4) befinden sich in initial, partial und final hydratisierten Abschnitten und bieten sich nicht zu weiterführenden Schlussfolgerungen an.

Steinsalz als Klüftfüllung und als sekundärer Zement ist in allen Hutgesteinsvarietäten und bis zu 160 m oberhalb des rezenten Salzspiegels angetroffen worden. Seine Ablagerung wird vorwiegend oder ausschließlich nach Beendigung der elsterzeitlichen intensiven Klüftung und Wasserführung des Hutgesteins stattgefunden haben. Die Ausfällung der Salze bezeugt die generell aufwärtssteigende Grundwasserbewegung vom Salzspiegel zur Oberfläche des Hutgesteins in der jüngsten geologischen Vergangenheit (seit Holstein ?) unter sehr langsamen, vermutlich stationären hydrodynamischen Verhältnissen. Der Transport der ionaren Anteile vom Salzspiegel bis zur Oberfläche des Hutgesteins ist unter rezenten Bedingungen auch durch Diffusion möglich, soweit eine (geringe) Porosität gegeben ist.

## **5 Schlussfolgerungen zur Langzeitbewertung der Durchlässigkeit des Hutgesteins**

Die entwicklungsgeschichtliche Analyse der Subrosionsphasen führt zur Hervorhebung dreier Aktivitätsabschnitte im Tertiär und Quartär.

Der erste Abschnitt schließt im Paläozän an die tektonischen und salzkinetischen Ereignisse während des Übergangs von der Oberkreide zum Tertiär an.

Dabei wurde die Salzmächtigkeit im Zeitraum 65 bis 55 Ma BP um ca. 160 m subrosiv verringert (wie aus den Salzspiegellagen zu diesem Zeitpunkt gemäß Abb. 1, Bilder 1 und 2, zu ersehen ist). Ausschlaggebend dafür waren die bereits kreidezeitlich angelegten Verhältnisse, die im Paläozän mit sich abschwächender Ausprägung fortwirkten, insbesondere die wahrscheinlich noch vorhandene Klüftigkeit und teilweise Verkarstung des Hutgesteins und die zu vermutenden anfänglich noch wirksamen großen Potentialdifferenzen zwischen Speisungs- und Entlastungsgebieten der Grundwassersysteme. Im Verlaufe der Ausbildung der oberpaläozänen Peneplain verlor die advective Grundwasserbewegung infolge Ausfüllung der Kluft- und Karsthohlräume und Wegfalls der Reliefunterschiede an Bedeutung, während der diffusive Stofftransport vom Salzspiegel in höher liegende Horizonte weiterhin stattfand. Die Diffusion hat seit Beendigung der subrosiven Absenkung der Kreidesedimente meist einen beachtlichen Anteil an der Wegführung des Steinsalzes ausgemacht, weil die Deckgebirgsmächtigkeit seit dieser Zeit etwa 250 m betrug (Keuperschollen/Juraschollen, Kreidesedimente) und das Fließgeschehen der Grundwässer in den zeitweise im Hutgestein vorhandenen klüftigen Zonen am tief gelegenen Salzspiegel immer erschwert war.

Unter diesem Aspekt hatte das Ausmaß der großräumigen Denudation (nebst genereller Tieferlegung der Geländeoberfläche) entscheidende Bedeutung für die Tieferlegung der Salzoberfläche.

Das Wissen um die relativ schnelle Gips-Verheilung von Klüften im anhydritischen Hutgestein und die erkennbaren paläohydrogeologischen Randbedingungen der Grundwasserdynamik im Paläozän lassen erwarten, dass die erste Phase der aktiven tertiären Subrosion im Oberpaläozän zu Ende ging. Danach folgte eine fast 45 Ma währende Entwicklungsphase, die keinen Raum bot für die Wiederbelebung einer Grundwasserbewegung auf Klüften im Hutgestein.

Der zweite Zeitabschnitt betrifft das späte Obermiozän bis Pliozän. Die obermiozänen bis pliozänen tektonischen Vorgänge führten dazu, dass großräumige Hebung und nachfolgende intensive Abtragung der tertiären Schichten den Salzspiegel wieder in die Tiefenreichweite subrosiver Prozesse brachten, dass wasserwegsame Kluftbildungen im Deckgebirge stattfanden und ein neu ges-

taltetes Relief große Potentialunterschiede zwischen Speisungs- und Entlastungsgebieten als Triebkraft der Grundwasserbewegung ermöglichte. Diese Subrosionsphase endet mit der Herausbildung eines wenig zertalten, von einem Flusssystem durchzogenen altpleistozänen Denudationsreliefs. Ihre Dauer beträgt ca. 5 bis 8 Ma, der Salzspiegel wurde um ca. 100 - 130 m tiefer gelegt.

Der dritte und letzte Aktivitätsabschnitt ist dem Elster-Hochglazial zugeordnet. Auslöser sind keine überregionalen tektonischen Impulse, sondern die außerordentlich mächtige Inlandeisbedeckung. Sie schuf extreme Belastungen für das Deckgebirge, wodurch neue wasserwegsame Klüfte entstehen konnten, und bewirkte extreme hydraulische Gradienten in den Grundwassersystemen, wodurch hohe Fließgeschwindigkeiten am Salzspiegel ermöglicht wurden. Ihr Maximum mag die Subrosion während der Abschmelz- und Wiederaufbauphase der Gletscher zwischen den beiden Stadien erreicht haben (Dauer ca. 10 ka), die Gesamtdauer der aktiven Subrosion liegt bei ca. 40 ka, wobei die Steinsalzmächtigkeit um ca. 20 bis 50 m reduziert wurde.

Die Verhältnisse während der Saale-Kaltzeit und der Weichsel-Kaltzeit haben nach den Befunden am Standort mit Sicherheit nicht zu einer bemerkenswerten Aktivitätserhöhung der Subrosion geführt.

Künftige kaltzeitlich gesteuerte Subrosionsbeträge wurden mittels Modellrechnungen unter Zugrundelegung der *rezenten* Durchlässigkeitsverteilung im Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur und der zu erwartenden Klimaentwicklung abgeschätzt (WILDENBORG 1999). Entsprechend der vorgenommenen Klimaprognose erwartet man in ca. 25 ka und in ca. 60 ka nach heute Abkühlungsmaxima mit Permafrost. Nach ca. 100 ka besteht eine geringe Wahrscheinlichkeit, dass das Untersuchungsgebiet von Inlandeis bedeckt wird. Die Subrosionsberechnungen ergaben, dass in den kommenden 150 ka kumulativ eine Steinsalzsicht von ca. 2 m Mächtigkeit aufgelöst werden kann (WILDENBORG 1999:130).

Die Modellrechnungen ermöglichen über den Vergleich der resultierenden Subrosionsraten Schlussfolgerungen, in welchem Grade sich die Verhältnisse

während der bisherigen, entwicklungsgeschichtlichen Subrosionsphasen davon unterscheiden. Tabelle 1 enthält diesbezügliche Daten.

*Tabelle 1: Resultierende Subrosionsraten während des Tertiärs und Quartärs im Raum Morsleben*

<b>Zeitraum der Subrosion</b>	<b>Zeitdauer der Subrosion</b>	<b>Subrosionbetrag</b>	<b>Subrosionsrate [mm/a]</b>	
Paläozän	10 Ma	160 m	0,016	~~
Unteres und Mittleres Eozän	13 Ma	100 m	0,008	
Oberes Miozän bis Pliozän	5 - 8 Ma	100-130 m	0,013 (min.) 0,026 (max.) 0,018 (med.)	
Elster-Hochglazial	10 ka (min.) 40 ka (max.)	lokal 50 m generell 20 m	lokal bis 5,0 generell 0,5 - 2,0	
Prognose	15 ka	2 m	! 0,013	die in Tab. 1 angegeben

jeweils vorherrschende geohydraulische Situation, die die Subrosion langfristig steuerte. Ausschlaggebend sind insbesondere die Größenordnung der Gebirgsdurchlässigkeit und der Potentialunterschiede zwischen Speisungs- und Entlastungsgebieten der Deckgebirgswässer.

Im Paläozän, als sich die paläogeographischen Bedingungen hin zu einer wenig gegliederten Denudationsebene entwickelten, waren die hydraulischen Gradienten vermutlich insgesamt geringer als heute, aber die Gebirgsdurchlässigkeit im Deckgebirge, und dort vor allem im Hutgestein, wird insgesamt größer als gegenwärtig gewesen sein. Gerechnet werden muss aus geologischer Sicht mit einer während des Paläozäns abnehmenden Größe sowohl der Gradienten als auch der Kluftdurchlässigkeiten. Es ist jedoch nicht anzunehmen, dass die Kluftdurchlässigkeit zu Beginn dieser Subrosionsphase sich um mehrere Größenordnungen von der heutigen unterschied, weil ansonsten die resultierende Subrosionsrate deutlich größer ausfallen müsste. Gegen Ende des Paläozäns

dürfte die Subrosionsrate bereits den für Unter- und Mitteleozän ausgewiesenen geringen Wert erreicht haben, der die weitgehende Verheilung der Wasserwegsamkeiten im Hutgestein und die auch paläogeographisch ableitbare weitere Abnahme der Potentialdifferenzen im Grundwassersystem bezeugt.

Für das Obere Miozän bis Pliozän ist die Zeitdauer der aktiven Subrosion aus geologischen Gründen nicht exakt definierbar. Der Subrosionsbetrag ergibt sich aus der Lage des Salzspiegels vor 42 Ma und seiner heutigen Lage (Abb. 1, Bild 2 und 3) unter Abzug der Subrosion während des Elster-Hochglazials, die sich anhand geologischer Leithorizonte abschätzen lässt. Die resultierende Subrosionsrate ist trotz gewisser Unsicherheiten für vergleichende Betrachtungen verwertbar. Sie ist beim Maximalwert um den Faktor 2 größer als für den Prognosezeitraum, woran sowohl die möglicherweise höheren Gradienten als auch die aus geologischer Sicht zu erwartende höhere Kluftdurchlässigkeit (verglichen mit den gegenwärtigen Verhältnissen) beteiligt sein dürften.

Die Sonderstellung des Elster-Hochglazials bezüglich der Subrosionsintensität wird durch die berechneten Raten sehr deutlich. Sie übertreffen für den generellen flächenhaften Wert die beiden tertiären Phasen erhöhter Subrosion um das 20- bis 125-fache. Maßgeblich dafür sind vermutlich die enormen hydraulischen Druckgradienten, die sich von den tertiären um mehr als das 10-fache unterscheiden. Daneben ist nicht auszuschließen, dass die wechselnden Spannungsverhältnisse im Untergrund als Folge der wechselnden Eislasten zu einer wesentlich stärkeren hydraulisch wirksamen Kluftbildung führten, als dies die tektonischen Spannungen an der Wende Kreide-Tertiär sowie Miozän-Pliozän auszulösen vermochten.

Die größten Subrosionsraten während einer Kaltzeit treten nach den Modellrechnungen (mit rezenten Durchlässigkeiten) dann auf, wenn unter Permafrostbedingungen sich das Allertal vom Exfiltrations- zum Infiltrationsgebiet wandelt. Dann ist die Subrosion im Zentralteil der Salzstruktur am größten. In den meisten der modellhaft untersuchten Fälle strömt jedoch das Grundwasser von der Triasplatte und der Lappwaldscholle auf die Salzstruktur zu und wird im Allertal exfiltriert, wobei die Subrosion bevorzugt im Randbereich des Salzspie-

gels stattfindet (WILDENBORG 1999:139). Möglicherweise ist in analogen räumlich-zeitlich wechselnden geohydraulischen Randbedingungen während der Elster-Kaltzeit die Erklärung zu finden, weshalb es einerseits Eintiefungen des Salzspiegels wie z.B. über dem Zentralteil der Grube Bartensieben gibt, andererseits fossile Salzkarstphänomene an den Rändern der Hutgesteinsverbreitung (vgl. Abb. 3).

Die im Verlaufe des Elster-Hochglazials im Hutgestein angelegten wasserweg-samen Klüfte schlossen sich später durch Selbstverheilung (Gipsbildung, Zementation) wieder. Die Heterogenität der Hutgesteinsvergipsung wird als Ausdruck der einstigen heterogenen Klüftung und Grundwasserführung interpretiert. Anhand der Erkundungsbohrungen hat sich erwiesen, dass nicht die in das Hutgestein eingebauten Schollen des Hauptanhydrits, sondern die Residualbildungen am häufigsten vergipst sind, also wegen ihrer lithologischen Eigenschaften vermutlich stärker mit NaCl-untersättigten Lösungen durchströmt wurden.

Seit der Schließung der elsterzeitlichen Klüfte fand keine spürbare Klufthildung mehr statt. Das sogenannte „intakte Hutgestein“ überwiegt gegenwärtig bei weitem. Die im Prognosezeitraum nach ca. 100 ka mögliche Inlandvereisung wird nicht die extremen Bedingungen des Elster-Hochglazials erreichen, sondern eher der Weichsel-Kaltzeit vergleichbar sein und fällt deshalb für künftige Klufthildungsprozesse im Hutgestein nicht ins Gewicht.

Die beiden tertiären Hauptphasen der Subrosion stehen mit tektonischen Ereignissen in Zusammenhang, die offensichtlich eine Neubildung oder Öffnung von Klüften verursachten. Diese tektonischen Ereignisse hatten zumindest mitteleuropäisches Ausmaß und beschränkten sich nicht auf die im Untersuchungsgebiet während des gesamten Quartärs mit abnehmender Tendenz zu verzeichnende wenig differenzierte Bewegung von tektonischen Großschollen. Bezogen auf die gegenwärtige geringe Klüftigkeit und stagnierende Subrosion ermöglichte die Klufthildung im Miozän/Pliozän lediglich eine Verdopplung der langzeitlichen Subrosionsrate, ihre hydraulische Auswirkung hielt sich also in Grenzen.

Ein tektonisches Großereignis wie im Miozän/Pliozän wird im Prognosezeitraum von 150 ka nicht erwartet. Es setzt sich der gegenwärtige Zustand wenig differenzierter Schollenbewegungen im Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur fort. Er schließt Spannungsakkumulationen und Rissbildungen im Einzelfall nicht aus. Derartige Bedingungen bestanden vielfach während des Tertiärs und Quartärs, ohne dass die Grundwasserbewegung im Hutgestein insgesamt nachhaltig erhöht wurde (gemessen an den Subrosionseffekten). Es besteht deshalb auf Grund der rezenten geologischen Verhältnisse und Prozesse sowie der entwicklungsgeschichtlichen Erkenntnisse durchaus Veranlassung, ein langfristiges, über mehrere zehntausend Jahre oder sogar den gesamten Prognosezeitraum reichendes Fortbestehen der gegenwärtigen Durchlässigkeiten im Hutgestein anzunehmen. Zugleich ist nicht auszuschließen, dass auftretende einzelne Rissbildungen trotz möglicher Verheilungsprozesse langfristig zu einer hydraulisch wirksamen lokalen Vernetzung gelangen. Ob die nicht ausschließbare hydraulische Vernetzung entstehender Einzelklüfte nach 100 ka, 50 ka oder früher eintritt, entzieht sich der exakten geowissenschaftlichen Begründung. Je länger der Betrachtungszeitraum, desto größer die Unsicherheit der Aussage.

Im Hinblick auf die eingangs formulierte Zielstellung des Berichtes führt die vorgenommene Analyse zu der Bewertung, dass der Fortbestand der gegenwärtigen Durchlässigkeitsverhältnisse im Hutgestein einige zehntausend Jahre nicht in Frage zu stellen ist. Zu einem späteren, nicht genau definierbaren Zeitpunkt könnte sich Einzelrissbildung hin zu einem System hydraulisch vernetzter Klüfte in Teilen des derzeit intakten Hutgesteins entwickeln. Die hydraulische Effizienz solcher Systeme wird vermutlich geringer sein als bei den tektonisch induzierten Klüftbildungsprozessen an der Wende Kreide/Tertiär bzw. Obermiozän/Pliozän, d. h. die Durchlässigkeit der betroffenen Bereiche des Hutgesteins wird sich entsprechend gering erhöhen.

Wenig wahrscheinlich ist eine Durchlässigkeitserhöhung des Hutgesteins in den residualen Strukturen der Ostmulde und der Randmulde, weil der hohe Anteil des Roten Salztons dort spezifische gebirgsmechanische Akzente setzt.

**Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe**

Hannover, den 31.07.2000

Im Auftrag

Sachbearbeiter:

(Dr. H. Raschka)

Abteilungsleiter

Dir. u. Prof.

(H. Käbel)

Arbeitspaketleiter

WA

(Dr. M. Wallner)

Projektleiter

Dir. u. Prof.

## Literaturverzeichnis

- ALBRECHT, H., BALZER, D., LOTSCH, D. & SELTENHEIM, J. (1998): Projekt Morsleben: Geologische Schichtenverzeichnisse der Bohrungen Dp Mors xx/88 - 90 und Dp Mors xx/94 - 95. - BGR, Archiv-Nr. 116625, Hannover [UnveröffJ.
- BALZER, D. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. - BGR, Archiv-Nr. 11 66 22, Berlin/Hannover [UnveröffJ.
- BEHLAU, J., MINGERZAHN, G. & BORNEMANN, O. (1997): ERA Morsleben. Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells. - BGR, Archiv-Nr. 11 68 72, Hannover [UnveröffJ.
- BEHLAU, J. & MINGERZAHN, G. (1999): ERA Morsleben. - Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells. 4. Anhang zum Abschlussbericht - Isopachenplan des Salinars über dem Hauptanhydrit (z3HA). - BGR, Archiv-Nr. 11 88 72, Hannover [UnveröffJ.
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1998): Projekt Morsleben, Analyse der strukturgeologischen Entwicklung der Salzstruktur Oberes Allertal und ihrer Umgebung. - BGR, Archiv-Nr. 11 68 73, Hannover [UnveröffJ.
- BURCHARDT, I. (1998): Geologische Bearbeitung von Trias und Jura mit Erarbeitung einer Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. - Geologische Forschung und Erkundung (GFE) GmbH Halle. In: ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Trias und Jura, Abschlussbericht. - BGR, Archiv-Nr. 11 66 21, Berlin/Hannover [UnveröffJ.
- EHRMINGER, B., GENTER, M., SCHINDLER, M., HUGI, M. & KLEMENZ, W. (1999): Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. - COLENCO Bericht 4305/5, Baden [UnveröffJ.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbandenb. Thüringen). - Altenbg. nat.-wiss. Forsch. H7, 55-135, Altenburg
- GRABOVNIKOV, V.A. (1993): Gidrogeologičeskie issledovanija dlja obosnovanija podzemnogo zachoroneniija promyslennyh stokov (Hydrogeologische Un-

- tersuchungen zur Begründung der Tiefenversenkung industrieller Abwässer).  
- Moskau, Verl. Nedra, 335 S.
- KABEL, H. & GERARDI, J. (1999): Projekt ERA Morsleben, Szenarienanalyse. Geologische Langzeitbewertung und Ermittlung der Zuflussszenarien ohne technische Maßnahmen. - BGR, Archiv-Nr. 01 19 098, Hannover [Unveröff.].
- KUGLER, H. & VILLWOCK, G. (1995): Morphogenetische Kartierung Untersuchungsgebiet ERA Morsleben. - GFE Halle / Aerocart Delitzsch [Unveröff.].
- LANGKUTSCH, U., KABEL, H., MARGANE, A. & SCHWAMM, G. (1998): Projekt ERA Morsleben. Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen. - BGR, Archiv-Nr. 11 69 06, Berlin [Unveröff.].
- LIPPSTREU, L. (1999): Die Gliederung des Pleistozäns in Brandenburg. - Brandenburgische geowiss. Beiträge 6, 2, Kleinmachnow.
- LOTSCH, D. (1987): Lithostratigraphische, tektonische und paläogeographische Entwicklung Obere Kreide - Tertiär, Blatt 296 In: KABEL, H., LOTSCH, D., PUTSCHER, S., REMUS, W., SÖLLIG, A., TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung des Endlagerstandortes Morsleben. - Zentrales Geologisches Institut Berlin, Archiv-Nr. 41 05 217, Berlin [Unveröff.].
- LOTSCH, D. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär. - BGR, Archiv-Nr. 11 66 20, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- STORK, G.-H. (1998): ERA Morsleben, Geologische Standortbeschreibung. - BGR, Archiv-Nr. 11 67 47, Hannover [Unveröff.].
- VOIGT, H.-J. (1975): Zur Dynamik der mineralisierten Schichtwässer im Nordteil der DDR. - Z. angew. Geol. 21, 4, S. 164-168, Berlin.
- WILDENBORG, A.F.B. (1999): Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben. - In: GERARDI, J. & WILDENBORG, A.F.B. (1999): Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose für das Endlager radioaktiver Abfälle Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 11 78 69, Hannover [Unveröff.].
- ZIERMANN, H., HEDERICH, N. & ZWIRNER, R. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung des Quartärs. - BGR, Archiv-Nr. 11 66 19 [Unveröff.].

## **Abkürzungsverzeichnis**

BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz
ERA	Endlager für radioaktive Abfälle
ka	Tausend Jahre
Ma	Millionen Jahre
NE	Nordost
SW	Südwest
ZEP	Zustände, Ereignisse, Prozesse

## **Verzeichnis der Abbildungen**

- 1 Tertiäre Entwicklung im Gebiet des Endlagers Morsleben
- 2 Quartäre Entwicklung und Prognose im Gebiet des Endlagers Morsleben
- 3 Übersicht tektonisch und subrosiv bedingter Lagerungselemente in der Allertalzone bei Morsleben
- 4 Lithotypen, Vergipsung und Steinsalz im Hutgestein des Endlagerstandortes Morsleben